



HAL
open science

Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu

Isabel Jalón Rojas

► **To cite this version:**

Isabel Jalón Rojas. Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2016. Français. NNT : 2016BORD0165 . tel-01407361

HAL Id: tel-01407361

<https://theses.hal.science/tel-01407361v1>

Submitted on 2 Dec 2016

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.

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Isabel JALÓN ROJAS

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Physique de l'environnement

Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de
la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu

Soutenue le 21 octobre 2016

Devant la commission d'examen formée de :

M. Robert LAFITE	Professeur, M2C, Univ. Rouen	Président
Mme Mélina LAMOUREUX	Chargée de mission, Agence de l'Eau Adour-Garonne	Invitée
M. Pierre LE HIR	Directeur de recherche, Ifremer, France	Rapporteur
Mme Sabine SCHMIDT	Directrice de recherche CNRS, EPOC, Univ. Bordeaux	Directrice
M. François SCHMITT	Directeur de recherche CNRS, LOG, Univ. Lille	Rapporteur
M. Henk SCHUTTELAARS	Maître de conférences, TU Delft (Pays-Bas)	Invité
M. Aldo SOTTOLICHIO	Maître de conférences, EPOC, Univ. Bordeaux	Co-directeur

Résumé

La dynamique sédimentaire estuarienne joue un rôle très important pour la qualité de l'eau, les écosystèmes et la navigation. Les estuaires macrotidaux comme la Gironde se caractérisent par la formation de régions très chargées en matière en suspension (MES), appelées zones de turbidité maximale (ZTM), qui influencent le transport et le dépôt des sédiments fins, l'envasement des chenaux, la consommation d'oxygène dissous et le devenir des polluants. L'objectif de ce travail est de comprendre la dynamique hydro-sédimentaire, particulièrement de la ZTM, dans la section fluviale, encore peu étudié, de l'estuaire de la Gironde en lien avec les facteurs de forçage environnementaux et les perturbations du système (changements hydrologiques et morphologiques naturels et anthropiques). La méthodologie de ce travail est basée sur l'analyse de 10 années de données continues de turbidité enregistrées par le réseau de surveillance MAGEST. L'exploitation de telles séries de données, assez novatrice dans les estuaires, a notamment impliqué le développement d'une méthode d'analyse basée sur la combinaison de plusieurs méthodes spectrales. Cette approche est complétée par l'analyse des profils de turbidité et de vitesse de courant lors de cycles de marée, l'analyse de séries temporelles historiques de marée et l'exploitation d'un modèle semi-analytique 2DV.

La dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial est d'abord détaillée à toutes les échelles de temps représentatives. A l'échelle de temps intratidale, la distribution verticale des MES et des courants, en deux points d'une même section transversale, a permis de détailler les mécanismes de transport sédimentaire. Les flux particuliers résiduels (totaux, advection, pompage tidal) ainsi estimés pour plusieurs conditions hydrologiques, démontrent le contrôle du pompage tidal sur les flux de MES lors de l'étiage. A l'échelle de temps subtidale, la réponse de la ZTM aux fluctuations hydrologiques (crues, périodes d'augmentation ou diminution continue du débit, variabilité inter-annuelle) est analysée. Ceci a permis de définir plusieurs indicateurs hydrologiques des caractéristiques de la ZTM, qui suggèrent l'intensification de la ZTM au cours des dernières décennies en lien avec la diminution des débits. La contribution relative des facteurs de forçage à la variabilité de la turbidité a été quantifiée pour différentes régions estuariennes et échelles de temps (saisonniers et pluri-annuels). L'application de la méthodologie développée à l'estuaire de la Loire, qui dispose de séries de données similaires (réseau SYVEL), a permis de généraliser ces résultats.

Enfin, l'effet des changements pluri-décennaux hydrologiques et morphologiques sur la propagation de la marée et la dynamique sédimentaire est détaillé dans la Garonne tidale. Il ressort une amplification du marnage et de la asymétrie de la marée au cours des six dernières décennies, principalement liée aux changements morphologiques naturels dans la Gironde en aval, les extractions de granulats et le changement de régime hydrologique. L'implémentation d'un modèle semi-analytique a permis de vérifier ces résultats et d'analyser leurs implications sur les concentrations de MES et la limite amont de la ZTM.

Mots clés:

dynamique hydro-sédimentaire, zone de turbidité maximale, fleuves tidaux, forçages, propagation de la marée, évolution à long terme, mesures haute fréquence, méthodes spectrales, modèle idéalisé, estuaire de la Gironde, Garonne, Dordogne

Abstract

Estuarine suspended sediment dynamics play an important role in water quality, ecosystems and navigation. The formation of regions of high suspended sediments (SS) concentrations, called turbidity maximum zones (TMZ), is a characteristic feature of macrotidal estuaries, such as the Gironde. The TMZ influences the transport and deposition of fine sediments, channel siltation, oxygen conditions and the particulate transport of pollutants. This work aims to understand the hydro-sedimentary dynamics of the fluvial Gironde estuary, still poorly studied, in relation with environmental forcings and system perturbations (natural and anthropic hydrological and morphological changes). The methodology of this work is based on the analysis of the 10-years continuous time series of turbidity recorded by the MAGEST monitoring network. The exploitation of such time series, quite innovative in estuaries, required the development of an analysis method based on the combination of spectral techniques. This approach is completed by the analysis of turbidity and current velocity profiles over tidal cycles, the analysis of historical tide time series, and the exploitation of a 2DV semi-analytical model.

First, SS dynamics of the fluvial Gironde is detailed at all representative time scales. At the intratidal time scale, the mechanisms of SS transport were described from the vertical depth of SSC and current velocities at two points of the same section. Residual fluxes (total, advective and tidal pumping), estimated for different hydrological conditions, demonstrated the control of tidal pumping on SS fluxes during periods of low river flow. At the subtidal time scale, the TMZ response to hydrological fluctuations (floods, periods of continuous river flow increase and decrease, interannual changes) was analyzed. Hydrological indicators of the TMZ features were thus defined, which suggest the TMZ intensification over the last decades in relation to the river flow decrease. The relative contributions of environmental forcings to the turbidity variability were quantified for different estuarine regions and time scales (seasonal and multiannual). The application of the same methodology to the Loire estuary, which counts on equivalent time series (SYVEL network), allowed the generalization of these results.

Finally, the impact of pluri-decades hydrological and morphological changes on tidal propagation and suspended sediments dynamics is detailed in the tidal Garonne. Both tidal range and asymmetry appear to be amplified over the last six decades, mainly due to natural changes of the down Gironde, gravel extraction in the tidal Garonne and hydrological regime shifts. The implementation of an idealized model allowed verifying such results and analyzing their implications for SS concentrations and the upper TMZ limit.

Keywords:

suspended sediment dynamics, turbidity maximum zone, tidal rivers, environmental forcings, tidal propagation, long-term evolution, high-frequency monitoring, spectral methods, idealized models, Gironde estuary, Garonne, Dordogne

Title: Evolution of hydro-sedimentary dynamics in the Gironde estuary in relation to environmental pressures

Avant-propos

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet DYEZH (Dynamique sédimentaire des particules et du bouchon vaseux, transferts particuliers amont-aval) et est labellisée COTE par le Cluster d'excellence LabEx COTE (Évolution, adaptation et gouvernance des écosystèmes continentaux et côtiers). Elle a bénéficié du soutien financier de la Région Aquitaine et de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et d'une bourse de mobilité COTE.

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde et sincère gratitude à toutes les personnes dont le soutien et l'amitié m'ont permis de mener ce travail à son terme. Merci pour ces trois années sympathiques et enrichissantes.

Je voudrais tout d'abord remercier ma directrice de thèse, Sabine Schmidt, pour son encadrement remarquable. Merci pour tous tes conseils, discussions, relectures et corrections pertinentes, ainsi que pour m'encourager et me pousser à publier. J'espère avoir appris de ton esprit critique et ton savoir-faire si nécessaires dans la recherche. J'aimerais également remercier mon co-directeur Aldo Sottolichio pour son soutien, sa confiance et ses conseils. Merci pour ton ouverture scientifique qui m'a permis de diriger la thèse selon mes motivations, faire de l'enseignement, et assister à des échanges toujours bénéfiques lors des conférences. Je vous remercie sincèrement tous les deux pour cette étape d'apprentissage, pour la confiance que vous m'avez accordé et pour la liberté que vous m'avez laissée dans ce travail.

Je tiens à remercier tous les membres du jury pour le vif intérêt qu'ils ont porté à ce travail et d'avoir accepté d'assister à sa présentation. Je souligne ma gratitude envers les deux rapporteurs, Pierre Le Hir et François Schmitt, pour relire ce manuscrit et apporter des commentaires constructifs et des suggestions pertinentes. Un grand merci à Robert Lafite qui m'a fait l'honneur d'accepter d'être président du jury. J'ai également apprécié les échanges avec Henk Schuttelaars et Méлина Lamouroux à qui je remercie d'avoir accepté de faire partie du jury.

Je voudrais remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont participé aux campagnes sur le terrain: l'ensemble de l'équipage du Côtes de la Manche, Hervé Derriennic, Pascal Lebleu, Guillaume Detant et Jean Michel Escalier. Merci beaucoup pour votre gentillesse et votre savoir-faire. Et bien sûr, je n'oublie pas les coups de main de Katixa, Joselyn et Vincent Marieu sur le ponton. Merci aussi à Stéphane Kervella pour me prêter son OBS. J'en profite pour exprimer ma gratitude au Grand Port Maritime de Bordeaux, particulièrement à Alain Fort et Julian Mas, pour faciliter la coordination des campagnes ainsi que pour partager les données historiques de marée. Un grand merci à Vincent Hanquiez pour toutes les heures consacrées à la "distrayante" tâche de numérisation des données. Je n'oublie pas tous les stagiaires (Yoann, Barbara, Laurine et Colette) qui ont aussi collaboré à la numérisation.

Un remerciement particulier au Consortium MAGEST et à ses organismes (AEAG, SMIDDEST, SMEAG, EPIDOR, pêcheurs, etc.) pour les données de turbidité qui ont rendu cette thèse possible, ainsi que pour tous les échanges toujours enrichissants. J'en profite pour adresser ma gratitude à l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et à la Région Aquitaine pour le soutien financier de la thèse. J'adresse également mes remerciements au GIP Loire pour les données de turbidité du réseau SYVEL et à Christine Bertier pour être disponible pour répondre à mes questions sur la Loire.

Je tiens à remercier au Labex-COTE pour la bourse de mobilité qui m'a permis de passer trois mois d'apprentissage intensif au Pays-Bas. I would like to acknowledge Henk Schuttelaars for his warm welcome in his team at TU Delft. Thank you very much for introducing me in the world of idealized models and for your support. I fully appreciate the help and the good ideas of Yoeri Dijkstra. Definitely, the success of the implementation of the model to the Garonne would not have been possible without his help. I am also very grateful to Ronald Brouwer for being always available to answer my questions with patience and sympathy. I cannot imagine my thesis without all the knowledge acquired with the Henk's team. Thank you very much to all the Department of Applied Mathematics of TU Delft for his welcome, especially to

the PhD students (Bijan, Corine, Mohit, Jianbing, Rajab, Tugce, Xi and Xiaoyan) for their friendliness and good humor. But this stay would not have been the same without my “spaanse ghetto”. Muchísimas gracias a Alberto y Guille por levantarme el ánimo cuando el modelo se me hacía un poco cuesta arriba, pero sobre todo gracias por todas las conversaciones y los ratos de cachondeo siempre cerveza en mano. ¡Qué tres meses más buenos he echado gracias a vosotros!

Merci à Pascal Mette et Arnoldo Valle Levinson d’avoir pris un peu de son temps pour me conseiller sur l’analyse d’harmoniques et la démodulation complexe.

À l’ensemble des personnes du laboratoire EPOC qui m’ont prêté leur aide au cours de ces dernières années. Je remercie spécialement l’équipe METHYS pour tous les échanges aussi bien dans les bureaux, qu’autour d’un pot. Je remercie en particulier Nadia Sénéchal pour m’avoir guidée dans mon travail d’enseignement. J’aimerais souligner ma gratitude à tous les doctorants/post-doctorants/stagiaires que j’ai eu le plaisir de rencontrer au cours de la thèse. Une dédicace spéciale à Joselyn et Katixa, sans qui ces trois années n’aurait pas été les mêmes. Merci à Ana, Arthur, Arnaud, Benjamin, Clément, Donatus, Driss, Lauren, Ludivine, J.R, Sophie, Vania, et à tous les autres. Ça a été vraiment sympa de partager avec vous les conversations à midi (responsables en grande partie de mes progrès en français), les soirées à La Parcelle et au Chuchumbé, et, en définitive, tous les bons moments et les bons souvenirs.

Un énorme merci à la peña flamenca “Copas y Compás” pour chacun des mardis de ces trois années. Merci à Antoine, Antony, Christophe, Eva, José, Nico et Patrick pour les bonnes conversations et la bonne humeur autour d’un verre de vin, et avec “rasgados, cantes y palmas” (des fois plus “al compás” que des autres). Vous ne pouvez pas imaginer à quel point j’ai eu la chance de vous rencontrer!

Gracias como siempre a l@s de siempre, en especial a Laura, Salud y Silvia, las que siempre encuentran las mejores palabras de ánimo y con las que cada momento compartido es inolvidable. Gracias por vuestras visitas a Burdeos y Delft que sin duda quedarán recordadas para la eternidad.

Je voudrais aussi remercier ma belle-famille de m’avoir si gentiment accueillie. Je suis très heureuse de pouvoir compter sur vous.

Por encima de todo, muchas gracias a los míos por estar ahí, siempre. Gracias a mi hermano Manuel y mis padres Lucía y Manolo por su cariño y su apoyo incondicional. Gracias por disfrutar a distancia con mis logros y mis sueños. Gracias hermano por ser como eres, todo un ejemplo de honradez, lucha y superación. Gracias papá por ser un ejemplo de altruismo y por haberme dado una educación escéptica que sin duda ha motivado en parte mi carrera científica. Gracias por tantos estímulos que han marcado mis competencias actuales, como criarme entre ordenadores, enseñarme MS-DOS cuando era pequeña, o llevarme allí donde fuera necesario (olimpiadas matemáticas, selectividad, conciertos, ..). Gracias mamá por hacer de mi una mujer empoderada y luchadora, por tu motivación constante, por enseñarme el valor del conocimiento, por las horas invertidas enseñándome a leer, jugando a “cifras y letras” y tantas otras cosas. Y por supuesto gracias a los dos por los valores inculcados. Si he llegado hasta aquí ha sido gracias a vosotros. Un agradecimiento especial como siempre a mis abuelos y a mi tito José por su cariño y apoyo. Aprovecho también para agradecer a cada uno de los profesores y profesoras que consiguieron marcar mi aprendizaje, por su valiosa labor a veces tan poco reconocida.

Finalmente, no tengo palabras suficientes para agradecer a mi compañero Laurent tanto apoyo, ayuda y amor. Gracias por las miles de millones de correcciones de francés e inglés a lo largo de estos tres años, y

en particular por la de este manuscrito. Gracias por estar siempre ahí, desde la preparación a la primera entrevista de la tesis hasta la planificación de la próximas etapas. Todo es mucho más fácil con tus sabios consejos y tus palabras de ánimo. Gracias por los buenos momentos pasados y por los que quedan por llegar. Gracias por compartir mi vida y hacerme feliz.

Table des Matières

Introduction	1
1 La dynamique hydro-sédimentaire des estuaires macrotidaux.	
Le cas de la Gironde	5
1.1 Les forçages dans l'estuaire fluvial : la propagation de l'onde de marée	6
1.2 La dynamique des sédiments fins en suspension	7
1.3 Le système fluvio-estuarien de la Gironde	9
1.3.1 Présentation et importance	9
1.3.2 Bref état de connaissance sur la dynamique hydro-sédimentaire	11
1.3.3 Les pression sur le milieu	12
2 Stratégie et Méthodes	17
2.1 L'analyse de séries temporelles de turbidité à haute résolution	19
2.1.1 La turbidité	19
2.1.2 Le réseau MAGEST	19
2.1.3 Le prétraitement des données	20
2.1.4 Analyse des séries temporelles: méthodes statistiques	22
2.1.5 Analyse des séries temporelles: méthodes spectrales	22
2.1.5.1 Publication: Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses	24
2.2 Les campagnes menées dans la section de Bordeaux	41

2.2.1	Choix du site et paramètres mesurés	41
2.2.2	Fréquence d'acquisition, instrumentation et difficultés	41
2.2.3	Pré-traitement des données	43
2.2.4	Calcul des flux de MES	45
2.3	L'analyse des séries temporelles de hauteur d'eau	46
2.3.1	Sélection des données	46
2.3.2	Numérisation des séries temporelles historiques	46
2.3.3	Calcul de l'asymétrie de la marée	47
2.4	Le modèle idéalisé 2DV	50
2.4.1	Approche et hypothèses	51
2.4.2	Équations du modèle	52
2.4.2.1	Modèle hydrodynamique	52
2.4.2.2	Dynamique sédimentaire	54
2.5	Brève synthèse des méthodes	56
3	Dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial: impact des conditions hydrologiques	59
3.1	L'axe Gironde-Garonne.	60
3.1.1	Le transport sédimentaire lors des cycles de marée	60
3.1.1.1	Aperçu	60
3.1.1.2	Distribution verticale	61
3.1.1.3	Flux particulières	66
3.1.2	Publication: Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions	68
3.2	L'axe Dordogne	84
3.2.1	L'expulsion de la ZTM vers l'aval lors des crues	84
3.2.2	Présence de la ZTM à Libourne	86
3.2.3	L'évolution à long terme des caractéristiques de la ZTM à Libourne	88
3.3	Comparaison avec l'estuaire de la Loire	89
3.4	Conclusions	93

4	Importance relative des facteurs de forçage environnementaux sur la turbidité	95
4.1	Publication en révision: Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries	96
4.2	Conclusions	126
5	Évolution pluri-décennale de la dynamique hydro-sédimentaire - I : la propagation de la marée	129
5.1	Caractéristiques hydrologiques des scénarios étudiés	130
5.2	Évolution pluri-décennale du marnage	132
5.2.1	Effet du débit fluvial sur le marnage	132
5.2.2	Effet des changements morphologiques sur le marnage	134
5.2.3	Effet de la présence saisonnière des dépôts des sédiments fins	137
5.3	Évolution pluri-décennale de l'asymétrie de la marée	138
5.3.1	Effet du débit fluvial sur l'asymétrie de la marée	140
5.3.2	Effet des changements morphologiques sur l'asymétrie de la marée	141
5.4	Synthèse et implications	144
5.5	Conclusions	146
6	Évolution pluri-décennale de la dynamique hydro-sédimentaire - II : le piégeage de sédiments	149
6.1	Mise en place du modèle semi-analytique sur la Garonne tidale	150
6.1.1	Géométrie	150
6.1.2	Conditions aux limites et points de vérification	150
6.1.3	Contrainte de cisaillement au fond	153
6.1.4	Paramétrisation de la viscosité turbulente	154
6.2	Calibration du modèle	156
6.2.1	Modèle hydrodynamique	156
6.2.2	Modèle de dynamique sédimentaire	159
6.3	Choix des scénarios d'étude	161
6.4	Résultats	162

6.4.1	Hydrodynamique	162
6.4.2	Dynamique sédimentaire	167
6.5	Discussion	173
6.6	Conclusions	179
7	Conclusions et Perspectives	181
7.1	Conclusions	182
7.2	Perspectives	188
	Production scientifique	193
	Bibliographie	196
A	Publication: Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde	209
B	Le calcul de l'asymétrie de la marée: comparaison de méthodologies	219
B.1	L'analyse d'harmonique classique	219
B.2	L'analyse d'harmonique non-stationnaire	219
B.3	La démodulation complexe	221
B.4	Conclusions	222
C	Le modèle 2DV: analyse de perturbation, système de référence et schème numérique	223
C.1	Analyse de perturbation et solution	223
C.2	Calcul de la surcote du débit fluvial	227
C.3	Schéma numérique	228
D	Publication: Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network	229

Liste des Figures

0.1	Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu estuarien et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire.	2
1.1	Schéma conceptuel de l'équilibre entre les facteurs qui produisent l'amplification et l'amortissement de la marée.	7
1.2	Schéma de l'évolution de l'asymétrie de la marée (verticale et horizontale) lors de sa propagation vers l'amont et du piégeage des sédiments fins en raison de cette asymétrie (Allen et al., 1980, modifiée)	8
1.3	Le système fluvio-estuarien de la Gironde: (A) localisation du système et de ses bassins versants au niveau de la France; (B) l'estuaire et ses principaux affluents; (C) la Garonne tidale. . . .	10
1.4	Évolution du nombre annuel de jours où le débit de la Garonne (Tonneins, données issues de http://www.hydro.eaufrance.fr/) est (A) $> 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et (B) $< 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	12
1.5	Surfaces irriguées dans le bassin versant de la Gironde en (A) 1970 et (B) 2008 (d'après Eaucéa, 2008)	13
1.6	Exemple des berges de la Garonne (A) avant et (B) après des extractions de graviers. Photographies de Jacques Mourgues (http://atlas-paysages.gironde.fr/les-paysages-de-nature-et-d-eau.html)	14
2.1	Localisation des stations de mesures et domaine d'étude du modèle 2DV (encadré).	20
2.2	Exemple d'identification des données fausses dans l'étape de tri et de nettoyage des données de turbidité à Libourne pour l'année 2006 : (A) Série temporelle des données brutes avec leur code de qualité (1=bon, 2=hors statistiques, 3=douteux, 4=faux). La ligne bleue en pointillés représente le seuil utilisé dans le critère d'identification des valeurs 9999 NTU fausses ; (B) Série temporelle propre, en trait noir ; les données fausses supprimées sont figurées en gris. . .	21
2.3	Classification des tests de signification en fonction du nombre, de l'interdépendance et de la distribution de probabilité des échantillons. Les méthodes utilisées dans cette étude sont soulignées en bleu.	23

2.4	Localisation des deux points de mesure des profils de turbidité et de salinité dans la section transversale de la Garonne, face à la station MAGEST de Bordeaux	41
2.5	(A) Sonde OBS-3A placée dans la cage pour l’obtention des profils de turbidité/salinité sur le “Côtes de la Manche” (site chenal) avec l’aide du treuil hydraulique. (B) Treuil manuel pour l’acquisition des profils de turbidité/salinité sur le site “rive gauche”. (C) Mise à l’eau de l’ADCP	43
2.6	(A) Dispositif expérimental d’inter-calibration des sondes de turbidité au laboratoire. (B) Turbidité (NTU) mesurée par le turbidimètre “Endress and Hauser” (MAGEST) en fonction de la turbidité (NTU) issue de l’OBS-3A.	44
2.7	Conversion du profil de turbidité (NTU) de la campagne d’Avril 2014 en concentration de MES (g l^{-1}) à partir de la relation établie par Schmidt et al. (en prép.).	44
2.8	Profil de vitesse de courant de la campagne d’Août 2014: (A) module de vitesse; (B) vitesse dans la direction longitudinale du chenal.	45
2.9	Exemple de transformation de coordonnées d’un profil de vitesse de courant : (A) coordonnée verticale z ; et (B) coordonnée σ (Eq. 2.2)	46
2.10	Exemple de la décomposition d’une série temporelle de hauteur d’eau (gris) en amplitudes et phases des composantes M_2 (black) et M_4 (bleu) à partir de la méthode de démodulation complexe.	49
2.11	Schéma de la géométrie du modèle	52
3.1	Valeurs instantanées de turbidité et de hauteur d’eau (pas de temps de 10 min) pendant 48 h : en situation de crue (A, débit pic = $1730 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) et d’étiage (B, débit $< 120 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).	61
3.2	(I) Séries temporelles de (I) débit fluvial journalier de la Garonne d’Avril à Décembre 2014, et (II) du marnage et concentrations des MES (d’après les mesures MAGEST, rive gauche) à Bordeaux d’Avril à Décembre 2014. (III) Profils de salinité aux sites “chenal” et “rive gauche” et de vitesses de courant au site “chenal” (à la “rive gauche” pour Septembre, D). Les dates et conditions hydrologiques de chaque profil sont détaillées dans le Tableau 2.2 de la Section 2.2.	63
3.3	(I) Séries temporelles de (I) débit fluvial journalier de la Garonne d’Avril à Décembre 2014, et (II) du marnage et concentrations des MES (d’après les mesures MAGEST, rive gauche) à Bordeaux d’Avril à Décembre 2014. (III) Profils de concentration des MES aux sites “chenal” et “rive gauche” et de vitesse de courant au site “chenal” (à la “rive gauche” pour Septembre, D). Les dates et conditions hydrologiques de chaque profil sont détaillées dans le Tableau 2.2 de la Section 2.2.	64
3.4	Séries temporelles de vitesses de courant (gris) au site “chenal” (“rive gauche” pour Septembre, D) et de MES (MAGEST en noir, site “rive gauche” en bleu, et site chenal en rouge) à 1 m sous la surface.	65

3.5	Concentrations des MES calculées à partir des données MAGEST enregistrées pendant la campagne de Septembre en fonction de la vitesse de courant des eaux de surface (A) et de la hauteur d'eau (B). Les cercles correspondent à la phase de jusant et les croix à la phase de flot.	66
3.6	Flux cumulé de MES par unité de section ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) au "chenal" lors des campagnes de Juin, Août, Octobre et Novembre. Les lignes en pointillés indiquent l'erreur associé à la transformation de la turbidité en matière en suspension établie par Schmidt et al. (en prép.).	67
3.7	Flux de MES par unité de section ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) au "chenal" lors des campagnes de Juin, Août, Octobre et Novembre: (A) total, calculé à partir des profondeurs réelles; (B) total, advectif et de pompage tidal calculés à partir des profondeurs transformées en coordonnées sigma (0-1m).	68
3.8	Série temporelle de turbidité (pas de temps de 10 min) à Libourne et débit fluvial (moyenne journalière) de la Dordogne entre Juin 2005 et Janvier 2011. "f+numéro" indique les événements de crue analysés.	84
3.9	Relation entre le débit de la Dordogne et la turbidité à Libourne pour trois crues en 2010 basée sur la forme des hystérésis. Les événements de crue sont numérotés par rapport à la Figure 3.8 et au Tableau 3.1	86
3.10	Moyenne tidale de turbidité en fonction du débit fluvial (moyenne sur 3 jours) à Libourne pour l'année 2012. Les valeurs sont triées par rapport : (A) au marnage (échelle de couleurs) et (B) aux périodes d'installation (losanges bleus) et d'expulsion (carrés verts) de la ZTM.	87
3.11	Turbidité en fonction du marnage (moyenne glissante sur 2 jours) pour trois cycles mortes-vives-mortes eaux lors des périodes (a) d'installation (b) de présence et (c) de départ de la ZTM à Libourne en 2009.	87
3.12	Moyenne tidale de turbidité en fonction du débit fluvial (moyenne sur 3 jours) à Libourne pour l'année 2012. Les valeurs sont triées selon les périodes d'installation (losanges bleus) et d'expulsion (carrés verts) de la ZTM.	88
3.13	(A) Durée de la ZTM en fonction du nombre de jours par année où le débit fluvial est inférieur à $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Bordeaux, $160 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Portets, et $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Libourne. Ces valeurs correspondent aux débits moyens d'installation de la ZTM dans chaque station. (B) Turbidité maximale de la ZTM à Bordeaux et Libourne en fonction du volume d'eau qui s'écoule lors des périodes avant et pendant la présence de la ZTM. Les deux paramètres ont été normalisés par rapport à leurs valeurs maximales. La station de Portets n'est pas incluse en raison du nombre trop élevé de valeurs manquantes.	89
3.14	Distribution temporelle et spatiale de la turbidité (supérieure à 300 NTU, échelle de couleur) dans l'estuaire de la Loire d'Octobre 2010 à Mai 2011. La figure de gauche montre l'évolution du débit fluvial pour cette période. La ligne noire dans la figure à droite représente les modulations du marnage. Les zones hachurées indiquent les données manquantes. Les lignes discontinues signalent les intervalles de turbidité utilisés pour calculer les vitesses de déplacement. Figure extraite de Jalón-Rojas et al. (2016b)	90

3.15	Durée de présence de la ZTM en fonction de la durée de l'étiage dans les estuaires fluviaux de la Loire (Le Pellerin et Trentemoult) et de la Gironde (Bordeaux et Portets). Figure extraite de Jalón-Rojas et al. (2016b)	91
3.16	Turbidité maximale de la ZTM en fonction du volume d'eau écoulé avant et pendant la présence de la ZTM dans deux stations qui occupent une position similaire dans les estuaires fluviaux de la Loire (Le Pellerin) et de la Gironde (Bordeaux). Les deux paramètres ont été normalisés par rapport à la moyenne des valeurs maximales pour permettre la comparaison des deux estuaires. La station de Portets n'est pas incluse en raison du nombre élevé de valeurs manquantes. Figure extraite de Jalón-Rojas et al. (2016b)	92
3.17	Limite maximale (boundary^{up}) annuelle de remontée de la ZTM en fonction du débit moyen estival. Il n'a pas été possible d'estimer boundary^{up} pour 2009 en raison des données manquantes. Figure extraite de Jalón-Rojas et al. (2016b)	92
5.1	Moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (25%/75%, barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du débit journalier de la Garonne pour les années 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014. La ligne gris pointillée représente le module qui correspond au débit moyen sur la période 1913-2016.	131
5.2	Histogrammes (nombre de jours par année) du débit fluvial (intervalles de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) de la Garonne pour les années 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014.	131
5.3	Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du marnage à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnage à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m	133
5.4	Marnage (TR, I) et amplification du marnage par rapport à l'embouchure ($\text{TR}/\text{TR}_{\text{mouth}}$, II) à (A) Le Marquis, (B) Bordeaux et (C) Cadillac, en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) et du débit fluvial (échelle de couleurs) lors de l'année 1994.	134
5.5	Évolution pluri-décennale du marnage (I) et de son amplification par rapport à l'embouchure (II) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 100 et $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	136
5.6	Évolution pluri-décennale du marnage (TR, I) et de son amplification par rapport à l'embouchure ($\text{TR}/\text{TR}_{\text{mouth}}$, II) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 700 et $850 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	136
5.7	Amplification du marnage au Marquis et à Bordeaux par rapport à l'embouchure ($\text{TR}/\text{TR}_{\text{mouth}}$) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré ("before") et post ("after") présence de la ZTM lors des années 1953, 1994, 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et $700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	137

5.8	Amplification du marnage à Bordeaux par rapport à l'embouchure (TR_{BDX}/TR_{mouth}) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré et post présence de la ZTM lors des années 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et 700 m^3s^{-1}	138
5.9	Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du rapport des amplitudes des composantes M_2 et M_4 ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$) à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnages à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et 250 m^3s^{-1} et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m.	139
5.10	Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) de la différence de phases des composantes harmoniques M_2 et M_4 ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnages à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et 250 m^3s^{-1} et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m.	140
5.11	Ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 à (A) Le Marquis, (B) Bordeaux et (C) Cadillac, en fonction du débit fluvial et du marnage à l'embouchure (TR_m , échelle de couleurs) lors de l'année 1994.	141
5.12	Évolution pluri-décennale du ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 100 et 250 m^3s^{-1}	142
5.13	Évolution pluri-décennale du ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 700 et 850 m^3s^{-1}	143
5.14	Différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré et post présence de la ZTM lors des années 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et 700 m^3s^{-1}	143
5.15	Résumé des principales modifications des caractéristiques de la marée dans la Garonne pour la période 1953-2014.	147
5.16	Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale entre les années 50 et le présent. . . .	148
6.1	(a) Profondeur moyennée en largeur (lignes pointillées) de la Garonne tidale pour les années 1959 (bleu) et 2002 (noir) et ses ajustements selon les polynômes de degrés 10 (lignes épaisses); (B) Largeur de la section transversale réelle (cercles) et ajustée selon l'équation exponentielle 6.1 (ligne épaisse).	151

6.2	Amplitude des composantes de marée M_2 et M_4 en fonction du débit fluvial et du marnage à l'embouchure (colorbar) pour l'année 1994 au niveau du Marquis (A), de Bordeaux (B), et de Cadillac (C).	152
6.3	Exemple de l'évolution du paramètre de tension s_f le long de l'axe longitudinal x dans la Garonne tidale.	153
6.4	Comparaison des surcotes du débit fluvial pour différentes formulations de ν_t avec les données observées pour l'année 2002 et un débit fluvial de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les observations ont été extraites de Castaing et al. (2006)	155
6.5	Composantes des courants de marée résiduelle (bleu), M_2 (vert) et M_4 (rouge) pour: (A) $\nu_t = 0.08 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; (B) $\nu_t = \frac{1}{2}s_f H_0$	155
6.6	Comparaison des surcotes du débit fluvial pour différentes valeurs de $s_{f,g}$ avec les données observées pour l'année 2002 et un débit fluvial de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les observations ont été extraites de Castaing et al. (2006)	156
6.7	Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction du paramètre de tension des lits vaseux $s_{f,m}$, pour un débit fluvial de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points rouges indiquent les valeurs de $s_{f,m}$ qui fournissent le coût minimal.	157
6.8	Amplitude et phase du niveau de l'eau séparé en composantes de fréquence. Les points représentent les observations. Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($100\text{-}150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en 1994.	158
6.9	Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction de la limite amont des lits vaseux $x_{end,m}$ pour un débit de $900 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points rouges indiquent les valeurs de $s_{f,m}$ qui fournissent le coût minimal.	159
6.10	Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction du paramètre de tension des lits vaseux $s_{f,m}$ et de la viscosité turbulente ν_t pour un débit de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points verts indiquent la valeur de s_f sélectionnée, $s_f = 0.0022$, et sa valeur correspondante $\nu_t = \frac{1}{2}s_f H_0$	159
6.11	Moyenne tidale de la concentration de sédiments en suspension (gl^{-1}) en équilibre morphodynamique pour un débit fluvial d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, année 2014) et pour w_s égal à: (A) 0.5 mm s^{-1} , (B) 0.7 mm s^{-1} , et (C) 1 mm s^{-1}	160
6.12	Séries temporelles (temps adimensionnel σt) de concentrations des MES (ligne noire) et vitesse de courant (ligne bleue pointillée) à Bordeaux ($x=18 \text{ km}$), Portets ($x=42 \text{ km}$) et Cadillac ($x=56.5 \text{ km}$). Les résultats représentent le scénario de 2014 pour un débit fluvial d'étiage et une marée de vives-eaux (3.5-4m de marnage à l'embouchure).	161
6.13	Distribution des sédiments facilement érodables le long de l'axe longitudinal $a(x)$ pour deux débits fluviaux : (a) $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et (b) $675 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les résultats représentent le scénario de 2014 pour une marée de vives-eaux (3.5-4m de marnage à l'embouchure).	161

- 6.15** Amplitude des composantes M_0 (bleu) et M_4 (rouge) induites par : (A) le forçage externe de la marée, (B) la dérive de Stokes, (C) la condition de no-stress, et (D) l'advection. Les lignes continues et pontillées correspondent aux années 1953 et 2014, respectivement. Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). 163
- 6.14** Amplitude et phase du niveau de l'eau séparés en composantes de fréquence (résiduelle ou M_0 , M_2 et M_4) en (A) 1953 et (B) 2014. Les points représentent les observations (de l'aval vers l'amont: Le Marquis, Bordeaux et Cadillac). Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). . . 164
- 6.16** Évolution pluri-décennale des amplitudes (A) de hauteur d'eau et (B) de vitesse de courant des composantes : (I) M_2 ; (II) M_4 (total) ; (III) M_4 forcée extérieurement ; et (IV) M_4 générée intérieurement. Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). 166
- 6.17** Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans la Garonne tidale pour deux débit fluviaux : (A) $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; et (B) $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension. 168
- 6.18** Transport des MES (total, $\text{kg m}^3\text{s}^{-1}$, noire) en équilibre morphodynamique et sa décomposition selon les composantes: transport résiduel dû à l'interaction des vitesses et concentrations résiduelles (T_{res} , bleu foncé); l'interaction des composantes M_2 des vitesses et des concentrations (T_{M_2} , rouge); l'interaction des composantes M_4 des vitesses et des concentrations (T_{M_4} , cyan) ; le transport diffusif (T_{diff} , vert) ; et le transport de Stokes (T_{stokes} , magenta). Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) pour les années (A) 1953, (B) 1971 , (C) 1994 et (D) 2014. 169
- 6.19** Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans les eaux de surface (A) et de fond (B) de la Garonne tidale pour trois débit fluviaux : (I) $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; (II) $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; et (III) $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension. . . 171
- 6.20** Évolution de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans les eaux de surface (A) et de fond (B) avec le débit lors des années : (I) 1953; (II) 1971 ; (III) 1994; et (IV) 2014. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension. 172
- 6.21** Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) aux eaux de surface pour un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constante pour toutes les années. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments disponibles a_* 176

6.22	Évolution pluri-décennale de l'asymétrie de la marée ($\frac{U_{M4}}{U_{M2}}, 2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) pour un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constante pour toutes les années.	177
6.23	Évolution pluri-décennale de la tension de cisaillement du fond de la composante M_2 de la courant ($\tau_c = s_f u_{M2}$) pour un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constant pour toutes les années.	178
7.1	Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale entre les années 50 et le présent. . . .	186
7.2	(A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial (Duration_{LD}) et de l'indice d'oscillation nord-atlantique (NAO index). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial (Volume_{HD}) et de l'indice d'oscillation nord-atlantique (NAO index) . . .	191
7.3	(A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial (Duration_{LD}) et du cumul des précipitations estivales (Precip_{LD}). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial (Volume_{HD}) et du cumul des précipitations totales (Precip).	191
7.4	(A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial (Duration_{LD}) et du volume d'eau stocké pour l'irrigation (Volume_{IRR}). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial (Volume_{HD}) et du volume d'eau stocké pour l'irrigation (Volume_{IRR}). . . .	192
B.1	Exemple de résultat de l'analyse des harmoniques non-stationnaires avec NS_TIDE: série temporelle du rapport entre les amplitudes des harmoniques M_2 et M_4 pour l'année 2005. . . .	221
C.1	Définition d'une maille décalée pour le calcul de $\zeta(x)$	228

Liste des Tableaux

0.1	Organisation des objectifs spécifiques selon l'échelle temporelle et les chapitres où ils sont abordés.	3
1.1	Compilation des extractions de graviers pratiquées entre Bordeaux et La Réole au cours des années 50 et 90. D'après Castaing et al. (2006)	14
2.1	Synthèse de la stratégie générale de l'étude.	18
2.2	Synthèse des campagnes menées à la section de Bordeaux: date, conditions environnementales et problèmes.	42
2.3	Disponibilité des données de hauteur d'eau pour les stations et années sélectionnées. Les croix bleus indiquent les données sous format papier qui ont été numérisées.	47
2.4	Avantages et inconvénients principaux des différentes méthodes de calcul des composantes harmoniques	48
3.1	Caractéristiques des crues fluviales de la Dordogne au cours des années 2006-2010. La turbidité et le débit fluvial correspondent aux valeurs à marée basse. Les événements de crue sont numérotés selon la Figure 3.8 . Les hystérésis sont classées comme: [C] horaires; [CC] antihoraires; [M(C)] mixtes avec une boucle horaire prédominante; [No] sans tendance.	85
3.2	Comparaison des débits fluviaux qui promeuvent l'installation et le départ de la ZTM des stations de Bordeaux (Gironde) et Le Pellerin (Loire).	91
5.1	Pourcentage de variation du marnage (TR) et de la direction de l'asymétrie de la marée ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$) entre chaque année d'étude aux trois stations de la Garonne pour un débit de 100-250 m^3s^{-1} et un marnage à l'embouchure de 4-4.5m.	145
6.1	Scénarios d'étude avec le modèle semi-analytique	162

B.1	Exemple de résultats de l'analyse d'harmoniques classique: Amplitude (A) et Phase (P) des vingt harmoniques principaux aux stations de Pointe de Grave, Le Marquis et Bordeaux pour l'année 2014. Le % indique le pourcentage de variance expliqué pour les 20 et les 5 harmoniques principaux.	220
C.1	Échelles typiques des variables physiques.	224

Glossaire

ν_t	viscosité turbulente verticale
ϕ	phase
ρ_0	densité de l'eau
ρ_s	densité des particules
σ	fréquence angulaire
τ_b	contrainte de cisaillement du fond
ζ	niveau d'eau
c_E	célérité de l'onde de marée
d_s	taille des grains
K_h	coefficient de diffusion horizontale
K_v	coefficient de diffusion verticale
s_f	paramètre de contrainte
w_s	vitesse de chute
A	amplitude
a	coefficient d'érosion
B	largeur de la section transversale
c	concentration de particules en suspension
g	accélération de la pesanteur
H	profondeur
L	longueur
Q	débit fluvial

R niveau d'eau de référence

u vitesse horizontale

w vitesse verticale

Introduction

Les estuaires sont parmi les environnements ayant la plus grande importance socio-économique et écologique. Ces zones de transition entre les milieux continental et marin jouent un rôle capital en tant que nourricerie de nombreuses espèces, et lien de passage et de halte pour des espèces migratrices (Lobry et al., 2003). Ils soutiennent de grandes zones urbaines, agricoles et industrielles. Ces écosystèmes présentent ainsi des intérêts économiques (production alimentaire, transport maritime, loisirs, urbanisme, etc.) qui les soumettent à des pressions multiples et des dégradations importantes (Kennish, 2002).

Les estuaires dominés par la marée se caractérisent par l'existence d'une région très concentrée en matière en suspension appelée zone de turbidité maximale (ZTM) ou bouchon vaseux (Dyer, 1988). Cette ZTM a des conséquences majeures sur le fonctionnement écologique et les activités économiques de ces milieux. Elle contrôle fortement l'envasement des chenaux et des ports (Pontee et al., 2004), affectant la navigation et les caractéristiques des habitats. La ZTM influence également plusieurs processus biochimiques et donc la qualité de l'eau : absorption et transport de nutriments et de polluants (Turner et Millward, 2002; Etcheber et al., 2007; Saari et al., 2010), limitation de la lumière (Abril et al., 2009) et consommation d'oxygène dissous (Talke et al., 2009; Lanoux et al., 2013).

La dynamique de la ZTM est contrôlée par l'hydrodynamique estuarienne. Les processus hydrodynamiques sont complexes et difficiles à prédire ; d'une part, par la topographie tourmentée (chenaux, bancs, faible profondeur), d'autre part, par l'interaction des forçages externes (principalement la marée et le débit fluvial), mais aussi par des forçages internes comme les gradients de densité horizontaux (Dronkers et Van-Leussen, 1988). Le changement climatique et les pressions anthropiques sont susceptibles de modifier l'hydrodynamique estuarienne (Figure 0.1), mais l'impact sur le transport sédimentaire est encore mal connu (Mitchell et Uncles, 2013). La compréhension et la prédiction de la dynamique de la ZTM sont donc aujourd'hui un enjeu scientifique important, et une nécessité pour optimiser la gestion de ces eaux de transition.

Étant le plus vaste estuaire d'Europe occidentale, le système fluvio-estuarien de la Gironde est représentatif d'un grand nombre d'estuaires français et européens. Il est un laboratoire naturel idéal pour étudier les défis scientifiques liés à la dynamique hydro-sédimentaire : il se caractérise par une ZTM très concentrée (Allen et al., 1977), un bassin versant avec le plus grand déficit hydrique de France (Mazzega et al., 2014), et il est soumis à des aménagements et des opérations de dragage. Son originalité est de disposer d'un réseau de mesures de turbidité en temps réel et à haute fréquence assez unique (Etcheber et al., 2011). Des investigations antérieures avaient permis de comprendre les mécanismes basiques de formation de la ZTM et de ses dynamiques essentiellement dans la Gironde aval (Allen, 1972; Allen et al., 1980; Castaing

et Allen, 1981; Sottolichio et Castaing, 1999). Cependant, la partie amont et l'effet des différentes pressions sur le milieu restent assez inexplorés. Aborder ces problématiques est essentiel pour mieux comprendre le fonctionnement de la Gironde en particulier et des systèmes estuariens en général, mais aussi pour répondre à des objectifs de gestion, tels que le suivi de la qualité des eaux estuariennes (Directive Cadre de l'Eau), ou encore pour prévoir l'impact des aménagements futurs dans l'estuaire et dans son bassin versant.

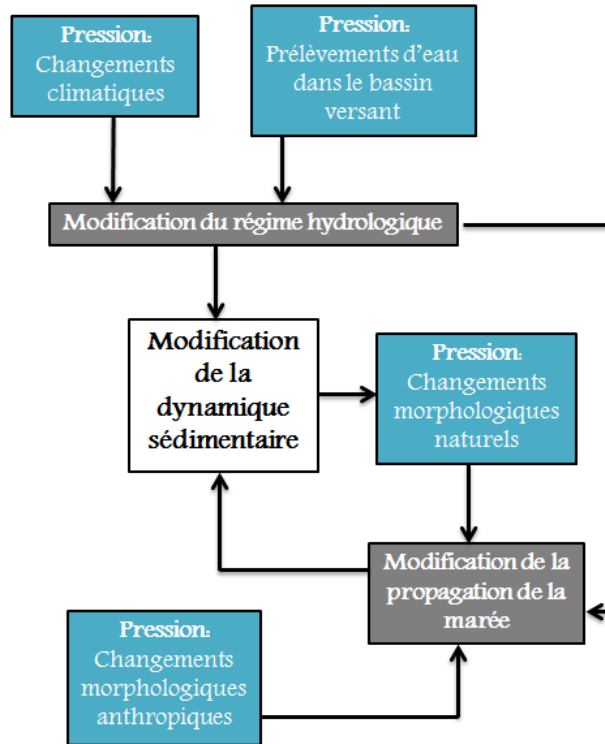


Figure 0.1: Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu estuarien et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire.

L'objectif général de ce travail est d'affiner les mécanismes de transferts particuliers dans l'estuaire de la Gironde, particulièrement dans sa partie fluviale, en lien avec les paramètres hydrologiques et les contraintes environnementales. Il s'agit de comprendre et prédire les modifications engendrées par les perturbations du système (Fig. 0.1). Ce travail vise ainsi à apporter des éléments de réponses à trois questions fondamentales :

- Quelle est la dynamique de la zone de turbidité maximale à différents échelles de temps (d'intertidale à pluriannuelle) ? Son évolution est-elle prévisible, notamment dans l'estuaire fluvial ?
- Quel est l'impact des changements hydrologiques, , saisonniers et à long terme, sur la dynamique hydro-sédimentaire ?
- Les changements morphologiques (naturels et anthropiques) influencent-ils la dynamique hydro-sédimentaire ? Dans quelle mesure ?

Afin de répondre à ces questions, les objectifs spécifiques de cette étude ont été classés selon l'échelle de temps concernée et sont présentés dans le Tableau 0.1.

Ce travail se base sur les 11 ans de données continues de turbidité acquises par le réseau MAGEST. Il s'appuie sur des outils complémentaires comme la mesure *in situ* de profils de turbidité et de vitesse de courant, l'analyse des séries temporelles historiques de marée et l'exploitation d'un modèle semi-analytique.

Échelle temporelle	Objectif spécifique	Chapitre
Intratidale	Évaluer la dynamique hydro-sédimentaire selon le cycle de marée	4
	Étudier les mécanismes qui participent au piégeage de sédiments	
	Estimation des flux résiduels	
Hebdomadaire - Inter-annuelle	Évaluer la dynamique hydro-sédimentaire hebdomadaire et saisonnière	4
	Comprendre et évaluer l'évolution inter-annuelle de la dynamique de la ZTM lors des situations extrêmes (crues et étiage)	5
	Estimer l'importance relative des facteurs qui participent à la variabilité de la turbidité	
Décennale	Évaluer l'effet des changements hydrologiques et morphologiques sur la propagation de la marée	6
	Évaluer l'effet des changements hydrologiques et morphologiques sur la dynamique sédimentaire	7
	Comprendre l'impact relatif des changements hydrologiques et morphologiques (naturels et anthropiques) sur la dynamique de la ZTM	

Table **0.1**: Organisation des objectifs spécifiques selon l'échelle temporelle et les chapitres où ils sont abordés.

Le manuscrit est donc articulé en fonction des objectifs spécifiques (Tableau **0.1**). Il introduit brièvement dans le Chapitre **1** la dynamique hydro-sédimentaire des systèmes estuariens et présente une description du milieu d'étude et de ses enjeux principaux. La stratégie choisie et la méthodologie sont détaillées dans le Chapitre **2**. L'utilisation des séries de données à haute fréquence et pluriannuelles a notamment nécessité le développement d'une méthode d'analyse basée sur la combinaison de plusieurs méthodes spectrales. Le Chapitre **3** décrit la dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial. Il est centré d'abord sur le transport sédimentaire lors des cycles de marée. Ensuite ce chapitre présente, d'une part la variabilité de la turbidité à des échelles de temps subtidales, d'autre part l'impact de l'évolution récente des débits fluviaux sur la dynamique de la ZTM. L'influence relative des forçages sur la variabilité des concentrations des sédiments en suspension est détaillée dans le Chapitre **4**. Initié dans l'estuaire de la Gironde, ce travail inclut un élargissement aux estuaires macrotidaux en général pour évaluer si les conclusions sont généralisables à d'autres régions. L'impact des évolutions pluri-décennales, hydrologique et morphologique, sur la dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial est évalué et discuté dans les Chapitres **5** et **6**. Le Chapitre **5** se concentre sur l'évolution de la propagation de la marée et le Chapitre **6** sur les conséquences de cette évolution tidale sur le transport sédimentaire. Finalement, les résultats majeurs issus de ce travail sont résumés dans le Chapitre **7**. Des nouvelles perspectives de recherche sont également proposées, notamment en terme de gestion dans un contexte de changements climatiques.

La dynamique hydro-sédimentaire des estuaires macrotidaux. Le cas de la Gironde

Les estuaires sont des milieux d'interface entre la mer, le fleuve et le continent. Ils sont définis comme des « zones d'eaux côtières semi-fermées, qui ont une connexion libre avec l'océan, s'étendent vers l'amont jusqu'à la limite d'action de l'onde de marée, et où l'eau de mer est diluée par les eaux douces continentales issues du drainage des bassins versants » (Dyer, 1988). D'un point de vue sédimentaire, les estuaires jouent un rôle déterminant comme collecteurs et voies d'exportation vers l'océan des sédiments issus du milieu continental, et constituent des zones privilégiées pour l'accumulation sédimentaire.

Chaque estuaire est unique et se caractérise par différents paramètres comme le débit fluvial, le marnage, la morphologie, etc. De nombreux schémas de classification ont été établis afin de comparer et de comprendre le comportement complexe de ces systèmes. Par exemple, Valle-Levinson (2010) fournit une classification des estuaires sur la base de l'équilibre entre les eaux salées et douces, la distribution verticale de la salinité, la géomorphologie et l'hydrodynamique. Sur la base de l'amplitude de l'onde de marée à l'embouchure, les estuaires sont classés comme microtidaux (marnage moyen de 0-2 m), mesotidaux (2-4 m) et macrotidaux (> 4 m) (Davies, 1964). Les fortes marées dans les estuaires macrotidaux mènent à une configuration morphologique en forme d'entonnoir caractérisée par une large embouchure, une zone fluviale canalisée, et des zones intertidales.

La dynamique hydro-sédimentaire de la partie fluviale des estuaires macrotidaux constitue le cadre de ce travail. La présentation des forçages des fleuves tidaux dans la Section 1.1 se focalise sur la propagation de l'onde de marée. La Section 1.2 explique le transport des sédiments fins, la formation du bouchon vaseux et les besoins de connaissance dans un contexte de changement global. Après cette présentation générale, les principales caractéristiques de l'estuaire de la Gironde et de sa dynamique hydro-sédimentaire sont présentés dans la Section 1.3.

1.1 Les forçages dans l'estuaire fluvial : la propagation de l'onde de marée

Le flux dans un estuaire est une combinaison du débit fluvial qui s'écoule vers la mer, du mouvement oscillatoire de la marée qui se propage depuis la mer dans l'estuaire, des vagues formées par le vent, et de la convection créée par les différences de densité entre l'eau douce et l'eau salée (Uncles, 2002). A l'amont des estuaires, dans les zones peu affectées par l'intrusion saline, le débit fluvial et la marée sont les deux principaux facteurs qui contrôlent le flux d'eau et de sédiments (Uncles et al., 2006a).

Les forces de gravitation dues à la Lune et au Soleil, avec la force centrifuge associée au mouvement excentrique du système Terre - Lune ou Terre - Soleil autour de son centre de gravité, créent une onde de marée qui se propage dans les océans. Quand l'onde de marée se propage au sein des mers peu profondes et des estuaires, elle est modifiée par la topographie du bassin (convergence en profondeur et en largeur) et la friction du fond et du débit fluvial (Friedrichs et Aubrey, 1988; Savenije et al., 2008; Guo et al., 2015). Ces interactions ont par conséquent une distorsion de la hauteur, ou amplitude de la marée, aussi appelée marée verticale, et des vitesses de courants ou marée horizontale.

En ce qui concerne la marée verticale, le transfert de l'énergie d'une onde en eaux profondes à des eaux peu profondes induit l'amplification de la hauteur de l'onde. Le même effet se produit quand une onde se propage dans un chenal convergent en largeur, la conservation de l'énergie a par conséquent l'amplification de sa hauteur. Le frottement, principalement due au contact avec le fond, et le débit fluvial s'opposent à l'amplification. La friction dépend de la profondeur, du type et des formes du lit, et de la présence éventuelle de végétation. Le débit fluvial amortit l'onde de marée par l'augmentation du frottement tidal (Sassi et Hoitink, 2013; Cai et al., 2015). En fonction de l'équilibre entre la friction (Fig. 1.1), la convergence du chenal et le débit fluvial, l'amplitude de la marée peut augmenter, diminuer ou rester constante pendant sa propagation vers l'amont (Savenije et al., 2008).

L'interaction de l'onde de marée avec la géométrie, la friction et le débit fluvial entraîne l'asymétrie de la marée verticale, liée à la différence entre les durées du flot et du jusant, et de la marée horizontale, c'est-à-dire la différence de magnitude entre les vitesses de courant de flot et de jusant. Si le flot est plus court que le jusant (vitesse de courant plus forte durant le flot), la marée est dominante de flot (Fig. 1.2) ; dans le cas contraire elle sera dominante de jusant.

La dominance du flot est attribuée à la déformation de l'onde de marée progressive non réfléchissante qui se propage dans un milieu peu profond et à l'effet non linéaire de la friction (Dronkers, 1986; Lanzoni et Seminara, 2002). En l'absence de frottement, la marée se propage avec une célérité $c_E = \sqrt{gH}$, où g est l'accélération de la pesanteur et H la profondeur de la colonne d'eau. Comme H varie au cours du cycle de marée, la crête de l'eau tend à se déplacer plus rapidement que le creux le long de l'estuaire. Cela donne un flot plus court, un jusant plus long et des vitesses de courant de flot plus élevées (dues à la conservation de la masse, (Friedrichs et Aubrey, 1988; Friedrichs, 2010)). La friction contribue également à la dominance du flot. L'amortissement par la friction est plus élevé en eaux peu profondes, ce qui mène à la décélération de la propagation autour de la marée basse par rapport à la marée haute. Ainsi, le délai entre la marée basse à l'embouchure et la marée basse dans l'estuaire est supérieur au retard entre les marées hautes (Dronkers, 1986). Cela induit un jusant plus long, un flot plus court, et des vitesses de flot plus élevées.

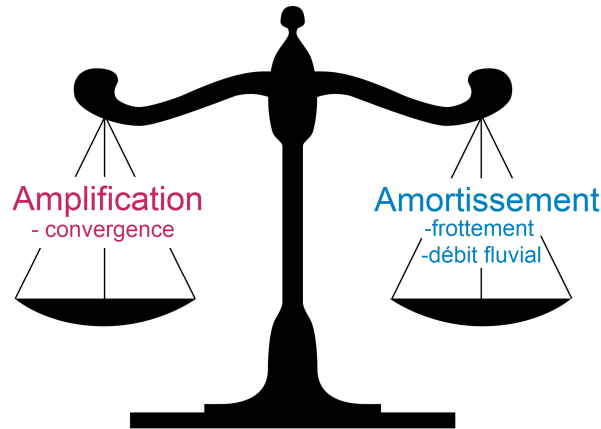


Figure 1.1: Schéma conceptuel de l'équilibre entre les facteurs qui produisent l'amplification et l'amortissement de la marée.

La présence de zones intertidales ou de marais favorise la dominance de jusant. Une section transversale beaucoup plus large autour de la marée haute ralentit la vitesse de propagation lors de la marée haute par rapport à la marée basse, ce qui diminue la durée de la baisse de la marée en favorisant ainsi la dominance du jusant (Friedrichs, 2010).

À l'heure actuelle, l'effet du débit fluvial sur l'asymétrie de la marée est encore un sujet peu étudié. Une étude récente dans l'estuaire du Yangtze (Guo et al., 2015) suggère que la plus forte déformation de la marée a lieu dans l'estuaire amont pendant la saison sèche et dans l'estuaire aval pendant la saison humide. Un débit fluvial élevé augmente la friction subtidale qui amortit l'énergie tidale dans l'amont et transfère l'énergie des marées principales aux fréquences supérieures.

La propagation non-linéaire de la marée induit aussi des écoulements résiduels. La dérive de Stokes est due au retard de phase entre la hauteur d'eau et les vitesses de courant (Stokes, 1847; van Rijn, 2011). Cela conduit à un transport d'eau plus important vers l'amont qui est compensé par un écoulement retour vers l'aval (« Stokes tidal return »). Ce phénomène est le responsable principal des flux vers l'aval dans les estuaires macrotidaux avec un débit fluvial très faible (Cavalcante et al., 2013).

1.2 La dynamique des sédiments fins en suspension

En raison de sa nature d'interface entre le continent et l'océan, les estuaires constituent des zones de stockage et de transfert des matières en suspension (MES) transportées par les fleuves vers la mer (Dyer et al., 2004; Dyer, 1988). La concentration des MES en tout point d'un milieu estuarien est le résultat de l'érosion locale et du transport. Lorsque les vitesses de l'écoulement sont suffisamment élevées, elles génèrent des fortes contraintes de cisaillement sur le lit qui remettent en suspension les matériaux déposés. Le transport en suspension de particules se produit lors des périodes de forts courants du fait de la prédominance du flux vertical turbulent. Lors des étales, les forces de gravité sont supérieures aux forces turbulentes et les particules en suspension peuvent sédimenter et s'accumuler sur le fond.

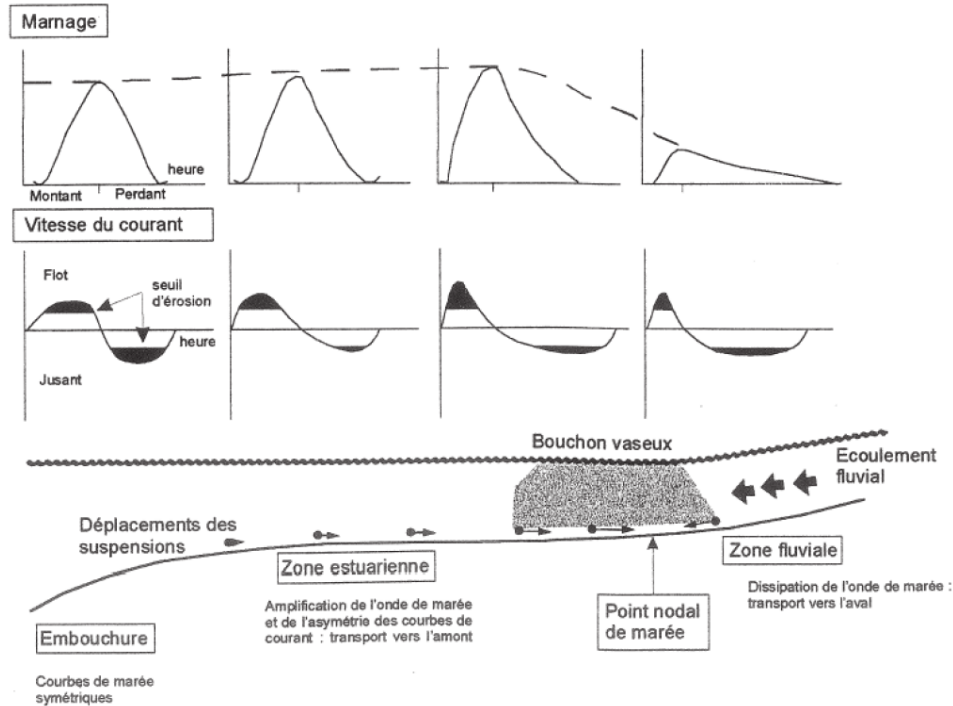


Figure 1.2: Schéma de l'évolution de l'asymétrie de la marée (verticale et horizontale) lors de sa propagation vers l'amont et du piégeage des sédiments fins en raison de cette asymétrie (Allen et al., 1980, modifiée)

Les estuaires macrotidaux se caractérisent par un stockage temporaire des MES entrant dans le système au sein d'une zone de turbidité maximale (ZTM), aussi appelée bouchon vaseux. La ZTM est une région où les eaux sont très concentrées en MES par rapport aux eaux limitrophes en amont et en aval. Au cours des quatre dernières décennies, de nombreuses études ont porté sur le comportement de la ZTM dans plusieurs estuaires au monde. La plupart de ces études se classent dans deux grandes catégories : celles qui ont abordé les mécanismes de piégeage de sédiments et celles qui décrivent les dynamiques de la ZTM à différentes échelles temporelles en lien aux forçages.

Il est bien connu que les flux résiduels causés par la circulation de densité (Postma, 1967; Uncles et Stephens, 1993; Dyer et al., 2004), l'asymétrie de la marée (Allen et al., 1980; Le Hir et Thouvenin, 1994; Scully et Friedrichs, 2007; Chernetsky et al., 2010) et la stratification de salinité (Burchard et al., 2011) contribuent à la formation de la ZTM. La prédominance d'un mécanisme dépend des caractéristiques du système en question. La circulation résiduelle domine dans les estuaires stratifiés ou partiellement stratifiés, les eaux marines salées sont transportées vers l'amont près du fond, et les eaux douces fluviales vers l'aval en surface. Les MES provenant du fleuve ou remises en suspension localement peuvent parvenir à l'embouchure ou être ramenées vers l'amont dans la partie inférieure de l'écoulement. Dans les estuaires convergents, l'asymétrie de la marée est à l'origine de vitesses de courant plus fortes en flot qu'en jusant, ce qui provoque un transport net de sédiments vers l'amont (« tidal pumping », Figure 1.2). Une forte stratification de salinité peut inhiber la diffusivité turbulente et donc réduire les quantités de sédiments susceptibles d'être transportés par les écoulements. Cela implique un piégeage de sédiment dans la limite amont de l'intrusion saline. D'autres mécanismes tels que la floculation (processus physico-chimique au cours duquel les MES s'agrègent et forment des particules plus grosses; Manning et al., 2006), les tourbillons d'écoulement (courants de rotation qui se

produisent lors de l'accélération et de la décélération des marées, [Wu et al., 2011, 2012](#)) ou la source des sédiments peuvent augmenter l'efficacité du piégeage des sédiments.

Par ailleurs, d'autres mécanismes comme le débit fluvial et la dérive de Stokes peuvent provoquer des flux résiduels de sédiments vers l'aval ([Dronkers, 1986](#); [de Swart et Zimmerman, 2009](#)). La variation saisonnière du débit fluvial induit un déplacement de la ZTM le long de l'axe de l'estuaire : vers l'amont en étiage et vers l'aval en période de crue. La variabilité saisonnière de la ZTM et de la turbidité au cours des cycles vives-mortes eaux a été décrite dans de nombreux estuaires dont : Tamar (Royaume-Uni, [Uncles et Stephens, 1993](#); [Grabemann et al., 1997](#)), Seine (France, [Guézennec et al., 1999](#); [Le Hir et al., 2001](#)), Weser (Allemagne, [Grabemann et al., 1997](#); [Grabemann et Krause, 1998, 2001](#)), Humber (Royaume-Uni, [Uncles et al., 1998, 2006a,b](#)), Ems (Pays-Bas/Allemagne, [Winterwerp, 2010](#); [Chernetsky et al., 2010](#)), Blyth (Royaume-Uni, [French et al., 2005](#)), Tamise (Royaume-Uni, [Mitchell et al., 2012](#)), Yangtze (Chine, [Yang et al., 2013](#); [Liu et al., 2014](#)). Cependant, la variabilité inter-annuelle est encore une question importante à traiter, notamment dans les sections fluviales.

Au cours des dernières années, les travaux de recherche ont mis l'accent sur l'évaluation de l'effet du changement climatique et des interventions humaines majeures sur l'hydrodynamique et le transport sédimentaire. [Passeri et al. \(2015\)](#) montrent l'influence de l'augmentation du niveau de la mer sur l'amplification de la marée dans la Baie du Mississippi. Plusieurs études ont abordé l'effet des approfondissements drastiques du fond sur l'amplification de la hauteur et de l'asymétrie de l'onde de marée, en renforçant ainsi le piégeage des sédiments ([de Jonge et al., 2014](#); [van Maren et al., 2015](#); [Winterwerp et Wang, 2013](#)). La limitation de la longueur de l'estuaire par un barrage peut aussi modifier l'asymétrie de la marée et donc la position de la ZTM ([Schuttelaars et al., 2013](#); [Chernetsky et al., 2010](#)). Néanmoins, peu d'études se focalisent sur l'impact des changements hydrologiques, ou des changements morphologiques d'origine climatique plus modestes.

1.3 Le système fluvio-estuarien de la Gironde

L'estuaire de la Gironde offre un cadre très favorable pour aborder les défis scientifiques actuels liés à la dynamique hydro-sédimentaire: il se caractérise par une ZTM facilement identifiable, il est soumis à des pressions climatiques et humaines, et il est assez unique de par son réseau de mesures de turbidité à haute fréquence et à long-terme. Cependant la plupart des études hydro-sédimentaires de cet estuaire datent des années 80 et se focalisent sur l'estuaire aval.

1.3.1 Présentation et importance

Le système fluvio-estuarien de la Gironde est formé par la rencontre des fleuves Garonne et Dordogne et l'océan Atlantique sur la côte ouest française ($45^{\circ}6'N$, $0^{\circ}40'W$, [Figure 1.3.A](#)). Il couvre une superficie de 635 km^2 à marée haute et s'étend sur 170 km depuis l'embouchure jusqu'à la limite amont de remontée de la marée dynamique ([Fig. 1.3.B](#)) : à La Réole pour la Garonne et à Pessac sur Dordogne pour la Dordogne.

Les fleuves tidaux de la Garonne et la Dordogne, objets de cette étude, forment l'estuaire fluvial. Ils se caractérisent par un unique chenal sinueux à faible pente et des sections étroites (voir la géométrie de la Garonne tidale dans la [Figure 1.3.C](#)). Les rives convexes où les alluvions se déposent sont moins profondes

que les rives concaves soumises à l'érosion. Les méandres sont particulièrement nombreux sur la Dordogne, spécialement dans la région de Libourne. La zone la plus sinueuse sur la Garonne se trouve en amont de Bordeaux. Les zones intertidales sont pratiquement absentes. La constitution des fonds de la Garonne peut se résumer comme suit (Castaing et al., 2006; Kator et al., 2016):

- Entre Bec d'Ambes et Lastrene (10.5 km en amont de Bordeaux), le fond est essentiellement constitué de vase.
- De Lastrene à Cadillac, des fonds sableux, sablo-vaseux et vaseux sont présents.
- A l'amont de Cadillac, le fond est composé de sables, galets et graviers. Certaines sections de cette région sont caractérisées par des substratums durs (calcaire ou marne).
- Entre Langon et La Réole, le fond est constitué de galets et de gros graviers.

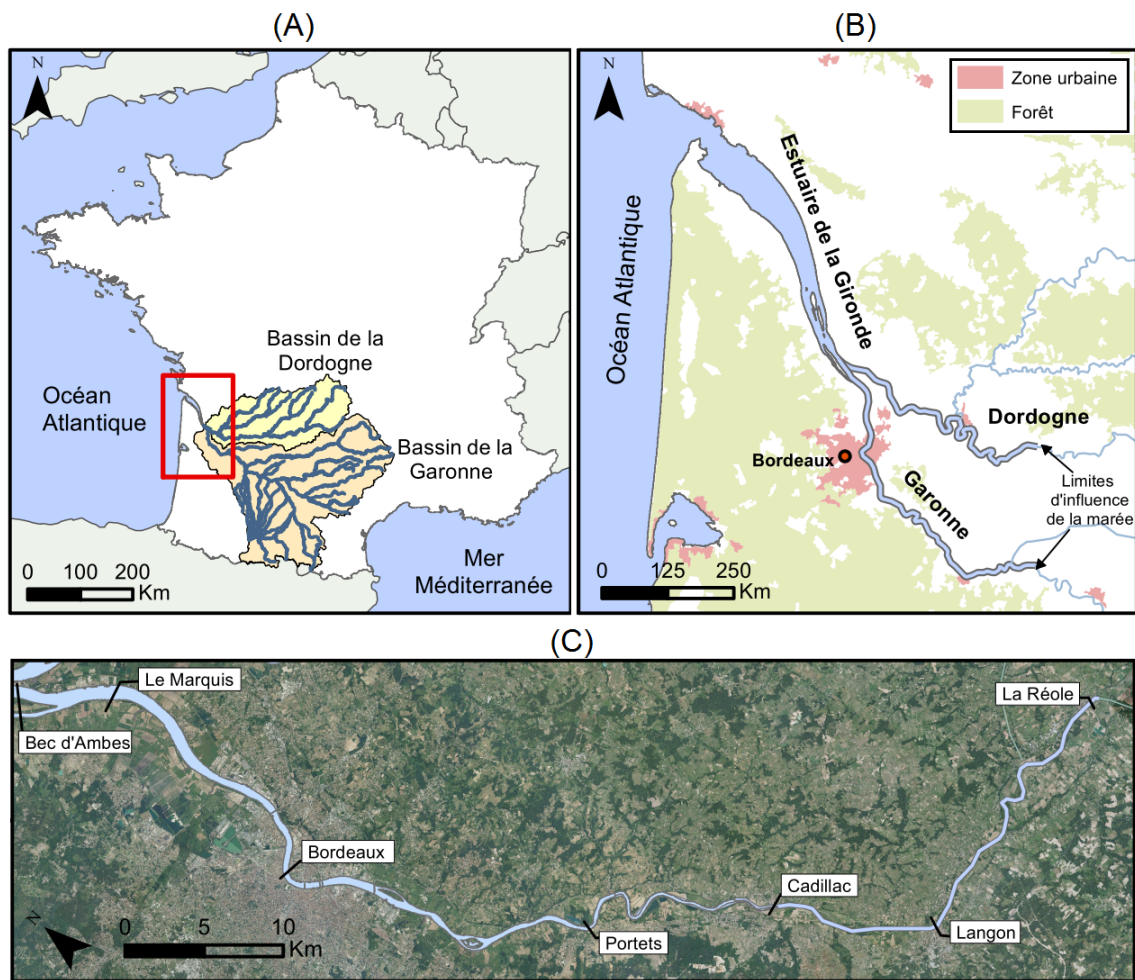


Figure 1.3: Le système fluvio-estuarien de la Gironde: (A) localisation du système et de ses bassins versants au niveau de la France; (B) l'estuaire et ses principaux affluents; (C) la Garonne tidale.

En aval de la confluence des fleuves tidaux, l'estuaire (central et aval) se caractérise par deux chenaux principaux séparés par des îles et des bancs (Billy et al., 2012). Le chenal de la rive gauche est entretenu

par dragage afin de garantir la navigation. Sa profondeur est comprise entre 8 et 12 m. Le chenal de la rive droite évolue de façon naturelle et présente des profondeurs moyennes autour de 5 m. Les fonds des chenaux sont principalement vaseux mais deviennent progressivement sableux vers l'aval près de l'embouchure.

L'estuaire de la Gironde joue un rôle primordial dans l'économie régionale. Avec six pôles portuaires répartis entre l'agglomération urbaine de Bordeaux (876714 habitants ; INSEE, 2013) et Le Verdon, la Gironde est un important axe de navigation et de transport de marchandises avec le passage de cargos, de porte-conteneurs, de bateaux de pêche et de tourisme. Il abrite des zones industrielles, localisées essentiellement le long du chenal de navigation ainsi que des activités économiques traditionnelles comme la viticulture et l'élevage.

Cet écosystème possède une grande diversité d'habitats qui doivent leur particularités à de fortes pressions naturelles (marnage, salinité, turbidité, fonctionnement hydrosédimentaire...). Les marais et le réseau d'affluents sont aussi des écosystèmes riches et fonctionnels. L'estuaire joue un rôle capital en tant que zone de nourricerie, de reproduction, de passage et d'adaptation physiologique aux migrations ; c'est notamment l'unique site de passage de l'esturgeon sauvage européen (Taverny et al., 2002). La présence et l'abondance de la plupart des espèces aquatiques (poissons, crevettes, macrozoobenthos et plancton) sont soumises à une forte variabilité saisonnière influencée notamment par les paramètres physico-chimiques (Selleslagh et al., 2012).

1.3.2 Bref état de connaissance sur la dynamique hydro-sédimentaire

L'estuaire de la Gironde est caractérisé par un régime macrotidal (marnage de 1.5 à 5.5 m à l'embouchure) et une marée dominante de flot (phase de flot plus rapide mais plus courte que celle du jusant). Lors des cycles de marée, des quantités importantes de sédiments fins, principalement de limon et d'argile d'origine continentale (Fontugne et Jouanneau, 1987), sont érodées, transportées et déposées et une zone de turbidité maximale (ZTM) se forme.

La dynamique de la ZTM dans l'estuaire central a été bien documentée depuis les années 70 avec plusieurs travaux de référence (Allen, 1972; Allen et al., 1980; Castaing, 1981; Sottolichio et Castaing, 1999; Sottolichio et al., 2001). Le transport net de MES vers l'amont dû à l'asymétrie de la marée a été identifié comme le principal mécanisme de formation du bouchon vaseux. Mais les stratifications de densité sont un facteur important pour limiter la dispersion rapide des MES vers l'océan et donc pour stabiliser la masse du bouchon vaseux à l'intérieur de l'estuaire.

Dans l'estuaire central, les concentrations de MES dans la ZTM sont comprises entre 1 et 10 g L⁻¹ (Sottolichio et Castaing, 1999). Quand ces concentrations au fond sont équivalentes à plusieurs centaines de grammes par litre, la crème de vase (matière fine déposée et facilement mobilisable) apparaît. Le bouchon vaseux migre selon l'axe longitudinal de l'estuaire en lien avec les fluctuations des débits fluviaux (Castaing, 1981). Bien que la dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial ait été peu étudiée, les mesures de Romaña (1983) et du réseau MAGEST (Etcheber et al., 2011), des images satellites (Doxaran et al., 2009) et des simulations numériques (Benaouda, 2008) ont révélé la présence du bouchon vaseux dans cette région estuarienne lors de périodes d'étiage.

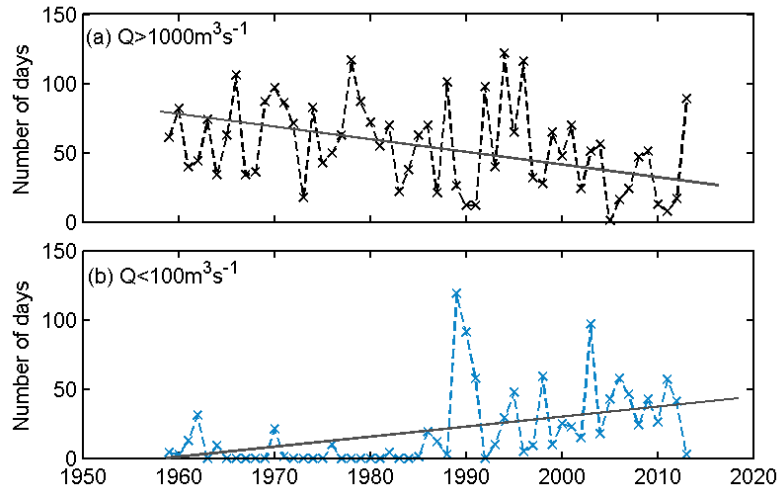


Figure 1.4: Évolution du nombre annuel de jours où le débit de la Garonne (Tonneins, données issues de <http://www.hydro.eaufrance.fr/>) est (A) $> 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et (B) $< 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

1.3.3 Les pressions sur le milieu

Les milieux estuariens sont soumis à l'évolution importante des conditions environnementales ainsi qu'à de nombreuses et fortes pressions anthropiques. Dans le cas de la Gironde, les pressions naturelles et humaines susceptibles d'impacter la dynamique hydro-sédimentaire sont :

- **Diminution du débit fluvial**

La Gironde draine un bassin versant de 83000 km^2 (Eaucéa, 2008) fortement régulé par des réservoirs. Les données historiques de débit fluvial montrent un changement drastique des conditions hydrologiques de la Garonne et la Dordogne. Lors des 60 dernières années, le débit moyen annuel a diminué de manière continue, les crues sont de moins en moins nombreuses, et les périodes d'étiage de plus en plus durables (Schmidt et al., 2016; Figure 1.4). Le bassin de la Garonne présente le plus grand déficit hydrique en France (Mazzega et al., 2014) estimé à 270 Mm^3 (site du SMEAG). Ce changement de régime est attribué tant changement climatique qu'aux activités humaines (Boé et al., 2009; Mazzega et al., 2014). Les variations de débits et les volumes d'eau stockés dans les principaux bassins français, Garonne incluse, ont été récemment corrélés au «North Atlantic Oscillation» (NAO) (Chevalier et al., 2013). En ce qui concerne la contribution anthropique, 500 millions de m^3 annuels sont prélevés du bassin versant dont 52% sont destinés à l'irrigation (Eaucéa, 2008). Pendant l'étiage, le pourcentage d'eau destiné à l'agriculture monte à 80% selon Mazzega et al. (2014). L'augmentation des surfaces irriguées depuis les années 70 (Fig. 1.5) est donc en partie responsable de la diminution de débit.

- **Les changements climatiques et les modifications morphologiques conséquentes**

Des études récentes (Castaing et al., 2006; Sottolichio et al., 2013) ont évalué l'évolution morphologique de la Gironde entre 1962 et 1994. Ces études, encore préliminaires, ont montré une évolution faible dans le bas

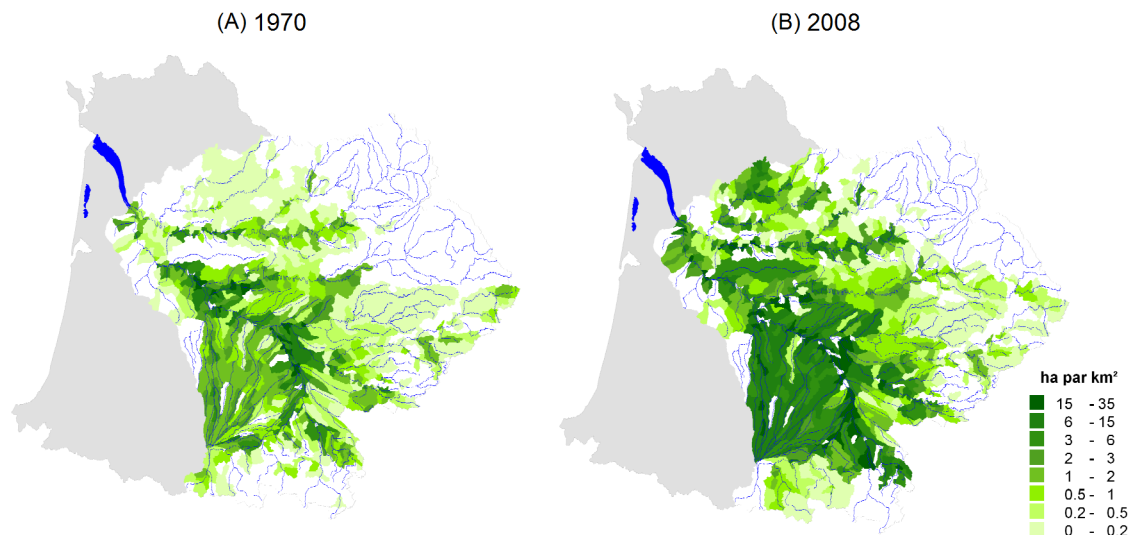


Figure 1.5: Surfaces irriguées dans le bassin versant de la Gironde en (A) 1970 et (B) 2008 (d'après [Eaucéa, 2008](#))

estuaire étroitement influencé par le débit fluvial. La diminution du débit fluvial lors des dernières décennies semble avoir déplacé la zone d'accrétion vers les fleuves tidaux, alors que l'estuaire central-aval présente un budget d'érosion qui est particulièrement important entre 1980 et 1994 ([Sottolichio et al., 2013](#)). Les changements des sections transversales dans l'estuaire aval sont en équilibre avec ceux des zones intertidales. Cela suggère que l'action humaine directe n'a pas des effet sur les changements morphologiques dans cette région estuarienne. Les changements morphologiques en amont de Bordeaux sont majoritairement d'origine anthropique.

- **Changements morphologiques d'origine anthropique**

Depuis les années 60 jusqu'à la fin des années 80, le lit de la Garonne a été soumis à de très importantes extractions de graviers en amont de Bordeaux. Ces pratiques ont approfondi le fond et transformé les berges, aujourd'hui abruptes et autrefois prolongées par d'amples plages de graviers (Figure 1.6). De plus, beaucoup de fonds précédemment graveleux ont été remplacés par des fonds vaseux qui provoquent, en même temps, une diminution des profondeurs et de la rugosité du fond. Le Tableau 1.1 résume les extractions historiques les plus importantes à partir des informations collectées par [Castaing et al. \(2006\)](#).

Des dragages d'entretien sont réalisés pour le maintien des côtes du chenal de navigation depuis l'embouchure jusqu'à Bordeaux pour sécuriser la navigation. Le chenal de navigation est divisé en une vingtaine de passes qui sont plus ou moins sujettes aux phénomènes d'envasement-ensablement. Les passes les plus critiques (Richard, Goulée, Saint-Julien, Pauillac, Cussac, Bellerive, Pachan et Caillou) sont draguées tous les mois ou tous les 15 jours ; les passes qui évoluent peu ne sont surveillées que tous les 6 à 12 mois ([ARTELIA et al., 2016](#)).

Toutes ces pressions peuvent donc modifier la dynamique sédimentaire de la Gironde mais, à ce jours, les impacts n'ont pas été évalués. Outre la dynamique sédimentaire, ces pression aussi influencent d'autres processus

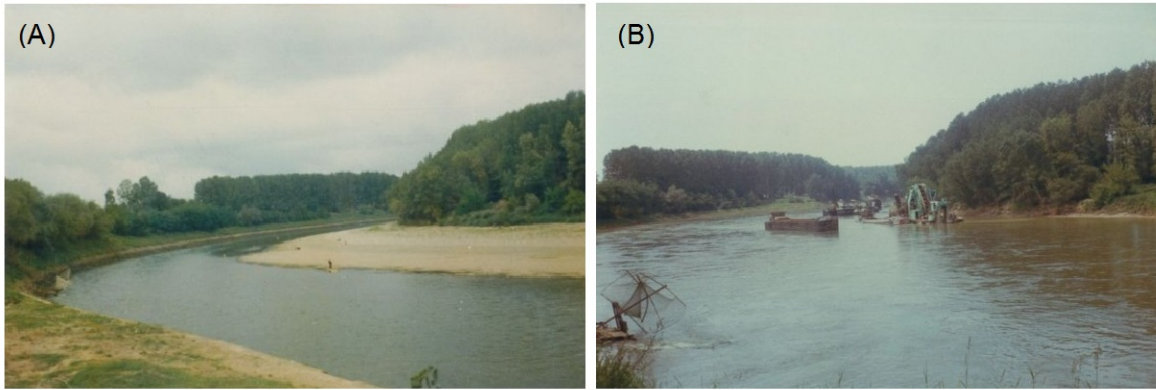


Figure 1.6: Exemple des berges de la Garonne (A) avant et (B) après des extractions de graviers. Photographies de Jacques Mourgues (<http://atlas-paysages.gironde.fr/les-paysages-de-nature-et-d-eau.html>)

Zone	Date	Approfondissement
Bordeaux-Langorian	1960-?	De 1 à 2 m ; puis l'accumulation de vase à partir des années 70
Langorian-Pondensac	1960-1982	De 1 à 4 m ; puis l'accumulation de vase
Pondensac-Preignac	1956-1982	Diminution des profondeurs par l'accumulation de vase
Preignac-Langon	-	De 2 et 4 m
Langon	Avant 1956	-
Preignant-Castets	1956-1982	De 2 et 6 m
Castets	1956-après 1982	De 4 et 6 m
Castets-Casseuil	1956-1982	De 1 et 6 m
Casseuil	1956-1966	Jusqu'à 4 m
Floudès	1956-1966	De 2 et 6 m

Table 1.1: Compilation des extractions de graviers pratiquées entre Bordeaux et La Réole au cours des années 50 et 90. D'après Castaing et al. (2006).

physiques ; par exemple la diminution du débit peut augmenter l'intrusion saline (Schmidt et Sottolichio, 2013). Ces évolutions des paramètres physico-chimiques provoquent des perturbations des communautés biologiques estuariennes (Nicolas et al., 2010; Chaalali et al., 2013).

Plusieurs plans de gestion ont été mis en place dans l'estuaire pour répondre aux enjeux environnementaux dérivés des pressions décrites ci-dessus. Parmi les principaux plans se distinguent :

- Garonne 2050 : étude prospective sur les besoins et les ressources d'eau du fleuve.
- Plan de gestion des sédiments de dragage de l'estuaire par SMIDDEST et le Grand Port Maritime de Bordeaux (ARTELIA et al., 2016).
- Soutien de l'étiage de la Garonne : mené par le SMEAG, ce plan vise à maintenir dans la Garonne un niveau d'eau suffisant pour limiter les conflits entre usagers autour de la ressource en eau et assurer la qualité de l'eau ainsi que le bon fonctionnement des écosystèmes aquatique. Sur la période récente (2008-2012) ce sont 44 millions de m³ (44 hm³) qui ont été mobilisés en moyenne, répartis à raison de 46 % en juillet-août et de 54 % en septembre-octobre.

Outre une meilleure connaissance scientifique de la dynamique hydro-sédimentaire estuarienne, l'ambition de ce travail est ainsi de contribuer à améliorer la gestion de l'estuaire de la Gironde par la définition d'indicateurs simples de la ZTM.

Stratégie et Méthodes

En raison des pressions multiples et de natures diverses agissant sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, l'évaluation de la dynamique des particules fines d'un système fluvio-estuarien aussi vaste et complexe que la Gironde exige la combinaison d'approches différentes.

Avec l'ambition de répondre à un large éventail des questions, ce travail repose ainsi sur une stratégie d'étude originale, qui combine des outils adaptés à l'évaluation des problématiques spécifiques, mais qui se complètent et se renforcent mutuellement (voir la synthèse et les synergies dans le Tableau 2.1).

L'approche principale de ce travail consiste à exploiter la base de données de turbidité à haute fréquence et à long terme enregistrée par le réseau automatisé de surveillance de la qualité des eaux de la Gironde (MAGEST, <http://www.magest.u-bordeaux1.fr/>, cercles rouges dans la Figure 2.1). Complétée par les données de débit fluvial et de marée, l'analyse de ces séries temporelles repose sur des méthodes statistiques et spectrales. Ces dernières sont encore peu utilisées dans le cas de données estuariennes et en conséquence leur application a impliqué un test de leur pertinence. Cette approche vise principalement à caractériser la dynamique de la ZTM à toutes les échelles de variabilité représentatives en lien avec les paramètres hydrologiques. La même démarche a été appliquée à la base de données établie par le réseau SYVEL, analogue à MAGEST, dans l'estuaire de la Loire afin de comparer des systèmes proches et d'éventuellement généraliser les résultats.

L'analyse minutieuse des mécanismes de mise en suspension, d'advection et de sédimentation à partir des données *in situ* requiert aussi des mesures en profondeur, notamment pour obtenir des informations concernant les flux de MES, l'importance des mécanismes responsables de la formation de la ZTM, etc. Des profils de turbidité et de salinité ont ainsi été obtenus lors de cycles de marée en deux points (rive gauche à côté d'une station MAGEST et chenal) d'une section transversale de l'estuaire fluvial. Des profils de vitesse de courant ont aussi été mesurés dans le chenal. La comparaison des profils en deux points permet d'aborder la dynamique sédimentaire le long de la section transversale et une discussion plus critique des données du réseau MAGEST.

Au cours des dernières décennies, la dynamique sédimentaire a été affectée par les modifications du régime hydrologique et de la propagation de la marée. Les variations de propagation de marée peuvent être causées par les changements morphologiques, mais aussi hydrologiques (Guo et al. 2015, Fig. 0.1). Alors que l'évolution récente du débit fluvial est bien connu (voir Section 1.3.3), celle de la propagation de la marée

Objet d'étude: Évolution de la dynamique hydro-sédimentaire à l'échelle...	Comment?	Où?	Réponses sur...
Intratidale	Mesures à haute fréquence de turbidité (MAGEST)	Station de Bordeaux (rive gauche)	<ul style="list-style-type: none"> - Variabilité de la turbidité au cours des cycles de marée - Importance relative des mécanismes qui piègent les sédiments - Flux résiduels de sédiments - Variabilité latérale des tendances de la turbidité
	Suivi mensuel des profils de turbidité, salinité et vitesses de courants lors des cycles de marée (campagnes de terrain)	Deux points (rive gauche et chenal) d'une section fluviale : à Bordeaux	
Hebdomadaire -interannuelle	Mesures multi-annuelles à haute fréquence de turbidité (MAGEST, SYVEL), marée et débit fluvial : Analyses qualitatives et statistiques	Une station de la Gironde centrale (Pauillac) et trois stations de la Gironde fluviale (Bordeaux, Portets et Libourne)	<ul style="list-style-type: none"> - Variabilité de la turbidité en lien avec les cycles vives eaux / mortes eaux et le débit fluvial - Dynamique de la ZTM lors d'évènements critiques : crues et étiages - Impact de la diminution du débit fluvial sur la ZTM - Définition d'indicateurs de la ZTM
		Six stations le long de l'estuaire de la Loire	<ul style="list-style-type: none"> - Tendances communes entre les deux estuaires
	Mesures multi-annuelles à haute fréquence de turbidité (MAGEST, SYVEL) : Analyses spectrales	Les quatre stations dans l'estuaire de la Gironde, et les six stations dans l'estuaire de la Loire	<ul style="list-style-type: none"> - Importance relative des forçages qui induisent la variabilité de turbidité. - Comparaison d'estuaires - Possibilité de définir un indicateur pour évaluer l'impact des changements des forçages sur la variabilité de turbidité
Décennale	Analyse de séries temporelles du niveau de l'eau (pour les années 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014)	Une station à l'embouchure (Pointe de Grave) et trois stations dans la Garonne (Le Marquis, Bordeaux et Cadillac)	<ul style="list-style-type: none"> - Impact des changements morphologiques naturels et artificiels sur l'amplification et l'asymétrie de la marée - Influence du débit fluvial sur la propagation de la marée
	Modèle idéalisé 2DV pour les scénarios morphologiques 1953, 1971, 1994 et 2014	La Garonne tidale	<ul style="list-style-type: none"> - Importance des mécanismes qui participent à l'équilibre sédimentaire - Impact des changements morphologiques naturels et artificiels sur la position de la ZTM - Impact du débit fluvial sur la limite amont de remontée de la ZTM

Table 2.1: Synthèse de la stratégie générale de l'étude.

reste assez inexplorée. Pour comprendre l'évolution des caractéristiques de la marée au cours des six dernières décennies, ainsi que les causes de cette évolution, des séries temporelles historiques du niveau de l'eau à trois sites de l'estuaire fluvial ont été analysées.

Les résultats de l'analyse de la marée sont indispensables pour la mise en place et la discussion des résultats d'un modèle idéalisé semi-analytique qui a pour finalité l'analyse de l'effet des changements morphologiques et hydrauliques pluri-décennaux sur la dynamique sédimentaire de la Garonne tidale. L'implémentation de ce modèle a été effectué d'Avril à Juin 2016 au sein du Département de Mathématique Appliquée de l'Université Technologique de Delft grâce à une bourse de mobilité LabEx-COTE¹.

Chacune des méthodes est décrite dans ce chapitre. L'ensemble du processus de traitement et des techniques d'analyse des séries temporelles de turbidité issues du réseau automatique MAGEST est détaillé dans la Section 2.1. Les sous-sections correspondant à la description du réseau et au prétraitement de données sont publiées dans: *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. et Sottolichio, A.: Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde, dans Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier, édité par F. G. Schmitt and A. Lefevre, Presses du CNRS., 2016.* (voir la publication complète dans l'Annexe A). La Section 2.2 décrit les campagnes menées dans la section fluviale de Bordeaux. La méthodologie suivie pour l'analyse des séries temporelles historiques de hauteur d'eau est donnée dans la Section 2.3. La Section décrit les caractéristiques principales du modèle idéalisé 2DV de dynamique hydro-sédimentaire appliqué à la Garonne tidale. Finalement, une brève compilation de toutes les méthodes utilisées est présentée dans la Section 2.5. La localisation des stations de mesures et le domaine d'étude pour chaque méthode sont résumés dans la Figure 2.1.

2.1 L'analyse de séries temporelles de turbidité à haute résolution

2.1.1 La turbidité

La turbidité est une propriété optique de l'eau qui provoque la diffraction de la lumière incidente et son absorption. En termes simples c'est une mesure d'« opacité » de l'eau. Sa signification précise dépend de la technique de mesure utilisée. La mesure NTU est une méthode néphélogométrique normalisée pour mesurer la turbidité de l'eau. Le turbidimètre néphélogométrique mesure l'intensité de la lumière dispersée à un angle de 90 degrés par rapport au trajet de la lumière incidente, qui est surtout liée aux matières en suspension (BRGM, 2014). Cette dispersion de la lumière dépend de la taille, de la forme et de l'indice de réfraction des particules, ainsi que de la longueur d'onde et l'intensité de la lumière incidente.

2.1.2 Le réseau MAGEST

L'estuaire de la Gironde dispose d'un réseau de surveillance automatisé de mesures à haute fréquence, appelé MAGEST, pour le suivi en continu de la qualité de l'eau. Ce réseau compte quatre stations automatisées

¹Évolution, adaptation et gouvernance des écosystèmes continentaux et côtiers



Figure 2.1: Localisation des stations de mesures et domaine d'étude du modèle 2DV (encadré).

(cercles rouges dans la Fig. 2.1) : Pauillac (depuis le 15 juin 2004), Bordeaux (depuis le 1 mars 2005), Libourne (depuis le 16 novembre 2004) et Portets (16 novembre 2004 au 11 janvier 2012). Ces systèmes mesurent l'oxygène dissous, la température, la turbidité et la salinité toutes les 10 minutes à 1 m sous la surface libre. Les stations de Bordeaux, de Portets et de Libourne mesuraient également la hauteur d'eau du site : ce paramètre n'est plus disponible depuis 2013 en raison de problèmes de jouvence. La sonde de turbidité (Endress and Hauser, CUS31-W2A) mesure des valeurs entre 0 et 9999 NTU avec une précision de 10 %. Pour une description complète du programme de surveillance, des caractéristiques techniques du système et pour des exemples des tendances des paramètres mesurés, le lecteur pourra se référer à [Etcheber et al. \(2011\)](#) et [Schmidt et al. \(2016\)](#).

De plus, l'estuaire dispose de marégraphe gérés par le Grand Port Maritime de Bordeaux (GPMB) qui mesurent toutes les cinq minutes le niveau de la hauteur d'eau à Bordeaux et à Pauillac. Les débits fluviaux sont mesurés aux stations hydrométriques de La Réole (source SPC) et de Tonneins (source DREAL Midi-Pyrénées) pour la Garonne et de Pessac (source DREAL Aquitaine) et Lamonzie Saint Martin (source DREAL Aquitaine) pour la Dordogne (carrés violets, Fig. 2.1), avec un pas de temps variable entre 1 et 24 heures.

2.1.3 Le prétraitement des données

La première étape indispensable à l'exploitation des données de turbidité est le tri et le nettoyage de la base de données brutes enregistrées par les quatre stations MAGEST. Une fois les mesures rapatriées sur le

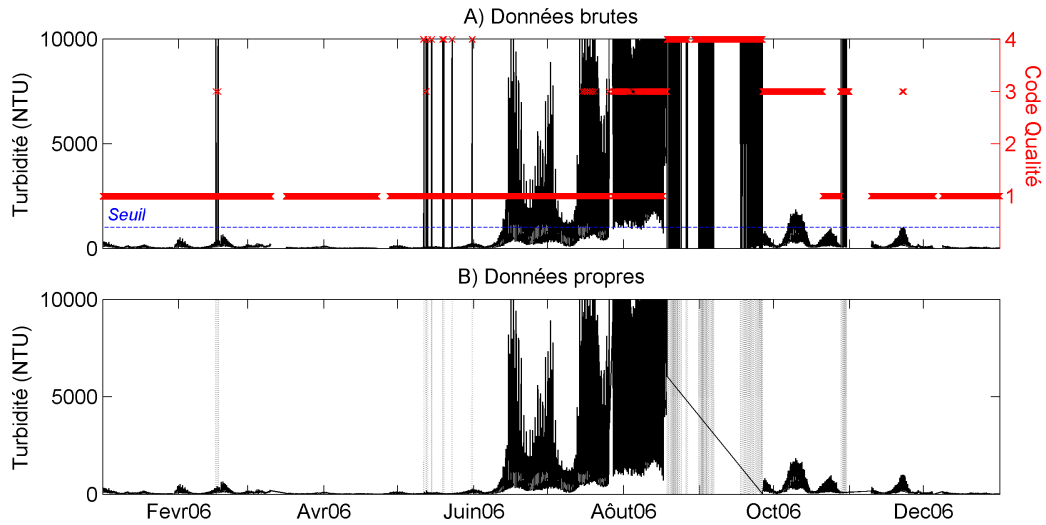


Figure 2.2: Exemple d'identification des données fausses dans l'étape de tri et de nettoyage des données de turbidité à Libourne pour l'année 2006 : (A) Série temporelle des données brutes avec leur code de qualité (1=bon, 2=hors statistiques, 3=douteux, 4=faux). La ligne bleue en pointillés représente le seuil utilisé dans le critère d'identification des valeurs 9999 NTU fausses ; (B) Série temporelle propre, en trait noir ; les données fausses supprimées sont figurées en gris.

serveur de gestion, il y a deux niveaux de contrôle des données : un contrôle automatique, selon des gammes de valeurs déterminées, et un contrôle visuel. Ainsi, à chaque donnée est associé un code de qualité qui comprend 6 classes : (0) non qualifié ; (1) bon ; (2) hors statistiques ; (3) douteux ; (4) faux ; (9) manquant.

Toutefois il est nécessaire de vérifier la cohérence des données, notamment pour la valeur de turbidité de 9999 NTU. En effet cette valeur correspond à la valeur de saturation, mais aussi à la valeur du capteur quand il est en défaut. Afin d'identifier et de supprimer les valeurs fausses, la première étape a consisté à représenter les données et leur code de qualité. La Figure 2.2 montre un exemple de ce type de représentation pour l'année 2006 à la station de Libourne. Il est visible sur cette figure que la méthode semi-automatique de validation identifie la plupart des données fausses. Cependant il ressort une apparente surestimation de données qualifiées douteuses ou fausses quand la sonde sature ou quand il se produit un changement brusque de tendance. Outre les codes qualité, un critère additionnel a été développé pour tester si la valeur de 9999 NTU correspond à une erreur de la mesure ou bien à la saturation du capteur par une élévation de turbidité, auquel cas la donnée est à conserver. Le principe est de considérer comme fausses les valeurs égales à 9999 NTU lorsque les trois valeurs précédentes et suivantes sont inférieures à 1000 NTU (ligne bleue sur la Figure 2.2.A), c'est-à-dire quand il n'y a pas une augmentation progressive des valeurs jusqu'à 9999 NTU. La Figure 2.2.B montre la base de données propre, en trait noir, et les valeurs 9999 NTU identifiées comme fausses (en gris) par ce nouveau critère. Cette méthode s'est avérée très efficace et rapide pour le nettoyage de la base de données de turbidité.

Cette étape a conduit à la suppression de 7,65 %, 8,77 %, 13,91 % et 20,61 % des données enregistrées par les stations de Pauillac, Bordeaux, Portets et Libourne, respectivement. Ainsi, du 1er janvier 2005 au 30 juin 2014, la base de données de turbidité du réseau MAGEST compte 1 223 486 valeurs valides. Cela correspond à un taux de fonctionnement correct de 57 %, 71 %, 70 % et 70 % du temps respectivement à Pauillac, Bordeaux, Portets et Libourne.

2.1.4 Analyse des séries temporelles: méthodes statistiques

La turbidité a été analysée en fonction des débits fluviaux et des hauteurs d'eau à différentes échelles de temps. Pour mieux cerner la variabilité subtidale, nous avons calculé les moyennes de turbidité pour chaque cycle de marée semi-diurne (moyenne tidale, calculée entre les passages du niveau de l'eau par les zéros croissants), ainsi que le marnage correspondant. Pour éviter des valeurs biaisées, les moyennes ont été calculées uniquement quand les valeurs brutes enregistrées couvraient au moins 70 % du cycle de marée. Les moyennes tidales de turbidité ont été comparées selon les stations, la période (par exemple mois et marnage) et des interactions (par exemple stations dans une période) par des statistiques descriptives, principalement de position (médiane, centiles, etc.), et des tests de statistiques d'hypothèses.

Les **boîtes de Tukey** ou **boîtes à moustache** (Tukey, 1977) sont utilisées pour résumer schématiquement la distribution du paramètre étudié à partir de la représentation de certaines de leur caractéristiques de position : la médiane, la moyenne, l'intervalle interquartile et les valeurs maximale et minimale de la distribution (ces deux dernières pouvant être substituées par les centiles 9ème et 91ème).

Un **test d'hypothèse** est la démarche logique qui permet d'évaluer la validité d'une hypothèse en fonction des données d'une variable (Murphy et al., 2009). Dans la logique de tout test d'hypothèse il y a toujours deux hypothèses statistiques. L'hypothèse nulle (H_0) postule qu'il n'y a pas de différences entre les moyennes des échantillons analysés, alors que l'hypothèse alternative (H_1) soutient qu'il y a des différences. Plus grande est la différence entre les moyennes, plus probablement les échantillons appartiennent à des populations différentes. Le test d'hypothèse estime la probabilité que l'hypothèse nulle soit certaine. Un exemple d'hypothèses est :

H_0 : il n'y a pas de différences significatives entre la turbidité à Pauillac et Portets pendant le mois de février;

H_1 : il y a des différences significatives entre la turbidité à Pauillac et Portets pendant le mois de février.

Pour chaque contraste d'hypothèses, le test le plus approprié est choisi en fonction de trois critères (Figure 2.3): le nombre d'échantillons, la dépendance ou non entre les échantillons et la distribution de probabilité des échantillons. En fonction de ce dernier critère, les tests se divisent en deux types : paramétriques ou non-paramétriques. Les tests paramétriques sont plus puissants mais requièrent la vérification de deux conditions : la normalité des distributions et l'égalité des variances (homocedasticité) des échantillons ou de ses transformées (logarithme, racine carré, racine cubique, carré, cube, etc.). Suivant ces critères, les tests T de Student, ANOVA, Mann-Whitney U et Kruskal-Wallis ont été sélectionnés pour accepter ou rejeter les différentes hypothèses avec une probabilité de 95% (les échantillons sont significativement différents pour $p < 0.5$). Ces tests ont été réalisés avec STATA (v. 12.1, StataCorp, 2011).

2.1.5 Analyse des séries temporelles: méthodes spectrales

L'analyse spectrale peut être considérée comme un sous-domaine de la statistique, bien qu'il tende aujourd'hui à être vu comme une discipline en soi. Cette discipline regroupe des méthodes qui décomposent les séries temporelles à différentes bandes de la fréquence et estiment l'importance relative de ces fréquences. Ces techniques sont largement utilisées dans des domaines comme la climatologie, l'écologie ou l'économie avec

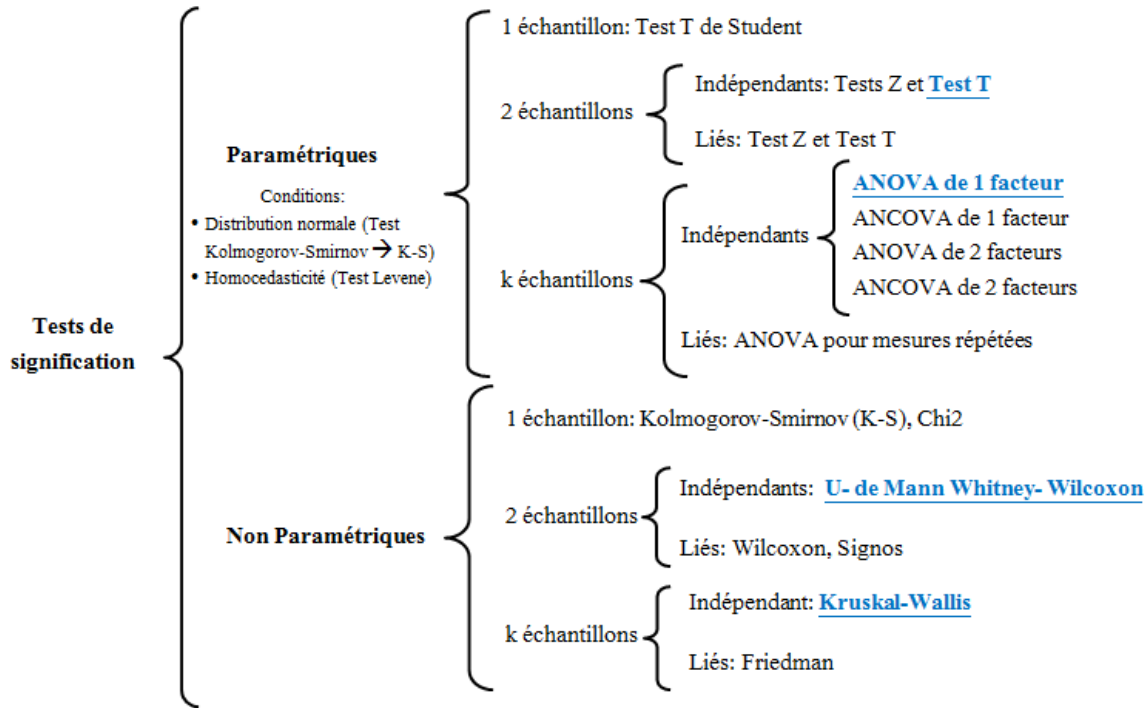


Figure 2.3: Classification des tests de signification en fonction du nombre, de l'interdépendance et de la distribution de probabilité des échantillons. Les méthodes utilisées dans cette étude sont soulignées en bleu.

la finalité principale de découvrir les mécanismes sous-jacents.

Ce travail nécessitait d'appliquer des méthodes spectrales aux séries temporelles de turbidité multi-annuelles et à haute-fréquence pour mieux caractériser la variabilité de ce paramètre, mais surtout pour analyser l'influence relative des différents facteurs forçants environnementaux sur cette variabilité. Cependant, ces techniques ont été jusqu'à présent très peu employées sur des séries temporelles en estuaires (Schmitt et al., 2008), caractérisées par des ratios élevés de données manquantes. En conséquence une question se posait au début de ce travail : quelle est la méthode spectrale la plus pertinente pour analyser ces données ?

Pour y répondre, les quatre méthodes spectrales les plus utilisées en science côtière ont été testées sur la base des données MAGEST: **la densité spectrale de puissance** (spécifiquement **la méthode de Lomb-Scargle, LSP**), **les ondelettes continues (CWT)**, **l'analyse spectrale singulière (SSA)** et **la décomposition modale empirique (EMD)**. L'évaluation des méthodes a été basée sur les critères suivants:

- l'efficacité pour des séries temporelles incomplètes ;
- la pertinence pour une analyse variable dans le temps ;
- la capacité à reconnaître les processus, particulièrement sans l'utilisation de variables environnementales complémentaires ;
- la capacité à calculer l'importance relative des forçages ;
- la capacité à identifier les tendances à long terme.

Les résultats de cette évaluation sont discutés dans la publication (incluse ci-dessous) : *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. and Sottolichio, A.: Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses, Limnol. Oceanogr. Methods, doi:10.1002/lom3.10097, 2016.* Ils suggèrent que l'analyse spectrale singulière est la seule méthode à satisfaire les cinq critères. La combinaison des méthodes a montré des avantages pour la reconnaissance des forçages (SSA+LSP), pour l'analyse à court-terme (saisonniers, CWT+SSA) et pour l'analyse à long-terme (>1yr, EMD+CWT). Comme conséquence de ces résultats, **la combinaison des méthodes SSA+LSP et CWT+SSA a été choisie pour l'analyse des séries temporelles de turbidité MAGEST.**

2.1.5.1 Publication: Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses

Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses

Isabel Jalón-Rojas,^{*1} Sabine Schmidt,² Aldo Sottolichio¹

¹Univ. Bordeaux, EPOC, UMR5805, Pessac, France

²CNRS, EPOC, UMR5805, Pessac, France

Abstract

High-frequency monitoring is currently a major component in the management and research of the coastal system responses to ongoing global changes. This monitoring is essential in tidal systems to address the multiscale variability of physico-chemical parameters. The analysis of the resulting multiscale, nonlinear, non-stationary and noisy time series requires adequate techniques; however, to date, there are no standardized methods. Spectral methods might be useful tools to reveal the main variability time scales, and thus their associated forcings. The most widely used methods in coastal systems are Lomb-Scargle Periodogram (LSP), Singular Spectral Analysis (SSA), Continuous Wavelet Transform (CWT), and Empirical Mode Decomposition (EMD), but their relevance for high-frequency, long-term records is still largely unexplored. In this article, these spectral methods are tested and compared using a high-frequency 10-yr turbidity dataset in the Gironde estuary. Advantages and limitations of each method are evaluated on the basis of five criteria: (1) efficiency for incomplete time series, (2) appropriateness for time-varying analysis, (3) ability to recognize processes without complementary environmental variables, (4) capacity to calculate the relative importance of forcings, and (5) capacity to identify long-term trends. SSA is the only analysis method to satisfy all the criteria, even with 70% missing data. Combining methods is also a promising strategy; i.e., SSA + LSP for better recognition of processes; CWT + SSA and EMD + CWT for short-term (seasonal) and long-term (>1 yr) analysis, respectively. The purpose of this methodological framework is to serve as a reference for future post-processing of data from monitoring programs in coastal waters.

Coastal systems are highly dynamic and productive environments subject to permanent alteration and adaptation. They are often dominated by tides, which present a non-stationary and nonlinear behavior (Guo et al. 2015). Tidal propagation from open oceans and shelves to coasts and estuaries is modified by bottom friction, basin topography, and river discharge (Friedrichs and Aubrey 1988; Savenije et al. 2008; Sassi and Hoitink 2013). In the case of transitional waters, the system complexity is also promoted by the mixing between seawater and freshwater that results in rapid and strong physical, chemical and biological gradients. Human activities, for domestic, industrial, agricultural and touristic purposes, also induce variability in coastal environments (Kennish 2002), and, on longer timescales, meteorological and climatological variations can be significant (Scavia et al. 2002; Perillo and Piccolo 2011). The multiscale variability of tidal systems is thus hardly predictable, but is a key issue in environmental research and management.

In this context, time series of environmental variables from in situ measurements are essential to better understand aquatic systems and in particular to address water quality. Numerical models or remote sensing also require field data for calibration and validation at a relatively high sampling frequency. Over the last decade, monitoring programs of environmental parameters are increasingly widespread in coastal water systems (Dixon and Chiswell 1996; de Jonge et al. 2006; Goberville et al. 2010). They are promoted by directives and regulations, such as the European Union Water Framework Directive (WFD; Directive 2000/60/EC). The analysis of these time series has traditionally faced three difficulties: (1) inevitable gaps in data, limiting the post-processing, (2) the need for recording other environmental variables in the same period and at a coherent sampling frequency, and (3) the quantification of low-frequency variability that requires continuous measurements over long time periods. This latter problem can be solved through the recent development of high-frequency and long-term monitoring programs in coastal (Blain et al.

*Correspondence: isabel.jalon-rojas@u-bordeaux.fr

Table 1. Overview of the main published works using spectral methods in coastal environments. Works corresponding to high-frequency multiannual datasets are underlined, among which those recorded in estuaries are in bold.

Spectral method	Measured parameter and references
Power Spectrum Analysis (PSA)	Oxygen (Rabalais et al. 1994; Schmitt et al. 2008 ; <u>Huang and Schmitt 2014</u> ; <u>Rafelski et al. 2015</u>) Phytoplankton (Platt 1978; Vasseur and Gaedke 2007; <u>Derot et al. 2015</u>) Salinity (Sikora and Kjerfve 1985; Reynolds-Fleming and Luettich 2004; <u>Kbaier et al. in press</u>) Temperature (Alvarez-Borrego and Alvarez-Borrego 1982; Dur et al. 2007; <u>Kbaier et al., in press</u>) Turbidity (Guézennec et al. 1999; Hoitink 2004; Schmitt et al. 2008) Water level (Luettich et al. 2002; Reynolds-Fleming and Luettich 2004; Kastens 2014) Waves (Pierson and Marks 1952; Sénéchal et al. 2002; Ruju et al. 2014)
Continuous Wavelet Transform (CWT)	Currents (Jay and Flinchem 1995; Uncles 2002; Matabos et al. 2014) Oxygen (Moore et al. 2009; Nezlin et al. 2009) Phytoplankton (Machu et al. 1999; Hodges and Rudnick 2006; Zhang et al. 2010a) Water level (<u>Percival and Mofjeld 1997</u> ; Buschman et al. 2009; Zhang et al. 2010b; Guo et al. 2015) Waves (Meyers et al. 1993; Camayo and Campos 2006)
Singular Spectrum Analysis (SSA)	Beach shoreline (Różyński et al. 2001) Suspended sediment concentration (Schoellhamer 2002 ; French et al. 2008) Temperature (Keiner and Yan 1997) River flow (Knowles 2002)
Empirical Mode Decomposition (EMD)	Copepods (Schmitt et al. 2007) Oxygen (Moore et al. 2009; <u>Huang and Schmitt 2014</u>) Phytoplankton (<u>Derot et al. 2015</u>) River flow (Huang et al. 2009) Water level (Huang et al. 2000; Ezer et al. 2013)

2004; Pairaud et al. 2013; Rigby et al. 2014), estuarine (Etcheber et al. 2011; Contreras and Polo 2012; Jalón-Rojas et al. 2016) and lagoon systems (Andersen et al. 2006; Ciavatta et al. 2008). However, at present, there are no standardized methods to address such high-frequency multiannual datasets.

Time series analysis includes a large variety of techniques (Emery and Thomson 2001), ranging from the most classical statistical tools (e.g., descriptive statistics, probabilities, statistical tests, statistical distributions, regressions) to the relatively more recent spectral analysis. Spectral techniques are fundamental tools used by a multitude of disciplines (e.g., climatology, Ghil et al. (2002) to provide comprehensible and interpretable information in the frequency domain, which is especially efficient for identify underlying mechanisms (Fulcher et al. 2013). They are particularly relevant for multi-scale non-stationary, nonlinear and noisy signals, such as those recorded in tidal systems (Puillat et al. 2014), by distinguishing between deterministic and stochastic processes. In coastal science, the four most commonly used spectral methods are Power Spectrum Analysis (PSA), Continuous Wavelet Transform (CWT), the Singular Spectrum Analysis (SSA) and Empirical Mode Decomposition (EMD) (Table 1). However, except for the classical PSA, they are still barely employed in the analysis of datasets from high-frequency multiannual monitoring, particularly in estuaries (Table 1). Therefore, a fundamental question is: which spectral methods are the

most pertinent considering the particularities of these datasets?

This study presents a comparison of these four spectral techniques (Power Spectrum Analysis, Singular Spectrum Analysis, Wavelet Transform and Empirical Mode Decomposition) for the analysis of high-frequency multiannual time series recorded for coastal tidal systems. This test is performed using a high-frequency 10-yr turbidity record of the Gironde estuary (France). The main objective is to discuss the advantages and limitations of each method by considering the particularities and the analysis needs of such datasets, i.e., performance with missing values, identification of variability associated with factors other than tides, especially those of low frequency, quantification of the forcing influences, etc. The perspective of how the methods can complement each other is also discussed.

Methods

Turbidity time series in the Gironde estuary

The Gironde (SW France) is a macrotidal and hyper-turbid fluvial-estuarine system formed by the junction of the Garonne and Dordogne rivers. Its highly concentrated turbidity maximum, a region of high concentration of suspended sediments, forms by the trapping of fine sediment by the mechanism of tidal wave asymmetry within the estuary. The turbidity maximum shifts seasonally as a function

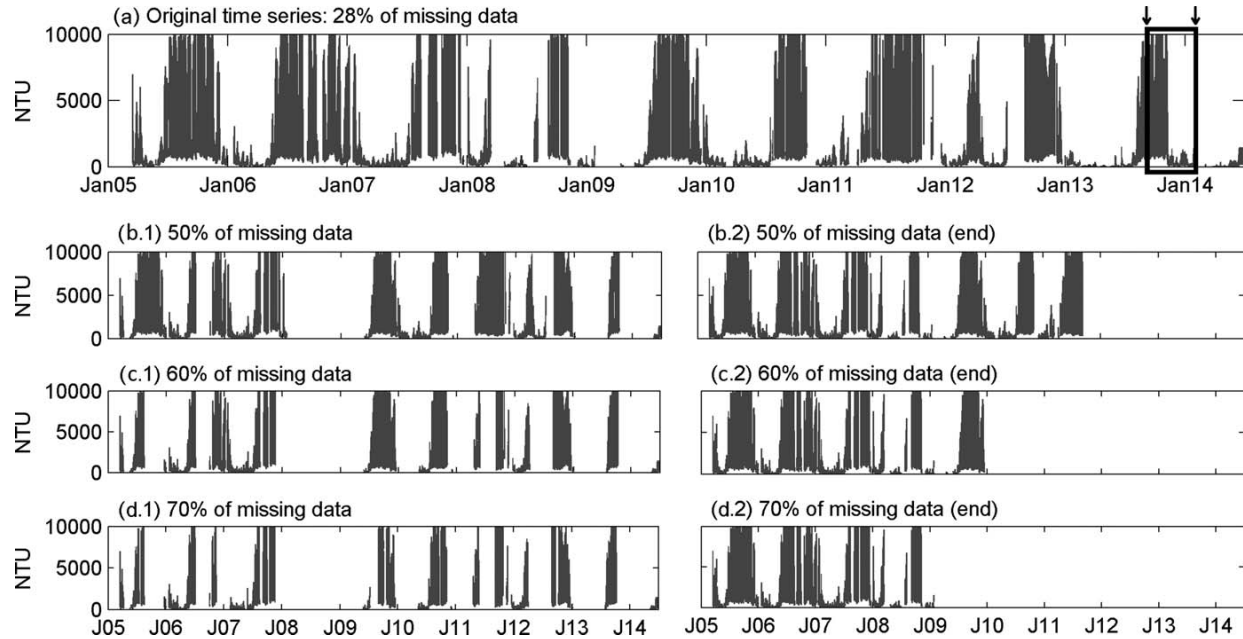


Fig. 1. (a) Time series of turbidity recorded at Bordeaux, the original dataset presents 28% of missing data. (b–d) Modified time series by: randomly deleting data from (a) to obtain 50% (b.1), 60% (c.1) and 70% (d.1) of missing data; continuously deleting data at the end of (a) to obtain 50% (b.2), 60% (c.2) and 70% (d.2) of missing data. The dark square shown by arrows in panel A refers to the data block analyzed by CWT (Fig. 3).

of river flow: it moves upstream during low river discharge periods (Castaing and Allen 1981; Jalón-Rojas et al. 2015) and is flushed downstream during high river flow periods. The Gironde estuary is one of the first estuarine systems in counting on an automated high-frequency long-term monitoring network of water quality, called MAGEST (MAREL Gironde ESTuary). Since 2005, this network has measured dissolved oxygen, salinity, temperature and turbidity every 10 min at 1 m below the surface at four stations, including Bordeaux (Etcheber et al. 2011; Schmidt et al. in press).

Turbidity is a key parameter in estuaries: it is a surrogate for suspended sediment, which plays a fundamental role in sedimentary processes and water quality. Turbidity is a good example of a complex and hardly predictable variable. Various factors, such as physical forcings (turbulence, tidal harmonics, tidal range, river discharge, wind waves), engineering works and climatic changes, may cause its temporal and spatial variability at short and long time scales. After 10 yr, the Gironde's turbidity dataset includes contrasted hydrological situations and was recently analyzed in detail through descriptive and statistical tools (Jalón-Rojas et al. 2015), revealing the main trends in suspended sediment dynamics according to key forcings (fluvial discharge, tide).

To further this interpretation and determine the relative contributions of the different forcings, spectral analysis is required. Until now, few works have analyzed estuarine tur-

bidity or SS time series through spectral analysis, such as PSA (Schmitt et al. 2008) and SSA (Schoellhamer 2002; French et al. 2008) (Table 1). There is no generic spectral method for such time series in transitional waters. The 10-yr turbidity time series at the Bordeaux station (from 2005 to 2014, Fig. 1a) is used as an example of a high-frequency multianual dataset of a key parameter in coastal transitional waters. The four spectral methods are applied to this time series, which has a relatively high rate of proper operation, presenting only 28% missing data. Data corresponding to the saturation value of the turbidity sensor (9999 NTU; Jalón-Rojas et al. 2015) account for only 2% of the time series and occur during periods shorter than 2 h. We analyze the available data rather than fill gaps, which would imply knowledge of the trends.

Spectral methods

Power spectrum: Lomb-Scargle periodogram (LSP)

The power spectrum or periodogram is the classical analysis of time series decomposition into periodicities, which are defined as sinusoids. It shows the energy of these periodicities as a function of frequency. Traditional mathematical methods, such as classical periodograms obtained from Fast Fourier Transform (FFT, Blackman and Tukey 1958; Welch 1969), require equidistant time series without any gaps. However, periodogram of non-equidistant time series can be now calculated using methods such as the FFT of

autocorrelation functions (Wiener-Khinchin theorem, see Gardiner 1985), the Lomb-Scargle periodogram (Lomb 1976; Scargle 1982; Press et al. 1992) or Hilbert Spectral Analysis (Huang et al. 1998, 1999).

Based on the least squares method, the Lomb-Scargle periodogram (LSP), named for Lomb (1976) and Scargle (1982), is currently a classic method for finding periodicity in irregularly sampled data. It is equivalent to fitting sine waves of the form $y = a \cos \omega t + b \sin \omega t$. An extensive discussion of the method was given in Van Dongen et al. (1997). We used the *lombscargle* algorithm in Press et al. (1992) implemented in MATLAB by Brett Shoelson, which also provides significance levels. The efficiency of this algorithm for incomplete time series has been widely recognized in several disciplines (Ruf 1999). Quite recently, Kbaier et al. (in press) has tested its capability to detect significant frequencies using a 1-yr high-frequency time series of salinity in the eastern English Channel with 18.76% missing data. This work suggests that seasonal variability is not accurately detected beyond 50% missing data for short time-series (<1 yr). The limit of this method in multiannual time series is still unknown.

Continuous wavelet transform (CWT)

Wavelet analysis decomposes a time series into time frequency space. A wavelet spectrum (or scalogram) represents the energy variations along time and frequency, providing the dominant variability modes and how those modes vary over time. The approach selected here is the continuous wavelet transform (CWT). While the discrete wavelet transform is preferred for data compression, the CWT is generally better for dynamical analysis (Farge 1992), and is thus the usual approach employed in coastal research (Table 1). The CWT is based on a wavelet function that acts as a band-pass filter to the time series. The choice of the wavelet function is crucial for adequate results. We use the Morlet function which is nonorthogonal, complex and seems to offer a good trade-off between detecting oscillation and peaks or discontinuities (Setz 2011). The effectiveness of this function has been widely recognized for tidal signals because it satisfies the admissibility condition (i.e., the wavelet oscillates with its mean value equal to zero) (Daubechies 1992; Farge 1992; Guo et al. 2015). One may refer to Torrence and Compo (1998) for a general overview of Morlets wavelets and their application in geophysical and oceanographic studies. The main drawback of wavelet analysis is the need of equally sampled data. Recent efforts in adapting wavelets to incomplete time series by interpolating periods across missing data (e.g., Harang et al. 2012) have been able to solve small gaps in the sinusoidal signal. However, to our knowledge, there are still any algorithms appropriate for complex long-term time series presenting long gaps. Here, we use the MATLAB wavelet coherence package developed by Grinsted et al. (2004).

Singular spectral analysis (SSA)

Singular spectrum analysis (SSA) is essentially a principal component analysis in the time domain (Vautard et al. 1992; Schoellhamer 1996). It has been demonstrated to be especially efficient for extracting information from short and noisy time series without previous knowledge of the (non-linear) dynamics affecting the time series (Vautard et al. 1992; Dettinger et al. 1995; Schoellhamer 2002). SSA is based on the idea of sliding a window of width M down a time series to obtain an autocorrelation matrix (Vautard et al. 1992). Eigenvectors (empirical orthogonal functions) and eigenvalues, λ , of the lagged autocorrelation matrix are then calculated. The time series is decomposed into simpler time series, the so-called reconstructed components (RCs), by multiplying eigenvectors and their corresponding principal components (calculated by multiplying eigenvectors and data). Each RC is nearly periodic with one or two dominant periods. The contribution of the variance of each period is given by its corresponding λ . Most of the variance is contained in the first RCs, and the remaining RCs contain noise. The representation of λ in order of decreasing magnitude exhibits a steep initial slope containing the significant components, which is followed by a flatter floor that represents the noise level (Vautard et al. 1992). For further information about the method, the reader is referred to Vautard et al. (1992) and Ghil et al. (2002).

There are two options to analyze datasets containing missing data through SSA. First, Schoellhamer (2001) developed a modified singular-spectrum analysis (SSAM) algorithm to obtain RCs from records with a large fraction of missing data. The alternative consists of estimating the RCs in gaps through temporal correlations provided by the gap-filling version of SSA (Kondrashov and Ghil 2006; Kondrashov et al. 2010). Because we do not fill data gaps, this implies using Schoellhamer's SSA algorithm. The lagged autocorrelation is computed by ignoring any pair of data points with a missing value. When computing each value in a principal component series, if the fraction of missing data is within the window $M \times f$, then that value is assigned a missing value (Schoellhamer 2001, 2002). No method or algorithm was specified to calculate the period of the modes including missing data. Schoellhamer (2001) tested the ability of SSAM to process missing data using a 1-yr synthetic high-frequency time series that followed the characteristics of suspended-sediment concentration from San Francisco Bay. This test demonstrated this method to be efficient with 50% missing data. Here, we test the SSAM limits for incomplete multiannual continuous time series using the Schoellhamer's algorithm available for MATLAB with $f = 0.5$.

Empirical mode decomposition (EMD)

The empirical mode decomposition (EMD) is a relatively recent method for time-frequency data analysis developed by Huang et al. (1998). It decomposes a signal into a finite and

often small number of simpler time series or modes, the so-called intrinsic mode functions (IMFs), and a residual. The EMD works as an algorithm that, in each iterative step, considers the signal as a sum of a low frequency part (residual) and a high frequency part (IMF). The procedure is repeated for the residual, considered as a new time series, extracting a new IMF using a spline function, and obtaining a new residual until no more IMF can be extracted (Huang et al. 1998; Rilling et al. 2003; Huang and Schmitt 2014). Each IMF is an oscillation time series with a zero mean and a characteristic frequency. The final result is thus a frequency-time distribution of unit-energy signal. This method is par-

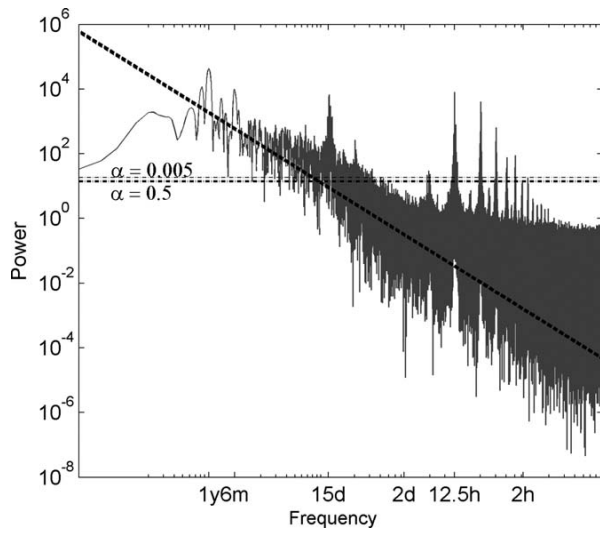


Fig. 2. Lomb-Scargle periodogram of the original turbidity time series at Bordeaux (Fig. 1a). Horizontal dotted grey lines represent the significance levels (α) of 0.005 and 0.5. Dark dotted line corresponds to the power law of turbulence: $E(f) \approx f^{-5/3}$.

ticularly suitable for non-linear and non-stationary processes because it is based on the local characteristics of the data time scale (Huang et al. 1999; Flandrin et al. 2004). It can be applied to time series with irregular time intervals (Huang et al. 1998; Flandrin and Gonçalves 2004) because the information is contained at the local extrema. For a detailed description, the reader is referred to Huang et al. (1998) and Flandrin et al. (2004). Here, we use the MATLAB algorithm implemented by Rilling et al. (2003). The mean period (\bar{T}) of each IMF mode (n) is estimated by calculating the local extrema and zero-crossing points (Rilling et al. 2003; Huang et al. 2009; Huang and Schmitt 2014), i.e.,

$$\bar{T} = \frac{L}{N_{n,\max} + N_{n,\min} + N_{n,0}} \times 4 \quad (1)$$

in which L is the length of the data.

Evaluation criteria

The criteria to evaluate advantages and limitations of each spectral method were chosen first by considering the traditional difficulties in the time series analysis of water systems (i.e., presence of gaps, limitations for short term analysis and the need of complementary environmental variables). Second, we tested the capacity to extract additional information, such as the relative importance of processes or forcings, which are difficult to obtain with classical descriptive or statistical tools. The five criteria used in this work are thus: (1) efficiency for incomplete time series; (2) appropriateness for time-varying analysis; (3) ability to recognize processes without the necessity of complementary environmental variables; (4) capacity to calculate the relative importance of forcings; (5) capacity to identify long-term trends.

Table 2. Significant time scales recognized by the LSP applied to time series presenting different percentages of missing data, suppressed randomly or continuously (Fig. 1).

Significant time scales	Missing data (%)							
	28	Randomly				Continuously		
		50	60	70	50	60	70	
~1 yr	x	x	x	X	x	x	x	
~6 months	x	x	x	X	x			
14.8 d	x	x	x	X	x	x	x	
7.4 d	x	x	x	X	x	x	x	
1 d	x	x	x	X				
12.48 h	x	x	x	X	x	x	x	
6.21 h	x	x	x	X	x	x	x	
4.09 h	x	x	x	X	x	x	x	
3.12 h	x	x	x	X	x	x	x	
2.4 h	x	x	x	X	x	x	x	

To assess the efficiency for incomplete time series of each method (except CWT), we progressively deleted data from the original turbidity time series (28% missing data, Fig. 1a) to obtain time series with missing data rates of 50%, 60%, and 70%. We suppressed data in two different ways: (1) randomly to reproduce the typical gaps in the monitored time series (Fig. 1a, b.1 and c.1); (2) continuously at the end of the time series to compare the influence of the measurement duration (Fig. 1a, b.2 and c.2). We then applied each of the four spectral methods to the original and the six modified time series and compared the main outputs considering:

- the number of significant frequencies detected for the LSP;
- the characteristic frequency of each RC and its percentage of contribution to the variance for the SSA;
- the characteristic frequency of each IMF for the EMD;

Results and discussion

Lomb-Scargle periodogram (LSP) test

Figure 2 illustrates the LSP of the original turbidity time series in a log-log plot. It shows the main variability time scales, i.e., those associated with energy values above significance levels (α) of: (a) 366 d, (b) 183 d, (c) 14.8 d, (d) 7 d, (e) 1 d, (f) 12.48 h, (g) 6.24 h, (h) 4.09 h, (i) 3.12 h, and (j) 2.4 h. These time scales are easily linked to deterministic forcings: seasonal river flow changes (a,b), tidal harmonics (d–i) and tidal range (c,d). The method allows for sorting variability time scales and their associated forcing by increasing order of importance: 1 yr (river flow), 6 months (river flow), 12.48 h (semidiurnal tide), 14.8 d (tidal range) and 6.12 h (quarterdiurnal tide). However, the impossibility of a time-varying analysis does not permit assessment of the variability of the relative contributions of forcings with time. In addition, the method is not able to document multiannual variability due to the lack of significant variability at time scales greater than 1 yr. Alternatively, the power law behavior ($E(f) \approx f^{-\beta}$) of the spectrum trend gives scaling properties of variables (Schmitt et al. 2008; Zongo and Schmitt 2011; Derot et al. 2015). The scaling exponent β is equal to 0 for noise, 2 for Brownian motion and 5/3 for turbulence (Huang et al. 2008). For turbidity in the Gironde estuary, the LSP reveals a turbulent-like behavior of turbidity on time scales between 10 min and 1 yr (dark dotted line in Fig. 2).

There is a difference in the two series of tests of incomplete time series (Table 2). The LSP method recognizes all the significant time scales in time series with randomly suppressed data, even with 70% missing data. When the time series is shortened by deleting a block of continuous data, the method is less efficient in detecting significant time scales. In particular, it does not detect the 1-d time scale, which is just above the significance levels. The 6-month time scale is also not detected for incomplete time series with 60% and 70% missing data suppressed continuously. This is consistent with the conclusion of Kbaier et al. (in press)

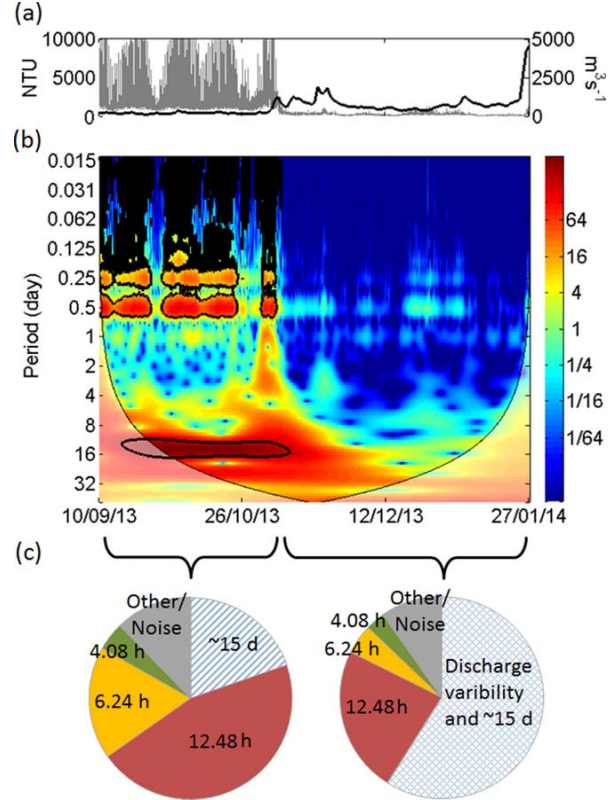


Fig. 3. (a) Garonne river flow (black) and continuous turbidity data (grey) of 4.5 months (from September 10th 2013 to January 27th 2014). (b) Corresponding continuous wavelet spectrum of turbidity normalized by the variance (color bar). The thick black contour designates the 5% significance level against red noise. The cone of influence (COI), where edge effects might distort the picture, is shown as a lighter shade. (c) Contribution (%) of the different time scales to the turbidity variability (λ) calculated from SSA for periods of low and high river discharge. Note that SSA does not differentiate the contribution river flow and spring/neap tidal cycles for 3-month time series.

based on a 1-yr salinity time series, suggesting that the seasonal variability is susceptible to be undetected by the LSP applied to shorter time series with missing data. The present LSP test demonstrates its efficiency for multiannual incomplete series (Table 2). We also show that it is preferable to have a time series of at least 10–15 yr when 50% of the data are missing.

Continuous wavelet transform (CWT) test

The continuous wavelet was applied to a block of 140 d (dark square, Fig. 1a) of nearly continuous data (Fig. 3a,b). This dataset contains negligible gaps representing 0.6% of missing values; therefore, interpolation does not introduce significant errors. CWT analysis shows the temporal variability of the energy (bar color) of the time scales ranging from over 22.5 min to 50 d, i.e., the maximum identified time scales represented 35.7% of the block duration. The most

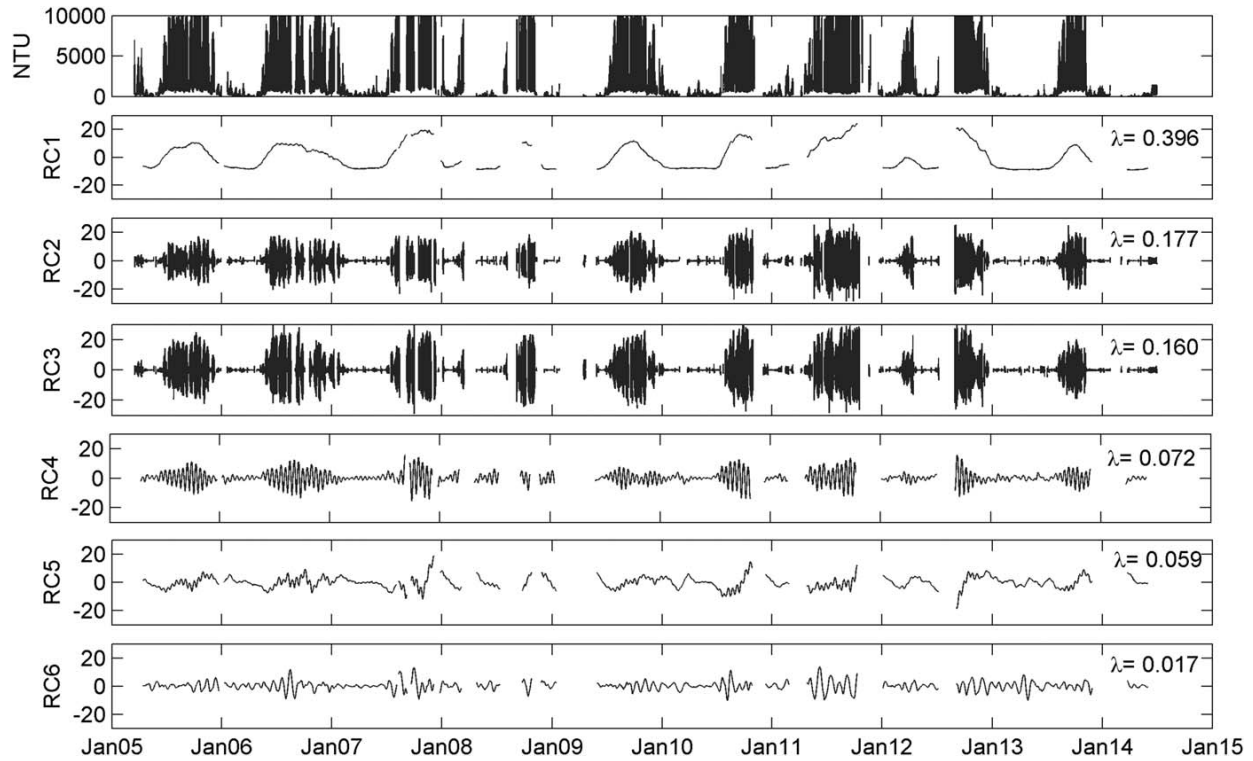


Fig. 4. Singular spectrum analysis (SSA) results for the turbidity time series (NTU) at Bordeaux (January 2005–July 2014). Factors associated to each RC are: drastic changes in discharge (RC1), semidiurnal tides (RC2), tidal frequencies below the semidiurnal (RC3), semimonthly tidal cycles (RC4), discharge variability (RC5), and monthly tidal cycles (RC6). λ is the contribution of each RC to the total turbidity variance, these 6 modes contain 88.1% of the variance.

obvious result is the presence of two marked periods. Between September 10th and November 8th, time scales associated with tidal cycles are clearly predominant: 14.8 d (half synodic month controlling tidal range), 12.5 h (semidiurnal tide), 6.2 h (quarterdiurnal tide) and other tidal harmonic frequencies. From November 8th, these tide-related energies are still observed, but eclipsed by the energetic time scales higher to 14.8 d. The factor responsible for this drastic change is the increase in river flow (Fig. 3a). This demonstrates that the main forcings have been recognized without prior knowledge of estuarine turbidity dynamics. Even if the effect of river flow seems the most important, the absence of its variability time scale in the scalogram makes a comparison difficult. The limitation due to missing data hampers long-term analysis. Nonetheless, the CWT method is very visual in the time domain, permitting to the differentiation between periods dominated by deterministic or stochastic processes.

Singular spectrum analysis (SSA) test

The first step in the application of SSA is the choice of the window size M . Typically, SSA successfully identifies periods in the range of $0.2 M$ – M . One or two RCs contain variations in the time series with periodicities greater than M (Schoellhamer 2002). Following this principle, SSA was first

applied to raw turbidity with a window size M of 150 (i.e., 25 h since turbidity is collected every 10 min) to identify small variability time scales. To identify large scales, SSA was then applied to the tidally averaged turbidity time series with a windows size M of 100 (i.e., 1250 h, time step of 12.5 h). Tidal averages were calculated by averaging turbidity between the time intervals corresponding to the zero up-crossing values of tides. To calculate the relative contribution of a given RC from the 12.5 h-pass time series, its eigenvalue was multiplied by the ratio of the variance of the time series used for that pass to the variance of the original time series. For more information about the combined use of different time steps in SSA, the reader is referred to Schoellhamer (2002). Figure 4 presents the final result of the turbidity time series decomposition in six RCs, showing their respective contribution to the variance (λ). These RCs represent 88.1% of the total variability.

In the absence of a reference procedure to calculate the characteristic time scales of RCs presenting gaps, here we propose a methodology. As previously highlighted, LSP is efficient for detecting the main time scales of time series with missing data. Figure 5 shows the LSP of the RC2 and RC5, which provides their variability time scale.

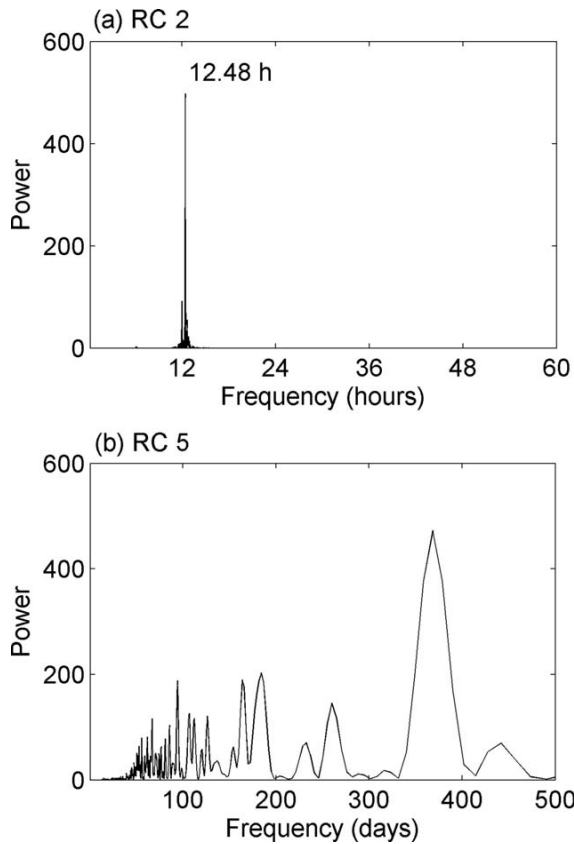


Fig. 5. Lomb-Scargle periodograms of the RC 2 (a) and RC 5 (b) resulting of applying SSA to the turbidity time series (see Fig. 4).

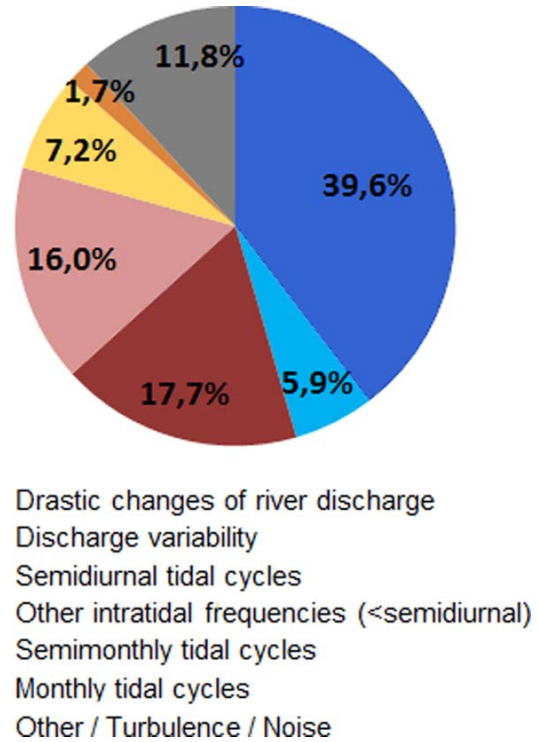


Fig. 7. Contribution of each factor to turbidity variability resulting of applying SSA.

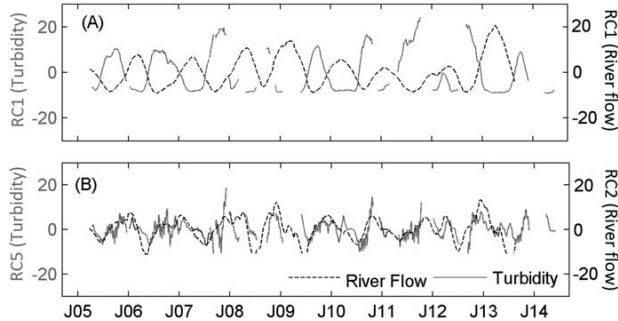


Fig. 6. Comparison of the RC 1 (a) and RC 5 (b) turbidity modes (Fig. 4) with the first and second modes from the decomposition of the time series of river flow through SSA, respectively.

Therefore, here we propose the use of the LSP. However, as it can require a high computational cost, we also propose the mode of periods between zero-crossing points, but only for RCs whose graphical representations exhibit an evident constant period (the average may be biased by gaps).

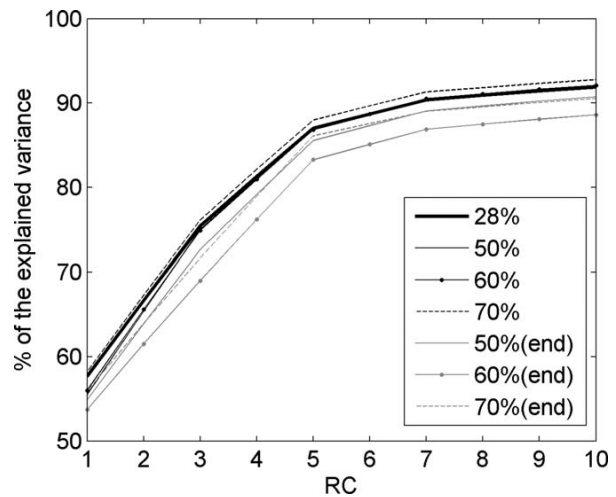


Fig. 8. Comparison of the cumulative turbidity variance (λ_i ; %) of the ten first modes (RCs) calculated from turbidity time series presenting different percentages of missing data (Fig. 1).

Time scales were assigned to RCs following the above methodology: (RC1) \sim 1 yr and \sim 6 months; (RC2) 12.48 h; (RC3) sum of RCs with time scales of 6.24 h, 4.09 h, 3.12 h,

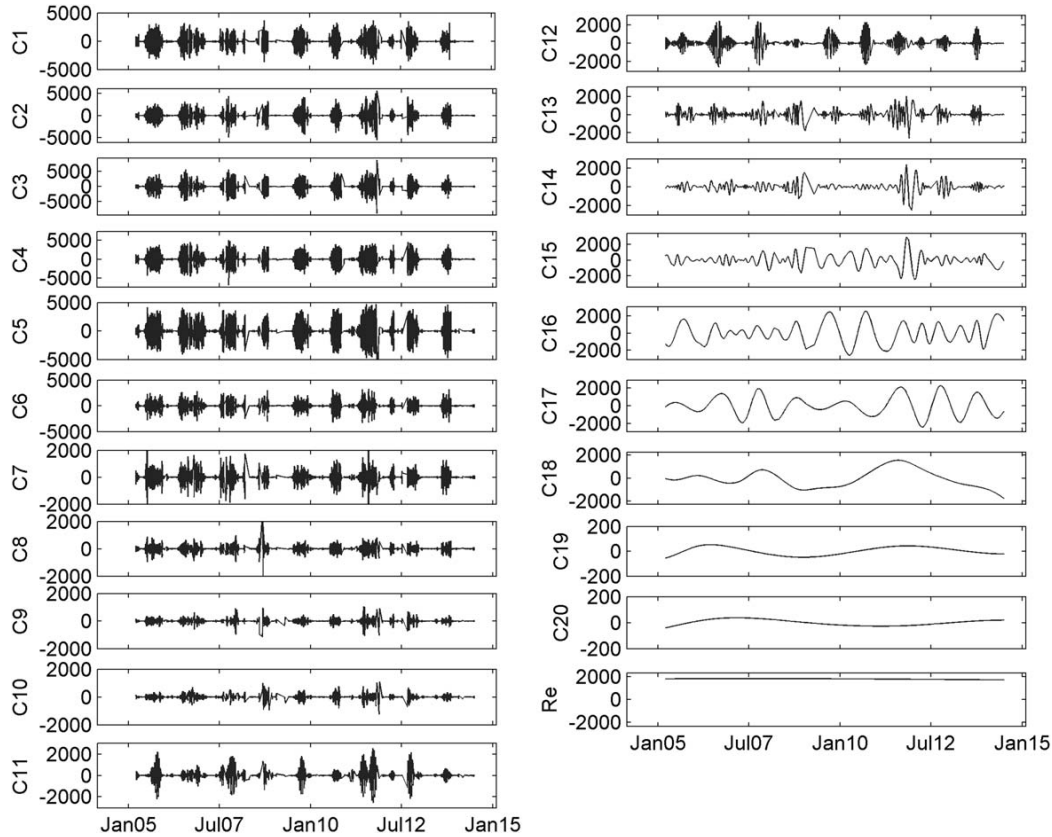


Fig. 9. IMF components of the turbidity time series at Bordeaux from EMD method: the mean time scales increase with the order of the modes.

2.4 h; (RC4) 14.8 d; (RC5) irregular time scale; (RC6) 30 d. Except for RC5, RCs and their contributions to the variance were easily attributable to specific forcings, without prior knowledge: river flow changes (RC1, 39.6%), semidiurnal tides (RC2, 17.7%), tidal frequencies below the semidiurnal frequency (RC3, 16%), semimonthly tidal cycles (RC4, 7.2%), and monthly tidal cycles (RC6, 1.7%). RC5 presents multiscale behavior (Fig. 5b) and, to be related to a forcing, the comparison to other environmental variables is required.

The high sensitivity of turbidity to river discharge in Bordeaux, located in the upper reaches of the Gironde estuary, suggests a relationship between this forcing and the RC5 mode. This hypothesis was tested by applying SSA to the Garonne river flow time series. RC1 modes of turbidity and discharge display opposite trends (Fig. 6a), confirming that the drastic changes of river flow act as a forcing. River flow RC2 and turbidity RC5 follow the same trend (Fig. 6b), indicating that the river flow variability explains RC5. Such trends and relationships are useful for characterizing long-term trends; even multiannual variability can be distinguished.

The final result of forcings affecting turbidity and their relative importance is summarized in Fig. 7. SSA allows to compare the contribution of tide and river flow on turbidity

variability but also to differentiate the rather stochastic (river flow variability) and more deterministic (seasonal river flow changes) contributions of the same forcing. These quantifiable and easily interpretable results aim to be powerful tools to compare the contribution of forcings during hydrologically contrasted years, in different estuarine regions or even in different estuaries.

We applied SSA to the time series with different percentages of missing data to test its effectiveness (M of 150, time step of 10 min). For each considered turbidity dataset, each mode presents the same time scales as the original dataset. All the forcings were recognized, even with 70% missing data. The cumulative percentages of variability explained by the first modes of each time series are compared in Fig. 8. Modes from time series with randomly deleted missing data (black lines) explain almost the same percentages of variance as the original time series. Modes of shorter time series (grey lines) show slightly lower percentages, but the cumulative contribution to the variance is less than 5% lower than the original dataset.

Empirical mode decomposition (EMD) test

The turbidity time series of Bordeaux was decomposed through the EMD into 20 IMF modes plus the last residual

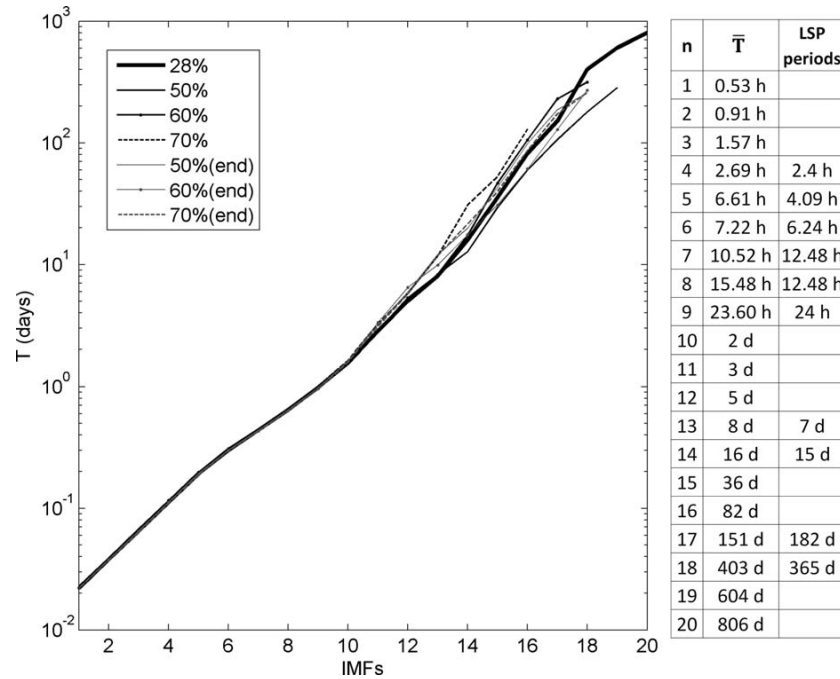


Fig. 10. Mean time scales (\bar{T} , Eq. 1) of IMF modes obtained from EMD applied to turbidity time series presenting different percentages of missing data (Fig. 1). Table specifies \bar{T} of each mode of the original turbidity time series (28% of missing data) and the mean time scales calculated from LSP (Fig. 2).

(Fig. 9). Each mode indicates the variation of a time scale. The mean time scale of the 20 modes is shown in Fig. 10. The time scales (\bar{T}) increase with the number of IMF modes (n), whereby the method does not directly provide the main variability time scales, which can be related to the main processes. Surprisingly, time scales were not precisely detected if they are compared with those of LSP (see Table in Fig. 10). For example, we can use IMF 7 or IMF 8 to explore turbidity variability at a time scale close to the semidiurnal tidal scale, but we cannot associate the turbidity variability to the different tidal harmonics and determine which is the most important intertidal variability time scale. Therefore, the analysis of deterministic forcing is imprecise and requires prior knowledge of the dynamics or needs to be complemented by other analyses, such as a power spectrum. Even to identify modes related to stochastic processes, they must be compared with the environmental variable representing the forcing or with the equivalent IMF mode of such environmental variables (e.g., the relationship between temperature and oxygen is given in Huang and Schmitt 2014).

After decomposition, the original time series can be separated into two terms: small (<1 month) and large scale fluctuations calculated as the sum of the high (from 1 to 14) and low (from 15 to 20 and the residual) frequency modes, respectively. The large-scale term gives the seasonal and interannual variability of turbidity as shown by its representation super-

posed to the original time series (Fig. 11a). The EMD method acts appropriately as a low-pass filter that accurately captures the multiscale long-term behavior of parameters. However, if the time series presents long gaps the large-scale term could be biased. In addition, the analysis of the multiannual variability could be analyzed through IMFs 18-20.

Time scales of modes resulting from the test on incomplete time series are compared in Fig. 10. Small-scale modes (<8 d) present quite similar time scales. In contrast, the number and characteristic frequency of large-scales modes vary between time series. This shows the randomness of the method in terms of detecting time scales and the main forcing affecting the variable. Nevertheless, note that the reconstructions of the long-term signal correctly follow the trend of its respective incomplete time series.

Added value of combined approaches

Spectral techniques are usually applied independently in coastal research (Kastens 2014). In studies based on high-frequency long-term series, only PSA and EMD were used in the same work (Huang and Schmitt 2014; Derot et al. 2015); the interest of this combination was illustrated in the previous section. Even if the spectral methods share the same finality of providing the main time scales of variability in time series, the present evaluation shows that they reveal different and, often complementary, aspects of the involved physical processes. The different tests based on the 10-yr

turbidity time series allowed us to discuss the advantages of combining methods and propose the best combinations.

As previously discussed, LSP is a useful method for calculating the time scales of RCs from SSA. It can also support the selection of the most pertinent number of modes. SSA gives a high number of modes (RCs), but the first ones contain most of the time series variability. The last significant RC according to the representation of the fractions of the variance λ in decreasing order of magnitude (see “Methods”) was 2.4 h (one of the component of RC3, Fig. 4). This time scale also corresponds to the lowest significant tidal harmonic frequency provided by LSP (Fig. 2). In addition, LSP

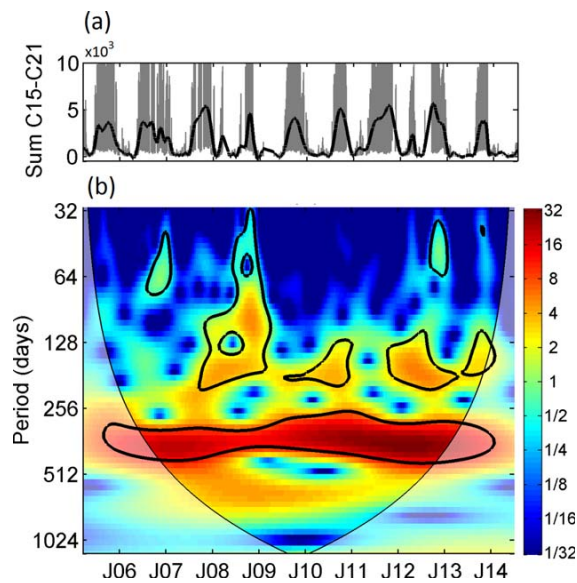


Fig. 11. (a) Turbidity time series at Bordeaux (grey) and reconstruction from IMF components (sum of C15–C21, black). (b) Wavelet spectrum of the IMF components reconstruction normalized by the variance (color bar). The thick black contour designates the 5% significance level against red noise. The cone of influence (COI), where edge effects might distort the picture, is shown as a lighter shade.

provided the contribution of turbulence in turbidity variability (Fig. 2), which to a large degree, may explain the unexplained variance (11.8%) resulting from SSA.

The main interest of CWT is the visual comparison of the relative importance of time scales, and their associated forcings, over time. As illustrated in Fig. 3, CWT readily differentiates two periods that present different trends in time scale importance (Fig. 3B). The application of SSA to each period separately permitted the calculation of the associated changes in the contributions of the different forcings (Fig. 3c). SSA complements CWT in terms of quantification, and CWT complements SSA by offering a more visual time-varying representation and helping the determination of interesting periods of application. Given the ineffectiveness of CWT for incomplete time series, the CWT–SSA combination is only possible for short-term analyses, considering the frequency and duration of gaps in environmental time-series.

We propose a solution to circumvent this problem of missing data for long-term CWT analyses. The sum of low frequency EMD modes gives a realistic multiscale long-term signal of variability (Fig. 11a). This signal can be interpolated to a regularly spaced time series that mimics the original and can be analyzed by CWT. The application of CWT offers the time-varying importance of long time scales (Fig. 11b): seasonal, annual and even multiannual (2007, 2010, 2011, and 2012 presented higher variability). For long-term analysis, EMD lets CWT decompose the larger variability time scales and CWT gives more visual and comprehensible information than the simple long-term signal from EMD.

Synthesis and conclusions

The relevance of spectral analysis (Lomb-Scargle Periodogram, Singular Spectrum Analysis, Continuous Wavelet Transform and Empirical Mode Decomposition) has been evaluated for multiscale, nonlinear, non-stationary and noisy time series from in situ high-frequency multiannual coastal monitoring. We used the 10-yr turbidity time series recorded in the fluvial Gironde estuary at the time step of 10 min

Table 3. Pertinence of each tested spectral analysis and of combined methods regarding the five selected criteria. Symbols represent the efficiency of methods from low (–) to particularly good (++). (0) the method does not admit the evaluation of the criterion.

	Efficiency gaps	Time-varying analysis	Recognizing process	Relative importance of forcings	Long-term analysis
PSA (LS)	+	–	+-	+-	–
CWT	0	++	+-	+-	–
SSA	+	+	+	+	+
EMD	+-	+	–	–	+
SSA + LS	+	+	++	+	+
CWT + SSA	0	++	++	++	–
EMD + CWT	+-	+	– (+for long-term)	– (+for long-term)	++

since 2005. This parameter presents a mixed signal consisting of harmonic and stochastic components, equivalent to those observed for most physical-chemical parameters in coastal transitional waters. The advantages and limitations of each method were tested using five criteria: efficiency for incomplete time series, appropriateness for time-varying analysis, ability to recognize processes without the necessity of complementary environmental variables, capacity to calculate the relative importance of forcings, capacity to identify long-term trends (Table 3).

Briefly, the reliance of each is summarized below and in Table 3:

- LSP is particularly effective for recognizing periodical forcing, even with 70% missing data, but less suitable for evaluating non-periodic long-term trends. It is more effective with longer (7–10 yr) time series. The impossibility of a time-varying analysis downplays its high capacity to identify and rank the main processes.
- CWT is able to determine the dominant processes and how their contributions vary over time. It shows lower frequency resolution than LSP or SSA, but a more visual representation over time. Its limitations in terms of regularly sampled data restrict its use to complete time series, hampering the identification of all the processes and long-term analyses.
- SSA is the only analysis to reach all the criteria. It is very powerful for identifying deterministic processes but also stochastic processes, even if this requires minimal knowledge of the system or comparison with other environmental variables. SSA quantification of the contribution to the variance (in %) of modes is a great advantage over the other methods in term of comparing the importance of forcings. SSA also allows a long-term analysis.
- EMD is the least able method to recognize processes without much prior knowledge of the parameter dynamics, and without using complementary environmental variables. However, it might be more suitable for recognizing stochastic processes. EMD admits missing data but the gap nature (%; temporal distribution) influences the precision to reveal the large variability time scales. It does not offer information about the relative importance of time scales variability, but it is good method for long-term analysis.

We also demonstrate that the combination of spectral methods opens up new opportunities in the analysis of high-frequency long-term datasets in coastal research. LSP mainly helps SSA in revealing the significant modes and characteristic frequencies. For short-term analysis, SSA complements CWT in the quantification of the contributions of forcings, and CWT complements SSA by offering a more visual time-varying representation. For long-term analysis, EMD gives CWT the opportunity of providing a long-term decomposition, and CWT reveals the time-varying relative

importance of time scales in the long-term variability signal from EMD.

The purpose of these comparative analyses was to offer insight into methods of analyzing long-term time-series in coastal systems. The ambition is to be a reference for choosing the most adapted spectral methods as a function of the dataset and requirements. In general, SSA is the most relevant method for the analysis of incomplete high-frequency long-term time series to reveal the importance of forcings affecting a given parameter. Its combination with LSP allows for better identifying processes. These tests are valid for any time series recorded in tidal coastal systems that contain stochastic and deterministic components. For specific questions, combined methods could be more suitable: e.g., EMD or EMD + CWT for signals mainly affected by stochastic processes; CWT or CWT + SSA for short-term analysis. In fact, the use of several methods can provide a more realistic and comprehensive picture of multiscale dynamics.

References

- Alvarez-Borrego, J., and S. Alvarez-Borrego. 1982. Temporal and spatial variability of temperature in two coastal lagoons. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Investig. Rep.* **23**: 188–197.
- Andersen, T. J., M. Pejrup, and A. A. Nielsen. 2006. Long-term and high-resolution measurements of bed level changes in a temperate, microtidal coastal lagoon. *Mar. Geol.* **226**: 115–125. doi:10.1016/j.margeo.2005.09.016
- Blackman, R. B., and J. W. Tukey. 1958. The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering—Part I. *Bell Syst. Tech. J.* **37**: 485–569. doi:10.1002/j.1538-7305.1958.tb01530.x
- Blain, S., and others. 2004. High frequency monitoring of the coastal marine environment using the MAREL buoy. *J. Environ. Monit.* **6**: 569–75. doi:10.1039/b314073c
- Buschman, F. A., A. J. F. Hoitink, M. Van Der Vegt, and P. Hoekstra. 2009. Subtidal water level variation controlled by river flow and tides. *Water Resour. Res.* **45**: 1–12. doi:10.1029/2009WR008167
- Camayo, R., and E. J. D. Campos. 2006. Application of wavelet transform in the study of coastal trapped waves off the west coast of South America. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L22601. doi:10.1029/2006GL026395
- Castaing, P., and G. P. Allen. 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France. *Mar. Geol.* **40**: 101–118. doi:10.1016/0025-3227(81)90045-1
- Ciavatta, S., R. Pastres, C. Badetti, G. Ferrari, and M. B. Beck. 2008. Estimation of phytoplanktonic production and system respiration from data collected by a real-time monitoring network in the Lagoon of Venice. *Ecol. Modell.* **212**: 28–36. doi:10.1016/j.ecolmodel.2007.10.025

- Contreras, E., and M. J. Polo. 2012. Measurement frequency and sampling spatial domains required to characterize turbidity and salinity events in the Guadalquivir estuary (Spain). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **12**: 2581–2589. doi:[10.5194/nhess-12-2581-2012](https://doi.org/10.5194/nhess-12-2581-2012)
- Daubechies, I. 1992. Ten lectures on wavelets, p. 357. IEEE Symposium on ComputerBased Medical Systems.
- de Jonge, V. N., M. Elliott, and V. S. Brauer. 2006. Marine monitoring: Its shortcomings and mismatch with the EU Water Framework Directive's objectives. *Mar. Pollut. Bull.* **53**: 5–19. doi:[10.1016/j.marpolbul.2005.11.026](https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2005.11.026)
- Derot, J., F. G. Schmitt, V. Gentilhomme, and S. B. Zongo. 2015. Long-term high frequency phytoplankton dynamics, recorded from a coastal water autonomous measurement system in the eastern English Channel. *Cont. Shelf Res.* **109**: 210–221. doi:[10.1016/j.csr.2015.09.015](https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.09.015)
- Dettinger, M. D., M. Ghil, C. M. Strong, W. Weibel, and P. Yiou. 1995. Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series. *Eos (Washington DC)* **76**: 12–21. doi:[10.1029/EO076i002p00012](https://doi.org/10.1029/EO076i002p00012)
- Dixon, W., and B. Chiswell. 1996. Review of aquatic monitoring program design. *Water Res.* **30**: 1935–1948. doi:[10.1016/0043-1354\(96\)00087-5](https://doi.org/10.1016/0043-1354(96)00087-5)
- Dur, G., F. G. Schmitt, and S. Souissi. 2007. Analysis of high frequency temperature time series in the Seine estuary from the Marel autonomous monitoring buoy. *Hydrobiologia* **588**: 59–68. doi:[10.1007/s10750-007-0652-3](https://doi.org/10.1007/s10750-007-0652-3)
- Emery, W. J., and R. E. Thomson. 2001. Chapter 3—Statistical methods and error handling, p. 193–304. *In Data analysis methods in physical oceanography*, Emery and Thomson [eds.], Elsevier Science.
- Etcheber, H., and others. 2011. Monitoring water quality in estuarine environments: Lessons from the MAGEST monitoring programme in the Gironde fluvial-estuarine system. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15**: 831–840. doi:[10.5194/hess-15-831-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-831-2011)
- Ezer, T., L. P. Atkinson, W. B. Corlett, and J. L. Blanco. 2013. Gulf Stream's induced sea level rise and variability along the U.S. mid-Atlantic coast. *J. Geophys. Res. Ocean.* **118**: 685–697. doi:[10.1002/jgrc.20091](https://doi.org/10.1002/jgrc.20091)
- Farge, M. 1992. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **24**: 395. doi:[10.1146/annurev.fl.24.010192.002143](https://doi.org/10.1146/annurev.fl.24.010192.002143)
- Flandrin, P., and P. Gonçalves. 2004. Empirical mode decompositions as data-driven wavelet-like expansions. *Int. J. Wavelets Multiresolut. Inf. Process.* **02**: 477–496. doi:[10.1142/S0219691304000561](https://doi.org/10.1142/S0219691304000561)
- Flandrin, P., G. Rilling, and P. Goncalves. 2004. Empirical mode decomposition as a filter bank. *IEEE Signal Process. Lett.* **11**: 112–114. doi:[10.1109/LSP.2003.821662](https://doi.org/10.1109/LSP.2003.821662)
- French, J. R., H. Burningham, and T. Benson. 2008. Tidal and meteorological forcing of suspended sediment flux in a muddy mesotidal estuary. *Estuaries Coast.* **31**: 843–859. doi:[10.1007/s12237-008-9072-5](https://doi.org/10.1007/s12237-008-9072-5)
- Friedrichs, C. T., and D. G. Aubrey. 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: A synthesis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **27**: 521–545. doi:[10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)
- Fulcher, B. D., M. A. Little, and N. S. Jones. 2013. Highly comparative time-series analysis: The empirical structure of time series and their methods. *J. R. Soc. Interface* **10**: 20130048. doi:[10.1098/rsif.2013.0048](https://doi.org/10.1098/rsif.2013.0048)
- Gardiner, C. W. 1985. *Handbook of stochastic methods for physics, chemistry, and the natural sciences*, 2nd ed. Springer-Verlag.
- Ghil, M., M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.* **40**: 1003. doi:[10.1029/2000RG000092](https://doi.org/10.1029/2000RG000092)
- Goberville, E., G. Beaugrand, B. Sautour, and P. Tréguer. 2010. Climate-driven changes in coastal marine systems of western Europe. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **408**: 129–147. doi:[10.3354/meps08564](https://doi.org/10.3354/meps08564)
- Grinsted, A., J. C. Moore, and S. Jevrejeva. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process. Geophys.* **11**: 561–566. doi:[10.5194/npg-11-561-2004](https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004)
- Guézennec, L., R. Lafite, J. P. Dupont, R. Meyer, and D. Boust. 1999. Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (The Seine Estuary, France). *Estuaries* **22**: 717–727. doi:[10.2307/1353058](https://doi.org/10.2307/1353058)
- Guo, L., M. Van-der-Wegen, D. A. Jay, P. Matte, Z. B. Wang, D. Roelvink, and Q. He. 2015. River-tide dynamics: Exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary. *J. Geophys. Res. Ocean.* **120**: 3499–3521. doi:[10.1002/2014JC010491](https://doi.org/10.1002/2014JC010491)
- Harang, R., G. Bonnet, and L. R. Petzold. 2012. WAVOS: A MATLAB toolkit for wavelet analysis and visualization of oscillatory systems. *BMC Res. Notes* **5**: 163. doi:[10.1186/1756-0500-5-163](https://doi.org/10.1186/1756-0500-5-163)
- Hodges, B. A., and D. L. Rudnick. 2006. Horizontal variability in chlorophyll fluorescence and potential temperature. *Deep-Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **53**: 1460–1482. doi:[10.1016/j.dsr.2006.06.006](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.006)
- Hoitink, A. J. F. 2004. Tidally-induced clouds of suspended sediment connected to shallow-water coral reefs. *Mar. Geol.* **208**: 13–31. doi:[10.1016/j.margeo.2004.04.021](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.021)
- Huang, N. E., and others. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* **454**: 903–995. doi:[10.1098/rspa.1998.0193](https://doi.org/10.1098/rspa.1998.0193)
- Huang, N. E., Z. Shen, and S. R. Long. 1999. A new view of nonlinear water waves: The Hilbert Spectrum. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **31**: 417–457. doi:[10.1146/annurev.fluid.31.1.417](https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.31.1.417)

- Huang, N. E., H. H. Shih, Z. Shen, S. R. Long, and K. L. Fan. 2000. The ages of large amplitude coastal seiches on the Caribbean Coast of Puerto Rico. *J. Phys. Oceanogr.* **30**: 2001–2012. doi:10.1175/1520-0485(2000)030<2001:TAO-LAC>2.0.CO;2
- Huang, Y. X., F. G. Schmitt, Z. M. Lu, and Y. L. Liu. 2008. An amplitude-frequency study of turbulent scaling intermittency using Empirical Mode Decomposition and Hilbert Spectral Analysis. *EPL, Eur. Phys. Soc.* **84**: 40010. doi:10.1209/0295-5075/84/40010
- Huang, Y., F. G. Schmitt, Z. Lu, and Y. Liu. 2009. Analysis of daily river flow fluctuations using empirical mode decomposition and arbitrary order Hilbert spectral analysis. *J. Hydrol.* **373**: 103–111. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.015
- Huang, Y., and F. G. Schmitt. 2014. Time dependent intrinsic correlation analysis of temperature and dissolved oxygen time series using empirical mode decomposition. *J. Mar. Syst.* **130**: 90–100. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.06.007
- Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio. 2015. Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: Sensitivity to hydrological conditions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **19**: 2805–2819. doi:10.5194/hess-19-2805-2015, 2015
- Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio. 2016. Tracking the turbidity maximum zone in the Loire estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network. *Cont. Shelf Res.* **117**: 1–11 doi:10.1016/j.csr.2016.01.017
- Jay, D. A., and E. P. Flinchem. 1995. Wavelet transform analyses of non-stationary tidal currents, p. 100–105. *Proceedings of the IEEE Fifth Working Conference on Current Measurement*.
- Kastens, M. 2014. Statistical estuary data analysis in models and measurements—some methods and their limitations. *Die Küste* **81**: 185–201.
- Kbaier, D., I. Puillat, and P. Lazure. In press. Propriétés statistiques de la température, salinité et turbidité mesurées par la station MAREL Carnot dans les eaux côtières de Boulogne-sur-Mer (France). In F. G. Schmitt and A. Lefevre [eds.], *Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier*. Presses du CNRS.
- Keiner, L. E., and X.-H. Y. Yan. 1997. Empirical orthogonal function analysis of sea surface temperature patterns in Delaware Bay. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **35**: 1299–1306. doi:10.1109/36.628796
- Kennish, M. J. 2002. Environmental threats and environmental future of estuaries. *Environ. Conserv.* **29**: 78–107. doi:10.1017/S0376892902000061
- Kondrashov, D., and M. Ghil. 2006. Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets. *Nonlinear Process. Geophys.* **13**: 151–159.
- Kondrashov, D., Y. Shprits and M. Ghil. 2010. Gap filling of solar wind data by singular spectrum analysis. *Geophys. Res. Lett.* **37**: L15101.
- Knowles, N. 2002. Natural and management influences on freshwater inflows and salinity in the San Francisco Estuary at monthly to interannual scales. *Water Resour. Res.* **38**: 25–1–25–11. doi:10.1029/2001WR000360
- Lomb, N. R. 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys. Space Sci.* **39**: 447–462. doi:10.1007/BF00648343
- Luetlich, R. A., S. D. Carr, J. V. Reynolds-Fleming, C. W. Fulcher, and J. E. McNinch. 2002. Semi-diurnal seiching in a shallow, micro-tidal lagoonal estuary. *Cont. Shelf Res.* **22**: 1669–1681. doi:10.1016/S0278-4343(02)00031-6
- Machu, E., B. Ferret, and V. Garçon. 1999. Phytoplankton pigment distribution from SeaWiFS data in the subtropical convergence zone south of Africa: A wavelet analysis. *Geophys. Res. Lett.* **26**: 1469–1472. doi:10.1029/1999GL900256
- Matabos, M., A. O. V. Bui, S. Mihály, J. Aguzzi, S. K. Juniper, and R. S. Ajayamohan. 2014. High-frequency study of epibenthic megafaunal community dynamics in Barkley Canyon: A multi-disciplinary approach using the NEPTUNE Canada network. *J. Mar. Syst.* **130**: 56–68. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.05.002
- Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'Brien. 1993. An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Weather Rev.* **121**: 2858–2866. doi:10.1175/1520-0493(1993)121<2858:AITWAI>2.0.CO;2
- Moore, T. S., D. B. Nuzzio, D. M. Di Toro, and G. W. Luther. 2009. Oxygen dynamics in a well mixed estuary, the lower Delaware Bay, USA. *Mar. Chem.* **117**: 11–20. doi:10.1016/j.marchem.2009.08.003
- Nezlin, N. P., K. Kamer, J. Hyde, and E. D. Stein. 2009. Dissolved oxygen dynamics in a eutrophic estuary, Upper Newport Bay, California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **82**: 139–151. doi:10.1016/j.ecss.2009.01.004
- Pairaud, I., and others. 2013. The MesuRho multi-parameter moored observatory for monitoring of river inputs and extreme events at the Rhone River mouth. 40th CIESM (Mediterranean Science Commission) Congress – Marseille.
- Percival, D., and H. Mofjeld. 1997. Analysis of subtidal coastal sea level fluctuations using wavelets. *J. Am. Stat. Assoc.* **92**: 868–889. doi:10.1080/01621459.1997.10474042
- Perillo, G. M. E., and M. C. Piccolo. 2011. Global variability in estuaries and coastal settings, p. 7–36. In *Treatise on estuarine and coastal science, V. 1: Classification of estuarine and nearshore coastal ecosystems*.
- Pierson, W. J., and W. Marks. 1952. The power spectrum analysis of ocean-wave records. *Trans. Am. Geophys. Union* **33**: 834–844. doi:10.1029/TR033i006p00834
- Platt, T. 1978. Spectral analysis of spatial structure in phytoplankton populations, p. 73–84. In J. H. Steele [ed.], *Spatial pattern in plankton communities*. Springer US.

- Press, W. H., S. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery. 1992. *Numerical recipes in Fortran 77: The art of scientific computing*, Cambridge University Press.
- Puillat, I., M. Prevosto, H. Mercier, and S. Thomas. 2014. Time series analysis of marine data: A key knowledge at the crossroads of marine sciences. *J. Mar. Syst.* **130**: 1–3. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.11.010
- Rabalais, N. N., W. J. Wiseman, and R. E. Turner. 1994. Comparison of continuous records of near-bottom dissolved oxygen from the hypoxia zone along the Louisiana coast. *Estuaries* **17**: 850–861. doi:10.2307/1352753
- Rafelski, L. E., B. Paplawsky, and R. F. Keeling. 2015. Continuous measurements of dissolved O₂ and oxygen isotopes in the Southern California coastal ocean. *Mar. Chem.* **174**: 94–102. doi:10.1016/j.marchem.2015.05.011
- Reynolds-Fleming, J. V., and R. A. Luettich. 2004. Wind-driven lateral variability in a partially mixed estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **60**: 395–407. doi:10.1016/j.ecss.2004.02.003
- Rigby, P., C. R. Steinberg, D. K. Williams, G. Brinkman, H. Tonin, and D. Hughes. 2014. Real-time marine observing systems: Challenges, benefits and opportunities in Australian coastal waters. *Aust. J. Civ. Eng.* **12**: 83–99. doi:10.7158/C14-015.2014.12.1
- Rilling, G., P. Flandrin, and P. Gonçalves. 2003. On empirical mode decomposition and its algorithms. In *Proceedings of IEEE-EURASIP Workshop on Nonlinear Signal and Image Processing NSIP-03*, Grado (Italy), June 2003.
- Różyński, G., M. Larson, and Z. Pruszek. 2001. Forced and self-organized shoreline response for a beach in the southern Baltic Sea determined through singular spectrum analysis. *Coast. Eng.* **43**: 41–58. doi:10.1016/S0378-3839(01)00005-9
- Ruf, T. 1999. The Lomb-Scargle periodogram in biological rhythm research: Analysis of incomplete and unequally spaced time-series. *Biol. Rhythm Res.* **30**: 178–201. doi:10.1076/brhm.30.2.178.1422
- Ruju, A., J. L. Lara, and I. J. Losada. 2014. Numerical analysis of run-up oscillations under dissipative conditions. *Coast. Eng.* **86**: 45–56. doi:10.1016/j.coastaleng.2014.01.010
- Sassi, M. G., and A. J. F. Hoitink. 2013. River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river. *J. Geophys. Res. C Ocean.* **118**: 4139–4151. doi:10.1002/jgrc.20297
- Savenije, H. H. G., M. Toffolon, J. Haas, and E. J. M. Veling. 2008. Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries. *J. Geophys. Res. Ocean.* **113**: 1–18. doi:10.1029/2007JC004408
- Scargle, J. D. 1982. Studies in astronomical time-series analysis .2. Statistical aspects of spectral-analysis of unevenly spaced data. *Astrophys. J.* **263**: 835–853. doi:10.1086/160554
- Scavia, D., and others. 2002. Climate change impacts on U.S. Coastal and Marine Ecosystems. *Estuaries* **25**: 149–164. doi:10.1007/BF02691304
- Schmidt, S., H. Etcheber, A. Sottolichio, and P. Castaing. In press. Le réseau MAGEST: bilan de 10 ans de suivi haute-fréquence de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde. In F. G. Schmitt and A. Lefevre [eds.], *Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier*. Presses du CNRS.
- Schmitt, F. G., Y. Huang, Z. Lu, and S. Zongo-Brizard. 2007. Analysis of nonlinear biophysical time series in aquatic environments : Scaling properties and empirical mode decomposition, p. 261–280. In A. A. Tsonis and J. B. Elsner [eds.], *Nonlinear dynamics in geosciences*, Springer New York.
- Schmitt, F. G., G. Dur, S. Souissi, and S. Brizard-Zongo. 2008. Statistical properties of turbidity, oxygen and pH fluctuations in the Seine river estuary (France). *Phys. A Stat. Mech. Appl.* **387**: 6613–6623. doi:10.1016/j.physa.2008.08.026
- Schoellhamer, D. H. 1996. Factors affecting suspended-solids concentrations in South San Francisco Bay, California. *J. Geophys. Res.* **101**: 87–95. doi:10.1029/96JC00747
- Schoellhamer, D. H. 2001. Singular spectrum analysis for time series with missing data. *Geophys. Res. Lett.* **28**: 3187–3190. doi:10.1029/2000GL012698
- Schoellhamer, D. H. 2002. Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA. *Cont. Shelf Res.* **22**: 1857–1866. doi:10.1016/S0278-4343(02)00042-0
- Sénéchal, N., P. Bonneton, and H. Dupuis. 2002. Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coast. Eng.* **46**: 233–247. doi:10.1016/S0378-3839(02)00095-9
- Setz, T. 2011. *Wavelet analysis on stochastic time series—a visual introduction with an examination of long term financial time series*. ETH Zurich.
- Sikora, W., and B. Kjerfve. 1985. Factors influencing the salinity regime of Lake Pontchartrain, Louisiana, a shallow coastal lagoon: Analysis of a long-term data set. *Estuaries* **8**: 170–180. doi:10.2307/1351866
- Torrence, C., and G. P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**: 61–78. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2
- Uncles, R. J. 2002. *Estuarine physical processes research: Some recent studies and progress*. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **55**: 829–856. doi:10.1006/ecss.2002.1032
- Van Dongen, H. P. A., E. Olofsen, J. Van Harteveld, and E. W. Kruyt. 1997. *Periodogram analysis of unequally spaced data: The Lomb method*. Department of Physiology, Department of Physiology, Leiden University, Leiden.
- Vasseur, D. A., and U. Gaedke. 2007. Spectral analysis unmasks synchronous and compensatory dynamics in

Jalón-Rojas et al.

Tests of spectral analysis on coastal time series

- plankton communities. *Ecology* **88**: 2058–2071. doi:[10.1890/06-1899.1](https://doi.org/10.1890/06-1899.1)
- Vautard, R., P. Yiou, and M. Ghil. 1992. Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Phys. D* **58**: 95–126. doi:[10.1016/0167-2789\(92\)90103-T](https://doi.org/10.1016/0167-2789(92)90103-T)
- Welch, P. 1969. A fixed-point fast Fourier transform error analysis. *IEEE Trans. Audio Electroacoust.* **17**: 151–157. doi:[10.1109/TAU.1969.1162035](https://doi.org/10.1109/TAU.1969.1162035)
- Zhang, F., R. Su, J. He, M. Cai, W. Luo, and X. Wang. 2010a. Study on fluorometric discrimination of phytoplankton based on time-series vectors of wavelet transform. *Spectrochim. Acta. A. Mol. Biomol. Spectrosc.* **75**: 578–584. doi:[10.1016/j.saa.2009.11.020](https://doi.org/10.1016/j.saa.2009.11.020)
- Zhang, Q., C.-Y. Xu, and Y. Chen. 2010b. Wavelet-based characterization of water level behaviors in the Pearl River estuary, China. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* **24**: 81–92. doi:[10.1007/s00477-008-0302-y](https://doi.org/10.1007/s00477-008-0302-y)
- Zongo, S. B., and F. G. Schmitt. 2011. Scaling properties of pH fluctuations in coastal waters of the English channel: pH as a turbulent active scalars. *Nonlinear Process. Geophys.* **18**: 829–839. doi:[10.5194/npg-18-829-2011](https://doi.org/10.5194/npg-18-829-2011)

Acknowledgments

I. Jalón-Rojas thanks the Agence de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) and the Aquitaine Region for the financial support of her Ph.D. grant. Authors gratefully acknowledge the MAGEST network for turbidity time series. We are also very grateful to Dr. David Schoellhamer for its pertinent review and concrete contributions that helped improve the manuscript.

Submitted 23 November 2015

Revised 12 February 2016

Accepted 17 February 2016

Associate editor: Clare Reimers

2.2 Les campagnes menées dans la section de Bordeaux

2.2.1 Choix du site et paramètres mesurés

Le site de Bordeaux au niveau du port ($44^{\circ} 51' 50''$ N, $-0^{\circ} 32' 43''$ W, Figure 2.1) a été choisi pour caractériser la dynamique hydro-sédimentaire intratidale de l'estuaire fluvial. Cette section se trouve juste en amont de la limite des opérations de dragage réalisées par le port de Bordeaux (ARTELIA et al., 2016) et a été identifiée comme un site d'étude crucial à cause des enjeux associés en partie à la turbidité, notamment l'oxygénation des eaux (Lanoux et al., 2013). Mais surtout, la section de Bordeaux est la seule de la Garonne tidale qui dispose actuellement d'une station de mesures en continu de turbidité des eaux de surface dans le cadre du réseau MAGEST, après l'arrêt de la station de Portets en 2012. De plus la conversion des mesures de turbidité, issues de la station de Bordeaux, en concentrations de sédiments en suspension a été récemment établie (Diallo et al., 2015; Schmidt et al., en préparation). Cependant le réseau fournit des mesures fixes, et à une seule profondeur. Le jeu de données est donc limité spatialement. Pour compléter la description du transport sédimentaire lors des cycles de marée, des mesures de turbidité, de vitesse de courant et de salinité sont nécessaires dans toute la colonne d'eau et à plusieurs points de la section transversale.

Des profils de turbidité ont été obtenus en deux points de la section transversale de Bordeaux: les sites "rive gauche", à côté de la station MAGEST, et "chenal" (carrés jaunes sur les Figures 2.1 et 2.4). Cela permet de connaître la turbidité pour deux colonnes d'eau de différentes profondeurs dans une même section. Des profils de salinité ont aussi été acquis à ces deux sites et des profils de vitesse de courant seulement au site "chenal".



Figure 2.4: Localisation des deux points de mesure des profils de turbidité et de salinité dans la section transversale de la Garonne, face à la station MAGEST de Bordeaux

2.2.2 Fréquence d'acquisition, instrumentation et difficultés

Sept campagnes ont été réalisées entre les mois d'avril et de novembre 2014 en profitant du passage mensuel du navire océanographique "Côtes de la Manche" dans l'estuaire de la Gironde, dans le cadre du programme de surveillance de la centrale nucléaire du Blayais (SOGIR). Les mesures du site "chenal" sont réalisées à

partir du bateau et celles du site “rive gauche” depuis le ponton du port de Bordeaux à coté de la station MAGEST (Fig. 2.4). Le Tableau 2.2 récapitule les dates, les conditions environnementales et les difficultés de chaque campagne. Lors de chaque campagne, les profils des trois paramètres sélectionnés ont été acquis pendant un cycle complet de marée (environ 12.5 h) si les circonstances (sécurité, planning du Côtes de la Manche) le permettaient.

Deux sondes OBS-3A ont été utilisées pour l’acquisition simultanée des profils de turbidité et de salinité au niveau des deux sites. Cette sonde combine les mesures de turbidité de la sonde OBS, avec celles de la pression, de la température et de la conductivité. La vitesse de courant a été mesurée par un profileur acoustique courantométrique de type ADCP. Les sondes OBS-3A ont été placées dans des cages (Fig. 2.5.A) déplacées à travers la colonne d’eau par un treuil, hydraulique dans le cas des mesures sur le bateau et manuel depuis la berge (Fig. 2.5.A-B). Des profils de turbidité/salinité ont ainsi été obtenus environ toutes les 20 minutes. L’ADCP a été positionné sur un flotteur (Fig. 2.5.C) et a acquis des profils de vitesses de courant en continu (tout les 2 secondes).

Deux types de difficultés ont été rencontrées lors de ces campagnes: celles liées aux caractéristiques intrinsèques de la Gironde et des problèmes logistiques. Dans le premier cas, les fortes concentrations de MES caractéristiques de ce système peuvent conduire à que l’onde émise par l’ADCP et réfléchiée par les particules en mouvement ne soit pas détectée par les récepteurs de l’ADCP. Cependant ce problème n’a jamais excédé plus d’une heure consécutive. Les consignes de sécurité, qui ont limité le temps de mesure des profils et donc le calcul des flux résiduels, mais aussi la panne des sondes et le dommage d’un fichier sont les principaux problèmes de type logistique qui ont compliqué la réalisation des campagnes et donc l’exploitation des résultats (Tableau 2.2). Le fait d’utiliser l’ADCP près du bateau, dont le métal peut interférer avec le compas, a conduit à des estimations erronées de la direction des vitesses de courant. Même si nous avons essayé d’éloigner l’ADCP du bateau autant que possible, ce problème a eu lieu pour presque toutes les campagnes (Tableau 2.2). L’utilisation d’un autre ADCP au niveau de la rive aurait élargi la discussion des résultats. Cependant, l’équipe n’a pas pu compter avec une autre sonde courantométrique au cours des campagnes.

Date	Débit fluvial ¹ (m ³ s ⁻¹)	Marnage à Bordeaux (m)	Problèmes principaux
24/04/2014	569	4.7	- Fichier de données de vitesses de courant endommagé - Durée de mesures au site “rive gauche” < 4h
25/06/2014	314	5.4	- Erreur de la mesure de direction des courants
11/07/2014	463	5.4	- Durée des mesures < 12.5 h - Erreur de la mesure de direction des courants
27/08/2014	169	5.6	- Panne de la sonde OBS-3A au site “rive gauche”
24/09/2014	210	5.6	Mission SOGIR annulée (pas de données au site “chenal”)
17/10/2014	271	4	- Erreur de la mesure de direction des courants
21/11/2014	407	5.69	

¹Débit moyen pendant les 10 jours avant la campagne

Table 2.2: Synthèse des campagnes menées à la section de Bordeaux: date, conditions environnementales et problèmes.

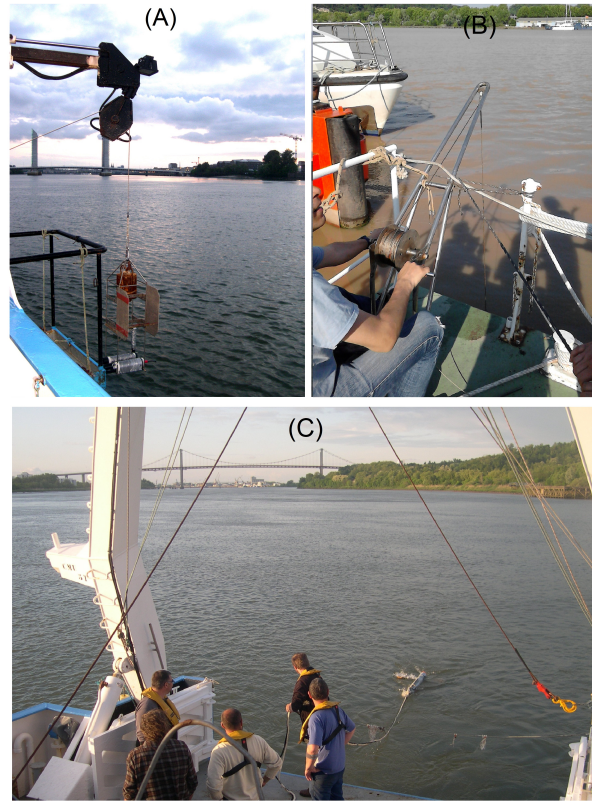


Figure 2.5: (A) Sonde OBS-3A placée dans la cage pour l’obtention des profils de turbidité/salinité sur le “Côtes de la Manche” (site chenal) avec l’aide du treuil hydraulique. (B) Treuil manuel pour l’acquisition des profils de turbidité/salinité sur le site “rive gauche”. (C) Mise à l’eau de l’ADCP

2.2.3 Pré-traitement des données

Une série d’opérations de pré-traitement a été effectuée sur les données brutes :

- Les profils de vitesse à très haute fréquence ont été moyennés toutes les 10 minutes ;
- Les trous dans les profils de vitesse de courant causés par les grandes concentrations de sédiments ont été comblés par intégration linéaire ;
- Les mesures de turbidité, en NTU, de la sonde OBS-3A ont été convertis en équivalents à la gamme de turbidité de la sonde “Endress and Hauser” afin de comparer les données issues des campagnes avec celles du réseau MAGEST. Dans ce but, une expérience d’inter-calibration de sondes a été effectuée au laboratoire (Fig. 2.6.A) : les sondes ont été mises dans un grand récipient rempli d’eau dont la concentration en particules récupérées de l’estuaire a été progressivement diluée. La correspondance entre les deux mesures de turbidité est montrée dans la Figure 2.6.B.
- Afin de calculer des flux sédimentaires, la turbidité NTU a été convertie en concentrations de MES ($g\ l^{-1}$) avec la relation MES-NTU donnée par Schmidt et al. (en prép.) qui a été établie à partir des prélèvements de particules notamment dans la section de Bordeaux. La figure 2.7 montre la conversion

NTU-MES du profil de turbidité enregistré pendant la campagne d’avril. L’erreur d’estimation associé à cette transformation est d’environ $\pm 10\%$.

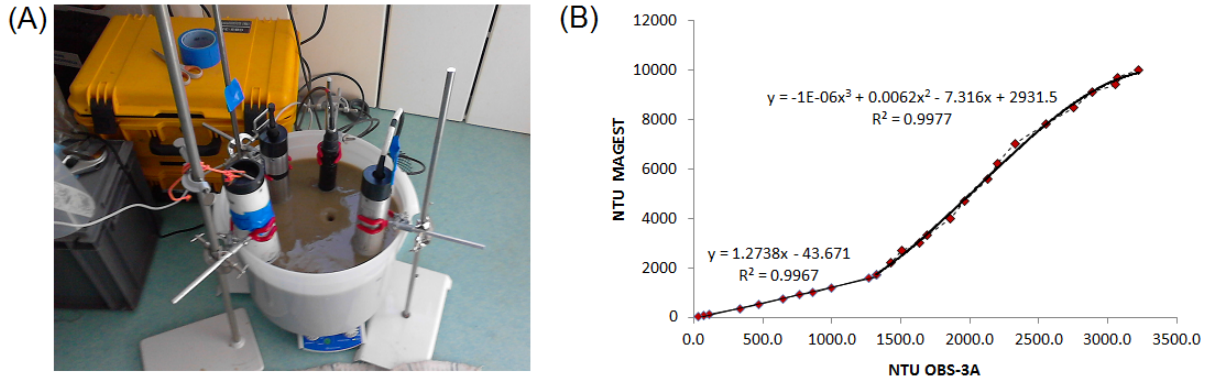


Figure 2.6: (A) Dispositif expérimental d’inter-calibration des sondes de turbidité au laboratoire. (B) Turbidité (NTU) mesurée par le turbidimètre “Endress and Hauser” (MAGEST) en fonction de la turbidité (NTU) issue de l’OBS-3A.

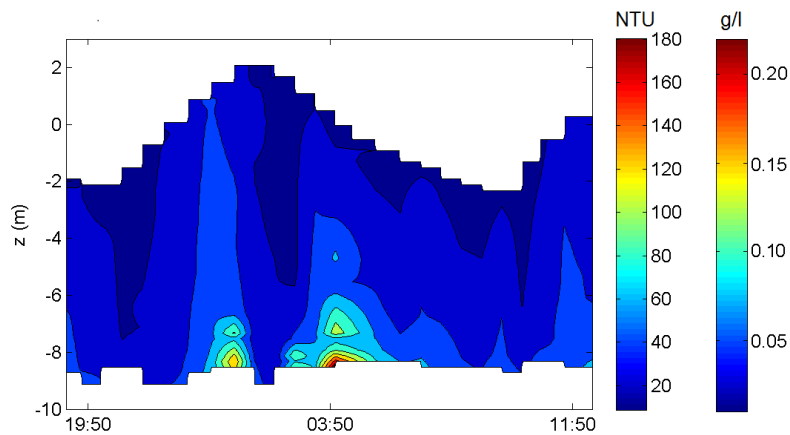


Figure 2.7: Conversion du profil de turbidité (NTU) de la campagne d’Avril 2014 en concentration de MES (g l^{-1}) à partir de la relation établie par Schmidt et al. (en prép.).

En raison du dysfonctionnement du compas de l’ADCP, à l’exception des campagnes d’Août et de Novembre (Tableau 2.2), les vitesses de courant n’ont pas pu être transformées en directions longitudinale et transversale au chenal afin de calculer les flux correspondants à ces directions. Cependant, à partir des données d’Août et de Novembre, nous avons constaté que les vitesses longitudinales étaient dominantes et leurs valeurs très similaires au module de la vitesse (Fig. 2.8). En conséquence, les flux sédimentaires calculés avec le module de vitesse sont dominants selon l’axe longitudinale du chenal.

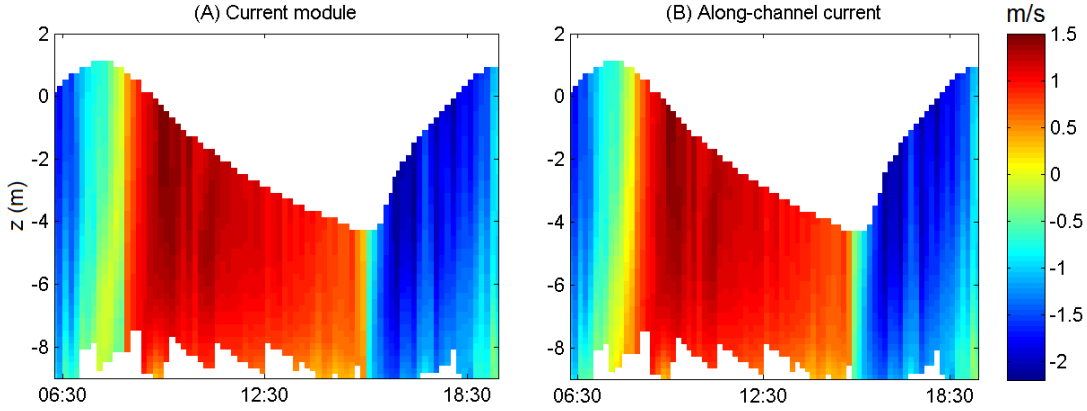


Figure 2.8: Profil de vitesse de courant de la campagne d'août 2014: (A) module de vitesse; (B) vitesse dans la direction longitudinale du chenal.

2.2.4 Calcul des flux de MES

Les flux sédimentaires instantanés F par unité de largeur (masse/largeur/temps) au niveau du site “chenal” ont été calculés comme l'intégrale sur la totalité de la profondeur H des produits des vitesses de courant u et des concentrations de MES c instantanés tous les 50 cm de colonne d'eau:

$$F = \int_0^H u \cdot c \partial z \quad (2.1)$$

où z représente la coordonnée verticale. Les vitesses de flot et de jusant sont respectivement considérées négatives et positives pour ce calcul. Les flux résiduels sont ainsi calculés comme la somme des flux instantanés au cours d'un cycle complet de marée.

D'après les travaux de [Sommerfield et Wong \(2011\)](#) et [McSweeney et al. \(2014\)](#), les flux instantanés et résiduels peuvent être décomposés en flux advectifs et flux tidaux (“tidal pumping”). Pour cela les profils de vitesse et de concentrations ont été transformés du système de coordonnées verticales z à un système de coordonnées sigma (σ) avec 50 σ -niveaux équidistants. La coordonnée σ est définie comme:

$$\sigma = \frac{z - \zeta(t)}{H + \zeta(t)} \quad (2.2)$$

où H est la profondeur de la colonne d'eau et $\zeta(t)$ le niveau de l'eau variant au cours du temps. Cette transformation, illustrée Figure 2.9, conduit à des données continues pour chaque niveau σ . Les vitesses instantanées $u(\sigma)$ peuvent ainsi être décomposées comme la somme de la vitesse moyenne (pour chaque cycle de marée, $\bar{u}(\sigma)$) et de la vitesse variante ($u'(\sigma) = u(\sigma) - \bar{u}(\sigma)$). La même décomposition peut être appliquée à la concentration de MES c . Le flux particulaire advectés (F_A) et tidaux (F_T) sont calculés comme:

$$F_A = \int_0^1 \bar{u} \cdot \bar{c} \partial \sigma; \quad F_T = \int_0^1 u' \cdot c' \partial \sigma \quad (2.3)$$

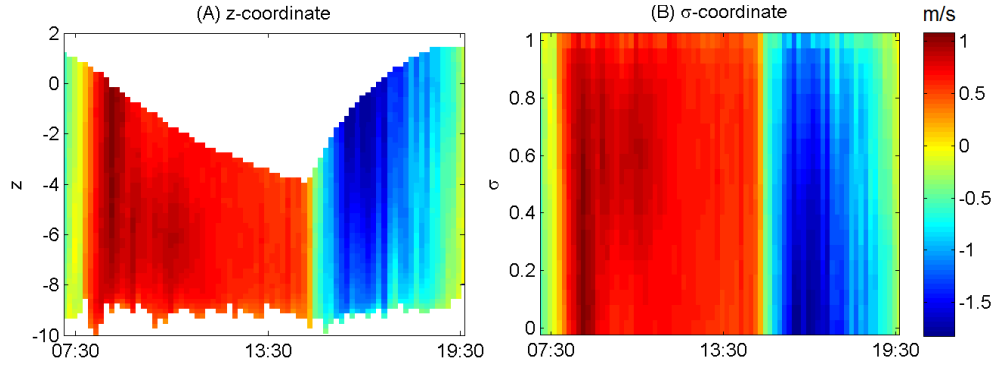


Figure 2.9: Exemple de transformation de coordonnées d'un profil de vitesse de courant : (A) coordonnée verticale z ; et (B) coordonnée σ (Eq. 2.2)

2.3 L'analyse des séries temporelles de hauteur d'eau

2.3.1 Sélection des données

L'évolution de la propagation de la marée au cours des six dernières décennies a été évaluée à partir des séries temporelles annuelles de hauteur d'eau mesurées à quatre stations (carrés verts, Fig. 2.1): trois stations distribuées le long de la Garonne tidale (Le Marquis, Bordeaux et Cadillac) et une à l'embouchure de l'estuaire (Point de Grave). Cette dernière est fondamentale pour différencier les changements de la marée causés par la propagation dans l'estuaire de la variabilité inter-annuelle naturelle de la marée à la côte.

Une série annuelle est analysée pour chaque décennie : 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014 (Tableau 2.3). Les années 1953 et 1971 ont été sélectionnées en raison de l'existence de bathymétries entre l'embouchure et Bordeaux, ce qui peut être d'une grande utilité pour de futurs travaux. Les données de l'année 1953, disponibles sous format papier (voir la Section suivante) étaient déjà numérisées avant de commencer ce travail, ce qui a aussi motivé le choix. Les années 1982 et 1994 ont été sélectionnées pour la bonne qualité des données par rapport à d'autres années proches. Finalement, 2005 et 2014 ont été sélectionnées car ce sont deux années proches avec des conditions hydrologiques très contrastées. L'année 1956 à Cadillac a été incluse dans l'analyse à cause de la mauvaise qualité des données de l'année 1953. Cette station ne dispose plus de données depuis 1995.

2.3.2 Numérisation des séries temporelles historiques

Les enregistrements de hauteur d'eau antérieures aux années 80, et même après pour Cadillac, sont sous format papier (Tableau 2.3) et ont donc besoin d'être numérisées. Cette tâche, réalisée avec le logiciel de cartographie ArcGis, compte deux étapes: (a) la géo-référenciation de chaque feuille de données afin de les concaténer par année et par station; (b) la numérisation au sens propre qui consiste à retracer point par point les lignes maréographiques qui sont ensuite transformées en une séquence de couples de valeurs date-hauteur d'eau grâce à l'outil GeoWizards. Ce protocole de numérisation a été développé par Vincent Hanquiez, in-

	Le Marquis	Bordeaux	Cadillac
1953	x	x	
1956			x
1971	x	x	x
1982	x	x	x
1994	x	x	x
2005	x	x	
2014	x	x	

Table 2.3: Disponibilité des données de hauteur d'eau pour les stations et années sélectionnées. Les croix bleus indiquent les données sous format papier qui ont été numérisées.

génieur géomatique d'EPOC, qui a coordonné la longue étape de numérisation avec la collaboration ponctuelle de plusieurs stagiaires.

2.3.3 Calcul de l'asymétrie de la marée

Comme expliqué Section 1.1, deux caractéristiques de l'onde de marée peuvent être modifiées lors de sa propagation dans l'estuaire: le marnage et l'asymétrie. Les séries temporelles de ces deux paramètres ont été calculées à partir des données de hauteur d'eau pour chaque année et chaque station. Des techniques statistiques descriptives comme la boîte de Tukey (Section 2.1.4) ont été utilisées pour la comparaison spatiale et temporelle de ces deux paramètres. Le calcul du marnage a suivi les étapes suivantes: (a) soustraction de la hauteur de l'eau moyenne à toutes les valeurs de la série temporelle de hauteur d'eau ; (b) identification des ondes de marée à partir des passages du niveau de l'eau par les zéros croissants ; (c) estimation du marnage de chaque onde de marée comme la différence entre les hauteurs d'eau à marée haute et à marée basse. Les paramètres qui caractérisent l'asymétrie de la marée requièrent une explication détaillée.

La marée n'est pas une simple onde sinusoïdale : elle peut être considérée comme la somme des ondes élémentaires ($\sum A \cos(\sigma t + \phi)$) strictement périodiques caractérisées par une amplitude A , une fréquence σ et une phase ϕ . Ces ondes appelées composantes harmoniques sont notées comme la combinaison d'une lettre qui indique l'origine et d'un numéro qui indique la fréquence. Par exemple, l'harmonique M_2 représente la marée lunaire (M de "moon") avec une période de 12 heures et 25 minutes, c'est à dire deux fois par jour. Il y a des composantes qui sont forcées par le Soleil, comme le S_2 , ou par l'interaction de la Lune et du Soleil, comme le K_1 . D'autres composantes sont générées de manière interne dans des eaux peu profondes, les sur-marées (M_4 , M_6 , S_4 et S_6). La combinaison de ces composantes est à l'origine de l'asymétrie de la marée.

Étant donné que pour la majorité des côtes du globe la composante harmonique dominante est M_2 , la sur-marée la plus significative formée dans les estuaires est M_4 . La surface libre ξ et la vitesse U de la marée peuvent donc être simplifiées ainsi:

$$\xi = A_{M_2} \cos(\sigma t + \phi_{M_2}) + A_{M_4} \cos(\sigma t + \phi_{M_4}) \quad (2.4)$$

$$U = u_{M_2} \cos(\sigma t + \varphi_{M_2}) + u_{M_4} \cos(\sigma t + \varphi_{M_4}) \quad (2.5)$$

Méthode	Principaux avantages	Principaux inconvénients
Analyse d'harmonique classique	Méthode la plus utilisée, la qualité de ses résultats est bien connue pour la marée océanique	Les interactions non-stationnaires avec les forçages environnementaux comme le débit fluvial ne sont pas considérées (possibilité de l'appliquer à des périodes plus courtes pour minimiser le problème)
Analyse d'harmonique non-stationnaire	Analyse d'harmonique adaptée aux interactions non-stationnaires provoquées par le débit fluvial	Méthode encore expérimentale, ses limites ne sont pas bien connues
Démodulation complexe	Méthode rapide et efficace pour trouver la composante d'un signal qui fluctue à une fréquence donnée	Ce n'est pas une méthode de décomposition d'harmonique stricto-sensu, c'est-à-dire qu'elle ne donne pas le nom des harmoniques et leurs importances relatives.

Table 2.4: Avantages et inconvénients principaux des différentes méthodes de calcul des composantes harmoniques

où t est le temps, σ la fréquence, A et ϕ l'amplitude et la phase de la hauteur d'eau, et u et φ l'amplitude et la phase de la vitesse.

Alors que les rapports des amplitudes $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ et $\frac{U_{M_4}}{U_{M_2}}$ correspondent à la distorsion de la marée verticale et horizontale², respectivement, les différences de phases $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ et $2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$ indiquent la direction de l'asymétrie (Speer et Aubrey, 1985):

- $0^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 180^\circ$ et $-90^\circ < 2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} < 90^\circ$ indiquent la dominance de flot (flot plus court mais avec les vitesses de courant plus fortes que le jusant) et quand $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} = 90^\circ$ et $2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} = 0^\circ$, il s'agit de la dominance de flot maximale;
- $180^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 360^\circ$ et $90^\circ < 2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} < 270^\circ$ indique la dominance de jusant, et si $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} = 270^\circ$ et $2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} = 180^\circ$, la dominance de jusant est maximale.

Strictement, c'est l'asymétrie de la marée horizontale qui est responsable du piégeage des sédiments (Section 1.2) et donc le paramètre intéressant à calculer. Cependant, en l'absence de données des vitesses, l'asymétrie de la marée verticale est un bon indicateur de l'asymétrie de la marée horizontale (Friedrichs et Aubrey, 1988; Guo et al., 2016). Une étude récente montre la bonne corrélation du paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ et du ratio entre les vitesses de courant de flot et de jusant (Neill et al., 2014). En conclusion, les paramètres $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ seront utilisés pour caractériser l'asymétrie de la marée.

Pour calculer ces paramètres, le signal de marée doit être décomposé selon ses composantes harmoniques. J'ai testé différentes méthodologies de décomposition : l'analyse d'harmonique classique (Pawlowicz et al., 2002), l'analyse d'harmonique non-stationnaire (Matte et al., 2013) et la démodulation complexe (Gasquet et Wootton, 1997). Cette comparaison des méthodes a été motivée par le fait que chacune présentait des avantages et des inconvénients (Table 2.4). Une brève description des méthodes de leur application aux données de la Garonne sont présentées dans l'Annexe B. Finalement la démodulation complexe a été choisie

²Les concepts de marée verticale et horizontal sont définis dans la Section 1.1

(B.C) pour l'appliquer aux séries annuelles de hauteur d'eau, en donnant comme résultat les séries temporelles de A_{M_2} , A_{M_4} , ϕ_{M_2} , ϕ_{M_4} (voir un exemple Figure 2.10).

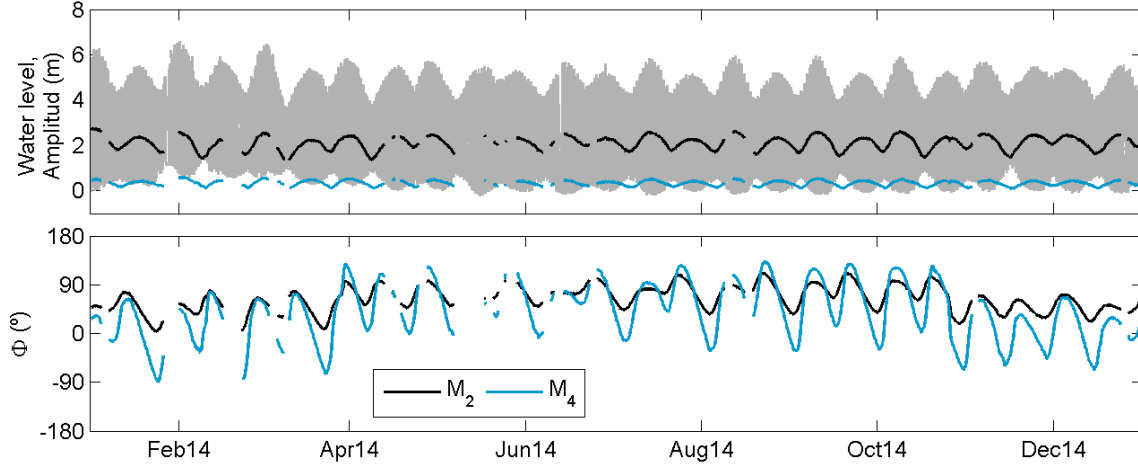


Figure 2.10: Exemple de la décomposition d'une série temporelle de hauteur d'eau (gris) en amplitudes et phases des composantes M_2 (black) et M_4 (bleu) à partir de la méthode de démodulation complexe.

Le calcul de l'amplitude et de la phase de la composante périodique de fréquence σ d'une série temporelle $X(t)$ à partir de la démodulation complexe est décrit ci-dessous. Cette méthode considère que la série temporelle $X(t)$ est formée par un signal presque périodique de fréquence σ et un signal non-périodique $Z(t)$:

$$X(t) = A(t) \cos(\sigma t + \phi(t)) + Z(t) \quad (2.6)$$

L'amplitude A et la phase ϕ du signal presque périodique peuvent varier avec le temps, mais doucement par rapport à la fréquence σ . Le calcul de A et ϕ se fait en trois étapes:

- (1) Déplacement de la fréquence d'intérêt σ à zéro en multipliant la série temporelle originale par $e^{-i\sigma t}$:

$$Y(t) = X(t)e^{-i\sigma t} = \frac{A(t)}{2}e^{-i\phi(t)} + \frac{A(t)}{2}e^{-i(2\sigma t + \phi(t))} + Z(t)e^{-i\sigma t} \quad (2.7)$$

- (2) Filtrage passe-bande pour enlever les fréquences supérieures à σ ($\frac{A(t)}{2}e^{-i(2\sigma t + \phi(t))} + Z(t)e^{-i\sigma t}$):

$$Y'(t) = \frac{A'(t)}{2}e^{-i\phi'(t)} \quad (2.8)$$

- (3) Transformée de Fourier inverse du spectre filtré:

$$A'(t) = 2|Y'| = 2(\text{Re}(Y')^2 + \text{Im}(Y')^2)^{1/2} \quad (2.9)$$

$$\phi'(t) = \text{atan} \left(\frac{\text{Im}(Y')}{\text{Re}(Y')} \right) \quad (2.10)$$

2.4 Le modèle idéalisé 2DV

Le modèle idéalisé 2DV de transport sédimentaire en milieu estuarien résulte de la combinaison des approches unidimensionnelles horizontale (1DH) et verticale (1DV). Ce modèle est appelé modèle ponctuel bidimensionnel (2DPM) puisqu'il résout la dimension verticale comme une séquence de modèles ponctuels 1DV couplés horizontalement. La méthode de résolution utilise une technique mathématique de perturbation qui estime linéairement les mécanismes du flux non-linéaires et fournit ainsi une bonne approche qualitative pour mieux comprendre chaque composante hydrodynamique et de transport sédimentaire. Le modèle de perturbation résout les équations en termes de composantes de Fourier dans le temps. Cela permet de grandes variations temporelles de mélange turbulent et de révéler une large gamme de mécanismes d'interaction et rétroaction.

Les modèles idéalisés sont spécifiquement conçus pour se focaliser sur les processus à tester. Par rapport aux modèles numériques, les modèles analytiques sont certes simplifiés, mais ont l'avantage d'être très économes en temps de calcul, permettant ainsi de multiplier les tests de sensibilité aux variables forçantes et aux paramètres de calage, et de diversifier les configurations géométriques à analyser. Bien que les modèles idéalisés unidimensionnels pour flux dominés par la friction existent depuis le 19^{ème} siècle, [Ianniello \(1979\)](#) a été le premier à développer un modèle 2DV pour le calcul des courants résiduels sous l'effet combiné de la pression barotrope, de la pression barocline, du débit fluvial et de l'advection dans des chenaux exponentiellement convergents.

Ce travail applique une version étendue du modèle de [Ianniello \(1979\)](#) à la Garonne tidale (voir le domaine d'application [Figure 2.1](#)). Ce modèle, développé par l'équipe dirigée par le Dr. Henk Schuttelaars (TU Delft), a été précédemment utilisé pour plusieurs estuaires du nord de l'Europe ([Chernetsky et al., 2010](#); [Schuttelaars et al., 2013](#); [Dijkstra, 2014](#)). Cependant la Garonne se différencie de ces estuaires par trois aspects fondamentaux:

- le fleuve tidal n'a pas un barrage dans la limite amont;
- la marée à l'entrée est largement dépendante de sa propagation dans la Gironde aval;
- le débit fluvial est un forçage dominant en amont et le responsable du niveau de l'eau dans cette région.

Pour adapter le modèle à ces caractéristiques, j'ai effectué, en collaboration avec l'équipe du Dr. Schuttelaars, cinq contributions fondamentales au modèle:

- Contribution 1: une condition non réfléchissante a été "simulée" à la limite amont;
- Contribution 2: le niveau de l'eau de référence, précédemment constant, a été calculé comme la surcote induite par le débit fluvial au-dessous du niveau moyen de la mer (le calcul est détaillé dans l'Annexe [C.2](#))
- Contribution 3: la rugosité du fond, considérée constante précédemment, a été adaptée aux lits qui peuvent varier avec le débit fluvial ([Jalón-Rojas et al., 2015](#)) et les années.

- Contribution 4: les paramètres de la marée à l’entrée dépendent du débit fluvial, du marnage et de l’année (et donc de la morphologie) analysés (voir les détails dans la Section 6.1.2).
- Contribution 5: le calcul du transport sédiment par le débit fluvial a été amélioré (voir les détails à l’Annexe C.1);

Le modèle est programmé sur un cadre de modélisation modulaire et extensible appelé “iFlow Modelling Framework” (en bref: “iFlow”) (Brouwer, 2015; Dijkstra, 2015). iFlow est programmé en Python en utilisant la programmation orientée objet (“Object-Oriented Programming”, Lutz, 2009). Le modèle est divisé en différentes tâches ou modules qui interagissent de manière séquentielle ou itérative. L’une de ses caractéristiques originales est l’intégration harmonieuse de composantes numériques et analytiques. Toutes les contributions de ce travail à iFlow ont donc été programmées dans des modules qui peuvent être utilisés de manière indépendante en fonction des caractéristiques de l’estuaire. L’adaptation d’iFlow à la Garonne tidale le rend maintenant utilisable à tout système estuarien.

2.4.1 Approche et hypothèses

Le modèle semi-analytique utilisé (Chernetsky et al., 2010; Schuttelaars et al., 2013; Dijkstra, 2014) est un modèle 2DV pour un chenal dont le niveau du fond (H , Fig. 2.11.a) varie graduellement (dans une échelle de l’ordre de la longueur d’onde de marée) et dont la largeur (B , Fig. 2.11.b) diminue de façon exponentielle selon :

$$B(x) = e^{f(x)/g(x)} \quad (2.11)$$

où $f(x)$ et $g(x)$ sont deux polynômes utilisés pour ajuster $B(x)$ à la convergence réelle de l’estuaire. Il n’existe pas des zones intertidales. Le modèle est forcé par un signal de marée (M_2 et M_4 , voir définition Section 2.3.3) à $x = 0$. Un débit fluvial constant est prescrit à la fin du domaine, $x = L$ (Fig. 2.11), par dessus un barrage de marée qui agit comme un mur réfléchissant. Pour la modélisation des estuaires sans la présence de ce barrage, le domaine de l’estuaire est prolongé au-delà de la limite d’influence de la marée le long d’une région plane fluviale (Fig. 2.11) assez longue pour éviter tout retour des ondes réfléchies (Contribution 1 de cette thèse au modèle). Certains fleuves tidaux, comme la Garonne, se caractérisent par des gradients au niveau du fond si grands que le lit est placé au-dessus du niveau moyen de la mer ($z = 0$, Fig. 2.11) dans la région estuarienne la plus en amont. Dans ce cas, le niveau de l’eau de référence suit la surcote induite par le débit fluvial (R , Fig. 2.11) dont le calcul est détaillé dans l’Annexe C.2 (Contribution 2 de cette thèse au modèle).

La linéarisation du modèle est fondée sur l’hypothèse que les variations du niveau de l’eau sont faibles par rapport à la profondeur de l’eau. Les variations du niveau de l’eau sont représentées par l’amplitude de la principale composante de la marée, M_2 , dans la plupart des estuaires. Cette hypothèse est utilisée par la méthode de perturbation (détaillée dans l’Annexe C.1) afin de simplifier les équations hydrodynamiques et de transport sédimentaire du modèle.

Pour la modélisation de la dynamique sédimentaire, les sédiments sont considérés comme des particules fines non-cohésives avec une taille de grain uniforme, et donc avec une vitesse de chute constante. Les sédiments sont transportés principalement en suspension. D’ailleurs, le système est considéré en équilibre morphologique ce qui signifie qu’il n’y a pas d’évolution du lit pendant un cycle de marée. Cette hypothèse est valide quand

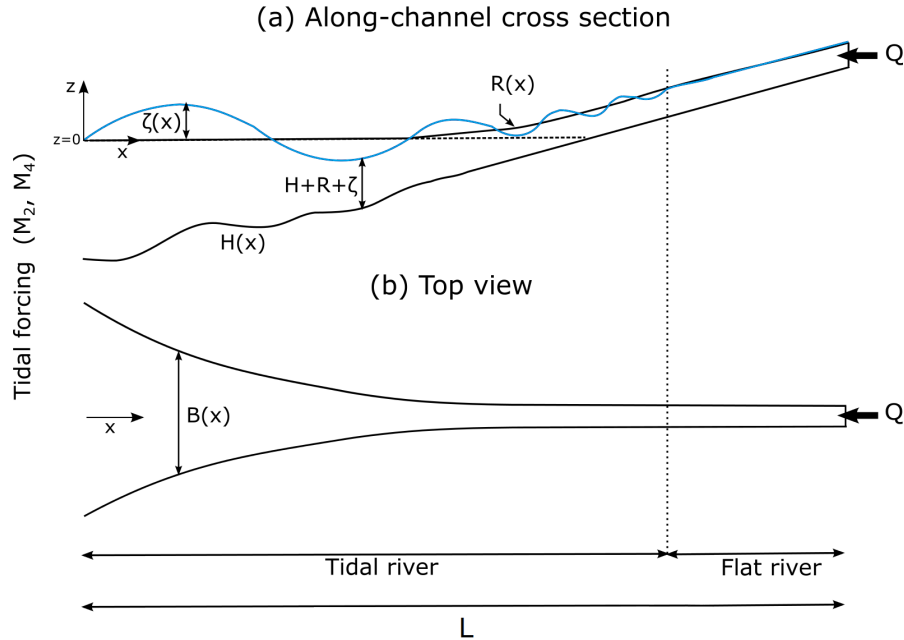


Figure 2.11: Schéma de la géométrie du modèle

les sédiments fins sont redistribués dans une échelle de temps beaucoup plus courte que l'échelle pour laquelle les forçages changent de manière significative.

2.4.2 Équations du modèle

2.4.2.1 Modèle hydrodynamique

La solution du modèle hydrodynamique est constituée du niveau de l'eau $\zeta(x, t)$ et des vitesses horizontale et verticale $u(x, z, t)$ et $w(x, z, t)$. Le modèle est basé sur les équations "Reynolds-averaged Navier-Stokes" (RANS) tridimensionnelles avec les hypothèses suivantes:

- l'hypothèse de pression hydrostatique;
- l'effet de Coriolis peut être négligé;
- l'hypothèse de Boussinesq qui néglige les forces de compression, hormis pour calculer les forces de flottabilité hydrostatique.

Ces équations sont résolues dans un domaine bidimensionnel longitudinal-vertical en considérant la surcote du débit fluvial (R , Fig. 2.11). Les équations qui décrivent le flux sont donc les équations de continuité et de bilan de la quantité de mouvement moyennées sur la largeur:

$$\frac{1}{B}(Bu)_x + w_z = 0 \quad (2.12)$$

$$u_t + uu_x + wu_z = -g(\zeta_x + R_x) - g \int_z^{\zeta+R} \frac{\rho_x}{\rho_0} d\hat{z} + (\nu_t u_z) \quad (2.13)$$

L'équation de continuité est aussi utilisée moyennée sur la profondeur:

$$\zeta_t + \frac{1}{B} \left(\int_z^{\zeta+R} Bu \right)_x = 0 \quad (2.14)$$

Dans ces équations ρ est la densité, ρ_0 est la densité constante de référence, g est l'accélération de la gravité, et ν_t est la viscosité turbulente vertical. Les indices $(\cdot)_x$, $(\cdot)_z$ et $(\cdot)_t$ sont les dérivées pour les dimensions respectives. L'équation de conservation de mouvement est une forme de la deuxième loi de Newton et décrit l'accélération d'une masse si une force est exercée sur elle. L'accélération est décrite dans la partie gauche de l'équation 2.13 qui contient l'inertie (premier terme) et l'advection (deuxième et troisième termes). Les forces (pression barotropique, pression baroclinique et turbulence) se trouvent dans la partie droite. Pour la modélisation de la Garonne tidale, le terme de pression baroclinique n'est pas considéré puisque l'intrusion saline affecte très peu cette région estuarienne (Section 3.1.1).

Les équations sont soumises aux conditions limites énumérées ci-dessous. À la surface libre $z = \zeta + R$:

$$\nu_t u_z = 0 \quad (\text{no stress}), \quad (2.15)$$

$$w = \zeta_t + u(\zeta_x + R_x) \quad (\text{kinematic}). \quad (2.16)$$

Au niveau du lit $z = -H$:

$$\nu_t u_z = s_f u \quad (\text{partial slip}), \quad (2.17)$$

$$w = -uH_x \quad (\text{kinematic}). \quad (2.18)$$

La condition de glissement partielle "partial slip" (Schramkowski et al., 2002) provient de la linéarisation de la loi de friction quadratique (Zimmerman, 1992). La contrainte de cisaillement du fond τ_b , qui est proportionnelle à la vitesse de cisaillement au carré, peut aussi être liée à la vitesse au niveau du lit $\tau_b = \rho_0 s_f u$. Le paramètre s_f est ainsi nommé le paramètre de tension "stress or slip parameter". Il représente la rugosité du fond et dans ce travail varie le long de l'axe x en fonction du type de sédiment du fond (Contribution 3 de cette thèse au modèle, Section 6.1.3).

Pour la turbulence, la viscosité turbulente vertical ν_t est ici paramétrée en fonction du paramètre de tension s_f comme (détaillé ultérieurement dans la Section 6.1.4):

$$\nu_t = \frac{1}{2} s_f(x) H_0 \quad (2.19)$$

Le mouvement de l'eau est forcé par l'élévation de la marée à $x = 0$ liée aux composantes M_2 et M_4 (les composantes de marée sont expliquées dans la Section 2.3.3):

$$\zeta(0, t) = A_{M_2} \cos(\sigma t + \phi_{M_2}) + A_{M_4} \cos(2\sigma t + \phi_{M_4}). \quad (2.20)$$

où $\sigma = 1.4 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ est la fréquence angulaire de l'harmonique de marée M_2 , et A_{M_n} et ϕ_{M_n} représentent respectivement l'amplitude et la phase de l'harmonique de forçage externe M_n .

La condition limite fluviale $x = L$ correspond à un mur réfléchif avec un débit fluvial constant vers l'estuaire:

$$\int_{-H}^{\zeta+R} u(L, z, t) dz = \frac{Q}{B(L)}, \quad (2.21)$$

où Q est le débit fluvial en volume par seconde.

L'analyse de perturbation qui simplifie et résout les équations est détaillée dans l'Annexe C.1. Cette méthode produit comme résultat un système d'équations différentielles ordinaires (EDOS) à partir de la résolution en composantes de Fourier $e^{i\sigma_{M_{2n}} t}$, où $i^2 = -1$ et $\sigma_{M_{2n}}$ est la fréquence angulaire de la composante de marée M_{2n} qui est exprimée comme un multiple de la fréquence angulaire de la composante M_2 , i.e. $\sigma_{M_{2n}} = n\sigma_{M_2}$ ($n = 0, 1, \dots$). Les composantes de marée peuvent ainsi être définies par la projection de ces termes de Fourier sur des nombres réels. Le niveau de l'eau et les vitesses horizontale et verticale sont pourtant décrits comme:

$$\zeta(x, z, t) = \text{Re} \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{\zeta}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\}, \quad (2.22)$$

$$u(x, z, t) = \text{Re} \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{u}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\}, \quad (2.23)$$

$$w(x, z, t) = \text{Re} \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{w}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\}. \quad (2.24)$$

Les EDOS peuvent se résoudre de manière analytique à l'exception du calcul du niveau de l'eau qui a besoin d'une solution numérique. Le schéma numérique utilisé dans ce cas est détaillé dans l'Annexe C.3. Pour plus de détails voir l'Annexe C et les travaux de Chernetsky, 2012 et Dijkstra (2014).

2.4.2.2 Dynamique sédimentaire

La solution du modèle de dynamique sédimentaire est la concentration de MES moyennée sur la largeur $c(x, z, t)$. L'équation du modèle consiste en l'équation d'équilibre de masse des sédiments moyennée sur la largeur, où les sédiments en suspension sont transportés par diffusion, les effets du retard temporel de la sédimentation (liés à l'asymétrie de la marée et à l'inertie locale), et par les effets du retard spatial de la sédimentation (liés au temps fini pour la décantation de particules). Cette équation est:

$$c_t + uc_x + wc_z = w_s c_z + (K_h c_x)_x + (K_v c_z)_z + \frac{B_x}{B} K_h c_x \quad (2.25)$$

où c représente la concentration de MES moyennée sur la largeur, w_s la vitesse de chute, et K_h le coefficient de diffusion horizontale. Le coefficient de diffusion verticale K_h est considéré égal à v_t .

La condition limite à la surface $z = \zeta + R$ est la balance entre les composantes normales de sédimentation et

de diffusion. Il n'y a aucune entrée ni sortie de sédiments du domaine.

$$w_s c + K_v c_z - K_h c_x (\zeta_x + R_x) = 0 \quad (2.26)$$

Au fond $z = -H$ la composante normale du flux de sédiments due à l'érosion est donnée par:

$$E = -K_v c_z n_z - K_h c_x n_x = w_s c_* \quad (2.27)$$

où $n = (n_x, n_z)$ est le vecteur unitaire normal ascendant au fond et c_* est une concentration de référence définie comme:

$$c_*(t, x) = \rho_s \frac{|\tau_b(t, x)|}{\rho_0 g' d_s} a(x) \quad (2.28)$$

avec ρ_s égal à la densité des sédiments, $\tau_b / (\rho_0 g' d_s)$ est la contrainte de cisaillement du fond et $a(x)$ le coefficient d'érosion du fond qui désigne la distribution longitudinale de sédiments facilement érodables au niveau du lit. τ_b a été défini à Eq. 2.17, d_s est la taille du grain et $g' = g(\rho_s - \rho_0) / \rho_0$ est la gravité réduite.

Comme indiqué dans la Section 2.4.1, le système est en équilibre morphodynamique (Friedrichs et al., 1998) et donc il y a une balance entre érosion et dépôt au niveau du lit au cours d'un cycle de marée $\langle E \rangle - \langle D \rangle = 0$. Le flux d'érosion au fond E est donné dans l'équation 2.27 et le flux de dépôt est défini par $D = w_s c n_z$.

En supposant cet équilibre, l'équation d'équilibre morphodynamique est obtenue par l'intégration de l'équation de conservation de masse des sédiments (Eq. 2.25) sur la profondeur. Avec les conditions limites (Eq. 2.15, 2.16, 2.18, et 2.26) et en moyennant sur une période de marée $\langle \cdot \rangle$, la condition d'équilibre morphodynamique est donnée par:

$$\left\langle \int_{-H}^{\zeta+R} (uc - K_h c_x) dz \right\rangle = 0 \quad (2.29)$$

et en considérant l'absence de flux de sédiments résiduel au barrage (pour plus de détails se référer à Chernetsky, 2012).

Dans l'équation d'équilibre morphodynamique, le coefficient d'érosion $a(x)$, qui représente la distribution des sédiments facilement érodables le long de l'axe longitudinal, reste encore inconnu. En considérant que la concentration de sédiments dépend linéairement de $a(x)$ et que le mouvement de l'eau est indépendant de c , l'équation 2.29 peut s'exprimer comme une équation différentielle du premier ordre pour $a(x)$

$$F \frac{da}{dx} + Ta = 0 \quad (2.30)$$

avec $F = \left\langle \int_{-H}^{\zeta+R} -K_h \frac{c}{a} dz \right\rangle$ et $T = \left\langle \int_{-H}^{\zeta+R} \left(u \frac{c}{a} - K_h \left(\frac{c}{a} \right)_x \right) dz \right\rangle$.

La constante d'intégration peut être déterminée en imposant la quantité totale de sédiments disponibles pour la remise en suspension au fond

$$\frac{\int_0^L B(x) a(x) dx}{\int_0^L B(x) dx} = a_* \quad (2.31)$$

où a_* est la quantité moyenne de sédiments disponibles pour la remise en suspension. Ce paramètre est

une entrée du modèle qui doit être calibrée. Tout comme pour le modèle hydrodynamique, une analyse de perturbation (Annexe C.1) donne la solution de la concentration des sédiments en suspension en composantes de Fourier: $c(x, z, t) = Re \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{c}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\}$.

2.5 Brève synthèse des méthodes

La stratégie de cette étude repose sur la combinaison de quatre approches méthodologiques complémentaires adaptées aux différentes échelles de variabilité de la dynamique hydro-sédimentaire estuarienne (d'intratidale à décennale) et aux différentes pressions sur le milieu (Tableau 2.1):

- L'approche de base consiste en l'analyse d'une base de 11 ans de données de turbidité à haute fréquence enregistrées à 4 stations de l'estuaire. Cette approche est aussi appliquée à la base de données de la Loire afin de généraliser les résultats.
- L'obtention et l'analyse des profils de turbidité, de salinité et de vitesse de courant lors de cycles de marée en deux points de la section de Bordeaux, dans l'estuaire fluvial. Sept campagnes de mesure ont été réalisées d'avril à novembre 2014 sur le navire océanographique "Côtes de la Manche".
- L'analyse des séries temporelles annuelles historiques de hauteur d'eau enregistrées dans l'estuaire fluvial entre les années 50 et le présent.
- L'implémentation d'un modèle idéalisé (semi-analytique) sur la Garonne tidale.

Chaque jeu de données issu de ces approches sera analysé à partir de méthodologies différentes et adaptées aux objectifs:

- Base de données de turbidité à haute fréquence et à long terme:
 - Prétraitement : tri et nettoyage de la base de données ;
 - Méthodes qualitatives et statistiques: statistique descriptive et test d'hypothèses ;
 - Méthodes spectrales: combinaison de l'analyse spectrale singulière avec le périodogramme de Lomb-Scargle et les ondelettes continues. Les choix de ces méthodologies est le résultat d'une étude comparative de la pertinence des quatre méthodes spectrales les plus communes pour l'analyse de ces séries.
- Profils de turbidité, de salinité et de vitesse de courant
 - Prétraitement : comblement des trous, inter-calibration des sondes au laboratoire, transformation de la turbidité (NTU) en concentrations de MES ($g L^{-1}$);
 - Comparaison qualitative des profils ;
 - Calcul des flux particuliers totaux, advectifs et tidaux selon la méthodologie de [Sommerfield et Wong \(2011\)](#).
- Séries temporelles de hauteur d'eau

- Calcul du marnage ;
 - Calcul de l'asymétrie de la marée comme le rapport des amplitudes $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ et la différence des phases $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ des composantes harmoniques M_2 et M_4 de la marée verticale. Les amplitudes et phases des composantes harmoniques sont calculées par la méthode de démodulation complexe. Cette méthode a été choisie d'après le test de trois méthodologies différentes.
 - Méthodes statistiques: statistique descriptive.
- Données issues du modèle
 - Comparaison essentiellement qualitative des scénarios.

Les chapitres suivants présentent en détails ces différents approches.

Dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial: impact des conditions hydrologiques

L'impact des conditions hydrologiques sur la dynamique sédimentaire estuarienne est un enjeu bien identifié mais pas encore complètement compris. La migration saisonnière de la ZTM avec les changements du débit fluvial a été déjà décrite dans plusieurs estuaires macrotidaux (Grabemann et al., 1997; Uncles et al., 1998; Guézennec et al., 1999; Mitchell et al., 2012), dont la Gironde aval (Allen et al., 1980). Cependant, il y a encore de nombreux aspects à préciser, comme l'impact des événements critiques (crues et étiages) ou des évolutions hydrologiques à long-terme. Cette dernière question est critique pour comprendre l'évolution de la dynamique estuarienne dans un cadre du changement global. Même si l'impact du changement climatique (Fettweis et al., 2012) ou des interventions humaines (Winterwerp et Wang, 2013; van Maren et al., 2015; Zhu et al., 2015) sur la distribution naturelle des MES est un sujet de plus en plus étudié, les études sont encore rares lorsqu'il s'agit de changements hydrologiques (Uncles et al., 2013). Par ailleurs les travaux basés sur des mesures *in situ* sont quasi inexistantes (Wall et al., 2008).

Ce chapitre analyse la dynamique sédimentaire de la Gironde fluviale aux échelles de temps tidale, hebdomadaire, saisonnière et inter-annuelle, à partir des données continues de turbidité mesurées *in situ* par le réseau MAGEST depuis 2005 (voir méthodologie aux Sections 2.1.2 à 2.1.4). Cette dynamique lors des cycles de marée est de plus détaillée grâce à des profils de turbidité, de salinité et de vitesse de courant enregistrés à deux points de la section de Bordeaux dans la Garonne fluviale (méthodologie Section 2.2). L'objectif spécifique est de comprendre la réponse des sédiments en suspension, et particulièrement de la ZTM, aux fluctuations hydrologiques: crues, périodes de transition (augmentation et diminution continue du débit) et variabilité inter-annuelle, notamment. Le chapitre est organisé selon quatre sections:

- La Section 3.1 aborde ces questions, principalement pour l'axe Garonne. Elle se focalise d'abord sur les mécanismes de transport sédimentaire lors des cycles de marée pour différentes situations hydrologiques, et sur l'estimation des flux sédimentaires résiduels qui en résultent. La dynamique sédimentaire aux échelles de temps subtidales est ensuite traitée sous le format d'un article: *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. and Sottolichio, A.: Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions, Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 2805–2819, doi:10.5194/hess-19-2805-2015, 2015.* Cette section détaille le contexte, la motivation et la méthodologie de l'étude. La variabilité de la turbidité aux différentes échelles temporelles a aussi été décrite dans la publication jointe dans l'Annexe A: *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. and Sottolichio, A.: Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde, in Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier, edited by F. G. Schmitt and A. Lefevre, Presses du CNRS., 2016.*
- La Section 3.2 complète cette description pour la Dordogne aval.
- Afin d'inscrire les résultats de la Gironde dans un contexte plus général, les dynamiques sédimentaires des estuaires de la Gironde et de la Loire sont comparées dans la Section 3.3. La méthodologie employée pour la Loire est la même que pour la Gironde: la base de données de turbidité du réseau SYVEL (<http://www.loire-estuaire.org/dif/do/init>) mesurées en continu à six stations pour la période 2007-2013 est décrite et statistiquement analysée. Les détails de l'étude effectuée pour la Loire (contexte, méthodologie, résultats et discussion) sont présentés dans la publication incluse dans l'Annexe D: *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A. and Bertier, C.: Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network, Cont. Shelf Res., 117, 1–11, doi:10.1016/j.csr.2016.01.017, 2016.* La Section 3.3 se focalise sur les résultats propres à la Loire et sur la comparaison des estuaires de la Loire et de la Gironde.

3.1 L'axe Gironde-Garonne.

3.1.1 Le transport sédimentaire lors des cycles de marée

3.1.1.1 Aperçu

L'évolution de la turbidité lors des cycles de marée a été analysée afin de décrire les mécanismes de transport (remise en suspension, advection et dépôt) et de piégeage des sédiments (pompage tidal, circulation résiduelle, stratification saline) dans la Gironde fluviale, et d'évaluer leurs implications en terme de concentrations de MES et de flux particulières.

Les données à haute fréquence du réseau MAGEST détaillent l'évolution intratidale de la turbidité des eaux de surface pour différentes conditions hydrologiques, comme illustré pour la station de Bordeaux (Figure 3.1). Le premier exemple (Fig. 3.1.A) montre l'évolution du signal de turbidité lors d'une crue printanière en 2007 (de $480 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ le 27 mai, le débit culmine à $1730 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ le 28 et diminue jusqu'à $1070 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ à l'issue du 29 mai.). Dans cet exemple, la turbidité est minimale pendant le flot, quand les courants de marée sont opposés au flux du fleuve, et atteint le maximum entre mi-jusant et marée basse, ce qui indique le transport de sédiments par advection vers l'aval. La dynamique sédimentaire associée aux événements de crue sera

traitée en détail dans la Section 3.1.2. Le deuxième exemple (Fig. 3.1.B) illustre l'effet des échanges eau - sédiments au cours d'un cycle de marée pendant la période d'étiage : décantation des particules autour des étales de marée (haute et basse) quand les courants sont faibles et forte remise en suspension et transport des sédiments par les courants de marée pendant le flot et le jusant. La remise en suspension de sédiments conduit à des turbidités très élevées (jusqu'à 9999 NTU) qui signalent la présence de la ZTM. Ces cycles sont similaires à ceux préalablement détaillés dans l'estuaire aval en présence de la ZTM (Allen et Castaing, 1973). Cependant, la limitation de ces mesures à un seul point et à une seule profondeur et le manque de données de vitesses de courant empêchent une discussion plus approfondie sur: (a) la variabilité de la turbidité dans toute la section transversale ; (b) la différenciation des mécanismes de remise en suspension et d'advection qui peuvent servir en plus d'indicateurs de la situation du cœur de la ZTM (Grabemann et Krause, 1989) ; (c) l'identification des mécanismes du piègeage de sédiments.

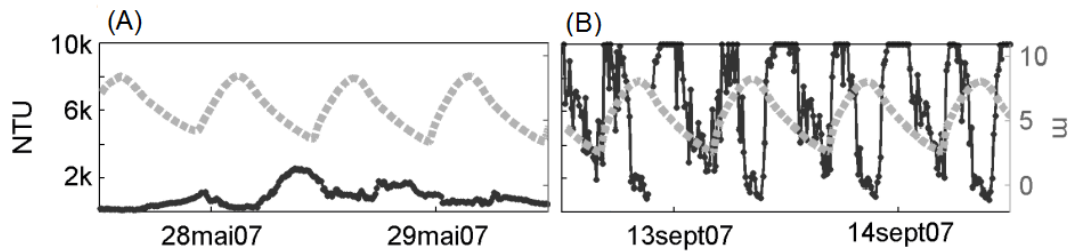


Figure 3.1: Valeurs instantanées de turbidité et de hauteur d'eau (pas de temps de 10 min) pendant 48 h : en situation de crue (A, débit pic = $1730 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) et d'étiage (B, débit $< 120 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

3.1.1.2 Distribution verticale

Pour une vision plus large du transport sédimentaire intratidal, la structure verticale de la salinité, des MES et du courant a été analysée dans la section transversale de Bordeaux pour différentes situations hydrologiques. Les Figures 3.2 et 3.3 montrent respectivement les profils de salinité et de turbidité lors de six cycles de marée aux sites "rive gauche" et "chenal" (voir la situation Fig. 2.4). Ces figures montrent également les profils de vitesse de courant au site "chenal", à l'exception du profil de Septembre qui correspond au site "rive gauche". Les valeurs positives et négatives des vitesses indiquent le flux vers l'aval et vers l'amont, respectivement. Les données de la campagne d'avril ne sont pas montrées en raison de l'absence des données de turbidité et de salinité coté "rive" et de vitesse de courant coté "chenal". Néanmoins, le profil de concentrations de MES au site "chenal" durant cette campagne est montré dans la Figure 2.7. Les concentrations de MES (aux deux sites + données MAGEST) et la vitesse à 1 m sous la surface sont comparées dans la Figure 3.4. Les données de Juin et Juillet correspondent à la période de diminution du débit fluvial, les données d'Août, Septembre et Octobre à la période d'étiage, et les données de Novembre au début de la période d'augmentation du débit (Fig. 3.2.I et 3.3.I). La description complète des campagnes et du prétraitement des données est détaillée dans la Section 2.2. Le Tableau 2.2 de la Section 2.2 regroupe la date, le marnage et le débit précis de chaque cycle.

De façon générale, la présence la ZTM à Bordeaux semble être indépendante de la salinité et des circulations de densité. En effet, la colonne d'eau ne montre pas de stratification verticale par rapport à la salinité et à la vitesse (Fig. 3.2.III). Lors des cycles de Juin et de Juillet, où la salinité est inférieure à 0.1 et 0.2 respectivement, la ZTM commence à s'installer dans la section de Bordeaux (Fig. 3.3.III.A-B). Les

phénomènes de remise en suspension sont évidents pendant les phases de flot et de jusant : les concentrations de MES sont maximales (supérieures à 3 g L^{-1} au chenal et jusqu'à $6\text{-}6.5 \text{ g L}^{-1}$ à la "rive gauche") dans les deux tiers inférieurs de la colonne d'eau, de même temps que les vitesses de flot (jusqu'à 1.85 m s^{-1} au chenal, Fig. 3.4.A-B) et de jusant (jusqu'à 1.25 m s^{-1} au chenal).

Les cycles d'Août et de Septembre montrent des valeurs plus élevées de salinité à marée haute (jusqu'à 0.8) mais aucun signe de présence d'un coin salé (Fig. 3.2.III.C-D). Les concentrations de MES sont de $6\text{-}6.5 \text{ g L}^{-1}$, voire supérieures compte tenu de la saturation des capteurs de turbidité, lors des vitesses maximales dans pratiquement toute la colonne d'eau, à l'exception du jusant au site "chenal" (Août) où les concentrations de surface sont seulement de $3\text{-}4 \text{ g L}^{-1}$ (Fig. 3.3.III.C-D, Fig. 3.4.C-D). À la différence des autres cycles, les profils d'Août et Septembre montrent des concentrations particulièrement élevées à la fin du jusant, ce qui indique l'advection d'eaux très turbides et donc probablement la position du cœur de la ZTM en amont.

En Octobre et Novembre, la légère augmentation du débit fluvial conduit à la diminution de la salinité (maximum de 0.5 et 0.4 à marée haute, respectivement ; (Fig. 3.2.III.E-F). Cependant le niveau de concentration de MES ne change pas significativement (Fig. 3.3.III.E-F). Le profil d'Octobre présente toutefois une remise en suspension plus modérée, en dépit des concentrations de MES élevées au fond, en raison des plus faibles vitesses de courant (entre 0.6 et 1.3 m s^{-1} , Fig. 3.4.E). Les concentrations en MES sont encore élevées en Novembre ($6\text{-}6.5 \text{ g L}^{-1}$; Fig. 3.3.III.F et 3.4.F) toujours en raison de la remise en suspension.

La dynamique sédimentaire dans la section transversale de Bordeaux présente trois différences principales entre les sites "rive gauche" et "chenal":

- Les concentrations des MES sont supérieures au niveau de la "rive gauche" en Juin et Juillet, alors que les deux sites montrent des niveaux similaires pendant les autres mois. Cela suggérerait que la ZTM arrive plus tôt à la rive gauche. En 2014, le début de l'été correspondait à la période de diminution du débit qui préfigure l'étiage et la remontée de la ZTM. Le site "rive gauche" enregistre plus précisément la ZTM.
- La concentration des MES en surface est, en général, supérieure au niveau de la "rive gauche" puisque les sédiments resuspendus sont dilués dans une colonne d'eau plus réduite en raison des profondeurs inférieures.
- Les vitesses de flot sont significativement supérieures à celles de jusant au chenal (d'un facteur de 1.5 dans le cas du cycle d'Août) mais similaires rive gauche (facteur de 1.05 en Septembre) pour des conditions de débit et de marnage similaires. Cela expliquerait en partie la plus faible remise en suspension pendant le flot au niveau de la rive gauche par rapport au chenal. La plus grande concentration de MES pendant le jusant au mois de Juin pourrait aussi être liée à des effets locaux comme un transport sédimentaire latéral (McSweeney et al., 2014) ou l'existence d'une source locale de sédiments. Cependant le dysfonctionnement du compas de l'ADCP empêche une discussion plus approfondie sur les directions des flux sédimentaires.

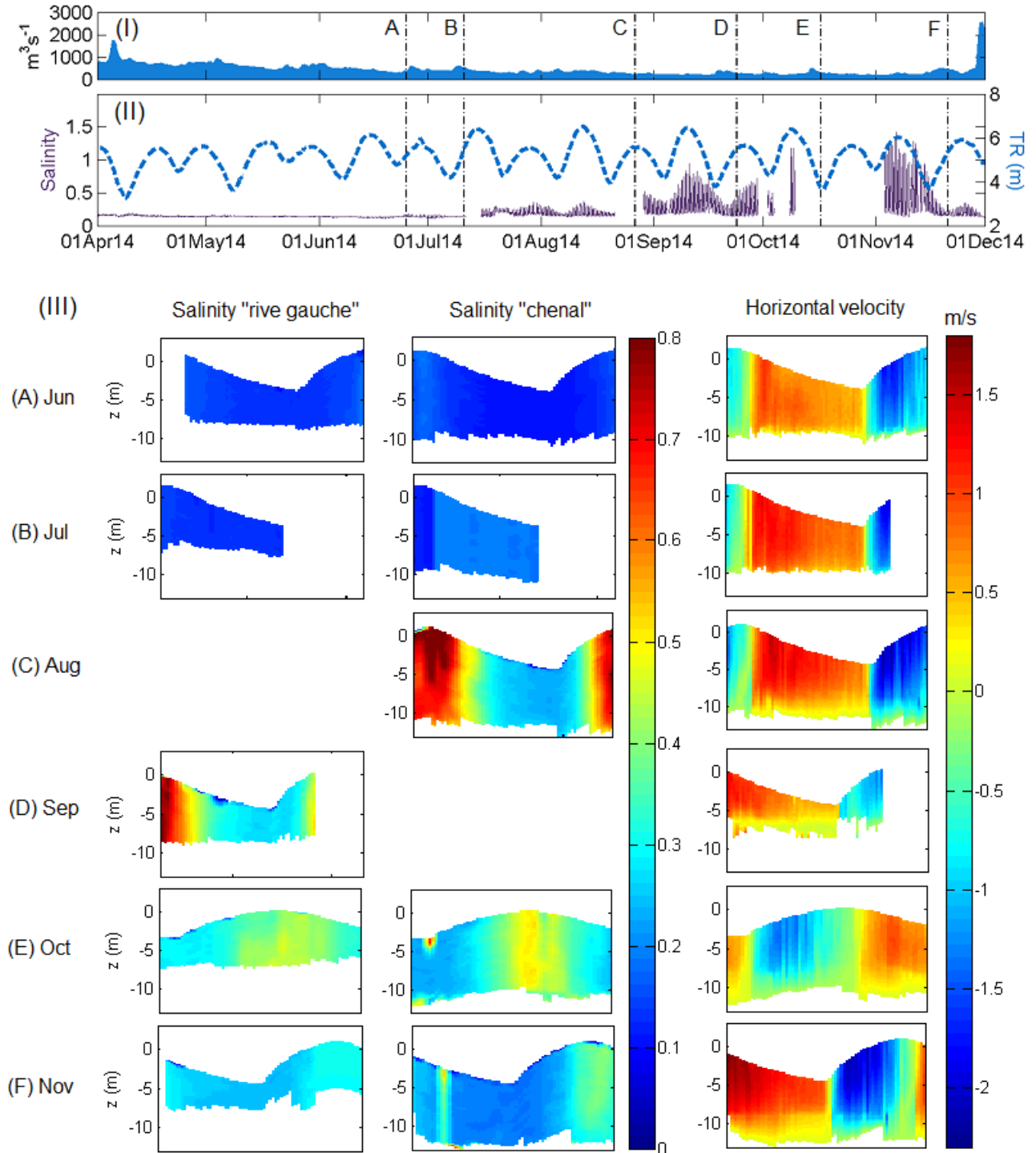


Figure 3.2: (I) Séries temporelles de (I) débit fluvial journalier de la Garonne d’Avril à Décembre 2014, et (II) du marnage et concentrations des MES (d’après les mesures MAGEST, rive gauche) à Bordeaux d’Avril à Décembre 2014. (III) Profils de salinité aux sites “chenal” et “rive gauche” et de vitesses de courant au site “chenal” (à la “rive gauche” pour Septembre, D). Les dates et conditions hydrologiques de chaque profil sont détaillées dans le Tableau 2.2 de la Section 2.2.

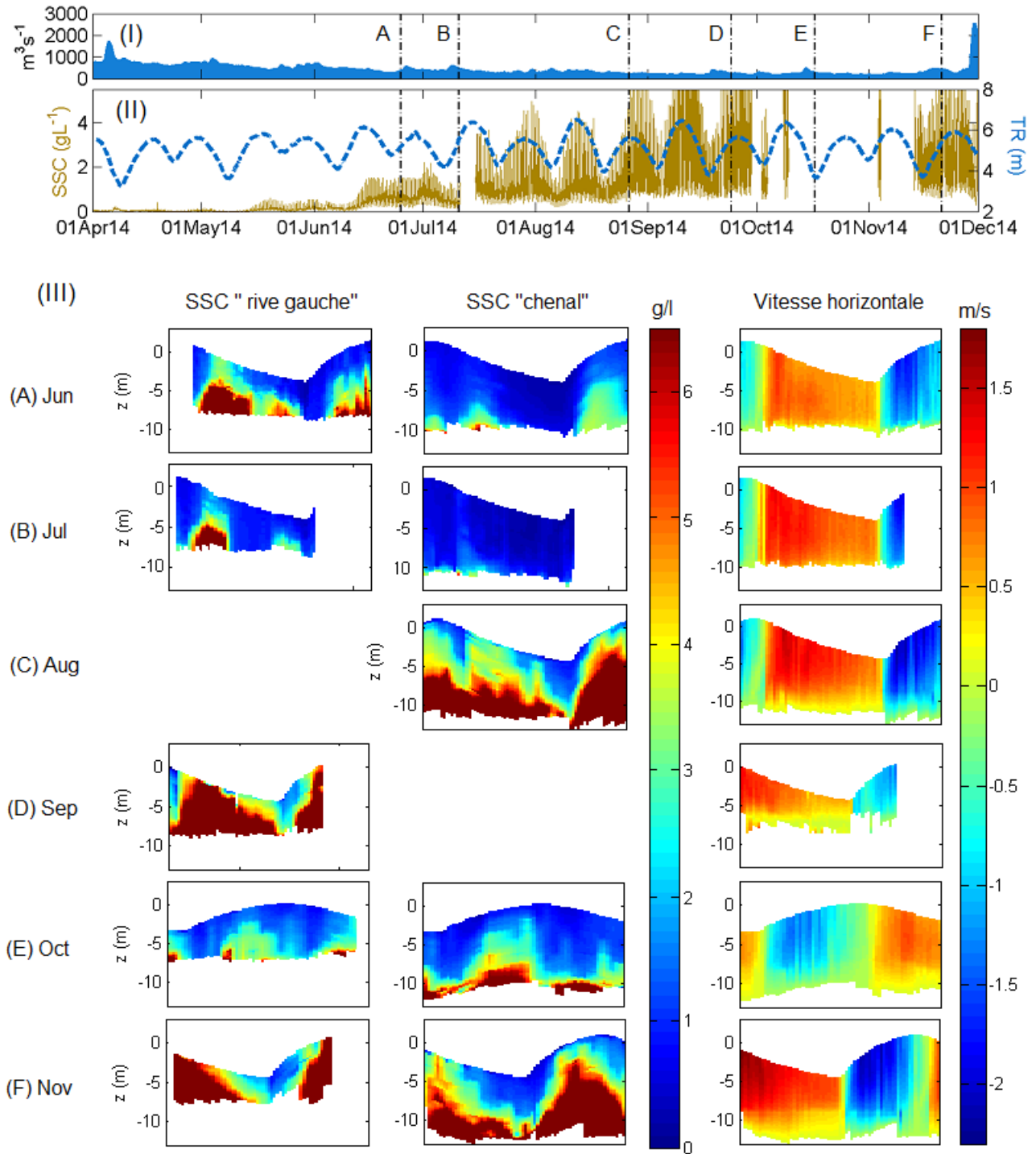


Figure 3.3: (I) Séries temporelles de (I) débit fluvial journalier de la Garonne d’Avril à Décembre 2014, et (II) du marnage et concentrations de MES (d’après les mesures MAGEST, rive gauche) à Bordeaux d’Avril à Décembre 2014. (III) Profils de concentration des MES aux sites “chenal” et “rive gauche” et de vitesse de courant au site “chenal” (à la “rive gauche” pour Septembre, D). Les dates et conditions hydrologiques de chaque profil sont détaillées dans le Tableau 2.2 de la Section 2.2.

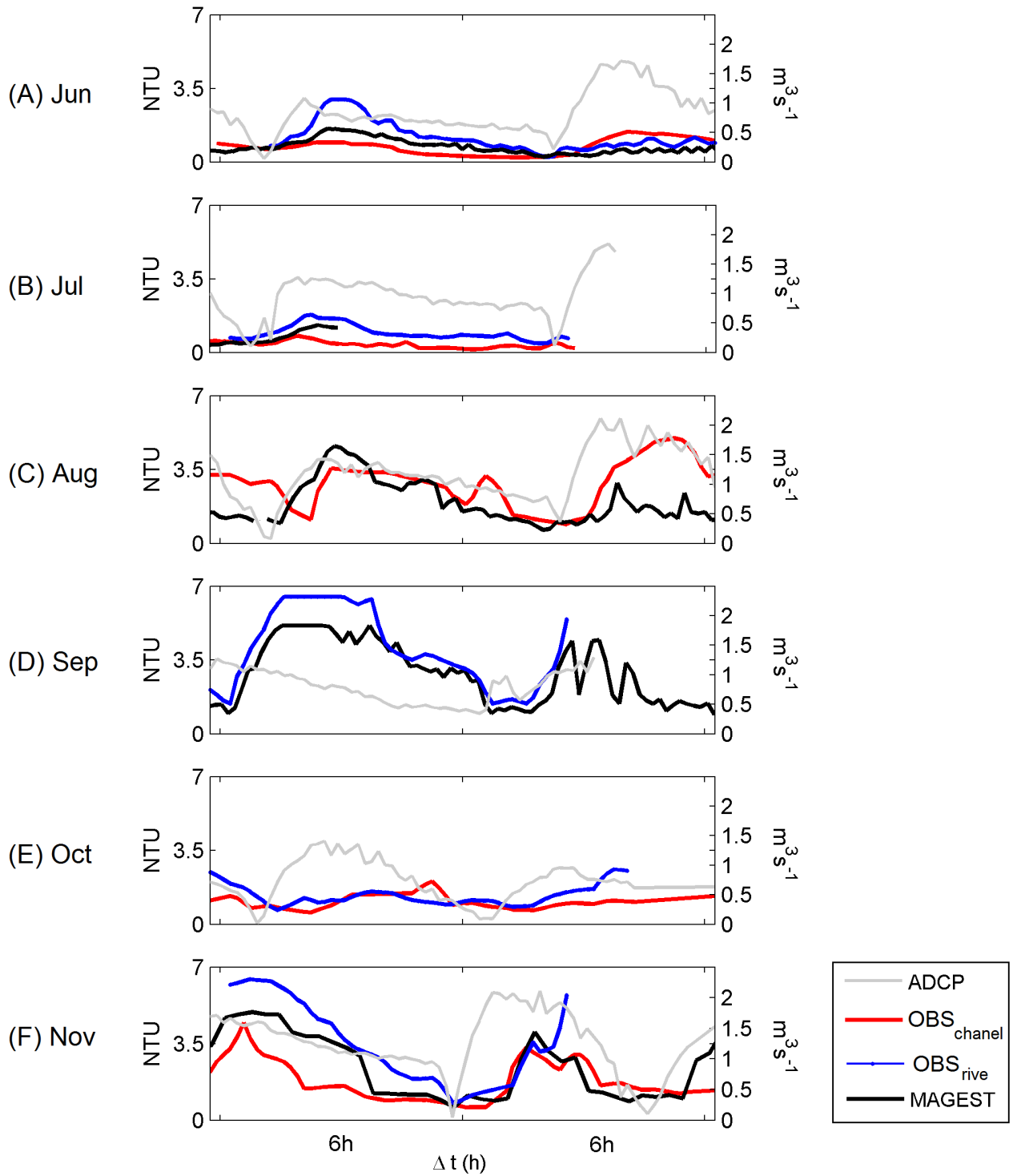


Figure 3.4: Séries temporelles de vitesses de courant (gris) au site “chenal” (“rive gauche” pour Septembre, D) et de MES (MAGEST en noir, site “rive gauche” en bleu, et site chenal en rouge) à 1 m sous la surface.

Implications pour la représentativité des données MAGEST

La position de la station MAGEST côté rive gauche a donc l'avantage de détecter très tôt la remontée de la ZTM vers l'amont. Le fait de mesurer la turbidité à la surface d'une colonne d'eau peu profonde, par rapport au chenal, permet d'obtenir des valeurs plus représentatives de l'ensemble de la colonne. Les données MAGEST permettent donc de détecter les cycles de remise en suspension - advection - et dépôt. La Figure 3.5 montre un autre type de représentation graphique pour identifier ces processus à partir des données de vitesses de courant (traditionnellement utilisées à cette fin mais peu communes) et de hauteur d'eau (enregistrées automatiquement par le Port de Bordeaux, moins utilisées mais également utiles). Les pics de turbidité qui, d'après les enregistrements de MAGEST, sont plus importants pendant le flot que pendant le jusant lors de la remontée de la ZTM sont uniquement caractéristiques de la rive gauche. Au chenal, les pics de turbidité sont plus importants pendant le flot pour la même période.

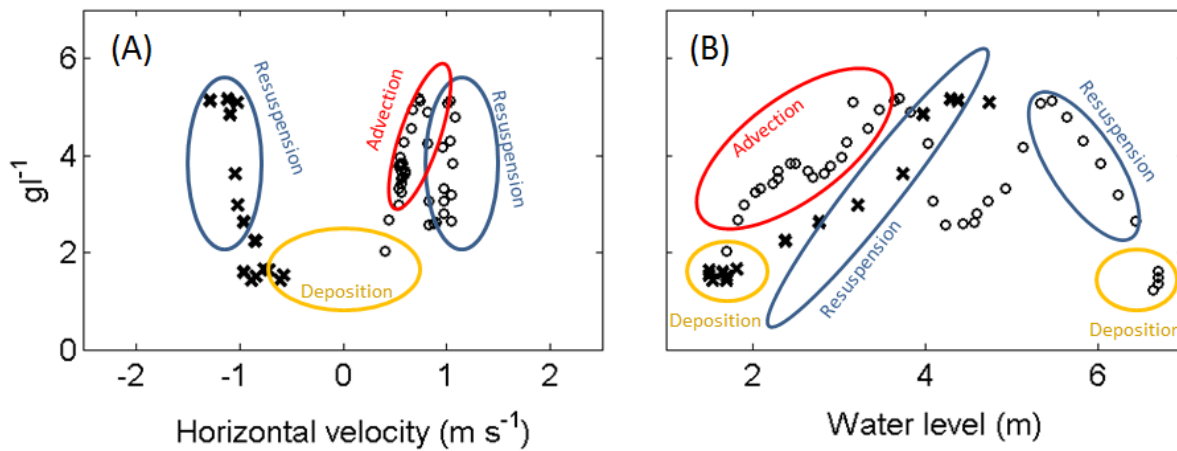


Figure 3.5: Concentrations des MES calculées à partir des données MAGEST enregistrées pendant la campagne de Septembre en fonction de la vitesse de courant des eaux de surface (A) et de la hauteur d'eau (B). Les cercles correspondent à la phase de jusant et les croix à la phase de flot.

3.1.1.3 Flux particulaires

L'absence de stratification verticale de salinité et de vitesse de courant, et donc de circulation résiduelle, indique que le pompage tidal est le seul mécanisme de piégeage de sédiments dans l'estuaire fluvial. Cela diffère de l'estuaire aval où le pompage tidal et la circulation de densité y contribuent (Allen et al., 1980). Pour valider la prépondérance du pompage tidal sur le transport sédimentaire, il est nécessaire d'estimer les flux.

Les flux sédimentaires résiduels par unité de largeur ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) ont été estimés au chenal pour les campagnes qui disposent d'un cycle de marée complet (12.5 h de données) : Juin, Août, Octobre et Novembre. Deux types d'estimation ont été réalisés avec la méthodologie décrite dans la Section 2.2.4 :

- Le flux total réel, calculé avec la profondeur réelle;
- Le flux total, advectif et tidal, calculé avec la profondeur transformée au système de coordonnées sigma

(Fig. 2.9). Ces flux ne sont pas réels mais donnent la contribution relative du pompage tidal et de la circulation.

La Figure 3.6 montre le flux cumulé (somme du flux tous les 10 min) lors de chaque cycle de marée. Les valeurs positives et négatives indiquent un flux vers l'aval ou vers l'amont, respectivement. La variabilité du flux associée à l'erreur induite par la transformation NTU-MES (Schmidt et al., en prép.) est indiquée en lignes pointillées. Les tendances décroissantes montrent l'accumulation de flux de flot qui finit par compenser et même dépasser le flux de jusant pendant les mois de Juin, Août et Octobre. Au contraire, le flux résiduel du cycle de Novembre est dirigé vers l'aval.

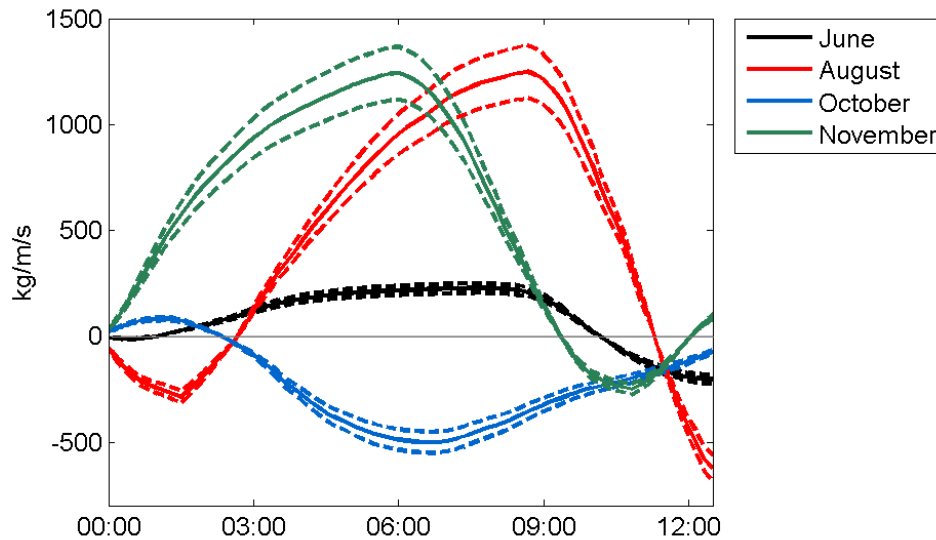


Figure 3.6: Flux cumulé de MES par unité de section ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) au "chenal" lors des campagnes de Juin, Août, Octobre et Novembre. Les lignes en pointillés indiquent l'erreur associée à la transformation de la turbidité en matière en suspension établie par Schmidt et al. (en prép.).

La Figure 3.7 montre les valeurs du flux résiduel réel (A), ainsi que la décomposition des flux advectifs et de pompage tidal (B). Les flux advectifs sont toujours dirigés vers l'aval ce qui corrobore que le pompage tidal est le seul mécanisme de piégeage sédimentaire vers l'amont dans la Garonne tidale. Les flux dans le chenal sont dominés par le pompage tidal pendant la période d'étiage. À marnage égal, le pompage est le mécanisme dominant pour un débit de 314 m s^{-1} (Juin, $-2.7 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) alors que l'advection est dominante pour un débit de 410 m s^{-1} (Novembre, $+1.5 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$). Durant la période d'étiage, le flux est fortement modulé par le marnage. Les flux résiduels vers l'amont sont d'environ $8.2 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ et $1 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ lors des cycles d'Août (5.6 m de marnage à Bordeaux) et d'Octobre (4 m de marnage à Bordeaux), respectivement. Ces estimations de flux particuliers sont les premières réalisées pour l'estuaire fluvial. Elles fournissent une première évaluation des ordres de grandeur associées au transport sédimentaire pour différents contextes hydrologiques. Ce travail démontre la faisabilité de telles estimations et fournit une base méthodologique pour les futures évaluations du budget sédimentaire de la Gironde.

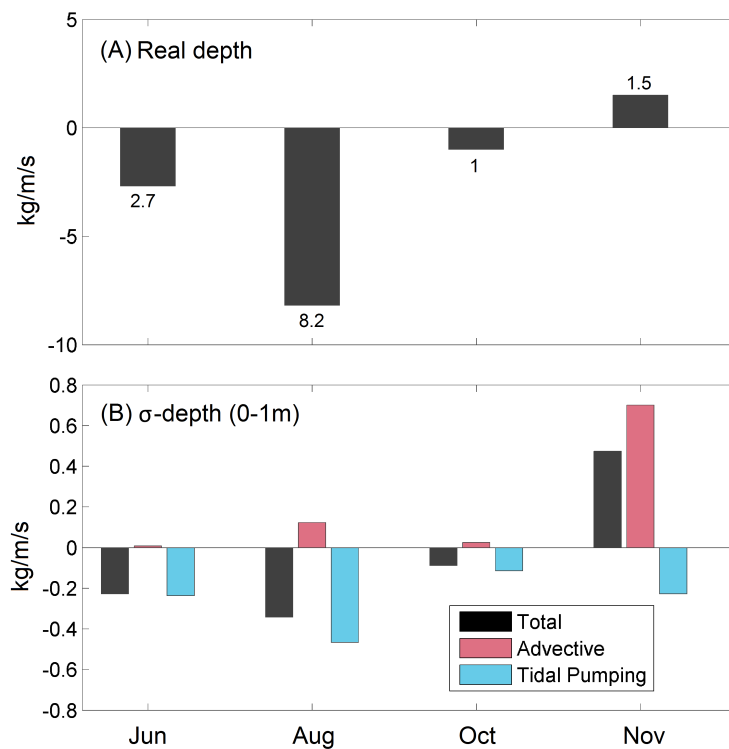


Figure 3.7: Flux de MES par unité de section ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$) au "chenal" lors des campagnes de Juin, Août, Octobre et Novembre: (A) total, calculé à partir des profondeurs réelles; (B) total, advectif et de pompage tidal calculés à partir des profondeurs transformées en coordonnées sigma (0-1m).

3.1.2 Publication: Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (south-west France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions

Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 2805–2819, 2015
www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/2805/2015/
doi:10.5194/hess-19-2805-2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.



Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions

I. Jalón-Rojas^{1,*}, S. Schmidt¹, and A. Sottolichio¹

¹UMR5805 EPOC, CNRS-Université de Bordeaux, Pessac, France

* *Invited contribution by I. Jalón-Rojas, recipient of the EGU Outstanding Student Poster Award 2014.*

Correspondence to: I. Jalón-Rojas (isabel.jalon-rojas@u-bordeaux.fr)

Received: 12 February 2015 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 10 March 2015

Accepted: 2 June 2015 – Published: 18 June 2015

Abstract. Climate change and human activities impact the volume and timing of freshwater input to estuaries. These modifications in fluvial discharges are expected to influence estuarine suspended sediment dynamics, and in particular the turbidity maximum zone (TMZ). Located in southwest France, the Gironde fluvial-estuarine system has an ideal context to address this issue. It is characterized by a very pronounced TMZ, a decrease in mean annual runoff in the last decade, and it is quite unique in having a long-term and high-frequency monitoring of turbidity. The effect of tide and river flow on turbidity in the fluvial estuary is detailed, focusing on dynamics related to changes in hydrological conditions (river floods, periods of low discharge, interannual changes). Turbidity shows hysteresis loops at different timescales: during river floods and over the transitional period between the installation and expulsion of the TMZ. These hysteresis patterns, that reveal the origin of sediment, locally resuspended or transported from the watershed, may be a tool to evaluate the presence of remained mud. Statistics on turbidity data bound the range of river flow that promotes the upstream migration of TMZ in the fluvial stations. Whereas the duration of the low discharge period mainly determines the TMZ persistence, the freshwater volume during high discharge periods explains the TMZ concentration at the following dry period. The evolution of these two hydrological indicators of TMZ persistence and turbidity level since 1960 confirms the effect of discharge decrease on the intensification of the TMZ in tidal rivers; both provide a tool to evaluate future scenarios.

1 Introduction

Macrotidal estuaries are highly variable systems as a result of the strong influence of both tides and river discharge. In particular, dynamics of suspended particulate matter (SPM) and the occurrence of a turbidity maximum zone (TMZ) are complex and difficult to predict (Fettweis et al., 1998; Mitchell and Uncles, 2013). Different processes can induce the formation of the TMZ (for details see Allen et al., 1980; Dyer, 1988; Jay and Musiak, 1994; Talke et al., 2009). This highly concentrated zone plays an important role in estuarine morphodynamics. Sediment depositions from the TMZ may generate gradual accretion of bed and banks (Pontee et al., 2004; Schrottko et al., 2006; Uncles et al., 2006). Therefore, many estuaries require regular dredging against ongoing siltation events to maintain the depth of navigation channels.

Quite recently, considerable attention has been paid to evaluate the effect of climate change (Fettweis et al., 2012) and human interventions (Schuttelaars et al., 2013; Winterwerp and Wang, 2013; Yang et al., 2013; De-Jonghe et al., 2014) on natural distribution of SPM in estuaries. There is numerical evidence linking freshwater abstractions to an increased potential for up-estuary transport (Uncles et al., 2013). Nevertheless the effects of shifts in freshwater inflow on sediment regime are not yet fully understood (Mitchell and Uncles, 2013). The longitudinal TMZ migration as a result of seasonal variability of runoff has been well described in many estuaries (Grabemann et al., 1997; Uncles et al., 1998; Guézennec et al., 1999). However, the effect of floods or long-term hydrological variability on sediment dynamics is scarcely documented – Grabemann and Krause (2001)

showed differences in SPM concentrations of the TMZ in the Weser Estuary between a dry and a wet year, although the gaps in data hamper a detailed analysis. The transitional periods of upstream migration and downstream flushing of the TMZ and of its associated mobile mud in fluvial sections have also not been detailed. These limitations are partly due to the absence of relevant long-term data sets, which are not so common in estuaries (Garel et al., 2009; Contreras and Polo, 2012).

The Gironde fluvio-estuarine system (SW France) is unique in having a long-term and high-frequency monitoring of water quality. This estuary presents a pronounced TMZ well documented in the lower and central reaches (Allen and Castaing, 1973; Allen et al., 1980; Sottolichio and Castaing, 1999). The Gironde watershed has the largest water structural deficit in France (Mazzega et al., 2014). Warming climate over the basin induces a decrease in mean annual runoff, a shift to earlier snow melting in mountainous areas and more severe low-flow conditions (Hendrickx and Sauquet, 2013). In addition, according to data of the agricultural census, irrigated areas have duplicated its surface in several regions of the watershed between 1988 and 2000, promoting strong water storage and abstractions. This context makes the Gironde estuary a good example to evaluate how changes in freshwater regime may affect the estuarine particle dynamic.

The goal of this work is to analyse the response of fine sediments to hydrological fluctuations, based on a 10-year high-frequency database of turbidity in the fluvial Gironde estuary, in order to do:

1. document the trends of SPM at all representative timescales, from intratidal to interannual variability;
2. analyse the role of floods on the sedimentary dynamic of the tidal rivers;
3. analyse the influence of hydrological conditions on TMZ features (upstream migration, downstream flushing, concentration, persistence);
4. discuss the effect of the long-term decrease of runoff in the upstream intensification of the TMZ.

2 The study site

With a total surface area of 635 km², the Gironde is a macrotidal fluvial-estuarine system located on the Atlantic coast (southwest France, Fig. 1). The estuary shows a regular funnel shape of 75 km between the mouth and the junction of the Garonne and the Dordogne rivers. Tidal rivers present a single sinuous channel with weak slopes and narrow sections (about 300, 250 and 200 m at Bordeaux, Portets and Libourne respectively, Fig. 1). At the Gironde mouth, tides are semidiurnal and the mean neap and spring tidal ranges are respectively 2.5 and 5 m (Bonneton et al., 2015). The tidal wave propagates up to 180 km from the estuary mouth. Thereby,

the uppermost limits for the dynamic tidal zone are (Fig. 1): La Réole for the Garonne River (95 km from the river confluence), and Pessac for the Dordogne River (90 km from the river confluence). As the tide propagates upstream, tidal currents undergo an increasing ebb–flood asymmetry (longer and weaker ebb currents; shorter and stronger flood currents) and the wave is amplified (Allen et al., 1980). The tidal wave reaches its maximum value at about 125 km from the mouth (Bonneton et al., 2015), before decaying in the fluvial narrow sections.

The tidal asymmetry toward upstream and the subsequent tidal pumping coupled to density residual circulation develop a turbidity maximum zone (TMZ). The high tidal ranges and the great length of the estuary promote a highly turbid TMZ (Uncles et al., 2002). In surface waters of the middle estuary, SPM concentrations range between 0.1 and 10 g L⁻¹ according to Sottolichio and Castaing (1999). Estuarine suspended sediments have a dominant terrestrial origin and are mainly composed of clays (45–65 %) and silts (Fontugne and Jouneau, 1987). SPM residence time is between 12 and 24 months, depending on river discharge (Saari et al., 2010). Freshwater inflow moves the TMZ along the estuary axis: during high river flow the TMZ moves down-estuary and vice versa (Castaing and Allen, 1981). There is also a secondary steady TMZ in the middle estuary possibly related to a highly dynamic zone, called the “erosion maximum zone” (Allen et al., 1980; Sottolichio and Castaing, 1999). At slack water, sediment deposition occurs on the river bed and banks. In the channel fluid mud can form elongated patches, with concentrations up to 300 g L⁻¹ (Allen, 1971).

In contrast to the middle estuary, the tidal Garonne and Dordogne Rivers are still poorly documented. Measurements over a maximum of 3 days (Romaña 1983; Castaing et al. 2006) and satellite images (Doxaran et al., 2009) revealed the seasonal presence of the TMZ during the summer–autumn period. Brief field observations in September 2010 (Chanson et al., 2011) showed the presence of low consolidated mud deposits upstream of Bordeaux. In the following, and in accordance with Uncles et al. (2006), the term mobile mud is used for these low consolidated mud deposits that are easily erodible, and likely to shift seasonally with the TMZ.

3 Materials and methods

3.1 The multiyear high-frequency monitoring system

The Gironde estuary counts on an automated continuous monitoring network, called MAGEST (MAREL Gironde ESTuary), to address the current and future estuarine water quality. The MAGEST network includes four sites (Fig. 1): Pauillac in the central estuary (52 km from the mouth); Libourne in the Dordogne tidal river (115 km from the mouth); and Bordeaux and Portets in the Garonne tidal river (100 and 140 km from the mouth respectively). The automated stations

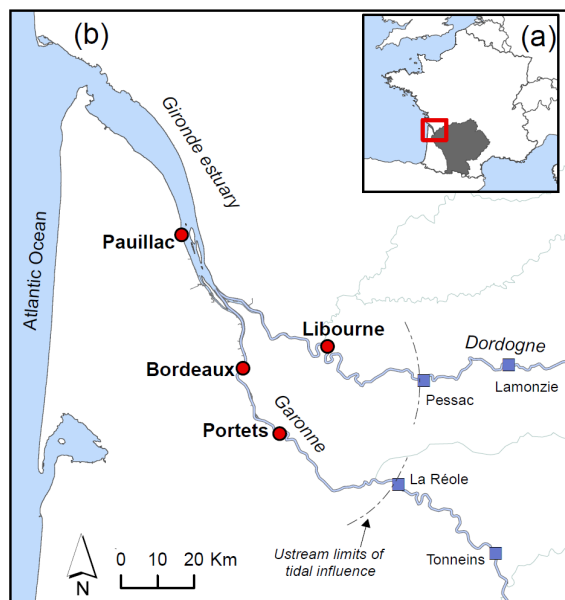


Figure 1. The Gironde fluvial-estuarine system: (a) location map (SW France), the grey area shows the watershed of Garonne and Dordogne; (b) the estuary with its main tributaries. Red circles locate the MAGEST stations; blue squares indicate the hydrometric stations.

record dissolved oxygen, temperature, turbidity and salinity every ten minutes at 1 m below the surface. In addition, an ultrasonic level controller measures the water depth in the stations of Bordeaux, Portets and Libourne. The turbidity sensor (Endress and Hauser, CUS31-W2A) measures values between 0 and 9999 NTU with a precision of 10 %. The saturation value (9999 NTU) of turbidity sensor corresponds to about 6 g L^{-1} (Schmidt et al., 2014). One may refer to Etcheber et al. (2011) for a description of the MAGEST survey programme, for the technical features of monitoring system and for examples of the trends in measured parameters; and to Lanoux et al. (2013) for a detailed analysis of oxygen records.

The first implemented station was Pauillac on 15 June 2004. Acquisition at Portets and Libourne stations began on 16 November 2004 and at Bordeaux station on 1 March 2005. Operation of Portets station was stopped on 11 January 2012. The severe environmental conditions, electrical/mechanical failures and sensor malfunctions could cause missing or wrong data. Therefore the database needed a cleaning for erroneous values in turbidity. For example, 9999 NTU corresponds to saturation values, but also to sensor errors, and these latter need to be removed. A routine in Matlab was developed to retain only turbidity values corresponding to saturation. The validated database of turbidity corresponds to 1 223 486 data points recorded between 2005 and mid-2014. This corresponds to a rate of correct operating of 71, 70, 70

and 57 % for Bordeaux, Portets, Libourne and Pauillac stations respectively.

In addition, two tide gauges, managed by the port of Bordeaux (Grand Port Maritime de Bordeaux), record tide height at Pauillac and Bordeaux every 5 min. Hydrometric stations record every 1 to 24 h discharges of the Dordogne River (Pessac; Lamonzie Saint Martin) and of the Garonne River (La Réole; Tonneins) (Fig. 1). Data are available on the national website: <http://www.hydro.eaufrance.fr/>.

3.2 Data treatment

Turbidity was analysed as a function of river flow and water height at different timescales. To better identify intertidal trends, we calculated tidal-averaged turbidity with its corresponding tidal range. In order to avoid biased averaged values, we only consider the tidal averages corresponding to at least 70 % of measured values for the considered period of time. Since management directives are often based on daily values, tidal and daily averages were compared. Figure 2 compares both turbidity averages and shows a very good agreement between the two calculations ($R^2 = 0.993$). Previous works have defined the TMZ in the Gironde estuary by a SPM concentration $> 1 \text{ g L}^{-1}$ in surface (Allen et al., 1977; Castaing and Allen, 1981), which corresponds to a turbidity of about 1000 NTU. TMZ installation and expulsion are the terms we use for the transitional periods where turbidity oscillates around 1000 NTU in a given station, during the TMZ upstream and downstream migration (see Fig. 3). River floods are defined by a daily increase of the Garonne discharge higher than $480 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (percentile 75 of river flow during the study period). A time shift was added to discharge time series for the study of floods, since hydrometric stations are located tens of kilometres upstream of the MAGEST ones. This was estimated based on the velocity of the flood peaks between two hydrometric stations.

We performed statistical analysis on the tidal-averaged data. We compared turbidity values according to stations (Portets, Bordeaux, Libourne and Pauillac), period (months, and tidal range), and their interactions (e.g. station within period), by performing analysis of variance. We used parametric tests (t test and ANOVA) when data sets or their transforms (like log or cubic root) met the normality and homoscedasticity criteria. Otherwise we used non-parametric tests (Mann–Whitney U and Kruskal–Wallis tests). In the following, we refer to data sets as “significantly different” when these tests on tidal-averaged data were significant at $p < 0.5$. These tests were carried out using STATA software (v. 12.1, StataCorp, 2011).

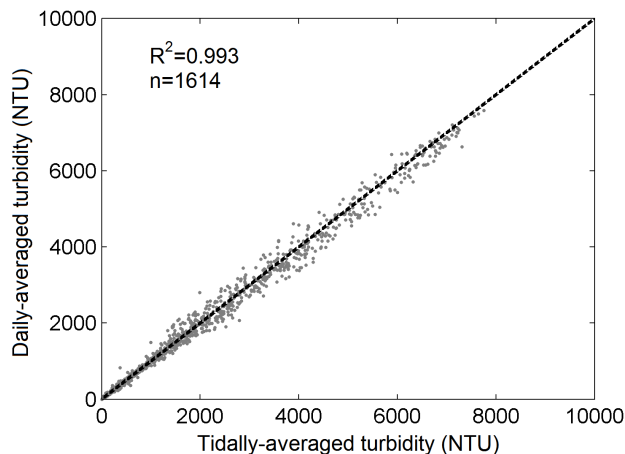


Figure 2. Comparison of tidally averaged turbidity and daily averaged turbidity for Bordeaux station showing the correlation coefficient (R^2).

4 Results

4.1 Hydrological trends

The Gironde estuary drains a watershed of 81 000 km², (Fig. 1a) strongly regulated by dams and reservoirs. The Garonne and the Dordogne rivers contribute respectively 65 and 35 % of the freshwater input. Historical records reveal drastic changes in hydrological conditions: the annual mean discharge (Garonne + Dordogne) is decreasing, flood events are increasingly scarce and drought periods are becoming more durable. In the period between the 1960s and the 1980s, the mean annual discharge was 1000 m³ s⁻¹. In contrast, during the studied period (January 2005–July 2014), the mean annual discharge was 680 m³ s⁻¹ (Fig. 3a). For this period, the interannual variability in freshwater inflow was also remarkable: the driest year was 2011 with a mean discharge of 433 m³ s⁻¹ and the wetter one was 2013 with a total mean discharge of 961 m³ s⁻¹. River discharge also varies seasonally, reaching the highest values in January to February and the lowest in August to September. For the studied period, mean discharges were 720 m³ s⁻¹ in winter (21 December to 20 March) and 190 m³ s⁻¹ in summer (21 June to 20 September) for the Garonne River (380 and 105 m³ s⁻¹ for the Dordogne River).

Tides are semidiurnal (the main harmonic component is the M₂) with a period of 12 h 25 min. Between January 2005 and July 2014, the mean, minimal and maximal values of tidal ranges were respectively about 4.1, 1.9 and 6.1 m at Pauillac and about 4.9, 2.5 and 6.6 m at Bordeaux (see the whole time series in Fig. 3b). Spring and neap tides were defined as the tidal cycles for which tidal range is respectively above the 75th percentile (p75) and below the 25th percentile (p25). These values were about 3.5 m (p25) and 4.7 m (p75)

at Pauillac, and about 4.3 m (p25) and 5.4 m (p75) at Bordeaux.

4.2 Short-term variability in turbidity

Figure 4 presents examples of high-frequency (10 min) data recorded at Bordeaux under two contrasted conditions of fluvial discharge. Continuous measurements reveal turbidity patterns related to tidal cycles, and to changes in fluvial discharges. Only such a continuous record can capture the turbidity signature of a flood that often occurs for a few hours.

4.2.1 Tidal cycles

The first selected data set (Fig. 4, column I) corresponds to a low-water period: the Garonne discharge was below 120 m³ s⁻¹. Turbidity shows a large range of values between 740 and 9999 NTU, testifying to the presence of the TMZ in the tidal river. It is noticeable that turbidity is higher than the saturation value during several hours per tidal cycle. These raw data illustrate the short-term changes in turbidity due to deposition–resuspension processes induced by changes in current velocities throughout the tidal cycles. This pattern was already reported in the central estuary (Allen et al., 1980; Castaing and Allen, 1981). Figure 4c, column I relates turbidity and water level of the raw data, showing more clearly the intratidal patterns: two turbidity peaks due to the resuspension by the maximum current velocities. In contrast minimum turbidity values are always recorded at high tide and low tide due to deposition processes.

4.2.2 Flood events

The second selected data set (Fig. 4, column II) represents the turbidity signal related to a spring flood with a discharge peak of the Garonne River at 1730 m³ s⁻¹. As shown in the middle and lower panels, throughout river floods turbidity is the lowest during rising tide when tidal currents are against river flow; from high tide, river sediments are transported downstream, turbidity values begin to increase and the SPM peak usually occurs between mid-ebbing and low tide. First flood just after low-water periods can present a turbidity peak also at rising tide. These peaks are associated with local resuspension processes and their occurrences are likely to give an indication of the existence of remained mud trapped in the tidal rivers.

Table 1 collects maximum discharge value and its associated maximum turbidity (when recorded) of each flood event at Bordeaux and Portets stations. Flood events are identified in the time series of river discharge in Fig. 3a. The associated turbidity peaks were calculated as the maximum of the turbidity values at low tide (fluvial signature) in order to consider only the sediments transported by river flow. As shown in Table 1, turbidity maxima during flood events are 5 to 30 times lower compared to TMZ maximum values (50 % of the recorded floods present a maximum turbidity < 1000 NTU).

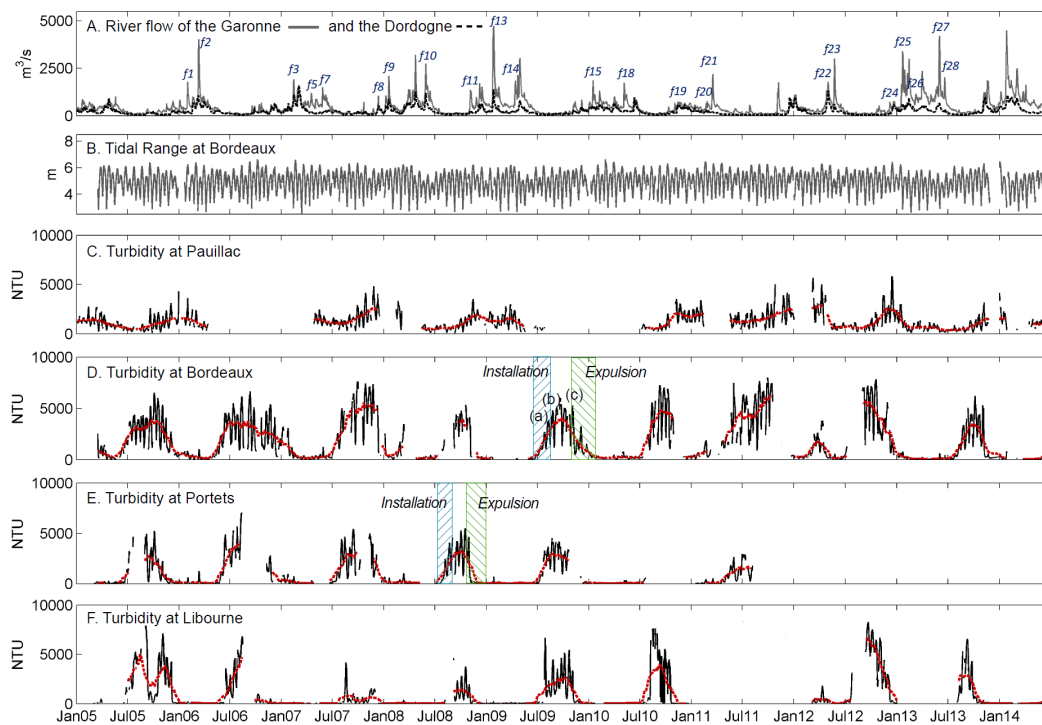


Figure 3. (a) Daily mean flow of the Garonne River and the Dordogne River showing the river flood events of Table 1; (b) tidal range recorded at Bordeaux tide gauge; and tidally averaged turbidity at (c) Pauillac, (d) Bordeaux, (e) Portets and (f) Libourne stations. Red dotted lines represent the low-pass filtered data performed with running averages in order to highlight the turbidity trends. “(f)” plus a number refers to the flood events according to Table 1. “(a)”, “(b)” and “(c)” in panel (d) indicate the neap–spring–neap cycles represented in Fig. 10.

4.3 Long-term variability in turbidity

4.3.1 From fortnightly to seasonal variability

The 10-year time series of tidally averaged turbidity (Fig. 3) reveals short oscillations related to neap–spring tide cycles and seasonal trends induced by hydrology. Maximum turbidity values are recorded during spring tides, since higher current velocities favour the resuspension of sediments (Allen et al., 1980). The highest turbidities occur during low discharge periods (usually between July and November) in the up-estuary waters (Fig. 3d–f) due to the upstream displacement of the TMZ. Turbidity is usually minimal in spring after the flood period. In the middle estuary (Fig. 3c) seasonal changes are more moderate and show an inverse trend. This is due to the existence of a permanent TMZ in this estuarine zone, which is possibly related to a mud-trapping zone (Sottolichio and Castaing, 1999).

Figure 5 summarizes the main characteristics (mean, percentiles) of turbidity to compare the four stations during high (February) and low (August) river discharges and tidal ranges. In the fluvial stations (Bordeaux, Portets, Libourne), turbidity in August is significantly ($p < 0.001$) higher than in February: mean values in August are 8, 27 and 54 times higher than in February at Bordeaux, Portets and Libourne,

respectively. By contrast, at Pauillac station, in the central estuary, turbidity remains relatively high throughout the year (see Fig. 3). However, turbidity in August is significantly lower ($p < 0.0000001$) than in February, when TMZ moves upstream. Turbidity values are also significantly different between the three fluvial stations in both dry ($p < 0.0018$) and wet ($p < 0.0001$) months. Summer turbidity values at Bordeaux and Libourne are higher than at Portets and Pauillac, reaching values above 7500 NTU. In February, turbidity is lower in the most upstream stations, with mean tidally averaged turbidity values of 1322, 401, 93 and 52 NTU at Pauillac, Bordeaux, Portets and Libourne, respectively. Turbidity at high tidal range is significantly (e.g. $p < 0.000025$ at Pauillac, $p < 0.017$ at Libourne) higher than at low tide at all station in August: respectively for Pauillac, Bordeaux, Portets and Libourne, mean turbidity at high tide was 2.7, 2.3, 1.7 and 1.6 times higher compared to low tide. However, in February tidal range does not induce significant differences in turbidity at the most upstream stations of Portets ($p = 0.22$) and Libourne ($p = 0.37$). Only Pauillac and Bordeaux stations present turbidity values significantly higher ($p < 0.000001$) at high tide than at low tide during this month.

Table 1. Discharge and turbidity characteristics of flood events for the period 2005 to mid-2014 in the tidal Garonne River (Bordeaux and Portets stations). Flood event are numbered by f plus a number according to Fig. 3. Hysteresis loops are classified as: [C] clockwise; [CC] counterclockwise; [M] mixed; [No] no trend. Mixed loops with a clear clockwise [M(C)] or counterclockwise [M(CC)] predominance are specified. Flood without turbidity record are included to facilitate the interpretation of the hysteresis succession.

	Date	Q_{\max} ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Bordeaux		Portets	
			T_{\max} (NTU)	Hysteresis	T_{\max} (NTU)	Hysteresis
2006						
	10 Dec 2005	865	–	–	–	–
	3 Jan 2006	938	–	–	–	–
f1	31 Jan 2006	1820	989	M(C)	908	CC
f2	12 Mar 2006	4160	1446	CC	1326	CC
2007						
f3	13 Feb 2007	2140	1460	C	975	M
f4	27 Feb 2007	1600	414	M(C)	292	M
f5	18 Apr 2007	1210	–	–	400	CC
f6	3 May 2007	953	349	C	–	–
f7	28 May 2007	1730	1794	CC	–	–
2008						
	11 Dec 2007	1270	–	–	–	–
f8	8 Jan 2008	1120	1008	C	313	M
f9	19 Jan 2008	2180	835	No	795	CC
	22 Apr 2008	3130	–	–	–	–
f10	28 May 2008	2640	495	CC	–	–
2009						
f11	3 Nov 2008	1450	2200	C	993	M(CC)
f12	6 Dec 2008	1830	476	CC	–	–
f13	25 Jan 2009	4750	1578	CC	–	–
f14	13 Apr 2009	1950	–	–	203	CC
	30 Apr 2009	2870	–	–	–	–
2010						
f15	16 Jan 2010	1880	747	M(CC)	–	–
f16	7 Feb 2010	1410	358	No	–	–
f17	2 Apr 2010	1070	471	M(C)	152	No
f18	6 May 2010	1770	971	M(CC)	474	CC
2011						
f19	24 Dec 2010	1480	425	M	–	–
f20	24 Feb 2011	1090	1598	M	(C)	164
f21	18 Mar 2011	2150	–	–	723	CC
2012						
	8 Nov 2012	1890	–	–	–	–
	7 Jan 2012	1390	–	–	–	–
f22	1 May 2012	1760	335	M	–	–
f23	23 May 2012	3110	963	CC	–	–
2013						
f24	7 Dec 2012	834	914	C	–	–
f25	21 Jan 2013	3460	1075	M	–	–
f26	9 Mar 2013	1150	175	CC	–	–
	31 Mar 2013	2510	–	–	–	–
f27	1 Jun 2013	4020	768	CC	–	–
f28	20 Jun 2013	1980	1304	CC	–	–

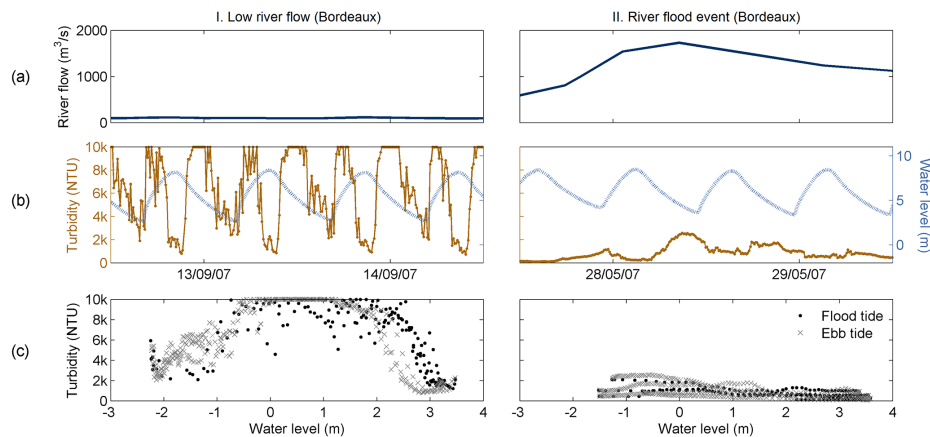


Figure 4. Examples of 48 h raw data of (a) river flow, and (b) turbidity and water level (dotted lines) at Bordeaux for two contrasted hydrological conditions. The mean time step of river flow is 1 h, while turbidity and water level were recorded every 10 min. (c) Relationships between turbidity and water level records of the middle panels.

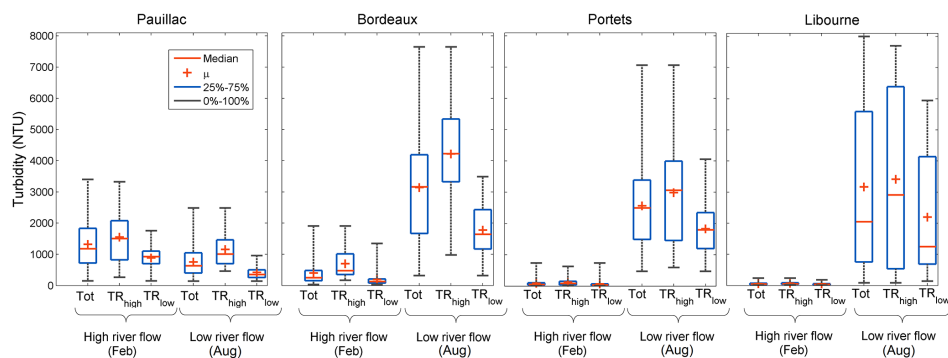


Figure 5. Mean (red cross), median (red bars), percentiles 25–75 (blue bars) and minimum–maximum (black bars) values of tidally averaged turbidity depending on the season (months of February and August) and the tidal range (TR) in each MAGEST station. The minimal, mean and maximal values of river flow in February (2005–2014) are 176, 566 and $2994 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectively. These values in August are 56, 103 and $317 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectively. High and low tidal ranges correspond to values above the 75th percentile and below the 25th percentile, respectively, of the entire TR data set of each station.

4.3.2 Interannual variability

The observation of the entire data set of tidally averaged turbidity evidences a strong interannual variability in SPM in the fluvial Gironde estuary. Figure 3 makes it possible to appreciate marked differences in the concentration and in the duration of the TMZ for the monitored years at Bordeaux, Portets and Libourne. The maximum turbidity values exceeded 7200 NTU in the years 2010, 2011 and 2012 at Bordeaux and in the years 2010 and 2012 at Libourne. By contrast, during the year 2008 tidal-averaged turbidity was always below 6700 and 4400 NTU at Bordeaux and Libourne respectively. Portets station is less documented: tidal-averaged turbidity maxima ranged between 4730 and 6880 NTU (years 2009 and 2006, respectively). The durations of the TMZ occurrence ($\text{Duration}_{\text{TMZ}}$) were calculated per year as the number of days during which tidal-averaged

turbidity is above 1000 NTU (Fig. 6). In general, the TMZ is less present for the more upstream reaches. Annual durations decrease from Bordeaux (varying between 93 and 259 days; years 2013 and 2011, respectively) to Portets (varying between 91 and 171 days; years 2006 and 2008, respectively) and to Libourne (varying between 33 and 143 days; years 2007 and 2011, respectively). The TMZ appeared also during dry winters (striped bars in Fig. 6), as in 2012 (39 days at Bordeaux and 6 days at Libourne).

5 Discussion

The presence of TMZ (duration, turbidity level, hibernal occurrence) is more marked and better documented in Bordeaux waters. The following discussion is dedicated to the tidal Garonne.

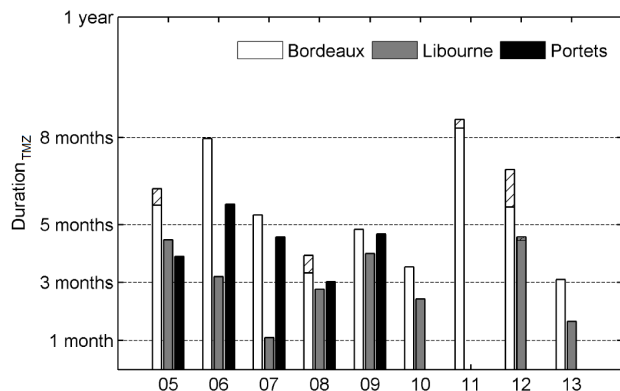


Figure 6. Duration of the TMZ presence per year at the three tidal rivers stations. Striped bars designate the duration of the TMZ when it appears in winter: 17, 18, 9 and 39 days respectively in the years 2005, 2008, 2011 and 2012 at Bordeaux; 6 days in the year 2012 at Libourne.

5.1 Mobile mud downstream flushing rhythm based on sediment dynamics during floods

River floods expel the TMZ (and its associated mobile mud) from fluvial to middle estuary as shown in Fig. 3. Mitchell et al. (2012) related this downstream flushing to a lack of settling at high slack water during high river discharge. According to Castaing and Allen (1981), the repetition of strong flood events, along with spring tides, favours the flushing of a part of the TMZ toward the sea. Floods also transport eroded sediments from the watershed that contribute to the TMZ. Identifying both processes is important to discuss the role of floods on the sedimentary budget of tidal rivers. The literature proposes hysteresis-based analysis to search for specific patterns of sediment transport in rivers (Williams, 1989; Klein, 1984; López-Tarazón et al., 2009). The relative position of sediment sources within the catchment is analysed through the flow sediment hysteresis shapes (clockwise or counterclockwise). In short, counterclockwise loops correspond to a transport of sediments from upstream distant sources, while clockwise loops occur when the sediment source is the channel itself or adjacent areas. Based on the MAGEST turbidity database, flow sediment hysteresis shapes were systematically analysed for the 26 floods recorded at Bordeaux (13 at Portets; Table 1). Only the values at low tide were used to trace the loops in order to preserve the fluvial signal and to avoid the impact of local resuspension by tidal currents on the levels of turbidity. The succession of hysteresis shapes over several years follows a seasonal pattern in the Garonne tidal river (Table 1, illustrated for the year 2013 in Fig. 7). In the case of Bordeaux:

- The first floods that occur at the end of the low discharge period and expel the TMZ down-estuary show clockwise (C) hysteresis loops (e.g. f3, f8, f11, f24, Ta-

ble 1; f24 in Fig. 7). This indicates the advection of resuspended sediments from the close bed and banks. When the TMZ is present in the fluvial section, there is an accretion of sediments that remain after the TMZ downstream flushing. This mud is eroded by river flood.

- Winter and some early spring floods present mixed (M) hysteresis curves, i.e. clockwise loops with a counterclockwise loop around the flood peak (f25 in Fig. 7). Some events show a predominance of the clockwise loop (M(C), e.g. floods f1, f4, f17, Table 1), or of the counterclockwise loop (M(CC), e.g. floods f15, f18, Table 1). This pattern suggests the presence of local sediments, probably remaining from a previous TMZ period, and also the transport of sediment from remote areas. The predominant loop could be interpreted in terms of the proportion of each sediment source.
- Spring floods follow counterclockwise (CC) hysteresis patterns (e.g. floods f2, f7, f10, f28, Table 1; f26, f27, f28 in Fig. 7). This means that sediments are mainly transported from upstream areas; the TMZ-derived mud is expected to be totally expelled.

A similar seasonal evolution of hysteresis also exists at Portets, but it is subtler probably due to its upstream position: the flow sediment curves of the first floods are mixed and counterclockwise loops already appear in winter (Table 1). For example, the flood f1 (31 January 2006) presented a mixed, but predominantly C, loop at Bordeaux indicating dominant local sediments, whereas the simultaneous CC loop at Portets traced a distant origin of sediments. The TMZ-originated mud is less present locally and more quickly expelled in the uppermost section.

Therefore, hysteresis curves are indicators of the presence of mobile mud in tidal rivers, as schematized in Fig. 8, and allow us to discuss its rhythm of downstream flushing for different hydrological conditions and positions along the tidal river axis. During the wet years 2008 and 2009 the mud disappeared from Portets and Bordeaux in the beginning of winter with the first floods. In contrast, mud was only expelled in May during the dry years 2007 and 2012. In the case of the period from January to May 2010, the observation of mixed patterns shows that mobile mud was not completely flushed out (Table 1): this is explained by the absence of major floods until the following upstream migration of the TMZ.

This first detailed study of 10-year continuous turbidity records suggests that deposition of mobile mud also occurs in the tidal Gironde, as already reported in the central estuary (Allen, 1971; Sottolichio and Castaing, 1999). Two-thirds of the floods from 2005 to mid-2014 contributed to the progressive downstream flushing of mobile mud from Bordeaux. As turbidity values associated with floods are significantly lower than those in the TMZ, this demonstrates that floods play a more important role in flushing sediment downstream than in increasing the TMZ concentration.

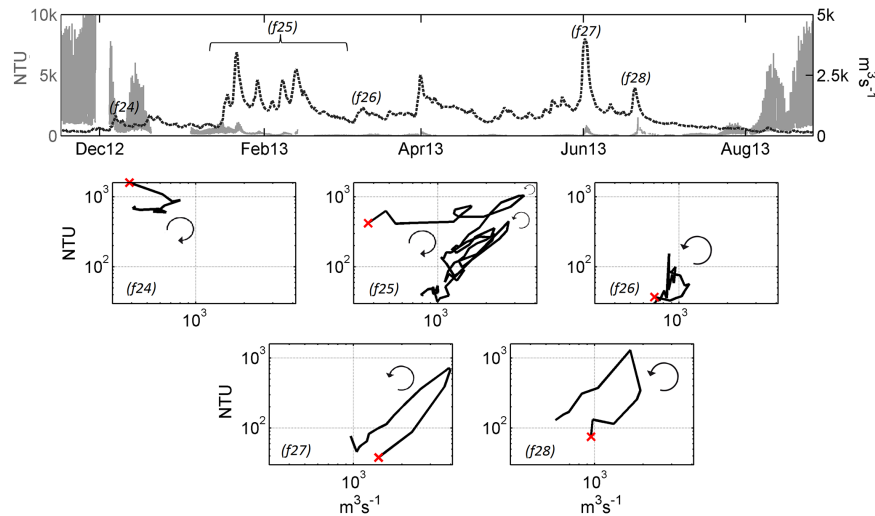


Figure 7. Relationship between Garonne discharge and turbidity at Bordeaux, and corresponding hysteresis patterns for the successive floods occurring since the downstream flushing, in December 2012, and the following upstream migration, in August 2013, of the TMZ; f plus a number refers to the flood events according to Fig. 3 and Table 1.

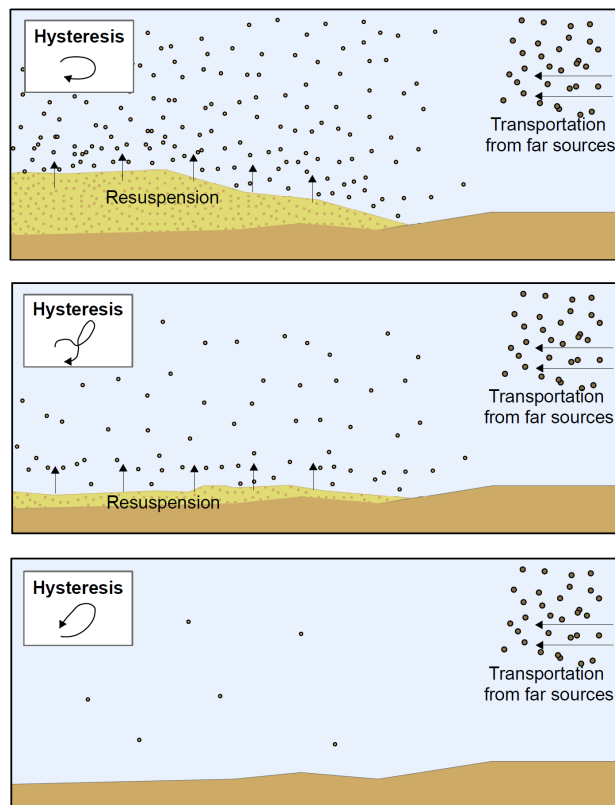


Figure 8. Schematic representation of suspended sediment dynamics in tidal rivers associated with the different types of hysteresis (clockwise, mixed and counterclockwise) during river floods.

5.2 Occurrence of the TMZ in the tidal river

The prediction of TMZ location is nowadays a need in the fluvial Gironde estuary and of particular interest to improve regional sediment management. The present work, based on turbidity measurements over the last 10 years, reveals a seasonal occurrence of the TMZ at Portets, 40 km upstream of Bordeaux. The position of the TMZ along the longitudinal axis depends mainly on the freshwater inflow in major macrotidal European estuaries (e.g. Weser, Seine, Scheldt, Humber, see Mitchell, 2013). To better understand the relationships between turbidity and river flow in the tidal Garonne River, Fig. 9 shows the tidally (A) and daily (B) averaged turbidity as a function of river flow (3-day average). In Pauillac (central estuary) the dependence on river flow is the weakest: turbidity is slightly lower when the TMZ elongates to the upper reaches, but also when floods push suspended sediments seaward. In the tidal Garonne River, turbidity increases with decreasing river flow for discharges lower than about 1000 and 600 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ at Bordeaux and Portets, respectively. At Bordeaux, the maximum turbidity values remain rather constant in the range 50–200 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ because of the saturation of the turbidity sensor. For the highest discharges ($> 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), turbidity increases up to about 2450 NTU with increasing river flow.

Determining a precise discharge threshold of the TMZ installation per station is tricky, due to the large variability in turbidity, more than 1 order of magnitude at 200 $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$, partly explained by the tidal range and the locally available sediment stock. During spring tides, current velocities and thus bed shear stress are stronger, promoting sediment resuspension and hence higher turbidity. This process is visi-

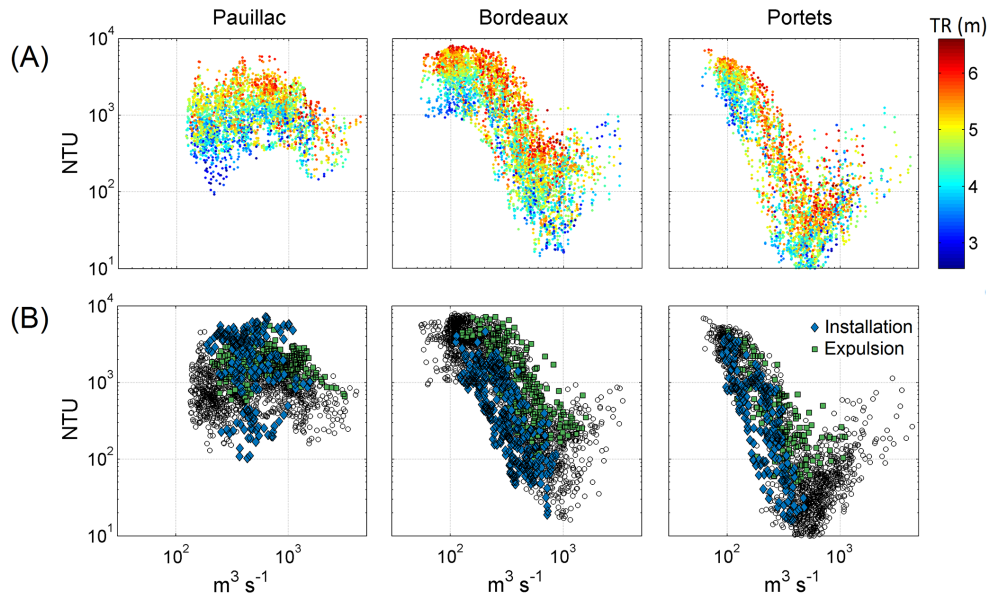


Figure 9. Tidally averaged turbidity (a) and daily averaged turbidity (b) as a function of 3-day averaged river flow for the MAGEST stations of Pauillac, Bordeaux and Portets (log-log representation). (a) Values are classified as a function of tidal range (TR). (b) Values correspond to the periods of installation (blue diamonds) and expulsion (green square) of the TMZ.

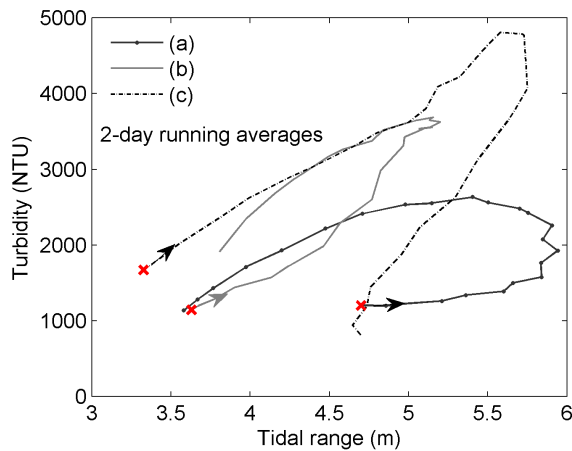


Figure 10. Turbidity as a function of tidal range (2-day running averages) for three neap-spring-neap cycles (see the cycles in Fig. 3d) during a period of (a) installation, (b) presence and (c) expulsion of the TMZ at Bordeaux.

ble and quantifiable in Fig. 9a for different discharges. The dependence is strong when the TMZ is installed in the fluvial estuary at low discharge periods. In contrast, the effect of tidal range is almost negligible during floods, when there are no sediments to resuspend from the river bed, as suggested by Mitchell et al. (2012) for the Thames Estuary, and turbidity is then associated with sediments transported from the watershed. To detail the relationship between these variables, Fig. 10 presents turbidity as a function of tidal range

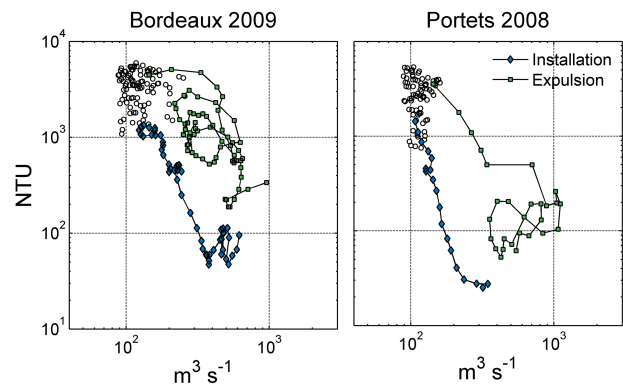


Figure 11. Examples of clockwise discharge/turbidity hysteresis curves during the transition periods of installation and expulsion of the TMZ (see these periods in Fig. 3).

for rising-falling neap-spring cycles during the periods of installation, presence and expulsion of the TMZ at Bordeaux in 2009 (see periods in Fig. 3). During the TMZ installation (a) and when the TMZ is completely installed (b), turbidity was lower during neap-spring tide transition than during the spring-neap tide one. This hysteresis pattern, already observed in other estuaries, is explained by the consolidation of deposited material during neap tides, when current velocities and resuspension are lower (Grabemann et al., 1997; Guézennec et al., 1999; Grabemann and Krause, 2001). During the installation of the TMZ the maximum turbidity oc-

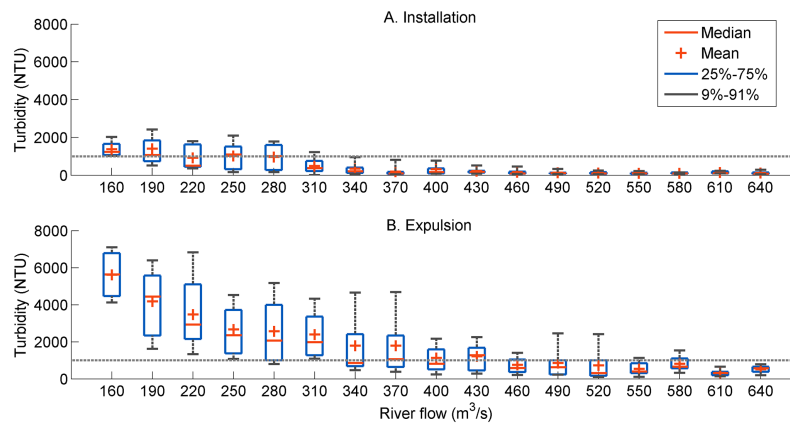


Figure 12. Mean (red cross), median (red bars), 25–75th percentile (blue bars) and 9–91st percentile (black bars) values of tidally averaged turbidity per $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ intervals of river flow during the installation and expulsion of the TMZ at Bordeaux.

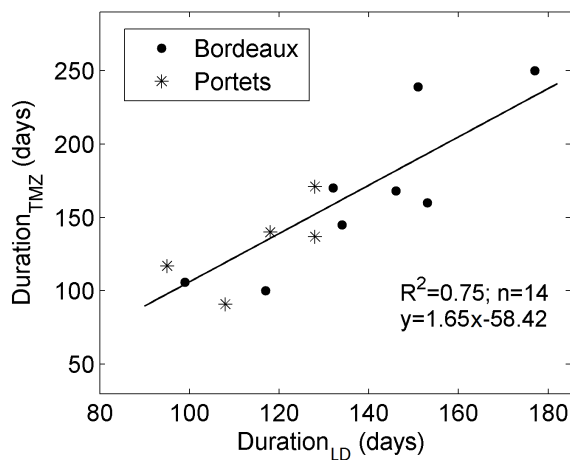


Figure 13. Duration of the TMZ presence as a function of the number of days per year where the river flow was below $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Bordeaux station and $160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Portets station.

curs 4–5 tidal cycles after the maximum tidal range (Fig. 10, curve a). This is explained by a gradual increase in sediment availability at the riverbed as river discharge decreases, promoting the upstream shift of the TMZ. During the TMZ expulsion period, following river flood, the hysteresis curve is reversed (Fig. 10, curve c), the sediments are progressively resuspended and expelled down estuary and the stock decreases. These behaviours were also found in Portets station.

Differences in turbidity between the periods of decreasing and increasing river flow are also notable in the fluvial estuary (Fig. 9b). In the tidal Garonne, for same discharge intensity, the smallest turbidity values are always associated with the TMZ installation (decreasing discharge) and the highest values during the TMZ expulsion (increasing discharge). This indicates that the discharge turbidity curve follows a clockwise hysteresis over the transitional periods of instal-

lation and expulsion of the TMZ (Fig. 11). For example, for a river flow of $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, daily averaged turbidity at Bordeaux was 8 to 50 times higher during the falling discharge curve in the year 2009. Such hysteresis was also recorded in the Weser estuary (Grabemann et al., 1997; Grabemann and Krause, 1998), suggesting an association with delays in TMZ movements or with the local sediment inventory. We explain these hysteresis patterns by an accumulation of sediments during the presence of the TMZ that needs large river flow to be expelled. This agrees with the existence a deposition flux of mud remaining in the upper reaches after the passage of the TMZ.

A distinction in turbidity values corresponding to the periods of TMZ installation or expulsion is then necessary to identify the discharge threshold of the TMZ installation in tidal rivers. Figure 12 summarizes the distribution of turbidity values as a function of river flow (intervals of $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) during the transitional periods of installation and expulsion of the TMZ at Bordeaux station. This allows us to associate a river discharge range with a probability of TMZ installation (as defined by tidal average turbidity $> 1000 \text{ NTU}$, Fig. 12a) or TMZ expulsion (tidal average turbidity $< 1000 \text{ NTU}$, Fig. 12b). The discharges between 200 and $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ present the highest potential for promotion of the TMZ installation. The expulsion threshold is less bounded since the intensity and the amount of first floods are variable. Discharges greater than $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ promote the TMZ expulsion, and discharges above over $610 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ensure the complete expulsion.

5.3 Has the TMZ intensified in the tidal Garonne?

In the absence of historical turbidity data in tidal rivers, it is difficult to judge the evolution of the TMZ. There are only a few limited available data sets, issued from field campaigns. For example in September 1960, SPM concentrations of sur-

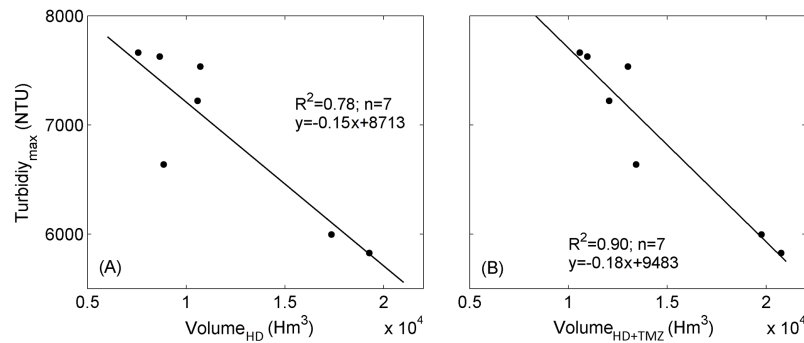


Figure 14. Turbidity maxima of the TMZ as a function of the water volume passed: (a) during the previous wet period and (b) during the previous wet period + the presence of the TMZ. Only Bordeaux is considered as it was not possible to estimate $Turbidity_{max}$ at Portets due to the number of missing data.

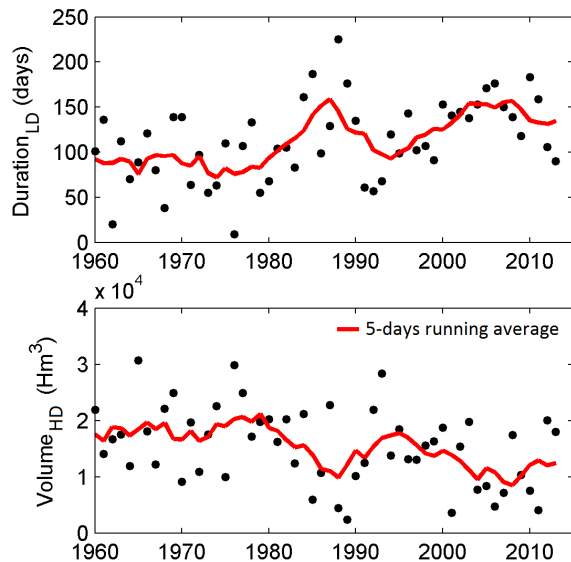


Figure 15. Evolution of the duration of low discharge period ($Duration_{LD}$) and the water volume during high discharge periods ($Volume_{HD}$) between 1960 and 2013 (calculated from discharge data available on <http://www.hydro.eaufrance.fr/>); red lines represent 5-day running averages in order to highlight the trends.

face waters at Bordeaux range between 1 g L^{-1} (mean tide) and 2.5 g L^{-1} (spring tide) (Castaing et al., 2006). At Portets, SPM concentration reached 2.5 g L^{-1} just before high tide for spring tide, while at mean and neap tides, SPM concentrations were always below 1 g L^{-1} . Romaña (1983) presented quasi-instantaneously turbidity measurements implemented by helicopter along the estuary for 3 days of contrasting hydrological conditions in the years 1981 and 1982. At low water TMZ appeared 10 km upstream Portets reaching a maximum value of 1.7 g L^{-1} . Although these values seem lower than current turbidity trends, the extremely limited measurement periods and the difference in sampling points prevent us

from drawing conclusions about a possible TMZ intensification in the tidal river. However, the remarkable dependence of turbidity to river flow in the fluvial section (Fig. 9) suggests that the decreasing trend in river flow in the last decades (Sect. 4.1) may have promoted an upstream intensification of the TMZ.

The 10-year data set of the MAGEST stations of Bordeaux and Portets was used to evaluate the impact of hydrological conditions on TMZ (turbidity level and persistence) in the tidal Garonne. The annual maximum turbidity value ($Turbidity_{max}$, as an indicator of turbidity level) and the duration ($Duration_{TMZ}$) of the TMZ were compared to three hydrological characteristics:

1. $Duration_{LD}$: the duration of low discharge period, calculated as the number of days per year river flow is below $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Bordeaux (Fig. 12) and $160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Portets; these values were evaluated as the mean critical river flows above which the TMZ is installed in two stations;
2. Vol_{HD} : the river water volume passed during the previous high discharge period, i.e. between the last expulsion and the reinstallation of the TMZ;
3. Vol_{TMZ} : the river water volume passed during the presence of the TMZ at the considered station.

The $Duration_{TMZ}$ in both stations is well correlated to the $Duration_{LD}$ ($R^2 = 0.75$) as shown in Fig. 13. Years with a long low discharge period like 2011, 2006 or 2007 have a more persistent TMZ than years like 2013 or 2010 characterized by shorter periods of low river flow.

There is also a good correlation between $Turbidity_{max}$ and $Volume_{HD}$ ($R^2 = 0.78$, Fig. 14a). Years with numerous and large floods (like 2008, 2009 and 2013) present a less turbid TMZ. This can be the result of the total downstream flushing of mobile sediment (as seen in Sect. 5.2) and of the further flushing of the previous TMZ (Castaing and Allen, 1981). The $Volume_{LD}$ is not correlated to $Turbidity_{max}$. However,

the sum of $\text{Volume}_{\text{LD}}$ and $\text{Volume}_{\text{HD}}$ improves the correlation ($R^2 = 0.90$). This is because the water volume during very wet summers is enough to partly expel the TMZ.

In summary, the duration of the low discharge period mainly determines the TMZ duration, and the freshwater volume during high discharge periods the TMZ concentration. High river flows are efficient in flushing the TMZ in the central estuary, even to the coastal waters, and expel higher quantity of mobile mud, as seen in Sect. 5.2. In order to discuss the potential evolution of the TMZ in the last decades, we calculated the $\text{Duration}_{\text{LD}}$ and the $\text{Volume}_{\text{HD}}$ at Bordeaux between 1960 and 2013 (Fig. 15). There is a trend in decreasing $\text{Volume}_{\text{HD}}$ and increasing $\text{Duration}_{\text{LD}}$, especially since the 1980s, which has changed the TMZ characteristics. The decrease in river discharge is attributed to climate change and human activities (Mazzega et al., 2014). For example, in the years 1963 and 1976 the low discharge period lasted respectively only 20 and 9 days, and $\text{Volume}_{\text{HD}}$ reached $2.5 \times 10^4 \text{ Hm}^3$ in 1969 and 1977 and $3 \times 10^4 \text{ Hm}^3$ in 1965 and 1976. Considering the relationship between TMZ and hydrology (Figs. 13 and 14), we assume that the TMZ is at present more persistent and turbid than 40–50 years ago. Furthermore, an accumulation effect can favour this intensification. As the TMZ is concentrated in SPM and persistent, the required water volume to expel it increases, promoting the next TMZ to be more pronounced.

According to recent streamflow simulations from 1976 to 2100 based on 22 European river basins, including the Garonne watershed, average discharges are projected to decrease in southern Europe, and extreme events to increase (Alfieri et al., 2015). In this context, the finding of straightforward river-discharge-based indicators of TMZ behaviour should be of great interest for future river basin management plans in the fluvial Garonne.

The effect of river discharge is assumed to be a major factor in the longitudinal shift of the TMZ. However, morphological changes (natural or anthropogenic) may also contribute to the TMZ intensification (Winterwerp and Wang, 2013; De-Jonge et al., 2014), by amplifying tidal asymmetry and hence enhancing trapping of fine sediments, as suggested by Sottolichio et al. (2011). The existence and importance of these changes is not documented yet and will be the subject of future research. The combined effect of changes in topography and in river flow on the TMZ evolution needs to be analysed by numerical modelling.

6 Conclusions

The high-frequency and long-term turbidity monitoring provides detailed information on suspended sediment dynamics in the fluvial Gironde Estuary over a wide range of timescales and hydrological conditions. Tide, river flow and sediment stock (mobile mud patches) induce large variability on turbidity levels. Suspended sediment dynamics related to tidal

cycles (semidiurnal and fortnightly) follows the same cyclic processes in the tidal section, as previously described in the lower estuary (Allen et al., 1977). The TMZ occurrence in the tidal rivers is very sensitive to changes in hydrological conditions. River discharge is a key variable to explain the upstream migration, downstream flushing and concentration of the TMZ and its associated mobile mud. River discharge thresholds promoting the installation and expulsion of the TMZ at Bordeaux have been delimited, 250 and at least $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectively, showing the need to a higher “water effort” to expel the TMZ. Two hydrological indicators of the TMZ intensity have been defined: the duration of low discharge periods as indicator of the persistence of the TMZ, and water volume passing before and during the presence of the TMZ as indicator of the TMZ turbidity level. Higher water volume contributes to more efficiently move the TMZ and to expel a higher quantity of the remaining mobile mud, resulting in less concentrated TMZ. The existence of mobile mud during and after the TMZ presence is confirmed through turbidity–discharge hysteresis patterns over different scales, which reveal the local or remote location of the sediment source. More particularly, these hysteresis patterns over river floods can serve as an indicator of the rhythm of downstream flushing of mobile mud.

The extrapolation of hydrological conditions suggests an intensification of the TMZ occurrence in the fluvial Gironde during the last decades and could be used to evaluate future scenarios. This can be very useful to water management strategies in order to address the global change impacts as Garonne 2050 (www.garonne2050.fr). The estimate of discharge thresholds of TMZ installation and expulsion is also of great interest to local public authorities. For example, a partner of the MAGEST network, the SMEAG, is in charge of maintaining a minimum discharge level of the Garonne to ensure a water quality favourable to ecosystems (<http://www.smeag.fr/plan-de-gestion-detiage-garonne-ariege.html>). Their criterion to release water stocks from upstream dams is the level of dissolved oxygen in Bordeaux waters. It appears from this work that the discharge threshold, below $100\text{--}110 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, used by the SMEAG is far too low to prevent the installation of the TMZ, and the subsequent problems (dissolved oxygen consumption, pollutant accumulation...).

Finally, this work will be useful to improve the calibration of numerical models coupling hydrodynamics and suspended sediment transport. Numerical simulations will allow evaluate the turbidity in the upper estuary for different hydrological and climate scenarios (natural and anthropogenic), including the effect of morphological changes.

Acknowledgements. I. Jalón-Rojas thanks the Agence de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) and the Aquitaine Region for the financial support of her PhD grant. The MAGEST network is financially supported by the following organizations: AEAG (Agence de l'Eau Adour-Garonne); SMIDDEST (Syndicat Mixte

pour le Développement Durable de l'ESTuaire de la Gironde); SMEAG (Syndicat Mixte d'Etudes et d'Aménagement de la Garonne); EPIDOR (Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne); EDF; GPMB (Grand Port Maritime de Bordeaux); CUB (Communauté Urbaine de Bordeaux); Conseil Régional Aquitaine; CG-33 (Conseil Général de Gironde); Ifremer; CNRS; Université de Bordeaux. The authors also gratefully acknowledge the support of the OASU (Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers) through the SOLAQUI (Service d'Observation du Littoral AQUItain) programme. MAGEST is a contribution to the CNRS observation programme DYNALIT.

Edited by: A. D. Reeves

References

- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., and Forzieri, G.: Global warming increases the frequency of river floods in Europe, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2247–2260, doi:10.5194/hess-19-2247-2015, 2015.
- Allen, G. P.: Déplacements saisonniers de la lentille de “crème de vase” dans l'estuaire de la Gironde, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, 2429–2431, 1971.
- Allen, G. P. and Castaing, P.: Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf, *Marine Geol.*, 14, 47–53, 1973.
- Allen, G. P., Sauzay, G., and Castaing, P.: Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France, in: *Estuarine Processes*, edited by: Wiley, M., Academic Press, New York, 2 edn., 63–81, 1977.
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., and De Grandpré, C.: Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries, *Sediment. Geol.*, 26, 69–90, 1980.
- Bonneton, P., Bonneton, N., Parisot, J.-P., and Castelle, B.: Tidal bore dynamics in funnel-shaped estuaries, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1002/2014JC010267, 2015.
- Castaing, P. and Allen, G. P.: Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France, *Marine Geol.*, 40, 101–118, 1981.
- Castaing, P., Etcheber, H., Sottolichio, A., and Cappe, R.: Evaluation de l'évolution hydrodologique et sédimentaire du système Garonne-Dordogne-Gironde, Tech. rep., Rapport Agence de l'eau Adour-Garonne – Université de Bordeaux, 2006.
- Chanson, H., Reungoat, D., Simon, B., and Lubin, P.: High-frequency turbulence and suspended sediment concentration measurements in the Garonne River tidal bore, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 95, 298–306. doi:10.1016/j.ecss.2011.09.012, 2011.
- Contreras, E. and Polo, M. J.: Measurement frequency and sampling spatial domains required to characterize turbidity and salinity events in the Guadalquivir estuary (Spain), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2581–2589, doi:10.5194/nhess-12-2581-2012, 2012.
- De-Jonge, V. N., Schuttelaars, H. M., Van-Beusekom, J. E., Talke, S. A., and De-Swart, H. E.: The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 139, 46–59, doi:10.1016/j.ecss.2013.12.030, 2014.
- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., and Babin, M.: Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 81, 321–332, doi:10.1016/j.ecss.2008.11.013, 2009.
- Dyer, K. R.: Fine sediment particle transport in estuaries, in: *Physical Process in Estuaries*, edited by: Dronkers, J. and van Leussen, W., Springer-Verlag, 427–445, 1988.
- Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Maneux, E., Chabaux, G., Escalier, J. M., Wennekes, H., Derriennic, H., Schmeltz, M., Quémener, L., Repecaud, M., Woerther, P., and Castaing, P.: Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring programme in the Gironde fluvial-estuarine system, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 831–840, doi:10.5194/hess-15-831-2011, 2011.
- Fettweis, M., Sas, M., and Monbaliu, J.: Seasonal, Neap-spring and Tidal Variation of Cohesive Sediment Concentration in the Scheldt Estuary, Belgium, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 47, 21–36, doi:10.1006/ecss.1998.0338, 1998.
- Fettweis, M., Monbaliu, J., Baeye, M., Nechad, B., and Van den Eynde, D.: Weather and climate induced spatial variability of surface suspended particulate matter concentration in the North Sea and the English Channel, *Methods in Oceanography*, 3–4, 25–39, doi:10.1016/j.mio.2012.11.001, 2012.
- Fotugne, M. R. and Jouanneau, J.-M.: Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary: Evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 24, 377–387, 1987.
- Garel, E., Nunes, S., Neto, J. M., Fernandes, R., Neves, R., Marques, J. C., and Ferreira, O.: The autonomous Simpatico system for real-time continuous water-quality and current velocity monitoring: examples of application in three Portuguese estuaries, *Geo-Mar. Lett.*, 29, 331–341, doi:10.1007/s00367-009-0147-5, 2009.
- Grabemann, I. and Krause, G.: Response of the turbidity maximum in the Weser Estuary to pulses in freshwater runoff and to storms, *Phys. Est. Coast. Seas*, edited by: Dronkers, J. and Scheffers, M., 83–92, 1998.
- Grabemann, I. and Krause, G.: On Different Time Scales of Suspended Matter Dynamics in the Weser Estuary, *Estuaries*, 24, 688–698, 2001.
- Grabemann, I., Uncles, R. J., Krause, G., and Stephens, J. A.: Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 45, 235–246, doi:10.1006/ecss.1996.0178, 1997.
- Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J. P., Meyer, R., and Boust, D.: Hydrodynamics of Suspended Particulate Matter in the Tidal Freshwater Zone of a Macrotidal Estuary (The Seine Estuary, France), *Estuaries*, 22, 717–727, doi:10.2307/1353058, 1999.
- Hendrickx, F. and Sauquet, E.: Impact of warming climate on water management for the Ariège River basin (France), *Hydrol. Sci. J.*, 58, 976–993, doi:10.1080/02626667.2013.788790, 2013.
- Jay, D. A. and Musiak, J. D.: Particle trapping in estuarine tidal flows, *J. Geophys. Res.*, 99, 20445–20461, 1994.
- Klein, M.: Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck Catchment, Yorkshire, England, *Catena*, 11, 251–257, 1984.

I. Jalón-Rojas et al.: Turbidity in the fluvial Gironde Estuary**2819**

- Lanoux, A., Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Chabaud, G., Richard, M., and Abril, G.: Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France), *Environ. Sci. Proc. Imp.*, 15, 585–595, doi:10.1039/c2em30874f, 2013.
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R. J., Vericat, D., and Francke, T.: Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees), *Geomorphology*, 109, 210–221, doi:10.1016/j.geomorph.2009.03.003, 2009.
- Mazzege, P., Therond, O., Debril, T., March, H., Sibertin-Blanc, C., Lardy, R., and Sant’ana, D.: Critical multi-level governance issues of integrated modelling: An example of low-water management in the Adour-Garonne basin (France), *J. Hydrol.*, 519, 2515–2526, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.043, 2014.
- Mitchell, S.: Turbidity maxima in four macrotidal estuaries, *Ocean Coast. Manage.*, 79, 62–69, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.030, 2013.
- Mitchell, S., Akesson, L., and Uncles, R.: Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom, *Water Environ. J.*, 26, 511–520, doi:10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x, 2012.
- Mitchell, S. B. and Uncles, R. J.: Estuarine sediments in macrotidal estuaries: Future research requirements and management challenges, *Ocean and Coastal Management*, 79, 97–100, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.007, 2013.
- Pontee, N., Whitehead, P., and Hayes, C.: The effect of freshwater flow on siltation in the Humber Estuary, north east UK, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 60, 241–249, doi:10.1016/j.ecss.2004.01.002, 2004.
- Romaña, A.: Estuaire de la Gironde. Campagnes “Libellule”, Distribution longitudinale des paramètres mesurés et calculés, Tech. rep., Rapport Ifremer, Dépt. Env. Litt. et Gest. du Milieu Marin, 1983.
- Saari, H. K., Schmidt, S., Castaing, P., Blanc, G., Sautour, B., Masson, O., and Cochran, J. K.: The particulate $^{7}\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ and $^{234}\text{Th}/^{210}\text{Pb}$ activity ratios as tracers for tidal-to seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): Implications for the budget of particle-associated contaminants, *Science of the Total Environment*, 408, 4784–4794, doi:10.1016/j.scitotenv.2010.07.017, 2010.
- Schmidt, S., Ouamar, L., Cosson, B., Lebleu, P., and Derriennic, H.: Monitoring turbidity as a surrogate of suspended particulate load in the Gironde Estuary: The impact of particle size on concentration estimates, *ISOBAY 2014*, abstract book, p. 17, 2014.
- Schrottke, K., Becker, M., Bartholomä, A., Flemming, B. W., and Hebbeln, D.: Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler, *Geo-Mar. Lett.*, 26, 185–198, doi:10.1007/s00367-006-0027-1, 2006.
- Schuttelaars, H. M., de Jonge, V. N., and Chernetsky, A.: Improving the predictive power when modelling physical effects of human interventions in estuarine systems, *Ocean Coast. Manage.*, 79, 70–82, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.009, 2013.
- Sottolichio, A. and Castaing, P.: A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary, *Comptes Rendus de l’Academie de Sciences – Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes*, 329, 795–800, doi:10.1016/S1251-8050(00)88634-6, 1999.
- Sottolichio, A., Castaing, P., Etcheber, H., Maneux, E., Schmeltz, M., and Schmidt, S.: Observations of suspended sediment dynamics in a highly turbid macrotidal estuary, derived from continuous monitoring, *J. Coast. Res.*, SI64, 1579–1583, 2011.
- StataCorp: Stata Statistical Software: Release 12, 2011.
- Talke, S. A., de Swart, H. E., and Schuttelaars, H. M.: Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model, *Cont. Shelf Res.*, 29, 119–135, doi:10.1016/j.csr.2007.09.002, 2009.
- Uncles, R. J., Easton, A. E., Griffiths, M. L., Harris, C., Howland, R. J. M., King, R. S., Morris, A. W., and Plummer, D. H.: Seasonality of the Turbidity Maximum in the Humber Ouse Estuary, UK, *Marine Poll. Bull.*, 37, 206–215, 1998.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., and Smith, R. E.: The dependence of estuarine turbidity on tidal intrusion length, tidal range and residence time, *Cont. Shelf Res.*, 22, 1835–1856, doi:10.1016/S0278-4343(02)00041-9, 2002.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., and Law, D. J.: Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Flocs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores, *Est. Coast. Shelf Sci.*, 67, 30–52, doi:10.1016/j.ecss.2005.10.013, 2006.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., and Harris, C.: Towards predicting the influence of freshwater abstractions on the hydrodynamics and sediment transport of a small, strongly tidal estuary: The Devonshire Avon, *Ocean Coast. Manage.*, 79, 83–96, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.006, 2013.
- Williams, G. P.: Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers, *J. Hydrol.*, 111, 89–106, doi:10.1016/0022-1694(89)90254-0, 1989.
- Winterwerp, J. C. and Wang, Z. B.: Man-induced regime shifts in small estuaries – I: theory, *Ocean Dynam.*, 63, 1279–1292, doi:10.1007/s10236-013-0662-9, 2013.
- Yang, Y., Li, Y., Sun, Z., and Fan, Y.: Suspended sediment load in the turbidity maximum zone at the Yangtze River Estuary: The trends and causes, *J. Geograph. Sci.*, 24, 129–142, doi:10.1007/s11442-014-1077-3, 2013.

3.2 L'axe Dordogne

La Section 3.1 présente succinctement les dynamiques de turbidité à la station de Libourne, sur la Dordogne tidale. En effet, cette station n'était pas incluse dans la discussion de l'article, réservée exclusivement à l'axe Garonne, en raison de la limitation d'espace et de nombre de figures d'un article scientifique. Cette section élargit donc les points abordés précédemment par la Garonne tidale à la Dordogne tidale :

- le rôle des crues sur la dynamique sédimentaire;
- la présence de la ZTM et le lien avec les conditions hydrologiques;
- l'évolution attendue de la ZTM en réponse à la diminution à long-terme du débit fluvial.

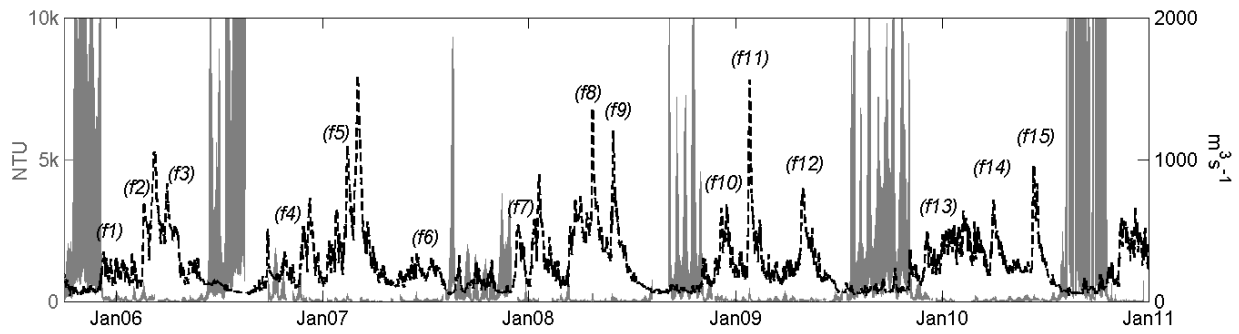


Figure 3.8: Série temporelle de turbidité (pas de temps de 10 min) à Libourne et débit fluvial (moyenne journalière) de la Dordogne entre Juin 2005 et Janvier 2011. “f+numéro” indique les évènements de crue analysés.

3.2.1 L'expulsion de la ZTM vers l'aval lors des crues

Les courbes d'hystérésis turbidité-débit lors des périodes de crues ont été analysées pour discuter le rôle des crues, tant pour l'expulsion des sédiments vers l'aval que pour l'apport des sédiments érodés depuis le bassin versant, au niveau de la station de Libourne. En bref, une boucle antihoraire (CC) est liée au transport sédimentaire depuis des sources éloignées, alors qu'une boucle horaire (C) indique une source de sédiments déposés sur le chenal ou sur des zones adjacentes (Williams, 1989; Jalón-Rojas et al., 2015). La forme des hystérésis a été analysée systématiquement pour 15 crues mesurées à Libourne entre les années 2006 et 2010¹ (Fig. 3.8 et 3.9). Ces courbes sont basées sur les valeurs de turbidité à marée basse, pour filtrer ainsi le transport par la marée et considérer uniquement le transport fluvial.

Le Tableau 3.1 compile, par année, la date, le débit maximal, la turbidité maximale et la forme de l'hystérésis de toutes les crues analysées. Les hystérésis à Libourne sont essentiellement horaires (C) comme la Figure 3.9 le montre pour l'année 2010. Cela diffère de l'axe Garonne où la succession des hystérésis suit un cycle clairement saisonnier C-M-CC (voir 5.1 dans la Section 3.1) selon :

¹Les années postérieures ne disposent pas d'assez de données pour l'analyse (voir Figure 3.F de la Section 3.1)

	Date	Q_{max} (m^3s^{-1})	Libourne	
			T_{max} (NTU)	Hyst
2006				
f1	01-01-2006	273	209	C
f2	19-02-2006	696	268	C
f3	31-03-2006	826	95	No
2007				
f4	25.11.2006	527	217	C
f5	16.02.2007	1047	216	C
f6	18.06.2007	305	62	C
2008				
f7	28.12.2007	364	80	No
f8	23.04.2008	1380	279	M(C)
f9	31.05.2008	1181	170	C
2009				
f10	08.12.2008	658	123	C
f11	27.01.2009	1530	445	C
f12	02.05.2009	806	76	No
2010				
f13	04.12.2009	477	190	C
f14	02.04.2010	696	94	C
f15	16.06.2010	939	193	M(C)

Table 3.1: Caractéristiques des crues fluviales de la Dordogne au cours des années 2006-2010. La turbidité et le débit fluvial correspondent aux valeurs à marée basse. Les événements de crue sont numérotés selon la Figure 3.8. Les hystérésis sont classées comme: [C] horaires; [CC] antihoraires; [M(C)] mixtes avec une boucle horaire prédominante; [No] sans tendance.

- la turbidité lors des premières crues après l'étiage montre des courbes horaires (C) qui indiquent un apport local et l'expulsion du bouchon vaseux vers l'aval,
- ensuite des courbes mixtes (M) indiquent l'expulsion progressive des dépôts accumulés lors de la présence du bouchon vaseux en même temps que le transport de sédiments érodés en amont,
- les courbes antihoraires lors des crues de printemps signalent un apport majeur depuis le bassin versant.

À la différence de ce cycle saisonnière, les hystérésis horaires à Libourne mettent en évidence l'existence de dépôts autour de cette station pendant pratiquement toute l'année. Même durant les crues de printemps, la source des sédiments semble principalement locale, bien que les formes d'hystérésis mixtes (f8 ou f15 représentés dans la Fig. 3.9) montrent aussi l'existence d'un apport mineur depuis le bassin versant. Ces différences entre la Dordogne et la Garonne peuvent être expliquées par le niveau de débit fluvial, beaucoup plus faible dans la Dordogne et donc insuffisant pour expulser tous les dépôts accumulés lors de la présence d'une ZTM très chargée en MES, mais aussi éventuellement par des apports des MES limités en raison des barrages en amont. L'analyse d'une seule station limite une analyse plus approfondie et l'extrapolation de ces résultats à d'autres régions de l'axe Dordogne, mais elle offre une première piste pour des analyses futures dans sa section tidale.

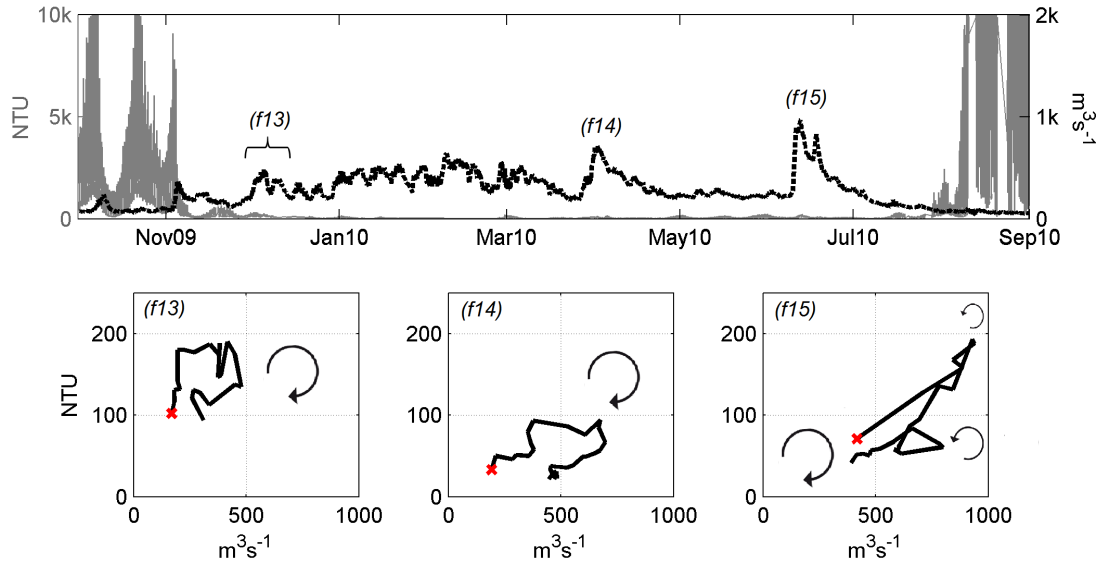


Figure 3.9: Relation entre le débit de la Dordogne et la turbidité à Libourne pour trois crues en 2010 basée sur la forme des hystérésis. Les événements de crue sont numérotés par rapport à la Figure 3.8 et au Tableau 3.1.

3.2.2 Présence de la ZTM à Libourne

Les phénomènes liés à la ZTM au niveau de Libourne sont semblables à ceux observés dans la Garonne tidale. La ZTM y est présente pendant les périodes d'étiage. La Figure 3.10 montre la moyenne tidale de turbidité en fonction du débit fluvial (moyenne sur 3 jours²) pour mieux comprendre la relation entre ces deux paramètres. Aux débits inférieurs à $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, la turbidité (moyenne tidale) augmente avec la diminution du débit fluvial pour atteindre des valeurs maximales (moyenne tidale $> 5000 \text{ NTU}$) en dessous de $60 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Pour les débits supérieurs à $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, la turbidité augmente avec le débit fluvial.

Prédire la valeur de la turbidité est compliqué en raison de sa variabilité subtidale qui dépend du débit fluvial, mais aussi du marnage (Fig. 3.10.A) et de la disponibilité des sédiments (Fig. 3.10.B). Plus le marnage est grand, plus les vitesses de courant et donc les contraintes de cisaillement du fond responsables de la remise en suspension des sédiments sont élevées. La Figure 3.11 présente la turbidité en fonction du marnage pour trois cycles mortes-vives-mortes eaux lors des périodes d'installation, de présence et de départ de la ZTM à Libourne en 2009. Les cycles observés sont similaires à ceux de la Garonne: quand la ZTM est en cours d'installation (a) ou déjà installée (b), la turbidité est inférieure pendant la transition mortes-vives eaux que pendant la transition vives-mortes eaux. Cette hystérésis indique la consolidation des sédiments aux mortes eaux. De même qu'à Bordeaux, le pic de turbidité pour la période d'installation (a) a lieu 4-5 cycles de marée après le maximum du marnage. Ceci s'explique par l'augmentation graduelle de la disponibilité de sédiments dans cette station au cours de la migration de la ZTM vers l'amont. Lors de l'expulsion de la ZTM (c), la courbe d'hystérésis est renversée en raison de la progressive diminution de la disponibilité en sédiments.

²Lé débit a été moyenné sur 3 jours pour considérer le retard entre la station hydrométrique, situé à 90 km en amont, et la station MAGEST

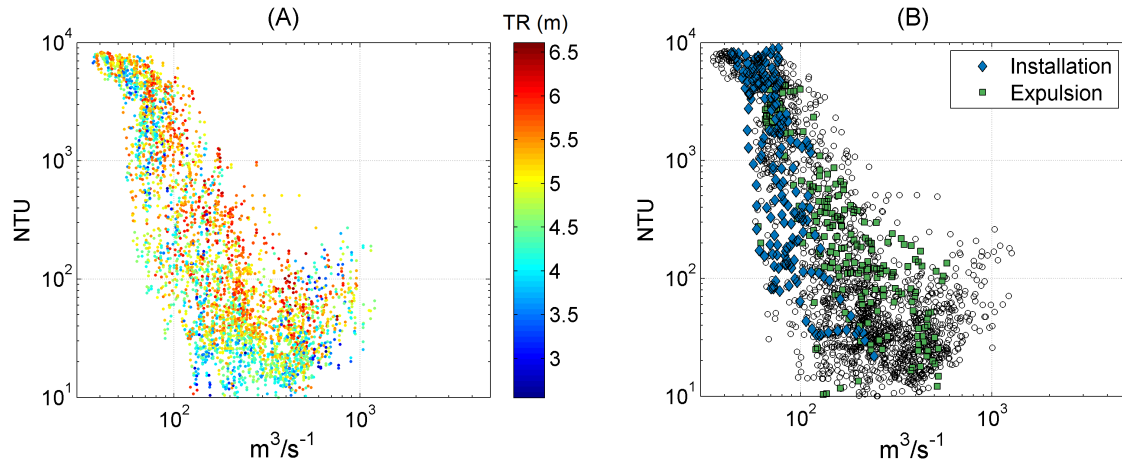


Figure 3.10: Moyenne tidale de turbidité en fonction du débit fluvial (moyenne sur 3 jours) à Libourne pour l'année 2012. Les valeurs sont triées par rapport : (A) au marnage (échelle de couleurs) et (B) aux périodes d'installation (losanges bleus) et d'expulsion (carrés verts) de la ZTM.

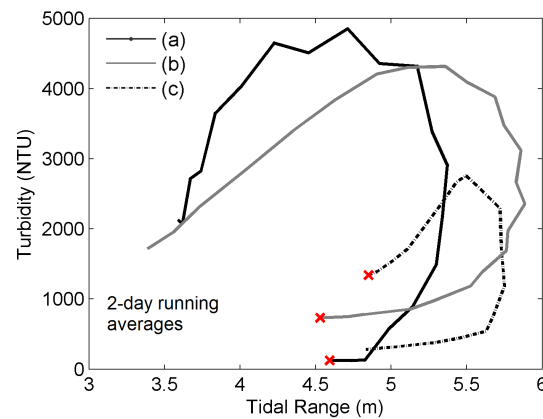


Figure 3.11: Turbidité en fonction du marnage (moyenne glissante sur 2 jours) pour trois cycles mortes-vives-mortes eaux lors des périodes (a) d'installation (b) de présence et (c) de départ de la ZTM à Libourne en 2009.

Comme la Figure 3.10.B l'illustre, la turbidité est différente entre les périodes d'installation et d'expulsion de la ZTM pour une même valeur de débit fluvial. Ces courbes d'hystérésis s'expliquent par la disponibilité des sédiments: l'expulsion des quantités importantes des sédiments accumulés durant la présence de la ZTM, et consolidés lors des mortes eaux (Fig. 3.11), a besoin de débits fluviaux supérieurs à ceux qui avaient prévalu à leur arrivée. La différenciation des données d'installation et d'expulsion de la ZTM par année permet aussi de définir les débits d'installation (moyenne tidale de turbidité >1000 NTU³) et de départ (moyenne tidale de turbidité <1000 NTU) de la ZTM à Libourne. La Figure 3.12 montre l'exemple de l'année 2012: les débits d'installation et de départ pour cette année sont respectivement 80 et 126 m^3s^{-1} . Pour la période 2005-2013, les gammes de valeurs des débits d'installation et de départ de la ZTM à Libourne sont 80 - 100 m^3s^{-1} et 120 - 200 m^3s^{-1} , respectivement.

³Critère défini dans la Section 3.1

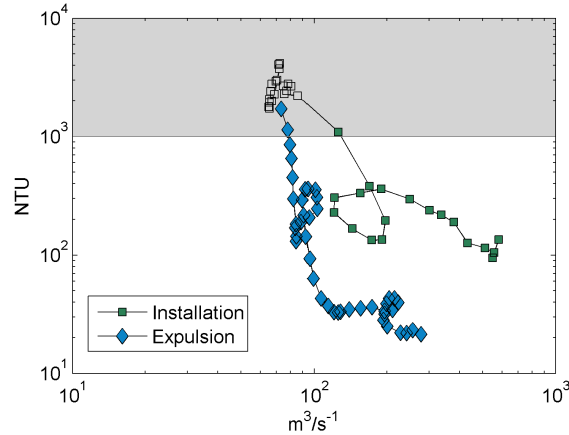


Figure 3.12: Moyenne tidale de turbidité en fonction du débit fluvial (moyenne sur 3 jours) à Libourne pour l'année 2012. Les valeurs sont triées selon les périodes d'installation (losanges bleus) et d'expulsion (carrés verts) de la ZTM.

3.2.3 L'évolution à long terme des caractéristiques de la ZTM à Libourne

L'impact des conditions hydrologiques sur les caractéristiques de la ZTM à Libourne a été analysé à partir de la comparaison de la turbidité maximale annuelle (comme indicateur de concentration) et de la durée de présence annuelle de la ZTM⁴ (comme indicateur de persistance) avec trois caractéristiques hydrologiques: (a) la durée de l'étiage⁵ ($Duration_{LD}$), (b) le volume d'eau écoulé depuis la précédente expulsion et la réinstallation du bouchon vaseux ($Volume_{HD}$), et (c) le volume d'eau écoulé pendant la présence de la ZTM ($Volume_{TMZ}$). L'analyse des données de Bordeaux avait en effet permis de montrer la pertinence de ces indicateurs pour décrire les caractéristiques de la ZTM (Jalón-Rojas et al., 2015).

Comme pour la Garonne, la durée de présence de la ZTM à Libourne montre une bonne corrélation avec la durée de l'étiage définie par le débit d'installation précédemment calculé. La Figure 3.13.A montre cette corrélation pour les stations de Libourne, Bordeaux et Portets. L'ajout des données de Libourne tend même à améliorer la corrélation issue des données de la Garonne ($R^2 = 0.75$ $n = 14$ pour les données de Bordeaux et Portets, Fig. 13 de la Section 3.1; et $R^2 = 0.81$ $n = 21$ avec les données des trois stations, Fig. 3.13.A). La turbidité maximale tend à décroître avec l'augmentation du volume d'eau qui s'écoule avant et pendant la présence de la ZTM à Libourne. Cependant la corrélation entre ces deux paramètres est plus faible que celle montrée pour la station de Bordeaux (Fig. 3.13.B). Pour comparer ces deux stations, les paramètres $Turbidity_{max}$ et $Volume_{HD+TMZ}$, caractérisés par différents ordres de magnitude dans la Garonne et la Dordogne, ont été normalisés avec leurs valeurs maximales (Figure 3.13.B).

Cette dépendance de la durée de présence et de la concentration de la ZTM à la durée de l'étiage et au volume d'eau écoulé, respectivement, est une base de réflexion robuste pour discuter l'évolution de la ZTM à Libourne au cours des dernières et des prochaines décennies. Bien que les changements morphologiques

⁴Même définition que pour l'axe Garonne: nombre de jour où la moyenne tidale de turbidité est supérieure à 1000 NTU. Voir les valeurs dans la Figure 6 de la Section 3.1.

⁵Nombre de jours où le débit fluvial est inférieur au débit moyenne d'installation, dans ce cas $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$

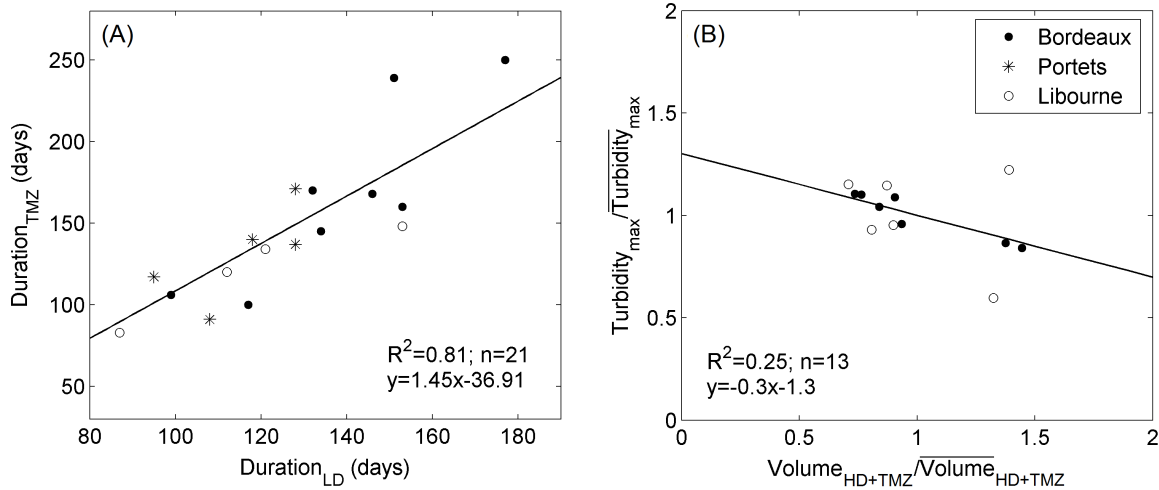


Figure 3.13: (A) Durée de la ZTM en fonction du nombre de jours par année où le débit fluvial est inférieur à $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Bordeaux, $160 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Portets, et $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour Libourne. Ces valeurs correspondent aux débits moyens d'installation de la ZTM dans chaque station. (B) Turbidité maximale de la ZTM à Bordeaux et Libourne en fonction du volume d'eau qui s'écoule lors des périodes avant et pendant la présence de la ZTM. Les deux paramètres ont été normalisés par rapport à leurs valeurs maximales. La station de Portets n'est pas incluse en raison du nombre trop élevé de valeurs manquantes.

devraient aussi être considérés, j'estime que la diminution du volume d'eau fluviale et l'augmentation des durées d'étiages au cours des dernières décennies ont contribué à l'augmentation de la concentration et à la persistance de la ZTM de la Dordogne tidale. De même, la diminution du débit fluvial moyen prévue pour les prochaines décennies (Alferi et al., 2015) aura un impact sur les caractéristiques de la ZTM. À cet égard, les indicateurs hydrologiques définis dans ce travail peuvent être d'un grand intérêt pour la gestion de la Dordogne aval.

3.3 Comparaison avec l'estuaire de la Loire

L'analyse qualitative et statistique des séries temporelles de turbidité de l'estuaire de la Loire a révélé les dynamiques sédimentaires de cet estuaire à différentes échelles temporelles. La densité plus importante des stations de mesures a permis de détailler la position, la limite de remontée et les vitesses de déplacement de la ZTM, notamment. C'est la première fois que les vitesses de déplacement d'une ZTM sont estimées à partir de données *in situ*. Par exemple en 2011, la ZTM a migré vers l'aval avec une vitesse de 1.6 km par jour lors des premières crues modérées, puis augmente à 5.2 km lors des crues suivantes plus fortes. La vitesse de remontée vers l'amont était par contre de 0.9 km par jour (Fig. 3.14). La diminution progressive du débit conduit à une migration de la ZTM vers l'amont plus lente que son expulsion vers l'aval par des crues soudaines et rapides. Le lecteur peut se reporter à l'Annexe D pour consulter l'étude complète de cet estuaire.

Dans ce travail, l'un des intérêts de l'étude de la Loire est de comparer ses dynamiques avec celles de la Gironde et d'extraire ainsi des tendances communes. La dynamique d'installation et d'expulsion de la ZTM

dans l'estuaire amont est un des aspects en commun à souligner. Comme dans le cas de la Gironde, l'expulsion de la ZTM des sections fluviales de la Loire vers l'aval requiert un débit supérieur à celui d'installation en raison de l'accumulation de sédiments qui restent même après l'expulsion de la ZTM. Le Tableau 3.2 compare les débits d'installation et d'expulsion pour deux stations, dont la position relativement est similaire par rapport à l'embouchure.

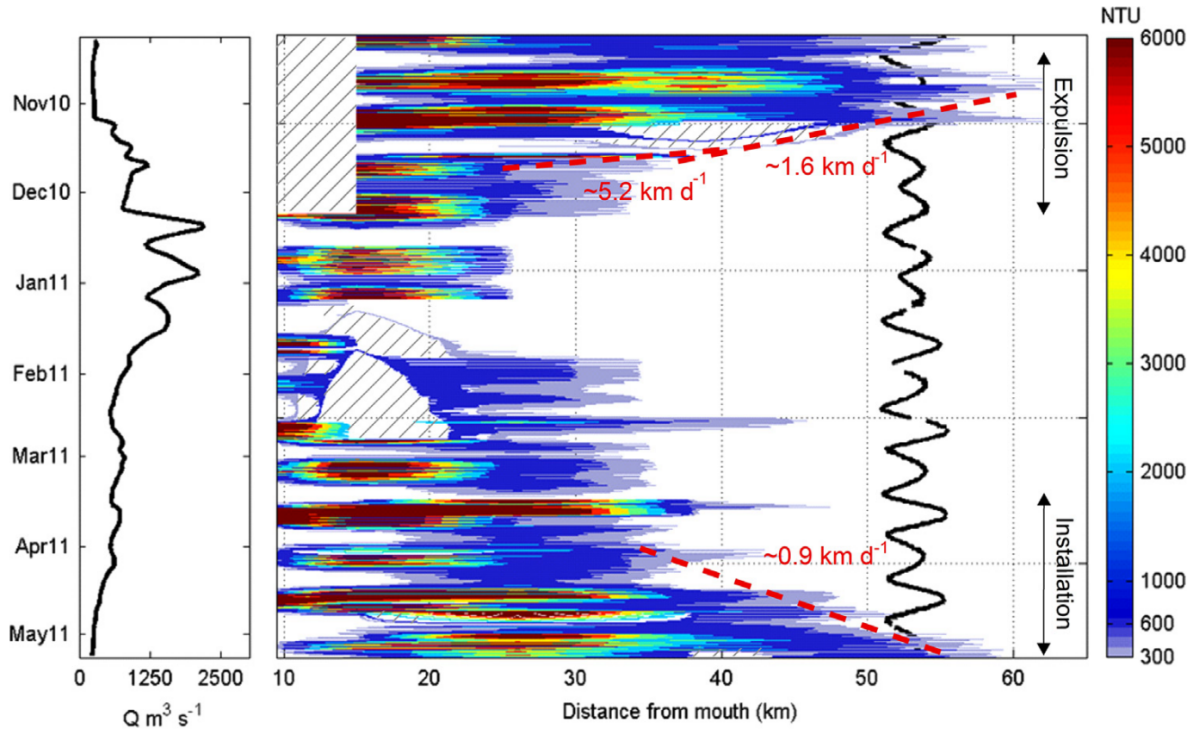


Figure 3.14: Distribution temporelle et spatiale de la turbidité (supérieure à 300 NTU, échelle de couleur) dans l'estuaire de la Loire d'Octobre 2010 à Mai 2011. La figure de gauche montre l'évolution du débit fluvial pour cette période. La ligne noire dans la figure à droite représente les modulations du marnage. Les zones hachurées indiquent les données manquantes. Les lignes discontinues signalent les intervalles de turbidité utilisés pour calculer les vitesses de déplacement. Figure extraite de [Jalón-Rojas et al. \(2016b\)](#).

Les résultats communs les plus intéressants sont les relations entre les caractéristiques inter-annuelles de la ZTM et les conditions hydrologiques. Comme pour la Gironde, la durée de la présence de la ZTM (Duration_{TMZ}) dans l'estuaire fluvial de la Loire (stations de Le Pellerin et Trentremoult) montre une bonne corrélation avec la durée d'étiage (Duration_{LD}) ($R^2 = 0.87$, Fig. 3.15). De même, le niveau de turbidité maximal (Turbidity_{max}) dépend inversement du volume d'eau qui s'écoule avant et pendant la présence de la ZTM (Volume_{HD+TMZ}) ($R^2 = 0.66$, Fig. 3.16).

Station	Débit d'installation (m^3s^{-1})	Débit d'expulsion (m^3s^{-1})
Bordeaux (Gironde) km 100 sur 170	200-300	350-610
Le Pellerin (Loire) km 38.5 sur 100	300-360	500-1000

Table 3.2: Comparaison des débits fluviaux qui promeuvent l'installation et le départ de la ZTM des stations de Bordeaux (Gironde) et Le Pellerin (Loire).

La densité plus grande du réseau de mesures de l'estuaire de la Loire a aussi permis de calculer un indicateur hydrologique supplémentaire pour caractériser la ZTM: le débit fluvial moyen estival comme mesure du débit d'étiage. La limite maximale (boundary^{up}) de remontée de la ZTM montre une très bonne corrélation avec ce paramètre hydrologique ($R^2 = 0.88$, Fig. 3.17).

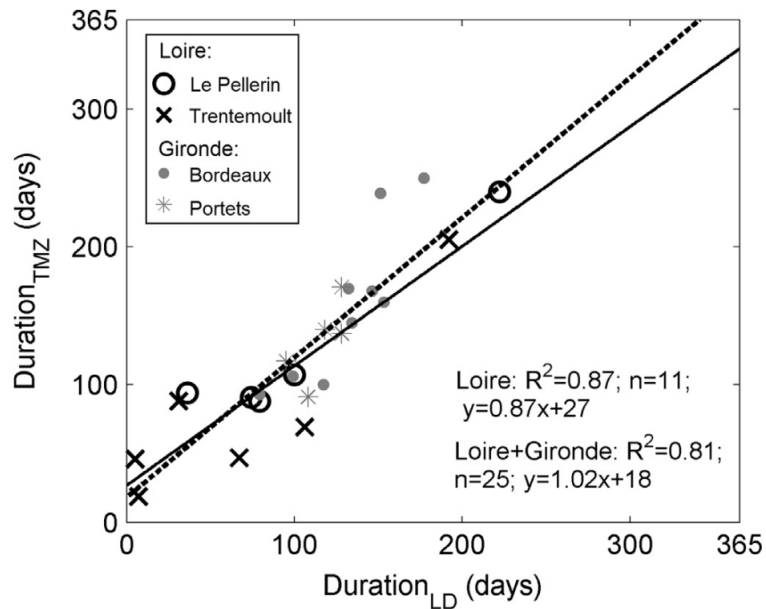


Figure 3.15: Durée de présence de la ZTM en fonction de la durée de l'étiage dans les estuaires fluviaux de la Loire (Le Pellerin et Trentemoult) et de la Gironde (Bordeaux et Portets). Figure extraite de Jalón-Rojas et al. (2016b).

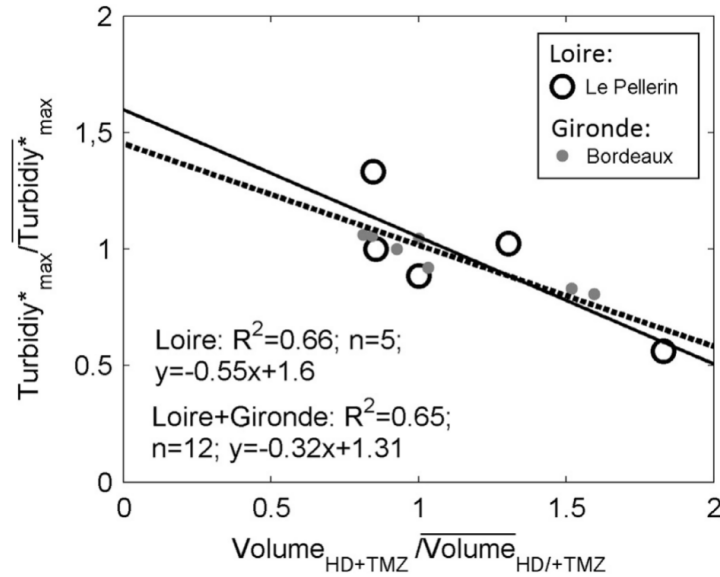


Figure 3.16: Turbidité maximale de la ZTM en fonction du volume d'eau écoulé avant et pendant la présence de la ZTM dans deux stations qui occupent une position similaire dans les estuaires fluviaux de la Loire (Le Pellerin) et de la Gironde (Bordeaux). Les deux paramètres ont été normalisés par rapport à la moyenne des valeurs maximales pour permettre la comparaison des deux estuaires. La station de Portets n'est pas incluse en raison du nombre élevé de valeurs manquantes. Figure extraite de [Jalón-Rojas et al. \(2016b\)](#).

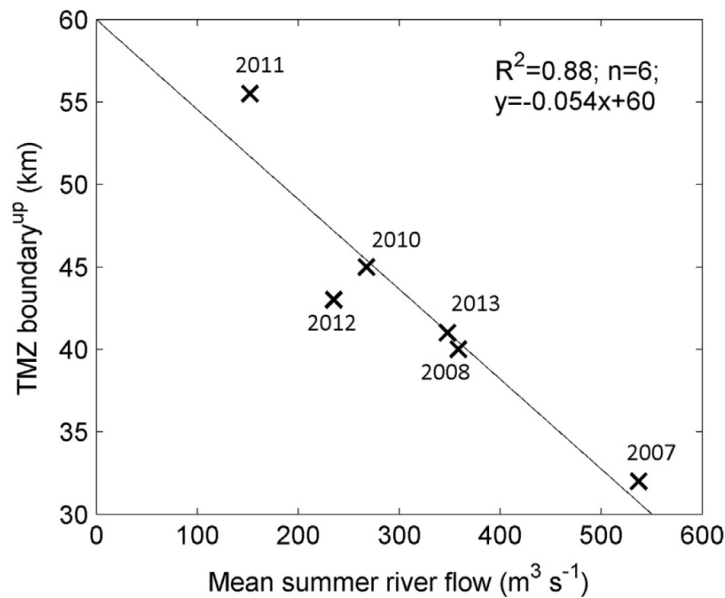


Figure 3.17: Limite maximale (boundary^{up}) annuelle de remontée de la ZTM en fonction du débit moyen estival. Il n'a pas été possible d'estimer boundary^{up} pour 2009 en raison des données manquantes. Figure extraite de [Jalón-Rojas et al. \(2016b\)](#).

3.4 Conclusions

La mesure continue à long terme de la turbidité a fourni des informations détaillées sur la dynamique hydro-sédimentaire dans l'estuaire fluvial de la Gironde pour des gammes d'échelles temporelles intratidales et subtidales et pour différentes conditions hydrologiques, y compris des événements de basse fréquence comme les crues ou les changements hydrologiques à long terme. Trois facteurs affectent fortement la turbidité: (a) les cycles vives-eaux–mortes-eaux qui modulent l'intensité de la remise en suspension de sédiments, (b) les changements de débit, qui favorisent le déplacement de la ZTM vers l'amont lors des périodes de diminution et vice-versa, (c) et la disponibilité de sédiments localement.

Un résultat majeur de ce travail est la description qualitative et quantitative du fonctionnement de la ZTM. Les sédiments en suspension de la ZTM décrivent un cycle de dépôt-mise en suspension-transport, similaire à celui précédemment décrit par Allen et al. (1980) dans l'estuaire aval. Cependant, à la différence de l'estuaire aval où la circulation résiduelle contribue aussi dans le piégeage des sédiments, le pompage tidal est le seul mécanisme qui contribue à ce fait dans l'estuaire fluvial. Les seuils de débit fluvial qui promeuvent l'installation et l'expulsion de la ZTM de l'amont ont ainsi été quantifiés ; par exemple à Bordeaux ils sont de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour l'installation et entre 350 et $610 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour l'expulsion. Cela montre le besoin d'un "effort hydraulique" plus important pour expulser la ZTM et les dépôts. Des courbes d'hystérésis débit-turbidité à différentes échelles confirmeraient l'existence des dépôts dans l'estuaire fluvial même après le départ de la ZTM. J'ai montré que les courbes d'hystérésis autour des périodes de crue peuvent servir d'indicateur du rythme d'expulsion vers l'aval des sédiments. En considérant le double rôle des crues comme moyen de transfert (a) des particules du bassin versant vers l'estuaire amont et (b) de la ZTM de l'estuaire amont vers l'aval, les hystérésis suggèrent que les grandes crues contribuent à diminuer la turbidité de l'estuaire fluvial. Ce résultat n'était pas attendu dans la mesure où ces crues apportent des sédiments issus de l'érosion.

À l'échelle pluri-annuelle, il existe une variabilité de la durée de présence et de la concentration de la ZTM, associée au régime des fleuves. La pénurie de crues pendant l'hiver et le printemps limite l'expulsion des sédiments vers l'aval. Ceci, ajouté aux longues périodes d'étiage, peuvent aussi conduire à des ZTM très concentrées avec une présence dans la Garonne fluviale pouvant se prolonger jusqu'à 70 % de l'année. Pendant l'hiver, des débits fluviaux faibles conduiraient à la remontée de la ZTM avant même l'arrivée de l'étiage estival, bouleversant les schémas saisonniers typiques. Deux indicateurs hydrologiques de l'intensité de la ZTM ont été définis : la durée d'étiage comme indicateur de la durée de présence de la ZTM, et le volume d'eau qui s'écoule avant et pendant la présence de la ZTM comme indicateur de la concentration en sédiments de la ZTM. Ces paramètres suggèrent l'intensification de la ZTM au cours des dernières décennies et constituent un outil intéressant pour l'évaluation des scénarios futurs.

L'observation des mêmes processus dans l'estuaire de la Loire prouve le caractère général des conclusions énumérées ci-dessus. En particulier, la similitude des paramètres hydrologiques comme indicateurs des caractéristiques de la ZTM entre les deux estuaires rend ces paramètres des outils fiables et efficaces pour mieux comprendre la dynamique de la ZTM dans les estuaires macrotidaux. Un troisième indicateur hydrologique de la ZTM a été défini à partir des données de la Loire: le débit moyen estival comme indicateur de la limite maximale de remontée de la ZTM. De plus, les vitesses de déplacement de la ZTM ont pu être calculées pour la Loire. Une suggestion serait de tester cette relation pour la Garonne tidale. Pour cela, il faudrait effectuer des mesures, en limitant au maximum les données manquantes, dans une zone proche de la limite de remontée de la ZTM.

Importance relative des facteurs de forçage environnementaux sur la turbidité

Les sédiments en suspension dans les estuaires sont soumis à l'influence de facteurs environnementaux déterministes (marée, marnage) et stochastiques (débit fluvial, vent, turbulence) relativement bien connus (Schoellhamer, 1996). Comme le Chapitre 3 l'a montré, la turbidité dans la Gironde varie à différentes échelles temporelles (de l'intratidale à l'interannuelle) principalement sous l'influence des cycles de marée, du marnage et du débit fluvial. Tous ces facteurs induisent des variations de turbidité importantes, souvent du même ordre de grandeur. Cependant, à ce stade, il n'est pas possible d'estimer et de comparer l'influence de ces facteurs sur la variabilité de la turbidité par ordre d'importance.

Outre le caractère multi-échelle, l'effet combiné des facteurs environnementaux de nature différente est à l'origine des dynamiques non-stationnaires et non-linéaires. En conséquence, quantifier l'influence relative de ces facteurs sur la variabilité de la turbidité est une tâche complexe, encore peu étudiée en physique estuarienne. Malgré sa complexité, cette quantification de l'influence relative des facteurs est très importante pour mieux comprendre les systèmes et leur dynamiques, d'autant plus que ces forçages évoluent sous l'effet des changements climatiques et anthropiques (Section 1.3.3). Par conséquent, l'évolution de leur influence a aussi besoin d'être quantifiée. Seulement deux études ont abordé cette question : Schoellhamer (2002) pour la Baie de San Francisco et French et al. (2008) pour l'estuaire du Blyth. Cependant ces analyses sont limitées spatialement à une station et temporellement à une année.

L'objectif général de ce chapitre est de quantifier l'impact relatif des forçages environnementaux sur la variabilité de la turbidité dans l'estuaire de la Gironde: (a) aux échelles de temps saisonnière et multi-annuelle et (b) pour différentes régions de l'estuaire. À cette fin, des analyses spectrales ont été combinées et appliquées aux séries temporelles de turbidité mesurées par le réseau MAGEST (2.1.2). Le choix et la combinaison des techniques utilisées sont basés sur l'évaluation préalable de différentes méthodes spectrales, décrite dans la Section 2.1.5.1. Cette méthodologie a aussi été appliquée aux séries temporelles de turbidité de la Loire afin de trouver des tendances communes et de généraliser les résultats. Le plus grand nombre de stations de mesure de turbidité dans la Loire permet d'augmenter la résolution spatiale de cette étude. Les résultats de ce Chapitre font l'objet d'un article soumis à "Estuarine Coastal and Shelf Science" qui est

actuellement en révision: *Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. and Sottolichio, A.:* Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries, *Est. Coast. Shelf Sci. (en révision)*. Les résultats principaux de cet article sont présentés dans la section suivante et synthétisés dans la section Conclusions de ce chapitre.

4.1 Publication en révision: Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries

Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries

Isabel Jalón-Rojas¹, Sabine Schmidt², Aldo Sottolichio¹

¹ Univ. Bordeaux, EPOC, UMR5805, F33600 Pessac, France

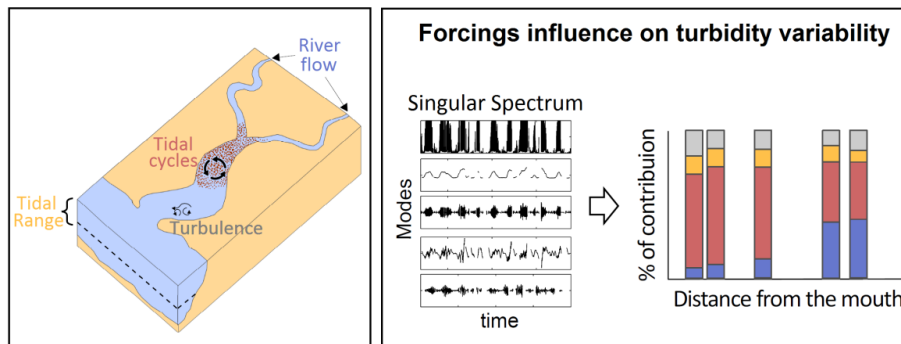
² CNRS, EPOC, UMR5805, F33600 Pessac, France

Corresponding author: Isabel Jalón-Rojas (isabel.jalon-rojas@u-bordeaux.fr)

Abstract

The relative contribution of environmental forcings on turbidity variability is, for the first time, quantified at seasonal and multiannual time scales in tidal estuarine systems. With a decade of high-frequency, multi-site turbidity monitoring, the two nearby, macrotidal and highly-turbid Gironde and Loire Estuaries (west France) are excellent natural laboratories for this purpose. Singular Spectrum Analyses, combined with Lomb-Scargle periodograms and Wavelet Transforms, were applied to the continuous multiannual turbidity time series. The main controlling factors were identified: hydrological regime, river flow variability, tidal range, tidal cycles, and turbulence. Their relative influences show similar patterns in both estuaries and depend on the estuarine region (lower or upper estuary) and the time scale (multiannual or seasonal). On multiannual time scale, the relative contribution of tide (tidal cycles and range) to turbidity variability decreases up-estuary from 68% to 47%, while the influence of river flow increases from 3% to 42%. On seasonal time scale, the relative influence of forcings remains almost constant in the lower estuary, dominated by tides (60% and 30% for tidal cycles and tidal range, respectively); in the upper reaches, it is variable depending on hydrological regime, even if tidal cycles are responsible for up to 50% of turbidity variance. These quantifications show the potential of combined spectral analyses to compare the behavior of suspended sediment in tidal estuaries throughout the world and to evaluate long-term changes in environmental forcings, especially in a context of global change. The relevance of this approach to compare close and remote systems and to support management strategies is discussed (e.g., selection of effective operation frequencies/regions, prediction of the most affected regions by the implementation of operational management plans).

Graphical Abstract



Keywords: turbidity; time series; estuaries; spectral analysis; discharge-turbidity interaction; tide-turbidity interaction

Highlights:

- First quantification of factors influencing turbidity variability along estuary axis.
- The impact of forcings is classified by the estuarine region and the time scale.
- Two tidal estuaries are compared revealing similar trends in environmental forcing.
- Common patterns on different estuaries throughout the world are highlighted.

1. Introduction

Physical dynamics of estuarine suspended sediments (SS) are complex and strongly variable over time scales ranging from seconds to years. SS distribution in the water column results from the balance between erosion, transport and deposition processes, which are modulated by the combination of multiple controlling forces (Dyer, 1988). Understanding the variability of SS requires a good knowledge of these forcings and of their interactions at all the significant time scales. In tidal estuaries, the analysis of factors influencing fine sediment dynamics is often related to the identification of mechanisms causing turbidity maximum zones (TMZ; Allen et al., 1980; Dyer, 1988; Talke et al., 2009). Subsequently, most works have mainly addressed the response of the TMZs to changes of the main forcings, such as river flow and tidal range (Uncles & Stephens 1993; Fettweis et al., 1998; Grabemann et al., 1997; Uncles et al., 2006; Jalón-Rojas et al., 2015, 2016b).

The identification of environmental forcing factors rarely includes a consistent evaluation of their relative contribution to SS variability that considers the spatial and temporal dimensions. These latter aspects are particularly important as estuaries are dynamic ecosystems where environmental forcings are not in steady state but evolve under the effect of climate change (Pugh, 2004; Alfieri et al., 2015) and human activities (Winterwerp and Wang, 2013; Uncles et al., 2013). Knowing the influence of forcings in different regions of an estuary is imperative to better understand the behavior of these systems, but also to anticipate their response to environmental changes or human interventions. The quantification of the forcings influence with time is a key issue prior to any evaluation of the response of estuarine systems to long-term changes.

Environmental forcings affecting SS in coastal systems are relatively well known. They involve deterministic (tidal cycles, tidal range) and stochastic (river flow, wind, turbulence) components (Schmitt et al., 2008) that result in multiscale, non-stationary and nonlinear dynamics. Quantifying the contribution of each forcing to turbidity variability is then a complex task that has been barely explored, except in the San Francisco Bay and the Blyth Estuary (Schoellhamer et al., 2002; French et al. 2008). In these two cases, Singular Spectrum Analysis (SSA; Schoellhamer, 2001) was applied to high-frequency SS concentration time series, but these analyses were spatially limited to a single cross section of each system. The scarcity of long-term high-frequency time series is probably responsible of the lack of such quantitative analysis. In fact, long-term, multi-site SS monitoring requires substantial effort and is not still very common in estuaries (Jalon-Rojas et al., 2016).

The Gironde and Loire Estuaries are quite unique in having a continuous monitoring of turbidity for about a decade. These macrotidal and highly-turbid estuaries are geographically very close and drain the two main French watersheds to the Bay of Biscay. A well-developed TMZ, characterized by SS concentrations higher than 1 g l^{-1} in surface waters, is a well-known feature in the Loire (Gallene 1974; Jalón-Rojas et al., 2016b) and in the Gironde (Allen and Castaing, 1973; Jalón-

Rojas et al., 2015). Thanks to high frequency monitoring, the SS dynamics are now well documented in these two estuaries, from intratidal to interannual time-scales (Jalón-Rojas et al. 2015, 2016b). The Gironde and the Loire Estuaries are then two excellent natural laboratories to evaluate the relative impact of forcings on SS. Furthermore, the comparison of these two nearby estuaries is of great interest in order to further understand the common behavior of suspended sediments.

The objective of this work is to quantify the impact of environmental forcings on turbidity variability at different timescales in macrotidal estuaries. For this purpose, we combine different spectral methods to analyse the high-frequency multiannual turbidity time series recorded in the Gironde and the Loire estuaries. The specific aim is to estimate and compare the relative contributions of the main identified forcings on turbidity at seasonal and multiannual time scales and in different estuarine regions of these two estuaries. This approach allow: (a) to detail the variability time scales of turbidity beyond the classical qualitative analysis; and (b) to compare patterns in close, but also remote, tidal systems; and (c) to evaluate the consequences of changes in forcings on turbidity variability.

2. The study sites

The Loire and the Gironde are two macrotidal fluvial-estuarine systems located on the Atlantic French coast (Fig. 1). Their main morphological and hydrological characteristics are summarized in Table 1.

With respective surface areas of 635 km² and 102 km², the Gironde and the Loire Estuaries are the two largest French estuaries. The Loire has a single riverine channel showing a funnel-shape in the outer estuary (Fig. 1.A). The mean depth of its navigation channel, which is permanently dredged, is about 5.5 m between Donges and Nantes (Table 1, Cheviet et al., 2002). The Gironde Estuary is funnel-shaped between the mouth and the junction of two tidal rivers (the Garonne and the Dordogne Rivers, Fig. 1.B). Downstream the junction, the estuary has two main channels separated by elongated sand banks and shoals. The left bank channel is permanently dredged for navigation to maintain a minimum depth of 8m at low tide. The right-bank channel evolves naturally and presents a limited mean depth of about 5m.

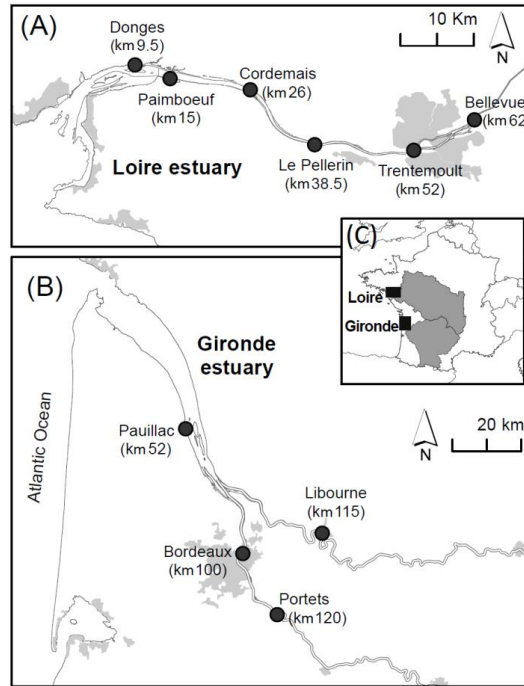


Figure 1. Maps of the (A) Loire and (B) Gironde Estuaries. Black circles locate the measuring stations. Light gray areas show urban zones. (C) Location maps of the two estuaries (Atlantic French coast); gray areas show the respective watersheds. The number in bracket corresponds to the distance, in km, of each station from the mouth.

Tides are semidiurnal and have similar tidal ranges at the two mouths (Table 1). The tidal waves propagate up to 100 km and 180 km from the mouth in the Loire and the Gironde, respectively, where they are completely damped by friction. During their upstream propagation, tides become increasingly asymmetrical (flood shorter than ebb) and the wave is amplified (Allen et al., 1980; Le Hir and Thouvenin, 1994). The highest tidal range, about 6.3 m, is reached between 26 and 52 km (from the mouth) for the Loire (Jalón-Rojas et al., 2016b) and between 100 and 126 km for the Gironde (Castaing et al., 2006) (Table 1). The tidal wave starts to damp around 52 and 130 km (from the mouth) for the Loire and Gironde, respectively.

Characteristic	Loire	Gironde
Length	100 km	180 km
Surface	102 km ²	635 km ²
Channel depth	5.5 m (Donges-Nantes) 14 m (St. Nazaire-Donges)	5 m (Right channel) 8 m (Left channel)
Tidal Range (mouth) ¹		
Mean neap tide ²	2.9 m	2.2 m
Mean spring tide	4.6 m	4.3 m
Maximal tidal wave		
Km from mouth	26 - 52	100-126
Maximum Tidal Range	6.36 m	6.3 m
Watershed		
Surface	118 000 km ²	81 000 km ²
Reservoir total volume	447 hm ³	2167 hm ³
Daily River flow ¹		Garonne (60%)+Dordogne(40%)
Min	103 m ³ s ⁻¹	104 m ³ s ⁻¹
Mean	775 m ³ s ⁻¹	684 m ³ s ⁻¹
Max	3980 m ³ s ⁻¹	4048 m ³ s ⁻¹
Summer-averaged	341 m ³ s ⁻¹	296 m ³ s ⁻¹
Winter-averaged	1389 m ³ s ⁻¹	1003 m ³ s ⁻¹
Annual river flow		
Min	425 m ³ s ⁻¹ (2011)	433 m ³ s ⁻¹ (2011)
Mean	860 m ³ s ⁻¹	680 m ³ s ⁻¹
Max	1128 m ³ s ⁻¹ (2013)	961 m ³ s ⁻¹ (2013)

¹ Values were calculated for the periods corresponding to the time series: from 2005 to 2014 for the Gironde and from 2007 to 2014 for the Loire. Daily river flows are from the French national discharge database.

² Spring and neap tides were defined as the tidal cycles for which tidal range is respectively above the 75th percentile and below the 25th percentile.

Table 1. Main characteristics of the Loire and the Gironde Estuaries.

The Loire and the Gironde drain the two largest French watersheds, covering together one third of the French territory (Figure 1.C, Table 1). The Loire daily-mean discharge is equivalent to the sum of the Garonne and Dordogne inputs to the Gironde (Table 1). In both estuaries the minimum and maximum values are measured during the periods comprised between July-September and December-February, respectively. In addition, the Garonne River has a second period of high river discharge between April and May due to snow melting in the Pyrenees. Over the last decade, the driest and wettest years were 2011 and 2013, respectively. There are water abstractions in both watersheds, particularly to sustain discharge during summer, but the Garonne and the Dordogne

Rivers have the highest number of reservoirs and a storage capacity about five times higher than that of the Loire (Table 1). The variability in hydrology over the last decades is quite similar for the Gironde and the Loire (Chevalier et al., 2014). These watersheds show a trend in decreasing river flow induced by climate change and land use (Boé et al., 2009).

In both systems, the asymmetry of the tidal wave, when propagating upstream, coupled to density residual circulation creates a pronounced TMZ (suspended sediment concentrations $> 1 \text{ g l}^{-1}$, Allen et al., 1980). The Gironde estuary is known for a naturally well-developed TMZ (Castaing and Allen, 1981), even if there is no fully reliable reference state before the 1970's.. For the Loire estuary, there is evidence that its current hyperturbid state was more recently reached, largely due to continuous artificial modifications of its morphology during the last two centuries, which progressively favored the flood-dominant conditions (Winterwerp and Wang, 2013). One could refer to Jalón-Rojas et al., (2015; 2016b) for a detailed description of turbidity and TMZ dynamics from tidal to multi-annual time scales in the Gironde and the Loire estuaries.

3. Materials and Methods

3.1. The monitoring systems

The Loire and the Gironde estuaries have each an automated, high-frequency, long-term monitoring network of water quality, called SYVEL (SYstème de Veille dans l'Estuaire de la Loire) and MAGEST (MArel Gironde ESTuary), respectively. SYVEL includes six stations distributed from the mouth up to 62 km upstream (Figure 1.A). This network was implemented in 2007, except the station of Donges that was added in December 2010. Cordemais station was stopped in December 2011. It must be noted that the station of Paimboeuf is situated in a particularly shallow area, which could introduce a bias in turbidity levels. Implemented in 2005, the MAGEST network consisted initially of four stations: one in the central estuary, one in the Dordogne tidal river and two in the Garonne tidal river (Figure 1.B). Portets station was stopped in January 2012. All the stations measure dissolved oxygen, salinity, temperature and turbidity at 1m below the surface. Except the station of Bellevue in the Loire, the sites are equipped with real-time autonomous monitoring systems (see Etcheber et al., 2011 for details). The turbidity sensor (Endress and Hauser, CUS31-W2A) records values between 0 and 9999 NTU every 10 minutes (60 minutes for Cordemais in the Loire). The saturation value (9999 NTU) corresponds to 5-6 g l^{-1} (Schmidt et al, 2014; GIP Loire Estuaire, 2014). Bellevue station is equipped with a SMATCH multiparameter sensor, whose turbidimeter has the same response than the CUS31-W2A sensor in the 0-2000 NTU range encountered in the upper Loire estuary (Jalón-Rojas et al., 2016b). The time series used in the present work start in January 2005 for the Gironde, and in January 2007 for the Loire. They include data until July 2014 in both systems. The rates of correct operating during these periods were: 71% (Bordeaux), 70% (Portets), 70% (Libourne) and 57% (Pauillac) for the

Gironde; 94.5% (Donges), 80% (Paimboeuf), 80% (Cordomais), 80.5% (Le Pellerin), 84% (Trentemoult) and 90% (Bellevue) for the Loire. Daily river flows of the Loire, Garonne and Dordogne Rivers are provided by the French national discharge database (www.hydro.eaufrance.fr).

3.2. Data treatment: spectral analysis

Turbidity time series were analyzed using the Singular Spectrum Analysis (SSA) combined with the Lomb-Scargle periodogram (LSP) for the multiannual analysis, and by the Continuous Wavelet Transform (CWT) for the seasonal analysis. This strategy is based on a recent work (Jalón-Rojas et al., 2016a) that tested and compared the performance of the different spectral techniques mostly used in coastal research for the analysis of high-frequency, long-term time series of physico-chemical parameters. Using turbidity time series as an example, this work evaluated the limits of each method for different rates and two distributions of missing data, and their capacity to quantify the contribution of environmental forcings to the variability of the studied parameter, among others. Here we describe briefly the different spectral methods applied in this work; see Jalón-Rojas et al. (2016a) for details.

3.2.1. Singular Spectrum Analysis (SSA)

The SSA decomposes time series into a sum of nearly periodic time series, the so-called reconstructed components (RCs) (Vautard et al., 1992; Schoellhamer, 1996). It is based on the principle of sliding a window of width M down a time series to obtain an autocorrelation matrix. Except one or two RCs that have characteristic frequencies higher than M , RCs contains variation in the time series with periodicities between $0.2M$ – M . The contribution of each RC to the variance is given by its corresponding eigenvalues (λ). Most of the variance is contained in the first RCs. The representation of λ in order of decreasing magnitude exhibits a steep initial slope containing the significant components, which is followed by a flatter floor that represents the noise level. The reader is referred to Vautard et al. (1992), Ghuil et al. (2002) and Schoellhamer et al. (2011) for detailed descriptions.

Here we use the algorithm proposed by Schoellhamer (2001) for time series with missing data. SSA recognizes forcings and properly estimates their contribution to the parameters variability even with 70% missing data (Jalón-Rojas et al., 2016a). The contribution of forcings could be slightly underestimated, up to -5%, for shortened time series (Jalón-Rojas et al., 2016a). This potential bias is taken into account for the stations whose time series are the shortest (Donges, Cordemais and Portets).

SSA is applied in two steps. Firstly, SSA is applied to the 10-min time series with a window size of 25-h, i.e., $M=150$ as turbidity is collected every 10 min (except for Cordemais, where $M=25$ since recording time step is 60 min). The result consists of a single RC for the total subtidal variability, and the rest of RCs representing different intratidal time scales. Secondly, SSA is applied to tidally

averaged turbidity time series with a window size of 1250-h ($M=100$, time step of 12.5 hours), obtaining several RCs that contain different subtidal variability time scales. The contributions (λ) to the total variance of RCs from the second step are pondered by the weigh λ of subtidal RC calculated in the first step. The reader is referred to Schoellhamer (2002) for a detailed description of the application of SSA in several time steps.

3.2.2. Lomb-Scargle Periodogram (LSP)

The LSP (Lomb, 1976; Scargle, 1982) decomposes time series into periodicities and identifies the most energetic ones. Based on an harmonic regression, it consists on a least-squares power spectrum that is applicable to irregularly sampled data. LSP was widely promoted by Press et al. (1992), who developed an optimized algorithm. We use the Press's algorithm implemented in MATLAB by Brett Shoelson, which provides significance levels to select the main variability time scales.

The LSP method is able to detect periodical forcings, even with 70% missing data, but is less suitable for evaluating non-periodic factors and long-term trends (Jalón-Rojas et al., 2016a). In addition, it does not allow time-varying analysis. LSP appears then less efficient compared to SSA, but can give complementary information. It is a suited method to calculate the characteristic frequency of the unequally sampled RCs because of its high efficiency with incomplete time series. Furthermore, the power law of the spectrum trend ($E(f) \approx f^{-\beta}$) provides scaling properties of variables (Schmitt et al., 2008; Derot et al., 2015): i.e., the scaling exponent β is equal to 0 for noise, 2 for Brownian motion and 5/3 for turbulence.

3.2.3. The Continuous Wavelet Transform (CWT)

Wavelet spectra consist on time-varying periodograms that provide both the dominant variability time scales and their energetic variability over time. In this work we apply the continuous wavelet transform (CWT) with the Morlet function, which is appropriate for coastal time series (Daebechies, 1992; Farge 1992). The CWT is used to decompose the signal into a weighted sum of small waves that are obtained by translation and dilation of a reference wavelet (the Morlet function in this case). A complete guide on Morlet wavelets and their applications is provided by Torrence and Compo (1998). The main limitation of CWT is the need of regularly sampled data. Therefore it can only be applied to short continuous datasets from the original discontinuous time series. Whereas SSA is advantageous in the quantification of forcings, CWT offers a visual and interpretable representation of their temporal variation. The combination of both methods results on a meaningful method for analysis of continuous datasets (Jalón-Rojas et al., 2016a). Here we use the wavelet algorithm developed and implemented in MATLAB by Grinsted et al. (2004).

4. Results

4.1. Times scales of turbidity variability

Turbidity time series of the Gironde (10-years) and Loire (7-years) Estuaries reveal marked multiscale variability, with ranges of values between 10 and 9999 NTU. When the TMZ is present, tidally averaged turbidity reaches values up to 3500 NTU in the central Gironde estuary (Pauillac) and up to 7500 NTU in its upper reaches (Bordeaux and Libourne). In the Loire, tidally averaged turbidity reaches up to about 3900 NTU (Donges) and 8800 NTU (Cordemais) in the lower and central reaches. In the uppermost stations, it always remains below 3000 NTU, 1550 NTU, and 500 NTU at Le Pellerin, Trentemoult and Bellevue, respectively. Turbidity trends in these two estuaries are described in Jalón-Rojas et al. (2015, 2016b).

In this work, we have selected two time series recorded in the upper Loire (Le Pellerin station) and the upper Gironde (Bordeaux station) in order to illustrate and compare the different scales of variability and their driving factors:

- semidiurnal tidal cycles: turbidity varies during the semidiurnal tide following deposition-resuspension-advection cycles induced by changes in current velocities (Fig. **2.A**, Castaing and Allen, 1981; Grabeman et al., 1989).
- fortnightly tidal cycles: turbidity (values and range) increases from neap to spring tides with increasing currents velocities that favour shear bed stress and vertical mixing (Fig. **2.B**, Allen et al., 1980);
- seasonal timescale: the decreases of river flow, usually in summer, promotes the upstream migration of the TMZ and thus the increase of turbidity in the upper reaches (Fig. **2.C**)
- interannual variability: turbidity is higher during dry years, as in 2011, and lower during wet years, as in 2013. This pattern is common to both estuaries, although less visible in Bordeaux where raw data reach the saturation value even during wet summers (figs. **2.D.I** and **2.D.2**). Higher river flows are more efficient in flushing the TMZ to lower estuarine regions (Jalón-Rojas et al., 2015).

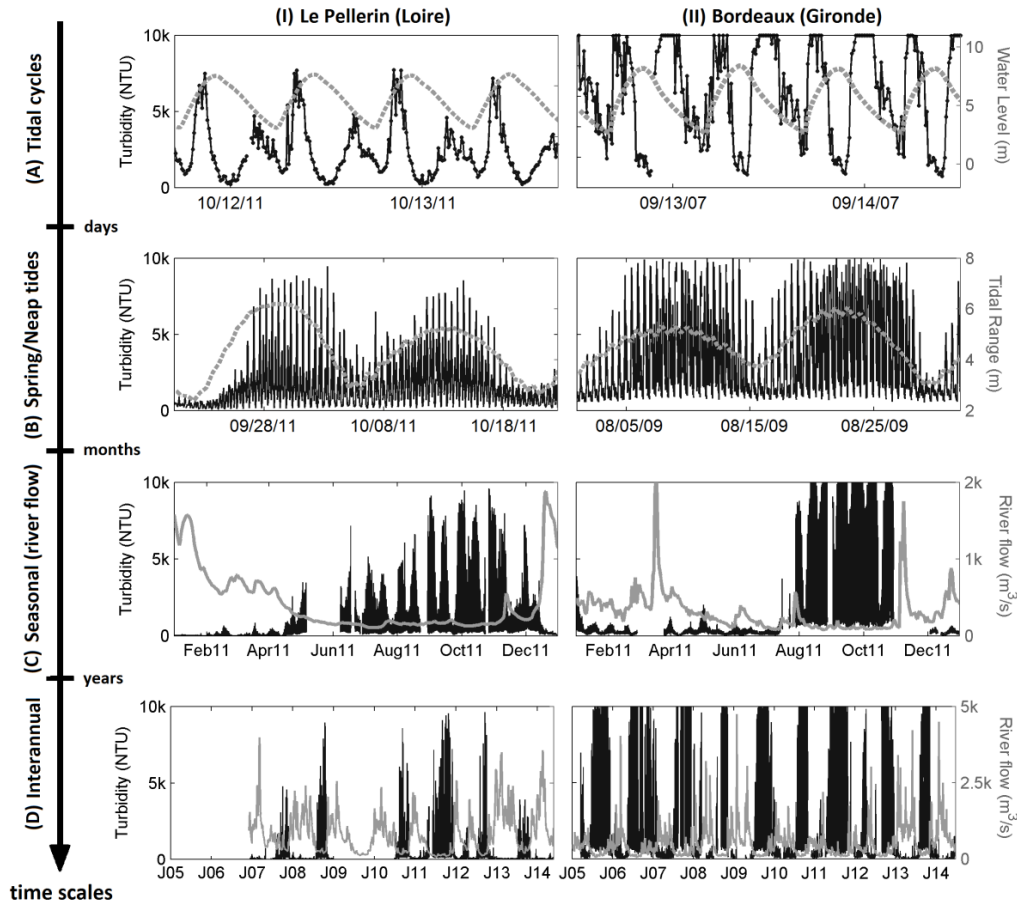


Figure 2. Turbidity (black lines) time series at Le Pellerin (I, Loire) and Bordeaux (II, Gironde). Turbidity time series are detailed considering semidiurnal (A), fortnightly (B) seasonal (C), and multi-annual (D) time scales. For each time scale, turbidity is plotted along with the most relevant driving parameter (water level, tidal range and river flow; gray lines) to highlight changes.

4.2. Spectral quantification of forcings contributions

The simple description of the time series highlights that turbidity varies significantly under the effect of tides and river flow, which appear as the two main factors affecting SS variability in the Gironde and Loire Estuaries. Awkwardly, these two forcings induce turbidity variations of similar order of magnitude: it is then difficult to compare their relative influences in different estuarine regions and between different estuaries only through descriptive methods. The application of SSA to time series allows to characterize all the significant time scales of turbidity variability and the associated forcings in a more rigorous way than that obtained by a qualitative interpretation (Section 4.1 or other studies such as Mitchell et al., 2012). However, the main interest of spectral analyses is to permit the determination of their relative contribution to the total variability. In addition, the Lomb-Scargle periodograms were plotted in order to scale properties of turbidity

though the power spectral slopes and to compare the significant time scales of variability to those obtained from SSA. Figures 3 and 4 illustrate the Lomb Scargle periodogram and the SSA decomposition of the turbidity time series applied to Le Pellerin (Loire Estuary).

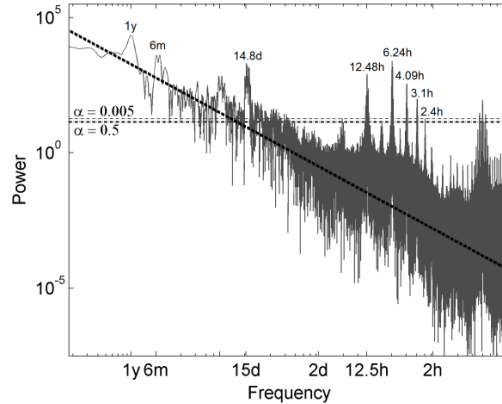


Figure 3. Lomb-Scargle periodogram of the turbidity time series at Le Pellerin (Loire). Horizontal dotted gray lines correspond to the significance levels (α) of 0.005 and 0.5. Dark dotted line represents the power law of turbulence: $E(f) \approx f^{-5/3}$.

Using SSA method, turbidity time series were decomposed into five significant modes (RCs, Fig. 4). Once identified, each RC must be assigned to an environmental forcing. Turbidity modes with variability time scales of 12.4h, 6.21h, 4.09h, 3.1h and 2.48 were grouped in the RC1 which is associated to tidal cycles. Semimonthly and monthly turbidity variability induced by tidal range is represented by RC3 and RC5 respectively. All these periodical frequencies were also identified as significant by the LSP (Figure 3).

Due to their multiscale behavior, RC2 and RC4 modes are more difficult to assign to a specific forcing. The detailed description of turbidity in Section 4.1 suggests river discharge as a key parameter. To verify this hypothesis, SSA was applied to river flow time series. Figure 5 compares RC2 of turbidity with RC1 of river flow (A.1 and B.1) and RC4 of turbidity with RC2 of river flow (A.2 and B.2) for a station of the lower Loire estuary (Paimboeuf, A) and a station of the upper Loire estuary (Le Pellerin, B). This treatment allowed us to assign RC2 to changes in hydrological regime (high/low fluvial discharge): an increase of river flow is accompanied by an increase of turbidity in lower reaches and a decrease in upper reaches. RC4 corresponds to river discharge fluctuations.

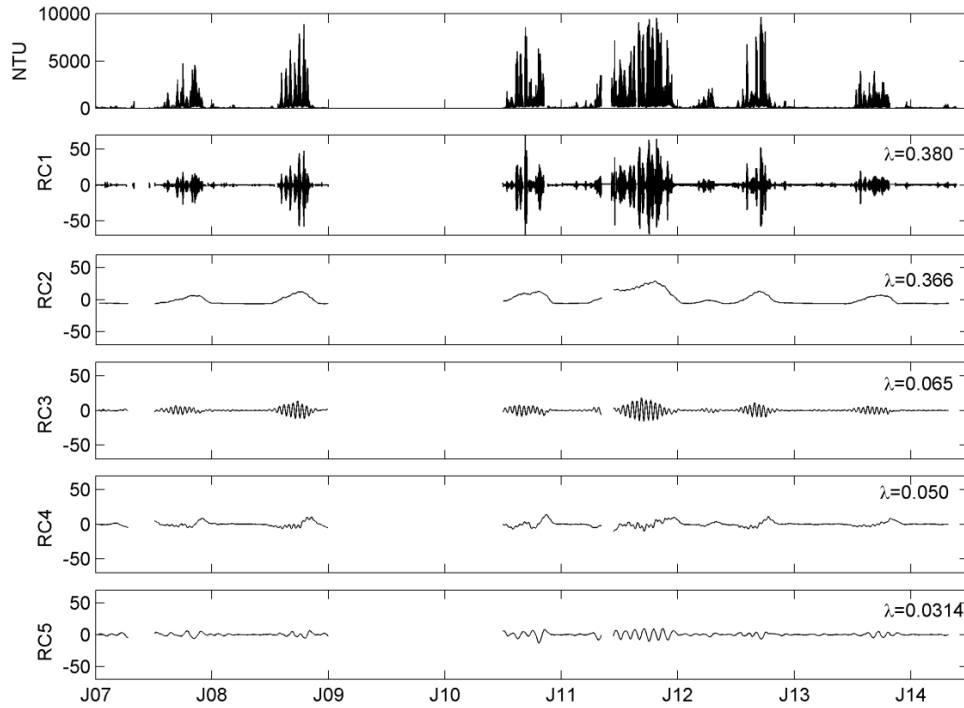


Figure 4. Singular spectrum analysis (SSA) of the turbidity time series at Le Pellerin (Loire, January 2007 - July 2014). Forcings associated to each RC are: tidal cycles (RC1), hydrological regime (RC2), tidal range (semimonthly variability) (RC3), river discharge variability (RC4), and tidal range (monthly variability) (RC5). λ is the contribution of each RC to the total turbidity variability.

As introduced in the method section, a interest of SSA is to permit the estimation of the contribution (λ) of each mode to the total turbidity variance. In the case of Le Pellerin station (Fig. 4), the hydrological regime (RC2) explains 37% of the variance. Together with the contribution of discharge variability (RC4, 5%), river flow contains 42% of the turbidity variance, being the main forcing at this station, located in the upper Loire estuary. Tidal cycles (RC1) contribute to 38% of the turbidity variance at Le Pellerin. Tidal range represents only 9.5% of the variability at the semimonthly (RC3; 6.5%) and monthly (RC5; 3%) time scales. The five significant modes contain 89.5% of the variance. The Lomb-Scargle periodogram follows a power law curve (Figure 3), whose slope corresponds to the passive scalar of turbulence ($\beta=5/3$). This reveals the turbulent-like behavior of turbidity on time scales ranging from 10 min to 1 year as previously reported by Schmitt (2008). This turbulent behavior is observed at all the stations in both systems (see the LSP of the turbidity time series of Bordeaux in Jalón-Rojas et al., 2016a). This observation suggests that the part of the remaining variance (10.5%) not explained by SSA, might be explained by turbulence together with other unquantifiable processes such as wind, boat traffic. As described above and in section 3.2, spectral analyses were applied to each turbidity times series recorded in the Gironde and the Loire estuaries. We do not intend to present in details

the results of each station, that are comparable to those presented for Le Pellerin. The following discussion is focused on the synthesis of these analyses, whose objective is to compare the relative contributions of the main forcing: (a) at seasonal and multiannual time scales; and (b) in different regions of these two estuaries.

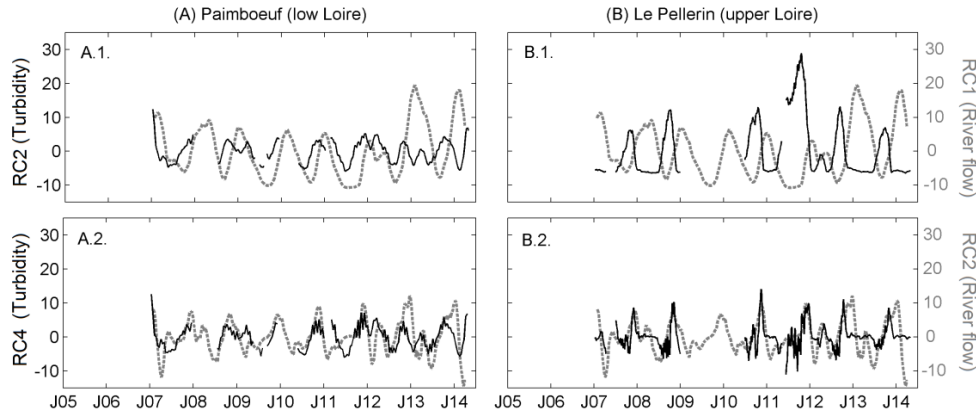


Figure 5. Comparison of RC1 (A.1, B.1) and RC5 (A.2, B.2) turbidity modes (black lines) with RC1 and RC2 river flow modes (dashed gray lines) at: (A) Paimboeuf (lower Loire estuary); (B) Le Pellerin (upper Loire estuary).

5. Discussion

5.1. Multiannual influence of environmental forcings

Not surprisingly, tidal cycles, tidal range and river flow contribute to turbidity variability in the two estuaries of the north Atlantic coast. To deepen the understanding of this dynamic, SSA results are now discussed to test our working hypothesis that their degree of influence varies depending on the considered timescales and estuarine region. First, the relative contributions of forcings at each station of the Loire and the Gironde Estuaries are detailed on multiannual time scale (Fig. 6.A and 6.B). In order to compare the two systems, forcing contributions are also represented as a function of the distance from the mouth normalized by the total length of the estuary ($\overline{Position}$, Fig. 6.C).

Except for Paimboeuf, the influence of tidal cycles decreases up-estuary in both estuaries. The singularity at Paimboeuf could be explained by its location in shallower water, which exacerbates the change in SS due to resuspension and deposition cycles. The total contribution of tidal cycles to turbidity variability is 50% in the lower Loire (Donges), 45% in the central Loire (Cordemais) and 37% in the central Gironde (Pauillac). In the upstream sections, it decreases to 38% at Le Pellerin and to 32-34% at Trentemoult, Bordeaux and Portets. The lowest values are reached at Bellevue (29%) and Libourne (26%).

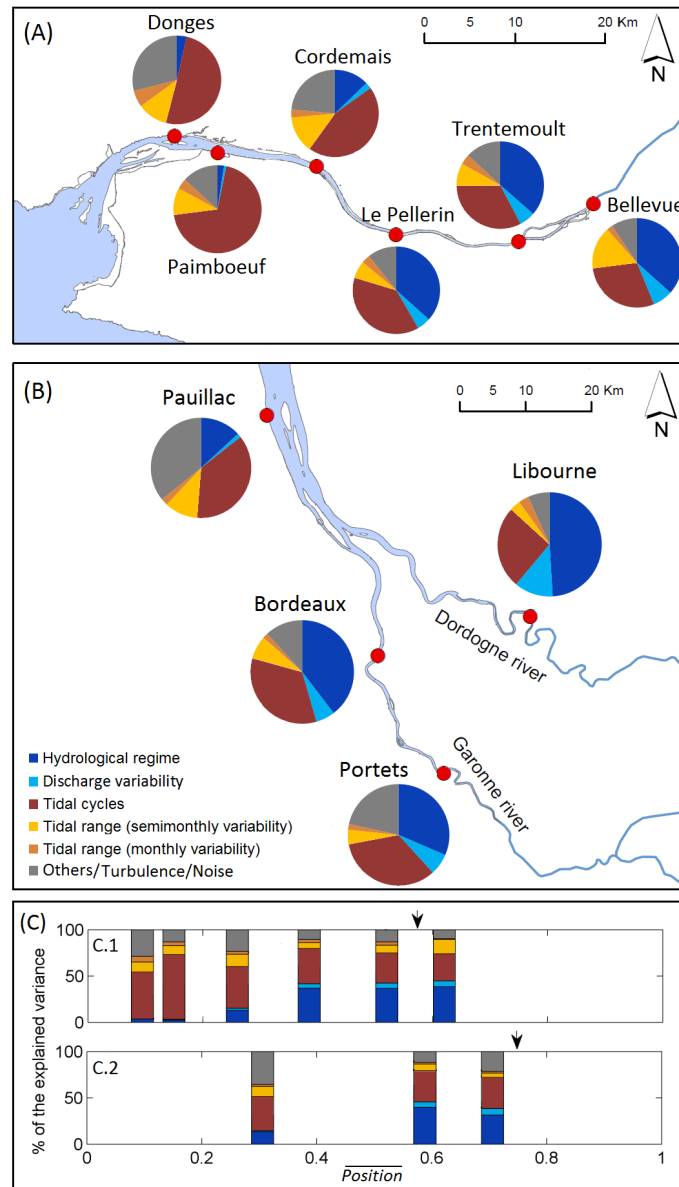


Figure 6. Contribution (%) of each forcing to turbidity variability, estimated from the application of SSA to time series of the Loire (A, C.1) and Gironde (B, C.2) Estuaries. In (C) the distance from the mouth of each station is normalized by the total length of the corresponding estuary (**Position**) and only the best documented axis of the Gironde (Gironde-Garonne tidal river) is plotted. Arrows indicate the region where tidal range begins to decrease.

On the opposite, the hydrological regime exerts a noticeable higher influence in the upper estuaries. In the Loire, its contribution to the total turbidity variability increases from 2.5% at Donges to 13% at Cordemais, and to about 36% in the three uppermost stations. The Gironde shows similar trends with 13% in the central estuary (Pauillac) and 40% in the tidal Garonne River (Bordeaux). The influence of this forcing in the tidal Dordogne River is even larger (49%). In fact, the ratio of

mean turbidity between periods of low (August) and high river (February) discharges is the highest at Libourne (54) compared to Portets (24) and Bordeaux (8) (Jalón-Rojas et al., 2015). Undetectable at Donges, the influence of river discharge variability, although modest, also increases toward upstream from 1-3% in the central estuaries (Pauillac and Cordemais), to 5-7% in the upper station of the Loire and the Garonne and 12% at Libourne.

Tidal range influence is almost constant along the two estuaries. There is a slight decreasing tendency up-estuary, as observed for tidal cycles, at the opposite to the river flow. Its contribution to turbidity variability is between 13% and 17% in the lower estuaries. In the fluvial Gironde Estuary, it decreases to 9% at Bordeaux and to 6.5% at Portets and Libourne. In the upper Loire, tidal range explains 9.5% at Le Pellerin, but increases slightly in the uppermost stations, particularly at Bellevue (17.5%). This result agrees with the fact that differences of mean turbidity during spring and neap tides are higher at Bellevue (3.6%) than at Le Pellerin (2.2%) during periods of low discharge (Fig. 5 in Jalón-Rojas et al., 2016b). Bellevue is situated in the region where tidal range decays (Figure 6.C.1) and downstream of the TMZ core. Here the availability of sediments depends of the high amounts of sediments that are resuspended during spring tides in the TMZ core and subsequently upstream advected (Fig. 3 in Jalón-Rojas et al., 2016b): tidal range is then an important forcing in this region.

The contributions of river discharge and tides (including tidal cycles and tidal range) to turbidity variability are compared along the longitudinal estuarine axis (Fig. 7). Approximately in the first seaward third of the two estuaries ($\overline{Position} < 0.35$), river discharge contribution increases from about 3% to 42% (Fig. 7.A), and that of tides decreases from about 68% to 47% (Fig. 7.B). In the second third of the estuary ($0.35 < \overline{Position} < 0.7$), both forcings exhibit a similar and almost constant influence. The Gironde and the Loire show a similar present-day tendency, despite the particularities of these two nearby estuaries: two riverine channels in the Gironde, continuous interventions in the Loire's morphology during the last century, and more water storage in the Gironde.

Only two other studies evaluated the influence of environmental forcings on SS through the SSA of high-frequency time series acquired in the San Francisco Bay-Delta Estuary (USA, Schoellhamer, 2002) and in the Blyth Estuary (UK; French et al. 2008). At the difference of the Gironde and the Loire, the San Francisco Bay and the Blyth are mesotidal estuaries with mean spring tides of about 2 m. The San Francisco Bay has a mean-annual river flow of $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ equivalent to the two French estuaries (Table 1). By contrast, freshwater inflow of Blyth Estuary is drastically lower ($0.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The contributions of tides and river flow on SS concentrations variability were added in Figure 7, in order to compare these four different estuaries. The influence of both factors in San Francisco Bay agrees with the tendency observed in the Loire and Gironde. However, contrary to the Gironde and the Loire, most of the tidal contribution corresponds to tidal range variability (40% compared with 24% of tidal cycles). This could be explained by the duration of slack waters

that varies with the spring-neap cycle in the lower San Francisco Bay (Shoellhamer, 1996, 2001): it is only a few minutes long during spring tides, which is insufficient for a complete deposition of sediments. Consequently, in San Francisco Bay there is no important turbidity variability during the semidiurnal tidal cycle at spring tides, and the tidal range exerts a higher influence on turbidity variability. The lower Blyth Estuary also shows a tidal contribution in agreement with the tendency displayed by the Gironde and the Loire (Fig. 7.B), with a higher contribution of tidal cycles (38.5%) compared to tidal range (28%) (French et al., 2008). However, there is no impact of river discharge due to its negligible level.

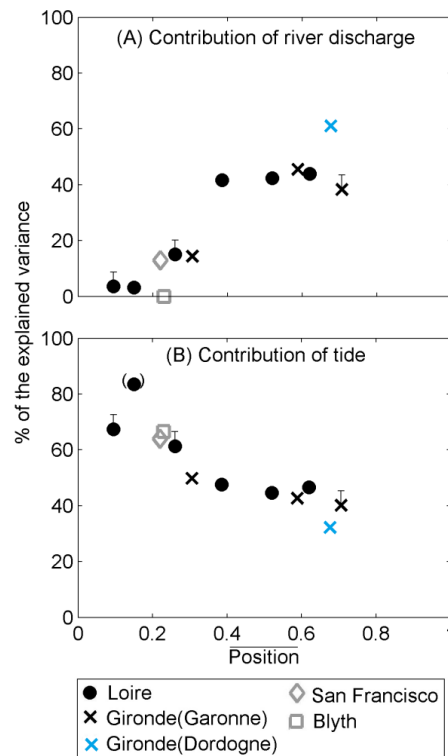


Figure 7. Total contributions of river discharge (A, RC1+RC5) and tides (B, RC2+RC3+RC4+RC6) to turbidity variability for the Loire (black circles) and the Gironde (black cross) Estuaries. Blue cross represents the station of Libourne (Dordogne River). The parentheses in (B) indicate a possible bias of this value due to the particular location of this station in shallower waters. Error bars are plotted to take into account a potential underestimation in the case of shorter time series (Section 3.2.1). Data from the San Francisco Bay (gray diamonds, Schoellhamer, 2002) and the Blyth Estuary (gray squares, French et al., 2008) are plotted for comparison.

5.2. Seasonal changes in forcings influence

RCs time series highlight that the energy of signal oscillation varies over time (e.g. Fig. 4). For example at Le Pellerin, the modes associated to tidal cycles show seasonal variation of energy. This

implies that the relative influence of forcings can also vary over time. To investigate more in detail such seasonal changes, we applied the Continuous Wavelet Transform (CWT) combined with SSA to raw datasets of almost continuous turbidity data containing a period of low discharge ($\text{period}_{\text{LD}}$) followed by a period of high discharge ($\text{period}_{\text{HD}}$). Figures 8 and 9 illustrate this analysis for datasets of almost 3 months at the lower and upper estuarine regions of the Gironde and the Loire respectively. Wavelet spectrograms evidence that the main variability time scales (associated to tidal cycles and tidal range) have the same temporal evolution of energy during $\text{period}_{\text{LD}}$ and $\text{period}_{\text{HD}}$ in the lower Gironde (Pauillac station, Fig. 8.B.I) and Loire (Donges station, Fig. 9.B.I). Therefore, the influence of these forcings does not seem to depend on river flow intensity in these regions. On the opposite, there is a clear difference on energy between $\text{period}_{\text{LD}}$ and $\text{period}_{\text{HD}}$ in the upper Gironde (Fig. 8.B.II) and Loire (Fig. 9.B.II): tidal cycles and range have a lower influence during $\text{period}_{\text{HD}}$. The comparison of the spectrograms reveals that, at an intratidal time scale, turbidity varies mainly at a semidiurnal time scales in the lower Gironde (Fig. 8.B.I) and Loire (Fig. 9.B.I), whereas the importance of other tidal scales is higher in the upper regions of both estuaries (Fig. 8.B.II and Fig. 9.B.II).

To quantify the weight of forcings on turbidity variability during $\text{period}_{\text{HD}}$ and $\text{period}_{\text{LD}}$, SSA was applied independently to each period to remove the influence of “hydrological regime”. The cut-off point between $\text{period}_{\text{HD}}$ and $\text{period}_{\text{LD}}$ was defined from the wavelet spectrograms of the upper stations, at the moment where energy patterns begin to change. This analysis also allows for further discussing the relative importance of the short-term time scales. SSA demonstrates once again that the forcings influence on turbidity is roughly constant in the lower Gironde (Fig. 8.C.I) and Loire (Fig. 9.C.I). Both $\text{period}_{\text{LD}}$ and $\text{period}_{\text{HD}}$ exhibit a very similar contribution of tidal cycles (44-42% at Pauillac and 56-62% at Donges) and tidal range (23-26% at Pauillac and 26-33% at Donges). Tidal cycles induce dominantly semidiurnal turbidity variability. In the upper estuaries (Fig. 8.C.II and Fig. 9.C.II), forcings influence is completely different between contrasted hydrological periods. While tidal range is the main subtidal forcing during $\text{period}_{\text{LD}}$, river discharge explains the subtidal variability during $\text{period}_{\text{HD}}$. In these examples, the subtidal RC of $\text{period}_{\text{LD}}$ shows a predominant frequency of 15 days, but also other minor variability frequencies related to river flow since the first small floods were occurring, in particular in Trentemoult (Fig. 9.C.II). Such cyclic changes in tide to river dominance were also described in term of energy by Zhang et al. (2016) for the Yangtze Estuary. Concerning the different time scales of turbidity variability due to of tidal cycles, it is noticeable that there is a higher variability at 6.24 h, but only during $\text{period}_{\text{LD}}$. The RCs corresponding to 6.24 h show variability peaks at the resuspension phases, slightly higher during flood, suggesting that the core of the TMZ core is centered at these stations.

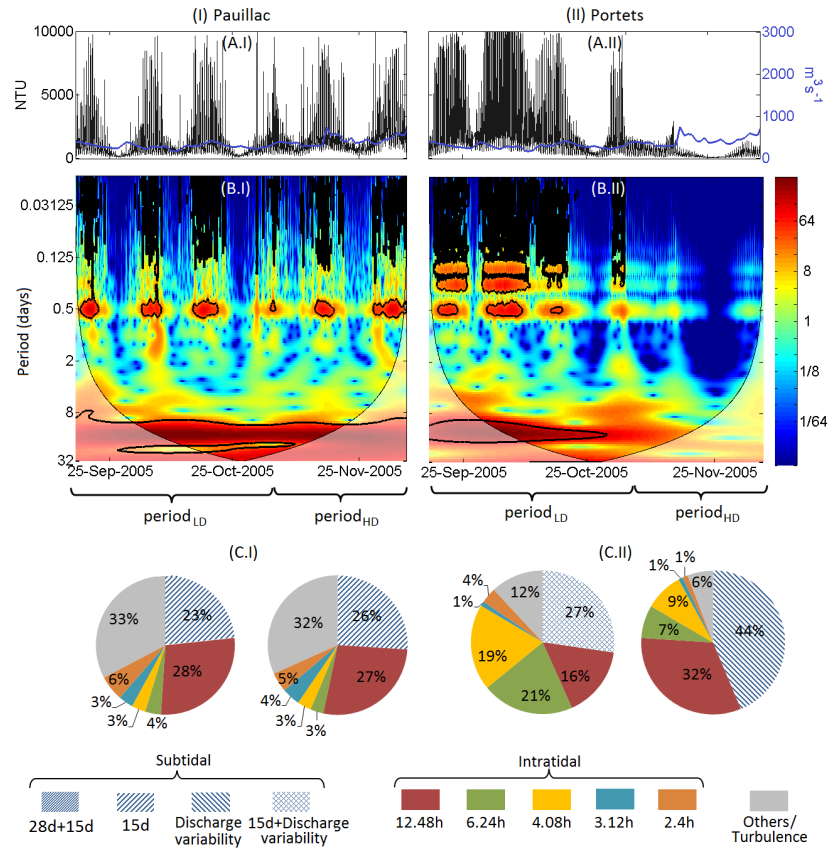


Figure 8. (A) Times series of turbidity (black) and river flow (gray) from 16 September to 6 December 2005 at Pauillac (A.I, central Gironde Estuary) and Portets (A.II, upper Gironde Estuary). (B) Corresponding continuous wavelet spectrum of turbidity normalized by the variance (color bar). The thick black contour designates the 5% significance level against red noise. The cone of influence (COI), where edge effects might distort the picture, is shown as a lighter shade. (C) Contribution (%) of the different time scales to the turbidity variability (λ), calculated from SSA for periods of low and high river discharge. Note that SSA does not differentiate the contribution river flow and spring/neap tidal cycles for 3-month time series.

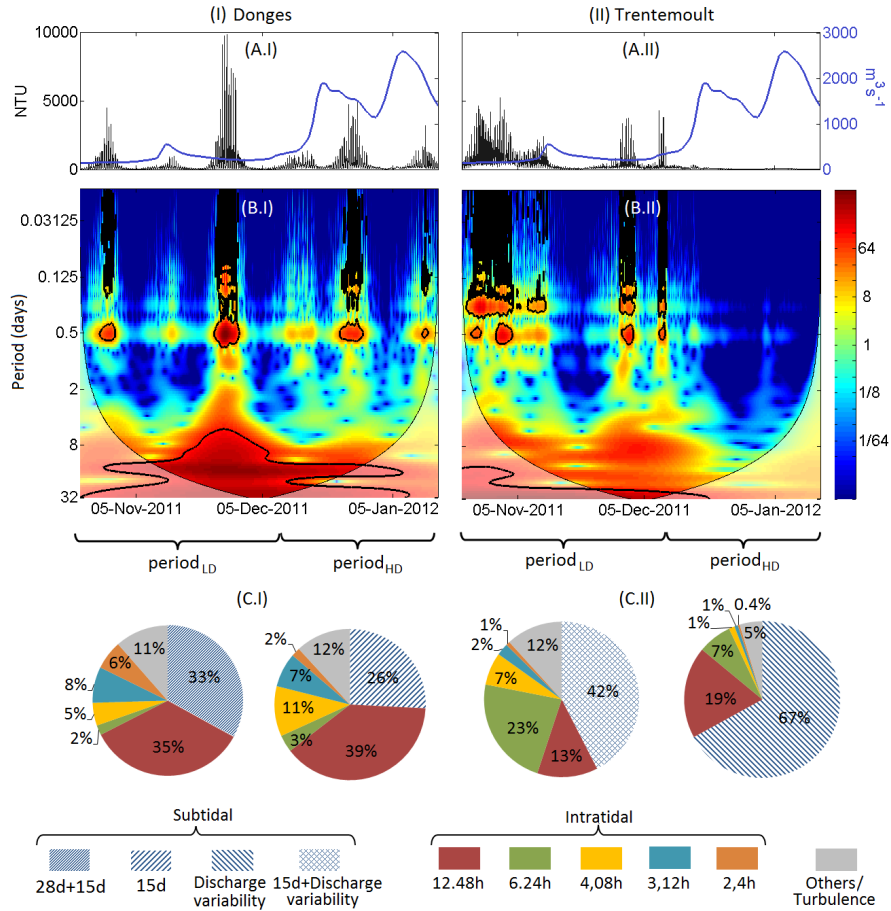


Figure 9. (A) Times series of turbidity (black) and river flow (gray) from 22 October 2011 to 15 January 2012 at Donges (A.I, lower Loire Estuary) and Trentemoult (A.II, upper Loire Estuary). (B) Corresponding continuous wavelet spectrum of turbidity normalized by the variance (color bar). The thick black contour designates the 5% significance level against red noise. The cone of influence (COI), where edge effects might distort the picture, is shown as a lighter shade. (C) Contribution (%) of the different time scales to the turbidity variability (λ), calculated from SSA for periods of low and high river discharge. Note that SSA does not differentiate the contribution river flow and spring/neap tidal cycles for 3-month time series.

5.3. Grading the impact of main environmental forcings

This work suggests common patterns in forcings impacts on turbidity variability along tidal estuaries. Such impacts can be classified by estuarine region (lower and upper estuary) and time scale (multiannual and seasonal) (Table 2). On multiannual time scale, turbidity variability in the lower estuary is dominated by tidal cycles (up to 50%), followed by tidal range and then river flow. This region preserves also this classification on the seasonal time scale regardless the range of river discharge. The only difference is that river flow exerts a negligible influence at seasonal time scales as hydrological regime, able to shift the position of the TMZ, are no considered. By contrast, the upper estuary exhibits different patterns depending on the considered time scale. On multiannual

scale, turbidity variability is dominated by river flow (41-49%), followed by tidal cycles and tidal range. This pattern is the same for periods of high river flow on seasonal time scales. Even if the hydrological regime is not considered, river flow dominates turbidity variability in upper reaches during wet periods. In contrast, during periods of low river discharge, the upper estuary shows the same trends as observed in the lower estuary since it is dominated by tidal cycles.

		Lower- estuary (first third)	Upper- estuaries (second third)	
Seasonal	Multiannual	Tidal cycles	37-50% +++	29-38% ++
		Tidal range	13-17% ++	10-18% +
		River flow	3-15% +	42-49% +++
		Others/ Turbulence/ Noise	25-36% ++	7-13% +
		Tidal cycles	+++	++
	High discharge	Tidal range	++	+
		River flow	0	+++
		Others/ Turbulence/ Noise	++	+
		Tidal cycles	+++	+++
		Low discharge	Tidal range	++
River flow	0		+	
Others/ Turbulence/ Noise	++		++	

Table 2. Classification of forcings impact on multiannual and seasonal scales. Symbols represent the influence of forcings from negligible (0) to high (+++).

5.4 Implication for management strategies

The management of estuaries present common problems related to dredging, engineering works, port and industry development, water quality, regulation of incoming river flow, etc. (Mitchell et

al., 2013). A good knowledge of environmental forcings and of their relative influence is required for management strategies that envisage modifications of such forcings. For example, the low-water management plan in the tidal Garonne river aims to sustain the discharge through the release of stored water in upstream dams during severe low discharge periods in order to limit turbidity and deoxygenation (Schmidt et al., in revision). The present work demonstrates that the impact of such approach will be restricted to the landward reaches up to a distance of around two thirds of the estuary length, where river flow has a significant influence (Fig. 6; Table 2). In addition, if these releases occur only occasionally, it is likely that their effects would be very limited, even null, as shown during period_{LD} at Trentemoult where the small flash flood exerted a low influence (Fig. 9.C.II). To obtain significant effects on water quality and to decrease turbidity significantly in the upper estuary, the frequency of water releases should be sustained during seasons of low river flow. This would reduce the variability due to hydrological regime that, together with discharge variations, influences over 40% of total turbidity variability.

Forcings could be also modified by meteorological and climatological variations (Robins et al., 2016). According to IPCC (2013), climate change is expected to significantly modify mean sea levels, storms, river discharges and sediment supply in estuaries by 2050. These effects result, among others, in tidal modifications and morphological adjustments that in turn influence tidal propagation (Friedrichs and Aubrey, 1988; Chernetsky et al, 2010). The impact of climate change at regional scales is currently a work in progress. In the case of the Loire and Garonne watershed, a decrease in mean river discharges, particularly during summer and fall, is predicted for the middle of the 21st century (Boé et al., 2009). This could introduce to a change of forcings weights: the patterns found for low river discharge periods at upper reaches (Fig. 8.II and 9.II, Table 2) will be more persistent over year. Tides will become the dominant forcings during more time at the expenses of river flow, which will favor the upstream transport of suspended sediments. This can in turn have repercussions for management operations, such as dredging. Just as lower reaches must be dredged throughout the year, the frequency of dredging at upper reaches will increase and even the uppermost limit of dredging could be displaced up-estuary.

Given that forcings, and therefore their impact on suspended sediments, can evolve under the effect of climate change and human interventions, indicators of such evolution are essential. The application of this methodology to future long-term high-frequency time series could allow the evaluation of such evolution. Therefore, we propose the use of the relative contributions of forcings to the variability of physical parameters, such as turbidity, as an indicator of long-term changes of forcings and their impact on such parameters.

5. Conclusions

The relative influence of environmental forcings affecting suspended sediments was evaluated and compared along two nearby, macrotidal, hyper-turbid estuaries: the Gironde and the Loire (west France). For this purpose, Singular Spectrum Analyses, combined with the Lomb-Scargle periodogram and the Wavelet Transform, were applied to the high-frequency, multiannual time series recorded by automated monitoring networks. Six environmental forcings controlling turbidity variability were identified and subsequently grouped in four categories: river flow (hydrological regime and discharge variability); tidal range (semimonthly and monthly tidal cycles); tidal cycles, and turbulence.

The impact of these forcings on turbidity variability varies along the estuarine axis and between the multiannual and seasonal time scales, exhibiting similar trends in the two estuaries. On multiannual time scale, the influence of river discharge increases toward upstream, from about 3% to 42-49%. In contrast, the contribution of tidal factors decreases up-estuary, from about 50% to 20% in the case of tidal cycles (from 15% to 6% for tidal range).

On seasonal time scale, turbidity in the lower estuary is dominated by tidal cycles, which explain 60% of turbidity variability, followed by tidal range and river flow. This pattern remains constant during both periods of high and low river discharge. By contrast, the dominant forcing at the upper estuary is tidal cycles during periods of low river discharge (explaining 50-60% of the turbidity variability), and river flow during periods of high river discharge (explaining up to about 70% of the turbidity variability).

This work has demonstrated that the evaluation of the forcings impact is an interesting tool to compare different estuaries throughout the world, in order to better understand their behavior and the common processes. The San Francisco Bay (USA) and the Blyth Estuary (UK) also showed a similar tidal contribution to the turbidity variability in lower reaches as that observed in the French estuaries. However, the tidal range has a higher influence than the tidal cycles in the San Francisco Bay due to a local characteristic, i.e., the dependence of water slack durations on tidal range. The impact of river flow at the lower San Francisco Bay also is in concordance with the Gironde and Loire as the three systems have river discharges of the same order of magnitude. This suggests common patterns in the global influence of forcings on turbidity variability at lower reaches of estuaries dominated by both tides and river flow.

In a context of global change, identifying forcings affecting turbidity is not sufficient: the contribution of forcings to turbidity variability is also required. We propose that relative forcings contribution can be an appropriate indicator to quantify the long-term changes of forcings and their impact of suspended sediment. All this shows that the continuous record of turbidity in estuaries is recommended not only to evaluate the long-term variability of suspended sediment concentrations but also to quantify the weight of different environmental forcings on such

variability. Others potential applications of the quantification and classification of forcings impact in environmental management include: forecast of future dredging strategies, prediction of the most affected estuarine region by climate change or by an operation as stored water release, estimation of the most appropriate frequencies for executing such water discharge, among others.

Acknowledgements

I. Jalón-Rojas thanks the Agence de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) and the Aquitaine Region for the financial support of her PhD grant. Authors gratefully acknowledge the MAGEST Consortium and the Groupement d'intérêt publique (GIP) Loire Estuary for providing turbidity time series.

We address our sincere thanks to the three reviewers who help us to improve this article.

References

- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G., 2015. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2247–2260. doi:10.5194/hess-19-2247-2015
- Allen, G.P., Castaing, P., 1973. Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf. *Mar. Geol.* 14, 47–53.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sediment. Geol.* 26, 69–90.
- Boé, J., Terray, L., Martin, E., Habets, F., 2009. Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resour. Res.* 45, W08426. doi:10.1029/2008WR007437
- Castaing, P., Allen, G.P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France. *Mar. Geol.* 40, 101–118.
- Castaing, P., Etcheber, H., Sottolichio, A., Cappe, R., 2006. Evaluation de l'évolution hydrodologique et sédimentaire du système Garonne-Dordogne-Gironde. Tech. rep., Rapport Agence de l'eau Adour-Garonne – Université de Bordeaux.
- Chernetsky, A.S., Schuttelaars, H.M., Talke, S.A., 2010. The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries. *Ocean Dyn.* 60, 1219–1241. doi:10.1007/s10236-010-0329-8
- Chevalier, L., Laignel, B., Massei, N., Munier, S., Becker, M., Turki, I., Coynel, A., Cazenave, A., 2013. Hydrological variability of major French rivers over recent decades, assessed from gauging station and GRACE observations. *Hydrol. Sci. J.* 59, 1844–1855. doi:10.1080/02626667.2013.866708
- Cheviet, C., Violeau, D., Guesmia, M., 2002. Numerical simulation of cohesive sediment transport in the Loire estuary with a three-dimensional model including new parameterisations, in: Winterwerp, J.C., Kranenburg, C. (Eds.), *Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment*. Elsevier B.V., pp. 529–543.
- Daubechies, I., 1992. Ten Lectures on Wavelets, in: *IEEE Symposium on ComputerBased Medical Systems*. p. 357. doi:10.1137/1.9781611970104
- Derot, J., Schmitt, F.G., Gentilhomme, V., Zongo, S.B., 2015. Long-term high frequency phytoplankton dynamics, recorded from a coastal water autonomous measurement system in the eastern English Channel. *Cont. Shelf Res.* 109, 210–221. doi:10.1016/j.csr.2015.09.015
- Dyer, K.R., 1988. Fine sediment particle transport in estuaries, in: Dronkers, J., van Leussen, W. (Eds.), *Physical Process in Estuaries*. Springer-Verlag, pp. 427–445.

- Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Maneux, E., Chabaux, G., Escalier, J.M., Wennekes, H., Derriennic, H., Schmeltz, M., Quémener, L., Repecaud, M., Woerther, P., Castaing, P., 2011. Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring programme in the Gironde fluvial-estuarine system. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 831–840. doi:10.5194/hess-15-831-2011
- Farge, M., 1992. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 24, 395. doi:10.1146/annurev.fluid.24.1.395
- Fettweis, M., Monbaliu, J., Baeye, M., Nechad, B., Van den Eynde, D., 2012. Weather and climate induced spatial variability of surface suspended particulate matter concentration in the North Sea and the English Channel. *Methods Oceanogr.* 3-4, 25–39. doi:10.1016/j.mio.2012.11.001
- French, J.R., Burningham, H., Benson, T., 2008. Tidal and Meteorological Forcing of Suspended Sediment Flux in a Muddy Mesotidal Estuary. *Estuaries and Coasts* 31, 843–859. doi:10.1007/s12237-008-9072-5
- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 27, 521–545. doi:10.1016/0272-7714(88)90082-0
- Gallenne, B., 1974. Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire. Etude de la crème de vase. University of Nantes.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.* 40, 1003. doi:10.1029/2000RG000092
- GIP Groupement d'Intérêt Publique Loire Estuaire, 2014. La dynamique du bouchon vaseux; Fiche L1.E2. GIP Loire Estuaire, Nantes, France.
- Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997. Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 45, 235–246. doi:10.1006/ecss.1996.0178
- Grinsted, a., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process. Geophys.* 11, 561–566. doi:10.5194/npg-11-561-2004
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. T.F. Stocker (Ed.) et al., Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2016a. Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses. *Limnol. Oceanogr. Methods*. (Accepted 18/02/2016)

- Jalón-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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2805–2819. doi:10.5194/hess-19-2805-2015
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., Bertier, C., 2016b. Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network. *Cont. Shelf Res.* 117, 1–11. doi:10.1016/j.csr.2016.01.017
- Le Hir, P., Thouvenin, B., 1994. Mathematical modelling of cohesive transport and particulate contaminants transport in the Loire estuary, in: Dyer, K.R., Orth, R.J. (Eds.), *Changes in Fluxes in Estuaries: Implications from Science to Management*. Olsen & Olsen, pp. 71–78.
- Lomb, N.R., 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys. Space Sci.* 39, 447–462. doi:10.1007/BF00648343
- Mitchell S.B., Uncles R.J., Akesson L. 2012. Observations of turbidity in the Thames estuary. *Water and Environment Journal* 26, 511-520.
- Mitchell, S.B., Uncles, R.J., 2013. Estuarine sediments in macrotidal estuaries: Future research requirements and management challenges. *Ocean Coast. Manag.* 79, 97–100. doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.007
- Press, W.H., Teukolsky, S., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. *Numerical recipes in Fortran 77: the art of scientific computing*, Book. doi:10.1016/0378-4754(93)90043-T
- Pugh, D., 2004. *Changing Sea Levels: Effects of Tides, Weather and Climate*. Cambridge University Press.
- Robins, P.E., Skov, M.W., Lewis, M.J., Giménez, L., Davies, A.G., Malham, S.K., Neill, S.P., McDonald, J.E., Whitton, T.A., Jackson, S.E., Jago, C.F., 2016. Impact of climate change on UK estuaries: A review of past trends and potential projections. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 169, 119–135. doi:10.1016/j.ecss.2015.12.016
- Scargle, J.D., 1982. *Studies in Astronomical Time-Series Analysis .2. Statistical Aspects of Spectral-Analysis of Unevenly Spaced Data*. *Astrophys. J.* 263, 835–853. doi:10.1086/160554
- Schmidt S., Bernard C., Escalier J.-M., Etcheber E., Lamouroux M. (in revision) Assessing and managing the risks of hypoxia in transitional waters: a case study in the tidal Garonne River (South-West France). *Environmental Science and Pollution Research*.
- 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, in: *ISOBAY 2014, abstract book*, p. 17.
- Schmitt, F.G., 2008. Relating Lagrangian passive scalar scaling exponents to Eulerian scaling exponents in turbulence. *Eur. Phys. J. B* 48.

- Schmitt, F.G., Dur, G., Souissi, S., Brizard-Zongo, S., 2008. Statistical properties of turbidity, oxygen and pH fluctuations in the Seine river estuary (France). *Phys. A Stat. Mech. its Appl.* 387, 6613–6623. doi:10.1016/j.physa.2008.08.026
- Schoellhamer, D.H., 2002. Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA. *Cont. Shelf Res.* 22, 1857–1866. doi:10.1016/S0278-4343(02)00042-0
- Schoellhamer, D.H., 2001. Singular spectrum analysis for time series with missing data. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3187–3190.
- Schoellhamer, D.H., 1996. Factors affecting suspended-solids concentrations in South San Francisco Bay, California. *J. Geophys. Res.* 101, 87–95.
- Talke, S.A., de Swart, H.E., Schuttelaars, H.M., 2009. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. *Cont. Shelf Res.* 29, 119–135. doi:10.1016/j.csr.2007.09.002
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993. The Freshwater-Saltwater Interface and Its Relationship to the Turbidity Maximum in the Tamar Estuary, United Kingdom. *Estuaries.* doi:10.2307/1352770
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Harris, C., 2013. Towards predicting the influence of freshwater abstractions on the hydrodynamics and sediment transport of a small, strongly tidal estuary: The Devonshire Avon. *Ocean Coast. Manag.* 79, 83–96. doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.006
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Law, D.J., 2006. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Flocs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 67, 30–52. doi:10.1016/j.ecss.2005.10.013
- Vautard, R., Yiou, P., Ghil, M., 1992. Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Phys. D* 58, 95–126.
- Winterwerp, J.C., Wang, Z.B., 2013. Man-induced regime shifts in small estuaries—I: theory. *Ocean Dyn.* 63, 1279–1292. doi:10.1007/s10236-013-0662-9
- Zhang, M., Townend, I., Zhou, Y., Cai, H., 2016. Seasonal variation of river and tide energy in the Yangtze estuary, China. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 98–116. doi:10.1002/esp.3790

4.2 Conclusions

L'application des méthodes spectrales aux séries temporelles de turbidité des estuaires de la Gironde et de la Loire a permis de déterminer toutes les échelles significatives de variabilité de ce paramètre d'une manière plus rigoureuse qu'à partir des méthodes qualitatives. L'importance relative des échelles de variabilité a été associée aux différents forçages environnementaux prenant comme hypothèse que les différentes contributions de ces forçages sont séparés en échelle, sont indépendants, et sont additifs. La contribution relative de chaque forçage environnemental à la variabilité de la turbidité a été ainsi quantifiée, pour la première fois, pour différentes régions estuariennes et à des échelles temporelles saisonnière et multi-annuelle.

A une échelle multi-annuelle, l'Analyse Spectrale Singulière, combinée avec le périodogramme de Lomb-Scargle, a permis d'identifier les principaux facteurs environnementaux suivants:

- (a) le régime hydrologique;
- (b) la variabilité du débit fluvial;
- (c) les cycles de marée;
- (d) le marnage;
- (e) la turbulence.

L'influence relative de ces facteurs sur la variabilité de la turbidité suit des schémas similaires pour la Garonne et pour la Loire. L'influence des cycles de marée diminue vers l'amont: de 50% dans la Loire aval; 45% et 37% respectivement dans la Loire et la Gironde centrales; 32-34% dans les estuaires fluviaux; à 26-29% dans les stations les plus en amont. L'effet du marnage est presque constant le long de l'axe estuarien mais avec une tendance légèrement croissante : la contribution de ce facteur à la variabilité de la turbidité varie entre 13-17% dans les estuaires aval et 6.5-9.5% dans les estuaires amont. À l'inverse, l'effet du régime hydrologique est remarquable dans les sections amont. Dans la Gironde, la contribution de ce facteur augmente de 13% à 40% entre la région centrale et l'amont. La variabilité causée par la variabilité du débit fluvial augmente légèrement de 1-3% à 5-7% vers l'amont.

La combinaison des ondelettes et l'Analyse Spectrale Singulière a permis une analyse détaillée à l'échelle de temps saisonnière. À cette échelle, l'influence relative des forçages dans l'estuaire aval reste constante au cours des périodes de bas et de haut débit fluvial. La variabilité de la turbidité dans cette région est dominée par les cycles de marée, qui expliquent environ 60% de la variabilité, suivis du marnage et du débit fluvial. L'impact des facteurs dans l'estuaire amont lors des périodes d'étiage suit le même modèle que celui observé dans l'estuaire aval : les cycles de marée dominent la variabilité de la turbidité. Cependant, la variabilité subtidale dans cette région, induite principalement par le débit fluvial, atteint entre 44 et 67% au cours des périodes de grand débit fluvial.

Ce travail est assez unique dans l'étude des forçages environnementaux à partir de mesures *in situ*, à savoir basée sur l'exploitation des données réelles. La comparaison de l'impact des facteurs environnementaux apparaît comme un outil très puissant pour la comparaison de systèmes proches mais aussi éloignés afin de comprendre leur comportement et les processus communs. La comparaison des tendances de la Gironde et de la Loire avec l'influence relative des forçages dans une section de la Baie de San Francisco et l'estuaire du

Blyth a mis en évidence des schémas communs, en dépit de différences mineures dans l'impact des forçages, sur la variabilité de la turbidité pour les sections aval de ces estuaires.

Dans un contexte de changement global, les facteurs environnementaux sont soumis à des modifications naturelles ou anthropiques et donc leur influence sur les sédiments en suspension est susceptible de changer avec le temps. Je propose l'utilisation de la contribution relative des facteurs environnementaux à la variabilité de la turbidité, issue de cette approche, comme indicateur d'évaluation de cette évolution à long-terme.

Évolution pluri-décennale de la dynamique hydro-sédimentaire - I : la propagation de la marée

Comme expliqué en détail dans la Section 1.1, la propagation de l'onde de marée au sein d'un système estuarien est modifiée par la friction du fond, la topographie et le débit fluvial (Friedrichs et Aubrey, 1988; Sassi et Hoitink, 2013). Concrètement, dans les estuaires convergents déficitaires en zones intertidales, comme la Gironde fluviale, l'onde de marée devient asymétrique (dominance du flot) et est amplifiée lors de sa propagation vers l'amont jusqu'à ce qu'elle soit atténuée dans les sections fluviales plus en amont (Friedrichs, 2010). Cette déformation de la marée est le principal mécanisme responsable du piégeage des sédiments fins dans les estuaires macrotidaux comme la Loire (Le Hir et Thouvenin, 1994), l'Ems (Pein et al., 2014), le York (Scully et Friedrichs, 2007) et la Gironde (Allen et al., 1980), notamment (information détaillée dans la Section 1.2).

Des progrès ont été accomplis récemment en ce qui concerne la compréhension des propriétés de la marée dans les estuaires grâce à l'amélioration des méthodes harmoniques, spectrales et de modélisation (Matte et al., 2014; Guo et al., 2015; Toubanc et al., 2015). Hoitink et Jay (2016) présentent un état de l'art mis à jour pour des dynamiques fluvio-tidales. Cependant il est nécessaire de poursuivre dans la compréhension de l'évolution de la propagation de la marée, en particulier dans le contexte de changement global. Les modifications à long-terme de la friction, de la topographie et du débit fluvial peuvent altérer la propagation de la marée et, par conséquent, la dynamique sédimentaire. La plupart des études récentes sur ce sujet évaluent l'effet des changements morphologiques drastiques d'origine humaine sur la propagation de la marée et/ou la dynamique sédimentaire: approfondissements (de Jonge et al., 2014; van Maren et al., 2015; Winterwerp et Wang, 2013), chenalisation (Moore et al., 2009; Winterwerp et al., 2013), barrages de marée (Schuttelaars et al., 2013; Chernetsky et al., 2010), notamment. Par exemple, Winterwerp et Wang (2013) ont démontré que les approfondissements sévères et la diminution des zones intertidales conduisent à l'augmentation du marnage et à l'asymétrie de la marée, favorisant ainsi le transport net de sédiment vers l'amont. Les dépôts sédimentaires résultants pourront diminuer la friction du fond et accroître en parallèle l'amplification de la marée. Dans un tel contexte, la dynamique hydro-sédimentaire entre donc dans un cercle vicieux qui conduit

l'estuaire à un état hyper-turbide. Un tel effet explique par exemple l'état présent de la Loire (Winterwerp et al., 2013). Cependant, les études qui évaluent l'effet des changements morphologiques naturels¹ sont plus rares (Robins et Davies, 2010) et, à notre connaissance, aucune étude n'a traité de l'effet simultané des changements hydrologiques et morphologiques à long-terme sur la propagation de la marée.

Au cours des dernières décennies, l'estuaire de la Gironde a été affecté par la diminution du débit fluvial (Fig. 1.4) et par des changements morphologiques d'origine anthropique (extractions de granulat en amont de Bordeaux) et naturels (voir les détails dans la Section 1.3.3) qui ont pu altérer la propagation de la marée, en particulier dans la Garonne tidale. L'objectif principal de ce chapitre est donc d'analyser l'évolution des caractéristiques de la marée au cours des six dernières décennies dans la Garonne tidale. Les résultats de cette analyse visent à :

1. établir une première caractérisation détaillée de la marée dans la Garonne ;
2. quantifier l'évolution pluri-décennale du marnage et de l'asymétrie de la marée ;
3. identifier les causes possibles de cette évolution ;
4. obtenir les informations nécessaires pour la mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire afin d'évaluer les conséquences des éventuels changements de la marée sur le transport sédimentaire ;
5. servir de socle pour l'étude de l'évolution future de la marée dans l'estuaire.

Pour atteindre ces objectifs, des séries temporelles de hauteur d'eau de six années (1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014, Tableau 2.3) sont analysées pour quatre stations (Fig. 2.1): Pointe de Grave (0 km depuis l'embouchure), Le Marquis (80 km), Bordeaux (100 km) et Cadillac (135 km). Tous les détails sur les données et la méthodologie sont décrits dans le chapitre "Stratégie et Méthodes", à la Section 2.3. Ce chapitre est organisé en 4 parties. Après une description des conditions hydrologiques des années d'étude (Section 5.1), l'évolution pluri-décennale du marnage et de l'asymétrie de la marée sont abordées successivement (Sections 5.2; 5.3). Un intérêt particulier est porté à l'effet du débit fluvial et des changements morphologiques sur ces deux paramètres. Les principaux résultats et leur implications sont ensuite discutés (Section 5.4; 5.5).

5.1 Caractéristiques hydrologiques des scénarios étudiés

Comme expliqué dans la Section 2.3.1, six années (une par décennie) ont été sélectionnées comme scénarios d'étude, notamment en raison de la disponibilité et de la qualité des données de hauteur d'eau. Cette durée des séries temporelles (1 an) constitue un compromis entre l'effort requis pour la numérisation des données anciennes (croix bleues dans le Tableau 2.3 de la Section 2.3.1) et la bonne représentativité des différentes conditions hydrologiques (étiage, crues, année sèche, année humide).

Les conditions hydrologiques des six années retenues sont brièvement décrites afin d'alimenter la discussion de l'impact du débit fluvial sur la propagation de la marée. Les Figures 5.1 et 5.2 montrent respectivement la distribution (moyenne, médiane, quartiles, maximum et minimum) et l'histogramme des débits fluviaux de la Garonne (station hydrographique de Tonneins). Les années 1953 et 2005 sont très sèches avec des débits moyens inférieurs à $350 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, bon en dessous du module (Fig. 5.1). Cependant l'année 1953 se caractérise

¹Changements indépendants de la volonté de l'homme. Ils sont notamment associés aux changements climatiques.

par plusieurs crues hivernales, avec un maximum à $2500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Le débit lors de l'année 2005 dépasse $800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ uniquement pendant 6 jours sans jamais atteindre $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les années 1971 et 1982 sont des années comparables d'un point de vue hydrologique aux années humides actuelles comme 2014. Ces trois années se caractérisent par des débits moyens de $630\text{-}680 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, des hiver humides avec de grandes crues, mais aussi par des longues périodes de débit inférieur à $400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. L'année 1994 est la plus humide avec un débit moyen de $850 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et une période de bas débit peu persistante.

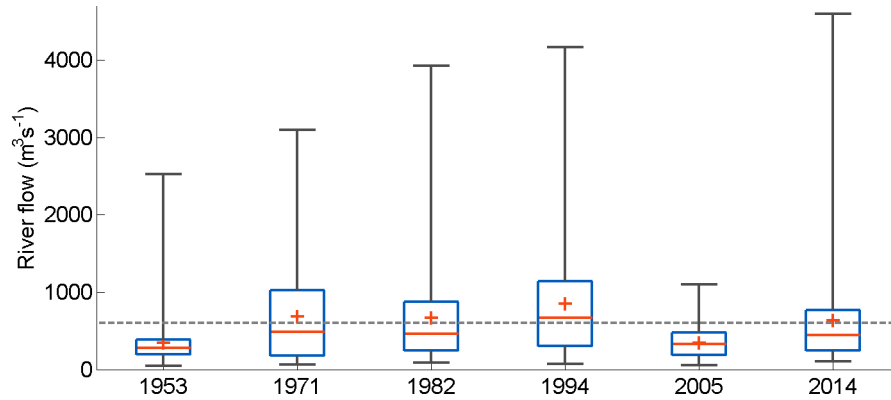


Figure 5.1: Moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (25%/75%, barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du débit journalier de la Garonne pour les années 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014. La ligne gris pointillée représente le module qui correspond au débit moyen sur la période 1913-2016.

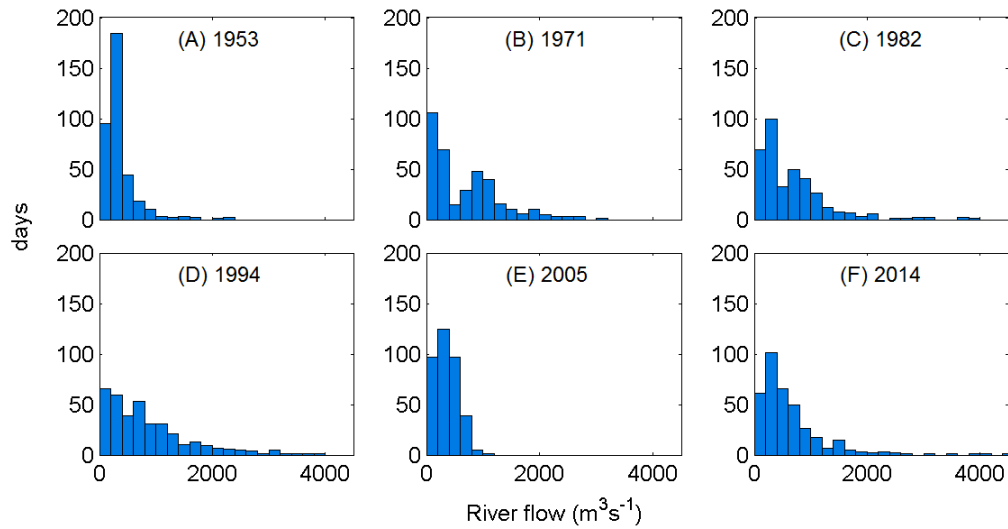


Figure 5.2: Histogrammes (nombre de jours par année) du débit fluvial (intervalles de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) de la Garonne pour les années 1953, 1971, 1982, 1994, 2005 et 2014.

5.2 Évolution pluri-décennale du marnage

Pour évaluer si l'amplification de l'onde de marée lors de sa propagation dans la Garonne tidale a changé au cours des dernières décennies, des séries temporelles du marnage (TR) ont été calculées comme expliqué dans la Section 2.3.3. La distribution statistique de ces observations de marnage pour chaque année et chaque station (Fig. 5.3.I) montre les évolutions temporelle et spatiale de cette variable. Le marnage à l'embouchure (5.3.I.A) montre des valeurs plus ou moins constantes au cours des décennies récentes, avec des valeurs légèrement supérieures pour les années 1982 et 1994 (TR moyen de 3.44 m) et légèrement inférieures pour les années 1953 et 2005 (TR moyen de 3.17 et 3.12 m, respectivement). Le marnage dans les stations de l'estuaire fluvial (B, C et D) présente en revanche une nette amplification au cours du temps. De 1953 à 2014, le marnage moyen au Marquis passe de 4 à 4.6 m, et de 4.3 à 4.9 m à Bordeaux. A Cadillac, située dans la zone d'amortissement, le marnage moyen augmente de 3.1 à 3.4 de 1953 à 1994. Au contraire des stations du Marquis et de Bordeaux où les valeurs de marnage maximales et minimales montrent aussi cette tendance croissante, à Cadillac les valeurs minimales tendent à montrer un amortissement avec le temps. Le marnage quasi constant à l'embouchure suggère de surcroît que l'amplification du marnage au cours des décennies dans les stations fluviales résulte de la propagation de l'onde de marée dans l'estuaire. Le fait que cette amplification temporelle soit constante à partir de la station du Marquis (début de la Garonne) suggère que les changements morphologiques dans la Gironde aval pouvaient être responsables d'une telle évolution. Cependant, pour conclure sur les causes de cette évolution, l'impact du débit fluvial et des changements morphologiques sur le marnage doivent être analysés indépendamment.

5.2.1 Effet du débit fluvial sur le marnage

Pour mieux quantifier l'amplification du marnage vers l'amont, il existe un indice d'amplification défini comme le rapport entre le marnage à une station donnée (TR) et le marnage à la Pointe de Grave ou embouchure (TR_{mouth}) (Bonneton et al., 2015; van Maren et al., 2015). Avec pour objectif principal d'analyser l'effet du débit, les observations du marnage (Fig. 5.4.I) et de l'indice d'amplification (TR/TR_{mouth} , Fig. 5.4.II) dans les stations fluviales sont représentées en fonction de TR_{mouth} et du débit fluvial (barre de couleurs) pour l'année 1994 (l'année avec le plus de variabilité du débit, Fig. 5.2.D). L'amortissement du marnage avec le débit fluvial est évident dans ces trois stations, et particulièrement important à Cadillac: pour un même marnage à l'embouchure, plus le débit fluvial est fort, plus le marnage en amont est faible. Par exemple, un marnage de 4.5 m à l'embouchure peut être amplifié jusqu'à 6 m à Cadillac (5.9 et 5.4 m respectivement à Bordeaux et Le Marquis) pour des débits fluviaux inférieurs à $150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Cependant il peut s'amortir en-dessous de 0.8 m pour un débit supérieur à $3500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (environ 4.5 m au Marquis et à Bordeaux) (Fig. 5.4.I). Cela signifie que, par rapport à l'embouchure, le marnage à Cadillac est multiplié par un facteur 1.33 lors de la période d'étiage (1.32 et 1.2 respectivement à Bordeaux et Le Marquis) et divisé par 5.6 lors des grandes crues (à peu près constant à Bordeaux et Le Marquis) (Fig. 5.4.II). Les facteurs d'amplification (ou d'amortissement) varient en fonction du TR_{mouth} : les marées de vives-eaux sont davantage affectées par la friction et donc relativement moins amplifiées (Fig. 5.4.II, Bonneton et al., 2015). Cependant le rapport entre les marnages à grand et faible débit fluvial est similaire pour toutes les valeurs de TR_{mouth} . En conclusion, le débit fluvial influence significativement la hauteur de l'onde dans l'estuaire fluvial, particulièrement en amont. Cela s'explique par l'intensification de la friction tidale, avec comme conséquence la diminution de l'énergie tidale exercée par les débits fluviaux importants (Cai et al., 2014). Pour pouvoir mettre en évidence

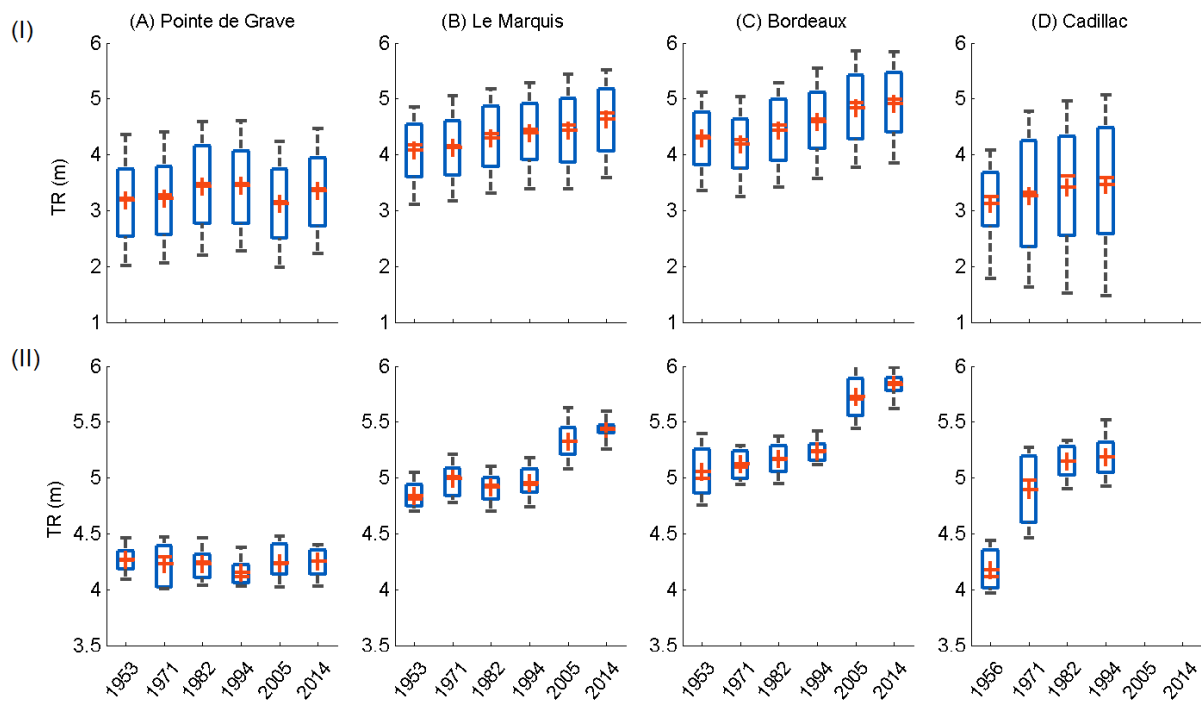


Figure 5.3: Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du marnage à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnage à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et 250 m³s⁻¹ et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m.

l'impact des changements morphologiques dans l'estuaire, il est donc nécessaire de filtrer l'effet du débit fluvial.

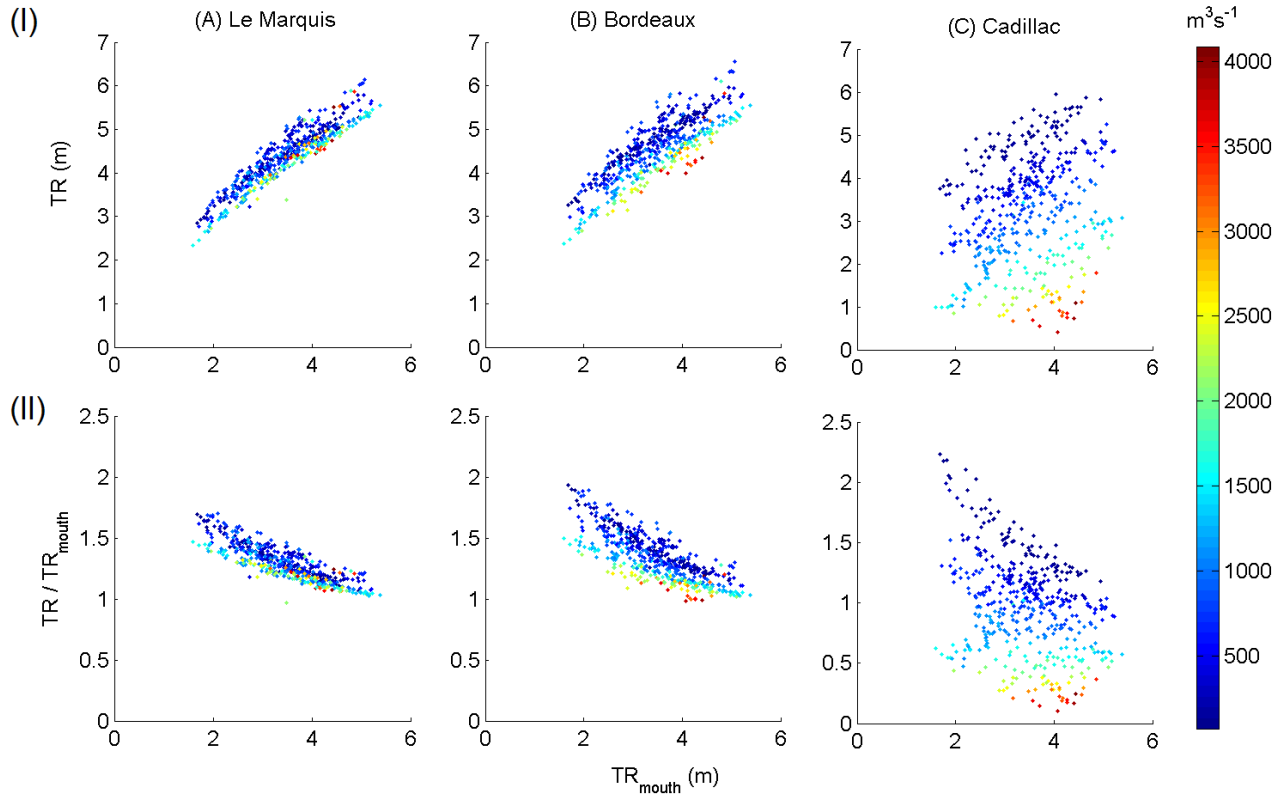


Figure 5.4: Marnage (TR, I) et amplification du marnage par rapport à l'embouchure (TR/TR_{mouth} , II) à (A) Le Marquis, (B) Bordeaux et (C) Cadillac, en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) et du débit fluvial (échelle de couleurs) lors de l'année 1994.

5.2.2 Effet des changements morphologiques sur le marnage

Le deuxième but de cette section est d'étudier l'effet des changements morphologiques sur le marnage. Pour filtrer l'effet du débit fluvial en amont et de la variabilité de la marée océanique incidente à l'embouchure, l'évolution inter-annuelle du marnage dans les stations fluviales est analysée pour un même marnage à l'embouchure ($4\text{ m} < TR_{mouth} < 4.5\text{ m}$) et un même débit amont ($100\text{ m}^3\text{s}^{-1} < Q < 250\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) (Figure 5.3.II). La gamme de débit fluvial a été choisie pour sa grande représentativité pour toutes les années (Fig. 5.2). L'évolution du marnage au Marquis et à Bordeaux montre une amplification faible mais constante entre les années 1953 et 1994 inférieure à 2 cm au cours de ces quatre décennies (Fig. 5.3.II.B-C). Puis entre 1994 et 2005, le marnage montre une grande amplification : accrue en moyenne de 4 et 5 cm au Marquis et à Bordeaux, respectivement. Les tendances similaires au Marquis et à Bordeaux suggèrent une évolution due à des changements morphologiques dans la Gironde aval. Une fois filtré l'effet du débit fluvial, particulièrement important à Cadillac, le marnage à cette station montre aussi une amplification temporelle indiscutable mais qui suit un modèle différent : de 7.5 cm entre 1956 et 1971 et 2.5 cm entre 1971 et 1982 (Fig. 5.3.II.D). Ce modèle différent à celui du Marquis et de Bordeaux indique que les changements de morphologie re-

sponsables de cette évolution se situeraient dans un secteur de la Garonne en aval de Cadillac. En fait des extractions de granulats ont eu lieu dans la Garonne tidale entre les années 50 et 80 (Section 1.3.3; Tableau 1.1). L'approfondissement et le changement de rugosité du fond, provoqués par les extractions en amont de Bordeaux sont clairement les causes de cette amplification du marnage dans la région plus amont de la Garonne.

Afin de montrer l'évolution pluri-décennale du marnage dans la Garonne tidale pour toutes les marnages à l'embouchure et comparer différentes situations hydrologiques, les Figures 5.5 et 5.6 montrent le marnage (I) et son amplification par rapport à l'embouchure (II) de chaque année en fonction du marnage à l'embouchure pour deux gammes de débit fluvial : $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1} < Q < 250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $1700 \text{ m}^3\text{s}^{-1} < Q < 850 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Par exemple, un marnage de 2 m à l'embouchure s'amplifie pendant l'étiage (Fig. 5.5.II) d'un facteur 1.58 en 1953 et de 1.85 en 2014 à Bordeaux (1.4 en 1956 et 2 en 1994 à Cadillac). Cette même valeur de marnage s'amplifie à Bordeaux d'un facteur 1.32 en 1953 et 1.75 en 2014 pour un débit entre 700 et 800 m^3s^{-1} (0.8 en 1956 et 1.45 en 1994 à Cadillac).

Cela montre que le marnage s'amplifie progressivement au cours des six dernières décennies tant en étiage qu'en période humide. Cependant, pour un TR_{mouth} donné, le marnage aux stations fluviales montre plus de variabilité en période humide. De plus, il y a une différence supplémentaire entre les deux périodes hydrologiques: alors que le marnage au Marquis et à Bordeaux est plus élevé en 2014 qu'en 2005 pour l'étiage (Fig. 5.5.A-B), il est plus importante en 2005 pour la période humide (Fig. 5.5.A-B). Ces différences suggèrent que, outre les changements morphologiques, un autre facteur influence l'amplification de l'onde de marée lors de sa propagation vers l'amont. La différence majeure entre les années 2005 et 2014 réside dans les conditions hydrologiques (Section 5.1). Une conclusion du Chapitre 3 est que les grandes crues de printemps des années humides comme 2014 expulsent vers l'aval la totalité de dépôts accumulés lors de la présence de la ZTM. A l'opposé, les années sèches, comme 2005, se caractérisent par la présence de dépôts autour de la région de Bordeaux pendant toute l'année (Jalón-Rojas et al., 2015). Cette présence de sédiments peu consolidés est susceptible de modifier la rugosité. Plusieurs études ont montré l'existence des changements saisonnières de la rugosité du fond en lien avec le régime hydrologique et leur implications pour la structure vertical du flux, notamment McLean (1981); Widdows et al. (2004); Le Hir et al. (2007); Van Der Wal et al. (2010). Une hypothèse est que, pendant les années sèches, le lit présente une rugosité assez constante liée à la présence de dépôts. Par contre, pendant les années humides, il doit y avoir de changements de cette rugosité selon la présence ou non de dépôts. Notamment, cela pourrait induire des ondes de marée plus amplifiées après le passage de la ZTM qu'avant son installation dans la région fluviale pour un même débit fluvial.

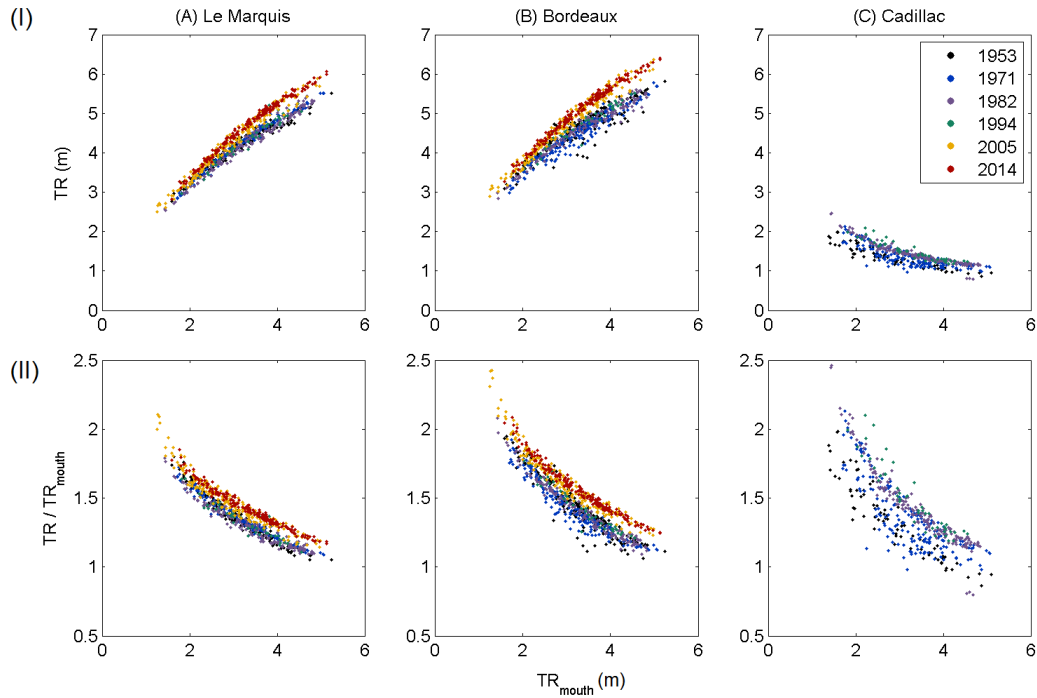


Figure 5.5: Évolution pluri-décennale du marnage (I) et de son amplification par rapport à l'embouchure (II) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 100 et 250 m^3s^{-1} .

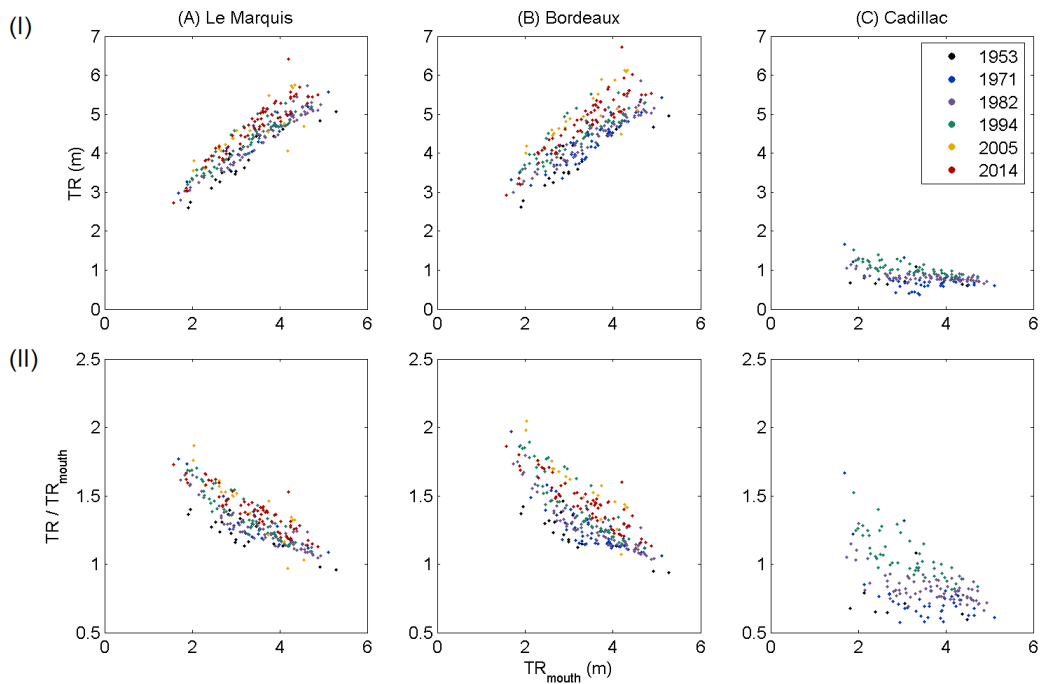


Figure 5.6: Évolution pluri-décennale du marnage (TR , I) et de son amplification par rapport à l'embouchure (TR/TR_{mouth} , II) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 700 et 850 m^3s^{-1} .

5.2.3 Effet de la présence saisonnière des dépôts des sédiments fins

Pour vérifier cette hypothèse, le paramètre d'amplification TR/TR_{mouth} pour les périodes pré et post présence de la ZTM (toutes les deux caractérisées par un même débit fluvial $300\text{ m}^3\text{s}^{-1} < Q < 700\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) est représenté en fonction de TR_{mouth} pour deux années sèches (1953 et 2005) et deux années humides (1994 et 2014) (Fig. 5.7). Les années sèches (A et C) présentent effectivement la même amplification du marnage tant avant qu'après la présence du bouchon vaseux, alors que l'amplification est plus élevée après le passage de la ZTM pour les années humides (B et D). Par exemple, une onde de 4 m à l'embouchure s'amplifie à Bordeaux par des facteurs 1.25 et 1.5 respectivement pendant les périodes pré et post installation de la ZTM en 1994 (1.3 et 1.4 en 2014). Les années très humides comme 1994 semblent présenter une variabilité saisonnière de la vase et donc de l'amplification de la marée au Marquis et à Bordeaux, alors que l'année 2014 ne la montre qu'à Bordeaux. L'extension longitudinale de cet effet dépend donc de l'intensité des crues d'hiver: plus les crues sont rares et faibles, plus la variabilité saisonnière de l'amplification du marnage se propage en amont. La Figure 5.8 regroupe ces données pour les années 2005 et 2014 à la station de Bordeaux. Le marnage en 2014 avant l'installation de la ZTM est le moins amplifié en raison de la rugosité du lit plus élevée après le départ des dépôts. Ces résultats confirment donc l'influence de la saisonnalité des dépôts dans l'amplification de l'onde de marée dans la Garonne tidale.

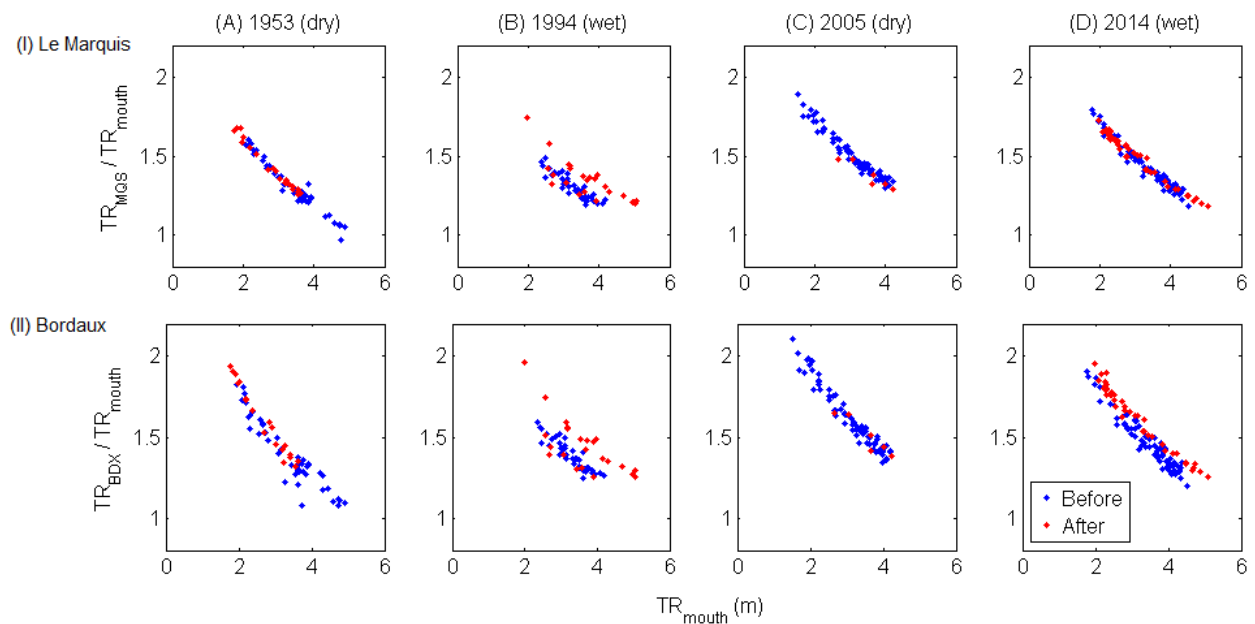


Figure 5.7: Amplification du marnage au Marquis et à Bordeaux par rapport à l'embouchure (TR/TR_{mouth}) en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré ("before") et post ("after") présence de la ZTM lors des années 1953, 1994, 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et $700\text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

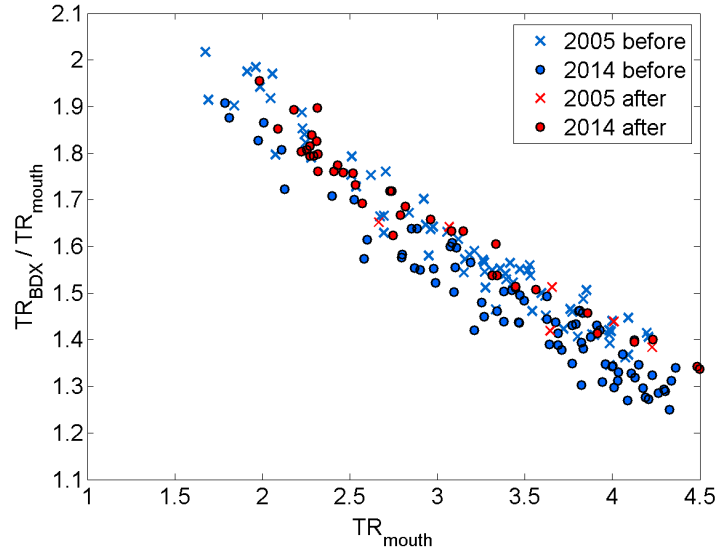


Figure 5.8: Amplification du marnage à Bordeaux par rapport à l’embouchure (TR_{BDX}/TR_{mouth}) en fonction du marnage à l’embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré et post présence de la ZTM lors des années 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et $700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

5.3 Évolution pluri-décennale de l’asymétrie de la marée

L’autre caractéristique de la marée qui a pu évoluer au cours du temps est l’asymétrie de la marée. Cette dernière peut être estimée à partir du rapport $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ et de la différence des phases $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ des composantes harmoniques M_2 et M_4 (Section 2.3.3). Pour rappel, plus $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ est grand, plus la distorsion verticale de la marée est grande, et plus $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ est proche de 90° , plus l’asymétrie est de flot. Ce dernier paramètre est spécialement recommandé pour caractériser l’asymétrie de la marée horizontale² (Neill et al., 2014). Après la décomposition des séries temporelles de hauteur d’eau en séries temporelles de $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ avec la méthode de Démodulation Complexe (Section 2.3.3 et Annexe B), l’évolution temporelle et spatiale de l’asymétrie est analysée à partir de la distribution statistique de ces paramètres (Figures 5.9.I et 5.10.I). Les deux paramètres montrent des valeurs assez constantes aux stations du Marquis et Bordeaux (panneaux B et C, Fig. 5.9.I et 5.10.I), avec une légère variation pendant l’année 2005 (la plus sèche). Seule la station de Cadillac montre des variations plus nette avec $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ qui diminue entre les années 53 et 71 puis augmente entre 82 et 94 (Fig. Fig. 5.9.I.D), et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ qui augmente progressivement (Fig. 5.10.I.D). De même que pour le marnage, avant de tirer des conclusions, il faut analyser l’effet du débit fluvial sur ces deux paramètres.

²Il y a deux types d’asymétrie de la marée: l’asymétrie verticale (hauteur d’eau) et l’asymétrie horizontale (vitesse de courant). Ces deux asymétries sont décrite en détail dans la Section 2.3.3.

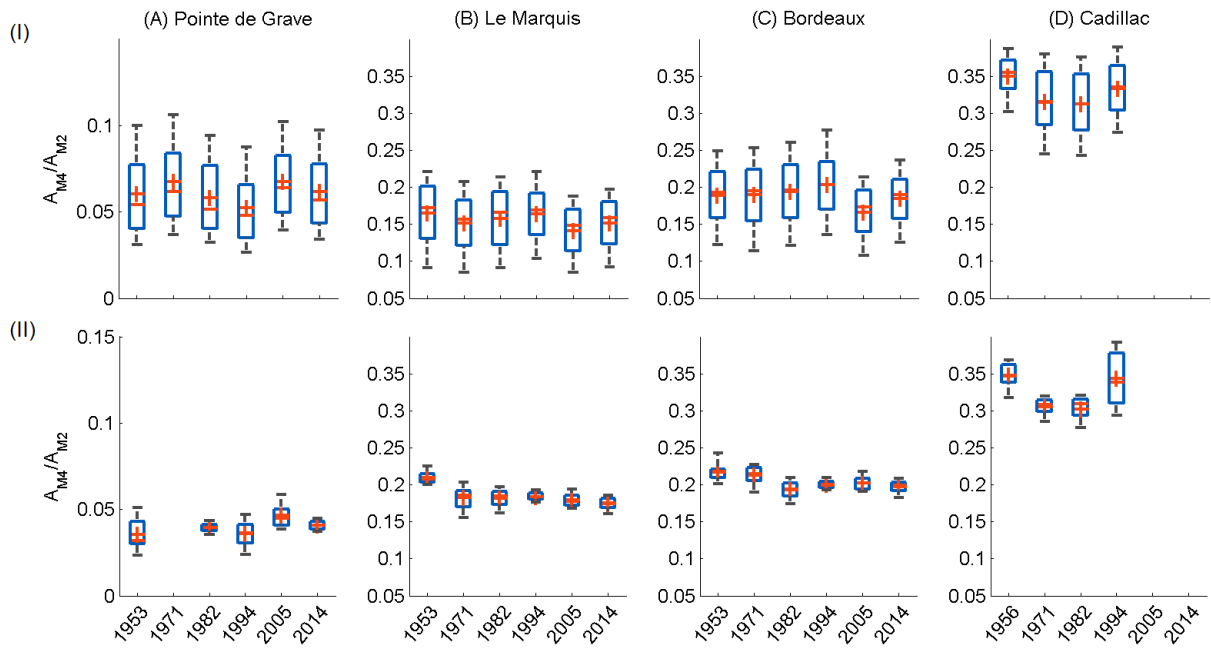


Figure 5.9: Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) du rapport des amplitudes des composantes M_2 et M_4 ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$) à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnages à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et 250 m^3s^{-1} et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m.

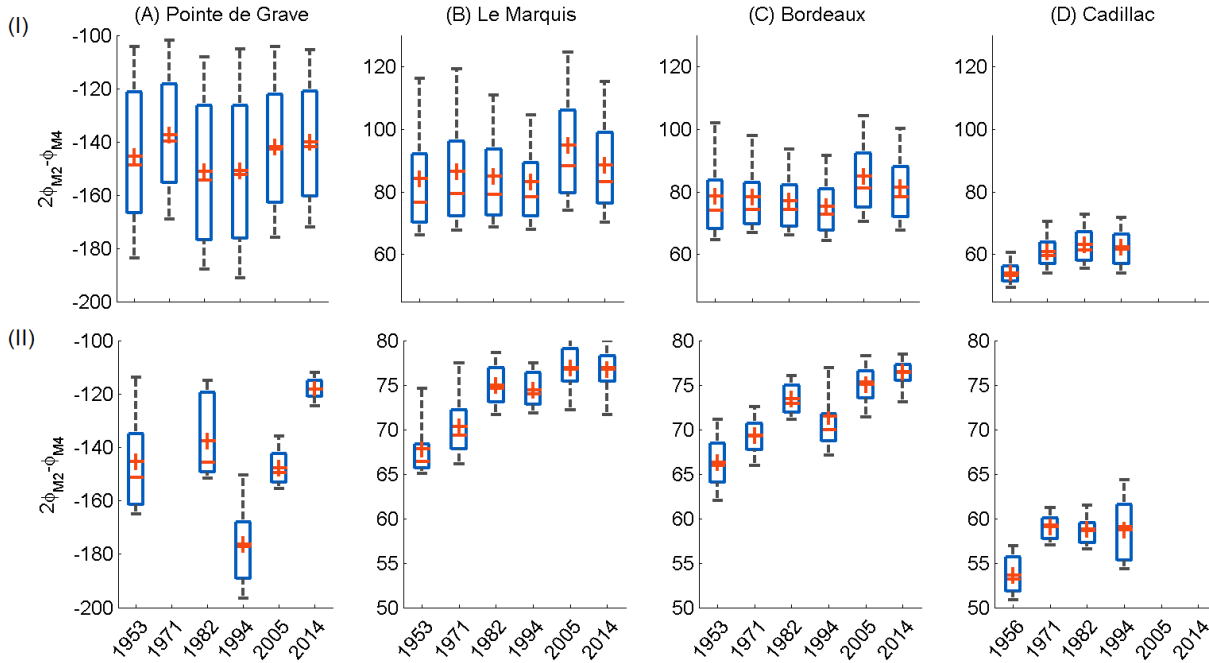


Figure 5.10: Évolution pluri-décennale de la moyenne (croix), médiane (barre rouge), quartiles (barres bleues) et valeurs maximum et minimum (barres noires) de la différence de phases des composantes harmoniques M_2 et M_4 ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$) à (A) la Pointe de Grave, (B) Le Marquis, (C) Bordeaux et (D) Cadillac pour: (I) toutes les gammes de débit fluvial et de marnages à l'embouchure; (II) un débit fluvial d'étiage compris entre 100 et $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et un marnage à l'embouchure compris entre 4 et 4.5 m.

5.3.1 Effet du débit fluvial sur l'asymétrie de la marée

Pour cet objectif, les données de $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ de chaque station sont représentées dans la Figure 5.11 en fonction du débit fluvial et du marnage à l'embouchure (barre de couleurs) pour l'année 1994. Étant donné que la direction du débit est commune à celle des courants de jusant, l'augmentation du débit augmente le ratio $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ puisque la durée de la phase de jusant est allongée par rapport à celle de flot dans les stations amont. En même temps elle diminue $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ puisque le débit change les phases des harmoniques et retarde la propagation de la marée (Guo et al., 2016). Cet effet du débit sur $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ est seulement légèrement notable à Cadillac, où l'augmentation du débit éloigne l'asymétrie de la direction maximale du flot (90°). Cela confirme l'étroite relation entre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ et l'asymétrie des vitesses de courant³, puisqu'une augmentation du débit diminue les deux paramètres. Dans le cas de l'asymétrie des vitesses, l'augmentation du débit freine le courant de flot et accélère le jusant en diminuant ainsi l'asymétrie (Guo et al., 2014). En revanche, le débit n'affecte pas l'asymétrie à l'embouchure qui, à la différence de l'amont, est prédominante de jusant ($-180 < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 0$). Les marées de vives-eaux expérimentent plus de distorsion verticale en raison d'un plus grand effet de la friction (Friedrichs et Aubrey, 1988). Comme à l'embouchure l'asymétrie est prédominante de jusant, l'augmentation du marnage diminue $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ ce qui signifie que l'asymétrie verticale augmente vers le flot. Au contraire, $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ diminue avec l'augmentation du marnage ce qui pourrait indiquer une diminution de l'asymétrie horizontale avec le marnage. L'effet inverse du marnage sur les

³Rapport entre les vitesses de flot et de jusant

asymétries des marées verticale et horizontale a été précédemment rapporté dans l'estuaire de la Charente (Toublanc et al., 2015). Dans la Charente, même si la durée de flot est plus courte que celle de jusant lors des marées de vives-eaux, les zones intertidales entraînent des courants de jusant équivalents ou même supérieurs à celles des flot. La faible présence de zones intertidales à la Garonne ne parvient pas à changer la direction de l'asymétrie qui est toujours prédominante de flot, mais pourrait conduire à la diminution de l'asymétrie horizontale avec l'augmentation du marnage. Le rapport entre les vitesses maximales de jusant et de flot enregistrées pendant les campagnes d'Août (0.71, grand marnage) et d'Octobre (0.64, petit marnage) à la section de Bordeaux en 2014 (Section 3.1.1; Fig. 3.4) tend à confirmer cette hypothèse.

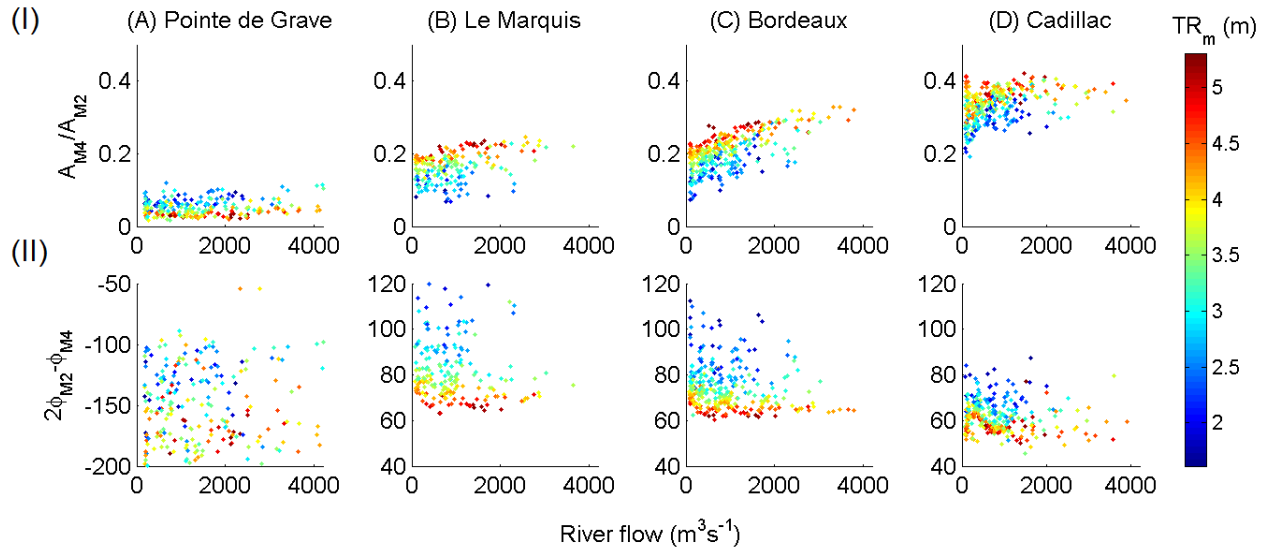


Figure 5.11: Ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 à (A) Le Marquis, (B) Bordeaux et (C) Cadillac, en fonction du débit fluvial et du marnage à l'embouchure (TR_m , échelle de couleurs) lors de l'année 1994.

5.3.2 Effet des changements morphologiques sur l'asymétrie de la marée

Pour isoler l'effet de la morphologie sur l'asymétrie de la marée, les Figures 5.9.II et 5.10.II montrent la distribution statistique des paramètres $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ correspondant à une gamme réduite de débit fluvial (entre 100 et 250 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) et de marnage (entre 4 et 4.5 m). La distorsion verticale de la marée $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ (Fig. 5.9.II) reste pratiquement invariable au cours du temps. Elle est un peu plus prononcée pendant l'année 1953 au Marquis (B), les années 1953 et 1971 à Bordeaux (C) et les années 1953 et 1994 à Cadillac (D). Au contraire, la différence de phases $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ montre une tendance croissante nette, de plus en plus proche à la direction de flot maximale, aux trois stations fluviales. Entre les années 1953 et 2014, $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ moyen augmente de 67° à 77° au Marquis et de 66° à 76.5° à Bordeaux. La plus grande augmentation dans ces deux stations a lieu entre les années 1971 et 1982. Cette tendance similaire dans les deux stations suggère que les changements morphologiques dans l'estuaire aval seraient les principaux responsables de l'intensification de la direction de flot de l'asymétrie. À Cadillac, $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ présente le changement le plus importante, de 53.51° à 59° , entre les années 1953 et 1971 et après constant jusqu'à l'année 1994. Cette tendance, différente

à celle des stations plus en aval, pourrait être une conséquence des extractions de granulats dans cette région estuarienne.

Les Figures 5.12 et 5.13 montrent l'évolution pluri-décennale de $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ (I) et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ (II) pour toute la gamme de marnage et des gammes de débit fluvial de $100-250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $700-850 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivement. Ces graphiques confirment l'absence d'un schéma inter-annuel clair pour la distorsion $\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$ et une augmentation nette de $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ vers des directions de l'asymétrie de la marée de plus en plus proches de la direction maximale de flot pour des marnages à l'embouchure supérieurs à 2.5 m.

Pour vérifier si la présence saisonnière de la vase influence $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, ce paramètre a été représenté pour les périodes pré et post présence de la ZTM des années 2005 et 2014 (toutes les deux caractérisées par un même débit fluvial $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1} < Q < 700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en fonction du marnage à l'embouchure (Fig. 5.14). A la différence de l'amplification du marnage, les différences saisonnières de rugosité ne semblent pas induire une même gamme de différences significatives pour ce paramètre.

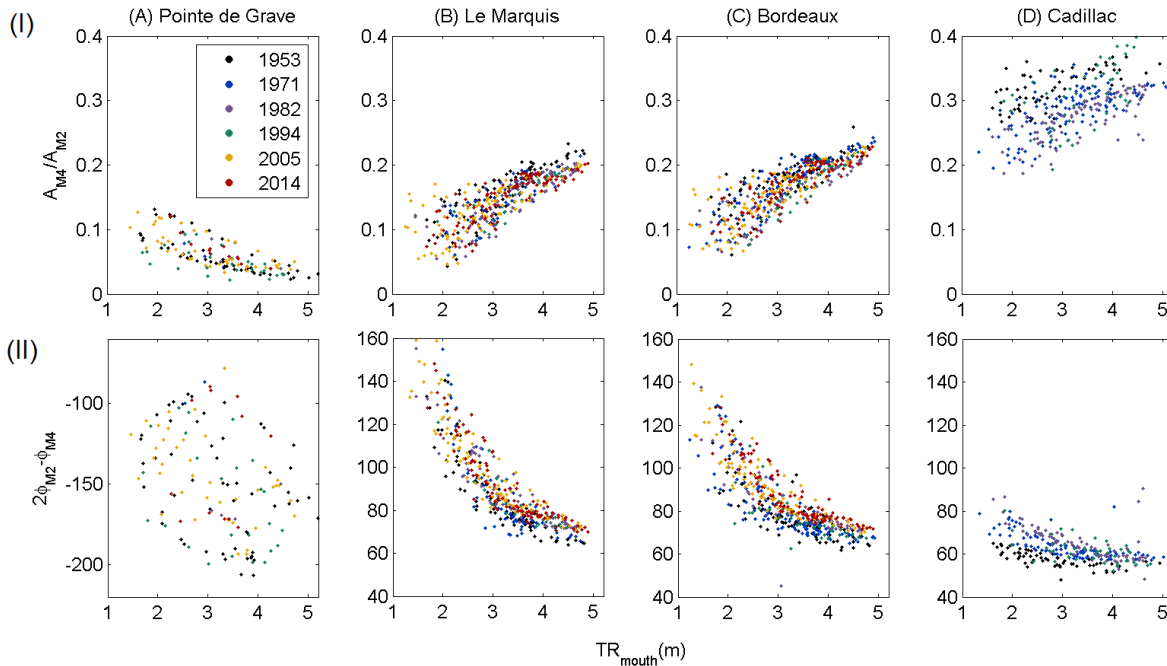


Figure 5.12: Évolution pluri-décennale du ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 100 et $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

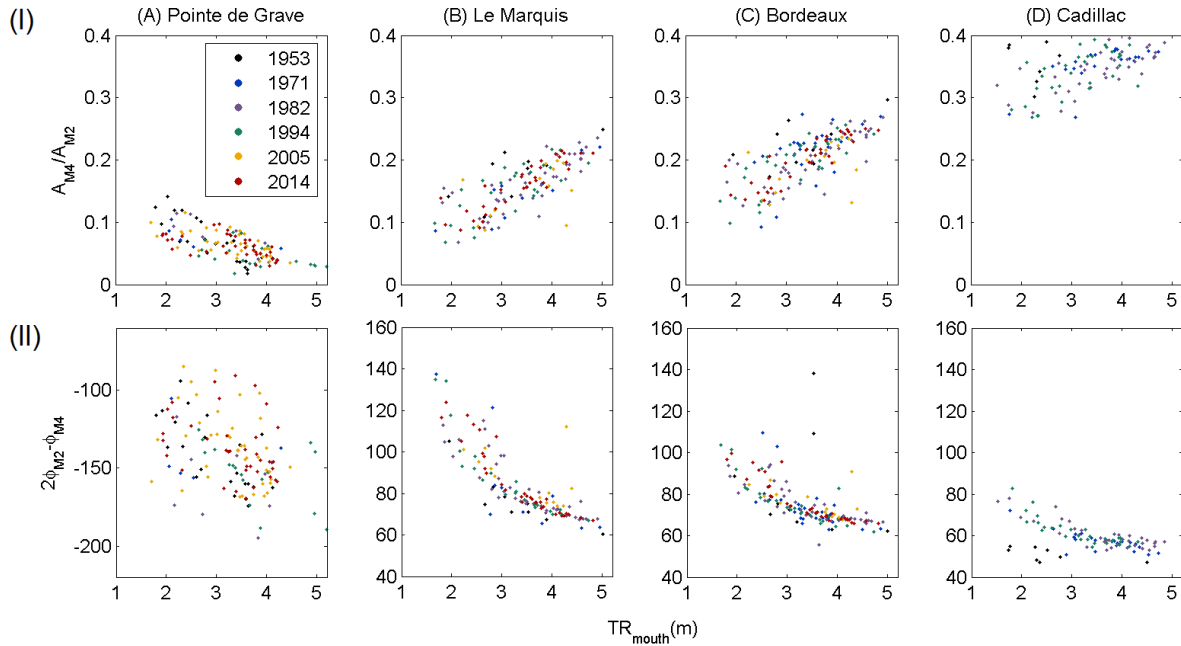


Figure 5.13: Évolution pluri-décennale du ratio ($\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$, I) et différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$, II) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pour un débit fluvial compris entre 700 et $850 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

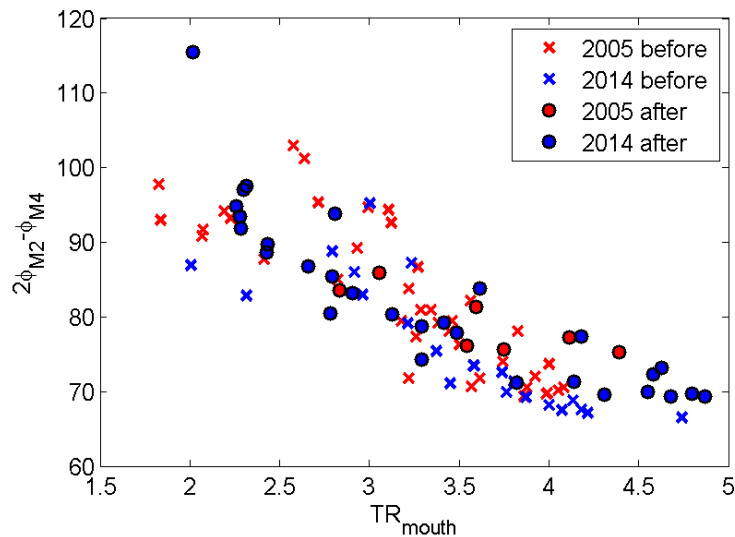


Figure 5.14: Différence de phases ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) des composantes harmoniques M_2 et M_4 en fonction du marnage à l'embouchure (TR_{mouth}) pendant les périodes pré et post présence de la ZTM lors des années 2005 et 2014. Les données correspondent à des périodes où le débit fluvial est compris entre 300 et $700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

5.4 Synthèse et implications

L'analyse des séries temporelles annuelles historiques de hauteur d'eau a révélé une évolution nette de la hauteur et de l'asymétrie de l'onde de marée dans la Garonne tidale au cours des six dernières décennies : le marnage (TR) a été amplifié et l'asymétrie a évolué progressivement vers une direction ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$) plus prédominante de flot. La distorsion verticale de la marée $\frac{A_{M_4}}{A_{M_2}}$ montre une variabilité inter-annuelle très légère sans tendance nette à long-terme. Trois facteurs affectent l'évolution du marnage dans les régions fluviales: le débit fluvial, la morphologie (de tout l'estuaire) et la présence saisonnière de dépôts. Alors que les changements morphologiques sont les principaux responsables de l'amplification du marnage au niveau du Marquis et de Bordeaux, la région de Cadillac est très affectée par l'évolution géomorphologique (bathymétrie et matériel du lit), mais aussi par le régime hydrologique. L'évolution du paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$, est pourtant principalement le résultat des changements morphologiques.

L'effet du débit fluvial a été analysé à partir des données d'une seule année, afin de s'affranchir de l'effet des changements morphologiques (les valeurs des pourcentages données ci-après correspondent à l'année 1994, Figures 5.4 et 5.11). Les résultats ont démontré que le débit fluvial affecte particulièrement le marnage au niveau de Cadillac. Le marnage à Bordeaux ne montre pas de changements nets pour des débits fluviaux compris entre 100 et 750 m³s⁻¹. Par rapport au marnage en périodes de débit plus faible, il est nécessaire d'avoir 750-1000 m³s⁻¹ pour diminuer le marnage moyen d'environ 7.5%⁴. A Cadillac, pourtant, une augmentation du débit de 100-200 m³s⁻¹ à 300-400 m³s⁻¹ diminue le marnage moyen de 13% (20.5% si le débit augmente à 500-700 m³s⁻¹). Un débit de 1500-2000 m³s⁻¹ le diminue en moyenne de 59% par rapport à la situation d'étiage. L'augmentation du débit allonge la durée de jusant et donc augmente la distorsion verticale de la marée dans la Garonne amont. Cependant l'effet sur $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ n'est pas très important. A Cadillac, l'augmentation du débit depuis la situation d'étiage à 1000-1500 m³s⁻¹ diminue $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ de moins de 2% en moyenne (5.4% si le débit augmente à 2000-3000 m³s⁻¹). Le changement du régime hydrologique vers des débits moyens plus faibles et des périodes d'étiages plus persistantes a donc un effet significatif sur l'amplification du marnage dans la région de Cadillac.

L'influence des changements morphologiques sur les caractéristiques de la marée a été analysé en filtrant l'effet du débit fluvial. Le Tableau 5.1 rassemble les pourcentages de variation de TR et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ entre chaque année d'étude (intervalles de temps irréguliers) pendant l'étiage. Les pourcentages de variation cumulés au cours du temps sont indiqués entre parenthèses. Bien que ces pourcentages correspondent à des ondes de marée de 4-4.5m de marnage à l'embouchure, les tendances sont généralisables à l'ensemble des marnages (Fig. 5.5 et 5.12). Les deux paramètres montrent une tendance similaire au Marquis et à Bordeaux. Dans les deux stations, le marnage est très légèrement amplifié entre les années 50 et 90, alors qu'il montre un changement très important entre 1994 et 2005 (+7.3% et +9.2% respectivement au Marquis et à Bordeaux, Tableau 5.1). Le paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ s'approche progressivement de la valeur d'asymétrie du flot maximal (90°) tant au Marquis qu'à Bordeaux. Le changement plus important de ce paramètre a eu lieu entre les années 1971 et 1982 avec une augmentation de 6.5% et 5.9% au Marquis et à Bordeaux, respectivement. Au total, entre les années 1953 et 2014, TR et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ ont augmenté respectivement, en moyenne, de 11.9% et 12.7% au Marquis et de 14.9% et 15.2% à Bordeaux (Tableau 5.1).

La similitude des tendances au Marquis et à Bordeaux suggère que ce sont les changements morphologiques de l'estuaire aval les responsables de l'amplification du marnage et de la direction de l'asymétrie dans cette région

⁴Les pourcentages ont été calculés pour des ondes de marée d'égal marnage à l'embouchure (4-4.5m)

Paramètre	Station	1953-1971	1971-1982	1982-1994	1994-2005	2005-2014
TR	Le Marquis	+3.1% (+3.1%)	-1.6% (+1.5%)	+1% (+2.5)	+7.3% (+9.8%)	+2.1% (+11.9%)
	Bordeaux	+1.4% (+1.4%)	+1% (+2.4%)	+1.4% (+3.8%)	+9.2% (+13%)	+1.9% (+14.9%)
	Cadillac	+17.1% (+17.1%)	+5.2% (+22.3%)	+0.8% (+23.1%)	-	-
$2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$	Le Marquis	+3.8% (+3.8%)	+6.5% (+10.3%)	-0.7% (+9.6%)	+3.4% (+13.%)	-0.3% (+12.7%)
	Bordeaux	+5% (+5%)	+5.9% (+10.9%)	-2.6% (+8.3%)	+4.9% (+13.2%)	+2% (+15.2%)
	Cadillac	+10.1% (+10.1%)	-0.3% (+9.8%)	-0.2% (+9.6%)	-	-

Table 5.1: Pourcentage de variation du marnage (TR) et de la direction de l'asymétrie de la marée ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$) entre chaque année d'étude aux trois stations de la Garonne pour un débit de 100-250 m³s⁻¹ et un marnage à l'embouchure de 4-4.5m.

estuarienne. Deux types des changements morphologiques ont eu lieu dans l'estuaire aval: les changements naturels et les aménagement pour maintenir le chenal de navigation. Selon [Castaing et al. \(2006\)](#) et [Sottolichio et al. \(2013\)](#), la cause principale des changements morphologiques de l'estuaire aval entre les années 60 et 90 est la remontée progressive de la ZTM, et donc de la migration de la zone de dépôt vers l'estuaire fluvial. Pour mieux comprendre les changements morphologiques spécifiques qui ont conduit à cette évolution de la marée, il faudrait prolonger les études morphologiques initiés par [Sottolichio et al. \(2013\)](#) avec des données morphologiques actuelles et avec l'incorporation des résultats de cette étude.

Dans la région de Cadillac, tant TR que $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ augmentent au cours du temps mais avec une tendance différente à celle observée dans les stations aval. Le changement le plus drastique s'est produit entre les années 1953 et 1971 avec une amplification de TR et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ de 17.1% et 10.1%, respectivement (valeurs pendant l'étiage, Tableau 5.1). Le marnage continue son augmentation (+5%) entre les années 1971 et 1982 ; il s'amplifie au total de 23.1% entre 1953 et 1994. Le paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ reste pourtant pratiquement constant jusqu'à l'année 1994. Ce schéma particulier suggère que l'évolution de la hauteur et de l'asymétrie de la marée dans cette région est principalement causée par les changements morphologiques et de rugosité du lit provoqués par les extractions du granulats.

Ces résultats montrent une augmentation importante du marnage et de l'asymétrie entre les années 1953 et 2014 dans la Garonne tidale. Elle est néanmoins assez modérée par rapport à des estuaires qui ont subi des aménagements continus. Par exemple, l'estuaire de l'Ems a présenté une amplification du marnage de 125% à l'embouchure entre les années 1950 (1.6 m) et 2010 (3.6 m), causée notamment par des approfondissements ([van Maren et al., 2015](#)). Des simulations semi-analytiques de ce même estuaire ([Chernetsky et al., 2010](#)) ont estimé une amplification de la dominance du flot, en terme de $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$, allant jusqu'à 18% entre 1980 et 2005 pour des sections amont, mais une diminution dans les sections en aval d'environ 7%. De même, les chennalisations successives de la Loire ont amplifié le marnage dans l'estuaire amont (au niveau de Nantes) de 360% entre 1904 (1.2 m) et 2004 (5.5 m) ([Winterwerp et al., 2013](#)). Dans le cas de l'estuaire du Western Scheldt, l'approfondissement de la région amont y a produit une amplification du marnage (jusqu'à 40% entre 1901 et 2010) mais a réduit la dominance du flot de l'asymétrie de la marée ([Winterwerp et al., 2013](#)). Les résultats de ces études suggèrent que, pour bien comprendre les causes de la déformation de la marée,

les changements morphologiques doivent être analysés séparément en termes de perte de zones intertidales, d'approfondissements, de chenalizations et de changements de rugosité du lit.

Pour la Garonne tidale, les résultats de cette étude suggèrent l'existence d'une amplification saisonnière du marnage lors des années humides. Cette variation saisonnière est probablement liée à la variabilité de la rugosité du fond, selon la présence, ou non, de dépôts de sédiments fins. Par exemple, le marnage moyen en 1994 a été amplifié de 16% entre les périodes pré et post présence de la ZTM à Bordeaux et Le Marquis, à débit fluvial égal. Cela signifie que les années humides présentent cette amplification supplémentaire uniquement après la présence de la ZTM, alors que les années sèches, où les dépôts de sédiments fins sont aussi présents avant l'installation de la ZTM (comme en 2005, [Jalón-Rojas et al., 2015](#)), présentent cette amplification supplémentaire avant et après de la présence de la ZTM. La pénurie des crues a donc une double conséquence. D'un côté, elle augmente la persistance des dépôts dans les régions fluviales (Section 3.1.2, [Jalón-Rojas et al., 2015](#)). D'autre part, cette persistance accrue des sédiments peut amplifier la hauteur de la marée et donc la tension de cisaillement et la mise en suspension des sédiments. Les relations entre les changements de rugosité, la propagation de la marée et la dynamique sédimentaire seront analysées au moyen d'un modèle semi-analytique dans le chapitre suivant.

L'effet du changement de rugosité, dû au remplacement des lits sableux par des lits limoneux, sur la déformation de la marée a été étudié dans des estuaires européens à partir de modèles principalement semi-analytiques ([Chernetsky et al., 2010](#); [Winterwerp et Wang, 2013](#)) mais à une échelle inter-annuelle. Par exemple, l'étude numérique de [van Maren et al. \(2015\)](#) suggère que l'amplification de la marée à partir des années 90 dans l'estuaire de l'Ems ($\sim +10\%$ entre 1990 et 2010 dans l'estuaire aval) a été principalement causée par ce phénomène. Un retour à la bathymétrie antérieure à 1990 ne provoquerait pas un retour des niveaux de hauteur d'eau caractéristiques de l'Ems avant cette année en raison de la diminution de la rugosité du fond. Cependant, à notre connaissance, aucune étude n'a quantifié l'effet saisonnier de la vase sur l'amplification de la marée.

5.5 Conclusions

Les changements morphologiques survenus dans l'estuaire de la Gironde au cours des six dernières décennies, notamment provoqués par la remontée de la ZTM vers l'estuaire, ont amplifié le marnage et l'asymétrie de la marée dans la Garonne tidale. Cette remontée de la ZTM, ainsi que l'augmentation de sa persistance dans les régions fluviales, aurait été notamment causé par le changement du régime hydrologique observé au cours des dernières décennies (Section 3.1.2, [Jalón-Rojas et al., 2015](#)) qui a favorisé le pompage tidal (Section 3.1.1). L'amplification totale liée à ces deux paramètres au cours des périodes d'étiage de 1953 et 2014 est d'environ 12-15% au Marquis et à Bordeaux (Tableau 5.1, Figure 5.15). La similitude des tendances au Marquis et à Bordeaux suggère que ce sont les changements morphologiques de l'estuaire aval les responsables d'une telle évolution. La présence saisonnière des dépôts favoriserait l'amplification de la marée dans cette région (jusqu'à 16% en 1994 par rapport aux périodes d'absence de dépôts à débit égal) mais elle n'a montré aucune influence sur l'asymétrie. La région de Cadillac serait de plus affectée par deux autres facteurs (Figure 5.15). La diminution des débits fluviaux y réduit l'énergie tidale et amplifie la hauteur de l'onde de marée. Tant le marnage que l'asymétrie de la marée au niveau de Cadillac auraient aussi été amplifiés par les changements morphologiques et de rugosité du fond causés par les extractions de granulats dans cette région, surtout dans les années 50 et 60. Il est probable que des 17% et 10% d'amplification respective du marnage et de la direction

de l'asymétrie de la marée entre les étiages des années 1953 et 1971 (Tableau 5.1), environ 3-4% (valeurs au Marquis) soient dus aux changements dans l'estuaire aval. Les 13-14% et 6-7% restants correspondraient aux modifications liées aux extractions de granulats. En même temps, une diminution du débit d'étiage moyen de $200-300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ à $100-200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pourraient augmenter le marnage à Cadillac d'environ 11.5%.

Tous ces changements des caractéristiques de la marée ont probablement affecté la dynamique sédimentaire, et particulièrement la ZTM, qui, en retour, a pu modifier la morphologie et donc les caractéristiques de la marée (Figure 5.16). Cette hypothèse est abordée dans le chapitre suivant.

Ces résultats constituent ainsi une base très importante pour commencer à comprendre et à étudier l'avenir des caractéristiques de la marée dans l'estuaire de la Gironde. Actuellement, des études en cours visent à mieux comprendre les changements morphologiques de l'estuaire au cours des dernières décennies (taux et zones d'érosion et d'accrétion, évolution temporelle des zones approfondies, etc.). La liaison entre les études morphologiques et les résultats de ce travail offrira une vision complète de l'évolution morphodynamique passée de la Gironde qui sera la clé pour en prédire l'évolution future.

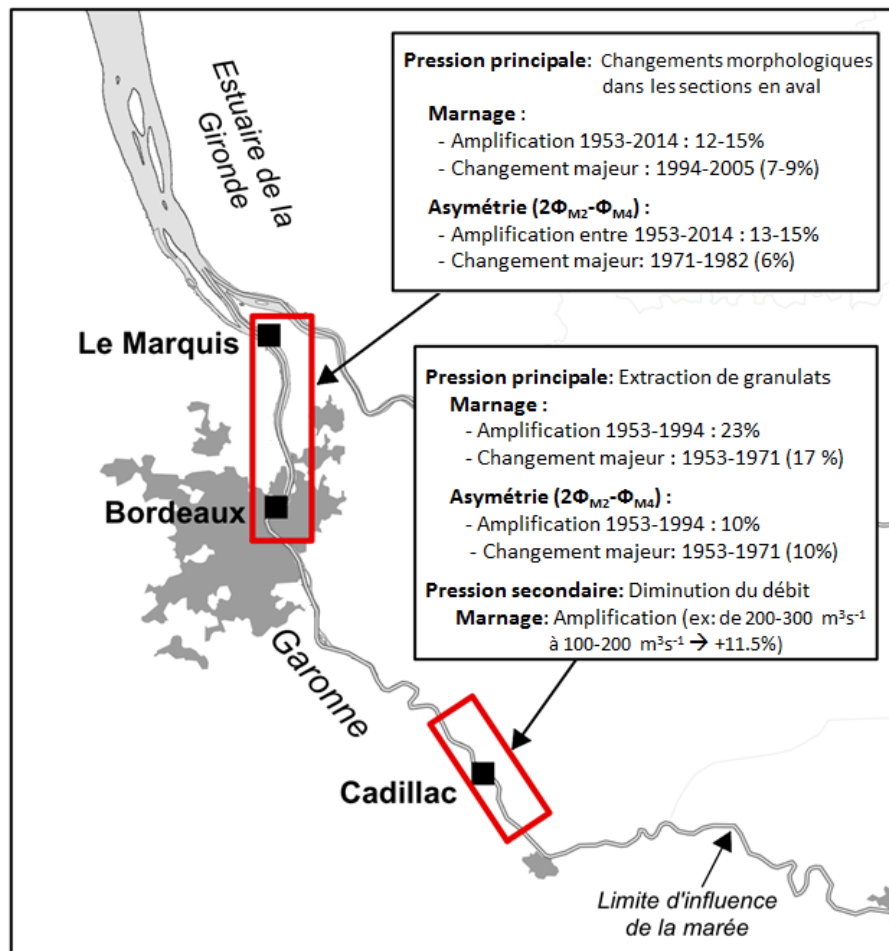


Figure 5.15: Résumé des principales modifications des caractéristiques de la marée dans la Garonne pour la période 1953-2014.

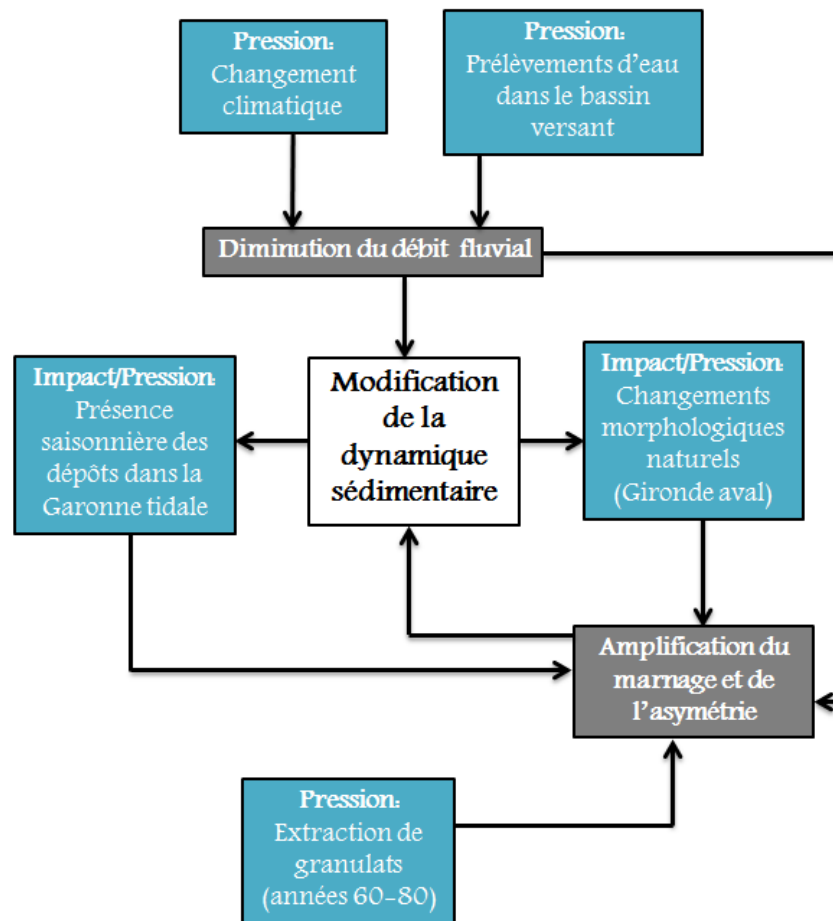


Figure 5.16: Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale entre les années 50 et le présent.

Évolution pluri-décennale de la dynamique hydro-sédimentaire - II : le piégeage de sédiments

Après avoir démontré que les changements morphologiques dans la Gironde ont modifié le marnage et l'asymétrie de la marée au cours des six dernières décennies (Chapitre 5), la question suivante est : quelles ont été les conséquences de cette évolution hydrodynamique sur le transport sédimentaire? Pour tenter d'y répondre, un modèle semi-analytique hydro-sédimentaire 2DV (détaillé dans la Section 2.4) a été mis en place pour la Garonne tidale. Ce modèle permet de simuler différents scénarios de morphologie, de marée et de débit à bas coût de calcul, et d'isoler les mécanismes physiques afin d'examiner leur effet sur le piégeage sédimentaire.

Outre la mise en oeuvre d'un outil très puissant pour mieux comprendre la dynamique sédimentaire de l'estuaire fluvial de la Gironde, ce chapitre a le double objectif d'évaluer (a) l'effet des changements morphologiques (naturels et anthropiques) historiques sur le transport sédimentaire et, plus particulièrement, sur la position, l'extension et la concentration de la ZTM, et (b) l'évolution de la ZTM le long de l'axe longitudinal pour différentes gammes de débits fluviaux. Un total de vingt scénarios (4 années/morphologies x 5 débits x 1 marnage) sont testés pour évaluer l'impact des différentes pressions. Néanmoins cette étude reste préliminaire et toutes les possibilités d'analyses futures à développer avec cet outil sont aussi discutées.

Ce chapitre s'organise selon six sections. D'abord, tous les détails de la mise en place du modèle semi-analytique sur la Garonne tidale (Section 6.1) et du processus de calibration (Section 6.2) sont décrits. Après le choix des scénarios d'étude dans la Section 6.3, les résultats de l'application du modèle sont présentés (Section 6.4) et discutés (Section 6.5). Enfin, la Section 6.6 regroupe les principales conclusions sur l'influence du débit et des changements morphologiques sur la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale, et les perspectives en matière d'utilisation du modèle sur la Gironde.

6.1 Mise en place du modèle semi-analytique sur la Garonne tidale

6.1.1 Géométrie

Le modèle semi-analytique a été mis en place sur la Garonne tidale le long d’un domaine longitudinal (“tidal river” dans le schéma 2.11) de 100 km qui s’étend du Marquis ($x=0$ dans le modèle, situé à 8.5 km de la confluence de la Garonne et la Dordogne, Fig. 1.3.C) jusqu’à plusieurs kilomètres en amont de la limite d’influence de la marée (La Réole, $x=91.5$ dans le modèle). L’existence des données de hauteur d’eau au niveau du Marquis, nécessaires pour forcer le modèle, a motivé le choix de ce point comme zéro de l’axe longitudinal x .

Seules les données bathymétriques des années 1959 et 2002 sont disponibles pour la totalité de ce domaine. La Figure 6.1.A montre la profondeur moyennée en largeur brute (lignes pointillés) et glissée par un polynôme de degré 10 (bathymétrie du modèle, lignes épaisses) pour ces deux années. Le zéro de l’axe vertical z correspond au niveau moyen de la mer au Marquis, c’est-à-dire, la somme du niveau d’étiage (zéro marin ou de basse mer + 0.6m, Castaing et al., 2006) et de la moitié du marnage moyen au Marquis (2.3 m, Fig. 5.3.I.B).

En ce qui concerne la largeur de la section transversale, la Garonne tidale est exponentiellement convergente. A des fins de modélisation, la largeur réelle actuelle (cercles, Fig. 6.1.B) a été simulée selon l’équation (ligne épaisse, Fig. 6.1.B):

$$B(x) = e^{\frac{-0.001893x - 5.503}{0.000393x + 45.36}} \quad (6.1)$$

où $B(x)$ est la largeur de la section transversale, en kilomètres, au niveau de x mètres depuis le Marquis. Ce paramètre est supposé invariable au cours du temps.

6.1.2 Conditions aux limites et points de vérification

Comme expliqué dans la Section 2.4.1, le domaine du modèle (“tidal river”, Fig. 2.11) s’étend sur plusieurs kilomètres supplémentaires (“flat river”, Fig. 2.11) afin d’assurer le non-retour dans le domaine “tidal river” des ondes reflétées par le barrage situé à la limite amont. Dans la Garonne, le domaine a été étendu le long de 35 km supplémentaires de “flat river” à partir de $x=100$ km. Cette longueur assure amplement le non-retour des ondes et situe la limite amont de l’estuaire au niveau de la station hydrométrique de Tonneins (Fig. 2.1). Les données de débit fluvial mesurées au Tonneins peuvent ainsi servir de référence pour forcer le modèle à la limite amont.

Les données de hauteur d’eau au Marquis sont utilisées pour forcer le modèle à l’entrée. Comme dans le chapitre précédent, les amplitudes et phases des composantes de marée M_2 et M_4 (A_{M_2} , A_{M_4} , ϕ_{M_2} , ϕ_{M_4}) prescrites à la condition limite aval sont calculées à partir des données de hauteur d’eau avec la méthode de la Démodulation Complexe (Section 2.3.3). De même, les amplitudes et phases de ces deux composantes à Bordeaux et Cadillac servent de données de vérification pour calibrer le modèle. Comme démontré dans

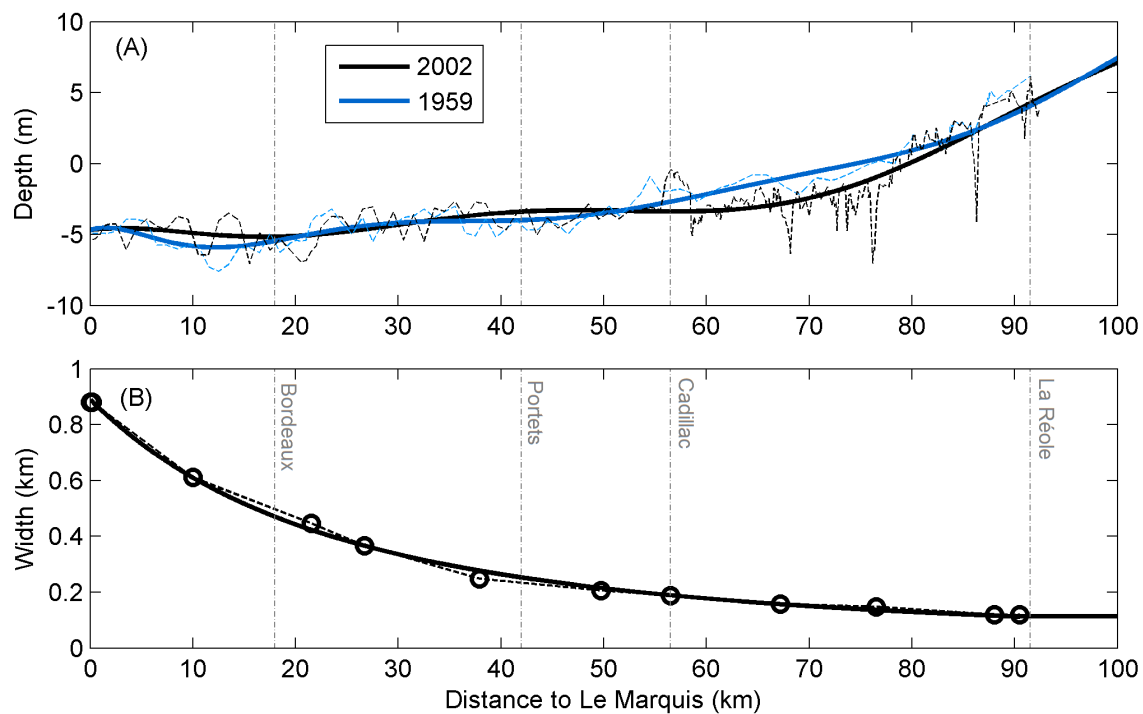


Figure 6.1: (a) Profondeur moyennée en largeur (lignes pointillées) de la Garonne tidale pour les années 1959 (bleu) et 2002 (noir) et ses ajustements selon les polynômes de degrés 10 (lignes épaisses); (B) Largeur de la section transversale réelle (cercles) et ajustée selon l'équation exponentielle 6.1 (ligne épaisse).

le Chapitre 5, les caractéristiques de la marée dans la Garonne tidale dépendent de la morphologie, tant de la Gironde aval que de la propre Garonne, et du débit fluvial. La Figure 6.2 illustre la relation des amplitudes A_{M_2} et A_{M_4} avec le marnage à l’embouchure et le débit fluvial pour l’année 2014. De même que pour le marnage (Section 5.2), plus le débit fluvial est fort, plus l’amplitude du composante M_2 est amortie, particulièrement à Bordeaux et Cadillac. Cependant, l’amplitude de la composante M_4 augmente avec le débit fluvial au niveau du Marquis et de Cadillac (augmentation de l’asymétrie verticale comme discuté dans la Section 5.3), mais elle diminue au niveau de Cadillac. L’influence du débit et des morphologies des différentes années sur les différences de phases $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ a été montré dans la Section 5.3. Les paramètres A_{M_2} , A_{M_4} , ϕ_{M_2} , ϕ_{M_4} , d’entrée au Marquis et de vérification à Bordeaux et Cadillac, sont donc sélectionnés en fonction de l’année (pour prendre en compte la morphologie principalement dans la Gironde aval), du marnage à l’embouchure (Pointe de Grave) et du débit fluvial. L’exemple suivant illustre la configuration des scénarios. Pour simuler l’hydrodynamique générée par une onde de 3 m de marnage à l’embouchure et un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ lors de l’année 1994, l’amplitude et les phases des composantes M_2 et M_4 à l’entrée et aux points de vérifications sont calculées comme les valeurs moyennes des données de 1994 qui ont lieu pour un marnage de $3 \pm 0.25 \text{ m}$ et un débit fluvial de $200 \pm 25 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Des données de vitesse de courant enregistrées en Juillet 2015 au niveau de Bordeaux par un ADCP (0.3 km en amont du ponton du port, Projet URABALIA) sont également utilisées pour la calibration du modèle. Ces données ont été obtenues au niveau de la rive gauche et peuvent ne pas être représentatives de la totalité de la section transversale. Néanmoins, elles fournissent des informations utiles sur l’ordre de grandeur des composantes M_0 (résiduelles), M_2 et M_4 du courant à Bordeaux.

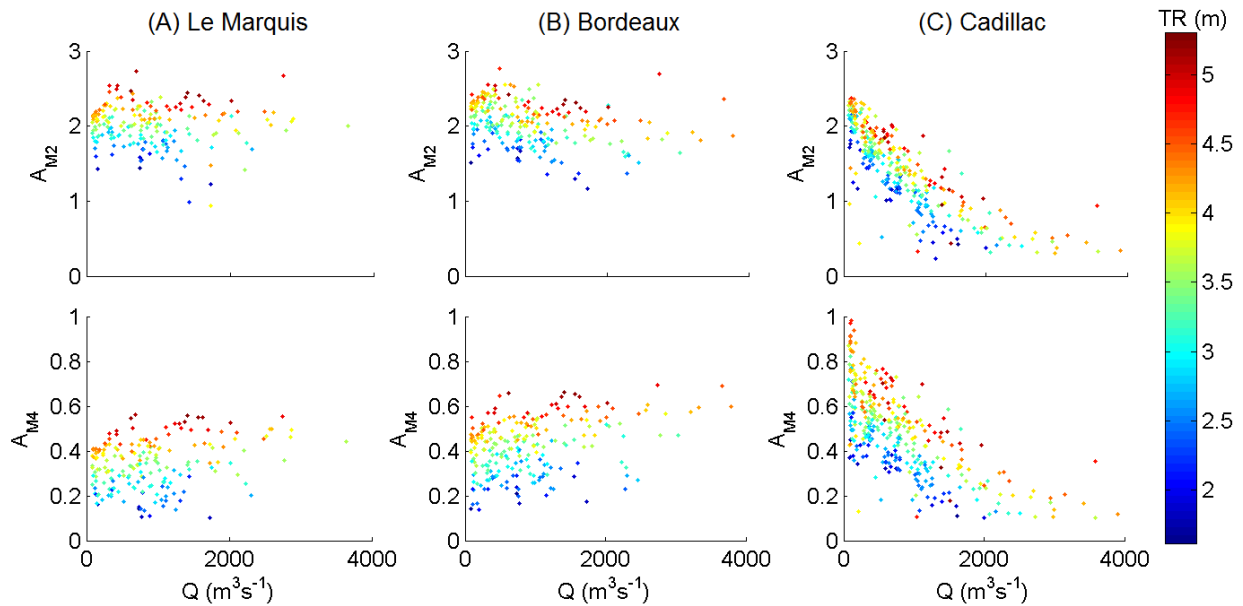


Figure 6.2: Amplitude des composantes de marée M_2 et M_4 en fonction du débit fluvial et du marnage à l’embouchure (colorbar) pour l’année 1994 au niveau du Marquis (A), de Bordeaux (B), et de Cadillac (C).

6.1.3 Contrainte de cisaillement au fond

Comme expliqué dans la Section 2.4.2.1, la tension au fond peut être liée à la vitesse au niveau du lit selon $\tau_b = \rho_0 s_f u$ (Zimmerman, 1992). Dans le modèle hydrodynamique, le paramètre de tension s_f représente la rugosité du fond, laquelle consiste en la rugosité du grain, générée par les forces de résistance de frottement (skin friction), et à la rugosité des formes, générée par les forces de pression qui agissent sur les formes du lit. Ce paramètre dépend donc de la taille des grains et des formes du lit.

Dans les applications antérieures du modèle à d'autres estuaires, s_f consistait en une valeur constante qui représentait un unique type de lit. Cependant, le lit de la Garonne varie le long de l'axe x comme décrit dans la Section 1.3.1. Du Marquis ($x=0$ km) à Cadillac ($x=56.6$ km), les sédiments du fond consistent en des dépôts vaseux, vaseux-sableux ou sableux. La quantité des sédiments vaseux, particulièrement en amont de Bordeaux ($x=18$ km), est plus importante pendant et après la présence de la ZTM. Rappelons que, même quand la ZTM a été expulsée vers l'estuaire aval, des dépôts vaseux persistent dans l'estuaire fluvial. Ces dépôts sont progressivement expulsés vers l'aval par les crues fluviales (Jalón-Rojas et al., 2015, Section 3.1.2). De Cadillac à Langon ($x=67$ km), le fond est plutôt sableux et, jusqu'à la fin du domaine, les galets et graviers sont prédominants. Pour reproduire cette variabilité de la rugosité du lit, je propose la paramétrisation de s_f selon l'équation de tangente hyperbolique suivante:

$$s_f(x) = \frac{s_{f,m} + s_{f,g}}{2} + \frac{s_{f,m} - s_{f,g}}{2} \tanh\left(3 \frac{x - x_{end,m} - \frac{x_{ini,g} - x_{end,m}}{2}}{\frac{x_{ini,g} - x_{end,m}}{2}}\right) \quad (6.2)$$

où $s_{f,m}$ et $s_{f,g}$ sont les paramètres de tension pour les lits de vases et de graviers, respectivement. $x_{end,m}$ représente la limite amont des lits vaseux et $x_{ini,g}$ la limite aval des lits de graviers (voir Fig. 6.3). La calibration de ces paramètres sera détaillée dans la Section 6.2.

Pour le modèle de dynamique sédimentaire, s_f consiste uniquement en la rugosité générée par la friction du revêtement (Francalanci et al., 2006). Compte tenu de l'objectif de modéliser le transport des sédiments fins, une taille unique de grain est considérée et par conséquent s_f est considéré constant sur x et égal à $s_{f,m}$ pour les équations de transport sédimentaire.

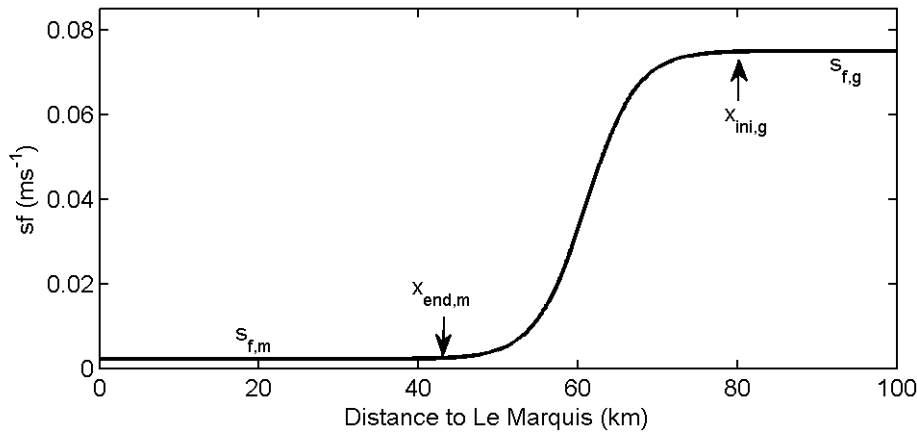


Figure 6.3: Exemple de l'évolution du paramètre de tension s_f le long de l'axe longitudinal x dans la Garonne tidale.

6.1.4 Paramétrisation de la viscosité turbulente

Deux types de paramétrisation de la viscosité turbulente ν_t ont été testés lors de l'étape de mise en place du modèle dans la Garonne tidale:

1. $\nu_t(x) = \nu_{t,0} \left(\frac{H(x)}{H_0} \right)^m$ où $\nu_{t,0}$ est un coefficient de viscosité turbulente constant, H_0 la profondeur à l'entrée, et m un facteur qui varie entre 0 et $3/2$ [Friedrichs et Hamrick \(1996\)](#).

2. Même formulation mais avec $\nu_{t,0}$ variable selon $\frac{1}{2}s_f H_0$ où s_f est le paramètre de tension. Des utilisations antérieures de cette formulation pour d'autres estuaires ont montré un comportement similaire de la dissipation de l'énergie turbulente entre cette approche et l'approche classique $k - \varepsilon$ (Y. Dijkstra, communication personnelle).

Le choix de la paramétrisation la plus pertinente pour la Garonne a été basé sur deux critères: (a) l'estimation correcte de la surcote du débit fluvial (i.e., le niveau de référence, Section [2.4.1](#) et Annexe [C.2](#)); (b) la reproduction correcte de l'hydrodynamique. La Figure [6.4](#) compare la surcote du débit fluvial observée en 2002 pour un débit de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ([Castaing et al., 2006](#)) avec celles calculées par le modèle à partir des deux formulations et des mêmes conditions morphologiques et hydrologiques. Dans tous les cas, m est égal à zéro ; l'augmentation de ce paramètre n'a pas amélioré l'estimation de la surcote. La première formulation a besoin d'une valeur élevée de $\nu_{t,0}$ pour donner une bonne approximation de la surcote ($\nu_{t,0} > 0.8$). La deuxième formulation dépend de s_f ; donc la calibration du paramètre s_f sera conditionnée à une bonne estimation de la surcote. Bien que la calibration de s_f est détaillée dans la Section [6.2](#), la Figure [6.4](#) anticipe la surcote résultante de cette calibration.

Les résultats du modèle hydrodynamique pour les cas $\nu_t = 0.08$ et $\nu_t = \frac{1}{2}s_f H_0$ ont été comparés pour le scénario: année 2014 (bathymétrie du 2012) et débit d'étiage ($100\text{-}150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Pour les deux cas, le niveau de l'eau simulé est en accord avec les observations, après la calibration de s_f (non montré). Cependant, alors que la Formulation 2 donne une bonne estimation des vitesses de courant à Bordeaux (données ADCP 2015 pour les conditions hydrologiques simulées), la Formulation 1 sous-estime la prédiction des vitesses (Fig. [6.5](#)). La Formulation 2 est donc choisie pour le paramétrage de la viscosité turbulente. Des détails supplémentaires sur la pertinence de cette formulation sont donnés dans la calibration de s_f (Section [6.2](#)).

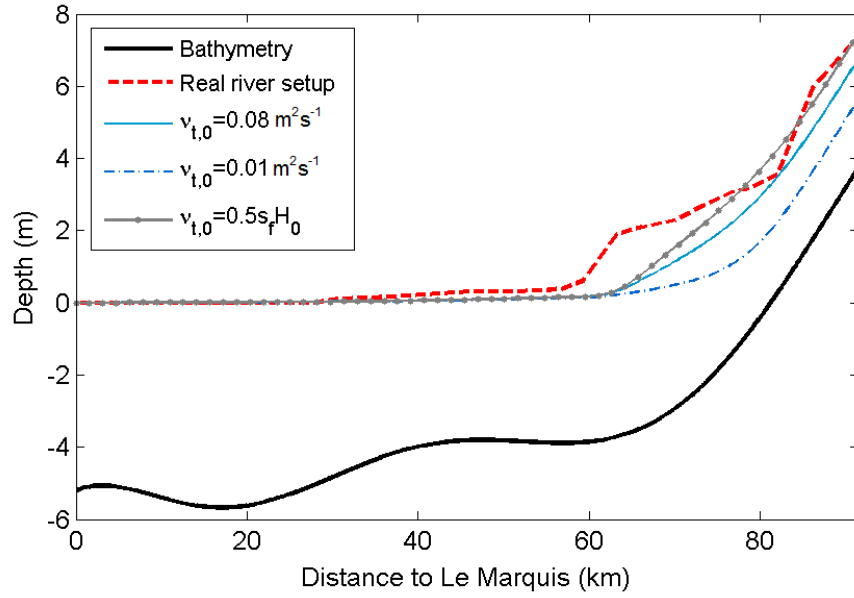


Figure 6.4: Comparaison des surcotes du débit fluvial pour différentes formulations de ν_t avec les données observées pour l'année 2002 et un débit fluvial de $125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les observations ont été extraites de [Castaing et al. \(2006\)](#).

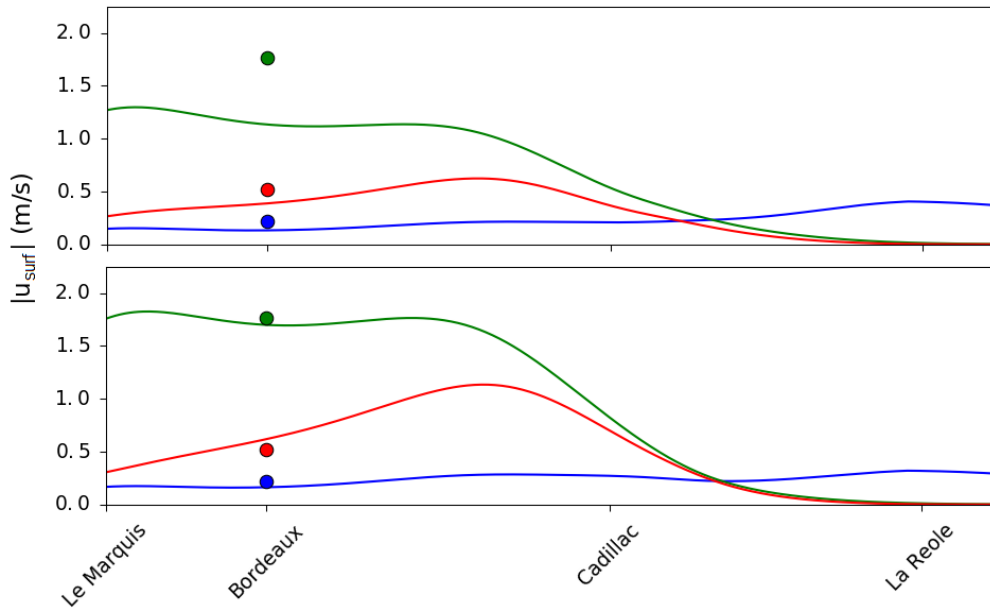


Figure 6.5: Composantes des courants de marée résiduelle (bleu), M_2 (vert) et M_4 (rouge) pour: (A) $\nu_t = 0.08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; (B) $\nu_t = \frac{1}{2} s_f H_0$.

6.2 Calibration du modèle

6.2.1 Modèle hydrodynamique

Pour le modèle hydrodynamique, seul le paramètre de tension s_f doit être calibré. Comme expliqué dans la Section 6.1.3, $s_f(x)$ est une fonction de la tangente hyperbolique de x et dépend de quatre variables ($s_{f,m}$, $s_{f,g}$, $x_{end,m}$ et $x_{ini,g}$ Fig. 6.3). La rugosité des lits vaseux et de graviers, et donc $s_{f,m}$ et $s_{f,g}$, ainsi que la limite aval des lits de graviers $x_{ini,g}$ sont considérés invariables au cours du temps. Ces trois paramètres sont calibrés avec les données de marée de 1994 (bathymétrie de 2002) puisque cette année est la plus récente ayant des données à Cadillac. La limite amont des lits vaseux est calibrée, pourtant, pour chaque année et chaque débit fluvial simulé. Les détails de la calibration des quatre paramètres sont donnés ci-après :

- $x_{ini,g}$: la limite aval des lits de gravier dans l'équation 6.2 est $x=80$ km afin que la valeur de $s_{f,g}$ soit quasi constante à partir de $x=67$ km (Fig. 6.3, limite aval réelle des galets et graviers, Section 6.1.3, Kator et al., 2016).
- $s_{f,g}$: le paramètre de tension des lits de graviers est calibré selon deux critères: (a) la marée doit être amortie autour de La Réole ($x=91.5$ km) même pour des débits d'étiage; (b) l'estimation correcte de la surcote du débit fluvial. Le premier critère est satisfait pour $s_{f,g} > 0.05$. La surcote d'un débit de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a été calculée pour des valeurs de $s_{f,g}$ comprises entre 0.05 et 0.125 et comparée aux observations de 2002 (Figure 6.6). Comme résultat de cette comparaison, $s_{f,g}$ prend la valeur de 0.075.

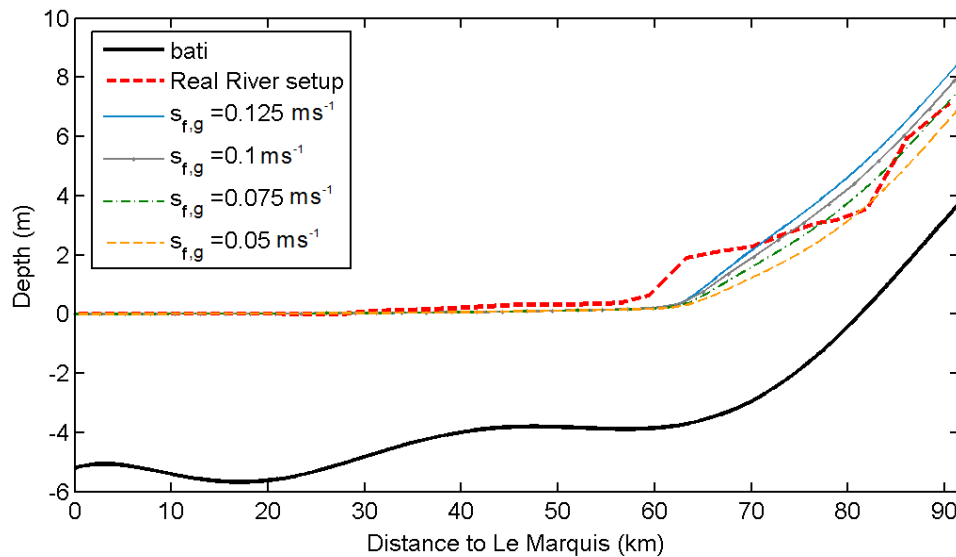


Figure 6.6: Comparaison des surcotes du débit fluvial pour différentes valeurs de $s_{f,g}$ avec les données observées pour l'année 2002 et un débit fluvial de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les observations ont été extraites de Castaing et al. (2006).

- $s_{f,m}$: le paramètre de tension des lits vaseux est calibré à partir d'un scénario de débit fluvial d'étiage ($100\text{-}150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Il est connu que les dépôts de sédiments fins provenant de la ZTM peuvent arriver au

niveau de Cadillac (Schmidt, 2016) avec ce débit fluvial. $x_{end,m}$ prend dans ce cas la valeur $x=42$ km dans l'Équation 6.2 afin de pouvoir calibrer $s_{f,m}$ qui reste quasi constant jusqu'à Cadillac ($x=56.5$, Fig. 6.3). L'hydrodynamique est simulée pour des valeurs de $s_{f,m}$ comprises entre 0.001 et 0.01. Les niveaux de l'eau observés et calculés sont comparés à partir d'un ajustement par la méthode des moindres carrés avec la fonction de coût f suivante (Jones et Davies, 1996) :

$$f = \sqrt{\left(\Delta\hat{\zeta}\right)^2 + 2\hat{\zeta}^{obs}\hat{\zeta}^{mod}(1 - \cos \Delta\varphi)} \quad (6.3)$$

où $\Delta\hat{\zeta}$ et $\Delta\varphi$ représentent les différences d'amplitude et de phase, respectivement, des niveaux d'eau observés et calculés. La Figure 6.7 montre le coût f des différentes valeurs de $s_{f,m}$, en faisant ressortir le meilleur ajustement pour les composantes M_2 et M_4 . La valeur qui reproduit le mieux la composante M_2 , $s_{f,m} = 0.022$, est prise pour tous les scénarios. Cette valeur surestime légèrement l'amplitude de la composante M_4 au niveau de Cadillac pour des débits fluviaux très faibles, mais elle fournit le meilleur ajustement pour tous les autres paramètres (voir les amplitudes et phases de la hauteur d'eau dans la Fig. 6.8), y compris les vitesses de courant au niveau de Bordeaux (Fig. 6.5.B).

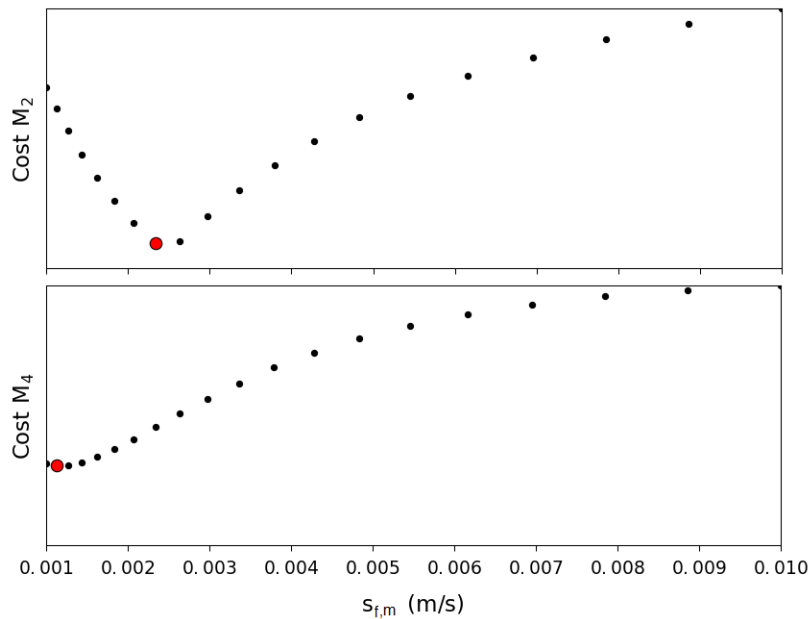


Figure 6.7: Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction du paramètre de tension des lits vaseux $s_{f,m}$, pour un débit fluvial de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points rouges indiquent les valeurs de $s_{f,m}$ qui fournissent le coût minimal.

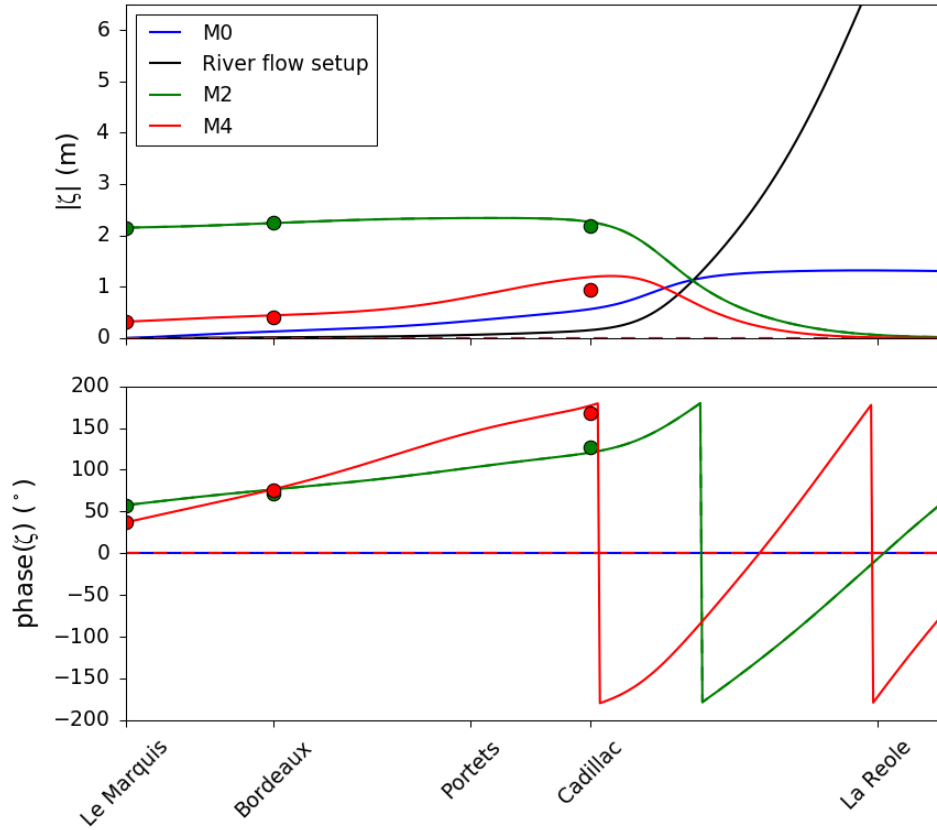


Figure 6.8: Amplitude et phase du niveau de l'eau séparé en composantes de fréquence. Les points représentent les observations. Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($100\text{-}150\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en 1994.

- $x_{end,m}$: la limite amont de lits vaseux est calibrée pour chaque année et chaque débit fluvial à partir de la fonction de coût f (Eq. 6.3). La Figure 6.9 montre l'exemple de la calibration de ce paramètre pour un débit de $900\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Une des limitations du modèle est son incapacité pour reproduire l'effet d'amortissement de la marée par le débit fluvial (important au niveau de Cadillac comme expliqué Section 5.2).

Comme justifié dans la Section 6.1.4, la paramétrisation de la viscosité turbulente utilisée dans ce travail, $\nu_t = \frac{1}{2}s_f H_0$, conduit au calcul correct de la surcote du débit fluvial dans la région amont et des vitesses de courant dans la région aval. Pour examiner plus en profondeur la pertinence de cette formulation pour prédire le niveau de l'eau, la fonction de coût f a été calculée pour différentes valeurs de s_f et ν_t pour un débit d'étiage ($125\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en 1994. La Figure 6.10 illustre les résultats de ce test et montre que le couple $s_f = 0.0022$ et son correspondant $\nu_t = \frac{1}{2}0.0022H_0$ (point vert) sont une bonne combinaison de valeurs pour ajuster le niveau d'eau simulé aux observations.

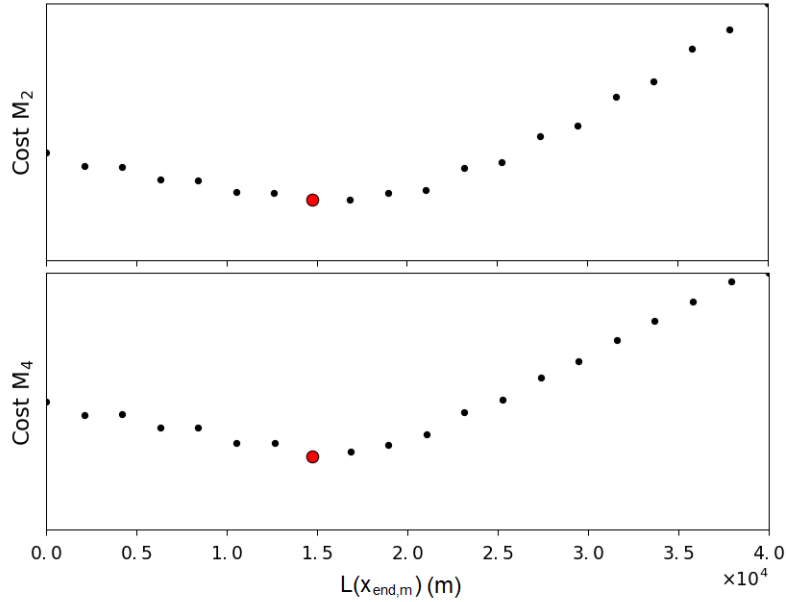


Figure 6.9: Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction de la limite amont des lits vaseux $x_{end,m}$ pour un débit de $900 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points rouges indiquent les valeurs de $s_{f,m}$ qui fournissent le coût minimal.

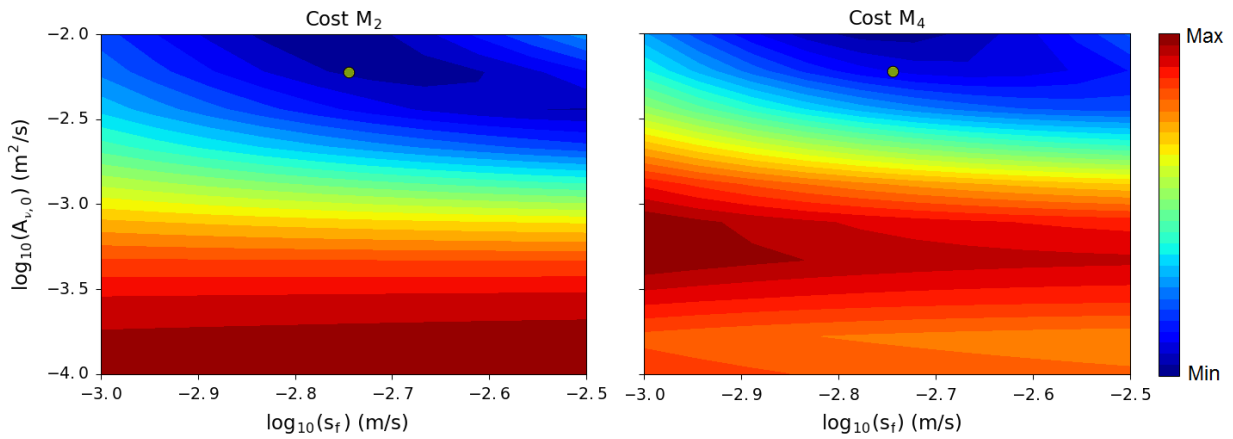


Figure 6.10: Différence (coût f , Eq. 6.3) entre les niveaux d'eau des composantes M_2 et M_4 observés et calculés en fonction du paramètre de tension des lits vaseux $s_{f,m}$ et de la viscosité turbulente ν_t pour un débit de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1994. Les points verts indiquent la valeur de s_f sélectionnée, $s_f = 0.0022$, et sa valeur correspondante $\nu_t = \frac{1}{2}s_f H_0$.

6.2.2 Modèle de dynamique sédimentaire

Deux paramètres doivent être calculés dans le modèle de dynamique sédimentaire : la quantité moyenne de sédiments disponibles pour la mise en suspension a_* et la vitesse de chute w_s .

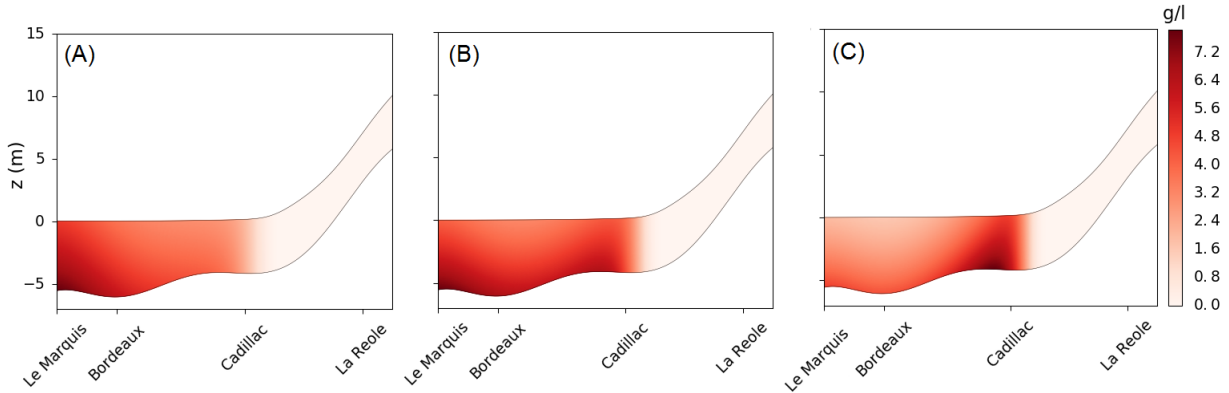


Figure 6.11: Moyenne tidale de la concentration de sédiments en suspension (g l^{-1}) en équilibre morphodynamique pour un débit fluvial d'étiage ($125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, année 2014) et pour w_s égal à: (A) 0.5 mm s^{-1} , (B) 0.7 mm s^{-1} , et (C) 1 mm s^{-1} .

La vitesse de chute w_s est bien connue dans la Gironde aval où elle varie de 0.1 mm s^{-1} (taille du floc $< 40 \mu\text{m}$) à 3 mm s^{-1} (taille du floc $> 640 \mu\text{m}$) (Manning et al., 2004). Dans la Garonne tidale, les particules sont très petites à l'exception de certains microflocs (Gibbs et al., 1989). Des valeurs de w_s comprises entre 0.1 et 2 mm s^{-1} ont été testées pour un scénario actuel avec un débit d'étiage et une marée de vives-eaux. La Figure 6.11 montre la distribution des concentrations de MES (moyenne tidale) pour trois valeurs de w_s : 0.5 , 0.7 et 1 mm s^{-1} . La valeur $w_s = 0.7 \text{ mm s}^{-1}$ fournit la position de la ZTM la plus réaliste: cœur autour de Portets (entre Bordeaux et Cadillac), limite amont autour de Cadillac, et présence de la ZTM à Bordeaux (Fig. 6.11.B). Les valeurs supérieures à 1 mm s^{-1} donnent comme résultat une extension de la ZTM très courte, alors que les valeurs inférieures à 0.5 mm s^{-1} conduisent à une ZTM située trop en aval. La valeur $w_s = 0.7 \text{ mm s}^{-1}$ a donc été sélectionnée.

La quantité moyenne de sédiments remobilisables a_* est ici calibrée comme la valeur qui fournit des concentrations de MES dans les eaux de surface à Portets ($x=42 \text{ km}$) d'environ $5\text{-}6 \text{ g L}^{-1}$ (9999 NTU, Chapitre 3) pendant la phase de mise en suspension d'une période d'étiage ($125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), une marée de vives-eaux (Fig. 6.11.B) et un scénario actuel (2014). La valeur qui satisfait un tel critère est 10^{-3} . La Figure 6.12 montre l'évolution de la concentration de MES et de la vitesse de courant sur un cycle de marée à Bordeaux, Portets et Cadillac pour les valeurs de a_* et de w_s sélectionnées. L'utilisation de cette valeur de a_* pour les autres scénarios de débit fluvial de l'année 2014, où la distribution longitudinale des sédiments érodables $a(x)$ varie en fonction du débit (voir exemple dans la Fig 6.13), donne de résultats de simulation satisfaisants par rapport aux observations du réseau MAGEST (Chapitre 3). **La calibration de ce paramètre est la limitation la plus importante pour la simulation des scénarios du passé, puisque nous ne disposons pas de données de concentrations de sédiments anciens afin de trouver le a_* caractéristique de chaque année d'analyse. Le même montant de sédiments moyen (celui calibré pour 2014) sera considéré pour toutes les années. La discussion de l'évolution pluri-décennale de la dynamique sédimentaire sera donc réalisée selon cette hypothèse. Cela signifie que les concentrations de sédiments ne peuvent pas être comparées en valeurs nettes, mais relativement par rapport à l'année 2014.**

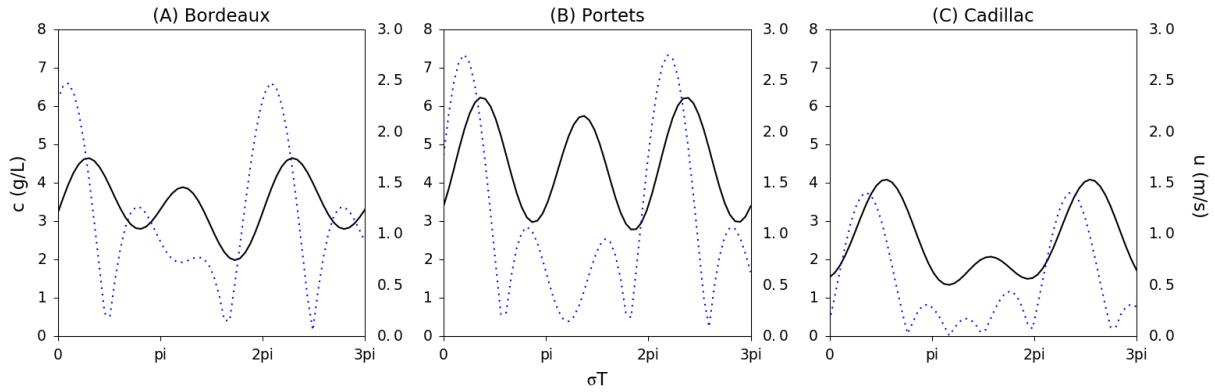


Figure 6.12: Séries temporelles (temps adimensionnel σt) de concentrations des MES (ligne noire) et vitesse de courant (ligne bleue pointillée) à Bordeaux ($x=18$ km), Portets ($x=42$ km) et Cadillac ($x=56.5$ km). Les résultats représentent le scénario de 2014 pour un débit fluvial d'étiage et une marée de vives-eaux (3.5-4m de marnage à l'embouchure).

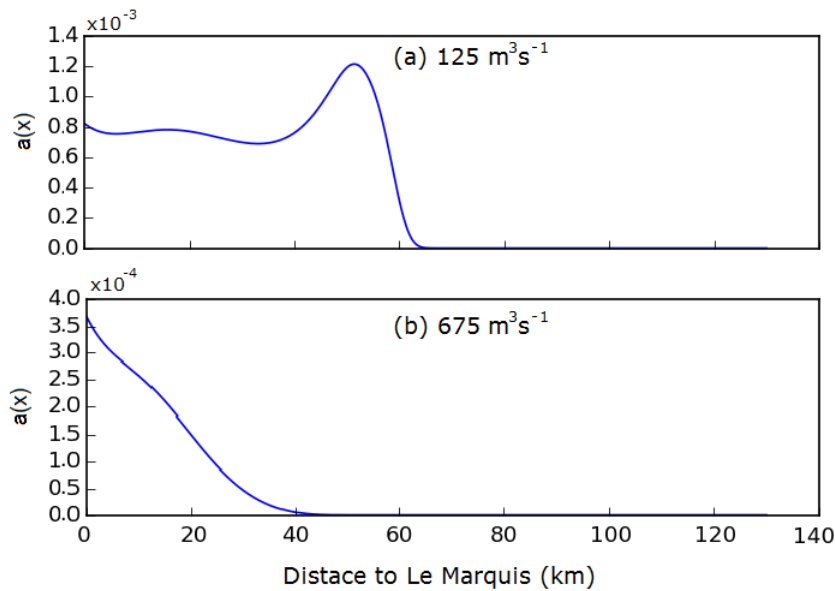


Figure 6.13: Distribution des sédiments facilement érodables le long de l'axe longitudinal $a(x)$ pour deux débits fluviaux : (a) $125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et (b) $675 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les résultats représentent le scénario de 2014 pour une marée de vives-eaux (3.5-4m de marnage à l'embouchure).

6.3 Choix des scénarios d'étude

Le modèle semi-analytique a été appliqué à différents scénarios de débit fluvial et de morphologie, afin d'évaluer l'évolution de la dynamique sédimentaire de la Garonne en fonction des variations de ces deux paramètres. Concrètement, un total de 20 scénarios (4 années x 5 débits fluviaux x 1 marnage, Tableau 6.1)

ont été sélectionnés en raison de la disponibilité des données bathymétriques de la Garonne et des données de marée (Chapitre 5). L'influence des changements bathymétriques de la Gironde aval sur l'hydrodynamique est considérée à partir des inputs de marée au Marquis ($x=0$ km) comme expliqué précédemment dans la Section 6.1.2. La disponibilité des observations de marée est donc indispensable pour la sélection des scénarios morphologiques. Les quatre années sélectionnées sont 1953, 1971, 1994 et 2014, pour lesquelles six conditions hydrologiques ont été simulées: $100-150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $175-225 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $350-400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $650-700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $850-950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La bathymétrie de la Garonne de 1959 est utilisée pour l'année 1953, et la bathymétrie de 2002 pour les années 1994 et 2014. La bathymétrie de 1959, approfondie de 1.5 m entre $x=56$ km et $x=78$ km afin de simuler les extractions de granulats, est utilisée pour 1971. Même si les années des données bathymétriques ne correspondent pas exactement avec les années d'analyse, la calibration de chacun des scénarios (comme expliqué dans la Section 6.2) permet une reproduction assez précise de l'hydrodynamique (voir Fig. 6.8 et 6.5). Un marnage de vives-eaux moyen de 3.5-4 m à l'embouchure (Pointe de Grave), a été sélectionné en raison de deux critères: (a) la reproduction des situations limites, comme la limite amont maximale de la ZTM ; (b) la disponibilité des observations de marée d'une telle valeur pour toutes les situations de débit fluvial.

Des mailles régulières de 500 et 50 points ont été utilisées pour les directions longitudinale et verticale, respectivement. Avec ce maillage, le temps de calcul du modèle pour chaque scénario est d'environ 22 secondes (48 secondes avec des représentations graphiques).

Scénarios d'étude		
Années	Débit fluvial :	Marnage embouchure:
:	$125 \pm 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	
1953	$225 \pm 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	3.5-4 m
1971	$375 \pm 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	
1994	$675 \pm 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	
2014	$900 \pm 50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	

Table 6.1: Scénarios d'étude avec le modèle semi-analytique

6.4 Résultats

6.4.1 Hydrodynamique

La propagation de la marée dans la Garonne tidale a été reproduite par le modèle semi-analytique pour chaque scénario d'étude grâce au support des observations de hauteur d'eau. Cette section présente uniquement les résultats des scénarios d'étiage ($125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). L'ensemble de scénarios est présenté plus en détail pour l'analyse de la dynamique sédimentaire (Section 6.4.2). La Figure 6.14 montre la simulation de l'amplitude $|\zeta|$ et de la phase ϕ de la hauteur d'eau, décomposées en fréquence (résiduelle ou M_0 , M_2 et M_4), pour les périodes d'étiage des années 1953 et 2014. Par rapport à 1953, l'amplitude des composantes M_2 et M_4 a été amplifiée le long de la totalité de l'axe longitudinal. Par exemple, au niveau de Portets ($x=43$ km), l'amplitude de M_2 et M_4 a augmenté de 0.36 m et $_ \text{ m}$, respectivement. Il est notable que la section de début de l'amortissement de la marée a été déplacé vers l'amont de 12 km au cours des six dernières décennies.

Le modèle permet aussi de décomposer les composantes M_0 et M_4 en fonction de la contribution des différents mécanismes (Fig. 6.15). La composante “tide” (Fig. 6.15.A) consiste en la propagation de la composante de marée M_4 qui entre dans la Garonne tidale au Marquis. Les mécanismes de la dérive de Stokes (Fig. 6.15.B, expliqué à la Section 1.1), de “no stress”¹ (Fig. 6.15.C) et d’advection (Fig. 6.15.D) génèrent intérieurement une composante M_4 , indépendante de la marée qui entre au Marquis, et une composante résiduelle. En 2014, la composante de marée M_4 qui entre dans la Garonne est moins amplifiée dans les premiers 50 km. Cependant, elle présente des valeurs supérieures entre les kilomètres 50 et 80 par rapport à 1953, en raison du déplacement vers l’amont de la section d’amplification maximale. La composante M_4 générée intérieurement est supérieure pour l’année 2014 à partir du kilomètre 30 pour tous les mécanismes. Cette amplification est particulièrement importante entre les kilomètres 50 et 60, autour de Cadillac ($x = 56.5$ km). La composante résiduelle est aussi en général supérieure en 2014 pour tous les mécanismes.

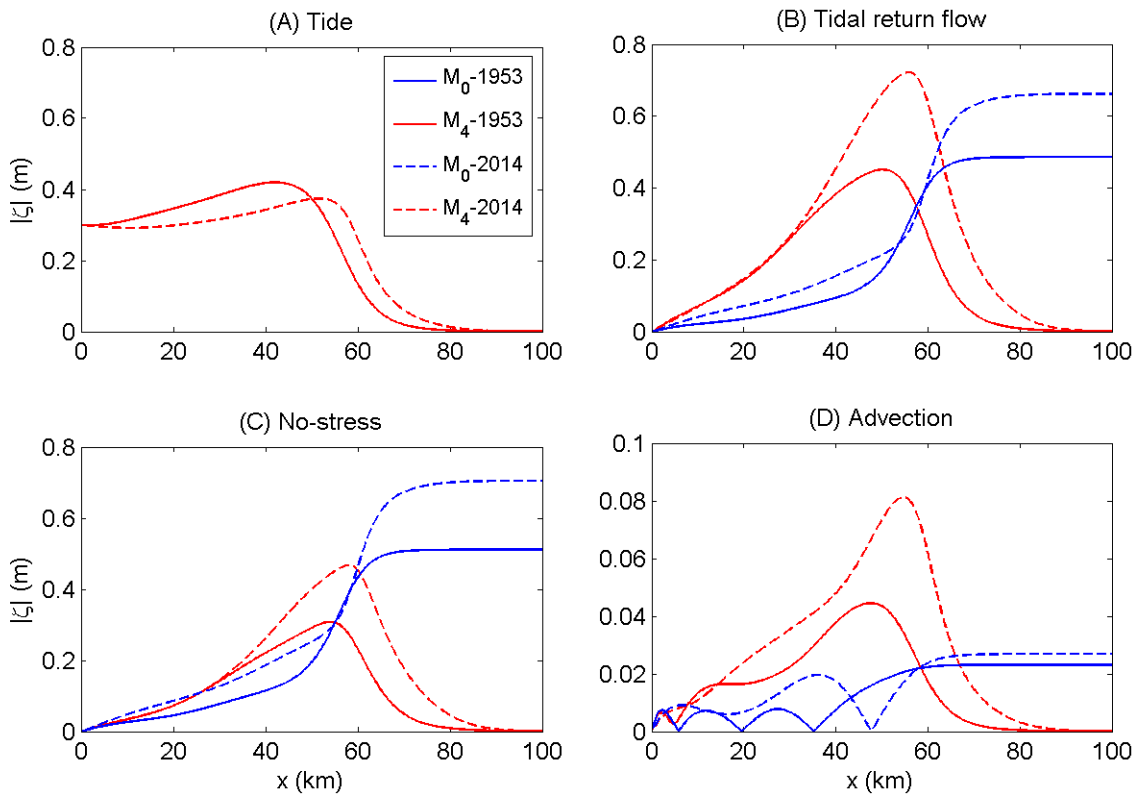


Figure 6.15: Amplitude des composantes M_0 (bleu) et M_4 (rouge) induites par : (A) le forçage externe de la marée, (B) la dérive de Stokes, (C) la condition de no-stress, et (D) l’advection. Les lignes continues et pointillées correspondent aux années 1953 et 2014, respectivement. Ces résultats correspondent à la simulation d’une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l’embouchure) et un débit d’étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

Afin de mieux évaluer l’évolution pluri-décennale de l’hydrodynamique de la Garonne, les amplitudes de la hauteur d’eau et de la vitesse de courant sont comparées pour les années d’étude. La Figure 6.16 illustre cette comparaison des composantes M_2 et M_4 (total, forcée extérieurement, générée intérieurement) pour

¹La composante “no-stress” n’est pas un mécanisme physique stricto sensu, mais est le résultat de l’artifice mathématique mis en place dans le modèle pour considérer la condition à la surface $\nu_t u_z(x, \zeta, t) = 0$ (Eq. 2.15 de la Section 2.4.2.1)

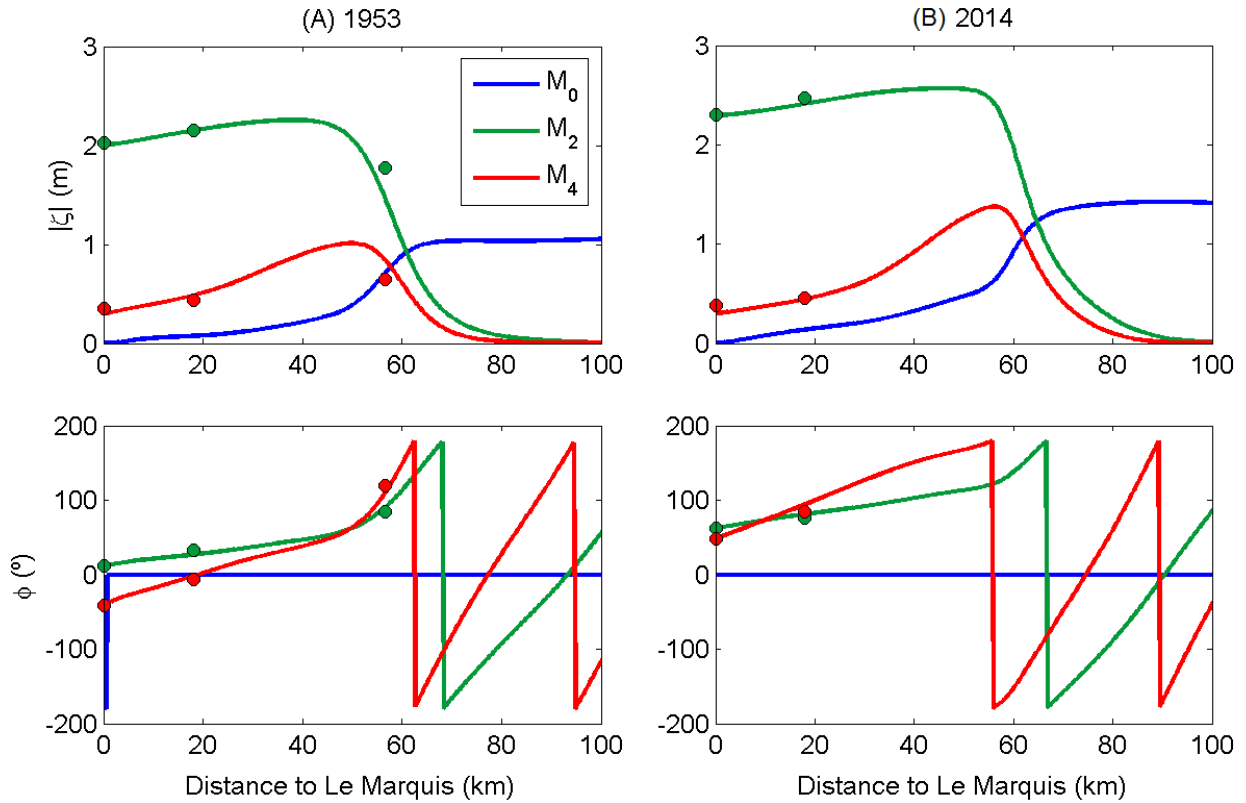


Figure 6.14: Amplitude et phase du niveau de l'eau séparés en composantes de fréquence (résiduelle ou M_0 , M_2 et M_4) en (A) 1953 et (B) 2014. Les points représentent les observations (de l'aval vers l'amont: Le Marquis, Bordeaux et Cadillac). Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

une période d'étiage. Tant la hauteur d'eau que la vitesse de courant de la composante M_2 augmentent progressivement au cours des années entre Le Marquis et le kilomètre 65 (Fig. 6.16.I). Du kilomètre 65 au kilomètre 85, le scénario pré-extractions de granulats (1953) montre un amortissement majeur en raison des profondeurs mineures. La hauteur d'eau et le courant de la composante M_4 augmentent aussi progressivement avec le temps mais à partir des kilomètres 40 et 25, respectivement (Fig. 6.16.II). Une telle augmentation est principalement due à la génération interne de cette composante (Fig. 6.16.IV), mais aussi à la propagation plus en amont des valeurs maximales de hauteur et de vitesse de la composante M_4 provenant de la Gironde aval (Fig. 6.16.II).

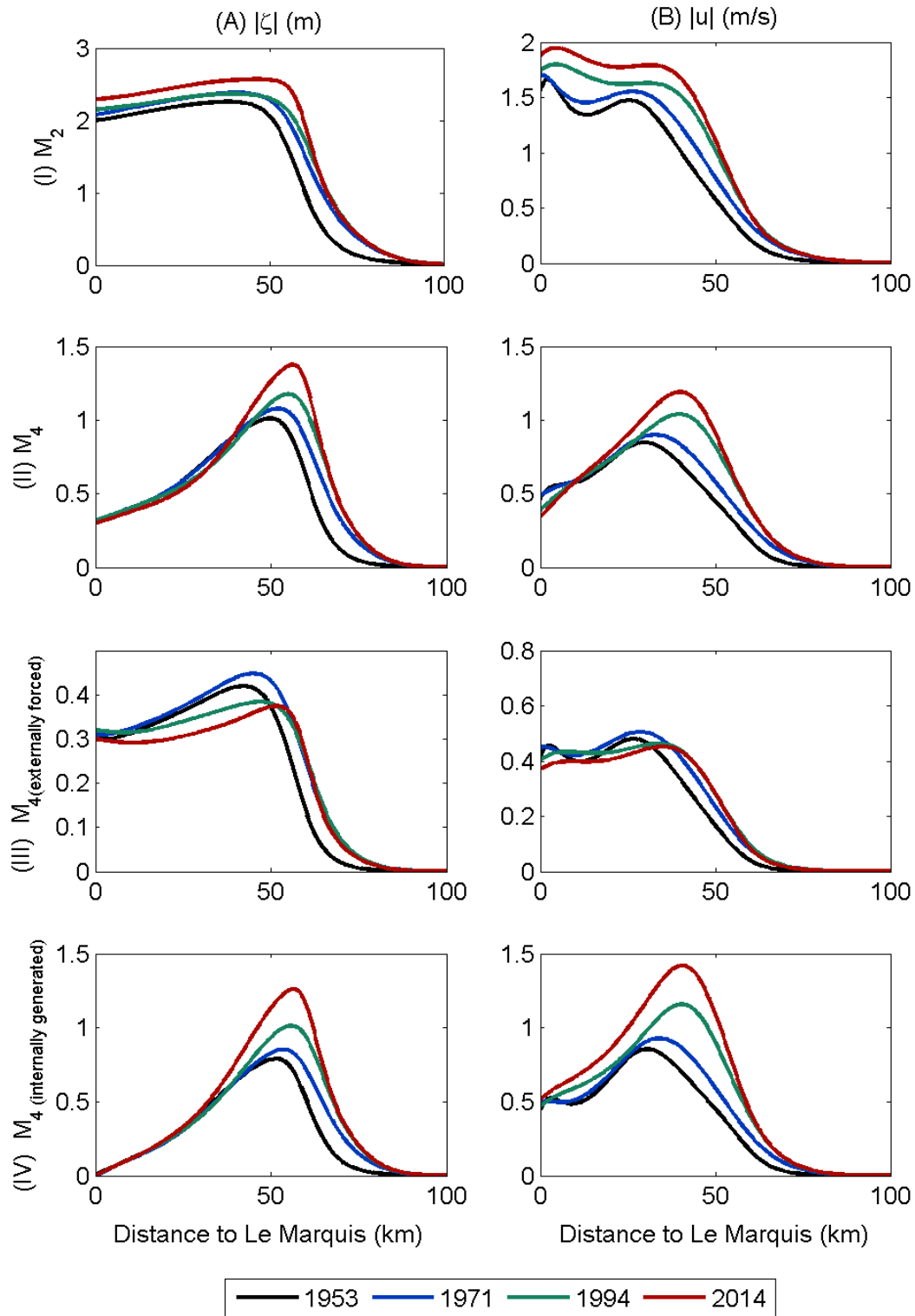


Figure 6.16: Évolution pluri-décennale des amplitudes (A) de hauteur d'eau et (B) de vitesse de courant des composantes : (I) M_2 ; (II) M_4 (total) ; (III) M_4 forcée extérieurement ; et (IV) M_4 générée intérieurement. Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

6.4.2 Dynamique sédimentaire

L'évolution pluri-décennale de l'hydrodynamique de la Gironde a eu des répercussions sur le transport sédimentaire. La Figure 6.17 illustre l'évolution temporelle de la moyenne tidale des MES (concentrations*) pour deux débits fluviaux: $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Pour rappel, toutes les années d'étude ont la même quantité de sédiments disponibles pour la remise en suspension a_* , calibrée à partir des données de 2014. Cela signifie que ces résultats permettent d'évaluer les variations relatives des concentrations par rapport à 2014, mais ils ne donnent pas de valeurs exactes. En situation d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), toutes les années présentent une ZTM bien définie qui s'étend depuis Le Marquis sur plusieurs dizaines de kilomètres. Cependant, le cœur et la limite amont de la ZTM se sont progressivement déplacés vers l'amont d'après cette simulation. En 1953 (Fig. 6.17.A.I), les eaux de surface les plus turbides auraient été situées entre les kilomètres 25 et 40, en aval de Portets. En revanche, à partir de 1994, elles se situeraient plutôt entre les kilomètres 40 et 52-56, entre Portets et Cadillac (Fig. 6.17.A.III-IV). Pour un débit de $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, pratiquement toute la Garonne tidale présenterait des concentrations* inférieures à 1 g L^{-1} en 1953 (Fig. 6.17.B.I). Avec le temps, une ZTM diluée s'étend de plus en plus en amont. Le changement le plus drastique dans est observé entre 1994 et 2014 (Fig. 6.17.B.III-IV) : la limite amont des concentrations* supérieures à 1 g L^{-1} se déplacerait de 17 km vers l'amont (du kilomètre 20 vers le kilomètre 37).

Cette évolution pluri-décennale des concentrations* et de la position de la ZTM est la conséquence d'une évolution des différents mécanismes qui agissent sur le transport sédimentaire. La Figure 6.18 montre la contribution de mécanismes au transport de MES total (noir) lors des périodes d'étiage de chaque année d'étude (positifs vers l'amont et négatifs vers l'aval) : l'interaction des concentrations et courants résiduelles (T_{res}), l'interaction des composantes M_2 de concentration et de courant (T_{M_2}), l'interaction des composantes M_4 de concentration et de courant (T_{M_4}), le transport de Stokes (T_{stokes}) et le transport diffusif (T_{diff}). Tant le transport de Stokes que le transport résiduelle augmentent au cours du temps dans les 60 km plus en aval, mais ils se compensent pratiquement pour tous les années. Les variations du transport total sont principalement dues aux changements du transport T_{M_4} (bleu claire), qui s'amplifie et devient égal à zéro de plus en plus en amont, mais surtout du transport T_{M_2} (rouge). Les valeurs maximales de T_{M_2} , proches de la limite aval en 1953 et 1971, se situeraient autour du kilomètre 40-45 en 1994 et 2014. C'est en accord avec les résultats de l'hydrodynamique (section précédente, Fig. 6.16) qui montraient l'augmentation et le déplacement vers l'amont des valeurs maximales des composantes des courants M_2 et M_4 .

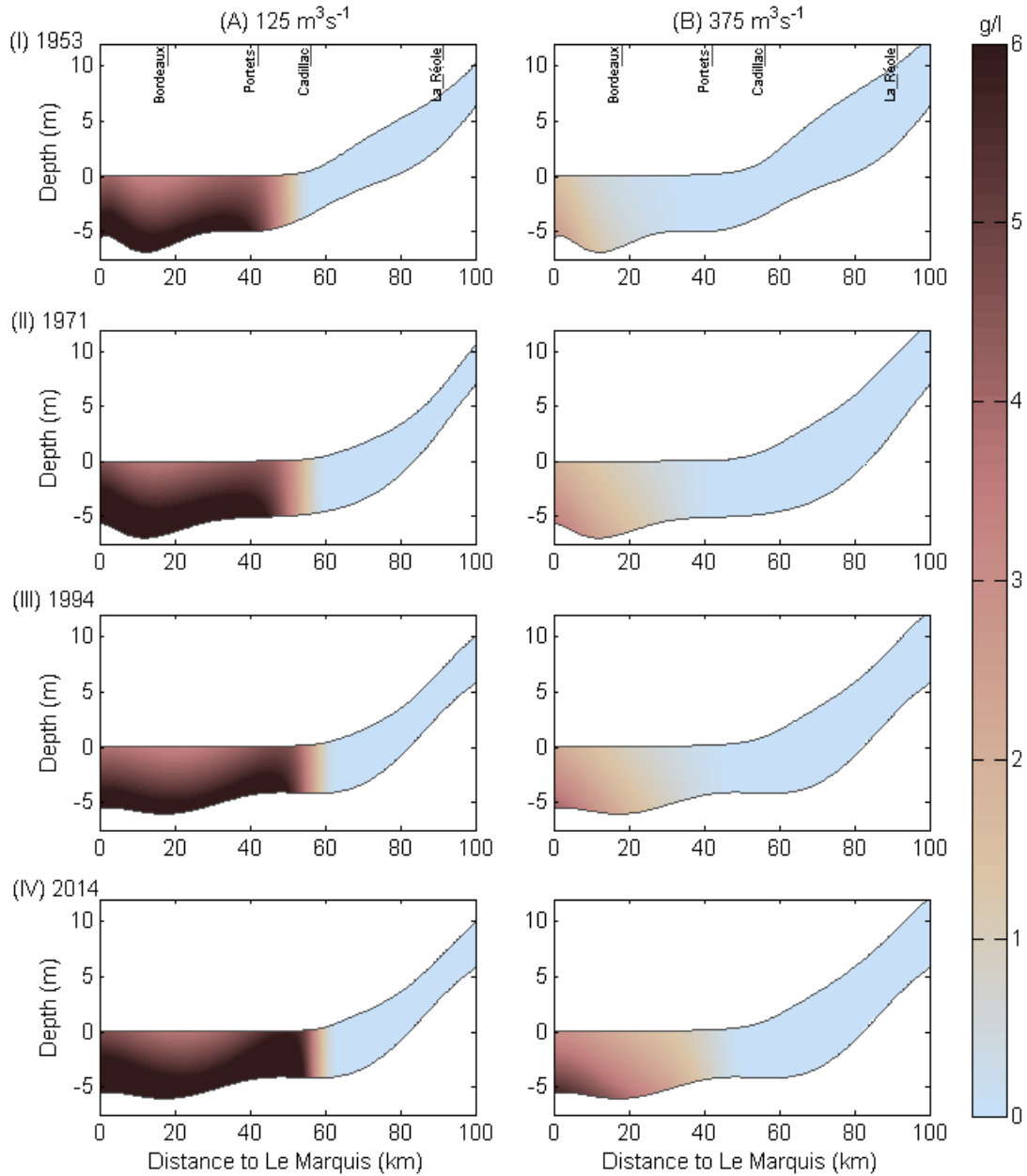


Figure 6.17: Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans la Garonne tidale pour deux débits fluviaux : (A) $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; et (B) $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension.

Pour mieux analyser l'évolution pluri-décennale des distributions des MES, et particulièrement de la limite amont de la ZTM, la Figure 6.19 montre les changements avec le temps des concentrations* ($>1 \text{ g L}^{-1}$, critère de présence de la ZTM, Allen et al., 1980; Jalón-Rojas et al., 2015) à la surface et au fond pour trois débits fluviaux. Partant de l'hypothèse qu'il y a la même quantité des sédiments disponibles pendant toutes

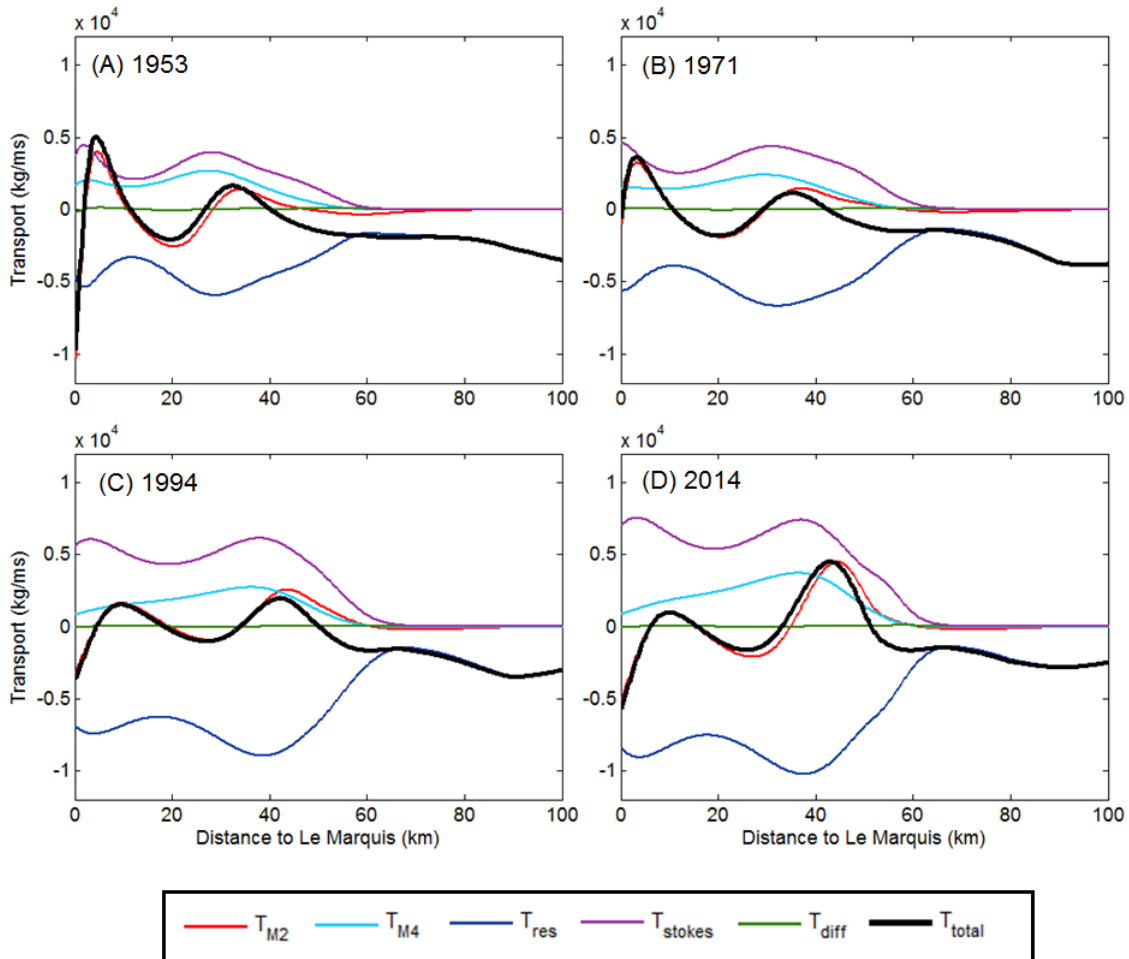


Figure 6.18: Transport des MES (total, $\text{kg m}^3\text{s}^{-1}$, noire) en équilibre morphodynamique et sa décomposition selon les composantes: transport résiduel dû à l'interaction des vitesses et concentrations résiduelles (T_{res} , bleu foncé); l'interaction des composantes M_2 des vitesses et des concentrations (T_{M_2} , rouge); l'interaction des composantes M_4 des vitesses et des concentrations (T_{M_4} , cyan); le transport diffusif (T_{diff} , vert); et le transport de Stokes (T_{stokes} , magenta). Ces résultats correspondent à la simulation d'une marée de vives-eaux (marnage de 3.5-4 m à l'embouchure) et un débit d'étiage ($125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) pour les années (A) 1953, (B) 1971, (C) 1994 et (D) 2014.

les années, la limite amont de la ZTM aurait progressé vers l'amont entre les années 1953 et 2014 de : 11.5 km avec un débit de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; 16 km pour $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; et 31 km pour $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (données de surface, Fig. 6.19.A). Le changement le plus important aurait eu lieu entre les années 1971 et 1994 pour les débits d'étiage. La limite de la ZTM aurait ainsi été déplacée de 5.5 km et 8 km vers l'amont respectivement pour $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. A $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, le déplacement de la limite de la ZTM vers l'amont le plus important (19 km) se serait produit entre 1994 et 2014. Dans tous les cas, il est notable que l'augmentation principale du niveau des concentrations* aurait eu lieu entre 1994 et 2014.

Afin de généraliser ces résultats à toutes les situations hydrologiques, l'évolution avec le débit des concentrations* à la surface et au fond pour les quatre années d'étude a été représentée (Fig. 6.20). Il est remarquable qu'un débit de $500\text{-}600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ suffisait à expulser pratiquement la ZTM de la Garonne pendant les années 1953 et 1971 (Fig. 6.20.I-II). Par contre, en 2014, ce débit apparaît insuffisant et ne parvient pas à réduire les MES sous le seuil de 1 g L^{-1} en profondeur, même entre les kilomètres 25 et 35 (Fig. 6.20.B.IV). Ces résultats permettent de comparer, dans les limites des hypothèses du modèle, l'effet relatif des changements morphologiques et hydrologiques. Par exemple, les changements morphologiques entre les années 1953 et 2014 auraient produit un déplacement vers l'amont de la limite de la ZTM lors de l'étiage (11.5 km, Fig. 6.19.A) : et effet serait inférieur à celui produit pour une réduction du débit de 250 à $150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 2014 (16 km, Fig. 6.20.A.IV). En fait, il est probable que le débit fluvial ait un impact supérieur : la fréquence de crues plus élevée entre les années 50 et 80 (Fig. 1.4) a dû diminuer la quantité des sédiments lors de ces années. Il est donc probable que tant les concentrations que la limite amont de la ZTM soient encore plus faibles pour les années 1953 et 1971. Néanmoins, cette première approche permet d'évaluer efficacement l'effet des changements morphologiques sur la dynamique sédimentaire.

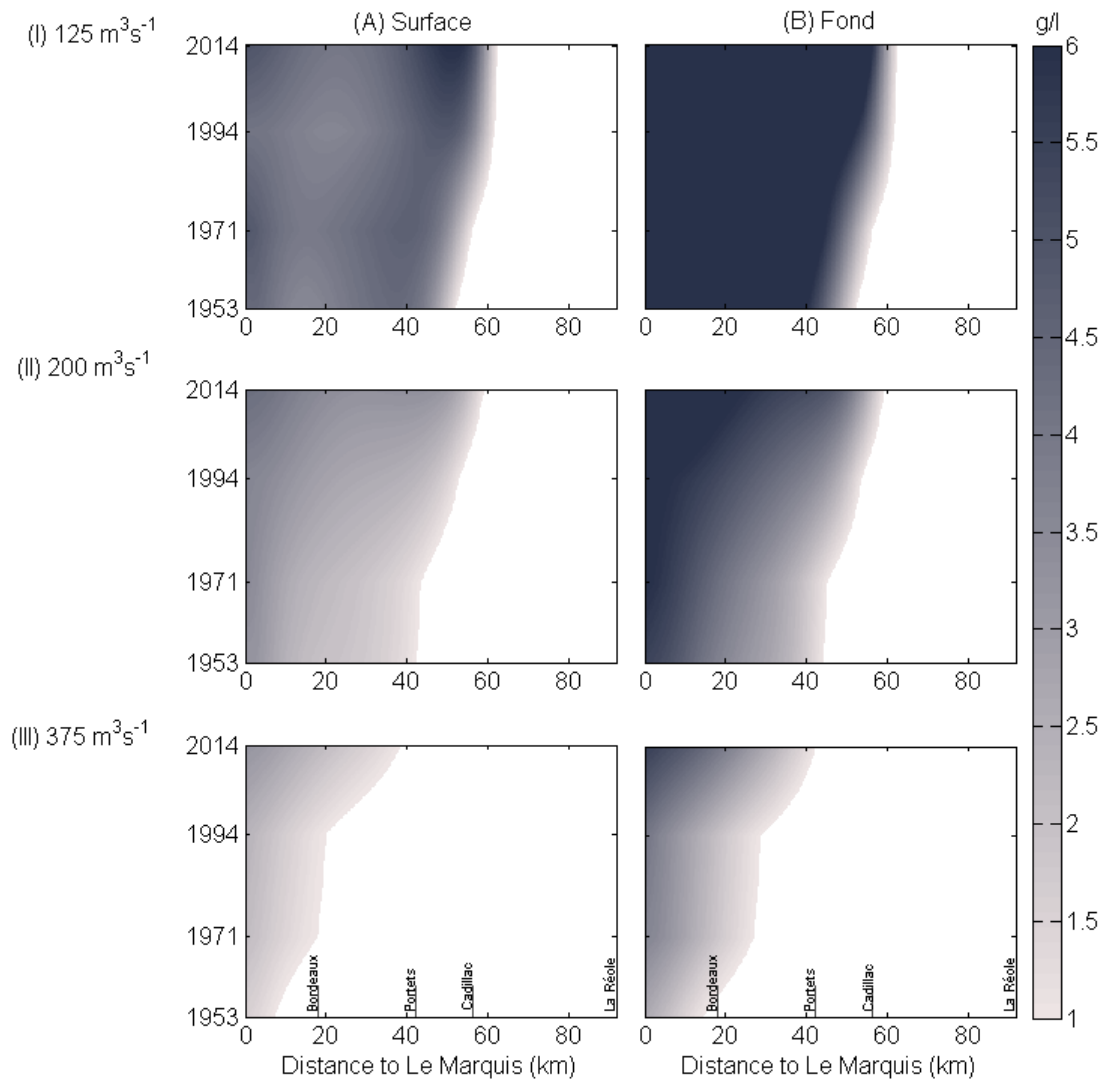


Figure 6.19: Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans les eaux de surface (A) et de fond (B) de la Garonne tidale pour trois débits fluviaux : (I) $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; (II) $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; et (III) $375 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension.

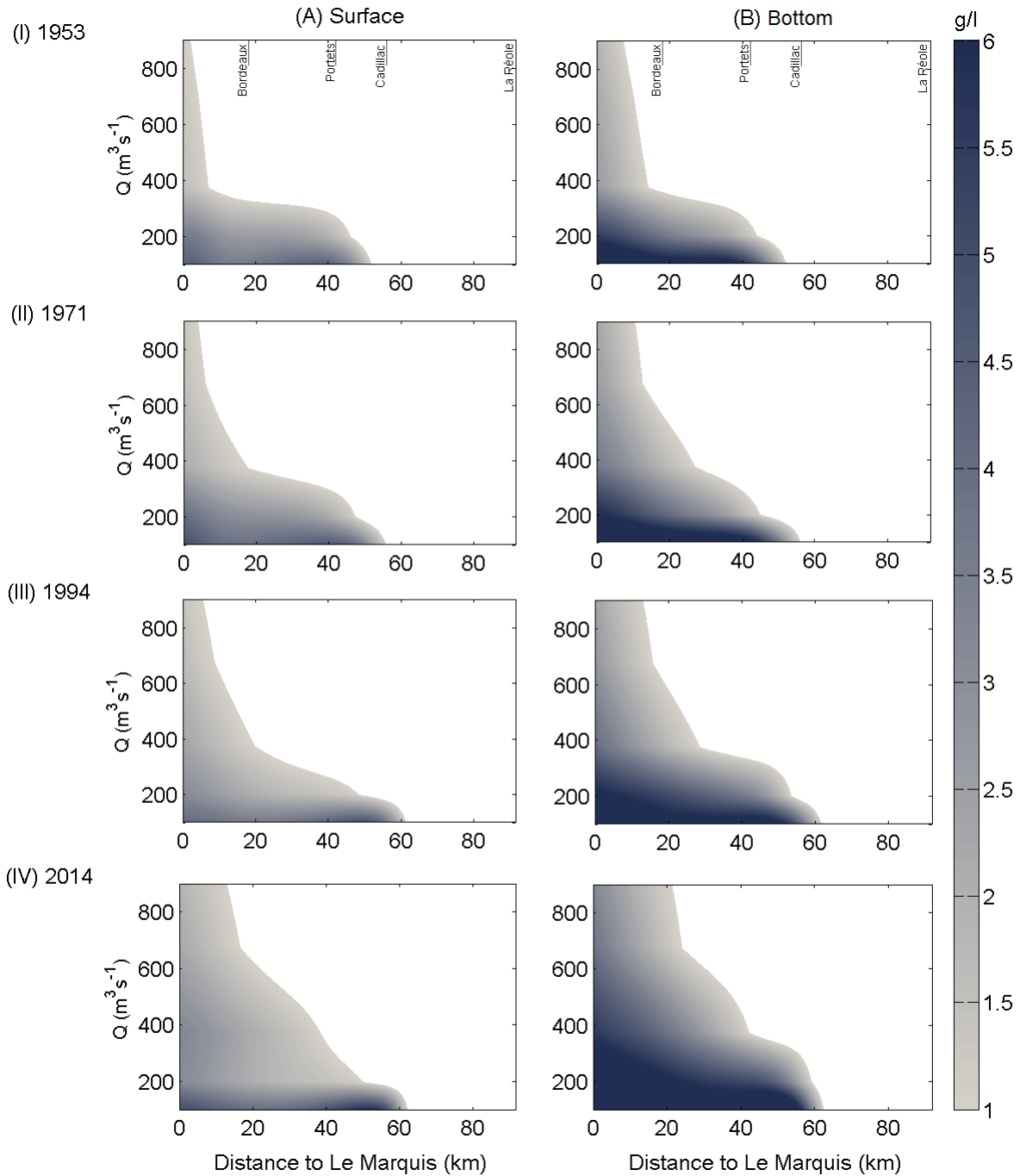


Figure 6.20: Évolution de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) dans les eaux de surface (A) et de fond (B) avec le débit lors des années : (I) 1953; (II) 1971 ; (III) 1994; et (IV) 2014. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments a_* disponibles pour la remise en suspension.

6.5 Discussion

Les résultats du modèle 2DV montrent une augmentation des concentrations* et une remontée progressive de la limite amont de la ZTM avec le temps qui sont en accord avec les augmentations du marnage et de l'asymétrie de la marée ($2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) discutées dans le Chapitre 5. L'augmentation des concentrations la plus importante, entre 1994 et 2014 (Fig. 6.20), correspond à la période de forte croissance du marnage au Marquis et à Bordeaux (Tableau 5.1, aussi montrée avec le modèle, Fig. 6.16). La remontée majeure de la ZTM, entre 1971 et 1994 (Fig. 6.20), coïncide pourtant avec l'augmentation plus élevée de $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ au Marquis et à Bordeaux (Tableau 5.1).

Une discussion en profondeur sur la relation entre les différents changements géomorphologiques (de morphologie et rugosité tant dans la Gironde aval comme dans la Garonne tidale) et hydro-sédimentaires est possible à partir de simulations semi-analytiques. Pour cela, les quatre scénarios morphologiques (1953, 1971, 1994 et 2014) avec un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ² ont été pris comme scénarios de base. Seize scénarios supplémentaires (4 années x 4 variations morphologiques) ont été créés à partir des scénarios de base afin d'isoler les pressions et d'analyser leur effet séparément. Les quatre variations morphologiques des quatre scénarios de base sont:

1. Morphologie de la Gironde aval (en aval du Marquis) constante et égale à celle de 1953 (c'est-à-dire, marée au Marquis de 1953);
2. Morphologie de la Gironde aval (en aval de le Marquis) constante et égale à celle de 1994 (c'est-à-dire, marée au Marquis de 1994);
3. Morphologie de la Garonne tidale constante et égale à celle de 1953 (avant des extractions de granulats);
4. Limite amont des dépôts vaseux constante et égale à celle de 2014.

L'évolution pluri-décennale des concentrations* des cinq situations morphologiques ont été comparées (Fig. 6.21) afin de discuter l'impact relatif de chaque type de changement morphologique sur la dynamique sédimentaire. L'évolution de l'asymétrie de la marée, représentée pour les paramètres $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ ³ et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ (Fig. 6.22), et de la tension de cisaillement ($\tau_c = sf * u_{M2}$, Fig. 6.23) pour les 5 variations morphologiques nourrissent une telle discussion.

Commençons par une brève discussion des scénarios de base ou réels. Les simulations de la ZTM montrent une remontée de sa limite amont de $x=42 \text{ km}$ en 1953 à $x=58 \text{ km}$ en 2014, ainsi qu'une augmentation progressive des concentrations (Fig. 6.21.I). Cette évolution semble être une conséquence de l'évolution de l'asymétrie de la marée (Fig. 6.22.I) : la direction de l'asymétrie $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ est progressivement plus dominante de flot, alors que l'asymétrie horizontale $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ en 1994 et 2014 devient plus importante que dans les années précédentes à partir du kilomètre 40. L'augmentation de la tension de cisaillement tout le long de l'axe longitudinal entre 1971 et 1994 et entre 1994 et 2014 expliquerait aussi l'augmentation des concentrations (Fig. 6.23.I).

²Le débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a été choisi dans cette discussion pour 2 raisons: (a) c'est un débit typique de la période d'étiage; (b) les différences de concentrations* entre 1953 et 2014 sont plus importantes pour ce débit que pour le débit d'étiage de $125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, ce qui permet de faire des comparaisons plus claires.

³Rapport des amplitudes des composantes M_4 et M_2 de la vitesse de courant.

Si la morphologie de la Gironde aval, et donc la marée au Marquis, est considérée invariante depuis 1953, aucune évolution des concentrations* ne se produirait avec le temps (Fig. 6.21.II). Les changements de la morphologie et de la rugosité causés par les extractions de granulats en amont de Bordeaux augmentent légèrement l'asymétrie de la marée à partir du kilomètre 60 ($\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ et $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ ⁴, Fig. 6.22.II). Cette augmentation de l'asymétrie très en amont n'aurait pas de conséquences sur le transport des particules : la limite de la ZTM ne dépasserait en aucun cas le kilomètre 40. Les tensions de cisaillement dans ce cas (Fig. 6.23.II) montrent des valeurs très similaires à celles des scénarios de base (Fig. 6.23.I). Cependant, il n'y a pas d'augmentation des concentrations avec le temps. Au contraire, les années 1953 et 1971 présentent des concentrations* plus importantes. Cela s'expliquerait par l'augmentation de $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ lors de ces années alors qu'en même temps que le paramètre $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ reste presque identique (et supérieur aux valeurs des scénarios de base, Fig. 6.22.I-II). Tous ces résultats suggèrent que l'évolution de l'asymétrie de la marée causée par les changements morphologiques dans la Gironde aval est un facteur clé dans l'évolution de la dynamique sédimentaire de la Garonne tidale.

Le deuxième test réalisé en considérant la morphologie de la Gironde aval constante, à partir des données de marée au Marquis de 1994, montre des résultats légèrement différents. Comme dans le cas précédent, l'asymétrie $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ plus élevée dans la Garonne aval en 1953 et 1971 à $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ égal (Fig. 6.22.III) conduirait à des concentrations* plus importantes pendant ces années (6.21.III). Comme le paramètre $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ est dans ce cas plus élevé que pour le cas II, les concentrations sont encore plus importantes. Cependant, la limite de la ZTM remonterait vers l'amont, particulièrement entre 1971 (x=49 km) et 1994 (x=55 km) (6.21.III). L'asymétrie de la marée ne semble pas être responsable d'une telle évolution parce qu'elle diminue avec le temps dans les premiers 40 km et reste ensuite constante jusqu'au kilomètre 60. Il est plus probable que la tension de cisaillement τ_c , plus importante pour 1994 et 2014 dans la région comprise entre les kilomètres 40 et 60, soit responsable des plus grandes concentrations dans cette région lors de ces années (Fig. 6.23.III). Cette augmentation de τ_c est la conséquence des changements de bathymétrie et/ou de rugosité causés par les extractions de granulats entre ces deux années. L'asymétrie de la marée qui résulte de la morphologie de la Gironde aval semble donc être à nouveau la cause principale de l'évolution de la dynamique sédimentaire de la Garonne. Si cette asymétrie pompe les sédiments en amont du kilomètre 45 (autour de Portets), les changements géomorphologiques des régions amont de la Garonne peuvent aussi contribuer à la remontée de la limite amont ZTM.

Si la seule caractéristique invariable avec le temps depuis 1953 est maintenant la bathymétrie de la Garonne, l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire suit des tendances similaires à celle des scénarios de base (Fig. 6.21.I et IV). La limite amont de la ZTM montre la même remontée entre les années 1953 et 2014. Seule la remontée entre les années 1971 et 1994 serait inférieure dans ce cas, en raison d'une asymétrie de la marée légèrement inférieure entre Portets et Cadillac. Cela confirme encore une fois l'influence majeure de la morphologie de la Gironde aval, et dans une moindre mesure de la Garonne amont, sur l'asymétrie de la marée, et par conséquent sur la limite amont de la ZTM. La comparaison de l'asymétrie de la marée (Fig. 6.22) et de la tension de cisaillement (Fig. 6.23) des scénarios I et IV conduit à une nouvelle conclusion. Tant $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ que τ_c en 1994 et 2014 entre Le Marquis et Portets sont plus faibles pour les scénarios I que pour les scénarios IV. En conséquence, les concentrations des scénarios IV sont supérieures pour ces années (Fig. 6.21.I et IV). Cela signifie que les changements bathymétriques produits dans la Garonne aval entre 1971 et 1994 diminueraient relativement l'asymétrie $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ et τ_c dans cette région, et donc les concentrations. Même ainsi, l'évolution de l'asymétrie de la marée en aval de Le Marquis a un impact majeur et, en conséquence,

⁴ $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$ est progressivement plus proche de 90° , la prédominance maximale du flot

les concentrations* auraient légèrement augmenté avec le temps (Fig. 6.21.I).

Le dernier cas montre l'évolution hydro-sédimentaire pour une limite amont des dépôts vaseux constante et égale à la valeur de 2014 (Fig. 6.21.V, 6.22.V et 6.23.V). L'évolution des concentrations* serait très similaire à celle des scénarios de base. Il y a néanmoins deux différences. La limite de remontée de la ZTM serait située, par rapport aux scénarios de base, 4.5 km en amont pour 1971 et 8 km en aval pour 1953 (Fig. 6.21.I et V). Dans les deux cas, tant $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ et τ_c auraient augmenté entre Portets et Cadillac en raison de l'augmentation des dépôts vaseux dans cette région (Fig. 6.21.I et V). Mais en même temps, la diminution de la rugosité y augmenterait les courants résiduels vers l'aval. Dans le cas de 1971, où la ZTM arrive jusqu'à cette section, l'augmentation de $\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$ et τ_c résulteraient en une remontée de la ZTM encore plus importante. Dans le cas de 1953, où la ZTM n'arrive pas autant en amont, l'augmentation de ces paramètres entre Portets et Cadillac n'influencerait pas la dynamique de la ZTM. Par contre, l'augmentation des courants résiduels conduirait à une ZTM située plus en aval.

L'évolution pluri-décennale de la dynamique hydro-sédimentaire dans la Garonne tidale montre donc un comportement complexe et soumis aux changements geomorphologiques de toutes les régions de l'estuaire. Les changements de marée induits lors de sa propagation dans l'estuaire aval semblent avoir été déterminants pour l'augmentation des concentrations et pour la remontée vers l'amont de la ZTM lors des six dernières décennies. Néanmoins, les changements de morphologie et de rugosité dans la Garonne tidale auraient aussi contribué à cette évolution.

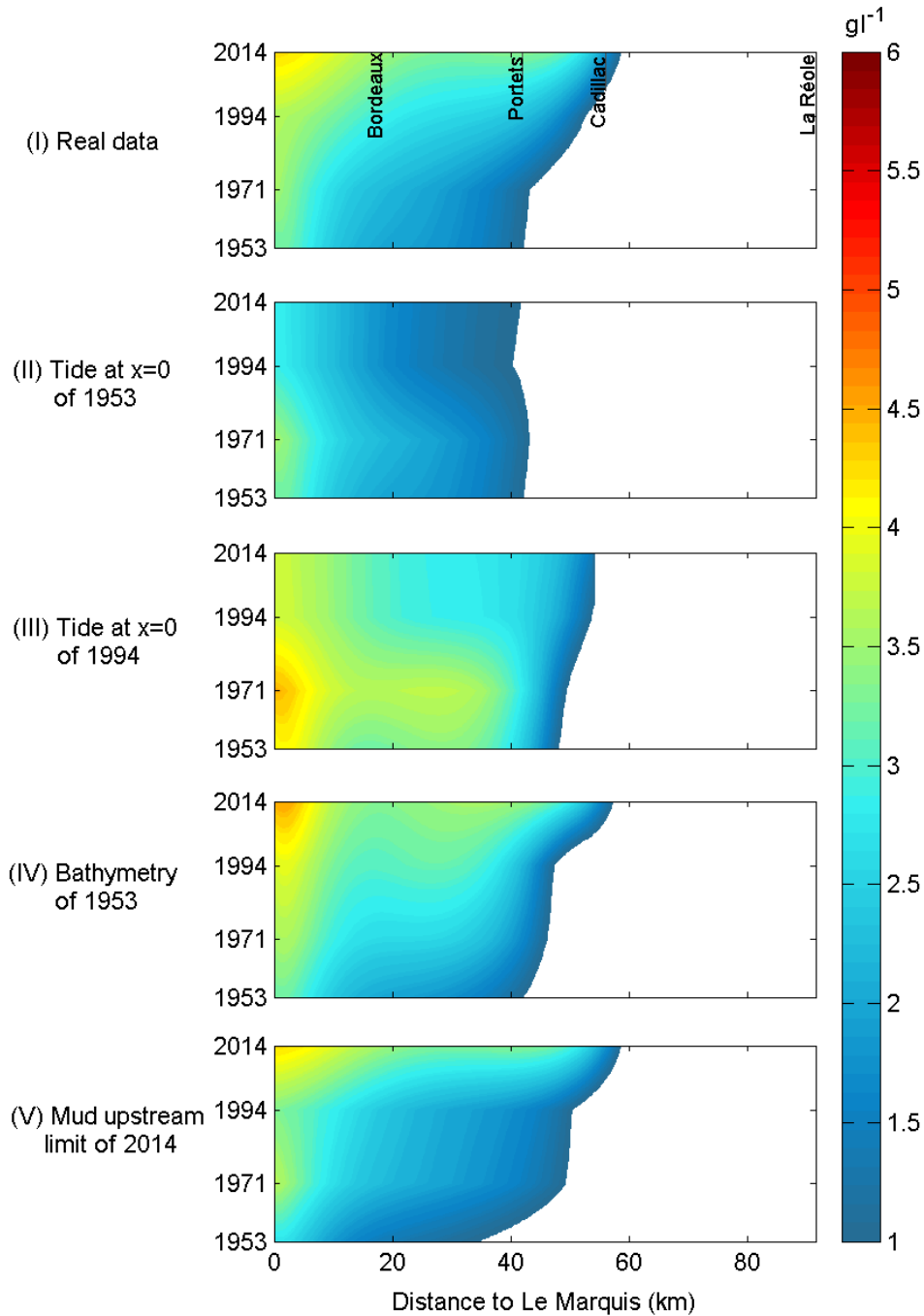


Figure 6.21: Évolution pluri-décennale de la moyenne tidale des MES (concentrations*, g L^{-1}) aux eaux de surface pour un débit de $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constante pour toutes les années. Ces résultats ont été estimés selon l'hypothèse que toutes les années ont la même quantité de sédiments disponibles a_* .

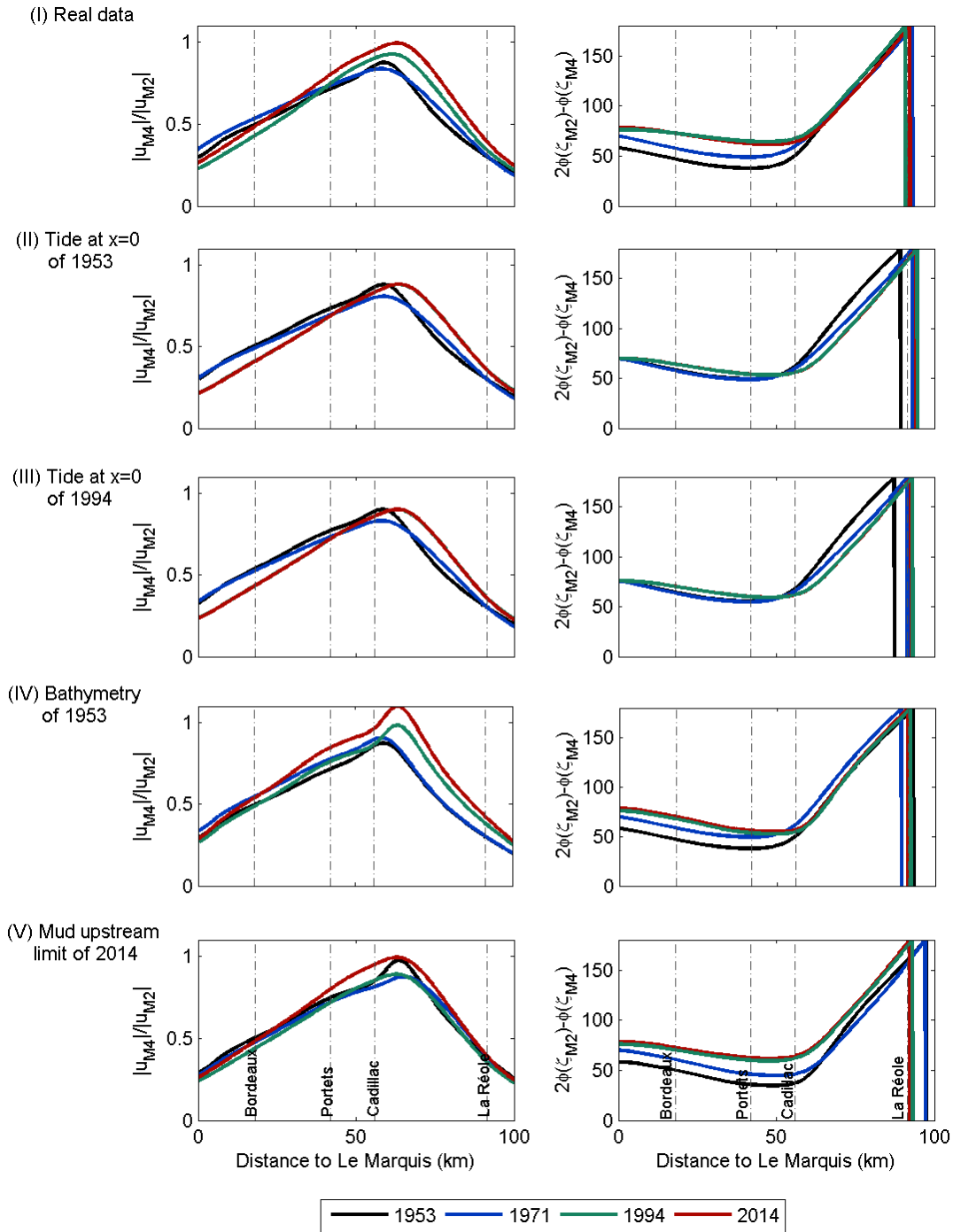


Figure 6.22: Évolution pluri-décennale de l'asymétrie de la marée ($\frac{U_{M4}}{U_{M2}}$, $2\phi_{M2} - \phi_{M4}$) pour un débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constante pour toutes les années.

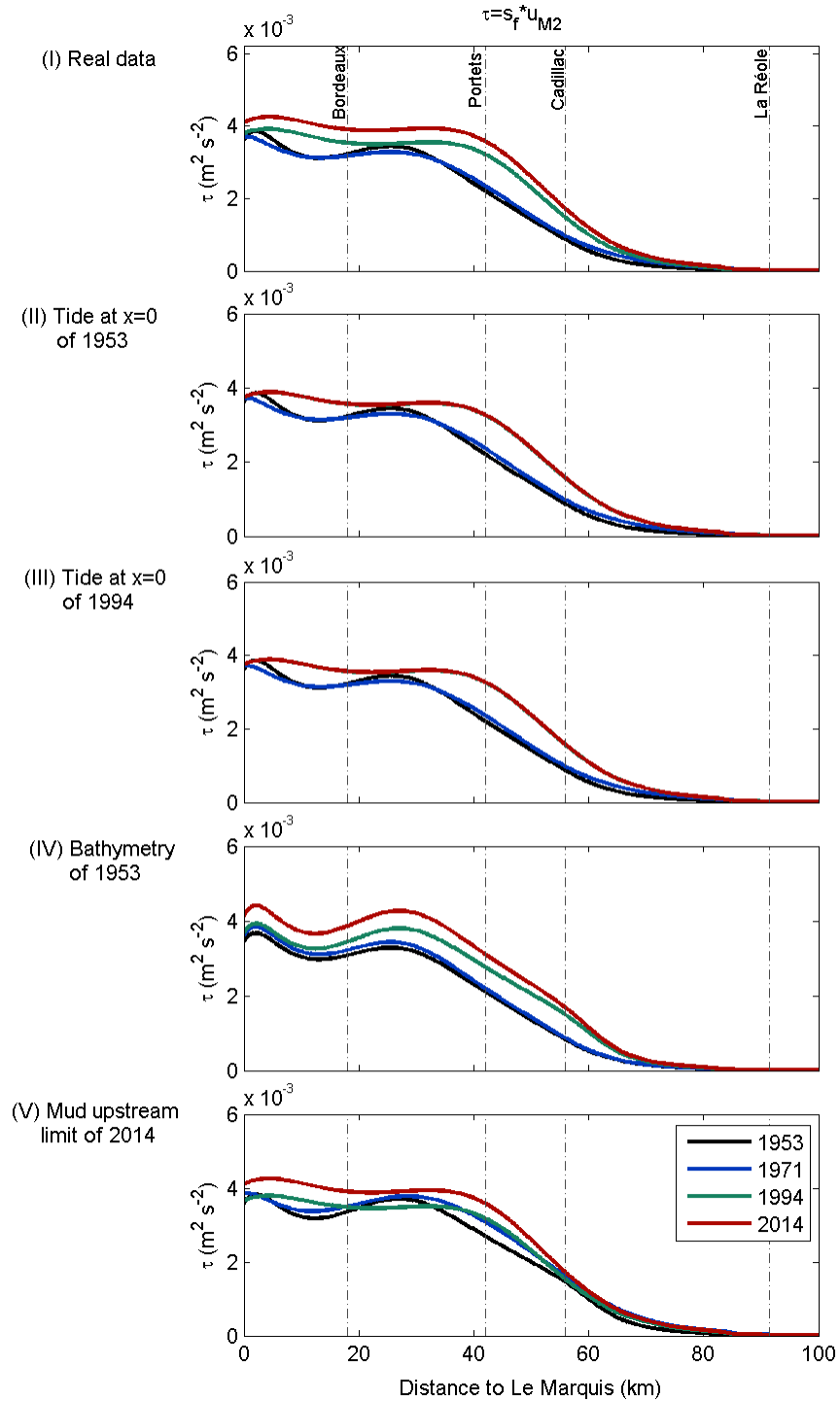


Figure 6.23: Évolution pluri-décennale de la tension de cisaillement du fond de la composante M_2 de la courant ($\tau_c = s_f u_{M_2}$) pour un débit de $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et cinq variations morphologiques: (I) morphologie réelle (scénarios de base); (II) morphologie de la Gironde aval de 1953 constant pour toutes les années; (III) morphologie de la Gironde aval de 1999 constant pour toutes les années; (IV) morphologie de la Garonne tidale de 1953 constant pour toutes les années; et (V) limite amont de 2014 constant pour toutes les années.

6.6 Conclusions

Le modèle semi-analytique 2DV, initialement développé pour les estuaires (Chernetsky et al., 2010), a été adapté à la Garonne tidale afin d'évaluer l'impact des changements morphologiques et hydrologiques sur la dynamique hydro-sédimentaire. Ce travail a été mené au sein de l'institut TU Delft aux Pays-Bas lors d'un séjour de long durée d'Avril à Juin 2016. Les particularités de la Garonne ont exigé des modifications fondamentales du modèle de base, à savoir : la simulation d'une condition non réfléchissante à la limite amont ; l'amélioration du calcul du transport sédimentaire par le débit fluvial ; la définition du niveau de référence calculé comme la surcote induite par le débit fluvial ; la dépendance des paramètres de la marée à l'entrée du débit, du marnage et de l'année ; et l'adaptation de la rugosité du fond au type de lit qui peut varier avec le débit fluvial et les années. Malgré la courte période dédiée à la mise en place et à l'exploitation du modèle, ces modifications ont permis de simuler la distribution des MES et la position de la ZTM de façon satisfaisante. En raison des simplifications et hypothèses du modèle, les résultats doivent toutefois être interprétés qualitativement. La Garonne compte maintenant sur un outil rapide et efficace pour évaluer les mécanismes qui participent dans le transport sédimentaire et tester des scénarios.

L'évolution hydro-sédimentaire de la Garonne lors des six dernières décennies a été analysée à partir de la simulation de vingt scénarios au total : quatre morphologies (1953, 1971, 1994 et 2014) par cinq débits fluviaux. D'après les simulations, tant les changements morphologiques que les hydrologiques auraient impacté la ZTM. Il a été possible d'établir la relation entre la limite amont de la ZTM et le débit fluvial. Par exemple, une réduction de 250 à 150 m³s⁻¹ en 2014 déplacerait la limite de la ZTM 16 km en amont, de Portets à 6 km en amont de Cadillac. Cependant, le manque de données historiques de turbidité empêche une étude plus approfondie sur l'impact de la diminution du débit à long-terme.

Les changements morphologiques auraient augmenté les concentrations de MES et déplacé progressivement la limite de la ZTM vers l'amont entre 1953 et 2014. Par exemple la remontée de la ZTM a été estimée de 11.5 km (du kilomètre 50 au 61.5, par rapport au Marquis) entre ces deux années pour un débit d'étiage (125 m³s⁻¹). Les changements morphologiques de l'estuaire aval semblent donc avoir joué un rôle clé dans l'évolution de la ZTM des six dernières décennies. Ils auraient amplifié progressivement la marée, principalement la composante M_2 , et augmenté sa prédominance de flot ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$). Cette dernière conséquence serait la principale responsable de la remontée de la limite amont de la ZTM et de l'augmentation des MES. L'évolution morphologique dans la propre Garonne tidale aurait aussi modifié la ZTM. Les changements bathymétriques dans la Garonne aval entre les années 50 et le présent, auraient diminué l'asymétrie $\frac{U_{M_4}}{U_{M_2}}$ et la tension de cisaillement τ_c et, par conséquent, modéré l'intensification de la ZTM. Les extractions de granulat dans la Garonne amont semblent pourtant avoir contribué à la remontée de la ZTM grâce à l'augmentation de la composante M_4 générée localement et de la dominance de flot $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$. Cependant ces changements hydrodynamiques n'ont dû affecter la ZTM qu'à partir des années 70, quand la marée propagée depuis la Gironde aval pousse les sédiments jusqu'à cette région. La remontée de la limite amont des dépôts serait aussi susceptible de participer à l'intensification de la ZTM à partir du léger accroissement de $\frac{U_{M_4}}{U_{M_2}}$ et de τ_c .

Des rares études ont aussi évalué l'influence des changements morphologiques sur l'évolution de la ZTM estuarienne, notamment avec le modèle semi-analytique 2DV. Par exemple, Chernetsky et al. (2010) et Schuttelaars et al. (2013) ont estimé que la ZTM de l'Ems s'était déplacée vers l'amont de 30 km entre 1981 et 2004. Une telle évolution serait la conséquence des approfondissements sévères qui ont amplifié la dominance de flot et la circulation résiduelle et ont diminué la dérive de Stokes. Cependant ces études se

focalisaient sur l'effet d'aménagements importants et ponctuels. A ma connaissance, aucune étude n'a évalué l'effet combiné des changements morphologiques naturels et anthropiques sur l'évolution progressive de la dynamique hydro-sédimentaire estuarienne.

Les perspectives d'analyse avec le modèle semi-analytique sont multiples. L'étude du comportement de la ZTM pourrait être complétée à partir d'analyses de sensibilité à des modifications hypothétiques de la bathymétrie et de la rugosité du fond des différentes régions de la Garonne tidale. L'impact de variations potentielles au cours du temps de la largeur de certaines sections de la Garonne (à quantifier à partir des photographies aériennes anciennes) pourrait aussi être abordé. L'utilisation du modèle serait particulièrement intéressante pour la simulation des scénarios futurs. Des analyses de sensibilité à l'augmentation du niveau de la mer (IPCC, 2013) et à la diminution du débit fluvial prévue dans la région (<http://garonne2050.fr/>) pourraient être réalisées à très bas coût de calcul. Une autre pression dont l'impact sur la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne serait intéressant à analyser est une remontée hypothétique de l'intrusion saline qui stratifierait la colonne d'eau dans la Garonne aval.

Un développement futur du modèle pourrait également de l'appliquer à la Dordogne, souvent négligée, afin d'en comprendre la dynamique hydro-sédimentaire. Mais pour cela, il faudrait une base de données de hauteur d'eau à, au moins, trois points, notamment à l'entrée, une bathymétrie récente, et des informations sur les types du lit. A plus long terme, les avancées de l'équipe de Henk Schuttelaars dans l'adaptation du modèle semi-analytique 2DV à 3DV pourraient permettre d'envisager la simulation complète de l'estuaire de la Gironde et ainsi de mener une analyse plus exhaustive. La Gironde compte déjà avec l'implémentation des modèles numériques SIAM-3D (Brenon et Le Hir, 1999; Lajaunie-Salla et al., 2016) et Telemac (Hervouet, 2000; Villaret et al., 2012) qui devraient permettre d'approfondir l'analyse de l'impact des pressions sur la dynamique hydro-sédimentaire dans l'estuaire aval. Ces modèles sont plus complexes et impliquent un coût élevé en calculs qui entrave la réalisation de tests d'hypothèses. L'intérêt de l'utilisation du modèle semi-analytique, conduite dans ce travail, est d'avoir permis de mieux comprendre l'impact des changements morphologique sur la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne. Cette avancée sera utile pour le choix de scénarios des modèles numériques et ainsi affiner les simulations.

Conclusions et Perspectives

L'estuaire de la Gironde se caractérise par la formation d'une zone de turbidité maximale (ZTM) très chargée en matières en suspension (MES), qui joue un rôle primordial dans l'envasement des chenaux et des berges, ainsi que dans la qualité de l'eau et les écosystèmes. Les premières investigations avaient permis de comprendre les mécanismes de base de formation de la ZTM et de ses dynamiques dans la Gironde aval. En revanche, la dynamique hydro-sédimentaire de l'estuaire fluvial et l'impact des différentes pressions sur le milieu restaient assez inexplorés. Ce travail avait ainsi pour finalité d'affiner les mécanismes de transferts particuliers dans l'estuaire de la Gironde, plus particulièrement dans sa partie fluviale, en lien avec les forçages environnementaux et les perturbations du système. Trois questions fondamentales étaient posées :

- Quelle est la dynamique de la zone de turbidité maximale à différentes échelles de temps (d'intertidale à pluriannuelle) ? Son évolution est-elle prévisible, notamment dans l'estuaire fluvial ?
- Quel est l'impact des changements hydrologiques, , saisonniers et à long terme, sur la dynamique hydro-sédimentaire ?
- Les changements morphologiques (naturels et anthropiques) influencent-ils la dynamique hydro-sédimentaire ? Dans quelle mesure ?

Les conclusions générales de ce travail (Section 7.1) synthétisent les éléments de réponse apportés à ces trois questions, obtenus en combinant plusieurs approches : analyses statistiques et spectrales des données de turbidité à long-terme et à haute fréquence, analyse des données historiques de hauteur d'eau, et modèle semi-analytique 2DV. Les principales réflexions relatives à la méthodologie appliquée sont aussi incluses. Les résultats ainsi acquis alimentent ensuite les perspectives (Section 7.2) : d'abord scientifiques, sur l'avancée des connaissances sur la dynamique hydro-sédimentaire estuarienne dans les estuaires macrotidaux, puis leur implications pour la planification et la gestion de ce système aquatique dans une perspective de changements climatiques et locaux.

7.1 Conclusions

Réflexions sur la méthodologie

- **La mesure continue à long terme de la turbidité s'est avérée être un outil très puissant pour l'analyse du fonctionnement de la ZTM** dans l'estuaire fluvial de la Gironde. La base de données MAGEST (Etcheber et al., 2011) a permis de documenter et d'analyser la dynamique à court terme, mais aussi l'effet des événements de basse fréquence, associés aux changements hydrologiques à long terme et aux événements de crue. De nouveaux indicateurs des caractéristiques de la ZTM, de la présence locale de dépôts, et de l'influence relative des facteurs de forçage environnementaux ont pu être définis grâce à ce jeu de données haute-fréquence (Jalón-Rojas et al., 2015, 2016b). L'analyse simultanée de jeux de données équivalents pour la Gironde et pour la Loire a d'ailleurs permis de montrer le caractère global des conclusions et des nouveaux indicateurs ainsi définis.
- **Les méthodes spectrales** appliquées à des séries temporelles sont un outil très efficace pour mieux caractériser la variabilité des paramètres et pour analyser **l'influence relative des différents facteurs forçants environnementaux** sur cette variabilité (Schmitt et al., 2008). Cependant, au début de ce travail, la question se posait quant à la méthode la plus pertinente pour l'analyse des séries temporelles MAGEST, du fait que ces techniques ont été très peu utilisées sur des séries estuariennes. Les quatre méthodes spectrales les plus utilisées en sciences côtières ont été testées sur la base des données MAGEST : la méthode de Lomb-Scargle (LSP), les ondelettes continues (CWT), l'analyse spectrale singulière (SSA) et la décomposition modale empirique (EMD). L'évaluation de ces méthodes a été basée sur les critères suivants : (1) l'efficacité pour des séries temporelles incomplètes ; (2) la pertinence pour une analyse variable dans le temps ; (3) la capacité à identifier les processus, particulièrement sans l'utilisation de variables environnementales complémentaires ; (4) la capacité à calculer l'importance relative des forçages ; (5) la capacité à identifier les tendances à long terme. L'analyse spectrale singulière (Schoellhamer, 2001) s'est avérée être la seule méthode à satisfaire ces cinq critères. La combinaison des méthodes a montré des avantages pour la reconnaissance des forçages (SSA+LSP), pour l'analyse à court-terme (saisonnaire, CWT+SSA) et pour l'analyse à long-terme (>1yr, EMD+CWT) (Jalón-Rojas et al., 2016a). Comme conséquence de ces résultats, **les combinaisons des méthodes SSA+LSP et CWT+SSA ont été utilisées pour l'analyse des séries temporelles de turbidité MAGEST** (Jalón-Rojas et al., en révision).
- **Les campagnes de mesure des profils de turbidité, de salinité et de vitesse de courant** réalisées sur deux sites (rive gauche sur le ponton du port et chenal sur bateau) de la section de la Garonne à Bordeaux ont permis de détailler la dynamique sédimentaire intratidale dans la Gironde fluviale. Ces mesures ont corroboré, en outre, **la pertinence des données MAGEST** pour analyser la dynamique de MES à court terme et pour détecter la remontée de la ZTM au niveau de Bordeaux (rive gauche), puisqu'il a été montré que la ZTM arrive plus tôt près de la rive gauche que dans l'axe du chenal. **Le calcul des flux particuliers** (totaux, advectés, tidaux) à partir de ces données démontre la faisabilité de telles estimations et fournit **une base méthodologique pour les futures évaluations du budget sédimentaire** de la Gironde. Cependant, **le déroulement des campagnes n'a pas été exempt de difficultés** : celles liées aux caractéristiques intrinsèques de la Gironde (dysfonctionnement ponctuel de l'ADCP à cause des turbidités élevées, impossibilité d'utiliser le signal de diffusion de l'ADCP pour mesurer les MES) et à des problèmes logistiques (limitation du temps de

mesure à cause des consignes de sécurité, panne de sondes, dysfonctionnement du compas de l'ADCP dû à la proximité avec le bateau). Ces difficultés devront être prises en considération lors de la planification de futures campagnes puisqu'elles ont en partie limité l'exploitation des données, par exemple il n'a pas été possible de calculer des flux pour toutes les campagnes et d'analyser les flux latéraux.

- La **numérisation puis l'analyse des séries historiques de hauteur d'eau** a permis d'évaluer l'évolution du **marnage** et de **l'asymétrie de la marée** dans l'estuaire fluvial. L'asymétrie de la marée a été évaluée à partir des **harmoniques M_2 et M_4** (Friedrichs et Aubrey, 1988). La dépendance confirmée de la propagation de la marée au débit fluvial a exigé l'utilisation d'une méthode non-stationnaire pour l'analyse des harmoniques. L'application de l'analyse d'harmonique non stationnaire (NS-TIDE, encore en phase expérimentale, Matte et al., 2013) a montré une surestimation des amplitudes des harmoniques pendant les périodes d'étiage. La **démodulation complexe** (Boon, 1992) a donc été choisie dans ce travail pour l'estimation de l'asymétrie de la marée même si elle n'est pas une méthode très répandue dans les études estuariennes. Son application aux données de la Gironde a montré que c'est une **méthode correcte, rapide et efficace** pour calculer la variation temporelle des amplitudes et des phases liées à une fréquence donnée. Les routines de calcul développées dans ce travail permettent l'estimation rapide et simple des paramètres de marée pour toute série temporelle de hauteur d'eau, ce qui sera aussi très utile pour les évaluations futures de la marée dans la Gironde aval et la Dordogne tidale.
- **L'adaptation du modèle semi-analytique 2DV**, initialement développé pour des estuaires (Chernetsky et al., 2010), **à la Garonne tidale a permis d'y simuler la distribution des MES et la position de la ZTM de façon satisfaisante**. Pour cela, cinq modifications ont été réalisées sur le modèle de base lors du séjour de 3 mois à Delft: la simulation d'une condition non réfléchissante à la limite amont ; l'amélioration du calcul du transport sédimentaire par le débit fluvial ; la définition du niveau de référence calculé comme la surcote induite par le débit fluvial ; la dépendance des paramètres de la marée à l'entrée du débit, du marnage et de l'année ; et l'adaptation de la rugosité du fond au type de lit qui peut varier avec le débit fluvial et les années. Les contributions de ce travail au modèle de base ont été programmées dans des modules qui peuvent être utilisés de manière indépendante en fonction des caractéristiques de l'estuaire. **L'adaptation du modèle 2DV à la Garonne tidale le rend maintenant applicable à tout système estuarien**.

Quelle est la dynamique de la zone de turbidité maximale à différentes échelles de temps (d'intertidale à pluriannuelle) ? Son évolution est-elle prévisible, notamment dans l'estuaire fluvial ?

- A **l'échelle de temps intratidale**, les sédiments en suspension de la ZTM dans l'estuaire fluvial décrivent un cycle de remise en suspension – transport – dépôt similaire à celui précédemment décrit par Allen et al. (1980) dans l'estuaire aval. Le calcul des flux particuliers résiduels dans la section de Bordeaux lors de l'année 2014 a mis en évidence que les flux d'advection sont toujours dirigés vers l'aval. Cela indique que, contrairement à l'estuaire aval, où aussi bien le pompage tidal que la circulation résiduelle induisent le piégeage des suspensions vers l'amont, **le pompage tidal** est le seul mécanisme agit dans la Garonne tidale. Le calcul des **flux particuliers dans le chenal** à Bordeaux pendant l'étiage corrobore la prédominance du pompage tidal, et donc un flux net dirigé vers l'amont. D'après les mesures de 2014, l'advection vers l'aval devient dominante pour des débits fluviaux supérieurs à 400

m^3s^{-1} . Les flux résiduels sont aussi fortement modulés par le marnage. Ils peuvent être huit fois supérieurs lors des marées de vives-eaux par rapport aux marées de mortes-eaux à débit égal.

- A court terme, les crues jouent un double rôle dans la dynamique sédimentaire estuarienne comme moyen de transfert (a) des particules du bassin versant vers l'estuaire amont et (b) de la ZTM de l'estuaire amont vers l'aval. **Les courbes d'hystérésis de la turbidité autour des périodes de crue sont un indicateur du rythme d'expulsion vers l'aval de sédiments.** En synthèse, une boucle antihoraire (CC) est liée au transport sédimentaire depuis des sources éloignées, alors qu'une boucle horaire (C) indique une source de sédiments déposés sur le chenal ou sur des zones adjacentes. À Libourne, sur la Dordogne, les hystérésis sont essentiellement horaires, ce qui met en évidence l'existence de dépôts autour de cette station pendant pratiquement toute l'année. Dans la Garonne tidale (Bordeaux et Portets), la succession des hystérésis suit un cycle saisonnier C-Mixte-CC depuis les premières crues après l'étiage jusqu'à les crues de printemps.
- A une **échelle de temps hebdomadaire**, il existe une variabilité prononcée de la turbidité sous l'effet des cycles vives-eaux – mortes-eaux qui modulent la vitesse de courant et donc la contrainte de cisaillement sur le fond et le mélange turbulent dans la colonne d'eau. Pendant les vives-eaux, les contraintes de cisaillement sont plus fortes, ce qui favorise la remise en suspension et le mélange vertical (turbidité 2.7, 2.3, 1.7 et 1.6 fois supérieure que pendant les mortes-eaux à Pauillac, Bordeaux, Portets, et Libourne, respectivement ; valeurs lors des étiages entre 2005 et 2014). La turbidité présente des valeurs plus grandes en déchet qu'en revif tant dans la Garonne que dans la Dordogne, ce qui suggère la **consolidation des sédiments déposés pendant les mortes-eaux**, quand les vitesses de courant, et donc la resuspension, sont plus faibles. Pendant l'installation de la ZTM, la turbidité maximale a lieu 4 ou 5 cycles de marée après le marnage maximal. Cela s'expliquerait par l'augmentation graduelle des sédiments disponibles pour la remise en suspension avec la diminution des débits. Pendant l'expulsion de la ZTM, ce cycle est inversé puisque les sédiments seraient progressivement expulsés vers l'aval et le stock de sédiments diminuerait progressivement.
- À l'**échelle de temps saisonnière**, la turbidité est fortement affectée par les changements de débit fluvial : la ZTM se déplace vers l'amont à mesure que le débit fluvial diminue, et s'installe, en général, dans les sections fluviales pendant l'été (moyennes tidales de turbidité entre 1000 et 8000 NTU). Avec les premières crues automnales, voire hivernales, la ZTM se déplace vers l'aval. Par exemple, la turbidité moyenne en août est 8, 27 et 54 fois plus grande qu'en février dans les stations de Bordeaux, Portets et Libourne, respectivement (période 2005-2014). La comparaison des turbidités au cours des périodes d'installation et d'expulsion de la ZTM montre que, pour une même valeur de débit, la turbidité est systématiquement plus élevée pendant l'expulsion. Ces cycles d'hystérésis lors des périodes de transition de la ZTM suggèrent la persistance d'un dépôt de sédiment piégé dans les sections fluviales après le passage de la ZTM. Les **seuils de débit fluvial qui promeuvent l'installation et l'expulsion de la ZTM de l'amont** ont ainsi été quantifiés ; par exemple à Bordeaux ils sont de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour l'installation et entre 350 et $610 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour l'expulsion. Cela montrerait le besoin d'un effort hydraulique plus important pour expulser la ZTM et les dépôts.
- À l'**échelle de temps pluri-annuelle**, il existe une variabilité de la durée de présence et de la concentration de la ZTM, associée au régime des fleuves. La pénurie de crues pendant l'hiver et le printemps limite l'expulsion des sédiments vers l'aval. Ceci, ajouté aux longues périodes d'étiage, conduit à des ZTM très concentrées avec une présence dans la Gironde fluviale pouvant se prolonger jusqu'à 70 % de l'année. Par exemple, pour la période 2005-2014, la turbidité maximale et la durée de présence de la

ZTM à Bordeaux ont été de 7200 NTU et 259 jours pour une année sèche (2011) et de 5500 NTU et 93 jours pour une année humide (2013). Pendant l'hiver, des débits fluviaux faibles peuvent conduire à la remontée de la ZTM au niveau de Bordeaux et de Libourne avant même l'arrivée de l'étiage estival, bouleversant les schémas saisonniers typiques.

- La turbidité dans la Gironde répond donc à l'effet des différents facteurs environnementaux qui agissent sur des échelles de temps différentes. L'Analyse Spectrale Singulière, combinée au périodogramme de Lomb-Scargle et appliquée aux données de la Gironde et de la Loire, a permis **d'identifier les principaux facteurs environnementaux** (le régime hydrologique, la variabilité du débit fluvial, les cycles de marée, le marnage et la turbulence) et surtout **d'estimer leur contribution relative à la variabilité de la turbidité**. Les résultats sont très similaires pour ces deux estuaires. L'influence des cycles de marée diminue vers l'amont: de 50% dans la Loire aval; 45% et 37% respectivement dans la Loire et la Gironde centrales; 32-34% dans les estuaires fluviaux; à 26-29% dans les stations les plus en amont. L'effet du marnage est presque constant le long de l'axe estuarien mais avec une tendance légèrement croissante : la contribution de ce facteur à la variabilité de la turbidité varie entre 13-17% dans les estuaires aval et 6.5-9.5% dans les estuaires amont. À l'inverse, l'effet du régime hydrologique est remarquable dans les sections amont. Dans la Gironde, la contribution de ce facteur augmente de 13% à 40% entre la région centrale et l'amont. La variabilité causée par la variabilité du débit fluvial augmente légèrement de 1-3% à 5-7% vers l'amont.

Quel est l'impact des changements hydrologiques, , saisonniers et à long terme, sur la dynamique hydro-sédimentaire ?

- La **diminution des crues** pendant l'hiver contribue à la **persistance des dépôts** et à l'**augmentation des MES** dans l'estuaire fluvial. L'analyse des successions d'hystérésis lors des différentes années révèle que, pendant les années humides comme 2008 et 2009, les dépôts seraient expulsés depuis Portets et Bordeaux vers l'aval avec les premières crues hivernales. Par contre, un hiver très sec, comme celui de 2010, pourrait favoriser la persistance des dépôts au niveau de Bordeaux pendant toute l'année.
- Les hivers secs, caractérisés par une expulsion plus faible des dépôts vers les sections aval, auraient comme conséquence la présence d'une ZTM très turbide lors de l'étiage suivant. **Deux indicateurs hydrologiques de l'intensité de la ZTM** ont été définis à partir des données de la Garonne et la Dordogne : le volume d'eau qui s'écoule avant (et pendant) la présence de la ZTM (Volume_{HD}) comme indicateur de la concentration en sédiments de la ZTM, et la durée d'étiage (Duration_{LD}) comme indicateur de la durée de présence de la ZTM dans l'estuaire tidal. L'évolution de ces deux indicateurs au cours des six dernières décennies suggèrent que **la ZTM se serait intensifiée en termes de concentration et de persistance** lors de cette période (Fig. 7.1). Ces indicateurs sont aussi valables pour la Loire, ce qui montre leur efficacité pour comprendre et même prédire la dynamique de la ZTM dans les estuaires macrotidaux.
- L'augmentation de la concentration de sédiments de la ZTM a comme conséquence le besoin d'un effort hydrique majeur pour expulser les MES vers l'estuaire aval. Le débit d'expulsion de la ZTM lors des années sèches, caractérisés par des ZTM très turbides, est donc supérieur à celui des années humides. Par exemple le débit d'expulsion à Bordeaux varie entre $350 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (année humide) et $610 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (année sèche) lors de la période 2005-2014. **La diminution des débits hivernaux non seulement**

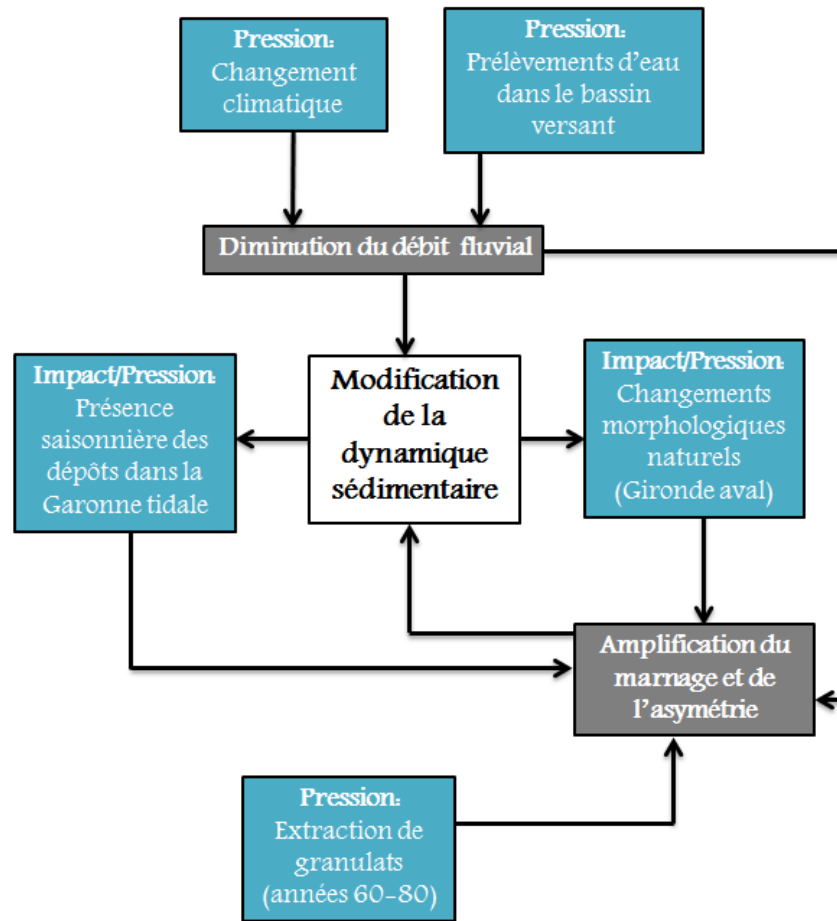


Figure 7.1: Schéma conceptuel des interactions entre les pressions sur le milieu et les conséquences pour la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale entre les années 50 et le présent.

augmenterait les concentrations de la ZTM ultérieure, mais serait susceptible aussi de conditionner les MES de l'hiver suivant.

- Un troisième indicateur hydrologique de la ZTM a été défini à partir des données de la Loire: le débit moyen estival comme indicateur de la limite maximale de remontée de la ZTM. **La diminution du débit depuis plusieurs décennies conduirait ainsi à une remontée de la ZTM plus en amont** (Fig. 7.1). Les simulations avec le modèle semi-analytique 2DV ont confirmé cette dépendance et ont permis d'établir la relation entre ces deux paramètres pour la Garonne tidale. Selon les simulations, une réduction de 250 à 150 m³s⁻¹ en 2014 déplacerait la limite de la ZTM 16 km en amont, de Portets à 6 km en amont de Cadillac.
- L'influence relative des forçages environnementaux sur la turbidité varie en fonction du régime hydrologique de la Gironde fluviale, alors qu'elle est constante dans la Gironde aval. L'impact de ces facteurs dans l'estuaire amont lors des périodes d'étiage suit les mêmes tendances que celles observées dans l'estuaire aval : les cycles de marée dominent la variabilité de la turbidité (60%). Cependant, la

variabilité subtidale dans cette région, induite principalement par le débit fluvial, atteint entre 44 et 67% au cours des périodes de fort débit fluvial. **La persistance de l'étiage pourrait ainsi augmenter la dominance de la marée sur la turbidité avec une influence relative jusqu'à 30%.**

- **Une diminution du débit augmente l'amplitude des ondes de marée et donc des tensions de cisaillement qui favorisent la remise en suspension** (Fig. 7.1), principalement dans la région de Cadillac. Par exemple, une diminution de 200-300 m³s⁻¹ à 100-200 m³s⁻¹ augmenterait le marnage moyen à Cadillac de 11.5% (20.5% si le débit diminue depuis 500-700 m³s⁻¹, données de 1994). Un débit de 1500-2000 m³s⁻¹ le diminuerait en moyenne de 59% par rapport à la situation d'étiage.
- La présence, ou non, de dépôts dans l'estuaire fluvial en fonction des crues hivernales a aussi des conséquences sur la propagation de la marée. Cette présence dans les sections fluviales entraîne une diminution de la rugosité qui conduit à une amplification majeure de l'onde de marée. Les années humides présentent donc cette amplification accrue uniquement après la présence de la ZTM. Par exemple, le marnage moyen en 1994 a été amplifié de 16% entre les périodes pré et post présence de la ZTM au Marquis et à Bordeaux, à débit égal. Par contre, les années très sèches présentent cette amplification supplémentaire pendant toute l'année. **Une diminution de crues qui entraîne la persistance des dépôts dans l'estuaire fluvial pendant l'hiver et le printemps, aurait par conséquence une amplification majeure de la marée et donc des tensions de cisaillement** (Fig. 7.1).

Les changements morphologiques (naturels et anthropiques) influencent-ils la dynamique hydro-sédimentaire ? Dans quelle mesure ?

- **Les changements morphologiques naturels survenus dans la Gironde aval**, notamment liés à la migration de la zone de dépôt vers l'estuaire fluvial, **ont amplifié le marnage et l'asymétrie de la marée dans la Garonne** tidale au cours des six dernières décennies (Fig. 7.1). Au total, ces deux paramètres ont été amplifiés de 12-15% au niveau du Marquis et de Bordeaux. L'augmentation du marnage (TR) dans cette région a été limitée entre les années 50 et 90 (+2.5% et +3.8% respectivement au Marquis et à Bordeaux, valeurs pendant l'étiage), et s'est accrue entre 1994 et 2005 (+7.3% et 9%). La marée devient alors plus dominante de flot ($2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ plus proche à 90°) avec le temps. Le changement le plus important de ce paramètre a eu lieu entre les années 1971 et 1982, avec une augmentation de 6.5% et 5.9% au Marquis et à Bordeaux, respectivement.
- **Le marnage et l'asymétrie de la marée au niveau de Cadillac ont aussi été amplifiés** au cours des dernières décennies, principalement par l'effet des **changements de bathymétrie et de la rugosité du fond provoqués par les extractions de granulats** (Fig. 7.1). Les tendances de ces deux paramètres, différentes de celles observées dans la Garonne aval, montrent une amplification majeure entre 1953 et 1971 (+17.1% et +11.1% respectivement pour TR et $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$, valeurs pendant l'étiage), qui coïncide avec la période d'extractions de granulats. Le marnage continue à augmenter (+5%) entre les années 1971 et 1982 ; il s'amplifie au total de 23.1% entre 1953 et 1994. Le paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ reste pourtant pratiquement constant jusqu'à l'année 1994. Les résultats du modèle 2DV complètent la description de l'évolution de l'hydrodynamique de la Garonne amont. Comme résultat des extractions de granulats, la hauteur et la vitesse de la composante M_4 , principalement celle générée localement, auraient été amplifiées à partir de Portets, et par conséquence, l'asymétrie de la marée ($\frac{U_{M_4}}{U_{M_2}}, 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$) l'aurait été aussi.

- D'après les résultats du modèle 2DV, **les changements morphologiques de l'estuaire aval semblent donc avoir joué un rôle clé dans l'évolution de la ZTM** des six dernières décennies. L'amplification de la marée (et donc de la tension de cisaillement) et surtout celle de la prédominance du flot, subie à cause de ces changements, auraient provoqué **l'augmentation de la charge en MES et la remontée de la limite amont de la ZTM** (Fig. 7.1). D'après les simulations, la remontée de la ZTM entre 1953 et 2014 (estimée à 16 km à débit égal, $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) serait quasi identique avec ou sans changements morphologiques dans la région de Cadillac.
- L'amplification du marnage et de l'asymétrie de la marée provoquée par les **changements de bathymétrie et de rugosité du lit de la Garonne amont aurait aussi contribué à la remontée de la limite amont de la ZTM entre les années 70 et 90** (Fig. 7.1). Ces changements affecteraient la ZTM seulement à partir des années 70, à partir desquelles les MES parviennent dans cette région par la propagation de la marée depuis la Gironde aval. Selon les simulations, la ZTM aurait remonté 5.5 km en 1994 à cause de ces modifications (débit de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

7.2 Perspectives

Avancées des connaissances scientifiques sur la dynamique estuarienne

- Le réseau MAGEST poursuit son déploiement avec la mise en place prochaine d'une station au niveau de l'embouchure et l'instrumentation récente de Cadillac sur la Garonne (Schmidt et al., 2016) et planifiée de Branne sur la Dordogne. Ainsi, l'estuaire comptera prochainement avec deux nouveaux sites de mesure de la turbidité dont l'analyse complètera les principaux résultats de ce travail. En particulier, ces données permettront de détailler la **remontée de la ZTM** et de vérifier la dépendance entre débit et limite amont de la présence de la ZTM, à l'instar de la Loire. Par ailleurs les **transferts particuliers à l'embouchure** sont encore peu contraints. Un point unique de mesure de turbidité dans les eaux de surface et de fond ne sera pas suffisant à elles seules pour estimer ces flux. Par contre ces données sont indispensables pour caler les estimations pouvant être produites à partir de modèles numériques ou d'images satellitaires. L'analyse de ces nouvelles données bénéficiera en outre des routines d'analyse des données MAGEST déjà programmées, notamment sur MATLAB, dans le cadre de ce travail.
- L'analyse comparative des méthodes spectrales effectuée dans ce travail démontre la pertinence de ces méthodes d'analyse de séries temporelles à long-terme en systèmes côtiers. L'ambition de l'article publié dans la revue *Limnology and Oceanography - Methods* est de servir comme référence pour le choix des méthodes spectrales en fonction de la base de données disponibles et des questions abordées. La **combinaison des méthodes spectrales** proposée pourra d'ailleurs être appliquée aux autres **paramètres physico-chimiques mesurés par le réseau MAGEST** (salinité, température et oxygène) afin de mieux comprendre leur variabilité et l'impact relatif des forçages environnementaux.
- Ce travail a mis en évidence certaines similitudes et différences entre les axes Garonne et Dordogne. Cependant, **l'axe de la Dordogne aurait besoin d'une étude en profondeur** pour mieux comprendre sa dynamique sédimentaire. En raison de limitation spatiale du réseau MAGEST à une unique station (qui sera complété en amont par Branne en 2017), des missions ponctuelles le long de l'axe de la

Dordogne en étiage seront nécessaires pour mesurer notamment la turbidité et ainsi évaluer **l’extension de la ZTM**. Une première campagne réalisée en 2015 a d’ailleurs montré que la répartition spatiale de la turbidité des eaux de surface en aval de Libourne pouvait être différente des schémas observés en Garonne tidale (Schmidt, 2016). Des techniques innovantes pourraient être également testées. Par exemple, **l’instrumentation aéroportée** (sondes et/ou images) par un drone offrirait plusieurs avantages comme une mise en place rapide, son faible coût et sa caractère peu intrusive.

La Gironde dispose de données de hauteur d’eau historiques au niveau d’Ambès (7 km en amont de la confluence Garonne-Dordogne) et de Libourne. De telles séries temporelles devraient aussi être analysées à partir du protocole de numérisation et d’analyse développé dans ce travail afin de comprendre **l’évolution du marnage et de l’asymétrie de la marée** dans la Dordogne tidale dont le débit hydrologique est fortement contrôlé par les nombreux barrages présents dans son bassin versant.

L’application du **modèle semi-analytique 2DV** à la Dordogne tidale permettrait également de mieux comprendre les **mécanismes de transport sédimentaire** et analyser les différences et similitudes avec la Garonne. Pour cela, il faudrait une base de données de hauteur d’eau à, au moins, trois points, notamment à l’entrée, une bathymétrie récente, et des informations sur la nature de la couverture sédimentaire. La numérisation des données historiques de marée permettrait aussi la simulation de l’évolution pluri-décennale de la dynamique sédimentaire de la Dordogne.

- Des **études morphologiques** sur la Gironde (évolution des zones érodées et intertidales, taux et zones d’érosion et d’accrétion) sont indispensables pour mieux comprendre l’évolution de l’hydrodynamique de l’estuaire. La liaison entre les études morphologiques et les résultats de ce travail offrirait une vision complète de l’évolution morphodynamique passée de la Gironde indispensable pour en prédire l’évolution future. De plus, **l’asymétrie de la marée** pourrait être évaluée plus en profondeur en incorporant la **composante harmonique** M_6 et donc paramètres $\frac{A_{M_6}}{A_{M_2}}$ et $3\phi_{M_2} - \phi_{M_6}$ Wang et al. (1999).
- Tous les résultats issus de ce travail seront utiles pour améliorer la mise en place et la calibration des **modèles numériques hydro-sédimentaires** dans l’estuaire. La Gironde compte déjà avec l’implémentation des modèles numériques SIAM-3D (Brenon et Le Hir, 1999; Lajaunie-Salla et al., 2016) et Telemac (Hervouet, 2000; Villaret et al., 2012) qui devraient permettre d’évaluer la turbidité sur l’ensemble de l’estuaire et d’approfondir l’analyse de l’impact des pressions sur la dynamique hydro-sédimentaire. Pour ce dernier objectif, il serait particulièrement intéressant de coupler des **modules morphodynamiques** à ces modèles. Cela permettrait aussi d’évaluer l’impact des dragages. Les avancées de l’équipe de Henk Schuttelaars dans l’amélioration du modèle semi-analytique pourraient aussi améliorer les résultats présentés dans ce travail. En particulier, l’adaptation du modèle semi-analytique 2DV à 3DV pourrait permettre d’envisager la simulation complète de l’estuaire de la Gironde et ainsi de mener une analyse plus exhaustive.

Implication pour la planification et gestion de la Gironde fluviale

- Les **indicateurs hydrologiques proposés dans ce travail** (Duration_{LD} et Volume_{HD}) visent à aider à la **prédiction des caractéristiques de la ZTM pour des scénarios climatiques futurs**

et ainsi à optimiser la gestion des ressources hydrologiques et du soutien d'étiage¹. Afin de mieux comprendre les causes de la variabilité inter-annuelle des indicateurs hydrologiques, les données de $Duration_{LD}$ et $Volume_{HD}$ de la Garonne ont été comparées avec trois paramètres liés la climatologie régional et les usages locaux: (a) l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique (NAO index)²; (b) le cumul des précipitations annuelles totales (Precip) et estivales ($Precip_{LD}$) (d'après [Eaucéa, 2008](#)); (c) le volume d'eau stocké pour l'irrigation sur le bassin versant ($Volume_{IRR}$) (d'après [Eaucéa, 2008](#)).

Pour plus de clarté, les Figures 7.2, 7.3 et 7.4 comparent ces paramètres à partir de leurs moyennes glissantes sur 5 années. L'augmentation de la $Duration_{LD}$ et la diminution du $Volume_{HD}$ au début des années 80 et à la fin des années 90 semblent être corrélées avec la phase positive de la NAO (Fig. 7.2). Néanmoins cet indice n'explique pas clairement toutes les variations des paramètres hydrologiques. La relation entre les paramètres hydrologiques et la variabilité climatique est cependant plus évidente avec les indices de précipitation (Fig. 7.3). Alors que la variabilité du $Volume_{HD}$ suit la même tendance que la variabilité des précipitations totales, la $Duration_{LD}$ dépend inversement des précipitations estivales. La tendance générale à long-terme des indicateurs hydrologiques est aussi en accord avec l'augmentation constante du captage d'eau pour l'irrigation ($Volume_{IRR}$, Fig. 7.4).

Cette comparaison avec les indices climatiques confirme que : (a) la durée et la concentration de la ZTM reposent largement sur le débit, et donc sur le régime de précipitations; (b) l'influence de la variabilité climatique et des activités humaines sur la variabilité à long terme des paramètres hydrologique. Ces observations sont très préliminaires, il conviendrait de détailler les corrélations entre débits et facteurs climatiques pour établir une relation entre les variations climatiques et les caractéristiques de la ZTM en vue d'une optimisation de la gestion de l'estuaire de la Gironde, et le cas échéant, de limiter l'extension amont de la ZTM.

- Dans un contexte de changement global, les facteurs environnementaux sont soumis à des modifications naturelles et anthropiques. **La contribution relative de ces facteurs à la variabilité de la turbidité pourrait être utilisée comme indicateur de l'évolution à long terme de leur variabilité ainsi que de leur influence sur les MES.** Les résultats des analyses spectrales permettraient aussi de débattre de stratégies de gestion particulières comme le **soutien d'étiage de la Garonne tidale**. Selon les résultats de ce travail, des lâchers d'eau stockée dans les réservoirs du bassin versant afin de limiter la turbidité n'affecteraient que les deux tiers amont de l'estuaire. De plus, pour avoir une influence réelle sur la turbidité, ces lâchers d'eau devraient être réguliers au cours de l'étiage. En effet une augmentation occasionnelle du débit fluvial pendant cette période n'influence la variabilité de la turbidité qu'à très court terme.
- En complément de la compréhension de l'évolution de la dynamique sédimentaire, **la mise au jour des caractéristiques de la marée et la compréhension de l'impact du débit sur celles-ci apportées par ce travail pourrait aider le port de Bordeaux dans la gestion d'activités**

¹<http://www.smeag.fr/plan-de-gestion-detiage-garonne-ariège.html>

²L'Oscillation du Nord Atlantique ([Rodwell et al., 1999](#)) est une fluctuation à grande échelle de la masse atmosphérique située entre les zones de hautes pressions subtropicales et de basses pressions polaires dans la région de l'Atlantique Nord, des environs du nord de l'Afrique et de l'est de l'Amérique du Nord. Elle détermine le climat de la région de l'Europe de l'Ouest et s'estime à partir de l'indice NAO. La phase positive de l'indice NAO signale que l'océan Atlantique apporte de la douceur sur l'Europe centrale et méridionale et de la pluie sur l'Europe du nord. La phase négative de l'indice NAO indique plus de pluie sur les régions méditerranéennes et des hivers plus doux au Québec et au Groenland.

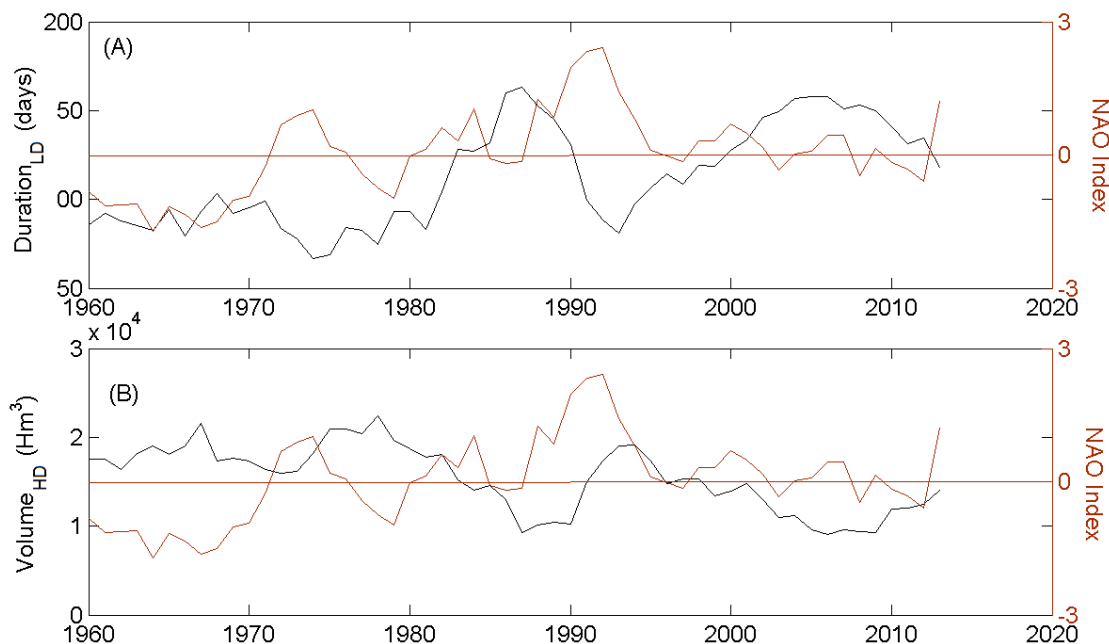


Figure 7.2: (A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial ($Duration_{LD}$) et de l'indice d'oscillation nord-atlantique (NAO index). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial ($Volume_{HD}$) et de l'indice d'oscillation nord-atlantique (NAO index)

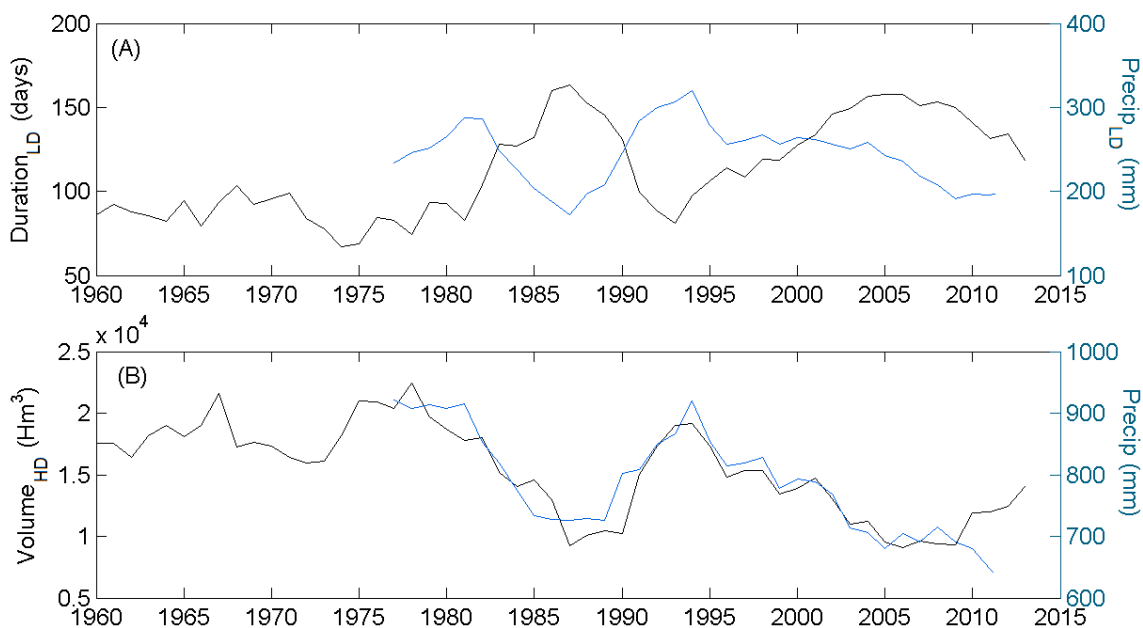


Figure 7.3: (A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial ($Duration_{LD}$) et du cumul des précipitations estivales ($Precip_{LD}$). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial ($Volume_{HD}$) et du cumul des précipitations totales ($Precip$).

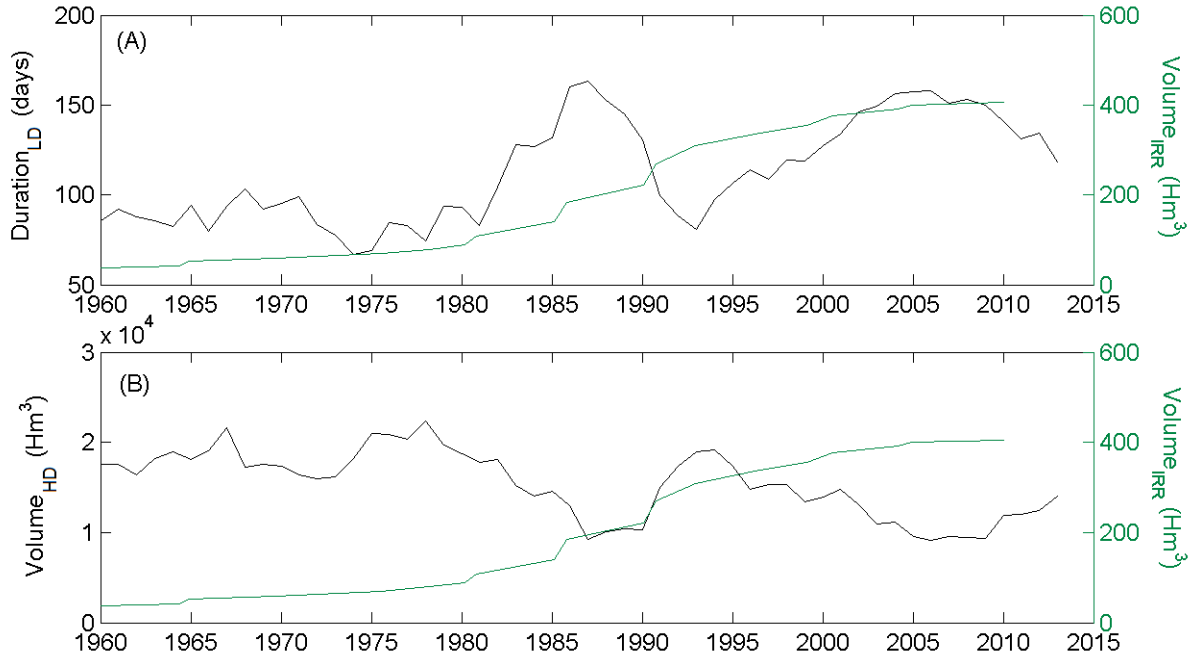


Figure 7.4: (A) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) de la durée des périodes de bas débit fluvial ($Duration_{LD}$) et du volume d'eau stocké pour l'irrigation ($Volume_{IRR}$). (B) Évolution temporelle (moyenne glissante sur 5 années) des volumes d'eau qui s'écoulent lors des périodes de haut débit fluvial ($Volume_{HD}$) et du volume d'eau stocké pour l'irrigation ($Volume_{IRR}$).

telles que la sécurité des navires et l'optimisation du trafic. La planification du trafic maritime dans l'estuaire se sert du logiciel « Routiers » pour assurer une navigation commerciale en toute sécurité (Castillo, 2015). Ce logiciel calcule l'heure de passage optimal dans les différentes régions de l'estuaire en fonction des prédictions des courbes de marée. Une connaissance actualisée des caractéristiques de l'onde de marée actuelles pourrait donc avoir un impact fort sur l'augmentation des fenêtres de passage des navires, ce qui peut représenter un gain pour l'activité portuaire (Castillo, 2015).

- Le **modèle semi-analytique 2DV** apparaît comme un outil efficace et rapide pour tester des hypothèses de travail et des scénarios et ainsi il pourrait être utilisé pour aider les gestionnaires dans des prises de décisions. Il apparaît bien adapté pour **évaluer l'effet des aménagements**, notamment des approfondissements, sur la dynamique hydro-sédimentaire de la Garonne tidale. L'utilisation du modèle serait particulièrement intéressante pour la **simulation de scénarios climatique futurs**. D'après le document de prospective " Garonne 2050 ", les débits naturels d'étiage devraient diminuer d'un facteur 2 pour le bassin de la Garonne et, selon le rapport IPCC (2013), le niveau de la mer pourrait augmenter jusqu'à 2 m en 2100 pour la prédiction la plus catastrophique. Des combinaisons de différents scénarios d'augmentation du niveau de la mer et de diminution de débit permettraient d'analyser le devenir des mécanismes de transport sédimentaire dans la Garonne à très bas coût de calcul, et ainsi contribuer à la mise en place de mesures préventives adaptées pour limiter les impacts des changements de conditions environnementales.

Production scientifique

Publications

ARTICLES DE RANG A

- **Jalón-Rojas I.**, Schmidt S., et Sottolichio, A. (2016): Evaluation of spectral methods for high-frequency, multiannual time-series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses. *Limnol. Oceanogr. Methods*. doi:10.1002/lom3.10097.
- **Jalón-Rojas I.**, Schmidt S., Sottolichio A., et Bertier C. (2016): Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network, *Cont. Shelf Res.*, 117, 1-11. doi:10.1016/j.csr.2016.01.017.
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2015): Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (S.-W. France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2805-2819. doi:10.5194/hess-19-2805-2015.

ARTICLES EN RÉVISION

- **Jalón-Rojas I.**, Schmidt S., et Sottolichio, A. (2016) : Comparison of physical forcings affecting suspended sediments dynamics in two macrotidal, highly-turbid estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*

CHAPITRES DE LIVRES

- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2016): *Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde*. Dans Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier, Schmitt, F. et Lefevre, A. (ed.), Presses du CNRS.

AUTRES PUBLICATIONS

- Sottolichio, A., Hanquiez V., Van Maanen, B., Arraigada J., **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Birrien F. (2014): *Evolution hydrosédimentaire récente de l'estuaire de la Gironde. Apport d'un modèle de transport*. XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Dunkerque, Paralia, p. 505-512.

Présentations Orales

EN TANT QUE PREMIÈRE AUTEUR

- **Jalón-Rojas, I.**, Sottolichio, A., Schuttelaars, H., Hanquiez, V., Bichot, Y., Villamarin, B., Fort, A., Schmidt, S. (2016): Multidecadal evolution of tidal patterns in a highly turbid macrotidal river and implications for sediment dynamics. *18th Physics of Estuaries and Coastal Seas Conference*, 10-14 Octobre, Scheveningen (Pays-Bas).
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., Sottolichio, A., et Bertier, C. (2015): Complementary approaches to address multi-scale and non-linear dynamics of turbidity from long-term continuous monitoring: application to the Loire estuary (France). *Estuaries and coastal seas in a rapidly changing world (ECSA 55)*, 6-9 Septembre, Londres (Royaume-Uni).
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2015): Relevance of different spectral techniques to describe estuarine suspended sediment dynamics based on a high-frequency, long-term turbidity dataset. *EGU General Assembly*, 12-17 Avril, Vienne (Autriche).
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2014): Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde: description de la dynamique des matières en suspension d'un estuaire très turbide. *Colloque Instrumentation haute fréquence pour l'observation et la surveillance de l'environnement marin*, 12 et 13 Juin, Boulogne sur Mer (France).

Posters

EN TANT QUE PREMIÈRE AUTEUR

- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2016): Field studies of residual suspended sediment fluxes in the upper Gironde estuary under different hydrological conditions. *XV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*, 22-24 June, Bilbao (Spain).
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2014): Dynamics of the turbidity maximum zone in the tidal rivers of the Gironde estuary: 9 years of continuous in situ monitoring. *24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, 27-31 Octobre, Pau (France).
- **Jalón-Rojas, I.**, Schmidt, S., et Sottolichio, A. (2014). Trends in turbidity in the fluvial section of a highly turbid macrotidal estuary, the Gironde in SW France, based on continuous in-situ monitoring. *EGU General Assembly*. 27 Avril – 2 Mai, Vienne (Autriche).

Prix et Bourses

2015 **Bourse de mobilité LabEx COTE**

COTE Cluster d'Excellence, Université de Bordeaux, France

Bourse de mobilité pour un séjour à TU Delft, Pay-Bas

2014 **Prix: Outstanding Student Poster (OSP) Award**

Division de Sciences de l'Océan de l'Union Européenne de Géosciences (EGU)

Prix du meilleur poster. Assemblée Générale de l'EGU, Vienne. Titre: *Trends in turbidity in the fluvial section of a highly turbid macrotidal estuary (the Gironde, SW France) based on a continuous and in-situ monitoring*

2013 **Allocation de thèse AEAG - CR Aquitaine**

Agence de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) et Région Aquitaine

Contrat doctoral 01/11/2013 - 31/10/2016

Présentations technico-scientifiques

Juil 2016 Labex Day, Bordeaux, France

Mars 2016 Consortium MAGEST, Pessac, France

Mai 2015 Consortium MAGEST, Bordeaux, France

Dec 2014 Journée de rentrée de l'École Doctorale SE, Bordeaux, France

Nov 2014 Service National Français de Surveillance DYNALIT, Nantes, France

Mars 2014 Consortium MAGEST, Pessac, France

Févr 2014 Agence de l'Eau Adour-Garonne, Bordeaux, France

Enseignement

2014-16 **Monitrice**

Université de Bordeaux, France

64 heures par année académique réparties dans les modules :

- **Master en Océanographie:** Analyse et modélisation des données environnementales, Analyse numérique appliquée à l'océanographie, Hydrodynamique sédimentaire.

- **Licence Sciences de la Terre en de l'Environnement:** Hydrodynamique et sédimentologie côtière, Tectonique et orogénèse, Géologie et environnements en Aquitaine.

2014 **Monitrice stagiaire**

Université de Bordeaux, France

Analyse numérique appliquée à l'océanographie, 20 heures

Vulgarisation Scientifique

- 2016 **La Nuit des Chercheurs**
CAP Science, Bordeaux, France
- 2015 **Fête de la Science à la Station Marine d’Arcachon**
Animatrice, Arcachon, France
- 2015 **Participation au programme radiophonique de vulgarisation “Que cherchent-ils?”**
RCF en partenariat avec Cap Science, Bordeaux, France

Bibliographie

- Abril, G., Commarieu, M.-V., Sottolichio, A., Bretel, P., et Guérin, F.: Turbidity limits gas exchange in a large macrotidal estuary, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83, 342–348, doi:10.1016/j.ecss.2009.03.006, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S027277140900122X>, 2009.
- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., et Forzieri, G.: Global warming increases the frequency of river floods in Europe, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2247–2260, doi:10.5194/hess-19-2247-2015, URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/2247/2015/>, 2015.
- Allen, G. P.: Étude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde, Thèse, Université de Bordeaux, 1972.
- Allen, G. P. et Castaing, P.: Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf, *Marine Geology*, 14, 47–53, 1973.
- Allen, G. P., Sauzay, G., et Castaing, P.: Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France, Dans: *Estuarine Processes*, édité par Wiley, M., pp. 63–81, Academic Press, New York, 2 edn., 1977.
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., et De Grandpré, C.: Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries, *Sedimentary Geology*, 26, 69–90, 1980.
- ARTELIA, IDRA, et ADICT: Elaboration du plan de gestion des sédiments de dragage de l'estuaire de la Gironde, Rapport, 2016.
- Benaouda, A.: Dynamique saisonnière des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde: Modélisation Operationnelle de la réponse aux forçages hydrodynamiques, Thèse, Université de Bordeaux 1, 2008.
- Billy, J., Chaumillon, E., Féliès, H., et Poirier, C.: Tidal and fluvial controls on the morphological evolution of a lobate estuarine tidal bar: The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary (France), *Geomorphology*, 169–170, 86–97, doi:10.1016/j.geomorph.2012.04.015, 2012.
- Bloomfield, P.: *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*, doi:10.2307/2344882, 2000.
- Boé, J., Terray, L., Martin, E., et Habets, F.: Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century, *Water Resources Research*, 45, W08 426, doi:10.1029/2008WR007437, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008WR007437>, 2009.

- Bonneton, P., Bonneton, N., Parisot, J.-P., et Castelle, B.: Tidal bore dynamics in funnel-shaped estuaries, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 120, 923–941, 2015.
- Boon, J. D.: Temporal variation of shallow-water tides in basin-inlet systems, Dans: *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*, vol. 29, pp. 125 – 136, doi:10.1029/LN029p0125, 1992.
- Brenon, I. et Le Hir, P.: Modelling the Turbidity Maximum in the Seine Estuary (France): Identification of Formation Processes, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 525–544, doi:10.1006/ecss.1999.0514, 1999.
- BRGM: Suivi de la turbidité des eaux de Guyane. Etat des lieux et recommandations . Approche par télédétection, Rapport, BRGM/RP - 61632 - FR, URL <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-61632-FR.pdf>, 2014.
- Brouwer, R.: Semi-analytical 2DV perturbation model. Package manual for iFlow v2.2, 2015.
- Burchard, H., Hetland, R. D., Schulz, E., et Schuttelaars, H. M.: Drivers of Residual Estuarine Circulation in Tidally Energetic Estuaries: Straight and Irrotational Channels with Parabolic Cross Section, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 548–570, doi:10.1175/2010JPO4453.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JP04453.1>, 2011.
- Cai, H., Savenije, H. H. G., et Toffolon, M.: Linking the river to the estuary: influence of river discharge on tidal damping, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 287–304, doi:10.5194/hess-18-287-2014, 2014.
- Cai, L., Tang, D., Li, X., Zheng, H., et Shao, W.: Remote sensing of spatial-temporal distribution of suspended sediment and analysis of related environmental factors in Hangzhou Bay, China, *Remote Sensing Letters*, 6, 597–603, doi:10.1080/2150704X.2015.1062158, URL <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/2150704X.2015.1062158>, 2015.
- Castaing, P.: Le transfert à l’océan des suspensions estuariennes: cas de la Gironde, Thèse, Université de Bordeaux, 1981.
- Castaing, P. et Allen, G. P.: Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France, *Marine Geology*, 40, 101–118, 1981.
- Castaing, P., Etcheber, H., Sottolichio, A., et Cappe, R.: Evaluation de l’évolution hydrodologique et sédimentaire du système Garonne-Dordogne-Gironde, Rapport, Agence de l’eau Adour-Garonne - Université de Bordeaux, 2006.
- Castillo, P.: Ré évaluation des connaissances marégraphiques statistiques du Port de Bordeaux, Rapport de stage m2, Université de Bordeaux, 2015.
- Cavalcante, G. H., Feary, D. A., et Kjerfve, B.: Effects of Tidal Range Variability and Local Morphology on Hydrodynamic Behavior and Salinity Structure in the Caeté River Estuary, North Brazil, *International Journal of Oceanography*, 2013, doi:doi:10.1155/2013/315328, 2013.
- Chaalali, A., Chevillot, X., Beaugrand, G., David, V., Luczak, C., Boët, P., Sottolichio, A., et Sautour, B.: Changes in the distribution of copepods in the Gironde estuary: A warming and marinisation consequence?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 134, 150–161, doi:10.1016/j.ecss.2012.12.004, 2013.
- Chernetsky, A.: Trapping of sediment in tidal estuaries, Thèse, TU Delft, 2012.

- Chernetsky, A. S., Schuttelaars, H. M., et Talke, S. A.: The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries, *Ocean Dynamics*, 60, 1219–1241, doi:10.1007/s10236-010-0329-8, 2010.
- Chevalier, L., Laignel, B., Massei, N., Munier, S., Becker, M., Turki, I., Coynel, A., et Cazenave, A.: Hydrological variability of major French rivers over recent decades, assessed from gauging station and GRACE observations, *Hydrological Sciences Journal*, 59, 1844–1855, doi:10.1080/02626667.2013.866708, URL <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.866708>, 2013.
- Davies, J.: A morphogenetic approach to world shorelines, *Z Geomorph.*, 8, 127–142, 1964.
- de Jonge, V. N., Schuttelaars, H. M., van Beusekom, J. E., Talke, S. A., et De-Swart, H. E.: The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 139, 46–59, doi:10.1016/j.ecss.2013.12.030, 2014.
- de Swart, H. et Zimmerman, J.: Morphodynamics of Tidal Inlet Systems, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 41, 203–229, doi:10.1146/annurev.fluid.010908.165159, 2009.
- Diallo, P.-Y., Schmidt, S., Moreau, M., Ouamar, L., et Lebleu, P.: Monitoring turbidity as a surrogate of suspended particulate load in transitional waters: A case study in the Gironde estuary, Dans: *ECSA 55*, Poster presentation, 2015.
- Dijkstra, Y.: On the effect of tidal variations of turbulent mixing on flow and salt transport in estuaries, Thèse, TU Delft, 2014.
- Dijkstra, Y.: iFlow modelling framework. User manual & technical description, 2015.
- Doobson, A.: The harmonic development of the tide-generation potential, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 1921.
- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., et Babin, M.: 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, 321–332, doi:10.1016/j.ecss.2008.11.013, 2009.
- Dronkers, J.: Tidal asymmetry and estuarine morphology, *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 117–131, doi:10.1016/0077-7579(86)90036-0, 1986.
- Dronkers, J. et Van-Leussen, W.: *Physical Processes in Estuaries*, Springer-Verlag, 1988.
- Dyer, K., Christie, M., et Manning, A.: The effects of suspended sediment on turbulence within an estuarine turbidity maximum, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, 237–248, doi:10.1016/j.ecss.2003.09.002, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771403002543>, 2004.
- Dyer, K. R.: Fine sediment particle transport in estuaries, Dans: *Physical Processes in Estuaries*, édité par van Leussen, D. et W., pp. 295–310, Springer-Verlag, 1988.
- Eaucéa: Evaluation des impacts du changement climatique sur l'estuaire de la Gironde et prospective à moyen terme, Rapport, 2008.
- Etcheber, H., Taillez, A., Abril, G., Garnier, J., Servais, P., Moatar, F., et Commarieu, M. V.: Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries: origin and lability, *Hydrobiologia*, 588, 245–259, doi:10.1007/s10750-007-0667-9, 2007.

- Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Maneux, E., Chabaux, G., Escalier, J. M., Wennekes, H., Derriennic, H., Schmeltz, M., Quéméner, L., Repecaud, M., Woerther, P., et Castaing, P.: Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring programme in the Gironde fluvial-estuarine system, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 831–840, doi:10.5194/hess-15-831-2011, 2011.
- Fettweis, M., Monbaliu, J., Baeye, M., Nechad, B., et Van den Eynde, D.: Weather and climate induced spatial variability of surface suspended particulate matter concentration in the North Sea and the English Channel, *Methods in Oceanography*, 3-4, 25–39, doi:10.1016/j.mio.2012.11.001, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2211122012000187>, 2012.
- Fontugne, M. R. et Jouanneau, J.-M.: Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary: Evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 24, 377–387, doi:10.1016/0272-7714(87)90057-6, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771487900576>, 1987.
- Francalanci, S., Parker, G., et Paris, E.: Effects of non-hydrostatic pressure distribution on bedload transport, Dans: *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2005*, edité par Parker et García, Taylor & Francis Group, 2006.
- French, J., Benson, T., et Burningham, H.: Morphodynamics and Sediment Flux in the Blyth Estuary, Suffolk, UK, Dans: *High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries*, edité par D.M. F. et Knight, J., pp. 143–171, Springer Netherlands, 2005.
- French, J. R., Burningham, H., et Benson, T.: Tidal and Meteorological Forcing of Suspended Sediment Flux in a Muddy Mesotidal Estuary, *Estuaries and Coasts*, 31, 843–859, doi:10.1007/s12237-008-9072-5, 2008.
- Friedrichs, C., Armbrust, B., et De Swart, H.: Hydrodynamics and equilibrium sediment dynamics of shallow, funnel-shaped tidal estuaries, Dans: *Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS 1996*, Balkema, Rotterdam, pp. 315–327, 1998.
- Friedrichs, C. T.: Barotropic tides in channelized estuaries, *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, pp. 27–61, doi:10.1017/CBO9780511676567.004, 2010.
- Friedrichs, C. T. et Aubrey, D. G.: Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27, 521–545, doi:10.1016/0272-7714(88)90082-0, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771488900820>, 1988.
- Friedrichs, C. T. et Hamrick, J. M.: Effects of channel geometry on cross sectional variations in along channel velocity in partially stratified estuaries, Buoyancy effects on coastal and estuarine dynamics, 53, 283–300, doi:10.1029/CE053p0283, 1996.
- Gasquet, H. et Wootton, a. J.: Variable-frequency complex demodulation technique for extracting amplitude and phase information, *Review of Scientific Instruments*, 68, 1111, doi:10.1063/1.1147748, URL <http://scitation.aip.org/content/aip/journal/rsi/68/1/10.1063/1.1147748>, 1997.
- Gibbs, R. J., Tshudy, D. M., Konwar, L., et Martin, J. M.: Coagulation and Transport of Sediments in the Gironde, *Sedimentology*, 36, 987–999, 1989.
- Godin, G.: *The Analysis of Tides*, University of Toronto Press, 1972.

- Grabemann, I. et Krause, G.: Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary, *Journal of Geophysical Research*, 94, 14 373–14 379, doi:10.1029/JC094iC10p14373, 1989.
- Grabemann, I. et Krause, G.: Response of the turbidity maximum in the Weser Estuary to pulses in freshwater runoff and to storms, Dans: *Physics of estuaries and coastal seas*, pp. 83–92, 1998.
- Grabemann, I. et Krause, G.: On Different Time Scales of Suspended Matter Dynamics in the Weser Estuary, *Estuaries*, 24, 688–698, 2001.
- Grabemann, I., Uncles, R. J., Krause, G., et Stephens, J. A.: Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 235–246, doi:10.1006/ecss.1996.0178, 1997.
- Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J. P., Meyer, R., et Boust, D.: Hydrodynamics of Suspended Particulate Matter in the Tidal Freshwater Zone of a Macrotidal Estuary (The Seine Estuary, France), *Estuaries*, 22, 717–727, doi:10.2307/1353058, 1999.
- Guo, L., Van-der Wegen, M., Roelvink, J., et He, Q.: The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 1310–1321, doi:10.1002/2013JF003034.Received, 2014.
- Guo, L., Van-der Wegen, M., Jay, D. A., Matte, P., Wang, Z., Roelvink, D., et He, Q.: River-tide dynamics: Exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 120, 3499–3521, doi:10.1002/2014JC010491, 2015.
- Guo, L., Van-der Wegen, M., Wang, Z. B., et He, Q.: Exploring the impacts of multiple tidal constituents and varying river flow on long-term, large scale estuarine morphodynamics by means of a 1D model: Estuarine morphodynamics, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 121(5), doi:10.1002/2016JF003821, 2016.
- Hervouet, J.-M.: TELEMAC modelling system: an overview, *Hydrological Processes*, 14, 2209–2210, doi:10.1002/1099-1085(200009)14:13<2209::AID-HYP23>3.0.CO;2-6, URL [http://doi.wiley.com/10.1002/1099-1085\(200009\)14:13<2209::AID-HYP23>3.0.CO;2-6](http://doi.wiley.com/10.1002/1099-1085(200009)14:13<2209::AID-HYP23>3.0.CO;2-6), 2000.
- Hoitink, A. J. F. et Jay, D. A.: Tidal river dynamics: Implications for deltas, *Reviews of Geophysics*, 54, 240–272, doi:10.1002/2015RG000507, 2016.
- Ianniello, J. P.: Tidally Induced Residual Currents in Estuaries of variable Breadth and Depth, doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0126:COTIRC>2.0.CO;2, 1979.
- IPCC: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., et Sottolichio, A.: Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, en révision.
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., et Sottolichio, A.: Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2805–2819, doi:10.5194/hess-19-2805-2015, URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/2805/2015/>, 2015.

- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., et Sottolichio, A.: Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses, *Limnology and Oceanography: Methods*, 2016a.
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., et Bertier, C.: Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network, *Continental Shelf Research*, 117, 1–11, doi:10.1016/j.csr.2016.01.017, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027843431630022X>, 2016b.
- Jones, J. et Davies, A. M.: A High-resolution, Three-dimensional Model of the M2, M4M6, S2, N2, K1 and O1 Tides in the Eastern Irish Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42, 311–346, doi:10.1006/ecss.1996.0022, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771496900220>, 1996.
- Kator, S., Correll, D. J., Ou, J. Y., Levinson, R., Noronha, G. N., et Adams, C. D.: Assessment of low-dose i.v. ketamine infusions for adjunctive analgesia, *American Journal of Health-System Pharmacy*, 73, S22–S29, URL <http://www.ajhp.org/cgi/doi/10.2146/ajhp150367>, 2016.
- Kennish, M. J.: Environmental threats and environmental future of estuaries, *Environmental Conservation*, 29, 78–107, doi:10.1017/S0376892902000061, 2002.
- Lajaunie-Salla, K., Wild-Allen, K., Sottolichio, A., Thouvenin, B., Litrico, X., et Abril, G.: Impact of urban effluents on summer hypoxia in the highly turbid Gironde 1 estuary, applying a 3D model coupling hydrodynamics, sediment transport 2 and biogeochemical processes, *Journal of Marine Systems (en révision)*, 2016.
- Lanoux, A., Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Chabaud, G., Richard, M., et Abril, G.: Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France), *Environmental Science: Processes & Impacts*, 15, 585–595, doi:10.1039/c2em30874f, 2013.
- Lanzoni, S. et Seminara, G.: Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels, *Journal of Geophysical Research*, 107, 1–1 — 1–13, doi:10.1029/2000JC000468, 2002.
- Le Hir, P. et Thouvenin, B.: Mathematical modelling of cohesive transport and particulate contaminants transport in the Loire estuary, Dans: *Changes in Fluxes in Estuaries: Implications from Science to Management*, édité par Dyer, K. et Orth, R., pp. 71–78, Olsen & Olsen, 1994.
- Le Hir, P., Ficht, A., Jacinto, R. S., Lesueur, P., Dupont, J.-P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., et Cugier, P.: Fine Sediment Transport and Accumulations at the Mouth of the Seine Estuary (France), *Estuaries*, 24, 950, doi:10.2307/1353009, URL <http://link.springer.com/article/10.2307/1353009>, URL <http://link.springer.com/10.2307/1353009>, 2001.
- Le Hir, P., Monbet, Y., et Orvain, F.: Sediment erodability in sediment transport modelling: Can we account for biota effects?, *Continental Shelf Research*, 27, 1116–1142, doi:10.1016/j.csr.2005.11.016, 2007.
- Liu, J. H., Yang, S. L., Zhu, Q., et Zhang, J.: Controls on suspended sediment concentration profiles in the shallow and turbid Yangtze Estuary, *Continental Shelf Research*, pp. 1–13, doi:10.1016/j.csr.2014.01.021, 2014.
- Lobry, J., Mourand, L., Rochard, E., et Elie, P.: Structure of the Gironde estuarine fish assemblages: A comparison of European estuaries perspective, *Aquatic Living Resources*, 16, 47–58, doi:10.1016/S0990-7440(03)00031-7, 2003.

- Lutz, M.: Learning Python: Powerful Object-Oriented Programming, 2009.
- Manning, A. J., Dyer, K. R., Lafite, R., et Mikes, D.: Flocculation measured by video based instruments in the Gironde estuary during the European commission SWAMIEE Project, *Journal of Coastal Research*, 41, 59–69, URL <http://www.jstor.org/stable/25736631>, 2004.
- Manning, A. J., Bass, S. J., et Dyer, K. R.: Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions, *Marine Geology*, 235, 193–211, doi:10.1016/j.margeo.2006.10.014, 2006.
- Matte, P., Jay, D. A., et Zaron, E. D.: Adaptation of classical tidal harmonic analysis to nonstationary tides, with application to river tides, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30, 569–589, doi:10.1175/JTECH-D-12-00016.1, 2013.
- Matte, P., Jay, D. A., et Secretan, Y.: Nonstationary Tidal Harmonic Analysis Using NS_TIDE : Application to the Columbia and St . Lawrence Rivers, Dans: Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 2014.
- Mazzege, P., Therond, O., Debril, T., March, H., Sibertin-Blanc, C., Lardy, R., et Sant'ana, D.: Critical multi-level governance issues of integrated modelling: An example of low-water management in the Adour-Garonne basin (France), *Journal of Hydrology*, 519, 2515–2526, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.043, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169414007252>, 2014.
- McLean, S. R.: The Role of Non-Uniform Roughness in the Formation of Sand Ribbons, *Developments in Sedimentology*, 32, 49–74, doi:10.1016/S0070-4571(08)70294-2, 1981.
- McSweeney, J. M., Chant, R. J., et Sommerfield, C. K.: Lateral Variability of Sediment Transport in the Delaware Estuary Jacqueline, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010094, 2014.
- Mitchell, S., Akesson, L., et Uncles, R.: Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom, *Water and Environment Journal*, 26, 511–520, doi:10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x, 2012.
- Mitchell, S. B. et Uncles, R. J.: Estuarine sediments in macrotidal estuaries: Future research requirements and management challenges, *Ocean and Coastal Management*, 79, 97–100, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.007, 2013.
- Moore, R. D., Wolf, J., Souza, A. J., et Flint, S. S.: Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK: A tidal asymmetry approach, *Geomorphology*, 103, 588–596, doi:10.1016/j.geomorph.2008.08.003, 2009.
- Murphy, K. R., Myers, B., et Wolach, A.: Statistical power analysis: A simple and general model for traditional and modern hypothesis tests (3rd ed.), New York, NY, US: Routledge/Taylor & Francis Group, 212, 2009.
- Neill, S. P., Hashemi, M. R., et Lewis, M. J.: The role of tidal asymmetry in characterizing the tidal energy resource of Orkney, *Renewable Energy*, 68, 337–350, doi:10.1016/j.renene.2014.01.052, 2014.
- Nicolas, D., Lobry, J., Le Pape, O., et Boët, P.: Functional diversity in European estuaries: Relating the composition of fish assemblages to the abiotic environment, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 88, 329–338, doi:10.1016/j.ecss.2010.04.010, 2010.

- Passeri, D. L., Hagen, S. C., Medeiros, S. C., et Bilskie, M. V.: Impacts of historic morphology and sea level rise on tidal hydrodynamics in a microtidal estuary (Grand Bay, Mississippi), *Continental Shelf Research*, 111, 150–158, doi:10.1016/j.csr.2015.08.001, 2015.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., et Lentz, S.: Classical tidal harmonic analysis including werror estimates in MATLAB using T_TIDE, *Computers and Geosciences*, 28, 929–937, doi:10.1016/S0098-3004(02)00013-4, 2002.
- Pein, J. U., Stanev, E. V., et Zhang, Y. J.: The tidal asymmetries and residual flows in Ems Estuary, *Ocean Dynamics*, 64, 1719–1741, doi:10.1007/s10236-014-0772-z, 2014.
- Pontee, N., Whitehead, P., et Hayes, C.: The effect of freshwater flow on siltation in the Humber Estuary, north east UK, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60, 241–249, doi:10.1016/j.ecss.2004.01.002, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771404000174>, 2004.
- Postma, H.: Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, *American Association of Advanced Science*, 83, 158–179, 1967.
- Robins, P. E. et Davies, A. G.: Morphological controls in sandy estuaries: The influence of tidal flats and bathymetry on sediment transport, *Ocean Dynamics*, 60, 503–517, doi:10.1007/s10236-010-0268-4, 2010.
- Rodwell, M. J., Rowell, D. P., et Folland, C. K.: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, 398, 320–323, doi:10.1038/18648, 1999.
- Romaña, A.: Estuaire de la Gironde. Campagnes "Libellule". Distribution longitudinale des paramètres mesurés et calculés., Rapport, Rapport Ifremer, Dépt. Env. Litt. et Gest. du Milieu Marin, 1983.
- Saari, H. K., Schmidt, S., Castaing, P., Blanc, G., Sautour, B., Masson, O., et Cochran, J. K.: The particulate $^{7}\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and $^{234}\text{Th}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratios as tracers for tidal-to-seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): Implications for the budget of particle-associated contaminants, *Science of the Total Environment*, 408, 4784–4794, doi:10.1016/j.scitotenv.2010.07.017, 2010.
- Sassi, M. G. et Hoitink, A. J. F.: River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 4139–4151, doi:10.1002/jgrc.20297, URL <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84887028513{&}partnerID=40{&}md5=c81e799db88ef7f077eb9699a55625ae>, 2013.
- Savenije, H. H. G., Toffolon, M., Haas, J., et Veling, E. J. M.: Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113, 1–18, doi:10.1029/2007JC004408, 2008.
- Schmidt, S.: MAGEST Rapport scientifique 2015, Rapport, 2016.
- Schmidt, S. et Sottolichio, A.: A 9-year continuous monitoring of salinity in the Gironde estuary (S-W France) reveals marked inter-annual variability in marine intrusion, Dans: EGU General Assembly 2013, Viena (Austria), 2013.
- Schmidt, S., Diallo, P.-Y., Moreau, M., Derriennic, H., et Lebleu, P.: Evaluating continuous turbidity-based monitoring of suspended sediment concentration in transitional waters, En préparation.

- Schmidt, S., Etcheber, H., Sottolichio, A., et Castaing, P.: Le réseau MAGEST: bilan de 10 ans de suivi haute-fréquence de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde, Dans: Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier, édité par Schmitt, F. et Lefevre, A., Presses du CNRS, 2016.
- Schmitt, F. G., Dur, G., Souissi, S., et Brizard-Zongo, S.: Statistical properties of turbidity, oxygen and pH fluctuations in the Seine river estuary (France), *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 387, 6613–6623, doi:10.1016/j.physa.2008.08.026, 2008.
- Schoellhamer, D. H.: Factors affecting suspended-solids concentrations in South San Francisco Bay, California, *Journal of Geophysical Research*, 101, 87–95, 1996.
- Schoellhamer, D. H.: Singular spectrum analysis for time series with missing data, *Geophysical Research Letters*, 28, 3187–3190, 2001.
- Schoellhamer, D. H.: Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA, *Continental Shelf Research*, 22, 1857–1866, doi:10.1016/S0278-4343(02)00042-0, 2002.
- Schramkowski, G. P., Schuttelaars, H. M., et De Swart, H. E.: The effect of geometry and bottom friction on local bed forms in a tidal embayment, Dans: *Continental Shelf Research*, vol. 22, pp. 1821–1833, doi:10.1016/S0278-4343(02)00040-7, 2002.
- Schuttelaars, H. M., de Jonge, V. N., et Chernetsky, A.: Improving the predictive power when modelling physical effects of human interventions in estuarine systems, *Ocean & Coastal Management*, 79, 70–82, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.009, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0964569112001184>, 2013.
- Scully, M. E. et Friedrichs, C. T.: Sediment pumping by tidal asymmetry in a partially mixed estuary, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112, doi:10.1029/2006JC003784, 2007.
- Selleslagh, J., Lobry, J., N'Zigou, A. R., Bachelet, G., Blanchet, H., Chaalali, A., Sautour, B., et Boët, P.: Seasonal succession of estuarine fish, shrimps, macrozoobenthos and plankton: Physico-chemical and trophic influence. The Gironde estuary as a case study, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 112, 243–254, doi:10.1016/j.ecss.2012.07.030, 2012.
- Sommerfield, C. K. et Wong, K. C.: Mechanisms of sediment flux and turbidity maintenance in the Delaware Estuary, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, 1–16, doi:10.1029/2010JC006462, 2011.
- Sottolichio, A. et Castaing, P.: A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary, *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes*, 329, 795–800, doi:10.1016/S1251-8050(00)88634-6, 1999.
- Sottolichio, A., Le Hir, P., et Castaing, P.: Modeling mechanisms for the turbidity maximum stability in the Gironde estuary, France, Dans: *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, édité par McAnally, W. et Mehta, A., pp. 373–386, Elsevier, 2001.
- Sottolichio, A., Hanquiez, V., Périnotto, H., Sabouraud, L., et Weber, O.: Evaluation of the recent morphological evolution of the Gironde estuary through the use of some preliminary synthetic indicators, *Journal of Coastal Research*, pp. 1224–1229, doi:10.2112/SI65-207.1, 2013.
- Speer, P. E. et Aubrey, D. G.: A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21, 207–224, doi:10.1016/0272-7714(85)90097-6, 1985.

- StataCorp: Stata Statistical Software: Release 12, 2011.
- Stokes, G.: On the theory of oscillatory waves, *Trans. Cambridge Philos. Soc.*, 8, 441–455, 1847.
- Talke, S. A., Swart, H. E., et Jonge, V. N.: An Idealized Model and Systematic Process Study of Oxygen Depletion in Highly Turbid Estuaries, *Estuaries and Coasts*, 32, 602–620, doi:10.1007/s12237-009-9171-y, 2009.
- Taverny, C., Lepage, M., Piefort, S., Dumont, P., et Rochard, E.: Habitat selection by juvenile European sturgeon *Acipenser sturio* in the Gironde estuary (France), *Journal of Applied Ichthyology*, 18, 536–541, doi:10.1046/j.1439-0426.2002.00414.x, 2002.
- Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., et Le Moine, O.: Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (Charente, France), *Continental Shelf Research*, 94, 42–54, doi:10.1016/j.csr.2014.12.009, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434314003719>, 2015.
- Tukey, J. W.: *Exploratory Data Analysis*, Analysis, 2, 688, doi:10.1007/978-1-4419-7976-6, URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/978-1-4419-7976-6>, 1977.
- Turner, A. et Millward, G. E.: Suspended particles: Their role in estuarine biogeochemical cycles, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 55, 857–883, doi:DOI10.1006/ecss.2002.1033, URL [http://ac.els-cdn.com/S0272771402910334/1-s2.0-S0272771402910334-main.pdf?_tid=f5b3f182-3af4-11e3-8e05-00000aab0f01&acdnat=1382431132\[_\]cc493dce748a2820d5bed4e7a3d56b9a](http://ac.els-cdn.com/S0272771402910334/1-s2.0-S0272771402910334-main.pdf?_tid=f5b3f182-3af4-11e3-8e05-00000aab0f01&acdnat=1382431132[_]cc493dce748a2820d5bed4e7a3d56b9a), 2002.
- Uncles, R.: Estuarine Physical Processes Research: Some Recent Studies and Progress, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55, 829–856, doi:10.1006/ecss.2002.1032, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771402910322>, 2002.
- Uncles, R. J. et Stephens, J. A.: The Freshwater-Saltwater Interface and Its Relationship to the Turbidity Maximum in the Tamar Estuary, United Kingdom, doi:10.2307/1352770, 1993.
- Uncles, R. J., Easton, A. E., Griffiths, M. L., Harris, C., Howland, R. J. M., King, R. S., Morris, A. W., et Plummer, D. H.: Seasonality of the Turbidity Maximum in the Humber Ouse Estuary, UK, *Marine Pollution Bulletin*, 37, 206–215, 1998.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., et Harris, C.: Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system: The upper Humber and Ouse Estuary, UK, *Marine Geology*, 235, 213–228, doi:10.1016/j.margeo.2006.10.015, 2006a.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., et Law, D. J.: Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floes, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67, 30–52, doi:10.1016/j.ecss.2005.10.013, 2006b.
- Uncles, R. J., Stephens, J. A., et Harris, C.: Towards predicting the influence of freshwater abstractions on the hydrodynamics and sediment transport of a small, strongly tidal estuary: The Devonshire Avon, *Ocean and Coastal Management*, 79, 83–96, doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.006, 2013.
- Valle-Levinson, A.: *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, doi:10.1017/CBO9780511676567.011, 2010.

- Van Der Wal, D., Van Kessel, T., Eleveld, M. A., et Vanlede, J.: Spatial heterogeneity in estuarine mud dynamics, *Ocean Dynamics*, 60, 519–533, doi:10.1007/s10236-010-0271-9, 2010.
- van Maren, D. S., Winterwerp, J. C., et Vroom, J.: Fine sediment transport into the hyper-turbid lower Ems River: the role of channel deepening and sediment-induced drag reduction, *Ocean Dynamics*, 65, 589–605, doi:10.1007/s10236-015-0821-2, 2015.
- van Rijn, L. C.: *Principles of Fluid Flow and Surface Waves in Rivers, Estuaries, Seas and Oceans*, Amsterdam, The Netherlands, 2011.
- Villaret, C., Huybrechts, N., et Davies, A.: A large scale morphodynamic process-based model of the Gironde estuary, Dans: NCK-days 2012 : Crossing borders in coastal research., 13 March 2012 - 16 March 2012, Enschede, the Netherlands, 2012.
- Wall, G. R., Nystrom, E. A., et Litten, S.: Suspended sediment transport in the freshwater reach of the Hudson river estuary in eastern New York, *Estuaries and Coasts*, 31, 542–553, doi:10.1007/s12237-008-9050-y, 2008.
- Wang, Z., Jeuken, C., et De-Vriend, H.: Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries, Rapport, Report Z2749, WL9Delft Hydraulics, URL <http://repository.tudelft.nl/assets/uuid:08911ef5-5ee8-4a8b-9432-5a5a5dfaa142/z2749dr.pdf>, 1999.
- Widdows, J., Blauw, A., Heip, C. H. R., Herman, P. M. J., Lucas, C. H., Middelburg, J. J., Schmidt, S., Brinsley, M. D., Twisk, F., et Verbeek, H.: Role of physical and biological processes in sediment dynamics of a tidal flat in Westerschelde Estuary, SW Netherlands, *Marine Ecology Progress Series*, 274, 41–56, doi:10.3354/meps274041, 2004.
- Williams, G. P.: Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers, *Journal of Hydrology*, 111, 89–106, doi:10.1016/0022-1694(89)90254-0, 1989.
- Winterwerp, J. C.: Fine sediment transport by tidal asymmetry in the high-concentrated Ems River: indications for a regime shift in response to channel deepening, *Ocean Dynamics*, 61, 203–215, doi:10.1007/s10236-010-0332-0, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10236-010-0332-0>, 2010.
- Winterwerp, J. C. et Wang, Z. B.: Man-induced regime shifts in small estuaries-I: theory, *Ocean Dynamics*, 63, 1279–1292, doi:10.1007/s10236-013-0662-9, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10236-013-0662-9>, 2013.
- Winterwerp, J. C., Wang, Z. B., van Braeckel, A., van Holland, G., et Kösters, F.: Man-induced regime shifts in small estuaries-II: a comparison of rivers, *Ocean Dynamics*, 63, 1293–1306, doi:10.1007/s10236-013-0663-8, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10236-013-0663-8>, 2013.
- Wu, J., Liu, H., Ren, J., et Deng, J.: Cyclonic Spirals in Tidally Accelerating Bottom Boundary Layers in the Zhujiang (Pearl River) Estuary, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1209–1226, doi:10.1175/2011JPO4565.1, URL <http://dx.doi.org/10.1175/2011JPO4565.1>, 2011.
- Wu, J., Liu, J. T., et Wang, X.: Sediment trapping of turbidity maxima in the Changjiang Estuary, *Marine Geology*, 303-306, 14–25, doi:10.1016/j.margeo.2012.02.011, 2012.
- Yang, Y., Li, Y., Sun, Z., et Fan, Y.: Suspended sediment load in the turbidity maximum zone at the Yangtze River Estuary: The trends and causes, *Journal of Geographical Sciences*, 24, 129–142, doi:10.1007/s11442-014-1077-3, 2013.

Zhu, W., Li, J., et Sanford, L. P.: Behavior of Suspended Sediment in the Changjiang Estuary in Response to Reduction in River Sediment Supply, *Estuaries and Coasts*, 38, 2185–2197, doi:10.1007/s12237-014-9929-8, 2015.

Zimmerman: On the Lorentz linearization of a nonlinearly damped tidal Helmholtz oscillator, *Proc Kon Ned Akad vWetensch*, 95, 1992.

Publication: Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde

Référence complète: Jalón-Rojas, I., Schmidt, S. et Sottolichio, A.: Analyse de 10 ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde, dans *Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier*, édité par F. G. Schmitt and A. Lefevre, Presses du CNRS., 2016.

Analyse de dix ans de mesures continues de turbidité dans les sections fluviales de l'estuaire de la Gironde

Isabel Jalón-Rojas, Sabine Schmidt,
Aldo Sottolichio

Résumé

Les estuaires macrotidaux comme la Gironde se caractérisent par la formation d'une zone de turbidité maximale (ZTM) qui influence le transport et le dépôt des sédiments fins, l'envasement des chenaux et la qualité de l'eau (consommation d'oxygène dissous, accumulation de polluants). La compréhension et la prédiction de la dynamique de la ZTM est donc un enjeu scientifique important et un besoin pour optimiser la gestion de ces eaux de transition. La dynamique sédimentaire estuarienne est complexe et fortement variable à plusieurs échelles de temps significatives (de quelques minutes à plusieurs années). L'objectif de ce travail est l'analyse détaillée de cette dynamique dans la section fluviale de l'estuaire de la Gironde à partir des séries continues de turbidité enregistrées depuis dix ans par le réseau de surveillance MAGEST. Le réseau MAGEST, assez précurseur en estuaires, compte quatre stations dont trois sont situées dans les sections tidales. Nous présentons l'intérêt d'une telle base de mesures à haute fréquence et à long terme pour détailler l'influence de la marée et du débit fluvial sur les variations de turbidité aux échelles de temps intratidale, hebdomadaire, saisonnière et multi-annuelle. La persistance et la turbidité de la ZTM dans les sections fluviales présentent une forte variation interannuelle en fonction des conditions hydrologiques. L'application de l'analyse spectrale de Lomb-Scargle a permis d'estimer l'importance des différents forçages (marée, débit fluvial, turbulence) sur la variabilité de la turbidité pour chaque station du réseau MAGEST.

Introduction

Le système fluvio-estuarien de la Gironde (France Sud-Ouest, figure II.7.1) est un estuaire macrotidal, très turbide, dont la partie amont consiste en deux fleuves tidaux, la Garonne et la Dordogne. L'onde de marée de type semi-diurne s'y propage jusqu'à environ 180 km de l'embouchure¹, à La Réole et Pessac (figure II.7.1). Lors de sa propagation vers l'amont, l'onde de marée devient asymétrique (phase de flot plurirapide, de mais plus courte que celle du jusant) et son amplitude augmente² pour atteindre un maximum à 126 km de l'embouchure avant de s'atténuer dans les sections fluviales, plus étroites. Comme dans de nombreux

estuaires macrotidaux³, des quantités importantes de sédiments fins sont érodées, transportées et déposées pendant les cycles de marée, et des régions très concentrées en matières en suspension (MES) se forment. Le principal mécanisme qui piège les particules dans ces zones de turbidité maximum (ZTM, aussi appelées *bouchons vaseux*) est le transport net de MES vers l'amont dû à l'asymétrie de la marée (« tidal pumping⁴ »). La ZTM joue un rôle important dans

1. SOTTOLICHIO A., CASTAING P., « A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary », *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planètes*, 329, 1999, p. 795-800.
2. ALLEN G.P., SAUZAY G., CASTAING P., JOUANNEAU J.M., « Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France », dans MARTIN WILEY, *Estuarine Processes*, volume II Circulation, Sediments, and Transfer of Material in the Estuary, New York, Academic Press, 1977, p. 63-81.

3. GRABEMANN I., UNCLES R.J., KRAUSE G., STEPHENS J. A., « Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 1997, p. 235-246 ; GUÉZENNEC L., LAFITE R., DUPONT J.P., MEYER R., BOUST D., « Hydrodynamics of Suspended Particulate Matter in the Tidal Freshwater Zone of a Macrotidal Estuary (The Seine Estuary, France) », *Estuaries*, 22(3), 1999, p. 717-727 ; UNCLES R.J., STEPHENS J.A., LAW D.J., « Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floccs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* », 67(1-2), 2006, p. 30-52.

4. ALLEN G.P., SALOMON J.C., BASSOULLET P., DU PENHOAT Y., DE GRANDPRE C., « Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries », *Sedimentary Geology*, 26, 1980, p. 69-90.

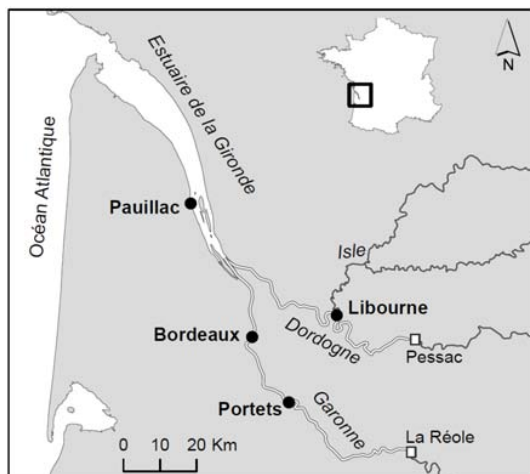


Figure II.7.1. Localisation de la zone d'étude : le système fluvi-estuarien de la Gironde avec ses principaux tributaires (la Garonne et la Dordogne). Les cercles noirs montrent les stations de surveillance MAGEST et les carrés blancs signalent les stations hydrométriques.

les processus de sédimentation qui peuvent conduire à l'envasement des chenaux⁵, affectant les profondeurs de navigation. Une meilleure connaissance de la variabilité de la turbidité à toutes les échelles de temps significatives est essentielle pour mieux comprendre les processus hydro-sédimentaires, mais aussi pour répondre à des objectifs de gestion, tels que le suivi de la qualité d'eau des estuaires (DCE), ou encore pour prévoir l'impact d'aménagements futurs dans l'estuaire et dans son bassin versant. De plus, dans l'estuaire de la Gironde, plusieurs études ont révélé l'influence de la ZTM sur des processus biogéochimiques comme la désoxygénation de l'eau⁶, la limitation des taux d'échange de gaz à l'interface air/eau⁷ ou l'âge moyen des particules⁸.

Les investigations antérieures sur l'estuaire de la Gironde ont permis de comprendre les mécanismes

basiques de formation de la ZTM et ses dynamiques, essentiellement dans l'estuaire aval⁹. La partie amont est moins documentée. Or, pour aborder la compréhension de l'évolution long terme des dynamiques sédimentaires, il est aussi nécessaire de connaître la dynamique de la ZTM dans la zone fluviale. La variabilité à long terme et les événements de basse fréquence (typiquement les crues) sont souvent difficiles à quantifier en raison du manque de données fiables sur des périodes suffisamment longues. Avec le réseau MAGEST (MAREL GIRONDE ESTUAIRE) qui dispose de stations de mesures en continu et en temps réel depuis 2004, il est maintenant envisageable de progresser sur ces questions. Ce travail présente ainsi une base de données de dix années de mesures de turbidité à haute fréquence pour analyser et discuter les dynamiques sédimentaires à différentes échelles de temps dans l'estuaire fluvial de la Gironde (Garonne et Dordogne tidales). Cet exemple illustre l'intérêt d'une telle surveillance continue de turbidité à long terme dans les environnements estuariens.

Méthodologie

Le réseau MAGEST

L'estuaire de la Gironde dispose d'un réseau de surveillance automatisé de mesures à haute fréquence, appelé MAGEST, pour le suivi en continu de la qualité de l'eau. Ce réseau compte quatre stations automatiques (figure II.7.1) : Pauillac (depuis le 15 juin 2004), Bordeaux (depuis le 1 mars 2005), Libourne (depuis le 16 novembre 2004) et Portets (16 novembre 2004 au 11 janvier 2012). Ces systèmes mesurent l'oxygène dissous, la température, la turbidité et la salinité toutes les 10 minutes à 1 m sous la surface libre. Les stations de Bordeaux, de Portets et de Libourne mesurent également la hauteur d'eau du site. La sonde de turbidité (Endress and Hauser, CUS31-W2A) mesure des valeurs entre 0 et 9999 NTU avec une précision de

5. DE-JONGE V.N., SCHUTTELAARS H.M., VAN-BEUSEKOM J.E.E., TALKE S.A., DE-SWART H.E., « The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 139, 2014, p. 46-59.

6. LANOUX A., ETCHEBER H., SCHMIDT S., SOTTOLICHIO A., CHABAUD G., RICHARD M., ABRIL G., « Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France) », *Environmental Science: Processes & Impacts*, 15(3), 2013, p. 585-595.

7. ABRIL G., COMMARIEU M.V., SOTTOLICHIO A., BRETEL P., GUÉRIN F., « Turbidity limits gas exchange in a large macrotidal estuary », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83, 2009, p. 342-348.

8. SAARI H.-K., SCHMIDT S., CASTAING P., BLANC G., SAUTOUR B., MASSON O., COCHRAN J.K., « The particulate $^{7}\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and $^{234}\text{Th}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratios as tracers for tidal-to-seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): implications for the budget of particle-associated contaminants », *The Science of the Total Environment*, 408, 2010, p. 4784-4794.

9. ALLEN G.P. *et al.*, 1980, *op. cit.* ; CASTAING P., Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes: cas de la Gironde, Thèse Université de Bordeaux, 1981, 179 p. ; SOTTOLICHIO A., CASTAING P., 1999, *op. cit.*

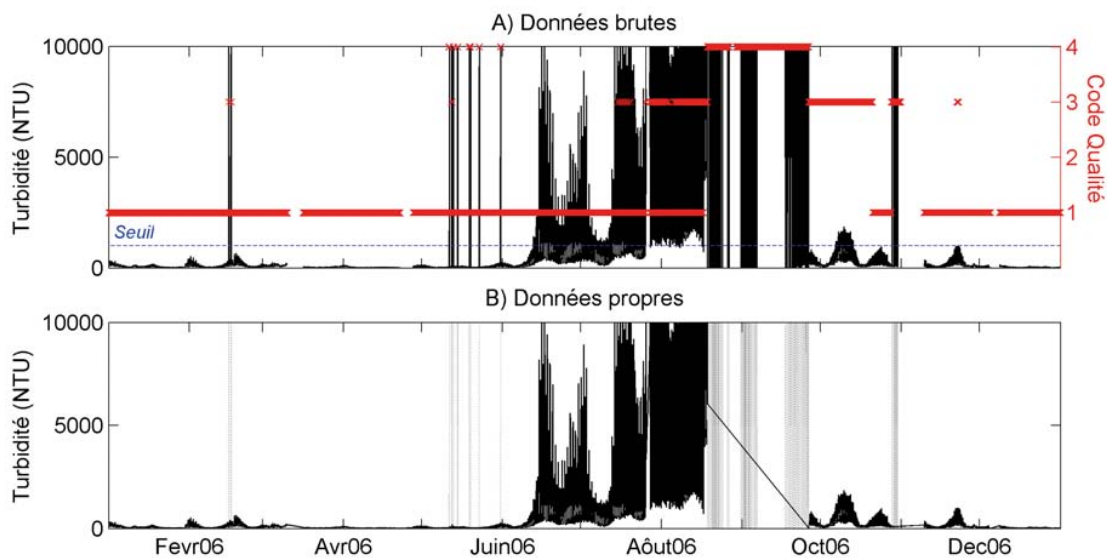


Figure II.7.2. Exemple d'identification des données fausses dans l'étape de tri et de nettoyage des données de turbidité à Libourne pour l'année 2006 : (A) Série temporelle des données brutes avec leur code de qualité (1=bon, 2=hors statistiques, 3=douteux, 4=faux). La ligne bleue en pointillés représente le seuil utilisé dans le critère d'identification des valeurs 9999 NTU fausses ; (B) Série temporelle propre, en trait noir ; les données fausses supprimées sont figurées en gris.

10 %. La valeur de saturation du capteur, 9999 NTU, correspond à environ 6 g L^{-1} d'après des calibrations très récentes menées sur des particules prélevées à chacun des sites¹⁰. Pour une description complète du programme de surveillance, des caractéristiques techniques du système et pour des exemples des tendances des paramètres mesurés, le lecteur pourra se référer à Etcheber *et al.*¹¹ et Schmidt *et al.*¹².

De plus, l'estuaire dispose de marégraphes gérés par le Grand Port Maritime de Bordeaux (GPMB) qui mesurent toutes les cinq minutes le niveau de la marée à Bordeaux et à Pauillac. Les débits fluviaux de la Garonne et de la Dordogne sont mesurés aux stations hydrométriques de La Réole (source SPC) et de Pessac (source DREAL Aquitaine) respectivement, avec un pas de temps variable entre 1 et 24 heures.

10. SCHMIDT S., ETCHEBER H., SOTTOLICHIO S., CASTAING P., « Le réseau MAGEST : bilan de 10 ans de suivi haute-fréquence de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde », ce volume (14).

11. ETCHEBER H., SCHMIDT S., SOTTOLICHIO A., MANEUX A., CHABAUD G., ESCALIER J.-M., WENNEKES H., DERRIENNIC H., SCHMELTZ M., QUÉMÉNER L., RÉPÉCAUD M., WOERTHER P., CASTAING P., « Monitoring water quality in estuarine environments : lessons from the MAGEST monitoring program in the Gironde fluvial-estuarine system », *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2011, p. 831-840.

12. SCHMIDT S., ETCHEBER H., SOTTOLICHIO S., CASTAING P., *op. cit.*, ce volume (14).

Le traitement des données

La première étape indispensable à l'exploitation des données de turbidité est le tri et le nettoyage de la base de données brutes enregistrées par les quatre stations MAGEST. Une fois les mesures rapatriées sur le serveur de gestion, il y a deux niveaux de contrôle des données : un contrôle automatique, selon des gammes de valeurs déterminées, et un contrôle visuel. Ainsi, à chaque donnée est associé un code de qualité qui comprend 6 classes : (0) non qualifié ; (1) bon ; (2) hors statistiques ; (3) douteux ; (4) faux ; (9) manquant. Toutefois il est nécessaire de vérifier la cohérence des données, notamment pour la valeur de turbidité de 9999 NTU. En effet cette valeur correspond à la valeur de saturation, mais aussi à la valeur du capteur quand il est en défaut. Afin d'identifier et de supprimer les valeurs fausses, la première étape a consisté à représenter les données et leur code de qualité. La figure II.7.2A montre un exemple de ce type de représentation pour l'année 2006 à la station de Libourne. Il est visible sur cette figure que la méthode semi-automatique de validation identifie la plupart des données fausses. Cependant il ressort une apparente surestimation de données qualifiées douteuses ou fausses quand la sonde sature ou quand il se produit un changement brusque de tendance. Outre les codes qualité, un critère additionnel a été développé pour tester si la valeur de 9999 NTU correspond à une erreur de la mesure ou bien à la

saturation du capteur par une élévation de turbidité, auquel cas la donnée est à conserver. Le principe est de considérer comme fausses les valeurs égales à 9999 NTU lorsque les trois valeurs précédentes et suivantes sont inférieures à 1000 NTU (ligne bleue sur la figure II.7.2A), c'est-à-dire quand il n'y a pas une augmentation progressive des valeurs jusqu'à 9999 NTU. La figure II.7.2B montre la base de données propre, en trait noir, et les valeurs 9999 NTU identifiées comme fausses (en gris) par ce nouveau critère. Cette méthode s'est avérée très efficace et rapide pour le nettoyage de la base de données de turbidité.

Cette étape a conduit à la suppression de 7,65 %, 8,77 %, 13,91 % et 20,61 % des données enregistrées par les stations de Pauillac, Bordeaux, Portets et Libourne, respectivement. Ainsi, du 1^{er} janvier 2005 au 30 juin 2014, la base de données de turbidité du réseau MAGEST compte 1 223 486 valeurs valides. Cela correspond à un taux de fonctionnement correct de 57 %, 71 %, 70 % et 70 % du temps respectivement à Pauillac, Bordeaux, Portets et Libourne.

Une fois la base de données propre, la turbidité a été analysée en fonction des débits fluviaux et des hauteurs d'eau à différentes échelles de temps. Pour mieux cerner la variabilité subtidale, nous avons calculé les moyennes de turbidité pour chaque cycle de marée semi-diurne (moyenne tidale), ainsi que le marnage correspondant. Pour éviter des valeurs biaisées, les moyennes ont été calculées uniquement quand les valeurs brutes enregistrées couvraient au moins 70 % du cycle de marée. Comme les directives de gestion reposent souvent sur des moyennes journalières, les moyennes tidales (12,5 h) et journalières (24 h) ont été comparées (figure II.7.3). Il ressort une très bonne correspondance entre les deux calculs pour la turbidité ($R^2=0,993$), ce qui valide l'utilisation de la moyenne journalière, plus simple à calculer, pour analyser la variabilité subtidale.

La présence de la ZTM a été définie par une moyenne tidale de turbidité supérieure à 1000 NTU ($\sim 1 \text{ g.L}^{-1}$)¹³. Des analyses spectrales dont le périodogramme de Lom-Scargle¹⁴ ont été appliquées pour identifier les fréquences les plus significatives des séries temporelles de turbidité de chaque station et les différents forçages qui induisent la variabilité. Nous avons retenu l'algorithme écrit sur MATLAB

par Brett Shoelson¹⁵ (sur la base de Press *et al.*¹⁶). Ce périodogramme est dérivé de l'analyse de Fourier classique, mais présente l'avantage d'être applicable à des données non-équidistantes, et donc aux séries temporelles hautes-fréquentes avec des données manquantes. Cette méthode permet aussi d'identifier quelles fréquences sont statistiquement significatives.

Résultats et Discussion

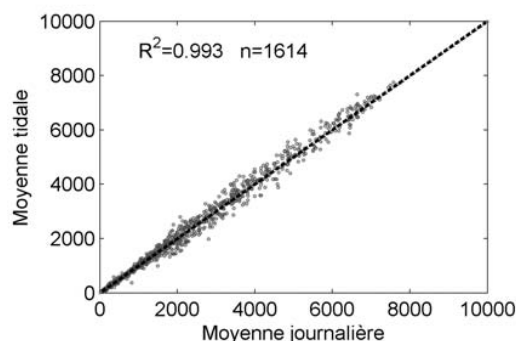


Figure II.7.3. Comparaison des moyennes tidale et journalière de turbidité pour la station de Bordeaux.

La turbidité présente une variabilité complexe et montre une grande gamme de valeurs aussi bien dans la Garonne que dans la Dordogne : de 10 NTU en saison humide, quand la ZTM est dans l'estuaire aval, jusqu'à 9999 NTU en étiage, quand la ZTM remonte vers l'amont. La figure II.7.4A présente la série temporelle de turbidité de Bordeaux depuis 2005, pour illustrer les dynamiques de MES aux différentes échelles temporelles :

i) *Variabilité à court terme* : Les mesures à haute fréquence détaillent l'évolution de la turbidité liée aux cycles de marée et permettent d'enregistrer le signal de turbidité au cours des crues, souvent bref et limité à quelques jours. La figure II.7.4B1 montre un exemple de mesures continues pendant une période d'étiage (débit $< 120 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) quand la ZTM est présente à Bordeaux. L'effet des échanges eau-sédiment au cours d'un cycle de marée sont illustrés : décantation des particules autour des étales de marée (haute et basse) quand les courants sont faibles, forte

13. ALLEN G.P., *et al.*, 1977, *op. cit.*

14. SCARGLE J.D., « Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data », *Astrophysical Journal*, 273, 1982, p. R1540-1549.

15. <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/993-lombscargle-m>

16. PRESS W., TEUKOLSKY S., VETTERLING W., FLANNERY B., *Numerical recipes in C: the art of scientific computing*, Cambridge, Cambridge University Press, 1992, 1018 p.

remise en suspension et transport des sédiments par les courants de marée pendant le flot et le jusant. Ces schémas sont identiques à ceux préalablement détaillés dans l'estuaire aval¹⁷.

La figure II.7.4B2 montre le signal de turbidité associé à une crue printanière en 2007 (de 480 m³.s⁻¹ le 27 mai, le débit culmine à 1730 m³.s⁻¹ le 28 et diminue jusqu'à 1070 m³.s⁻¹ à l'issue du 29 mai.). Dans cet exemple, la turbidité est minimale pendant le flot, quand les courants de marée sont opposés au flux du fleuve, et atteint le maximum entre mi-jusant et marée basse. D'autres événements de crue présentent un pic de turbidité à mi-flot, suggérant une remise en suspension locale de sédiments déposés et donc la présence de vase dans la section fluviale. L'analyse systématique de tous les événements de crue enregistrés à Bordeaux montre que la turbidité est un indicateur de la présence de vase dans l'estuaire amont¹⁸.

ii) *Variabilité hebdomadaire* : Le marnage minimal, moyen et maximal mesuré à Bordeaux pour la période janvier 2005–juin 2014 est de 2,6, 4,9 et 6,6 m respectivement. La variation du marnage lors d'un cycle vives eaux-mortes eaux induit des changements dans la vitesse du courant et donc dans la contrainte de cisaillement sur le fond. Pendant les vives-eaux, les contraintes de cisaillement sont plus fortes, ce qui favorise une plus forte remise en suspension des sédiments et donc des turbidités élevées¹⁹. La figure II.7.4C illustre cette dynamique en comparant l'évolution de la turbidité et du marnage pendant août 2009 : le pic de turbidité associé à la resuspension était de 3750 NTU pour le marnage le plus faible (3,7 m), contre 9999 NTU pour les vives-eaux (marnages entre 5 et 6 m). La turbidité présente des valeurs plus grandes en déchet qu'en revif, ce qui indique la consolidation des sédiments déposés pendant les mortes-eaux²⁰, quand les vitesses de courant, et donc la resuspension, sont plus faibles.

iii) *Variabilité saisonnière* : L'observation des cycles annuels de turbidité et de débit fluvial (figure II.7.4A) met en évidence la relation étroite entre ces deux variables dans l'estuaire fluvial. La figure II.7.4.D

détaille cette relation pour l'année 2010 : la ZTM se déplace vers l'amont à mesure que le débit fluvial diminue et s'installe, en général, dans les sections fluviales pendant l'été (moyennes tidales de turbidité entre 1000 et 8000 NTU). Avec les premières crues automnales, voire hivernales, la ZTM se déplace vers l'aval. Pendant les périodes de forts débits, la turbidité est minimale en amont. La comparaison des turbidités au cours des périodes d'installation et d'expulsion de la ZTM montre que, pour une même valeur de débit, la turbidité est systématiquement plus élevée pendant l'expulsion. Ces cycles d'hystérésis lors des périodes de transition de la ZTM suggèrent la persistance d'un dépôt de sédiment piégé dans les sections fluviales après le passage de la ZTM²¹.

iv) *Variabilité interannuelle* : Un des principaux enjeux de la dynamique sédimentaire des estuaires est la variabilité aux échelles temporelles longues pour mieux comprendre l'évolution morphologique des fleuves tidaux ou la qualité de l'eau. Il y a une forte variabilité interannuelle de la durée de la présence et de la concentration de la ZTM dans la Garonne tidale à Bordeaux (figure II.7.4A), même si la saturation de la sonde ne permet pas d'accéder aux valeurs maximales de turbidité. La figure II.7.4.E compare l'évolution de la moyenne tidale de turbidité avec le débit fluvial pendant les années 2012 (sèche) et 2013 (humide) et le Tableau II.7.1 récapitule la durée et la turbidité moyenne maximale enregistrées par la station MAGEST. Les années caractérisées par des débits élevés et des étiages courts, comme 2008 ou 2013, sont défavorables à une présence prolongée de la ZTM en amont à la différence des années sèches comme 2011 ou 2012. Par exemple en 2012 la ZTM a persisté à Bordeaux pendant 168 jours et atteint une turbidité maximale de 7665 NTU, contre 93 jours et 5828 NTU en 2013. Une explication serait que plus les crues sont nombreuses et fortes, plus importantes seront les quantités de sédiments expulsées vers l'aval, voire la région côtière. Pour les années 2005, 2008, 2011 et 2012, la ZTM est aussi apparue en hiver à Bordeaux durant des périodes de débit faible. La figure II.7.4E illustre clairement cette variabilité interannuelle de turbidité avec notamment la présence hivernale de la ZTM en mars 2012, qui a été la plus longue (39 jours), et la plus turbide (3779 NTU), depuis le début du suivi haute-fréquence.

L'analyse spectrale permet d'évaluer les échelles temporelles significatives d'une série de données ; c'est

17. ALLEN G.P., *et al.*, 1980, *op. cit.*

18. JALÓN-ROJAS I., SCHMIDT S., SOTTOLICHIO A., « Turbidity in the fluvial section of the Gironde Estuary (France) based on 10-year continuous monitoring : sensitivity to hydrological conditions », *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2015, p. 2805-2819.

19. CORMAULT P. « Determination experiment du debit solide d'érosion des sediments fins cohésifs », IAHR XIV Congress, 1971.

20. GRABEMANN I., *et al.*, 1997, *op. cit.*

21. JALÓN-ROJAS I., SCHMIDT S., SOTTOLICHIO A., 2015, *op. cit.*

Mesures à haute résolution dans l'environnement marin côtier

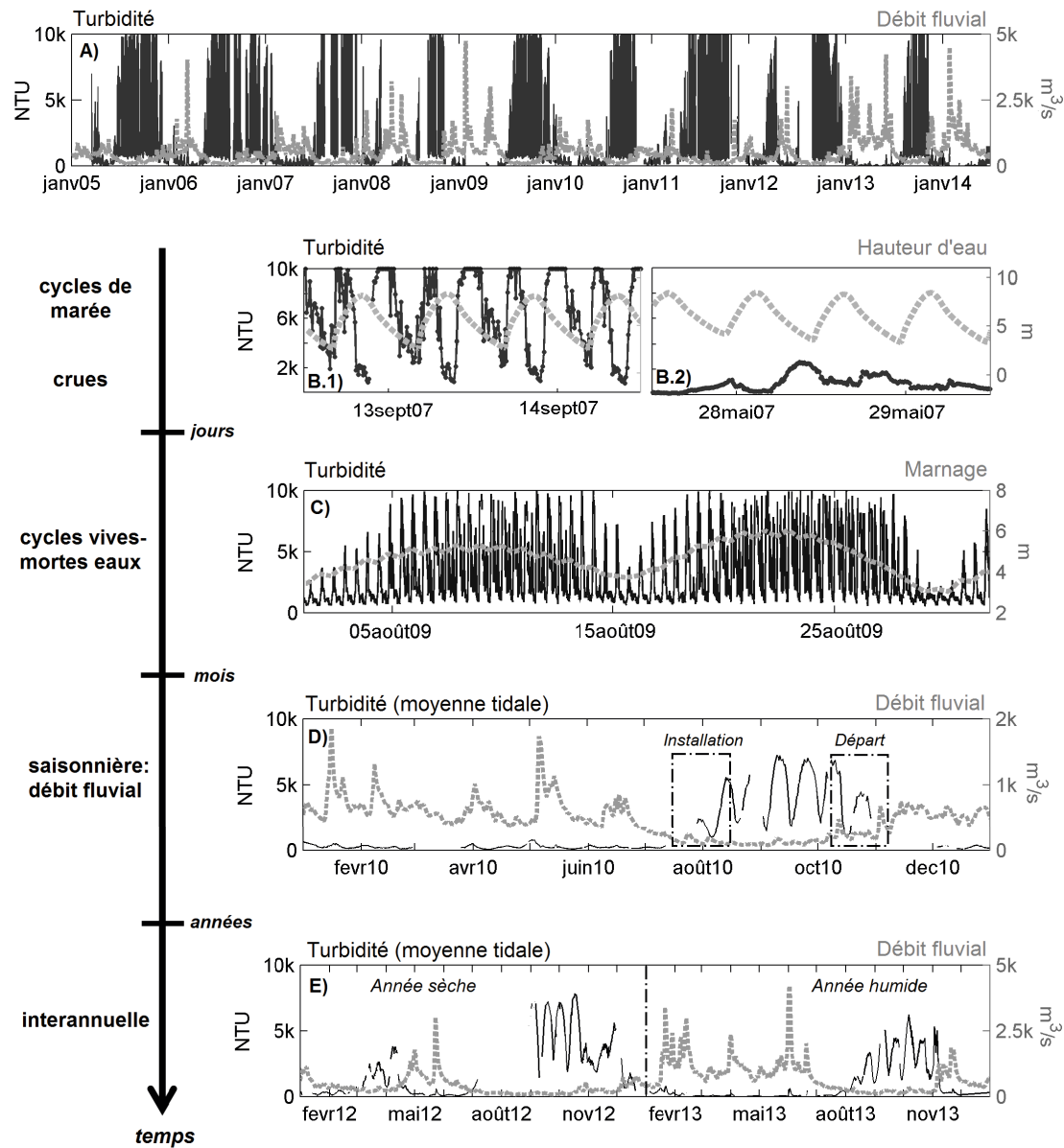


Figure II.7.4. (A) Série temporelle de turbidité à Bordeaux (pas de temps de 10 min) et de débit de la Garonne à La Réole. Différentes échelles de temps sont détaillées : (B) valeurs instantanées de turbidité et d'hauteur d'eau pendant 48 h d'étiage (B.1 : débit <math> < 120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math> ou de crue (B.2 Débit_{pic} = 1730 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>) ; (C) impact du marnage sur la moyenne tidale de la turbidité ; (D) lien entre débit fluvial et de turbidité (moyenne tidale) ; (E) évolution de la turbidité (moyenne tidale) et débit fluvial entre une année sèche (2012) et une année humide (2013).$

aussi une méthode efficace pour comparer les échelles de variation entre différents sites. La figure II.7.5 représente les périodogrammes de turbidité de chaque station en mode log-log, calculés à partir de la totalité des données continues. Les forçages déterministes sont associés à cinq pics principaux d'énergie dont les périodes sont : (a) 363 jours, (b) 14,8 jours, (c) 12,42

heures, (d) 6,21 heures, et (e) 4,09 heures. La période (a) est associée à la présence saisonnière du bouchon vaseux, la période (b) correspond aux cycles vives eaux - mortes eaux, et les cycles (c), (d) et (e) coïncident avec les périodes caractéristiques de la marée semi-diurne. Cette analyse confirme la forte interdépendance entre la turbidité, les cycles de marée et le débit fluvial. De

Année	Durée de la ZTM (jours)		T_{\max} de la ZTM (NTU)	
	hivernale	Estivale	hivernale	estivale
2005	17	170	1451	6534
2006	-	239	-	6639
2007	-	160	-	7629
2008	18	100	3442	5679
2009	-	145	-	5996
2010	-	106	-	7223
2011	9	250	1908	7665
2012	39	168	3778	7538
2013	-	93	-	5828

Table II.7.1. Durée et turbidité maximale (moyenne tidale) de la ZTM hivernale et estivale à Bordeaux par année de suivi haute-fréquence MAGEST.

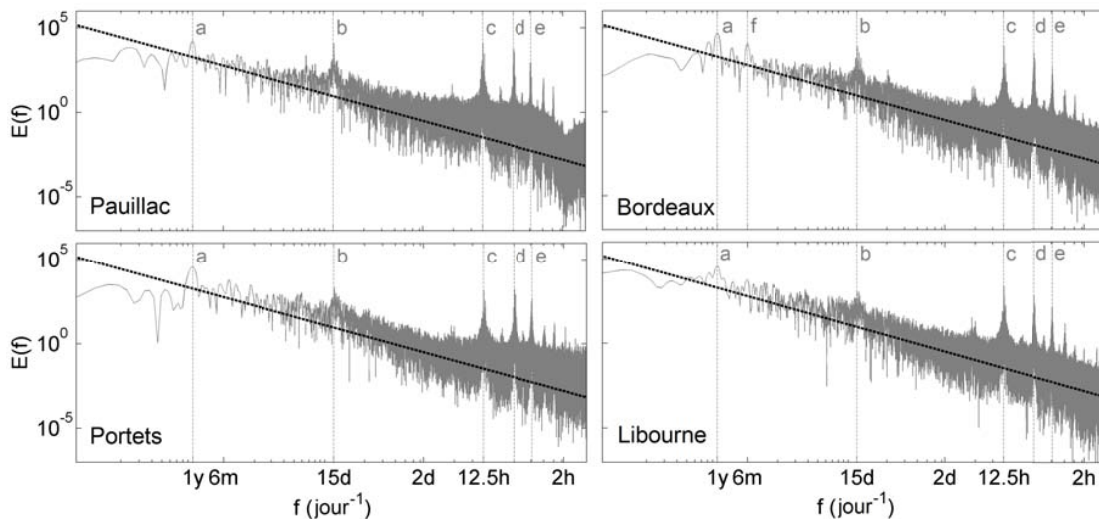


Figure II.7.5. Périodogrammes de turbidité en représentation log-log des stations MAGEST. La ligne en pointillés indique la loi de puissance de la turbulence : $E(f) \sim f^{-5/3}$.

plus, il existe une dynamique stochastique avec un régime qui suit une loi de puissance ($E(f) \sim f^\beta$) caractérisée par une pente (figure II.7.5) proche de celle de la turbulence ($\beta=5/3$)²².

Même si les fréquences les plus significatives et leurs forçages associés sont communs aux quatre

stations, il existe de différences dans l'importance relative de chaque pic d'énergie. Le pic d'énergie associé à la présence saisonnière du bouchon vaseux est bien plus faible à la station Pauillac dans l'estuaire central, par rapport aux stations fluviales. Cela tient au fait que, dans cette section, il existe une ZTM quasi permanente qui coïncide avec une zone de fort piégeage de vase²³. Plus la station est en amont, plus les pics associés à la marée sont petits, en particulier celui associé aux cycles vives eaux-mortes eaux. Enfin, notons qu'à Bordeaux un pic d'énergie modeste ($f, 6$ mois) pourrait correspondre à la ZTM hivernale.

22. SCHMITT F. G., « Relating Lagrangian passive scalar scaling exponents to Eulerian scaling exponents in turbulence », European Physical Journal B, 48, 2008, p. 129-137 ; SCHMITT F. G., DUR G., SOUSSI S., BRIZARD-ZONGO S., « Statistical properties of turbidity, oxygen and pH fluctuations in the Seine river estuary (France) », Physica A: Statistical Mechanics and Its Applications, 387(26), 2008, p. 6613-6623.

23. SOTTOLICHIO A., CASTAING P., 1999, *op. cit.*

Conclusions et Perspectives

La mesure continue à long terme de la turbidité fournit des informations détaillées sur le fonctionnement de la zone de turbidité maximum (ZTM) dans l'estuaire fluvial de la Gironde. Le jeu de données haute-fréquence permet de documenter et d'analyser la dynamique à court terme, mais aussi l'effet des événements de basse fréquence, associés aux changements hydrologiques à long terme et aux événements de crue. Les sédiments en suspension dans la ZTM décrivent un cycle de dépôt-mise en suspension-transport, similaire à celui précédemment décrit par Allen *et al.*²⁴ dans l'estuaire aval. Au cours des événements de crue, le transport depuis l'amont peut être supérieur à la resuspension locale en fonction de la quantité relative des sédiments déposés sur le lit et transportés par le fleuve. Ainsi, le mode de variation de la turbidité lors de ces événements peut être un indicateur du stock de vase estuarienne remontée avec le bouchon vaseux et piégée dans les fleuves tidaux. Sur une échelle de temps hebdomadaire, il existe une variabilité prononcée de la turbidité sous l'effet des cycles vives-eaux–mortes-eaux qui modulent l'intensité de la remise en suspension de sédiments. À l'échelle de temps saisonnière, la turbidité est fortement affectée par les changements de débit, qui déplacent la ZTM vers l'amont lors des baisses et vice-versa. À l'échelle pluri-annuelle, il existe une variabilité de la durée de présence et de la concentration de la ZTM, associée au régime des fleuves. La pénurie de crues pendant l'hiver et le printemps limite l'expulsion des sédiments vers l'aval. Ceci, ajouté aux longues périodes d'étiage, conduit à des ZTM très concentrées avec une présence dans la Garonne fluviale pouvant se prolonger jusqu'à 70 % de l'année. Pendant l'hiver, des

débits fluviaux faibles conduisent à la remontée de la ZTM avant même l'arrivée de l'étiage estival, bouleversant les schémas saisonniers typiques.

L'analyse spectrale de la turbidité, à un stade préliminaire, confirme les fréquences de variabilité significatives. Elle montre une influence moindre de la marée bihebdomadaire pour les stations fluviales, et du débit fluvial pour la station centrale. Cette analyse se poursuivra en considérant des périodes hydrologiquement différentes, l'étude de l'évolution du spectre au cours du temps à travers l'analyse d'ondelettes ou l'analyse spectrale singulière qui a l'avantage d'estimer le pourcentage de variabilité expliqué par chaque variable.

Il est important de souligner que le réseau fournit des mesures fixes, et à une seule profondeur. Le jeu de données est donc limité spatialement. Pour compléter la description des schémas de turbidité dans l'estuaire amont, il sera nécessaire d'examiner la représentativité des mesures des stations automatiques dans la section transversale et de connaître la turbidité sur toute la colonne d'eau. Pour cela, 8 campagnes de mesure ont été réalisées d'avril à novembre 2014 pour mesurer des profils verticaux de turbidité pendant les cycles de marée complets, à deux points de la section transversale (figure II.7.6A), illustrés figure II.7.6B. Ces campagnes sont en cours d'analyse.

Enfin, au-delà de leur analyse, les données haute-fréquence du réseau MAGEST seront utiles pour améliorer la calibration des modèles numériques hydrosédimentaires de l'estuaire. Les modèles permettront notamment d'approfondir cette analyse, et d'accéder, par la simulation, à la turbidité sur l'ensemble de l'estuaire et pour différents scénarios hydrologiques et climatiques (naturels ou influencés par les activités humaines).

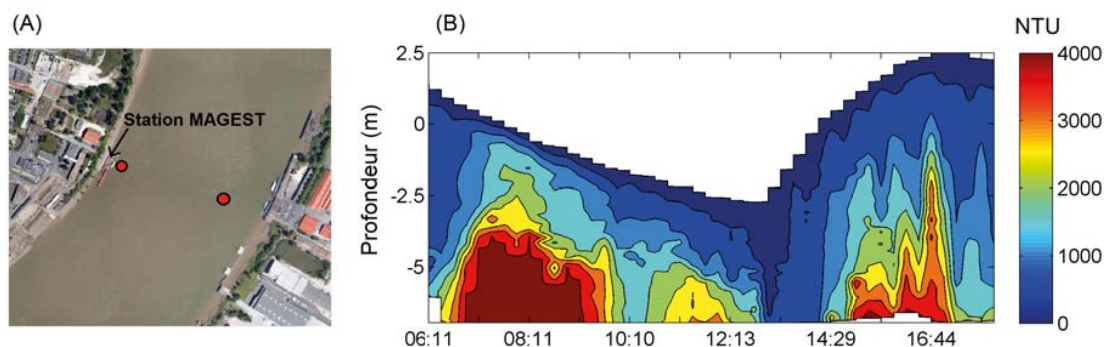


Figure II.7.6. (A) Localisation des deux points de mesure des profils de turbidité dans la section transversale de la Garonne, face à la station de Bordeaux. (B) Exemple de l'évolution de la turbidité mesurée à proximité de la station MAGEST pendant un cycle de marée (25 juin 2014).

24. ALLEN G.P., *et al.*, 1980, *op. cit.*

Références bibliographiques

- ABRIL G., COMMARIEU M.V., SOTTOLICCHIO A., BRETEL P., GUÉRIN F., « Turbidity limits gas exchange in a large macrotidal estuary », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83(3), 2009, p. 342-348.
- ALLEN G.P., SALOMON J.C., BASSOULLET P., DU PENHOAT Y., DE GRANDPRE C., « Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries », *Sedimentary Geology*, 26, 1980, p. 69-90.
- ALLEN G.P., SAUZAY G., CASTAING P., JOUANNEAU J.M., « Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France », dans Martin WILEY, *Estuarine Processes, volume II Circulation, Sediments, and Transfer of Material in the Estuary*, New York, Academic Press, 1977, p. 63-81.
- CORMAULT P. « Détermination expérimentale du débit solide d'érosion des sédiments fins cohésifs », IAHR XIV Congress, 1971.
- DE-JONGE V.N., SCHUTTELAARS H.M., VAN-BEUSEKOM J.E.E., TALKE S.A., DE-SWART H.E., « The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 139, 2014, p. 46-59.
- ETCHEBER H., SCHMIDT S., SOTTOLICCHIO A., MANEUX A., CHABAUD G., ESCALIER J.-M., WENNEKES H., DERIENNIC H., SCHMELTZ M., QUÉMÉNER L., REPECAUD M., WOERTHER P., CASTAING P., « Monitoring water quality in estuarine environments : lessons from the MAGEST monitoring program in the Gironde fluvial-estuarine system », *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2011, p. 831-840.
- GRABEMANN I., UNCLES R.J., KRAUSE G., STEPHENS J. A., « Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries », *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 1997, p. 235-246.
- GUÉZENNEC L., LAFITE R., DUPONT J.P., MEYER R., BOUST D., « Hydrodynamics of Suspended Particulate Matter in the Tidal Freshwater Zone of a Macrotidal Estuary (The Seine Estuary, France) », *Estuaries*, 22(3), 1999, p. 717-727.
- JALÓN-ROJAS I., SCHMIDT S., SOTTOLICCHIO A., « Turbidity in the fluvial section of the Gironde Estuary (France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions », *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2015, p. 2805-2819.
- LANOUX A., ETCHEBER H., SCHMIDT S., SOTTOLICCHIO A., CHABAUD G., RICHARD M., ABRIL G., « Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France) », *Environmental Science : Processes & Impacts*, 15(3), 2013, p. 585-595.
- PRESS W., TEUKOLSKY S., VETTERLING W., FLANNERY B., *Numerical recipes in C : the art of scientific computing*, Cambridge, Cambridge University Press, 1992, 1018 p.
- SAARI H.-K., SCHMIDT S., CASTAING P., BLANC G., SAUTOUR B., MASSON O., COCHRAN J.K., « The particulate $^{7}\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ and $^{234}\text{Th}/^{210}\text{Pb}$ activity ratios as tracers for tidal-to-seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): implications for the budget of particle-associated contaminants », *The Science of the Total Environment*, 408, 2010, p. 4784-4794.
- SCARGLE J.D., « Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data », *Astrophysical Journal*, 273, 1982, p. R1540-1549.
- SCHMIDT S., ETCHEBER H., SOTTOLICCHIO S., CASTAING P., « Le réseau MAGEST : bilan de 10 ans de suivi haute-fréquence de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde », ce volume (I4).
- SCHMITT F. G., « Relating Lagrangian passive scalar scaling exponents to Eulerian scaling exponents in turbulence », *European Physical Journal B*, 48, 2008, p. 129-137.
- SCHMITT F. G., DUR G., SOUISSI S., BRIZARD-ZONGO S., « Statistical properties of turbidity, oxygen and pH fluctuations in the Seine river estuary (France) », *Physica A: Statistical Mechanics and Its Applications*, 387(26), 2008, p. 6613-6623.
- SOTTOLICCHIO A., CASTAING P., « A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série IIa : Sciences de La Terre et Des Planètes*, 329, 1999, p. 795-800.
- UNCLES R.J., STEPHENS J.A., LAW D.J., « Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Flocculation, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* », 67(1-2), 2006, p. 30-52.

Isabel Jalón-Rojas

UMR5805 EPOC, Université de Bordeaux, Pessac - FRANCE, isabel.jalon-rojas@u-bordeaux.fr.

Sabine Schmidt

UMR5805 EPOC, CNRS, Pessac - FRANCE, sabine.schmidt@u-bordeaux.fr.

Aldo Sottolichio

UMR5805 EPOC, Université de Bordeaux, Pessac - FRANCE, aldo.sottolichio@u-bordeaux.fr.

Le calcul de l'asymétrie de la marée: comparaison de méthodologies

B.1 L'analyse d'harmonique classique

À partir d'un ajustement des moindres carrés appliqué aux données de hauteur d'eau, l'analyse d'harmonique classique détermine l'amplitude et les phases des harmoniques caractérisées par des fréquences uniques prédéterminées qui sont définies par le potentiel de marée (Doobson, 1921). Cette méthode est basée sur trois hypothèses: (a) les marées sont stationnaires et indépendantes des autres influences océaniques ou atmosphériques; (b) il y a un nombre fixe de composantes de marée avec une amplitude, une fréquence et une phase; (c) les constituants de la marée sont indépendants entre eux. L'hypothèse stationnaire de cette méthode est valide pour les marées océaniques dans des eaux profondes. Cependant l'énergie des constituants de la marée dans des fleuves tidaux peut varier saisonnièrement en fonction des interactions non-linéaires avec des forçages météorologiques ou le débit fluvial. Pour analyser cette variabilité saisonnière, l'analyse peut être appliquée pour des périodes de temps plus courtes, mais elle ne donne pas toujours la variabilité temporaire des harmoniques.

Ce travail applique l'analyse d'harmoniques classique basée sur la fonction T_TIDE (Pawlowicz et al., 2002). Le Tableau B.1 montre les résultats de l'application de cette analyse sur les séries temporelles de hauteur d'eau mesurées à Pointe de Grave, Le Marquis et Bordeaux au cours de l'année 2014.

B.2 L'analyse d'harmonique non-stationnaire

L'analyse d'harmonique non-stationnaire est une adaptation de l'analyse d'harmoniques classique aux signaux non-stationnaires. Elle a été développée dans la fonction NS_TIDE (Matte et al., 2013) comme une extension de la fonction T_TIDE. À la différence de l'analyse classique, cette méthode construit le forçage non-stationnaire directement dans les fonctions tidales basiques. Quelques concepts comme la signification

Pointe de Grave			Le Marquis			Bordeaux		
Harm	A(m)	P(°)	Harm	A(m)	P(°)	Harm	A(m)	P(°)
M2	1,562	110	M2	1,896	207	M2	2,093	180
S2	0,492	146	S2	0,572	257	S2	0,555	230
N2	0,312	92	N2	0,327	178	N2	0,342	164
K2	0,108	134	M4	0,219	332	M4	0,315	284
M4	0,080	359	MS4	0,203	35	MS4	0,223	341
NU2	0,070	92	MSF	0,194	31	MU2	0,180	285
L2	0,063	115	MM	0,180	38	L2	0,146	178
O1	0,058	339	MU2	0,164	317	MSF	0,137	21
K1	0,056	76	L2	0,159	225	MM	0,128	43
MM	0,052	71	SN4	0,078	38	NU2	0,114	143
2N2	0,045	82	M6	0,073	357	K2	0,103	215
MN4	0,038	310	MN4	0,058	303	M6	0,102	280
MF	0,031	311	O1	0,055	30	LDA2	0,091	192
MS4	0,023	108	K1	0,043	114	MKS2	0,087	315
MSM	0,022	312	2MS6	0,041	68	SSA	0,084	289
P1	0,021	69	EPS2	0,039	250	MN4	0,077	270
MU2	0,020	126	M8	0,032	104	2MS6	0,067	330
LDA2	0,020	104	2MN6	0,028	315	2N2	0,067	177
Q1	0,018	296	MO3	0,021	186	MF	0,062	354
M3	0,018	348	MK3	0,019	250	O1	0,060	20
20 firsts	3,125		4,421		5,092			
%	95		98		90			
5 firsts	2,554		3,217		3,527			
%	78		71		62			

Table B.1: Exemple de résultats de l'analyse d'harmoniques classique: Amplitude (A) et Phase (P) des vingt harmoniques principaux aux stations de Pointe de Grave, Le Marquis et Bordeaux pour l'année 2014. Le % indique le pourcentage de variance expliqué pour les 20 et les 5 harmoniques principaux.

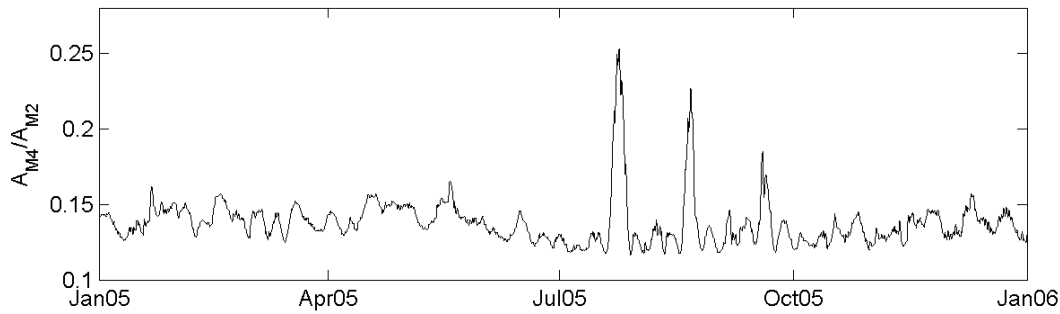


Figure B.1: Exemple de résultat de l'analyse des harmoniques non-stationnaires avec NS_TIDE: série temporelle du rapport entre les amplitudes des harmoniques M_2 et M_4 pour l'année 2005.

des composants de la marée ou le critère de Rayleigh (Godin, 1972) ont aussi été améliorés. La méthode offre pour résultat les séries temporelles des amplitudes et phases des harmoniques. Cependant cette méthode est encore en phase expérimentale et n'a été testée que dans deux fleuves tidaux avec un débit très important: Columbia et St. Lawrence (USA, Matte et al., 2014). Cependant l'application à la Garonne a montré que la méthode surévalue les amplitudes des harmoniques pendant les périodes d'étiage (Fig. B.1). Après une discussion avec le Dr. Pascal Matte, il semble que la méthode atteint sa limite pour les débits fluviaux très faibles. Une augmentation de la période analysée, par exemple l'utilisation des séries temporelles de deux ou trois années, pourrait résoudre le problème puisque la capacité prédictive du modèle serait augmentée. Cependant la longueur des séries temporelles dans ce travail est limitée à une année en raison du temps requis pour numériser les données historiques (Section 2.3.2).

B.3 La démodulation complexe

La démodulation complexe a pour but le calcul approché de l'amplitude et de la phase d'une oscillation presque périodique qui fait partie d'une série temporelle. Cette méthode compte trois calculs successifs (voir les détails dans la Section 2.3.3):

- Déplacement de la fréquence d'intérêt σ à zéro en multipliant la série temporelle originale par $e^{-i\sigma t}$;
- Filtrage passe-bande (plus ou moins sélectif) pour enlever les fréquences supérieures à σ ;
- Transformée de Fourier inverse du spectre filtré.

Bloomfield (2000) offre une explication détaillée de cette méthode. La Figure 2.10 (Section 2.3.3) fournit un exemple des séries temporelles des amplitudes et phases des harmoniques M_2 et M_4 . À la différence de l'analyse harmonique, la démodulation complexe ne distingue pas des harmoniques différentes pour une bande de fréquences (par exemple le M_2 et le S_2 pour la bande semi-diurne). Cela implique que les variations semi-mensuelles causées par les interactions entre les harmoniques ($M_2 - S_2$ ou $M_2 - N_2$ notamment) peuvent ne pas être éliminées des signaux M_2 et M_4 résultants (comme l'analyse d'harmonique le fait). En conséquence les amplitudes et phases varient fortement avec le marnage (Dr. Matte, communication personnelle). Même

si cette méthode a été utilisée pour caractériser l'asymétrie de la marée depuis les années 90 (Boon, 1992), elle n'est pas une méthode très répandue dans les études de dynamiques estuariens.

B.4 Conclusions

La méthode de la Démodulation Complexe s'est avérée être la plus appropriée pour aborder l'objectif d'analyser l'évolution inter-annuelle de l'asymétrie de la marée, et ainsi pour discuter l'effet des changements morphologiques mais aussi hydrologiques. Les raisons de ce choix sont détaillées ci-après :

L'analyse d'harmonique classique permet de donner une valeur de l'asymétrie de la marée globale pour chaque année. Cependant elle ne permet pas de discuter l'effet des changements morphologiques et hydrologiques séparément. L'application de cette méthode de manière saisonnière, par exemple au mois d'Août, pourrait éliminer en partie l'effet du débit fluvial et l'effet des changements morphologiques pourrait être discuté. Cependant la variabilité du débit fluvial est aussi élevée aux mois d'Août des différentes années. En l'absence d'une méthode plus appropriée, l'analyse d'harmonique classique peut donner un premier résultat de l'évolution de l'asymétrie de la marée.

L'analyse d'harmonique non-stationnaire est la méthode la plus correcte pour calculer l'amplitude et les phases des composantes de marée dans des fleuves tidaux soumis à un fort débit fluvial. Cependant les erreurs liées aux périodes d'étiages obligent à écarter cette méthode pour la Gironde.

Étant donné que l'objectif de cette étude n'est pas de connaître tous les harmoniques, leur origine et leur importance, la démodulation complexe a montré être une méthode correcte, rapide et efficace pour calculer la variation temporelle des amplitudes et phases liées aux fréquences 12.42 h et 6.21 h, et donc pour calculer le paramètre $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ qui décrit l'asymétrie de la marée.

Le modèle 2DV: analyse de perturbation, système de référence et schème numérique

C.1 Analyse de perturbation et solution

La méthode de perturbation est basée sur le fait que les variations du niveau d'eau sont petites par rapport à la profondeur et a pour but la simplification des équations des modèles hydrodynamique et de dynamique sédimentaire. Cette approche trie les équations et la solution autour d'un paramètre $\delta \ll 1$, ici défini comme le ratio entre l'amplitude de l'harmonique M_2 et la profondeur H_0 à l'entrée $x = 0$:

$$\delta = \frac{A_{M_2}}{H_0}$$

Tout d'abord, les équations primitives et des conditions aux limites sont transformées dans un système adimensionnel à partir d'une analyse d'échelle afin d'établir l'ordre de magnitude des différents termes. Les équations sont mises en échelle en utilisant six échelles typiques qui sont présentées dans le Tableau C.1. Ce Tableau montre aussi trois autres échelles dérivées des premières (voir les détails dans Chernetsky, 2012). Par exemple, l'équation adimensionnelle de conservation de mouvement est donnée par:

$$u_{t^*}^* + \frac{A_{M_2}}{H_0} u^* u_{x^*}^* + \frac{A_{M_2}}{H_0} w^* u_{z^*}^* = -g H_0 \frac{T_{M_2}}{L_{tide}^2} \zeta^* + H_0^2 (v_t^* u_{z^*}^*)_{z^*}$$

Ensuite, la solution de ces équations adimensionnelles est approximée par l'expansion des variables en séries de puissance autour du paramètre δ . Cette expansion est substituée dans les équations adimensionnelles et tous les termes de l'ordre de δ^0 sont groupés dans le système d'équations d'ordre principal, tous les termes d'ordre δ^1 sont groupés dans le système de premier ordre et ainsi de suite. Pour l'exemple de l'équation de conservation du mouvement:

Échelle		Variable adimensionnelle
T_{M_2}	Période de M_2	$t = T_{M_2} t^*$
A_{M_2}	Amplitude de M_2	$\zeta = A_{M_2} \zeta^*$
H_0	Profondeur moyenne à l'entrée	$z = H_0 z^*$
L_{tide}	Longueur d'onde de marée	$x = L_{tide} x^*$
C	Concentration de sédiments	$c = C c^* = \frac{\rho_s \nu_t U a_*}{H_0 g' d_s} c^*$
a_*	Coefficient d'érosion	$a = a_* a$

Échelle dérivée		
U	Vitesse horizontale	$u = U u^* = \frac{A_{M_2} L_{tide}}{T_{M_2} H_0} u^*$
W	Vitesse verticale	$w = W w^* = \frac{H_0}{L_{tide}} U w^*$
ϑ	Viscosité turbulente typique	$\nu_t = \vartheta \nu_t^* = \frac{H_0^2}{T_{M_2}} \nu_t^*$

Table C.1: Échelles typiques des variables physiques.

$$\underbrace{u_t}_{\mathcal{O}(1)} + \underbrace{uu_x}_{\mathcal{O}(\delta)} + \underbrace{wu_z}_{\mathcal{O}(\delta)} = \underbrace{-g\zeta_x}_{\mathcal{O}(1)} + \underbrace{(v_t u_z)_z}_{\mathcal{O}(1)}$$

Ainsi la solution finale du modèle est composée des solutions particulières des systèmes des équations de chaque ordre.

$$u = u^0 + u^1 + u^2 + \dots$$

$$w = w^0 + w^1 + w^2 + \dots$$

$$\zeta = \zeta^0 + \zeta^1 + \zeta^2 + \dots$$

$$c = c^0 + c^1 + c^2 + \dots$$

Les équations pour l'ordre principal $\mathcal{O}(1)$ sont indiquées ci-dessous:

$$u_t^0 = -g\zeta_x^0 + (v_t u_z^0)_z \text{ (bilan quantité de mouvement)}$$

- $\nu_t u_z^0(x, 0, t) = 0$ (no stress)
- $\nu_t u_z^0(x, -H, t) = s_f u^0(x, -H, t)$ (partial slip)

$$u_x^0 + w_z^0 + \frac{B_x}{B} u^0 = 0 \text{ (continuité)}$$

- $w^0(x, 0, t) = \zeta_t^0(x, t)$ (kinematic)
- $w(x, -H, t) = -u^0(x, -H, t) H_x$ (kinematic)

$$\zeta_t^0 + \frac{1}{B} \left(\int_{-H}^R B u^0 dz \right)_x = 0 \text{ (continuité moyenné sur la profondeur)}$$

- $\zeta^0(0, t) = A_{M_2} \cos(\sigma t + \phi_{M_2})$ (Marée à $x=0$)
- $\int_{-H}^R u^0(L, z, t) dz = \frac{Q^0}{B(L)}$ (Barrage+débit fluvial à $x=L$)

$$c_t^0 + w_s c_z^0 = (K_v c_z^0)_z \text{ (équilibre de la masse de sédiments)}$$

- $w_s c^0(x, \zeta + R, t) + K_v c_z^0(x, \zeta + R, t) = 0$ (pas d'entrée ou de sortie des sédiments à la surface)
- $-K_v c_z^0(x, -H, t) = \frac{w_s \rho_s s_f}{g' d_s} |u^0(x, -H, t)| a(x)$ (érosion au fond)

Le système de premier ordre $\mathcal{O}(\delta)$ est donné par:

$$u_t^1 + u^0 u_x^0 + w^0 u_z^0 = -g \zeta_x^1 + (v_t u_z^1)_z \text{ (bilan quantité de mouvement)}$$

- $\nu_t u_z^1(x, 0, t) + \nu_t \zeta(x, t)^0 u_{zz}^0(x, 0, t) = 0$ (no stress)
- $\nu_t u_z^1(x, -H, t) = s_f u^1(x, -H, t)$ (partial slip)

$$u_x^1 + w_z^1 + \frac{B_x}{B} u^1 = 0 \text{ (continuité)}$$

- $w^1(x, 0, t) + w^0(x, 0, t) \zeta^0(x, t) = \zeta_t^1 + u^0(\zeta_x^0 + R_x^0)$ (kinematic)
- $w^1(x, -H, t) = -u^1(x, -H, t) H_x$ (kinematic)

$$\zeta_t^1 + \left(\int_{-H}^R u^1 dz \right)_x + \zeta_x^0 u^0(x, 0, t) + \zeta^0 u_x^0(x, 0, t) = -\frac{B_x}{B} \left(\int_{-H}^R u^1 dz + \zeta^0 u^0(x, 0, t) \right) \text{ (continuité moyenné sur la profondeur)}$$

- $\zeta^1(0, t) = A_{M_4} \cos(\sigma t + \phi_{M_4})$ (Marée à $x=0$)
- $\int_{-H}^R u^1(L, z, t) dz = \frac{Q^0}{B(L)} - \zeta^0(L, t) u^0(L, 0, t)$ (Barrage+débit fluvial à $x=L$)

$$c_t^1 + w_s c_z^1 - (K_v c_z^1)_z = -u^0 c_x^0 - w^0 c_z^0 \text{ (équilibre de la masse de sédiments)}$$

- $w_s c^1(x, \zeta + R, t) + K_v c_z^1(x, \zeta + R, t) = -\zeta^0(x, t) c_t^0(x, 0, t)$ (pas d'entrée ou de sortie des sédiments à la surface)
- $-K_v c_z^1(x, -H, t) = \frac{w_s \rho_s s_f}{g' d_s} \frac{u^0(x, -H, t)}{|u^0(x, -H, t)|} u^1(x, -H, t) a(x)$ (érosion au fond)

Pour les fleuves tidaux dont l'amont est dominé par le débit fluvial, la concentration de sédiments résultant de l'action du débit fluvial dans l'ordre $\mathcal{O}(\delta^2)$ acquiert une importance majeure et peut être considérée de l'ordre $\mathcal{O}(\delta)$ (Contribution 5 de cette thèse au modèle). Cette composante de la concentration est indispensable pour simuler le transport vers l'aval de sédiments par le débit fluvial. Les équations pour le calcul de ce terme sont:

$$c_t^2 + w_s c_z^2 = (K_v c_z^2)_z \text{ (équilibre de la masse de sédiments)}$$

- $w_s c^2(x, \zeta + R, t) + K_v c_z^2(x, \zeta + R, t) = 0$ (pas d'entrée ou de sortie des sédiments à la surface)
- $-K_v c_z^2(x, -H, t) = \frac{w_s \rho_s s_f}{g' d_s} (|u^0 + u_{river}^1(x, -H, t)| - |u^0|) a(x)$ (érosion au fond)

Ce système d'équations est transformé en un système de EDOS à partir de la résolution en composantes de Fourier $e^{i\sigma_{M_{2n}}t}$, où $i^2 = -1$ et $\sigma_{M_{2n}}$ est la fréquence angulaire de la composante de marée M_{2n} qui est exprimé comme un multiple de la fréquence angulaire de la composante M_2 , i.e. $\sigma_{M_{2n}} = n\sigma_{M_2}$ ($n = 0, 1, \dots$). Les composantes de marée peuvent ainsi être définies par la projection de ces termes de Fourier sur des nombres réels. Le niveau de l'eau et les vitesses horizontale et verticale sont pourtant décrites comme

$$\begin{aligned}\zeta(x, z, t) &= Re \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{\zeta}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\} \\ u(x, z, t) &= Re \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{u}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\} \\ w(x, z, t) &= Re \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{w}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\} \\ c(x, z, t) &= Re \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \hat{c}_n(x, z) e^{in\sigma t} \right\}\end{aligned}$$

La plupart des EDOS peuvent se résoudre de manière analytique. Seulement le calcul du niveau de l'eau a besoin d'une solution numérique. Les solutions des équations hydrodynamiques peuvent s'écrire en groupant la contribution des différents forçages:

$$\begin{aligned}\hat{\zeta} &= \hat{\zeta}_{tide}^0 + \hat{\zeta}_q^0 + \hat{\zeta}_{tide}^1 + \hat{\zeta}_q^1 + \hat{\zeta}_{no-stress}^1 + \hat{\zeta}_{adv}^1 + \hat{\zeta}_{return-flow}^1 \\ \hat{u} &= \hat{u}_{tide}^0 + \hat{u}_q^0 + \hat{u}_{tide}^1 + \hat{u}_q^1 + \hat{u}_{no-stress}^1 + \hat{u}_{adv}^1 + \hat{u}_{return-flow}^1 \\ \hat{w} &= \hat{w}_{tide}^0 + \hat{w}_q^0 + \hat{w}_{tide}^1 + \hat{w}_q^1 + \hat{w}_{no-stress}^1 + \hat{w}_{adv}^1 + \hat{w}_{return-flow}^1\end{aligned}$$

où $(.)^0$ et $(.)^1$ indiquent l'ordre des équations dont les termes sont issus et les indices inférieurs représentent la signification physique des termes:

- *tide* : forçage externe du niveau de l'eau par la marée;

Le flux résiduel est la combinaison des composantes:

- *q* : débit fluvial, forçage externe du flux résiduel;
- *no-stress* : mélange de la surface libre, changement du profil vertical causé par la linéarisation de la condition de no-stress à la surface
- *adv* : contribution de l'advection.
- *return-flow* : Flux de retour de la dérive de Stokes, transport net causé par les différences de vitesse du flux entre la crête et le trou de l'onde de marée.

Pour une information détaillée sur la méthode de résolution des équations se référer à [Chernetsky et al. \(2010\)](#) et [Dijkstra \(2014\)](#). Seule la solution analytique de l'EDO de dynamique sédimentaire par l'effet du débit

fluvial d'ordre $\mathcal{O}(\delta^2)$ est montrée ci-dessous, puisqu'elle est incluse pour la première fois dans le modèle 2DV (Contribution 5 de cette thèse au modèle):

$$\hat{c}_{river}^2 = \frac{a(x)\rho_s s_f}{g'd_s} (|u^0 + u_{river}^1(x, -H, t)| - |u^0|) e^{-\frac{w_s(H+R+z)}{K_v}}$$

La solution de la concentration c dans tous les ordres dépend du coefficient d'érosion $a(x)$. Ce coefficient est donné par l'équation d'équilibre morphodynamique (Eq. 2.29 voir les détails dans Chernetsky, 2012).

C.2 Calcul de la surcote du débit fluvial

La première étape du modèle consiste à calculer le niveau de d'eau de référence (R , Fig. 2.11) qui correspond à la surcote induite par le débit fluvial. Les équations qui calculent l'élévation de la surface libre sous l'unique forçage que le débit fluvial sont:

$$-(v_t u_z^{riv})_z = -gR_x \quad (\text{C.1})$$

$$u_z^{riv} = 0 \quad \text{at } z = 0, \quad (\text{C.2})$$

$$v_t u_z^{riv} = s_f u^{riv} \quad \text{at } z = -H, \quad (\text{C.3})$$

$$\frac{1}{B} \left(\int_{-H}^R B u^{riv} \right)_x = 0 \quad (\text{C.4})$$

$$R = 0 \quad \text{at } x = 0, \quad (\text{C.5})$$

$$B \int_{-H}^R u^{riv} = -Q \quad \text{at } x = L. \quad (\text{C.6})$$

Ce système d'équations pour le calcul de R est non-linéaire puisque R apparait tant dans l'intégration que dans la limite d'intégration. En conséquence, ces équations sont résolues de façon itérative. Pour cela, le système d'équations est réécrit comme il est indiqué ci-dessous:

- A partir de l'équation C.4, u^{riv} peut s'exprimer comme: $u^{riv} = f(z, R)R_x$.
- L'équation C.1 et ses conditions aux limites sont maintenant données par:

$$-(v_t f(z, R))_z = -g; \quad f(z, R)_z = 0 \text{ at } z = 0; \quad v_t f(z, R)_z = s_f f(z, R) \text{ at } z = -H; \quad (\text{C.7})$$

- De la combinaison des équations C.4 et C.6 résulte:

$$B \int_{-H}^R f(z, R)R_x = Q \quad (\text{C.8})$$

- La condition à $x = 0$, Eq. C.5, reste invariable.

Le niveau de référence est ainsi une variable d'itération R^n , $n = 0, 1, 2, \dots$ initialisée par une valeur arbitraire (ex. $R^0 = 100$). Pour $n > 0$ le processus d'itération consiste à:

- $f(z, R^{n-1})$ est calculé à partir de l'équation C.7;
- L'équation C.8 fournit R_x^n ;
- R^n est calculé à partir de l'intégration numérique de R_x^n et la condition Eq. C.5.
- Le processus d'itération continue jusqu'à ce que $R^n - R^{n-1} < 10^{-3}$

C.3 Schéma numérique

Alors que les autres équations peuvent se résoudre de manière analytique (bien que numérique), l'équation de continuité moyennée en profondeur exige une solution numérique. La maille numérique consiste en une séquence de mailles verticales unidimensionnelles connectées par une maille horizontale. Aussi bien les mailles verticales que l'horizontale ne doivent pas nécessairement être équidistantes. Le schéma numérique est basé sur une maille décalée, où la dérivée du niveau de l'eau ζ_x est calculée dans les points de la maille horizontale et ζ dans les points centraux des cellules (Fig.). Si ψ_j est ζ_x sur le point j de la maille:

$$\psi_j = \frac{1}{\frac{1}{2}(\Delta x_j + \Delta x_{j-1})} (\zeta_{j+1/2} - \zeta_{j-1/2})$$

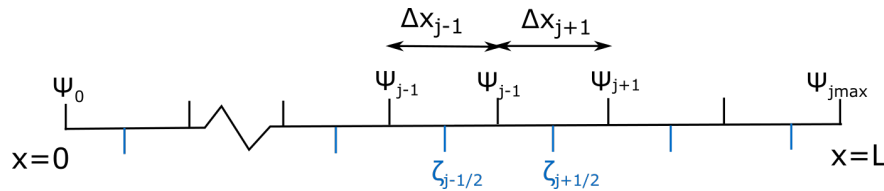


Figure C.1: Définition d'une maille décalée pour le calcul de $\zeta(x)$

Publication: Tracking the
turbidity maximum zone in the
Loire Estuary (France) based on a
long-term, high-resolution and
high-frequency monitoring
network

Référence complète: Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A. and Bertier, C.: Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network, *Cont. Shelf Res.*, 117, 1–11, doi:10.1016/j.csr.2016.01.017, 2016.

Author's Accepted Manuscript

Tracking the turbidity maximum zone in the Loire estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network

Isabel Jalón-Rojas, Sabine Schmidt, Aldo Sottolichio, Christine Bertier



PII: S0278-4343(16)30022-X
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.017>
Reference: CSR3357

To appear in: *Continental Shelf Research*

Received date: 23 October 2015
Revised date: 17 December 2015
Accepted date: 28 January 2016

Cite this article as: Isabel Jalón-Rojas, Sabine Schmidt, Aldo Sottolichio and Christine Bertier, Tracking the turbidity maximum zone in the Loire estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network, *Continental Shelf Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.017>

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and a review of the resulting galley proof before it is published in its final citable form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain

ACCEPTED MANUSCRIPT

Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring networkIsabel Jalón-Rojas¹, Sabine Schmidt², Aldo Sottolichio¹ & Christine Bertier³¹ *Univ. Bordeaux, EPOC, UMR5805, F33600 Pessac, France*² *CNRS, EPOC, UMR5805, F33600 Pessac, France*³ *EDF – R & D, LNHE Department, Chatou, France***Corresponding author:** Isabel Jalón-Rojas (isabel.jalon-rojas@u-bordeaux.fr)**Abstract**

A unique dataset of turbidity from 7 years of continuous monitoring at six stations, distributed evenly along a 62-km long transect, is presented to discuss, for the first time, the present-day dynamics of the turbidity maximum zone (TMZ) in the Loire Estuary. This system is considered one of the largest macrotidal, hyper-turbid estuaries of the European coast, mainly as the result of intense engineering works in the last two centuries. Besides accurate TMZ tracking, from tidal to multi-annual time scales, the high temporal and spatial resolution of measurements allows us to address TMZ aspects scarcely reported in the literature on estuarine sedimentary dynamics. In the Loire Estuary, TMZ moves upstream during periods of low discharge and its upstream boundary may reach up to 62 km from the mouth. The TMZ displacement is faster during its downstream flushing by river floods than during its upstream migration by tidal pumping (respectively 1.6 km day⁻¹ and 0.9 km day⁻¹ during 2011). However, the expulsion of the TMZ from the upper reaches requires higher discharge levels than its installation (respective discharge thresholds of 497-1034 m³ s⁻¹ and 300-360 m³ s⁻¹). This is due to the presence of mobile mud remaining after the TMZ presence, as confirmed by clockwise turbidity-discharge hysteresis patterns. While the installation threshold barely varies over years, the expulsion threshold is higher during years with a more concentrated and persistent TMZ. The interannual variability of the TMZ concentration and persistence is explained by the water volume transported during the previous high discharge period and the duration of the low discharge period, respectively, as recently shown for the Gironde Estuary, leading to a better understanding of TMZ features in macrotidal estuaries. The summer-averaged river flow is introduced as a hydrological indicator of the upstream boundary of the TMZ. In the context of global change, these three discharge-based indicators of TMZ behavior provide powerful tools to assess future scenarios.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Keywords: turbidity maximum; Loire estuary; monitoring; high-frequency; long-term variability; suspended sediment dynamics

1. Introduction

Regions of high suspended sediment (SS) concentrations, named turbidity maximum zones (TMZ), are key features of tidal estuaries (Allen et al., 1980). The spatial and temporal evolution of the TMZ govern the transport and deposition of fine sediments (Uncles et al., 2006b) and hence may cause significant morphological changes, such as the siltation in channels and ports (Ponte et al., 2004). The TMZ also influences biochemical processes, such as particulate transport of nutrients and pollutants (Turner and Millward, 2002; Etcheber et al., 2007) and alter light and oxygen conditions (Talke et al., 2009; Lanoux et al., 2013). While the TMZ formation is governed by universal basic mechanisms (Dyer, 1988), its concentration and persistence vary from one estuary to another under the control of local tidal and river regimes, morphology, and type and availability of sediments (Grabemann et al., 1996; Uncles et al., 2006a; Garel, 2009; Mitchell, 2012).

Observational studies of the TMZ have usually been carried out for short periods of time or for specific regions of an estuary (Guézennec et al., 1999; Grabemann and Krause, 2001; Mitchell et al., 2003; Uncles et al., 2006a; French et al., 2008). The long-term tracking of the TMZ in an entire estuarine system is not very common, despite it provides worthwhile information to advance our understanding of sediment processes (Mitchell et al., 2012). More specifically, the tracking of the TMZ becomes essential for two reasons: i) the temporal evolution of the TMZ is a factor that can help to explain long-term morphodynamic trends in estuaries, typically shifts in sedimentation zones, changes in SS concentration or general infilling; ii) a good knowledge of TMZ geometry from field data is necessary to validate numerical models, which are increasingly widespread and used to simulate estuarine processes that couple sediment transport, morphodynamics and water quality at annual time scales.

Currently, two main techniques are used to track the TMZ: typically remote sensing and *in situ* long-term monitoring. Remote sensing is an efficient tool to characterize the spatial distribution of turbidity in surface waters along estuaries (Doxoran et al., 2009; Cai et al., 2015). However, despite recent improvements in algorithms and sensors (Gernez et al., 2015), temporal resolution remains limited. In addition, *in situ* measurements of SS concentrations are necessary for calibration of the satellite signal, and the quality of the image is highly dependent on atmospheric conditions. The use of *in situ* long-term and-high frequency monitoring has demonstrated its efficiency to address TMZ

ACCEPTED MANUSCRIPT

dynamics from semi-diurnal to multi-year time-scales (Jalón-Rojas et al., 2015). The spatial representativeness can be limited, depending on the number of monitoring stations. At present only few estuaries throughout the world utilize this technique, mainly due to the financial and practical constraints (Buchanan and Ruhl, 2000; Etcheber et al., 2011; Contreras and Polo, 2012).

Situated on the French Atlantic coast (Fig. 1), the Loire Estuary, extending 100 km from the mouth, is one of the three largest French estuaries. This macrotidal and highly turbid system plays the double role of an ecologically important wetland and an axis of economic development. During the last two centuries, continuous interventions of channeling and deepening have heavily modified the morphology of the Loire Estuary (Sogreah, 2006). These engineering works have favored tide amplification and flood-dominant conditions, upon which fine sediments are pumped more upstream, reducing the effective hydraulic drag (Winterwerp and Wang, 2013; Winterwerp et al., 2013). As a consequence, the estuary has evolved into a self-maintaining hyperturbid state, characterized by a highly-concentrated TMZ. Gallenne (1974) defined this TMZ as the region of the Loire where SS concentration exceeds 0.5 g L^{-1} , and explained its basic mechanisms of formation due to gravitational residual circulation, even if tidal processes are also important and probably dominant, as shown later by a 1-D numerical model (Le Hir and Thouvenin, 1994). However, since Gallenne's thesis to the present-day, there has barely been any study about SS dynamics based on field observations. Based on ^7Be budgets, Ciffroy et al. (2003) estimated the residence time of TMZ suspended sediments to be 6-10 months in summer, and about 0.7 month during flood periods. A sediment transport model based on the TELEMAC-3D system has been implemented for the Loire Estuary, but until now the applications (Cheviet et al., 2002; Walther et al., 2012) were focused on improving the simulation of basic physical processes, such as salinity gradients and bottom friction in the presence of mud. More recently, the SS distribution in the entire estuary has been estimated for a two day period through satellite data (Gernez et al. 2015). However, TMZ dynamics in the Loire Estuary are still not detailed despite the TMZ's environmental impact.

This study aims to describe and understand, for the first time, TMZ dynamics in the Loire Estuary over all the relevant time scales. This work is based on 7-year (2007-2013) records of turbidity from an automatic, high-frequency monitoring network called SYVEL (SYstème de Veille dans l'Estuaire de la Loire, Watch system in the Loire Estuary). Firstly, we present in detail the turbidity dataset and describe trends. Secondly, we discuss TMZ dynamics in terms of the TMZ's position, persistence, concentration, rhythms of upstream migration and downstream flushing, and inter-annual variability.

ACCEPTED MANUSCRIPT

2. Material and Methods

The Loire Estuary relies on the six monitoring stations of the SYVEL network distributed from the mouth to 62 km upstream, near the limit of salinity influence (Fig. 1), in order to assess water quality (<http://www.loire-estuaire.org>). The stations were implemented in 2007, except for the station of Donges that was added in December 2010. Operation of the Cordemais station was stopped in December 2011. Each station measures four parameters at 1 m below the surface: dissolved oxygen, salinity, temperature and turbidity. Turbidity is also measured at 4 m below the surface in Donges, since December 2010, and in Le Pellerin, intermittently during 2007, from February to April and from late November to early December. Except for the station of Bellevue, the sites are equipped with real-time autonomous monitoring systems (see Etcheber et al., 2011, for details of the automated systems). The turbidity sensors (Endress and Hauser, CUS31-W2A) measure values between 0 and 9999 NTU every 10 minutes (60 minutes for Cordemais). The saturation value (9999 NTU) corresponds to about 5.5 g L⁻¹ (GIP, 2014). Since the station of Bellevue is in the most upstream position, and hence has lower turbidity, it was instrumented with a SMATCH multiparameter sensor (0 – 2000 NTU; NKE) in order to save the high costs and the particular needs (e.g. electricity socket) of the automated stations. The SMATCH and CUS31-W2A turbidity sensors have the same response in the 0-2000 NTU range that is expected in the upper estuary.

There are three levels of data validation. First, an automatic control based on the range of values that assigns a quality code to each data: (0) unqualified; (1) good; (2) out of statistics; (3) doubtful; (4) false; (9) missing data. Secondly, data is visually inspected by an expert. Thirdly, the sensors are calibrated and validated every 3 months. The validated dataset of turbidity records from the SYVEL network has 1,034,173 values between 2007 and 2013. The mean rate of correct operation of all the stations is about 85.4% (excluding bottom measurements at Le Pellerin).

As tide and river discharge are the main factors explaining the TMZ variability in estuaries, water level and river flow records are used to discuss its dynamics. The hydrometric station of Montjean-sur-Loire, managed by the DREAL Pays de la Loire, provides validated data of river flow on the national French web site: <http://www.hydro.eaufrance.fr/>. A total of 7 tide gauges, managed by the Port of Nantes Saint-Nazaire, are distributed along the estuary (Fig. 1), recording water level every 5 minutes. Turbidity data at each SYVEL station are compared with tide data from the nearest gauge. In the absence of data of current velocity to identify the mechanisms of sediment transport associated with tidal cycles, water level is used as a surrogate for tidal currents. For example, an increase of turbidity around mid-tide level, roughly when current velocities are close to their maximum, point to resuspension at the recording station; turbidity minima at low and high tide, when current velocities

ACCEPTED MANUSCRIPT

are almost negligible, indicate deposition; an increase of turbidity after the mid-tide level, when current velocities decrease, or at low tide or high tide, indicates mainly advection by horizontal currents.

To track the TMZ, we used two criteria based on tidally-averaged values of SS concentrations. The first uses a threshold of 0.5 g L^{-1} (300 NTU), historically used in the Loire Estuary to define the TMZ (Gallenne, 1974). The second one corresponds to the threshold of 1 g L^{-1} (600 NTU), used in the other main Atlantic French estuaries that exhibit a similar order of magnitude in turbidity: the Gironde (Allen et al., 1977; Jalón-Rojas et al., 2015) and the Seine (Némery and Garnier, 2007) Estuaries. Here, we define the presence of two categories of TMZ following the range of tidally-averaged turbidity (next noted turbidity*). A moderately-concentrated TMZ (TMZ^{low}) is when turbidity* is between 300 and 600 NTU at a given station, and lower both landward and seaward. A highly-concentrated TMZ (TMZ^{high}) is when turbidity is > 600 NTU at a station and lower both landward and seaward. We use the terms “TMZ installation” and “TMZ expulsion” to denote the transitional periods when turbidity oscillates around 300 NTU at a given station, during the TMZ upstream and downstream migrations (see Fig. 2).

3. Results

3.1. Hydrological conditions between 2007 and 2014

The Loire estuary drains the longest river in France (1012 km), with a drainage basin of 118 000 km², covering about one fifth of the French territory (Benyoucef et al., 2013). The Loire hydrological regime is pluvial with a high seasonal variability of discharge. The mean daily river flow over the study period (2007-2013, Fig. 2.A) was $775 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, with considerable variation ranging from 103 to $3980 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The annual-average discharge ranges from $425 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (year 2011) to $1128 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (year 2013), with a mean of $860 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Table 1). For the same period, the mean discharge was $1389 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in winter (22 December - 21 March) and $341 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in summer (22 June - 21 September).

The semi-diurnal (12 hours and 24 minutes) tide becomes increasingly asymmetrical (flood shorter than ebb) as it propagates upstream (Fig. 3). At the mouth (Saint-Nazaire, Fig. 2.B), the minimal, mean and maximal tidal ranges during the study period were 1.5, 3.7 and 6.4 m respectively. Tidal range increases towards upstream reaching maximum values at Cordemais (mean tidal range of 4.1 m), and significantly decreases at Bellevue (mean tidal range of 3 m) (Fig. 3). Spring and neap tides were defined here as the tidal cycles for which tidal range is, respectively, above the percentile 75

ACCEPTED MANUSCRIPT

(p75) and below the percentile 25 (p25). At Saint-Nazaire, these values were about 2.9 m (p25) and 4.6 m (p75).

3.2. Intratidal variation of turbidity

We first present three examples of high-frequency records in each SYVEL station to illustrate the range of variability of turbidity at the intratidal time scale for different hydrological conditions (Figure 3). These examples also show the mechanisms of transport of fine sediments causing the TMZ, as described in section 2. When a station temporarily holds bed deposits of sediments, turbidity records show the typical resuspension-advection-deposition cycles (Grabemann and Krause, 1989), and turbidity varies over a large range of values. The more downstream stations (Donges and Paimboeuf, Fig. 3.I and 3.II) show such turbidity cycles whatever the hydrological conditions, which result in turbidity variations from several tens of NTU (during deposition phases) up to more than 9900 NTU (during advection or resuspension peaks). When the river discharge decreases, the resuspension-advection-deposition cycles, and hence the temporary deposition of sediments, are present more upstream. During low river discharge, resuspension peaks may reach values up to about 9600, 7600 and 1050 NTU at Le Pellerin, Trentemoult and Belleveue, respectively (Figs. 3.IV-VI).

To check the presence of turbid waters at depth, Figure 4 compares turbidity recorded at 1 and 4 meters below the surface in Donges (down estuary) and Le Pellerin (upper estuary) for two hydrological conditions. At Donges, turbidity peaks show higher values at the bottom whatever the river flow: up to 8 and 4.5 times higher for the examples of high (Fig. 4.A) and medium (Fig 4.B) river discharges respectively. However, for high discharges (Fig. 4.A), bottom-surface turbidity differences are weaker during high tidal range (12-14 March) due to stronger vertical mixing. At Le Pellerin, turbidity is very low and does not show differences between bottom and surface during high river discharge (Fig. 4.C). For medium river discharges, turbidity peaks are higher at the bottom, especially during higher tidal ranges (up to 7.5 higher in the example of Figure 4.D).

3.3. Subtidal variation of turbidity

Turbidity* time series illustrate variability over longer time scales, highlighting significant oscillations in the response of SS to tidal range and freshwater flow (Fig. 2). Considering tidal range only, turbidity* varies with the spring-neap cycle, as described in Fig 2.D, which details the period from July to November 2011. This oscillation is linked to the differences in erosion flux and vertical mixing, which is maximum during spring tides and minimum during neap tides. River discharge controls the redistribution of fine sediments in the estuary, which varies seasonally. The annual increase of

ACCEPTED MANUSCRIPT

turbidity* in the upper stations (Fig. 2.D, E and F) shows the upstream transport of sediment during periods of decreased river discharge.

To summarize subtidal variations and turbidity* trends, Figure 5 presents the percentile values of turbidity* in each SYVEL station for three ranges of tidal range and three contrasting hydrological conditions. First, turbidity* is systematically modulated by tidal range only in stations that exhibit high levels of turbidity. For example, the effect of tidal range is negligible at the upstream stations during floods (Fig. 5.A) where median turbidity* is around 65 NTU whatever the tidal range. For this same hydrological situation, median turbidity* at Paimboeuf varies between 91 NTU and 682 NTU for low and high tidal ranges respectively. Figure 5 also shows the spatial evolution of turbidity for different hydrological situations. During river floods (Fig. 5.A) the maximum values of turbidity are situated between Donges and Paimboeuf (median turbidity* for medium tidal range of 150 and 310 respectively). For medium river discharge (Fig. 5.B), Paimboeuf and Cordemais present the highest turbidity* with median values for medium tidal range of 390 and 380 NTU respectively. During low river discharge (Fig. 5.C) a longer region of the estuary exhibits high levels of turbidity*. The maximum values correspond to Cordemais, Le Pellerin and Trentemoult, where median turbidity* is respectively 876, 1026 and 446 NTU for a medium tidal range.

Turbidity also varies at the interannual time scale. Figure 2 illustrates marked differences in the levels of turbidity* for the different years, especially at Cordemais, Le Pellerin and Trentemoult. To detail this variability, Table 1 collects the annual maximum of turbidity* ($Turbidity_{max}^*$) in all the SYVEL stations. While the highest values of $Turbidity_{max}^*$ occurred in 2011 at most of the stations (2009 for the two uppermost stations), the year exhibiting the lowest values varies between stations. Nevertheless, 2007 and 2013 showed lower values in the upper estuary. The ratio between the highest and the lowest maxima of turbidity* is lower in the down estuary (1.4 for Paimboeuf) than in the central region (2 for Le Pellerin), which is in turn lower than in the upper estuary (9.6 at Bellevue). This interannual variability will be discussed in more detail in section 4.2.

4. Discussion

4.1. Upstream migration and downstream flushing of the TMZ

The dependence of the position of the TMZ on river discharge is well known in macrotidal estuaries (e.g. Allen et al., 1980; Uncles et al., 1998). However, only good-quality data collected for a number of years ensures the establishment of a reliable local relationship of turbidity against the whole range

ACCEPTED MANUSCRIPT

of possible discharges in a given estuary (Mitchell et al., 2012). The present turbidity dataset in the Loire estuary allows an accurate tracking of the TMZ and its variability. Figures 2.D to 2.F show the periods of the annual occurrence of the TMZ in the upstream stations during low discharges. However, the TMZ is present throughout the year in the down estuarine reaches (Fig. 2.C). Besides the downstream shift of the TMZ during high river discharges, the section between Donges and Paimboeuf is located downstream of wide tidal flats (Cheviet et al., 2002) and therefore receives large amounts of SS downstream transported by advection (Fig. 3.I-II).

Figure 5 details the position of the TMZ along the Loire's axis. Shaded regions delimit the thresholds of TMZ^{low} and TMZ^{high} . It is noticeable from the three situations that the TMZ becomes more turbid and elongated when moving toward the upper reaches for decreasing river discharges (Fig. 5.A to 5.C). On average, the TMZ migrates over a distance of approximately 40 km. Mitchell (2013) compared the average distance of TMZ migration with the typical high flow in four European estuaries (Weser, Seine, Scheldt, and Humber). We have included the Loire estuary in such a comparison and the result indicates that the TMZ is shifted over a greater distance than in the Weser, Seine and Humber estuaries. As suggested for the Scheldt, dredging and channel management operations could increase the SS transport, but also a high ratio of high to low fresh water flow may contribute to explain this observation. We will further discuss the variability of TMZ migration in Section 4.2.

Based on a similar 9-yr continuous monitoring in the nearby fluvial Gironde Estuary, it was demonstrated that turbidity in the upper reaches is lower during the period of upstream TMZ migration than during the period of downstream TMZ flushing (Jalón-Rojas et al., 2015). This is because mobile mud remains on the bed after the presence of the TMZ in the upstream estuarine sections. Following this finding, for each annual TMZ event in the upper reaches, turbidity* was represented as a function of river flow during periods of decreasing discharge (TMZ installation) and increasing discharge (TMZ expulsion). This was achieved for the upper stations of Le Pellerin and Trentemoult. Figure 6 illustrates this relationship for a dry (2011) and a wet (2013) year at Le Pellerin. As observed in the Gironde estuary, the discharge turbidity curve follows a clockwise hysteresis pattern over the transitional periods of TMZ installation and expulsion. This suggests the existence of mobile mud on the bottom, accumulated during the presence of the TMZ, that needs large river flow to be expelled (Jalón-Rojas et al., 2015).

The plot of turbidity* against river flow enables us to delimit the discharge thresholds of the TMZ installation and expulsion at a given station (Fig. 6). River flows associated with the installation of the TMZ^{low} are very similar for the period 2007-2014, ranging between $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in 2013 and $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

ACCEPTED MANUSCRIPT

in 2011 at Le Pellerin ($160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in 2012 and $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in 2011 for TMZ^{high}), and between $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $220 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Trentemoult. On the contrary, river flows associated with TMZ^{low} expulsion vary by a factor of 2: between $497 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in 2013 and $1034 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in 2011. While conditions of the TMZ installation do not vary significantly between wet and dry years, the required river flow to expel the TMZ is higher during dry years. Therefore, these results show the need of larger volume of water, for the downstream TMZ shift during dry years, such as 2011 (Fig. 6). This is explained by a more persistent and concentrated TMZ (Fig. 3.E; Table 1) that promotes greater deposition of bottom mobile mud. Relationships between TMZ characteristics and hydrology will be analyzed in detail in Section 4.2. The discharge thresholds of TMZ^{high} installation at Le Pellerin (38 km from the mouth over 100 km of total estuarine length) are very similar to that of the upper stations of the nearby Gironde estuary (Jalón-Rojas et al., 2015): between 200 and $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Bordeaux (100 km over 170 km) and around $160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at Portets (140 km over 170 km). In the Gironde estuary, the TMZ moves more upstream, but the required river flow to expel it from its usual averaged position during low discharge periods is approximately the same for both estuaries.

Displacement velocities of the TMZ core along the estuarine axis are difficult to quantify through *in situ* measurements, and therefore, to our knowledge, there are no studies that address this aspect. The visualization and quantification of TMZ shifts require continuous monitoring over long time periods, a high-density network covering the whole estuary, and a low rate of missing data. The data used here meet the two first criteria, but the later start of the Donges station, in 2010, and the early stop of the Cordemais station in December 2011 preclude such analysis except for the period 2010-2011. Figure 7 shows the interpolated time series of turbidity over the six SYVEL stations from October 2010, at the end of the period of low discharge, to May 2011, at the beginning of the following low discharge period. To track the TMZ shifts, only values above the TMZ^{low} threshold (300 NTU, light blue) are plotted and the TMZ^{high} threshold is highlighted (600 NTU, bright blue). During low river discharges (October 2010), the uppermost extensions of the TMZ^{high} varied between pk 43, for neap tides, and pk 62 for spring tides (pk 49 and pk 58 for the TMZ^{low} , pk denotes the kilometer distance from the mouth). During the first discharge increase (river flow peaks of 624 and $886 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) in November 2010, the TMZ was flushed downstream. Considering the time interval of this change, this implies a TMZ^{high} displacement velocity of about 1.6 km d^{-1} from the pk 58 to pk 38. Then, TMZ^{high} reached pk 25 at about 5.2 km d^{-1} during a flood peak of $1205 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. During the period of large floods (December 2010-February 2011), turbidity remains higher than 600 NTU from the mouth up to pk 26 (Cordemais) during spring tides. Mid-January 2011, after the highest flood of the period (river flow peaks of $2190 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), the whole estuary exhibits turbidity below 300 NTU, even during spring tides. In February 2011, as river flow decreases, the TMZ moves slowly up-estuary. The upstream migration

ACCEPTED MANUSCRIPT

of TMZ^{high} from pk 34 to pk 56 begins barely below $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at about 0.9 km d^{-1} . Thus, the TMZ downstream flushing is faster than its upstream migration. We explain this observation by the smooth decrease of river flow, compared to the sudden and rapid changes during floods. This was suggested by Mitchell et al. (2012) for the Thames estuary. As no study had calculated the real displacement velocities of the TMZ, we have no comparative values for a further discussion of our results.

4.2 Control of TMZ concentration, persistence and upstream reaching

One of the main reasons for recording turbidity in estuaries over long time periods is to analyze factors affecting the long-term (multiannual) variability of TMZ features such as concentration, position and persistence. For an initial analysis of the interannual variability of TMZ characteristics, Figure 8 compares river flow, seasonal turbidity and the percentage of TMZ occurrence for a dry (2010-2011) and a wet (2012-2013) period. The large floods during winter and spring 2012-2013 (Fig. 8.A) resulted in turbidity* below the threshold of TMZ installation for the entire estuary (Fig. 8.B.2). By contrast, in 2010-2011, the TMZ was present at Paimboeuf during winter and migrated to the upper estuary during spring, reaching its maximum concentration at Le Pellerin. During summer, the TMZ migrated to the upper estuary but was more concentrated during the driest year. In addition the TMZ extended more upstream during 2010-2011. The averaged upstream boundary of the TMZ (boundary^{up}), defined as the maximum distance from the mouth where the median turbidity* exceeds 300 NTU, reached the pk 55 during summer 2011 (Fig 8.B.1), and the pk 41 during summer 2013 (Fig 8.B.2). The percentage of time during which the TMZ was present in each station also varied between both periods, especially in the upper estuary. During 2010-2011 (Fig. 8.C.1), the TMZ^{low} occurred for 41%, 21% and 5% of the time at Le Pellerin, Trentemoult and Bellevue, respectively. Meanwhile during 2012-13 (Fig. 8.C.2), it only occurred for 16% and 3% of the time at Le Pellerin and Trentemoult, respectively, and never at Bellevue. Therefore, the concentration, the persistence, and the upstream extent of the TMZ varied strongly inter-annually, depending on hydrological conditions.

Previous studies have already analyzed the relationship between the TMZ position and river flow on seasonal time scales in macrotidal estuaries. For example, Uncles et al. (1998; 2006a) established multiple regressions between the TMZ location and the monthly-averaged river flow in the Humber estuary. This suggests that the interannual variability of TMZ position should be related to river flow. However, no study has carried out such an interannual approach, mainly due to the lack of an appropriate dataset. As shown in Section 4.1, the Loire's TMZ reaches a given section of the upper estuary when river flow decreases below a threshold. This discharge threshold decreases upstream,

ACCEPTED MANUSCRIPT

300-360 m³ s⁻¹ and 200-220 m³ s⁻¹ for Le Pellerin (pk 38.5) and Trentemoult (pk 52), and is rather constant for the period 2007-2013. This suggests that the TMZ reaches the upper estuarine sections during the dry periods characterized by lower discharges, independently of previous river flow. There is indeed a good correlation between the boundary^{up} and the corresponding summer-averaged river flows (Fig. 9). For most of the monitored years, summer river flow (Table1, from July to September) decreases down to 250-350 m³ s⁻¹ and boundary^{up} is around pk 40-45. However, boundary^{up} was quite different during the driest (pk 56, year 2011) and the wettest (pk 32, year 2007) summers, with a difference of 24 km between both years, i.e., a quarter of the estuary length. The year 2012 shows that hydrological conditions prior to summer also exert a small influence. After a dry winter, important floods during late spring 2012 (Fig. 2.A) delayed the upstream TMZ shift and, then, influenced its uppermost intrusion. For this same reason, river flow threshold of TMZ^{high} installation at Le Pellerin was also quite low during 2012 (Section 4.1). The variability range of boundary^{up} for the Loire Estuary (~25 km) is higher than the variability of the TMZ migration distance for the Humber, Seine and Weser estuaries (~5-15 km; Mitchell (2013)). Therefore, the comparison of different estuaries should consider the interannual variability of the TMZ, especially to draw general conclusions about the TMZ's nature.

The annual turbidity* maximum ($Turbidity_{max}^*$) is a good indicator of the concentration of the TMZ at each station. It is remarkable that the most concentrated TMZ occurred during the driest years (Table 1). The less concentrated TMZs in the mid-upper estuary were observed during 2013, the wettest year, and during 2007, characterized by a moderate river flow but a very wet summer (Fig. 2.A, Table 1). Based on 9-years 10min-pass turbidity records in the fluvial Gironde estuary, Jalón-Rojas et al., (2015) demonstrated a good correlation between:

- $Turbidity_{max}^*$ and the water volume transported mainly before the TMZ installation, during periods of high discharge (HD) but also during the TMZ presence ($Volume_{HD+TMZ}$);
- Duration of the TMZ ($Duration_{TMZ}$) and duration of the period of low river discharge ($Duration_{LD}$), which is calculated as the number of days per year river flow is below the installation threshold.

We have reproduced the same relationships for the upper Loire Estuary and compared them to stations of the Gironde Estuary showing similar TMZ dynamics (Fig. 10 and 11). As both estuaries have different ranges of turbidity and water volume, $Turbidity_{max}^*$ and $Volume_{HD+TMZ}$ were normalized by their respective medians. There is a good correlation between $Duration_{TMZ}$ and $Duration_{LD}$ also in the Loire Estuary ($R^2=0.87$, Fig. 10), and it is noticeable that both estuaries follow

ACCEPTED MANUSCRIPT

the same tendency. $Turbidity_{max}^*$ and $Volume_{HD+TMZ}$ exhibit a good correlation in the Loire Estuary ($R^2=0.66$, Fig. 11) and a similar tendency when considering both estuaries. The confirmation of summer discharge, $Duration_{LD}$ and $Volume_{HD+TMZ}$ as hydrological indicators of TMZ features provides a powerful tool to evaluate future scenarios. The prediction of a decrease of averaged discharges in French river basins, particularly during summer and fall (Boé et al., 2009) would lead to more upstream, more persistent and more concentrated TMZs. Other factors, such as sea level rise or morphodynamic adjustment of the estuarine sections (Chernetsky et al., 2010; De-Jonge et al., 2014), can modulate or even re-inforce the trend forced by river flow. However, because the latter is the main driver, river-discharge-based indicators of TMZ behavior should play an important role in the future management of estuaries.

5. Conclusions

Turbidity was measured over a 7 year period (2007-2013) in the Loire Estuary using a continuous monitoring network (SYVEL) formed of six stations distributed between the mouth and 62 km upstream. The analysis of turbidity data series together with water level and river flow records detailed the behavior of the TMZ. River discharge controls the position changes of the TMZ. During low river discharges, the TMZ migrates upstream over an average distance of 40 km, and its upstream boundary may reach up to 62 km from the mouth. The sudden and rapid increase of river flow after periods of low river discharge causes a faster downstream TMZ flushing compared to its upstream migration by tidal pumping. During 2011, the TMZ shifted downstream with a velocity of 1.6 km day^{-1} during the first, moderate floods, which changed to 5.2 km day^{-1} with the following higher flood, whilst the speed during the upward shift was 0.9 km day^{-1} .

The maximum and minimum river flow thresholds promoting the installation and expulsion of the TMZ at upstream stations have been delimited. For example, at Le Pellerin, and for a moderately-concentrated TMZ, the critical values were $300\text{-}360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $497\text{-}1034 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively. This means that the expulsion of the TMZ from this region requires higher river discharge levels than its installation, which is explained by the presence of remaining mobile mud during and after the presence of the TMZ. The presence of mobile mud is confirmed through turbidity-discharge hysteresis patterns over the transitional periods of installation and expulsion of the TMZ, as already reported by Jalón-Rojas et al. (2015) in the Gironde estuary. In addition, in contrast to the installation threshold, river flow promoting the TMZ expulsion varies considerably between years. Our

ACCEPTED MANUSCRIPT

explanation is that the more turbid and persistent TMZs during dry years need more volume of water to be shifted downstream.

The use of the duration of low discharge periods and the water volume passing before and during the presence of the TMZ as indicators of the TMZ persistence and concentration, respectively, has been tested for the Loire Estuary. The agreement of such indicators to those of the nearby Gironde Estuary makes them a reliable and effective tool to better understand TMZ dynamics in tidal estuaries. Thanks to the high-density SYVEL network, a new hydrological indicator of TMZ behavior has been defined: the summer-averaged river flow as indicator of the upstream extent of the TMZ. In the context of global change, the mean river discharge of European rivers is projected to decrease (Alfieri et al., 2015) resulting in changes of the TMZs. The three indicators could thus be very useful for the future management plans of estuaries, by estimation the TMZ intensification, in terms of persistence, concentration and location in upper reaches, resulting from long-term river flow changes.

The use of continuous monitoring over time periods of several years allows a detailed description of turbidity from tidal to multi-annual time scales. However, only a high-density monitoring network covering most of the estuarine axis, such as in the Loire, enables the permanent tracking of the TMZ, including the estimation of seasonal displacement velocities. In addition, for an accurate calculation of TMZ features, such as the turbidity level, persistence, upstream boundary and, especially, migration velocities, it is essential to minimize missing data by ensuring a high percentage of good operation at the measurement stations.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Acknowledgements

I. Jalón-Rojas thanks the Agence de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) and the Aquitaine Region for the financial support of her PhD grant. Authors acknowledge the Groupement d'intérêt publique (GIP) Loire estuary for providing the SYVEL data. We wish to warmly thank the two anonymous reviewers for their pertinent comments and concrete contributions that helped improve the manuscript.

Accepted manuscript

ACCEPTED MANUSCRIPT

References

- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G., 2015. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2247–2260. doi:10.5194/hess-19-2247-2015
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sediment. Geol.* 26, 69–90.
- Allen, G.P., Sauzay, G., Castaing, P., 1977. Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France, in: Wiley, M. (Ed.), *Estuarine Processes*. Academic Press, New York, pp. 63–81.
- Benyoucef, I., Blandin, E., Lerouxel, A., Jesus, B., Rosa, P., Méléder, V., Launeau, P., Barillé, L., 2014. Microphytobenthos interannual variations in a north-European estuary (Loire estuary, France) detected by visible-infrared multispectral remote sensing. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 136, 43–52. doi:10.1016/j.ecss.2013.11.007
- Boé, J., Terray, L., Martin, E., Habets, F., 2009. Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resour. Res.* 45, W08426. doi:10.1029/2008WR007437
- Buchanan, P.A., Ruhl, C.A., 2000. Summary of suspended- solids concentration data, San Francisco Bay, California, water year 1998. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-88, pp. 41.
- Cai, L., Tang, D., Li, X., Zheng, H., Shao, W., 2015. Remote sensing of spatial-temporal distribution of suspended sediment and analysis of related environmental factors in Hangzhou Bay, China. *Remote Sens. Lett.* 6, 597–603. doi:10.1080/2150704X.2015.1062158
- Chernetsky, A.S., Schuttelaars, H.M., Talke, S.A., 2010. The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries. *Ocean Dyn.* 60, 1219–1241. doi:10.1007/s10236-010-0329-8
- Cheviet, C., Violeau, D., Guesmia, M., 2002. Numerical simulation of cohesive sediment transport in the Loire estuary with a three-dimensional model including new parameterisations, in: Winterwerp, J.C., Kranenburg, C. (Eds.), *Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment*. Elsevier B.V., pp. 529–543.
- Ciffroy, P., Reyss, J.L., Siclet, F., 2003. Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by ⁷Be analysis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 57, 553–568. doi:10.1016/S0272-7714(02)00339-6
- Contreras, E., Polo, M.J., 2012. Measurement frequency and sampling spatial domains required to characterize turbidity and salinity events in the Guadalquivir estuary (Spain). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 2581–2589. doi:10.5194/nhess-12-2581-2012
- De-Jonge, V.N., Schuttelaars, H.M., Van-Beusekom, J.E.E., Talke, S.A., De-Swart, H.E., 2014. The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 139, 46–59. doi:10.1016/j.ecss.2013.12.030

ACCEPTED MANUSCRIPT

- 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. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 81, 321–332. doi:10.1016/j.ecss.2008.11.013
- Dyer, K.R., 1988. Fine sediment particle transport in estuaries, in: Dronkers, J., van Leussen, W. (Eds.), *Physical Process in Estuaries*. Springer-Verlag, pp. 427–445.
- Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Maneux, E., Chabaux, G., Escalier, J.M., Wennekes, H., Derriennic, H., Schmeltz, M., Quémener, L., Repecaud, M., Woerther, P., Castaing, P., 2011. Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring programme in the Gironde fluvial-estuarine system. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 831–840. doi:10.5194/hess-15-831-2011
- Etcheber, H., Taillez, A., Abril, G., Garnier, J., Servais, P., Moatar, F., Commarieu, M. V., 2007. Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries: origin and lability. *Hydrobiologia* 588, 245–259. doi:10.1007/s10750-007-0667-9
- French, J.R., Burningham, H., Benson, T., 2008. Tidal and Meteorological Forcing of Suspended Sediment Flux in a Muddy Mesotidal Estuary. *Estuaries and Coasts* 31, 843–859. doi:10.1007/s12237-008-9072-5
- Gallenne, B., 1974. Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire. Etude de la crème de vase. University of Nantes.
- Garel, E., Pinto, L., Santos, A., Ferreira, Ó, 2009. Tidal and river discharge forcing upon water and sediment circulation at a rock-bound estuary (Guadiana estuary, Portugal). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 24, 269-281. doi:10.1016/j.ecss.2009.07.002
- GIP Groupement d'Intérêt Public Loire Estuaire, 2014. La Dynamique du Bouchon Vaseux; Fiche L1.E2. GIP Loire Estuaire, Nantes, France.
- Gernez, P., Lafon, V., Lerouxel, A., Curti, C., Lubac, B., Cerisier, S., Barillé, L., 2015. Toward Sentinel-2 High Resolution Remote Sensing of Suspended Particulate Matter in Very Turbid Waters: SPOT4 (Take5) Experiment in the Loire and Gironde Estuaries 4, 9507–9528. doi:10.3390/rs70809507
- Grabemann, I., Krause, G., 2001. On Different Time Scales of Suspended Matter Dynamics in the Weser Estuary. *Estuaries* 24, 688–698.
- Grabemann, I., Krause, G., 1989. Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. *J. Geophys. Res.* 94, 14373–14379. doi:10.1029/JC094iC10p14373
- Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J.P., Meyer, R., Boust, D., 1999. Hydrodynamics of Suspended Particulate Matter in the Tidal Freshwater Zone of a Macrotidal Estuary (The Seine Estuary, France). *Estuaries* 22, 717–727. doi:10.2307/1353058
- Jalón-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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2805–2819. doi:10.5194/hess-19-2805-2015

ACCEPTED MANUSCRIPT

- Lanoux, A., Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Chabaud, G., Richard, M., Abril, G., 2013. Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France). *Environ. Sci. Process. Impacts* 15, 585–595. doi:10.1039/c2em30874f
- Le Hir, P., Thouvenin, B., 1994. Mathematical modelling of cohesive transport and particulate contaminants transport in the Loire estuary, in: Dyer, K.R., Orth, R.J. (Eds.), *Changes in Fluxes in Estuaries: Implications from Science to Management*. Olsen & Olsen, pp. 71–78.
- Mitchell, S., Akesson, L., Uncles, R., 2012. Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom. *Water Environ. J.* 26, 511–520. doi:10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x
- Mitchell, S.B., 2013. Turbidity maxima in four macrotidal estuaries. *Ocean Coast. Manag.* 79, 62–69. doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.05.030
- Mitchell, S.B., Lawler, D.M., West, J.R., Couperthwaite, J.S., 2003. Use of continuous turbidity sensor in the prediction of fine sediment transport in the turbidity maximum of the Trent Estuary, UK. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58, 645–652. doi:10.1016/S0272-7714(03)00176-8
- Némery, J., Garnier, J., 2007. Typical features of particulate phosphorus in the Seine estuary (France). *Hydrobiologia* 588, 271–290. doi:10.1007/s10750-007-0669-7
- Pontee, N., Whitehead, P., Hayes, C., 2004. The effect of freshwater flow on siltation in the Humber Estuary, north east UK. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 60, 241–249. doi:10.1016/j.ecss.2004.01.002
- Sogreah, 2006. Expertise et connaissance du système estuarien de Loire – Tome 1: Analyse historique.
- Talke, S.A., de Swart, H.E., Schuttelaars, H.M., 2009. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. *Cont. Shelf Res.* 29, 119–135. doi:10.1016/j.csr.2007.09.002
- Turner, A., Millward, G.E., 2002. Suspended particles: Their role in estuarine biogeochemical cycles. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 55, 857–883. doi:DOI 10.1006/ecss.2002.1033
- Uncles, R.J., Easton, A.E., Griffiths, M.L., Harris, C., Howland, R.J.M., King, R.S., Morris, A.W., Plummer, D.H., 1998. Seasonality of the Turbidity Maximum in the Humber Ouse Estuary, UK. *Mar. Pollut. Bull.* 37, 206–215.
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993. The Freshwater-Saltwater Interface and Its Relationship to the Turbidity Maximum in the Tamar Estuary, United Kingdom. *Estuaries*. doi:10.2307/1352770
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Harris, C., 2006a. Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system: The upper Humber and Ouse Estuary, UK. *Mar. Geol.* 235, 213–228. doi:10.1016/j.margeo.2006.10.015
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Law, D.J., 2006b. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Flocs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 67, 30–52. doi:10.1016/j.ecss.2005.10.013
- Walther, R., Hamm, L., David, E., 2012. Coupled 3D Modeling of Turbidity Maximum Dynamics in the Loire Estuary, France. *Coastal Engineering* 2012.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Winterwerp, J.C., Wang, Z.B., 2013. Man-induced regime shifts in small estuaries—I: theory. *Ocean Dyn.* 63, 1279–1292. doi:10.1007/s10236-013-0662-9

Winterwerp, J.C., Wang, Z.B., van Braeckel, A., van Holland, G., Kösters, F., 2013. Man-induced regime shifts in small estuaries—II: a comparison of rivers. *Ocean Dyn.* 63, 1293–1306. doi:10.1007/s10236-013-0663-8

Accepted manuscript

ACCEPTED MANUSCRIPT

Tables

		2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Annual-averaged river flow ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		842	947	567	762	425	738	1128
Summer-averaged river flow ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		537	359	199	267	151	234	347
$Turbidity^*_{max}$ (NTU)	Donges	-	-	-	-	3055	2292	1949
	Paimboeuf	3232	2791	2734	3183	3734	3343	2966
	Cordemais	7490	4076	4648	6515	8775	-	-
	Le Pellerin	1409	2056	-	1892	2856	2142	1206
	Trentemoult	192	532	1524	716	1410	566	537
	Bellevue	47	244	491	136	450	188	120

Table 1. Annual and summer averaged river flow ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and annual turbidity* maximum ($Turbidity^*_{max}$, NTU) in each SYVEL station. The lowest river flow and $Turbidity^*_{max}$ per station are in bold; the highest are underlined.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figures

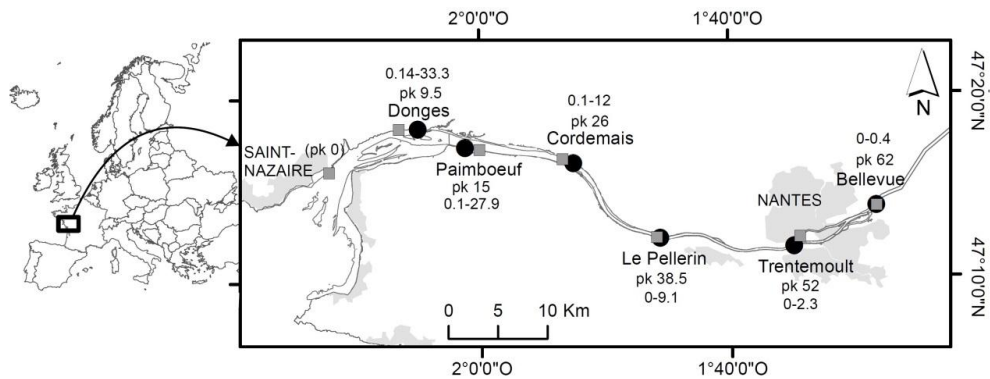


Figure 1. Location map of the Loire Estuary showing the six stations of the SYVEL network (black circles). Grey squares locate tide gauges (enumerated from the mouth): Saint-Nazaire, Donges, Paimboeuf, Cordemais, Le Pellerin, Nantes and Sainte-Luce. Grey areas represent urban agglomerations. pk = kilometer distance from the mouth. The range of salinity is shown for each station.

Accepted manuscript

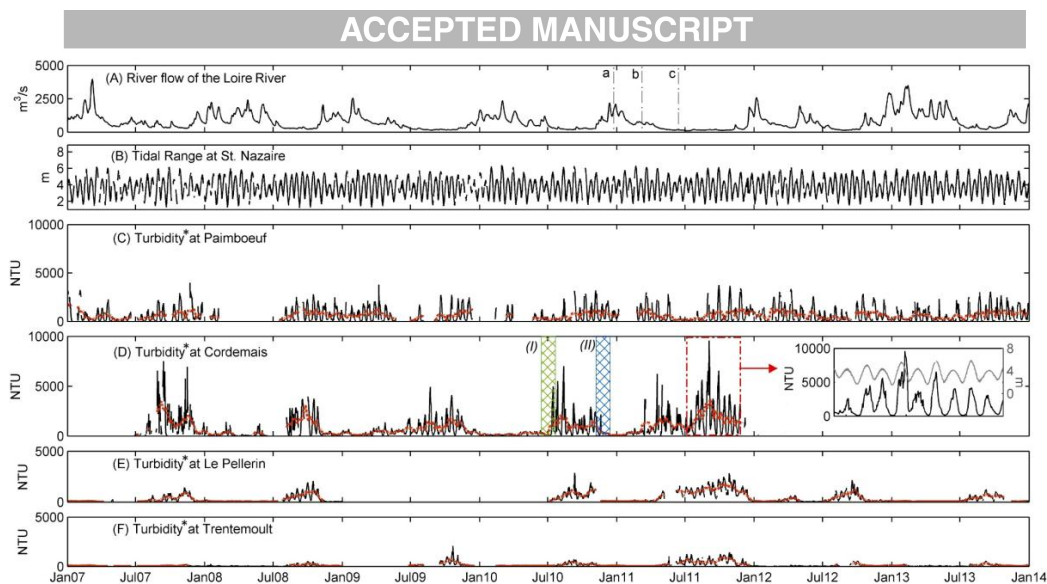


Figure 2. (A) Daily-averaged river flow of the Loire River at Montjean-sur-Loire; (B) tidal range (difference between high and low waters) at St Nazaire; and turbidity* at (C) Paimboeuf, (D) Cordemais, (E) Le Pellerin and (F) Trentemout. Red dashed lines represent turbidity* trends using a low-pass filtered data (40-tides running averages). An example of periods of TMZ installation (I) and expulsion (II) is highlighted in panel (D). The insert in Fig. 2 D details turbidity* at Cordemais and tidal range at Saint-Nazaire between July and November 2011. Letters "a", "b" and "c" in panel (A) refer the tidal cycles represented in Fig. 3.

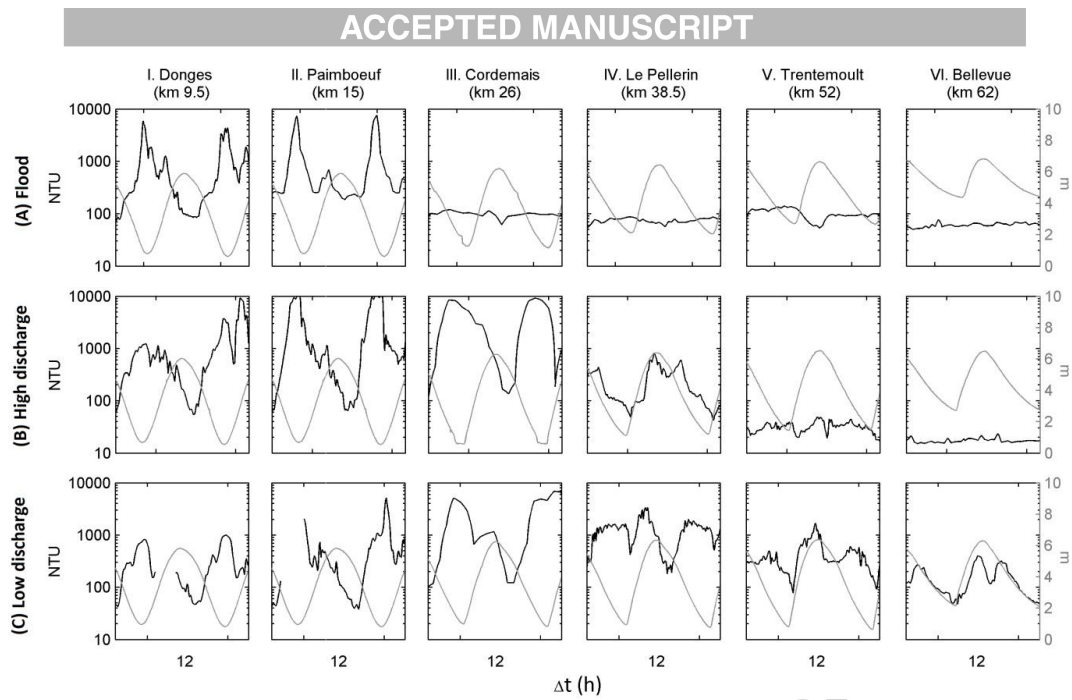


Figure 3. Temporal and spatial changes in turbidity (NTU, black, log-scale) and water height (meters, grey) during a tidal cycle for three contrasting hydrological conditions: (A) flood ($1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); (B) high river flow ($730 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); (C) low river flow ($160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

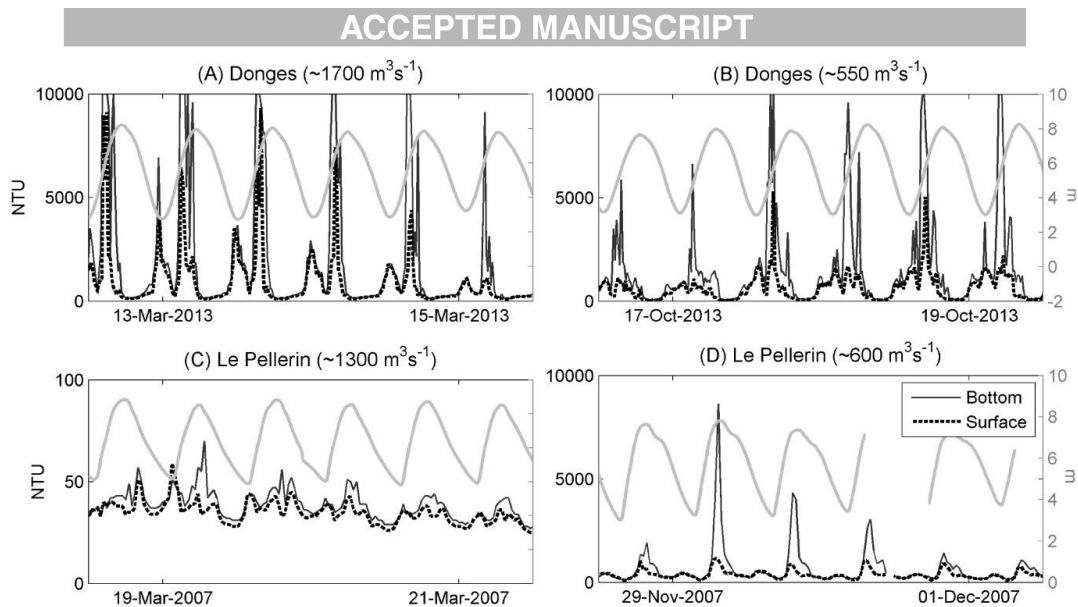


Figure 4. Time series (72-hours) of turbidity recorded simultaneously at the surface (dotted black line) and the bottom (solid black line) for two contrasting hydrological conditions at Donges (in the down-estuary, A and B) and at Le Pellerin (in the up-estuary, C and D). Grey lines correspond to water level.

Accepted manuscript

ACCEPTED MANUSCRIPT

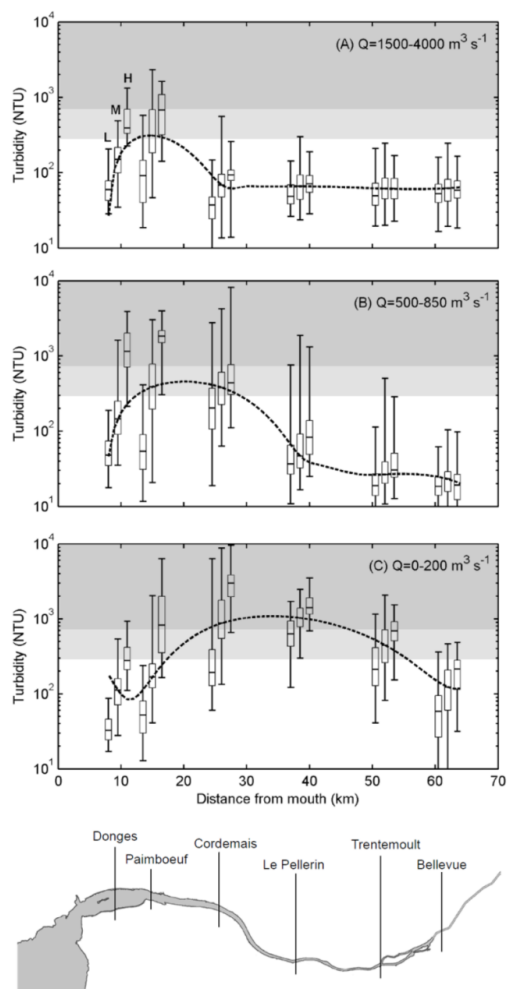


Figure 5. Percentiles (0, 25, 50, 75 and 100) of turbidity* by ranges of river flow (A-C panels) and tidal range (L, M and H represent low, medium and high tidal range, which are always represented in the same order) in each SYVEL stations. Grey areas represent the turbidity thresholds of the moderately (300 NTU) and highly (600 NTU) concentrated TMZ.

ACCEPTED MANUSCRIPT

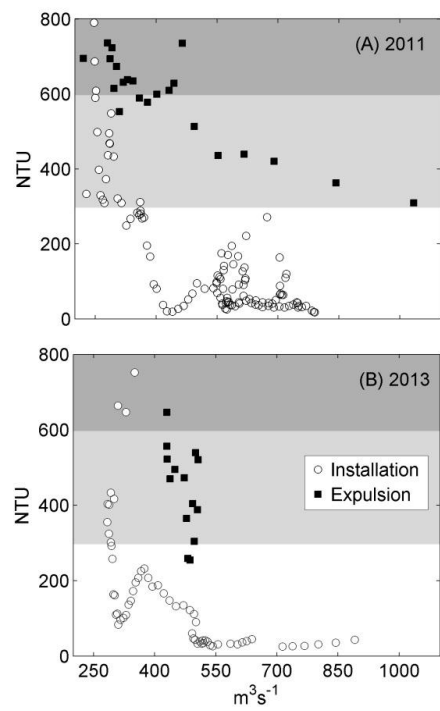


Figure 6. Turbidity* as a function of daily river flow during the installation (white circles) and the expulsion (black squares) of the TMZ in Le Pellerin for the years 2011 (A) and 2013 (B). Grey areas represent the turbidity thresholds of the moderately (300 NTU) and highly (600 NTU) concentrated TMZ.

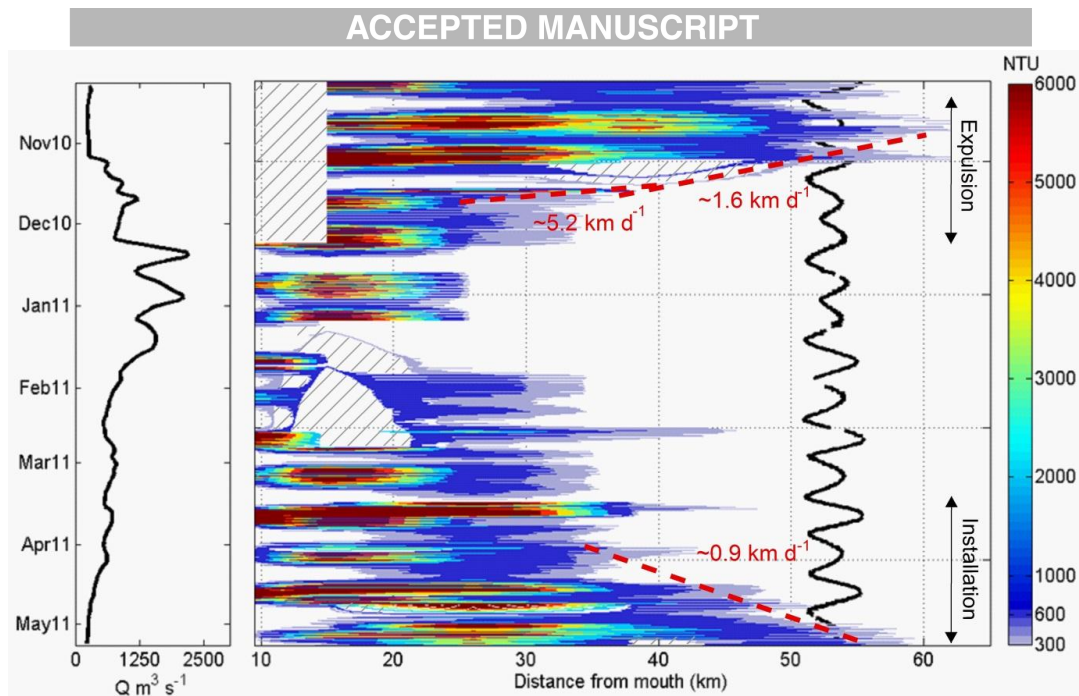


Figure 7. Temporal and spatial distribution of turbidity (above 300 NTU, color scale) from October 2010 to May 2011. Left panel shows river flow for this period. Black line in right panel represents the tidal range modulations. Hatched surfaces denote missing data. The dashed lines indicate the turbidity intervals used for determining displacement velocities.

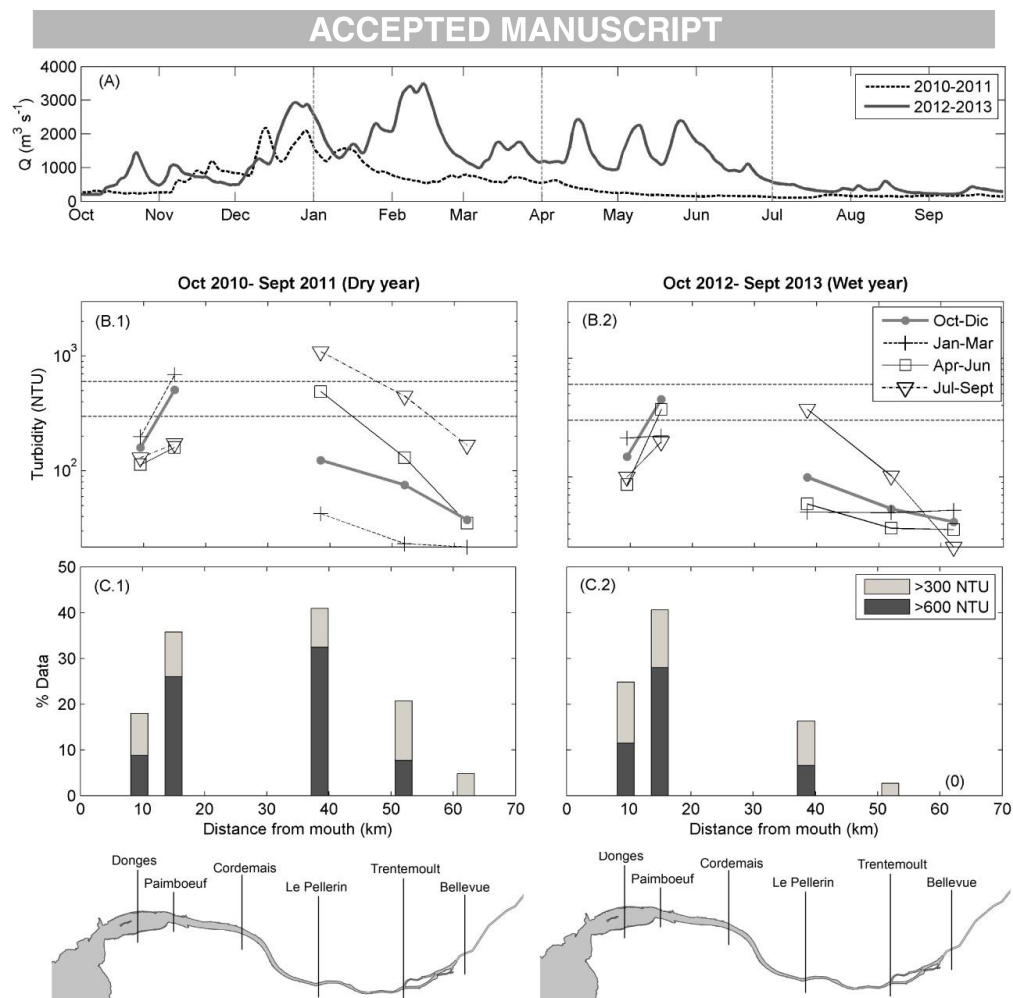


Figure 8. Comparison of two hydrologically-contrasted periods, 2010-2011 (dry period) and 2012-2013 (wet period): (A) daily-averaged river flow; (B) median turbidity* in each SYVEL station according to the season; (C) percentage of values turbidity* above 300 and 600 NTU in each SYVEL station (percentage of TMZ presence). Cordemais is not considered as there are no data during the years 2012 and 2013. (0) denotes 0% of values, i.e. the TMZ was not observed for the corresponding period.

ACCEPTED MANUSCRIPT

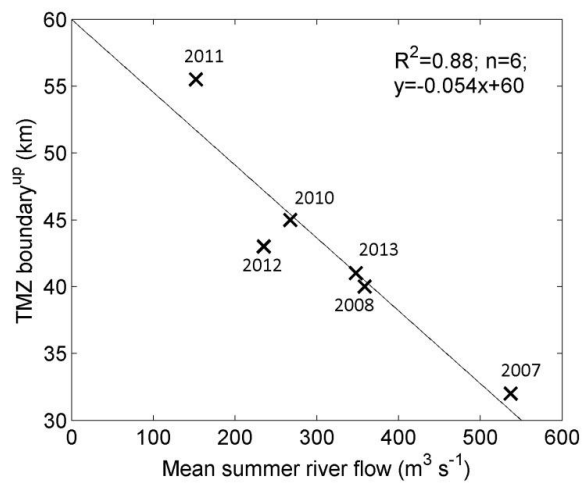


Figure 9. Upstream boundaries of the TMZ (boundary^{up}) during summer as a function of the summer-averaged river flow per year. Boundary^{up} during 2009 was not possible to estimate due to the number of missing data (Fig. 2).

Accepted manuscript

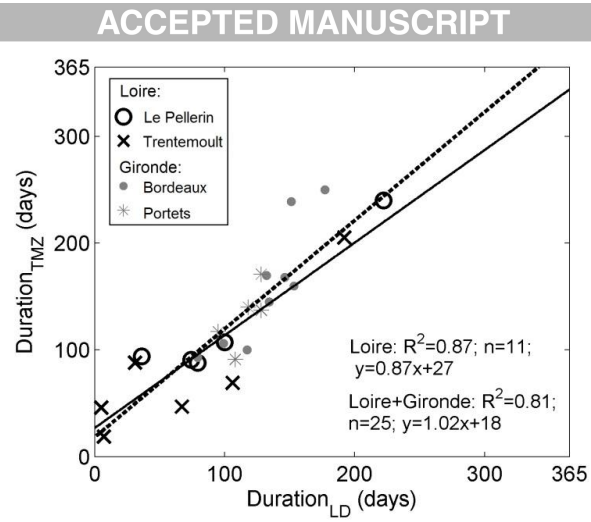


Figure 10. Duration of the TMZ presence as a function of the duration of the low discharge period in the upper Loire estuary (Le Pellerin and Trentemoult). Data from the Gironde estuary (Bordeaux and Portets) are plotted for comparison (Jalon-Rojas et al., 2015).

Accepted manuscript

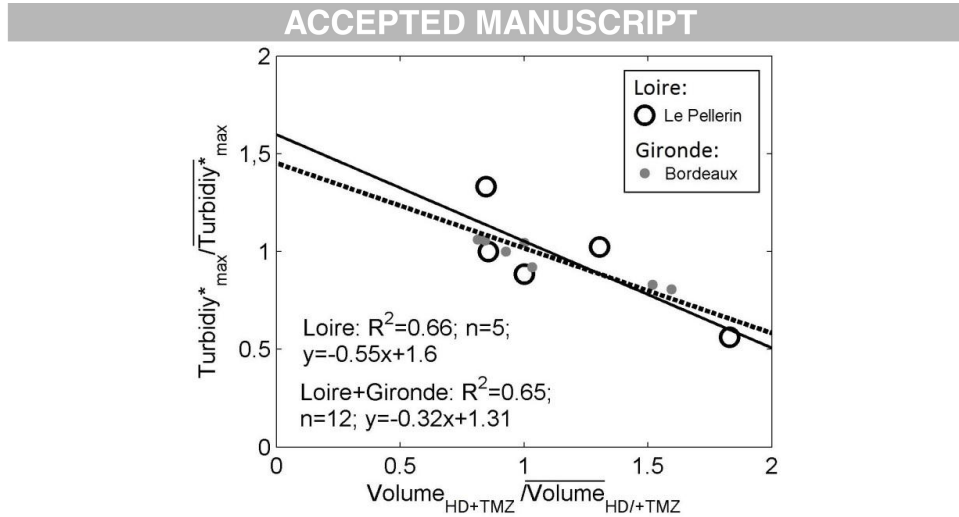


Figure 11. Normalized TMZ turbidity maxima as a function of the normalized water volume passed the previous wet period + during the presence of the TMZ at Le Pellerin, in the upper Loire Estuary, and Bordeaux, in the upper Gironde estuary.

$Turbidity^*_{max}$ and volume values are normalized to their respective medians ($Turbidity^*_{max}$, $Volume_{HD+LD}$). Data of the Gironde Estuary were derived from Jalon-Rojas et al. (2015).

Highlights

- Original set of 7-years of high-frequency records of turbidity in the Loire Estuary.
- TMZ dynamics in the Loire Estuary are investigated for the first time.
- Interannual variability of TMZ (persistence, concentration, position) is detailed.
- TMZ shifts are analyzed in terms of concentration, velocities and water thresholds.
- New hydrological indicators of TMZ features are defined.