

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT D'AIX MARSEILLE UNIVERSITÉ

Spécialité : Géosciences de l'Environnement

Délivré par : École Doctorale des Sciences de l'Environnement (ED251)

Présentée et soutenue publiquement le 16 mars 2017 par :

LAURIE BOUDET

**Modélisation du transport sédimentaire
lié aux crues et aux tempêtes à l'embouchure du Rhône**

JURY

EDWARD ANTHONY
SERGE SUANEZ
ROBERT LAFITE
IVANE PAIRAUD

Professeur d'Université
Professeur d'Université
Professeur d'Université
Chargée de Recherche

Président du Jury
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice

École doctorale :

École Doctorale des Sciences de l'Environnement (ED251)

Unité de Recherche :

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement
(CEREGE, UMR 7330)

Directeurs de Thèse :

OLIVIER RADAKOVITCH et FRANÇOIS SABATIER

*« Tout le monde savait que c'était impossible.
Il est venu un imbécile qui ne le savait pas et qui l'a fait. »*

Marcel Pagnol
La Cinématurgie de Paris (1980)

Remerciements

Me voilà à la fin de cette fabuleuse aventure qu'est la thèse. Trois années de dur labeur et de fastidieuses péripéties entrecroisées de rencontres et de moments inoubliables. Trois années ... Le temps passe vraiment trop vite. Hier je débutais ma thèse, et aujourd'hui je suis là, assise au fond de mon fauteuil, devant mon écran, à chercher comment dire en quelques lignes ce que Christopher Nolan pourrait aisément réaliser en trois films ! Il n'est jamais simple de s'attaquer à cette partie, les remerciements. On a toujours peur d'en faire trop, ou pas assez, de ne pas trouver les bons mots, d'oublier des gens. Alors j'espère que vous serez indulgents et que vous saurez lire entre les lignes l'étendue de ma reconnaissance.

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, *Chefs*, **Olivier Radakovitch** et **François Sabatier**, pour m'avoir fait confiance et m'avoir permis de travailler avec eux. Vous avez fait preuve de beaucoup de patience, d'autorité parfois, mais surtout de bienveillance. Merci pour votre aide, vos connaissances et votre implication. Je crois que je vous dois pas mal d'heures de sommeil pour ces nombreuses relectures de mon article et de mon manuscrit. Merci aussi pour m'avoir permis de participer à des campagnes de terrains qui n'étaient pas directement liées à mon travail de thèse, mais qui m'ont permis de rencontrer des personnes formidables (personnellement et intellectuellement). Maintenant je sais que je ne travaillerai jamais sur un bateau et que la mer en décembre peut être (très) froide, mouillée (-p) et que les pêcheurs y vont la nuit quand les courants sont favorables.

Je remercie également **Nicolas Thouveny**, directeur du CEREGE, ainsi que tous les **membres du laboratoire** et du **service administratif**, de m'avoir accueillie au sein du laboratoire et d'avoir permis que ma thèse se déroule dans les meilleures conditions.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour avoir accepté la responsabilité d'évaluer mon travail. Je remercie **Edward Anthony**, Président de jury, pour avoir partagé avec moi ces quelques discussions, hélas trop courtes, mais très constructives autour de la dynamique des deltas. Je remercie également **Serge Suanez** et **Robert Lafite**, pour avoir accepté non seulement d'être rapporteurs mais aussi de faire le déplacement du quart nord-ouest de la France jusqu'à Aix-en-Provence. Enfin, je remercie **Ivane Pairaud**, pour ses conseils avisés et son soutien lors de nos rencontres.

Je remercie également la *Team 153*, mes co-bureaux au cours de ces trois années :

- **Sabine Cockenpot** avec qui j'ai partagé deux merveilleuses années avec leurs lots de galères et fous rires, sans jamais se lacer. Merci pour tout ces fabuleux moments et ton soutien, les séances de calculs d'erreurs entrecoupées de cours d'origamis et de partie de basket. Merci pour ta bonne humeur. Merci pour toutes nos discussions. Merci pour tout.
- **Nicolas Godeau**, seul homme entre toutes ces femmes. Tu n'as pas toujours eu la vie facile avec nous, mais tu as été et tu restes un co-bureau formidable. Toujours prêt à aider, ouvert à la discussion et certainement pas le dernier pour rire, tu as lancé notre petit rituel du « on mange dehors » afin de limiter les dégâts sur nos papilles gustatives ! Merci pour ton soutien et bon courage pour la suite (-p).
- **Éléonore Resongles**, qui m'a accompagnée au cours de ma dernière année de thèse. Femme de science prête à dominer le monde, tu as toi aussi participé à la LADSM (Ligue Anti-Dénigrement de Soi-Même) initiée par mes chefs. Merci pour ces bières du vendredi, ces discussions allant de la politique aux détails insignifiants. Merci pour tes conseils et ton leitmotiv. Merci d'être passée par le CEREGE.

Je n'oublie pas non plus **Stéphanie Gairoard** qui complétait le trio infernal dans le bureau 153. Adeptes des missions secrètes [...] et des instants de détente autour d'un bon café, tu as aussi souvent été de bon conseil. Merci aussi pour ces très bons moments sur le terrain avec **Dorianne Delanghe** qui m'a initiée au lancer de Niskin ! Nous sommes bien d'accord là-dessus : je gère !

Je pense aussi à **Benjamin Kulling**, cousin de thèse, frère de galères. On a partagé toute notre thèse ensemble. Merci pour ta bonne humeur, tes coups de gueule aussi et pour ton soutien très bienvenu ces derniers temps. J'en profite pour remercier **Julien Plaine**, toujours volontaire pour m'aider quand j'en ai eu besoin, **Eléonore Paquier**, une petite maman qui me pousse vers l'avant. Merci.

Je remercie également l'équipe du **CroustyShow** dont **Lise Petitjean**, Lieutenant Petitjean, cousine de thèse avec qui j'ai partagé des moments complètement fous sur le terrain, entre les moments « chouettes », les chants à tue-tête, la veillée nocturne en compagnie des pêcheurs, la session infirmerie (Seb c'est pour toi !) et le reste ..., accompagnée de **Sébastien Marguerite**, **Damien Sous**, **Frédéric Bouchette** et **Samuel Meulé**. Sam qui m'a énormément aidé lors de mes campagnes de terrain et dans le post-traitement des données, avec qui j'ai adoré discuter et grâce à qui j'ai aussi beaucoup appris, toujours avec bonne humeur et sérénité. Merci beaucoup.

Je voudrais aussi remercier **Philippe Dussouillez** pour m'avoir fait découvrir l'ADCP de Barcarin, initié à Matlab, aidé sur ArcGis quand j'étais bloquée, pour sa curiosité et pour ses idées.

Un immense MERCI à tous ceux qui m'ont aidé et soutenu dans la préparation de ma soutenance, pour leur présence, leurs conseils avisés, leurs ondes positives ... **Abel Guihou**, **Nicolas Godeau**, **Manon Besset**, **Matthieu Giaime**, **Chloé Poulin**, **Hélène Mariot**, **Lucie Monnin**, **Julie Gattacceca**.

Je remercie également mes amis, peu vus ces derniers temps mais très présents et compréhensifs. **Roxane**, **Mika**, **Marion**, **Anaïs**, **Max**, **Virginie** ... Merci pour tout. J'ai de la chance de pouvoir compter sur vous, votre soutien et tout le reste ...

J'ai aussi de la chance d'avoir une **famille extraordinaire** qui m'a soutenue, encouragée, poussée à donner le meilleur de moi dans tout ce que j'entreprends. Et j'ai tendance à entreprendre beaucoup de choses ce qui n'est pas une mince affaire ! Mais elle est là, et je lui dois beaucoup. Alors merci infiniment.

J'adresse une mention particulière à **ma mère** et **mon doudou** (;-p) pour leur « aide » (c'est un bien petit mot pour englober tellement de choses ...) au cours de ces trois dernières années et à mon « pacsouille », ma moitié, **Mathieu**, qui aura partagé mes euphories comme mes coups de blues et qui s'efforce de toujours faire ressortir la meilleure part de moi-même.

Je garde également une pensée pour mon **père** ...

Table des matières

REMERCIEMENTS	i
TABLE DES MATIERES	iii
TABLE DES FIGURES.....	ix
TABLE DES TABLEAUX.....	xxi

CHAPITRE 1

ETAT DE L'ART SUR LES DYNAMIQUES HYDROSEDIMENTAIRES DES EMBOUCHURES

DELTAÏQUES 1

1.1	DEFINITIONS ET GENESE DES DELTAS.....	1
1.2	DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES DES EMBOUCHURES DES DELTAS DOMINES PAR LES VAGUES	3
1.2.1	<i>Principes généraux de la propagation de la houle et des courants littoraux.....</i>	3
1.2.2	<i>Principes généraux sur le transport sédimentaire</i>	4
1.3	LES EMBOUCHURES MICROTIDALES DOMINEES PAR LES VAGUES	5
1.3.1	<i>Les processus et zonations des dynamiques hydrosédimentaires des embouchures deltaïques microtidales dominées par les vagues.....</i>	5
1.3.2	<i>Évolution temporelle des deltas microtidaux.....</i>	11
1.4	OBJECTIFS DE L'ETUDE	12

CHAPITRE 2

LE DELTA DU RHÔNE : FORÇAGES ET MORPHOLOGIE 15

2.1	RAPPELS TERMINOLOGIQUES	15
2.2	PRESENTATION GENERALE DU SITE ET DES DONNEES	16
2.2.1	<i>Localisation géographique.....</i>	16
2.2.2	<i>Caractéristiques hydrologiques</i>	16

2.2.3	<i>Caractéristiques hydrodynamiques marine</i>	22
2.2.3.1	Régime des houles par houlographes	23
2.2.3.2	Régime des houles au droit de l'embouchure (ANEMOC-2)	25
2.2.3.3	Courantologie au large et à la côte.....	28
2.2.4	<i>Flux sédimentaires du Rhône</i>	31
2.2.4.1	Quantification du flux sédimentaire.....	31
2.2.4.2	Relations entre les débits et la concentration en MES.....	31
2.2.4.3	Granulométrie du chenal et des MES.....	33
2.2.4.4	Charge de fond	33
2.2.4.5	La diminution des apports sédimentaire du Rhône vers la mer.....	34
2.2.5	<i>Flux sédimentaires du Rhône en mer (au-delà de l'embouchure)</i>	35
2.2.6	<i>Stockage sédimentaire et évolution de l'embouchure</i>	35
2.2.7	<i>Morphologie de l'embouchure</i>	37
2.2.8	<i>Granulométrie de l'embouchure</i>	40
2.3	L'ALEA COUPLE TEMPETES/CRUES	41
2.3.1	<i>Echantillonnage des données et seuils retenus</i>	42
2.3.1.1	Seuils de crues	42
2.3.1.2	Seuils de tempête.....	43
2.3.2	<i>Répartition des différents scénarios de l'aléa couplé entre les tempêtes et les crues</i> ...	45
2.3.3	<i>Scénarios de l'aléa couplé entre les tempêtes et les crues</i>	47
2.3.4	<i>Relations entre l'aléa couplé et les conditions météorologiques</i>	51
2.4	SYNTHESE.....	53

CHAPITRE 3

PRESENTATION ET PARAMETRISATION DU MODELE (DELFT3D)	55	
3.1	GENERALITES	55
3.2	PROCESSUS PHYSIQUES	56
3.2.1	<i>Les modules utilisés</i>	56
3.2.1.1	Delft3D-FLOW.....	56
3.2.1.2	Delft3D-WAVE	57
3.3	EQUATIONS DU MODÈLE	57
3.4	GRILLES ET TEMPS DE CALCUL.....	60
3.5	CONDITIONS AUX LIMITES	62
3.6	TOPOGRAPHIE.....	63

3.7	TRANSPORT SEDIMENTAIRE	63
3.7.1	<i>Granulométrie</i>	63
3.7.2	<i>Transport sédimentaire</i>	63
3.8	CALIBRATION	65
3.8.1	<i>Simulation de la houle par Delft3D-WAVE</i>	66
3.8.2	<i>Simulation des courants par Delft3D-FLOW</i>	69
3.9	SYNTHESE.....	73

CHAPITRE 4

MODELISATION DES EVENEMENTS DE « TEMPETE SEULE » ET DE « CRUE SEULE » 75

4.1	INTRODUCTION	75
4.2	TEMPETE SEULE.....	75
4.2.1	<i>Propagation de la houle</i>	75
4.2.2	<i>Cas d'école de « tempête seule »</i>	80
4.2.2.1	Transport sédimentaire total	80
4.2.2.2	Transport par charriage.....	81
4.2.2.3	Cas extrême.....	83
4.2.3	<i>Modélisation d'un cas réels : tempête de Janvier 2006</i>	85
4.2.4	<i>Synthèse</i>	88
4.3	CRUE SEULE	89
4.3.1	<i>Cas d'école</i>	89
4.3.2	<i>Transport sédimentaire total</i>	89
4.3.2.1	Transport par charriage.....	89
4.3.2.2	Cas extrême.....	91
4.3.3	<i>Synthèse</i>	91

CHAPITRE 5

MODELISATION DES ALEAS COUPLES DE TEMPETE ET DE CRUE DE SECTEUR SE 93

5.1	INTRODUCTION	93
5.2	CAS D'ECOLE.....	93
5.2.1	<i>Résumé simplifié de l'article</i>	94

5.2.2	<i>Article : Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: role of storm and flood events</i>	94
5.2.3	<i>Complément de l'article</i>	122
5.2.3.1	Organisation temporelle du TST et du BST.....	122
5.2.3.2	Cas extrême.....	123
5.3	CAS REEL (TEMPETE ET CRUE DE DECEMBRE 2003)	123
5.4	SYNTHESE.....	133

CHAPITRE 6

MODELISATION DES ALEAS COUPLES DE TEMPETE ET DE CRUE DE SECTEURS SSW ET WSW 135

6.1	INTRODUCTION	135
6.2	CAS D'ECOLE.....	135
6.2.1	<i>Transport sédimentaire total (TST)</i>	135
6.2.2	<i>Transport par charriage (BST)</i>	148
6.2.3	<i>Cas extrême</i>	151
6.2.4	<i>Cas réels : tempête puis crue (11/2002)</i>	151
6.3	SYNTHESE.....	155

CHAPITRE 7

DISCUSSION 157

7.1	ORGANISATION GENERALE DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE DURANT UN ALEA COUPLE.....	157
7.2	FONCTIONNEMENT PAR UNITES SEDIMENTAIRES.....	158
7.2.1	<i>Le banc sableux du chenal</i>	158
7.2.2	<i>L'exutoire</i>	160
7.2.3	<i>La rive gauche de l'exutoire</i>	161
7.2.4	<i>La rive droite, le poulier et son banc sableux</i>	163
7.2.5	<i>La barre d'embouchure</i>	165
7.2.6	<i>Le prodelta fossile de Pégoulier</i>	167
7.2.7	<i>Distribution vers les plages</i>	167

7.3	EFFETS PARTICULIERS DES COURANTS ET DES INTERACTIONS	170
7.3.1	<i>Effet de l'organisation temporelle de l'aléa couplé</i>	170
7.3.2	<i>Effet potentiel du « Wave blocking »</i>	170
7.3.3	<i>Effet de l'hydraulic groyne</i>	171
7.3.4	<i>Effet potentiel des variations de matière en suspension en crue</i>	172
7.3.5	<i>Niveaux d'eau</i>	173
7.3.6	<i>Effet de l'interaction eau douce-eau salée</i>	175

CHAPITRE 8

ROLE DE LA MORPHOLOGIE SUR LA DISTRIBUTION DES SEDIMENTS DURANT LES TEMPETES..... 177

8.1	INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE	177
8.2	DONNEES ET METHODES	177
8.2.1	<i>Bathymétrie de l'embouchure en 1955</i>	177
8.2.2	<i>Modélisation du transport sédimentaire à l'embouchure</i>	178
8.2.2.1	Modèle utilisé et forçages	178
8.2.2.2	Scénarios d'évènements fluvio-marins	179
8.2.2.3	Exploitation des résultats	179
8.3	CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUE ENTRE 1955 ET 2014.....	181
8.4	REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE DEPUIS L'EXUTOIRE	184
8.5	REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE SUR LA BARRE D'EMBOUCHURE	186
8.6	REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE VERS LES PLAGES EST (NAPOLEON ET LE LONG DE LA GRACIEUSE)	188
8.7	LE LOBE FOSSILE DE PEGOULIER.....	188
8.8	REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE VERS LES PLAGES OUEST (PIEMANSON).....	189
8.9	DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU POULIER	190
8.10	REPARTITION DU TRANSPORT VERS LE LARGE, AU DELA DE LA BARRE D'EMBOUCHURE	190
8.11	SYNTHESE.....	190

CHAPITRE 9

CONCLUSION GENERALE 205

9.1	LES GRANDES LIGNES DE MON TRAVAIL	205
-----	---	-----

9.2 LA PLACE DE MON TRAVAIL DANS UN CONTEXTE ELARGI	208
BIBLIOGRAPHIE	211
ANNEXES.....	225

Table des figures

FIGURE 1.1 - CLASSIFICATION TERNAIRE DES SYSTEMES COTIERS D'APRES L'INFLUENCE DES VAGUES, DE LA RIVIERE ET DE LA MAREE (A GAUCHE, D'APRES BOYD ET AL., 1992). DIAGRAMME TERNAIRE (A DROITE, D'APRES GALLOWAY, 1975 ; PUIS DEVELOPPE PAR WRIGHT, 1985) COMMUNEMENT UTILISE DANS LA CLASSIFICATION MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS.....	1
FIGURE 1.2 – REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA GEOMORPHOLOGIE DES DELTAS DOMINES PAR LA MAREE, LE FLEUVE OU LES VAGUES (MODIFIEE D'APRES ANTHONY, 2014).....	2
FIGURE 1.3 – REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA REFRACTION DE LA HOULE DEVANT UNE EMBOUCHURE AVEC UNE CONVERGENCE DES ORTHOGONALES DE HOULE ET UNE AUGMENTATION DE L'ENERGIE (D'APRES WRIGHT, 1977).	3
FIGURE 1.4 - ORGANISATION DES DEPOTS CARACTERISTIQUE DES EMBOUCHURES INFLUENCEES PAR UNE FORTE ACTIVITE DES VAGUES. A) VAGUES PERPENDICULAIRES A LA COTE. B) VAGUES OBLIQUES (WRIGHT, 1977).	5
FIGURE 1.5 – CARTES BATHYMETRIQUES (ISOBATHES NOIRES) ASSOCIEES AUX VECTEURS DE COURANT (FLECHES NOIRES), DECRIVANT L'EVOLUTION GENERALE D'UNE BARRE D'EMBOUCHURE, TELLE QUE MODELISEE AVEC DELFT3D. A) LA BARRE D'EMBOUCHURE PROGRADE JUSQU'A $x/W = 5$. B) LES LEVEES SUBAQUATIQUES CONTINUENT DE SE DEVELOPPER VERS LE BASSIN, MAIS LA BARRE D'EMBOUCHURE BLOQUE LA PROGRADATION. C) LES LEVEES SUBAQUATIQUES COMMENCENT A SE PROPAGER DE PART ET D'AUTRE DE LA BARRE D'EMBOUCHURE QUI AGGRADE VERTICALEMENT ET S'ELARGIE (EDMONDS & SLINGERLAND, 2007).	6
FIGURE 1.6 – SORTIES DE MODELES REPRESENTANT L'ORIENTATION ET LA VITESSE DU JET D'UN FLEUVE EN FONCTION DE DIFFERENTES CONDITIONS DE VAGUES. A) DOMAINE MODELISE ET CONDITIONS AUX LIMITES. B) LIGNES DE CONTOUR DU COURANT MOYEN (« DEPTH AVERAGED VELOCITY ») POUR QUATRE DIRECTIONS DE PROVENANCE DE VAGUES ($H_s = 0,3$ m, $T_p = 5$ s). C) LIGNES DE CONTOUR DU COURANT MOYEN (« DEPTH AVERAGED VELOCITY ») POUR TROIS HAUTEUR DE VAGUES SIGNIFICATIVES ($\phi = 45^\circ$, $T_p = 5$ s). D) LIGNES DE CONTOUR DU COURANT MOYEN (« DEPTH AVERAGED VELOCITY ») POUR TROIS PERIODES AU PIC DE VAGUES ($H_s = 0,5$ m, $\phi = 45^\circ$). TOUTES LES SIMULATIONS SONT REALISEE AVEC UNE HAUTEUR D'EAU DE 3 M ET UN COURANT DE $1,4$ m.s ⁻¹ (NARDIN & FAGHERAZZI, 2012).	7
FIGURE 1.7 – SORTIES DE QUATRE MODELES MONTRANT L'EVOLUTION DE L'EMBOUCHURE DU FLEUVE SOUS DIFFERENTES CONDITIONS DE VAGUES. CHAQUE SERIE COMPREND QUATRE ILLUSTRATIONS DE L'EVOLUTION DE LA BARRE D'EMBOUCHURE (SUBAQUATIQUE) APRES 30 A 60-75 JOURS. LES VECTEURS DE VITESSE (FLECHES NOIRES) APPARAISSENT PAR DESSUS LA BATHYMETRIE. PREMIERE COLONNE (BARRE CENTRALE) : PROFONDEUR INITIALE = 3 m, COURANT = $2,0$ m.s ⁻¹ , $\phi = 0^\circ$, $H_s = 0,3$ m ET $T_p = 5$ s. DEUXIEME COLONNE (BARRE LATERALE) : PROFONDEUR INITIALE = 3 m, COURANT = $1,4$ m.s ⁻¹ , $\phi = 30^\circ$, $H_s = 0,5$ m ET $T_p = 10$ s. TROISIEME COLONNE (BARRE DEVIEE) : PROFONDEUR INITIALE = 3 m, COURANT = $0,8$ m.s ⁻¹ , $\phi = 45^\circ$, $H_s = 0,5$ m ET $T_p = 8$ s. QUATRIEME COLONNE (DOMINE PAR LES VAGUES) : PROFONDEUR INITIALE = 3 m, COURANT = $1,0$ m.s ⁻¹ , $\phi = 0^\circ$, $H_s = 1,0$ m ET $T_p = 10$ s (NARDIN & FAGHERAZZI, 2012).	8
FIGURE 1.8 – SCHEMA CONCEPTUEL DES INTERACTIONS ENTRE L'EMBOUCHURE DU FLEUVE ET LES VAGUES, AVEC DIFFERENTS SCENARIOS (ANTHONY, 2015). UN (A) FORT ET (B) UN FAIBLE COURANT LONGSHORE SONT ASSOCIES A (1) UNE FORTE ET (2) UNE FAIBLE INFLUENCE DU FLEUVE. UNE FORTE INFLUENCE DU FLEUVE SE MANIFESTE PAR LA MISE EN PLACE D'UN « WAVE BLOCKING » (A1 ET B1) ET D'UN « HYDRAULIC GROUPE EFFECT » DU FLEUVE SUR LE COURANT DE DERIVE (A1). DANS LES CAS (A1) ET (B1), LES INTERACTIONS FLEUVE-VAGUES ENTRAINENT LA FORMATION D'UNE BARRE D'EMBOUCHURE. UNE FAIBLE INFLUENCE DU FLEUVE SE MANIFESTE ESSENTIELLEMENT	

PAR UNE REMOBILISATION DES SEDIMENTS PAR LES VAGUES ET UNE DERIVE DOMINANTE, QU'ELLE SOIT FORTE (A2) OU FAIBLE (B2). LA DISSIPATION DE L'ENERGIE DES VAGUES PEUT GENERER UN GRADIENT ENTRE L'EMBOUCHURE ET LES PLAGES VOISINES A L'ORIGINE D'UN COURANT LOCALEMENT OPPOSE A LA DERIVE. LE FORT COURANT UNIDIRECTIONNEL (A) PEUT ENTRAINER UNE ASYMETRIE DE L'EMBOUCHURE. 9

FIGURE 2.1 – TERMINOLOGIE ILLUSTREE A PARTIR DE LA CARTE BATHYMETRIQUE DE 2014 UTILISEE DANS LE MODELE DELFT3D. 16

FIGURE 2.2 – PRESENTATION DU BASSIN HYDROGRAPHIQUE DU RHONE ([HTTP://FR.ACADEMIC.RU/DIC.NSF/FRWIKI/1838737](http://fr.academic.ru/dic.nsf/frwiki/1838737)) ET PLUS PRECISEMENT DU RHONE AVAL ET SON DELTA..... 17

FIGURE 2.3 - DEBITS HISTORIQUES DU RHONE TOTAL A BEAUCAIRE, DE 1920 A 2013. CHAQUE POINT CORRESPOND A UN DEBIT JOURNALIER. DE BAS EN HAUT, LES LIGNES NOIRES REPRESENTENT POUR CHAQUE JOUR QUI CONSTITUE UNE ANNEE LES DEBITS JOURNALIERS MINIMAUX, MOYENS ET MAXIMAUX ENREGISTRES SUR LA PERIODE OBSERVEE. 20

FIGURE 2.4 - DEBITS HISTORIQUES DU GRAND RHONE EN ARLES, DE 1998 A 2012. CHAQUE POINT CORRESPOND A UN DEBIT JOURNALIER. DE BAS EN HAUT, LES LIGNES NOIRES REPRESENTENT POUR CHAQUE JOUR QUI CONSTITUE UNE ANNEE LES DEBITS JOURNALIERS MINIMAUX, MOYENS ET MAXIMAUX ENREGISTRES SUR LA PERIODE OBSERVEE. 20

FIGURE 2.5 - PROPORTION ANNUELLE (PAM) ET MENSUELLE (PMM) MOYENNE DU GRAND RHONE (ARLES), PAR RAPPORT AU RHONE TOTAL (BEAUCAIRE) ENTRE 1998 ET 2012. CES COEFFICIENTS SONT COMPARES AUX DEBITS MENSUELS MOYENS (QMM) ET AUX DEBITS ANNUELS MOYENS (QMA)..... 21

FIGURE 2.6 – DEBIT ANNUEL MAXIMAL DU RHONE (BEAUCAIRE) ENTRE 1840 ET 2007. 1 – DEBIT MAXIMAL ANNUEL ; 2 – FENETRE MOBILE DE 10 ANS ; 3 – DEBIT DECENNAL ([PROVANSAL ET AL., 2014](#))..... 22

FIGURE 2.7 - LOCALISATION GENERALE DU SITE D'ETUDE..... 23

FIGURE 2.8 - REGIME DES HOULES ENREGISTRE AU CAP COURONNE ENTRE 1964 ET 1969 ([SUANEZ, 1997](#))..... 24

FIGURE 2.9 - ROSE DES HOULES, CAMARGUE (CAMPAGNE 01301, A GAUCHE) ET LE PLANIER (CAMPAGNE 01305, A DROITE ; [CETMEF, 2014](#)). 24

FIGURE 2.10 – SORTIES « HISTORIQUES » DU MODELE DE LA PLATEFORME ANEMOC-2, ENTRE 1979 ET 2010. CHAQUE POINT CORRESPOND A UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE HORAIRE. DE BAS EN HAUT, LES LIGNES NOIRES REPRESENTENT POUR CHAQUE JOUR QUI CONSTITUE UNE ANNEE LES HS JOURNALIERES MINIMALES, MOYENNES ET MAXIMALES REPRODUITES SUR LA PERIODE MODELISEE. 25

FIGURE 2.11 – EXEMPLES DE SORTIE DE MODELE 3753 ET 3782, POUR L'ANNEE 2003 (ANEMOC-2). POUR CHACUNE DES STATIONS, DE HAUT EN BAS, LES GRAPHES REPRESENTENT L'EVOLUTION AU COURS DE L'ANNEE DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (HS), DES DIRECTIONS MOYENNES (DIR) ET DES PERIODES DE PIC (Tp) DES VAGUES..... 26

FIGURE 2.12 – ROSES DES VAGUES REALISEES A PARTIR DE LA SORTIE DE MODELE 3753 (ANEMOC-2) ENTRE 1979 ET 2010. LES ROSES DECOMPOSENT LE CLIMAT DE HOULE EN FONCTION DE LA PERIODE ESTIVALE (JUILLET, AOUT ET SEPTEMBRE), ET DE LA HAUTEUR SIGNIFICATIVE DES VAGUES. LES VAGUES LES PLUS IMPORTANTES ONT LIEU EN DEHORS DE LA PERIODE ESTIVALE (Hs > 5 M)..... 27

FIGURE 2.13 – CHAMPS DE COURANT MODELISE AU-DESSUS DU FOND, POUR L'EVENEMENT DE DECEMBRE 2003 ([ULSES ET AL., 2008](#)). 28

FIGURE 2.14 - ORGANISATION DES CELLULES LITTORALES, (D'APRES [SABATIER & SUANEZ, 2003](#) ; MODIFIE DANS [SABATIER ET AL., 2009](#)). ... 29

FIGURE 2.15 - ORGANISATION DES COURANTS ET TRANSPORTS LONGITUDINAUX DE L'EMBOUCHURE DU RHONE ([SUANEZ & BRUZZI, 1999](#)). . 29

FIGURE 2.16 - RESULTATS DE « GEOSTATISTICAL SEDIMENT TREND ANALYSIS » (GSTA) LORS D'UNE CRUE CARACTERISEE PAR UN DEBIT FAIBLE

(HAUT), MOYEN (MILIEU) ET EXTREME (BAS). LES VECTEURS INDIQUENT L'INTENSITE ET LA DIRECTION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE. LES LIGNES EN POINTILLES GRIS REPRESENTENT LES ISOBATHES DONT LES VALEURS SONT INDIQUEES EN GRIS A DROITE DES FIGURES (MAILLET ET AL., 2011).	30
FIGURE 2.17 – CONCENTRATION EN MATIERE EN SUSPENSION (SPM) EN FONCTION DU DEBIT MESURE ENTRE MARS 2001 ET AVRIL 2008 A LA STATION SORA, ARLES (EYROLLE ET AL., 2012).	33
FIGURE 2.18 – IMAGE MODIS AQUA SATELLITE DE FEVRIER 2014 SUR LAQUELLE LE PANACHE DU RHONE EST VISIBLE JUSQU'À 120 M DE FOND (LINE GRISE). LA STATION ANEMOMETRIQUE DE CAP COURONNE (ETOILE ORANGE) ET LA BOUEE MESURHO (ETOILE JAUNE) SONT REPRESENTEES. LES POINTS COLORES CORRESPONDENT A DES POINTS DE MESURES LE LONG D'UN TRANSECT (LIGNE JAUNE) REALISEES PAR MANY ET AL. (2016) DONT CETTE IMAGE EST EXTRAITE.	34
FIGURE 2.19 – COMPARAISON DU TRAIT DE COTE ET DE L'ORGANISATION DES ZONES D'EROSION ET D'ACCUMULATION ENTRE 1895 ET 1974. LES PRINCIPAUX SITES MIS EN EVIDENCE SONT LE GRAU DE ROUSTAN (EXUTOIRE ACTUEL DU GRAND RHONE), LE LOBE FOSSILE DE PEGOULIER ET LA FLECHE DE LA GRACIEUSE (SABATIER ET AL., 2009).	35
FIGURE 2.20 - HISTORIQUE DES ENDIGUEMENTS SUCCESSIFS DE L'EMBOUCHURE DE GRAND RHONE, AVEC L'OUVERTURE DU GRAU DE ROUSTAN POUR L'ILLUSTRATION DU « PRESENT » (MAILLET, 2005).	36
FIGURE 2.21 – EVOLUTION DE LA BARRE D'EMBOUCHURE DEPUIS L'OUVERTURE DE ROUSTAN (1892). L'AXE DES PROFILS EST LOCALISE EN JAUNE SUR LA PHOTO AERIENNE (OSR, 2015).	37
FIGURE 2.22 - DIFFERENTIELS BATHYMETRIQUES REALISEES SUR CINQ TRANSECTS, ILLUSTRANT L'AJUSTEMENT DU CHENAL DU GRAND RHONE SUITE A LA CRUE DE DECEMBRE 2003. LES VALEURS INDIQUEES SUR LES GRAPHES INDIQUENT LES BILANS SEDIMENTAIRES PARTIELS, PERMETTANT D'IDENTIFIER LES ZONES D'EROSION (NOIRES) OU D'ACCUMULATION (GRISES) (MAILLET ET AL., 2006).	38
FIGURE 2.23 - BATHYMETRIE DE L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE.	39
FIGURE 2.24 - DEPLACEMENT DU BANC DANS LE CHENAL. A) MORPHOLOGIE DU BANC PAR OMBRAGE DE GRIS ; B) COMPARAISON BATHYMETRIQUE ENTRE OCTOBRE 2012 ET FEVRIER 2013 ; C) PROFIL BATHYMETRIQUE DU BANC DONT L'AXE EST REPORTE EN B) (MODIFIE D'APRES OSR, 2015).	40
FIGURE 2.25 - CARTE GRANULOMETRIQUE DE L'EMBOUCHURE ACTUELLE DU GRAND RHONE. LES ISOBATHES (POINTILLES) SONT EXPRIMEES EN METRES. (MAILLET, 2005)	41
FIGURE 2.26 - DISTRIBUTION DES DEBITS DU GRAND RHONE RECONSTITUES (ARLESREC) A PARTIR DES DEBITS OBSERVES A BEUCAIRE (RHONE TOTAL) ENTRE 1920 ET 2013 (COURBE NOIRE) ET DISTRIBUTION DES DEBITS DU GRAND RHONE OBSERVES EN ARLES ENTRE 1998 ET 2012 (COURBE GRISE). LES LIGNES EN POINTILLES VERTS PERMETTENT LA LECTURE GRAPHIQUE DE LA FREQUENCE CUMULEE ASSOCIEE AU DEBIT ANNUEL DU GRAND RHONE ($3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) POUR LES DONNEES RECONSTITUEES ET OBSERVEES EN ARLES.	43
FIGURE 2.27 – EXEMPLES DES DIFFERENTS SCENARIOS D'ORGANISATION TEMPORELLE DES TEMPETES ET DES CRUES A L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE.	44
FIGURE 2.28 – FREQUENCE DES TEMPETES ($H_s \geq 3\text{ m}$) DES SECTEURS SE (ORANGE), SSW (BLEU) ET WSW (VERT) ET LEUR REPARTITION ENTRE LA PERIODE D'OCTOBRE A JANVIER (AUTOMNE) ET LE RESTE DE L'ANNEE (AUTRE).	45
FIGURE 2.29 – NOMBRE CUMULE DE TEMPETES CLASSEES EN FONCTION DE LEUR HAUTEUR DE VAGUE SIGNIFICATIVE MAXIMALE (M) ET DE LA PERIODE AU COURS DE LAQUELLE ELLES ONT ETE OBSERVEES : OCTOBRE A JANVIER (ORANGE), RESTE DE L'ANNEE (ROUGE). LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR TOUTES LES TEMPETES ET DIFFERENCIES POUR CHACUN DES SCENARIOS ETUDIES : TEMPETES PUIS CRUE, TEMPETE SEULE, CRUE PUIS TEMPETE ET TEMPETE ET CRUE.	46

FIGURE 2.30 - RECENSEMENT DES TEMPETES (≥ 3 M) SUR L'ENSEMBLE DE LA PERIODE DE 1979 A 2010 (GRIS CLAIR) ET AU COURS DES MOIS D'OCTOBRE A JANVIER DE LA MEME PERIODE (GRIS FONCE), EN FONCTION DE LA DUREE DES EVENEMENTS (A GAUCHE). DUREE MOYENNE DES TEMPETE POUR LES DIFFERENTS SCENARIOS (A DROITE) : TEMPETE SEULE (H), CRUE PUIS TEMPETE (QH), TEMPETE ET CRUE (H=Q) ET TEMPETE PUIS CRUE (HQ).....	48
FIGURE 2.31 - DUREE DES CRUES ($\geq 3\ 900\ m^3 \cdot s^{-1}$) RECENSEES SUR L'ENSEMBLE DE LA PERIODE DE 1979 A 2010 (GRIS CLAIR). DUREE DES CRUES ($\geq 3\ 900\ m^3 \cdot s^{-1}$) RECENSEES AU COURS DES MOIS D'OCTOBRE A JANVIER DE 1979 A 2010 (GRIS FONCE).....	49
FIGURE 2.32 – (HAUT) REPRESENTATION SIMPLIFIEE DE LA GENERATION D'UN EVENEMENT CEVENOL (ZONE MARRON AVEC LES ECLAIRS) PAR UNE DEPRESSION D'ALTITUDE (FLECHE BLEUE) SOUS CONTRAINTE DE LA DEPRESSION PRINCIPALE ET DES VENTS CHAUDS MEDITERRANEENS (FLECHES ROUGES, RISQUES MAJEURS, 2010). (BAS) MODELISATION DU VENT (VECTEUR) ET DE L'EAU PRECIPITABLE (GAMME COLORIMETRIQUE) ENTRE LE 20 NOVEMBRE ET LE 22 NOVEMBRE 2007 (D'APRES CLARK & CHABOUREAU, 2010).	50
FIGURE 2.33 – PRECIPITATION CUMULEE ENTRE LE 19 NOVEMBRE ET LE 24 NOVEMBRE 2007 (D'APRES CLARK & CHABOUREAU, 2010)	51
FIGURE 2.34 – ANOMALIES DES DIRECTIONS DE PROVENANCE DU VENT PAR RAPPORT A LA MOYENNE A SETE (SE, EN BLANC), PORT-VENDRES (PV, EN GRIS) ET CAP COURONNE (CC, EN NOIR), ENTRE 1961 ET 2002, AU COURS DES PERIODE « GREENLAND ABOVE » (GA) ET « BLOCKING » (BL, MODIFIE D'APRES ULLMANN ET AL., 2008).	52
FIGURE 3.1 - MODULES COMPOSANT DELFT3D.	55
FIGURE 3.2 - SCHEMA CONCEPTUEL D'UNE BOUCLE DANS DELFT3D (D'APRES ROELVINK, 2006).	56
FIGURE 3.3 – EXEMPLE DE PROFIL VERTICAL DE GRILLES CURVILIGNES (GAUCHE) ET RECTANGULAIRE (DROITE).	60
FIGURE 3.4 – GRILLE DE MODELISATION. LA PHOTOGRAPHIE AERIENNE EST ISSUE DE GOOGLE EARTH.	61
FIGURE 3.5 - CALIBRATION DU MODULE DELFT3D-WAVE AVEC LA TEMPETE D'OCTOBRE 2010. LES SORTIES DU MODELE DELFT3D, AVEC LES PARAMETRES LAISSES « PAR DEFAUT », SONT COMPAREES AUX DONNEES A LA BOUEE MESURHO ET AUX DONNEES DU POINT « 3782 » DU PROGRAMME ANEMOC-2. DES BARRES D'ERREUR DE 10 % SONT AFFICHEES POUR EVALUER LA BONNE CORRESPONDANCE ENTRE LES DONNEES DE REFERENCE ET LES DONNEES OBTENUES AVEC DELFT3D.	67
FIGURE 3.6 - CALIBRATION DU MODULE DELFT3D-WAVE AVEC LA TEMPETE D'OCTOBRE 2010. LES SORTIES DU MODELE DELFT3D SONT COMPAREES AUX DONNEES A LA BOUEE MESURHO ET AUX DONNEES DU POINT « 3782 » DU PROGRAMME ANEMOC-2. DES BARRES D'ERREUR DE 10 % SONT AFFICHEES POUR EVALUER LA BONNE CORRESPONDANCE ENTRE LES DONNEES DE REFERENCE ET LES DONNEES OBTENUES AVEC DELFT3D.....	68
FIGURE 3.7 – DR (ORDONNEES) CALCULE POUR ANEMOC-2 VS MESURHO, DELFT3D VS ANEMOC-2 ET DELFT3D VS MESURHO EN FONCTION DES Hs (GAUCHE), Tp (CENTRE) ET DIR (DROITE) UTILISEES DANS DELFT3D.	70
FIGURE 3.8 – LOCALISATION DU BAC DE BARCARIN ET DU DOMAINE DE LA PALISSADE A RESPECTIVEMENT 10 KM ET 6 KM EN AMONT DE L'EXUTOIRE ET DU TRANSECT UTILISE POUR ANALYSER LE COURANT MODELISE AVEC DELFT3D, A 2 KM EN AMONT DE L'EXUTOIRE.	71
FIGURE 3.9 - COMPARAISON DES COURANTS MODELISES AVEC DELFT3D-FLOW (VERT) AVEC LA PARAMETRISATION PAR DEFAUT, AVEC CEUX DE L'INTERPOLATION DE I. SAKHO (OSR, 2012 ; BARCARIN, ORANGE) ET CEUX MESURES SUR LE TERRAIN VASSAS ET AL. (2008) (ADCP, POINTS NOIRS), CORRIGES PAR LA SECTION D'ECOULEMENT. LE TABLEAU PRESENTE LES FONCTIONS CRITERES ISSUES DE LA COMPARAISON DES COURANTS CALCULES AVEC DELFT3D AVEC CEUX DE BARCARIN. LES CASES VERTES INDIQUENT DE TRES BONS RESULTATS, LES JAUNES DES RESULTATS ACCEPTABLES ET LES ROUGES DES MAUVAIS RESULTATS. DES BARRES D'ERREUR DE 10 % SONT AFFICHEES POUR EVALUER LA BONNE CORRESPONDANCE ENTRE LES DONNEES DE REFERENCE ET LES DONNEES OBTENUES AVEC DELFT3D.	72

FIGURE 3.10 –DR CALCULE POUR LE COURANT MODELISE AVEC DELFT3D VS BARCARIN (CORRIGE) EN FONCTION DU DEBIT MESURE EN ARLES. 72

FIGURE 4.1 – SORTIES DE MODELE PRESENTANT LE TAUX DE DEFERLEMENT (GAUCHE), LA DISSIPATION DE L'ENERGIE DES VAGUES (CENTRE) ET LA PROPAGATION DE LA HOULE (DROITE, LE FOND DE LA CARTE REPRESENTE LA HS ET LES VECTEURS LA DIRECTION DES VAGUES) EN PROVENANCE DES SECTEURS SE, UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE HOULE DE 3 M (TP = 7,5 s ; HAUT), 5 M (TP = 9,5 s ; MILIEU) ET 7 M (TP = 10,5 s ; BAS). LES DIFFERENTES SIMULATIONS ONT ETE REALISEES AVEC LE DEBIT MOYEN DU FLEUVE ($Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). LES ISOBATHES (LIGNES GRISES) SONT DESSINEES TOUS LES 5 M DE DENIVELE JUSQU'A 30 M DE FOND. 77

FIGURE 4.2 - SORTIES DE MODELE PRESENTANT LE TAUX DE DEFERLEMENT (GAUCHE), LA DISSIPATION DE L'ENERGIE DES VAGUES (CENTRE) ET LA PROPAGATION DE LA HOULE (DROITE, LE FOND DE LA CARTE REPRESENTE LA HS ET LES VECTEURS LA DIRECTION DES VAGUES) EN PROVENANCE DES SECTEURS SSW, UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE HOULE DE 3 M (TP = 7,5 s ; HAUT) ET 5 M (TP = 9,5 s ; BAS). LES DIFFERENTES SIMULATIONS ONT ETE REALISEES AVEC LE DEBIT MOYEN DU FLEUVE ($Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). LES ISOBATHES (LIGNES GRISES) SONT DESSINEES TOUS LES 5 M DE DENIVELE JUSQU'A 30 M DE FOND. 78

FIGURE 4.3 - SORTIES DE MODELE PRESENTANT LE TAUX DE DEFERLEMENT (GAUCHE), LA DISSIPATION DE L'ENERGIE DES VAGUES (CENTRE) ET LA PROPAGATION DE LA HOULE (DROITE, LE FOND DE LA CARTE REPRESENTE LA HS ET LES VECTEURS LA DIRECTION DES VAGUES) EN PROVENANCE DES SECTEURS WSW, UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE HOULE DE 3 M (TP = 7,5 s). LES DIFFERENTES SIMULATIONS ONT ETE REALISEES AVEC LE DEBIT MOYEN DU FLEUVE ($Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). LES ISOBATHES (LIGNES GRISES) SONT DESSINEES TOUS LES 5 M DE DENIVELE JUSQU'A 30 M DE FOND. 79

FIGURE 4.4 - TST MODELISE POUR DES VAGUES AVEC UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE $H_s = 3\text{ M}$ (HAUT) ET $H_s = 5\text{ M}$ (BAS) EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (GAUCHE), SSW (MILIEU) ET WSW (DROITE) ET UN DEBIT $Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. L'ECHELLE COLORIMETRIQUE ET LA LONGUEUR DES FLECHES INDIQUENT LA MAGNITUDE DU TRANSPORT, ET L'ORIENTATION DES FLECHES SA DIRECTION. LES ISOBATHES (LIGNES GRISES) SONT DESSINEES TOUS LES 5 M DE DENIVELE JUSQU'A 30 DE FOND. CETTE REPRESENTATION EST IDENTIQUE POUR TOUTES LES FIGURES QUI SUIVENT. 81

FIGURE 4.5 – COMPARAISON DES GAMMES COLORIMETRIQUES UTILISEES POUR REPRESENTER LE TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL ET LE CHARRIAGE. 82

FIGURE 4.6 - BST MODELISE POUR DES VAGUES AVEC UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE $H_s = 3\text{ M}$ (HAUT) ET $H_s = 5\text{ M}$ (BAS) EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (GAUCHE), SSW (MILIEU) ET WSW (DROITE) ET UN DEBIT $Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 83

FIGURE 4.7 – TST (HAUT) ET BST (BAS) MODELISES POUR UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE $H_s = 7\text{ M}$ EN PROVENANCE DU SE ET LE DEBIT MOYEN DU RHONE $Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 84

FIGURE 4.8 – HYDROGRAMME DE CRUE ET DE TEMPETE DE L'EVENEMENT EXCEPTIONNEL DE JANVIER 2006. LA ZONE SURLIGNEE CORRESPOND A LA PERIODE MODELISEE. 85

FIGURE 4.9 - TST OBTENU AU COURS DE LA TEMPETE DE JANVIER 2006 OBTENU AU PIC ET A LA FIN DE L'EVENEMENT. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU'ELLE REPRESENTE. 86

FIGURE 4.10 – BST OBTENU AU COURS DE LA TEMPETE DE JANVIER 2006 OBTENU AU PIC ET A LA FIN DE L'EVENEMENT. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU'ELLE REPRESENTE. 87

FIGURE 4.11 – TST MODELISE POUR UNE CRUE ANNUELLE ($3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, GAUCHE) ET DECENNALE ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, DROITE). EN MER, LES VAGUES ONT UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (H_s) DE 1 M EN PROVENANCE DU SECTEUR WSW. L'ECHELLE COLORIMETRIQUE ET LA LONGUEUR DES FLECHES INDIQUENT LA MAGNITUDE DU TRANSPORT, ET L'ORIENTATION DES FLECHES SA DIRECTION. LES ISOBATHES

(LIGNES GRISÉES) SONT DESSINÉES TOUS LES 5 M DE DENIVÉLE JUSQU'À 30 DE FOND. CETTE REPRÉSENTATION EST IDENTIQUE POUR TOUTES LES FIGURES QUI SUIVENT.	90
FIGURE 4.12 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE PAR CHARRIAGE (BST) MODELISÉ POUR UNE CRUE ANNUELLE ($3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, HAUT) ET DECENNALE ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, BAS), AVEC DES VAGUES DONT LA HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (H_s) EST DE 1 M EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (GAUCHE), SSW (MILIEU) ET WSW (DROITE).....	90
FIGURE 4.13 – TST (HAUT) ET BST (BAS) MODELISÉS POUR UNE CRUE CENTENNALE ($10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) AVEC DES VAGUES DONT LA HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (H_s) EST DE 1 M EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (GAUCHE), SSW (MILIEU) ET WSW (DROITE).	92
FIGURE 5.1 - STUDY AREA. A) BATHYMETRY OF THE MOUTH INTERPOLATED FROM FIELD DATA TO THE DELFT3D CALCULATION GRID. THE MESURHO BUOY AND MODEL POINT “3782” FROM ANEMOC PROGRAM ARE LOCATED BY THE STAR. THE POINT “3753” IS SOUTH OF THE MOUTH, OUTSIDE THE FIGURE. THE TRANSECTS USED IN THE NUMERICAL ANALYSES MARKED DRAWN WITH BROWN LINES. B) BATHYMETRY OBTAINED FROM THE MULTI-BEAM SURVEY, WITH ISOBATHS IN METRES. C) DETAIL OF THE BEDFORMS IN THE CHANNEL. D) DETAIL OF THE CHANNEL OUTLET.	97
FIGURE 5.2 - HISTORICAL HOURLY SIGNIFICANT WAVE HEIGHTS AND DIRECTIONS AND WAVE ROSE AT THE MODEL POINT “3753” FROM THE ANEMOC PROGRAM (RECONSTRUCTION FROM 1979 TO 2010). THIS WAVE ROSE EXCLUDES ALL WAVES WITH SIGNIFICANT WAVE HEIGHTS BELOW 3 M.....	98
FIGURE 5.3 - A) DELFT3D-WAVE MODULE CALIBRATION FOR ONE EVENT IN OCTOBER 2010. THE DELFT3D OUTPUTS ARE COMPARED TO MESURHO BUOY DATA AND MODEL OUTPUTS AT THE POINT “3752” FROM THE ANEMOC PROGRAM. 10% ERROR BARS ARE USED TO EVALUATE THE GOOD RESULT CORRESPONDENCE BETWEEN THE MODELS AND OBSERVATIONS. B) DEPTH AVERAGED VELOCITY (DAV) CALCULATED WITH DELFT3D-FLOW DURING EVENTS OCCURRING FROM OCTOBER TO DECEMBER 2006 COMPARED TO THE ADCP MEASUREMENTS OBTAINED IN WINTER 2006 (VASSAS ET AL., 2008). C) BEDLOAD DELFT3D OUTPUTS, OBTAINED FOR DECADAL DISCHARGE ($7800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) AND A SIGNIFICANT WAVE HEIGHT OF 1 M, TO ASSESS THE QUALITATIVE CORRESPONDENCE WITH OBSERVED BEDFORMS. D) BEDLOAD DELFT3D OUTPUTS, OBTAINED FOR ANNUAL DISCHARGE ($7800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) AND A SIGNIFICANT WAVE HEIGHT OF 5 M, TO ASSESS A QUALITATIVE CORRESPONDENCE WITH OBSERVED BEDFORMS.....	105
FIGURE 5.4 - THEORETICAL BEDLOAD AND TOTAL TRANSPORT SIMULATED WITH DELFT3D FOR DIFFERENT FLOW AND WAVE CONDITIONS. THE SIGNIFICANT WAVE HEIGHTS ARE INDICATED ON THE X-AXIS. FOR THE “OUTLET” AND “MOUTH-BAR” TRANSECTS, NEGATIVE VALUES INDICATE A SEDIMENT TRANSPORT SEAWARD. FOR THE “WEST” AND “EAST” TRANSECTS, POSITIVE VALUES INDICATE A SEDIMENT TRANSPORT EASTWARD. EACH MARK CORRESPONDS TO A RIVER DISCHARGE (I.E., Q1 FOR ANNUAL, Q10 FOR DECADAL AND Q100 FOR CENTENNIAL RETURN PERIODS). EACH COLOURED SURFACE CORRESPONDS TO A WAVE DIRECTION.	109
FIGURE 5.5 – MODEL OUTPUTS OF THE TOTAL SEDIMENT TRANSPORT (TST) OBTAINED A) FOR AN ANNUAL FLOOD (Q1) AND H_s OF 5 M FROM THE SE AND B) FOR A DECADAL FLOOD (Q10) AND H_s OF 5 M FROM THE SE. THE ARROW LENGTH AND COLOUR REPRESENT THE TST INTENSITY.	110
FIGURE 5.6 - A) MODEL OUTPUTS OF THE BEDLOAD SEDIMENT TRANSPORT (BST) OBTAINED FOR AN ANNUAL FLOOD AND 5 M WAVE HEIGHT FROM THE SE. THE ARROWS LENGTH AND COLOUR REPRESENT THE BST INTENSITY. B) BST CALCULATED FOR DIFFERENT DISCHARGES (ANNUAL, DECADAL AND CENTENNIAL FLOODS).	111
FIGURE 5.7 - BEDLOAD AND TOTAL SEDIMENT TRANSPORT CALCULATED FOR A DECADAL FLOOD ($7800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) AND 5 M WAVE HEIGHT. THE FLOOD AND STORM PEAKS ARE SUCCESSIVELY SEPARATED BY 0, 1, 2 AND 3 DAYS. THE RESULTS ARE PRESENTED FOR THE TRANSECTS	

“OUTLET”, “WEST”, “MOUTH-BAR” AND “EAST”	113
FIGURE 5.8 - CONCEPTUAL SCHEME SUMMARIZING THE INFLUENCES OF RIVER DISCHARGE AND SOUTHEASTERN WAVES ON THE BEDLOAD AND TOTAL SEDIMENT TRANSPORT AT THE RIVER MOUTH (BST AND TST).	114
FIGURE 5.9 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (PICS DE TEMPETE ET DE CRUE EN MEME TEMPS, LIGNE DE GRAPHIQUES A 0 JOUR) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LIGNES EN DESSOUS, PICS SEPARES DE 1 A 4 JOURS,). LA FLECHE AU DESSUS DES TRIANGLES REPRESENTE L’OCCURRENCE DES EVENEMENTS TEMPETE EN NOIR, CRUE EN ORANGE) ET INDIQUE A QUELLE PERIODE CORRESPOND LA SORTIE DU SCENARIO PRESENTEE. LA DERNIERE COLONNE A DROITE REPRESENTE LE	124
FIGURE 5.10 - TRANSPORT PAR CHARRIAGE (BST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE ONT LIEU EN MEME TEMPS, SOIT A 0 JOUR D’INTERVALLE) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET .	126
FIGURE 5.11 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) ET CHARRIAGE (BST) CUMULES AU COURS D’UN EVENEMENT DE TEMPETE ET/PUIS CRUE (Hs = 5 M EN PROVENANCE DU SE ET Q = 7 800 M ³ .S ⁻¹). LES PICS DES EVENEMENTS MODELISES SONT SUCCESSIVEMENT SEPARES DE 0, 1, 2, 3 ET 4 JOURS. LES RESULTATS SONT PRESENTES EN FONCTION DES TRANSECTS « OUTLET », « WEST », « MOUTH-BAR » ET « EAST ». POUR LES TRANSECTS « OUTLET » ET « MOUTH-BAR », LES VALEURS NEGATIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « Y » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS LA MER. POUR LES TRANSECTS « WEST » ET « EAST », LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « X » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS L’EST.	128
FIGURE 5.12 - INTENSITE (GAMME DE COULEUR ET TAILLE DES FLECHES) ET DIRECTION (ORIENTATIONS DES FLECHES) DU TST (GAUCHE) ET DU BST (DROITE), AU MAXIMUM D’UNE CRUE CENTENNALE (Q = 10 500 M ³ .S ⁻¹) OU DECENNALE (Q = 7 800 M ³ .S ⁻¹) ET D’UNE TEMPETE EXTREME (Hs = 7 M OU Hs = 5 M) DE SE.	129
FIGURE 5.13 - DEBIT (LIGNE NOIRE) ET HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (LIGNE GRISE) AU COURS DE L’EVENEMENT DE « TEMPETE ET CRUE » DE DECEMBRE 2003.	130
FIGURE 5.14 - TST (GAUCHE) ET BST (DROITE) CUMULES SUR L’ENSEMBLE DE L’EVENEMENT DE DECEMBRE 2003.	130
FIGURE 5.15 – ORGANISATION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	131
FIGURE 5.16 - ORGANISATION DU CHARRIAGE (BST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	132
FIGURE 5.17 - EVOLUTIONS BATHYMETRIQUES (M) AU COURS DE LA CRUE DE DECEMBRE 2003 A L’EMBOUCHURE DU GRAND RHONE, ENTRE 0 ET 20 M DE PROFONDEUR (D’APRES MAILLET ET AL., 2006).	133
FIGURE 6.1 – TRANSPORT PAR CHARRIAGE (TST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE ONT LIEU EN MEME TEMPS, SOIT A 0 JOUR D’INTERVALLE) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET .	136
FIGURE 6.2 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE ONT LIEU EN MEME TEMPS, SOIT A 0 JOUR D’INTERVALLE) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE .	138
FIGURE 6.3 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST, GAUCHE) ET CHARRIAGE (BST, DROITE) CUMULES AU COURS D’UN EVENEMENT DE TEMPETE ET/PUIS CRUE (Hs = 5 M EN PROVENANCE DU SSW (HAUT) ET WSW (BAS) ET Q = 7 800 M ³ .S ⁻¹). LES PICS DES EVENEMENTS MODELISES SONT SUCCESSIVEMENT SEPARES DE 0, 1, 2, 3 ET 4 JOURS. LES RESULTATS SONT PRESENTES EN FONCTION DES TRANSECTS « OUTLET », « WEST », « MOUTH-BAR » ET « EAST ». POUR LES TRANSECTS « OUTLET » ET « MOUTH-BAR », LES VALEURS NEGATIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « Y » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS LA MER. POUR LES TRANSECTS « WEST » ET « EAST », LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « X » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS L’EST.	140

FIGURE 6.4 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) ET CHARRIAGE (BST) OBTENUS POUR UNE CRUE DECENNALE ($7\ 800\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET UNE TEMPETE DE 5 M (HAUTEUR DE VAGUE SIGNIFICATIVE) EN PROVENANCE DU SSW. LES PICS DE TEMPETE ET DE CRUE SONT SUCCESSIVEMENT SEPARES DE 0, 1, 2, 3 ET 4 JOURS. LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR LES TRANSECTS « OUTLET », « WEST », « MOUTH-BAR » ET « EAST ».	141
FIGURE 6.5 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) ET CHARRIAGE (BST) OBTENUS POUR UNE CRUE DECENNALE ($7\ 800\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET UNE TEMPETE DE 5 M (HAUTEUR DE VAGUE SIGNIFICATIVE) EN PROVENANCE DU WSW. LES PICS DE TEMPETE ET DE CRUE SONT SUCCESSIVEMENT SEPARES DE 0, 1, 2, 3 ET 4 JOURS. LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR LES TRANSECTS « OUTLET », « WEST », « MOUTH-BAR » ET « EAST ».	142
FIGURE 6.6 – REPRESENTATION DU VOLUME DE BST (A GAUCHE) ET DU TST (A DROITE) THEORIQUES, CALCULE AVEC DELFT3D POUR DIFFERENTES CONDITIONS DE HAUTEUR DE VAGUE SIGNIFICATIVE (H_s , ABCISSES) ET DE DEBIT (ORDONNEES). LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR LES VAGUES EN PROVENANCES DU SECTEUR SSW (HAUT) ET DU SECTEUR WSW (BAS) POUR CHAQUE TRANSECT (OUTLET, WEST, MOUTH-BAR, EAST). POUR LES TRANSECTS « OUTLET » ET « MOUTH-BAR », LES VALEURS NEGATIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « Y » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS LA MER. POUR LES TRANSECTS « WEST » ET « EAST », LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT QUE LA COMPOSANTE « X » DU TRANSPORT EST DIRIGEE VERS L'EST.	143
FIGURE 6.7 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE PAR CHARRIAGE (BST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE ONT LIEU EN MEME TEMPS, SOIT A 0 JOUR D'INTERVALLE) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LES PICS DE	144
FIGURE 6.8 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE PAR CHARRIAGE (BST) MODELISE A PARTIR DU SCENARIO « TEMPETE ET CRUE » (LES PICS DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE ONT LIEU EN MEME TEMPS, SOIT A 0 JOUR D'INTERVALLE) ET DU SCENARIO « TEMPETE PUIS CRUE » (LES PICS DE	146
FIGURE 6.9 – HAUT : CHARRIAGE (BST) MODELISE POUR UN DEBIT DECENNAL ($7\ 800\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE VAGUE DE 5 M, EN PROVENANCE DE SSW. LA LONGUEUR ET LA COULEUR DES FLECHES INDIQUENT L'INTENSITE ET LEUR ORIENTATION LA DIRECTION DU TRANSPORT. BAS : BST OBTENU POUR LES 3 POINTS SELECTIONNES POUR DIFFERENTS DEBITS (ANNUEL, DECENNAL ET CENTENNAL) ET UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE VAGUE DE 5 M, EN PROVENANCE DE SSW.	149
FIGURE 6.10 - HAUT : CHARRIAGE (BST) MODELISE POUR UN DEBIT DECENNAL ($7\ 800\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE VAGUE DE 3 M, EN PROVENANCE DE WSW. LA LONGUEUR ET LA COULEUR DES FLECHES INDIQUENT L'INTENSITE ET LEUR ORIENTATION LA DIRECTION DU TRANSPORT. BAS : BST OBTENU POUR LES 3 POINTS SELECTIONNES POUR DIFFERENTS DEBITS (ANNUEL, DECENNAL ET CENTENNAL) ET UNE HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE VAGUE DE 3 M, EN PROVENANCE DE WSW.	149
FIGURE 6.11 - INTENSITE (GAMME DE COULEUR ET TAILLE DES FLECHES) ET DIRECTION (ORIENTATIONS DES FLECHES) DU TST (GAUCHE) ET DU BST (DROITE), AU MAXIMUM D'UNE CRUE CENTENNALE ($Q = 10\ 500\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET D'UN TEMPETE ($H_s = 5\ \text{m}$) DE SSW.	150
FIGURE 6.12 – INTENSITE (GAMME DE COULEUR ET TAILLE DES FLECHES) ET DIRECTION (ORIENTATIONS DES FLECHES) DU TST (GAUCHE) ET DU BST (DROITE), AU MAXIMUM D'UNE CRUE DECENNALE ($Q = 10\ 500\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ET D'UN TEMPETE ($H_s = 5\ \text{m}$) DE WSW.	150
FIGURE 6.13 - DEBIT (LIGNE NOIRE) ET HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (LIGNE GRISE) AU COURS DE L'EVENEMENT DE « TEMPETE PUIS CRUE » DE NOVEMBRE 2002.	151
FIGURE 6.14 – TST (GAUCHE) ET BST (DROITE) CUMULES AU COURS DE L'EVENEMENT DE NOVEMBRE 2002.	152
FIGURE 6.15 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L'EVENEMENT.	153
FIGURE 6.16 – CHARRIAGE (BST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L'EVENEMENT.	154

FIGURE 7.1 - SCHEMA CONCEPTUEL DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE A L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE, AU COURS DES EVENEMENTS DE TEMPETE ET DE CRUE. LES NUMEROS DE ZONES SONT CITES DANS LE TEXTE.....	158
FIGURE 7.2 – COURANT DU GRAND RHONE A) MODELISE AU FOND DU CHENAL, AU PIC DES CRUES DE DECEMBRE 2003 ET NOVEMBRE 2003, ET MAGNITUDE ET DIRECTION DU COURANT DU GRAND RHONE OBSERVES LORS DE LA CAMPAGNE ADCP D'OCTOBRE 2015 ($Q = 1\ 000\ m^3 \cdot s^{-1}$) 1) B) AU NIVEAU DE DOMAINE DE LA PALISSADE ET C) A L'EXUTOIRE.	159
FIGURE 7.3 - RAPPORT ENTRE LES FORMES DE LIT AVEC LA TAILLE DES GRAINS ET LA VITESSE DE COURANT (HARMS ET AL., 1982).	160
FIGURE 7.4 – EXEMPLES DE SCENARIOS POUR LESQUELS DU TRANSPORT (TST OU BST) EST MODELISE VERS L'AMONT DU FLEUVE (CERCLES ROUGES).....	161
FIGURE 7.5 – EVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DE LA RIVE GAUCHE DU GRAND RHONE ENTRE 1872 ET 2015. EN HAUT : (SABATIER ET AL., 2017). EN BAS : IMAGES LANDSAT ACQUISES VIA GOOGLE EARTH.	162
FIGURE 7.6 – PHOTOGRAPHIES DE L'EMBOUCHURE DU RHONE PRISE EN OCTOBRE 2008 PAR MATTHIEU COLIN (HAUT) ET EN MARS 2005 (BAS) PAR GILLES MARTIN-RAGET. LE BANC SABLEUX PRESENT CONTRE LE POULIER EMERGE AU CENTRE DE L'IMAGE DU HAUT, ET SE DEVINE SUR L'IMAGE DU BAS.	163
FIGURE 7.7 – COMPARAISON DE L'EVOLUTION DU TRAIT DE COTE EN DECEMBRE 2003 (JAUNE) ET AVRIL 2015 (NOIR).....	164
FIGURE 7.8 – DISSIPATION DE L'ENERGIE DES VAGUES SUR LA BARRE D'EMBOUCHURE POUR UN DEBIT MOYEN ($Q = 1\ 500\ m^3 \cdot s^{-1}$, HAUT) ET UNE DEBIT DECENNALE ($Q = 7\ 800\ m^3 \cdot s^{-1}$, BAS) ET UNE HOULE AVEC $H_s = 5\ m$ EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (GAUCHE) ET SSW (DROITE).....	166
FIGURE 7.9 - TAUX DE DEFERLEMENT DES VAGUES POUR UN DEBIT MOYEN (GAUCHE) ET DECENNALE (DROITE) ET DES VAGUES AVEC UNE $H_s = 5\ m$ DE SECTEUR SSW.	166
FIGURE 7.10 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) MODELISE POUR UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE $H_s = 7\ m$ EN PROVENANCE DU SE ET LE DEBIT MOYEN DU RHONE $Q = 1\ 500\ m^3 \cdot s^{-1}$	168
FIGURE 7.11 –DIFFERENTIEL DES HAUTEURS DE HOULES ($H_s = 5\ m$ ET $T_p = 9,5\ s$ EN PROVENANCE DU SECTEUR SE) OBTENUES AVEC LE DEBIT MOYEN DU GRAND RHONE ($Q = 1\ 500\ m^3 \cdot s^{-1}$) ET LE DEBIT DECENNAL ($Q = 7\ 800\ m^3 \cdot s^{-1}$). LE DIFFERENTIEL EST EXPRIME EN METRES (GAUCHE) ET EN TAUX DE VARIATION PAR RAPPORT AU SCENARIO IMPLIQUANT LE DEBIT DECENNAL (DROITE). LES VALEURS NEGATIVES (GAMME VERT-BLEU) INDIQUENT QUE UNE H_s MODELISEE INFERIEURE AVEC LE DEBIT DECENNAL ET LES VALEURS POSITIVES (GAMME JAUNE-ROUGE) INDIQUENT QUE UNE H_s MODELISEE SUPERIEURE AVEC LE DEBIT DECENNAL.....	171
FIGURE 7.12 – MODELISATION DE L'HYDRAULIC GROUYNE EFFECT AVEC DELFT3D.....	172
FIGURE 7.13 – CONCENTRATION EN MATIERE EN SUSPENSION (SPM) PRESENTEE EN FONCTION DU DEBIT DU GRAND RHONE MESURE EN ARLES A LA STATION SORA (EYROLLE ET AL., 2012).	173
FIGURE 7.14 – REPRESENTATION DE L'ELEVATION DU NIVEAU D'EAU A L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE, MODELISEE AVEC UNE CRUE DECENNALE ($Q = 7\ 800\ m^3 \cdot s^{-1}$) ET UNE HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE DE 3 M (HAUT), 5 M (MILIEU) ET 7 M (BAS), EN PROVENANCE DU SE.	174
FIGURE 7.15 – ELEVATION DU NIVEAU D'EAU A L'EMBOUCHURE DU RHONE POUR UN DEBIT DECENNAL ($7\ 800\ m^3 \cdot s^{-1}$) ET DIFFERENTES CONDITIONS DE HOULE. LA ZONE GRISEE INDIQUE L'EXUTOIRE DU FLEUVE AU NIVEAU DU POULIER.	175
FIGURE 7.16 - SALINITE DE L'EAU MODELISEE A L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE, POUR UN DEBIT DECENNAL ($Q = 7\ 800\ m^3 \cdot s^{-1}$) ET UNE HAUTEUR DE HOULE $H_s = 5\ m$ EN PROVENANCE DU SECTEUR SE (HAUT), SSW (MILIEU) ET WSW (BAS).	176

FIGURE 8.1 – DENSITE DES SONDAS BATHYMETRIQUES EN 1955 ET 2014.....	178
FIGURE 8.2 – GRILLE UTILISEE POUR LES SONDAS DE 1955 (AVEC TRAIT DE COTE DE 1955).....	179
FIGURE 8.3 – HYDROGRAMME DE CRUE ET DE TEMPETE DE SE DE L’EVENEMENT EXCEPTIONNEL DE DECEMBRE 2003. LA ZONE SURLIGNEE CORRESPOND A LA PERIODE MODELISEE.	180
FIGURE 8.4 – HYDROGRAMME DE CRUE ET DE TEMPETE DE SSW DE L’EVENEMENT DE NOVEMBRE 2002. LA ZONE SURLIGNEE CORRESPOND A LA PERIODE MODELISEE.....	180
FIGURE 8.5 – HYDROGRAMME DE L’EVENEMENT EXCEPTIONNEL DE TEMPETE DE SE DE JANVIER 2006. LA ZONE SURLIGNEE CORRESPOND A LA PERIODE MODELISEE.....	180
FIGURE 8.6 – CARTES BATHYMETRIQUES DE L’EMBOUCHURE DU GRAND RHONE ACTUELLE (2014) ET PASSEE (1955). LES ISOBATHES (LIGNES GRISES) SONT DISPOSEES TOUS LES 5 M DE DENIVELE ET SONT REFERENCEES SUR LES CARTES TOUS LES 20 M (TEXTE) AINSI QUE LES ISOBATHES DE -3 ET -5 M.....	182
FIGURE 8.7 – EVOLUTION HISTORIQUE DE LA RIVE GAUCHE DU FLEUVE ET DU CAP DE ROUSTAN. LA RIVE GAUCHE SE COLMATE PEU A PEU GRACE A L’ALLONGEMENT DE LA (PETITE) FLECHE OBSERVABLE EN 1955 (SABATIER ET AL., IN PREP.).....	183
FIGURE 8.8 – L’EMBOUCHURE DE ROUSTAN EN 1955 (CLICHE IGN).....	183
FIGURE 8.9 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL CUMULE (MM3) AU NIVEAU DES DIFFERENTS TRANSECT DE L’EMBOUCHURE DU GRAND RHONE, AU COURS DES EVENEMENTS DE NOVEMBRE 2002, DECEMBRE 2003 ET JANVIER 2006, MODELISE AVEC DELFT3D AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955 (VERT) ET DE 2014 (GRIS).....	185
FIGURE 8.10 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL CUMULE AU COURS DES EVENEMENTS DE NOVEMBRE 2002 (GAUCHE), DECEMBRE 2003 (MILIEU) ET JANVIER 2006 (DROITE) MODELISE AVEC DELFT3D AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014 (HAUT) ET DE 1955 (BAS).....	187
FIGURE 8.11 – CHARRIAGE CUMULE AU COURS DES EVENEMENTS DE NOVEMBRE 2002 (GAUCHE), DECEMBRE 2003 (MILIEU) ET JANVIER 2006 (DROITE) MODELISE AVEC DELFT3D AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014 (HAUT) ET DE 1955 (BAS).....	187
FIGURE 8.12 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU DECEMBRE 2003, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	192
FIGURE 8.13 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU DECEMBRE 2003, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	193
FIGURE 8.14 – CHARRIAGE (BST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU DECEMBRE 2003, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	194
FIGURE 8.15 – CHARRIAGE (BST) OBTENU AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU DECEMBRE 2003, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	195
FIGURE 8.16 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTALE (TST) AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU NOVEMBRE 2002, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTA.	196

FIGURE 8.17 – TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTALE (TST) AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU NOVEMBRE 2002, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	197
FIGURE 8.18 – CHARRIAGE (BST) AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU NOVEMBRE 2002, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	198
FIGURE 8.19 – CHARRIAGE (BST) AU DEBUT, AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU NOVEMBRE 2002, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	199
FIGURE 8.20 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU JANVIER 2006, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	200
FIGURE 8.21 - TRANSPORT SEDIMENTAIRE TOTAL (TST) AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU JANVIER 2006, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.	201
FIGURE 8.22 - CHARRIAGE (BST) AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU JANVIER 2006, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 1955. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	202
FIGURE 8.23 - CHARRIAGE (BST) AU PIC ET A LA FIN DE L’EVENEMENT DU JANVIER 2006, MODELISE AVEC LA BATHYMETRIE DE 2014. CHAQUE FIGURE REPRESENTE LE TRANSPORT MODELISE A UNE DATE DONNEE DE LA PERIODE QU’ELLE REPRESENTE.....	203

Table des tableaux

TABLEAU 2.1 - DEBITS CARACTERISTIQUES DU RHONE TOTAL (BEUCAIRE) ET DU GRAND RHONE (ARLES). LES « DEBITS DE CRUE » SONT EXPRIMEES EN FONCTION DE LA VALEUR MINIMALE, MAXIMALE OBSERVEES ET DES DIFFERENTES PERIODES DE RETOUR PRESENTEES DANS LE TABLEAU.	19
TABLEAU 2.2 – SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES TENTATIVES DE QUANTIFICATION DE LA CHARGE SOLIDE DU RHONE. LES VALEURS EN GRAS SONT CELLES FOURNIES PAR LES AUTEURS. LES CONVERSIONS TONNES / METRES CUBE SONT FAITES AVEC UNE MASSE VOLUMIQUE DE 1,6 POUR LES MES ET 2,6 POUR LA CHARGE DE FOND (MODIFIE D’APRES MAILLET, 2005).	32
TABLEAU 2.3 – QUANTIFICATION DES EVENEMENTS DE TEMPETE ET DE CRUE ENTRE 1979 ET 2010.	47
TABLEAU 2.4 – FICHES D’IDENTITE SYNTHETIQUE DES DIFFERENTS SCENARIOS. LES INTENSITES AU PIC MINIMALES, MOYENNES ET MAXIMALES DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE AINSI QUE LA DUREE DE LA TEMPETE ET DE LA CRUE SONT PRESENTEES EN FONCTION DES DIFFERENTS SCENARIOS ETUDIES. LES VALEURS RENSEIGNEES EN NOIR SONT CALCULEES A PARTIR DES TEMPETES ET CRUES ECHANTILLONNEES QUI RESPECTENT LES SEUILS DEFINIS ($Q \geq 3\,900\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ET $H_s \geq 3\text{ m}$). LES VALEURS RENSEIGNEES EN GRIS SONT CALCULEES A PARTIR DES TEMPETES ET CRUES ECHANTILLONNEES, INCLUANT LES EVENEMENTS ECHANTILLONNES EN DESSOUS DES SEUILS.	48
TABLEAU 3.1 – CRITERES CALCULES POUR COMPARER LES DONNEES OBSERVEES (MESURHO) ET LES SORTIES DE MODELES (ANEMOC-2 ET DELFT3D). LES CASES VERTES INDIQUENT DE TRES BONS RESULTATS, LES JAUNES DES RESULTATS ACCEPTABLES ET LES ROUGES DES MAUVAIS RESULTATS.	69
TABLEAU 4.1 - HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (Hs) ET DEBIT APPLIQUE POUR MODELISER DES EVENEMENTS DE « TEMPETE SEULE ».	76
TABLEAU 4.2 - HAUTEUR DE HOULE SIGNIFICATIVE (Hs) ET DEBITS APPLIQUES POUR MODELISER DES EVENEMENTS DE « CRUE SEULE ».	89
TABLEAU 5.1 – PRESENTATIONS DES PICS DE TEMPETES ET CRUES COMPOSANT LES CAS D’ECOLE MODELISES AVEC DELFT3D.	94
TABLEAU 5.2 - TEMPORAL ORGANIZATION OF FLOOD AND STORM SUCCESSIONS. THE THRESHOLD OF 3900 M3.S-1 (ANNUAL RETURN PERIOD) IS USED TO DEFINE A FLOOD, AND A SIGNIFICANT WAVE HEIGHT THRESHOLD OF APPROXIMATELY 3 M IS USED TO DEFINE A STORM.	102
TABLEAU 5.3 - ROOT MEAN SQUARE (RMS) COEFFICIENT CALCULATED BASED ON THE MESURHO, ANEMOC AND DELFT3D DATA FOR WAVE CHARACTERISTICS AND WITH ADCP MEASUREMENTS AND DELFT3D DATA FOR DEPTH AVERAGED VELOCITY (DAV). THESE COEFFICIENTS ARE USED TO ASSESS THE SIMULATION QUALITY.	104
TABLEAU 6.1 – PRESENTATION DES PICS DE TEMPETES ET CRUES COMPOSANT LES CAS D’ECOLE MODELISES AVEC DELFT3D. LES SCENARIOS INDIQUES PAR UNE CROIX GRISE (VAGUES DE 5M EN WSW) N’ONT JAMAIS ETE OBSERVES.	135

Chapitre 1

Etat de l’art sur les dynamiques hydrosédimentaires des embouchures deltaïques

1.1 DEFINITIONS ET GENESE DES DELTAS

La définition du terme « estuaire » est relativement récente et remonte à la 2^{nde} moitié du XX^e siècle. En 1951, [Ketchum \(1951\)](#) définit l’estuaire comme une masse d’eau dans laquelle un fleuve se mélange et se dilue mesurablement avec l’eau de mer, puis [Cameron & Pritchard \(1963\)](#) ajoutent que l’estuaire est semi-fermé mais communique librement avec la mer. [Dionne \(1963\)](#) complète cette caractérisation en proposant une sectorisation en fonction du gradient de salinité et en indiquant qu’un estuaire s’étend jusqu’à la limite amont de l’action de la marée. Cette définition est reprise par [Fairbridge \(1980\)](#) puis [Boyd et al. \(1992\)](#) qui ajoutent à l’effet de la marée l’influence du fleuve et des vagues, ces derniers présentant une classification des estuaires selon trois grandes influences : les vagues, la marée et le fleuve (Figure 1.1). De toutes ces définitions, nous retiendrons qu’un estuaire est un plan d’eau où la marée rencontre la rivière et où le mélange eau douce-eau de mer se produit ([Chanson, 2004](#)). Il peut être classé en fonction du gradient de salinité qui permet de mettre en évidence une éventuelle stratification de densité ([Dionne, 1963](#)), et on soulignera qu’une forte stratification (ou coin salé) se met en place quand le fleuve se déverse dans un bassin microtidal ([Chanson, 2004](#)). Parmi toutes ces définitions proposées, il est important de noter qu’aucune ne fait référence aux sédiments.

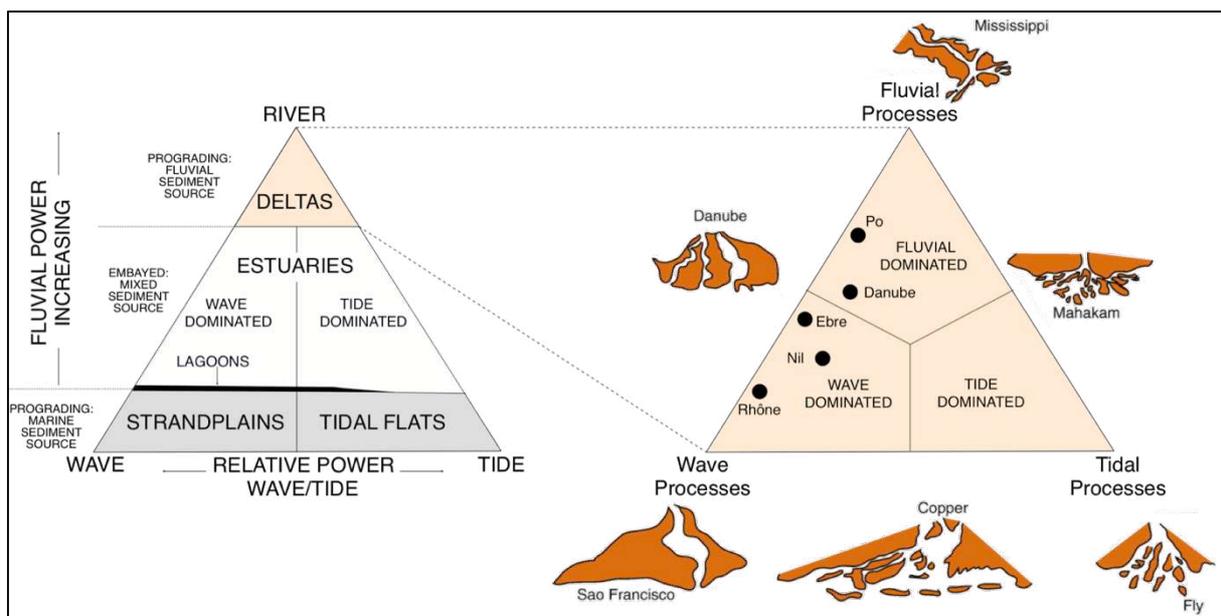


Figure 1.1 - Classification ternaire des systèmes côtiers d’après l’influence des vagues, de la rivière et de la marée (à gauche, d’après [Boyd et al., 1992](#)). Diagramme ternaire (à droite, d’après [Galloway, 1975](#) ; puis développé par [Wright, 1985](#)) communément utilisé dans la classification morphodynamique des deltas.

Les deltas sont des estuaires particuliers, dominés par le fleuve et caractérisés par des accumulations subaquatiques et subaériennes de sédiments à proximité de l’embouchure (Boyd *et al.*, 1992). Ils se forment dans les bassins où les conditions ne sont pas suffisamment énergiques pour disperser les sédiments apportés par le fleuve, mais ces sédiments peuvent aussi être issus de la remise en suspension par les vagues, les courants ou la marée de matériel déjà déposé (Wright, 1985). Les deltas sont caractérisés par des topographies relativement planes et forment un écosystème unique, favorisant une forte productivité de matière organique et une grande biodiversité (Anthony, 2014).

La morphologie des deltas est liée à la dynamique morpho-sédimentaire qui varie en fonction des trois principaux forçages : fleuve, vagues et marée. Galloway (1975) et Wright (1985 ; Figure 1.1, à droite) ont proposé des classifications désormais classiques de ces morphologies, résumées sur la Figure 1.2 reprise d’Anthony (2014). Les interactions entre ces trois forçages et leurs différentes intensités induisent des morphologies très variables. Les deltas soumis à une dynamique fluviale élevée et à des conditions tidales et marines faibles avancent fortement sur le domaine marin, l’exemple le plus connu étant celui du Mississippi. Dans les zones où la marée est très influente, les embouchures présentent des îlots ou des barres sablo-silteuses en quantité variables et parallèles aux courants de marée, qui sont présents à l’embouchure de la Fly river par exemple. Enfin, le delta dominé par la houle présente très probablement le schéma d’évolution des deltas le plus commun (Anthony, 2014). Lorsque les vagues sont suffisamment fortes face aux apports fluviaux, et en absence de marée, ces embouchures montrent une morphologie caractéristique dit « cusplate » (Wright & Coleman, 1973). Les deltas du Nil et du Rhône en sont des cas typiques.

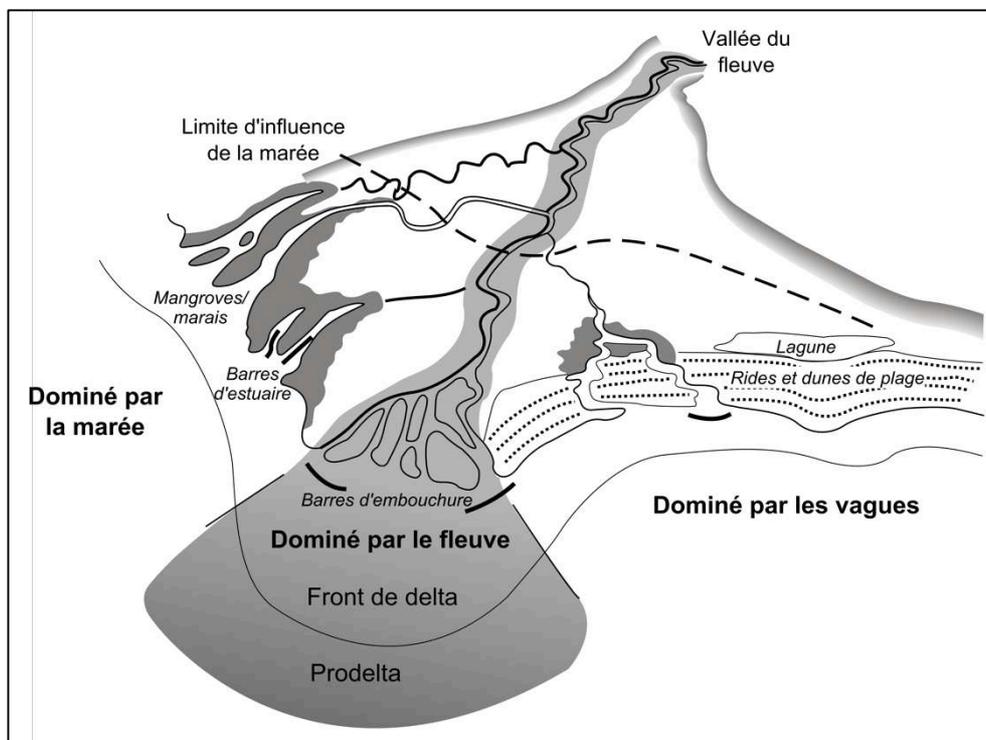


Figure 1.2 – Représentation schématique de la géomorphologie des deltas dominés par la marée, le fleuve ou les vagues (modifiée d’après Anthony, 2014).

1.2 DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES DES EMBOUCHURES DES DELTAS DOMINES PAR LES VAGUES

1.2.1 Principes généraux de la propagation de la houle et des courants littoraux

L’essentiel de l’hydrodynamique et du transport sédimentaire sur une côte microtidale répond à l’influence des vagues (SHOM, 2004) caractérisées par leur hauteur, leur période (temps écoulé entre le passage de deux crêtes) et leur direction. Même s’il peut exister par endroits de forts courants côtiers associés aux grands courants océaniques, le paramètre majeur du transport sur le littoral reste la houle en absence de marée.

La houle se forme au large et se dissipe très peu, mais les ondulations qu’elle forme vont se modifier en se rapprochant de la côte à cause des transformations engendrées par la bathymétrie (Wright & Coleman, 1973; Coleman & Huh, 2004). La houle interagit en effet de six manières avec le fond : réflexion, diffraction, réflexion, dispersion, *shoaling* et déferlement (*breaking*) (CETMEF, 1985). Ce dernier processus demeure le mécanisme principal du transport sédimentaire, l’énergie des vagues est alors dissipée et alimente en partie des courants de dérive (*longshore drift*) et de compensation (*undertow*).

Lorsque la houle arrive sur la côte, elle est organisée en fronts d’ondes qui déferlent le long du rivage. Les vagues de houle sont guidées par la bathymétrie de la zone et s’orientent pour rester perpendiculaires à la direction de la plus grande pente. Ce principe de réfraction fait que les fronts d’ondes divergent dans les baies et convergent vers les caps (Figure 1.3), autrement dit l’énergie de la houle est concentrée sur les caps et dissipée dans les baies. Dans le cas des deltas, le processus de réfraction lié à la bathymétrie lobée des embouchures entraîne donc une concentration des vagues (devant les embouchures), et un transport important au sommet des fronts de delta lié au déferlement des vagues incidentes.

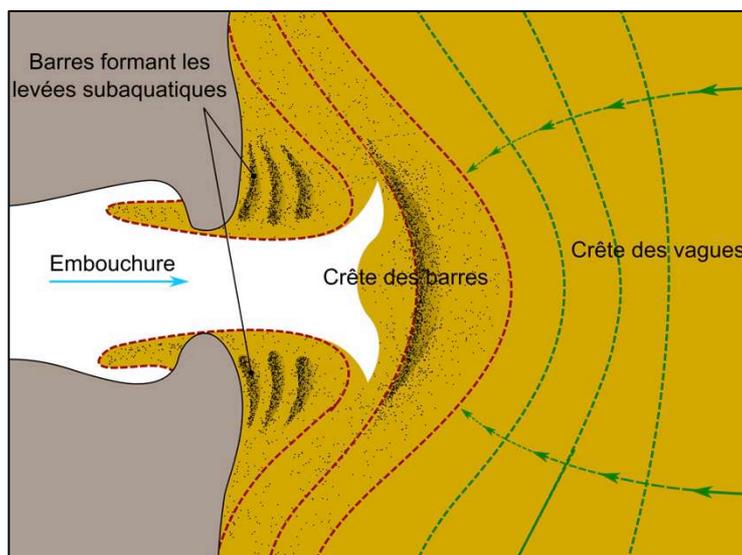


Figure 1.3 – Représentation schématique de la réfraction de la houle devant une embouchure avec une convergence des orthogonales de houle et une augmentation de l’énergie (d’après Wright, 1977).

1.2.2 Principes généraux sur le transport sédimentaire

Les embouchures des deltas sont en constante évolution sous contraintes morphologiques (viscosité du fluide, pente, granulométrie, morphologie des berges et des plages, présence de substrats, d’obstacles ou de fosses) et hydrodynamiques (combinaison débit/courant/vague). La compréhension de la dynamique sédimentaire dans ces environnements passe donc par l’étude des interactions qui lient l’écoulement, le transport des sédiments et le développement des formes de fond. J’établie ici une synthèse des processus physiques qui régissent le transport sédimentaire.

Les sédiments sur le fond possèdent une résistance à l’écoulement et au transport solide. La contrainte de cisaillement est la force qui détermine la capacité de l’écoulement à éroder et transporter ces particules de sédiments, qui ne peuvent être mises en mouvement que si la contrainte de cisaillement est supérieure à la contrainte de cisaillement critique (Rosse, 1986). Aux embouchures, cette contrainte de cisaillement est due à l’action combinée du courant et de la houle sur le fond : l’oscillation des particules d’eau engendrée par la houle va induire la remise en suspension des particules (circulation orbitale) qui seront transportées par les courants par charriage ou par suspension.

Le terme de « charge en suspension » est utilisé pour les particules qui sont transportées par le courant sans contact avec le fond. Il s’agit généralement de particules fines qui peuvent être apportées par le fleuve, la dérive littorale ou par la remise en suspension de particules préalablement déposées. Ce mode de transport intervient le plus souvent en présence de turbulences. La « charge de fond » correspond aux particules plus grossières qui ne peuvent être transportées que par glissement, roulement ou saltation. Ce mode de transport intervient quand la contrainte de cisaillement sur le fond est supérieure à la contrainte de cisaillement critique mais insuffisante pour maintenir les particules en suspension.

Le transport par suspension et le transport par charriage alimentent le flux solide qui s’écoule dans un chenal. Le passage d’un mode à l’autre dépend de la taille et densité des particules et de la structure de l’écoulement. Communément, le terme BST, pour *Bedload Sediment Transport* ou charge de fond, inclut le charriage et la saltation. Le terme SST (*Suspended Sediment Transport*) correspond uniquement au transport des particules en suspension. La limite entre ces deux grands modes de transport est très difficile à définir et laisse place à une incertitude (van Rijn, 1993a).

En mer, l’action des houles sur le déplacement des sédiments s’étend jusqu’à vers 20 mètres de fond (Marion *et al.*, 2010), et elle peut concerner les sédiments récemment apportés ou remobiliser ceux déposés plus au large ou sur d’anciennes embouchures (Marion *et al.*, 2010; Anthony, 2015).

1.3 LES EMBOUCHURES MICROTIDALES DOMINEES PAR LES VAGUES

1.3.1 Les processus et zonations des dynamiques hydrosédimentaires des embouchures deltaïques microtidales dominées par les vagues

La forme des embouchures deltaïques en mer microtidale (*i.e.* marnage < 2 m) est due à un ajustement permanent entre les écoulements fluviaux et la dynamique marine (Wright & Coleman, 1973), c’est-à-dire à un équilibre dynamique entre les vagues et le fleuve qui module le transit des apports fluviaux vers le littoral. Les principaux deltas méditerranéens (Figure 1.1) présentent tous une morphologie essentiellement influencée par le fleuve (*e.g.* Po) et/ou la houle (*e.g.* Rhône), associée au développement de barrières de cordons sableux et à la progradation d’espaces fluviaux-lagunaires.

Dans le cas des embouchures **dominées par la houle**, le fleuve présente un chenal principal d’écoulement étroit et plus profond incisé entre les levées subaquatiques (Figure 1.4A) qui remonte en pente douce jusqu’à se fondre avec le dos de la barre d’embouchure (Figure 1.4A ; Wright, 1977). Les levées subaquatiques sont mobiles (*swash bars*) et peuvent se continuer en barres sableuses dont la position et l’orientation évoluent. La barre d’embouchure peut être reliée ou pas aux levées subaquatiques, et son front est caractérisé par une forte pente. Si les vagues sont obliques et suffisamment fortes, elles peuvent entraîner une asymétrie de l’embouchure (Figure 1.4B ; Bhattacharya & Giosan, 2003; Giosan, 2007).

Ce modèle conceptuel est relié à quelques éléments morphologiques et processus majeurs qui contrôlent la forme que peut prendre le delta, repris et présenté ci-dessous.

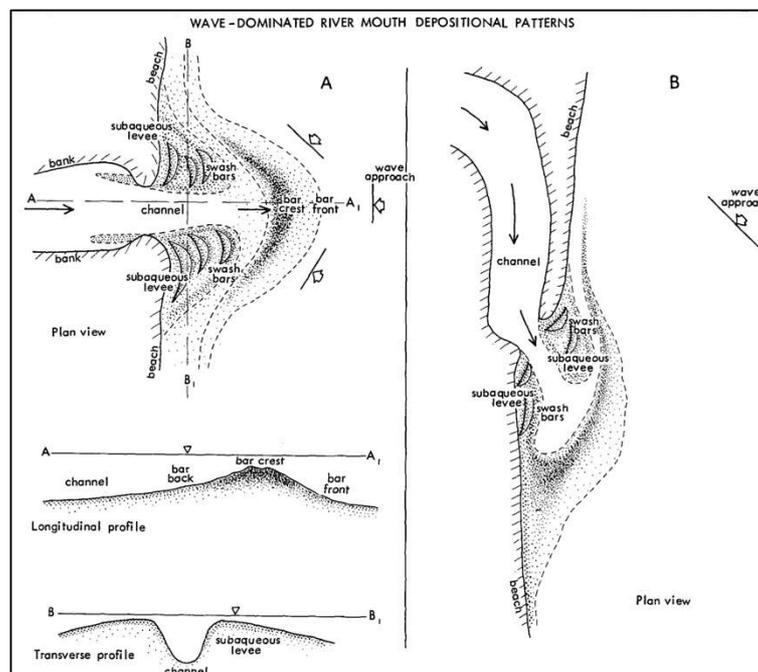


Figure 1.4 - Organisation des dépôts caractéristique des embouchures influencées par une forte activité des vagues. A) Vagues perpendiculaires à la côte. B) Vagues obliques (Wright, 1977).

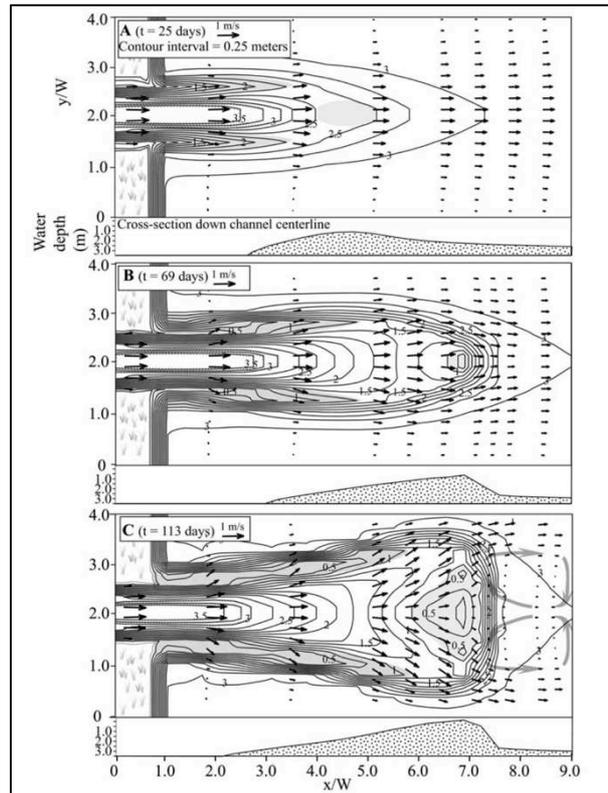


Figure 1.5 – Cartes bathymétriques (isobathes noires) associées aux vecteurs de courant (flèches noires), décrivant l’évolution générale d’une barre d’embouchure, telle que modélisée avec Delft3D. A) La barre d’embouchure prograde jusqu’à $x/W = 5$. B) Les levées subaquatiques continuent de se développer vers le bassin, mais la barre d’embouchure bloque la progradation. C) Les levées subaquatiques commencent à se propager de part et d’autre de la barre d’embouchure qui aggrade verticalement et s’élargie (Edmonds & Slingerland, 2007).

Le **jet du fleuve**, défini par la concentration du flux du fleuve en un chenal étroit et puissant, détermine le chemin emprunté par les particules au droit de l’embouchure ainsi que leur dépôt.

La **barre d’embouchure** qui fait face à l’exutoire des fleuves deltaïques microtidaux a été décrite dans de nombreux travaux sur les deltas sableux où l’action des vagues est significative, tels que l’Ombrone (Pranzini, 2001), le Danube (Giosan, 2007; Dan et al., 2009) et le Rhône (Sabatier et al., 2009). Elle est une source de charriage importante, qui peut être reliée ou non aux barres d’avant-côte situées en face des plages. Sa profondeur et son étendue jouent aussi un rôle significatif dans la propagation du coin salé, *i.e.* la pénétration de la mer dans le fleuve (Ibáñez et al., 1997). De plus, la barre d’embouchure correspond à une unité morphologique mobile qui reflète la dynamique des forcages qui interagissent. Récemment, Edmonds & Slingerland (2007) ont montré à l’aide de simulations numériques que, pour un delta soumis à la seule influence du fleuve, la distance entre la barre d’embouchure et l’exutoire du fleuve croît avec le flux du fleuve et la profondeur d’eau dans le bassin. Par contre cette distance décroît si la granulométrie des sédiments apportés augmente (Figure 1.5). Pour des conditions identiques de granulométrie, pente et courant, un exutoire plus large permet également de repousser la barre d’embouchure vers le large. La position de cette barre est donc dépendante du fleuve, mais elle l’est aussi de la puissance et de l’orientation des vagues, qui peuvent détruire ou inhiber sa formation en déviant (vagues obliques) ou déstabilisant (vagues frontales) le jet du fleuve (Figures 1.6 et 1.7, Nardin & Fagherazzi, 2012; Canestrelli et al., 2014). Ces travaux confirment tous qu’à long-terme, la barre d’embouchure résulte des interactions vagues-fleuve et qu’elle contribue et joue

en retour sur l’évolution morphodynamique du delta. Cette autorégulation du milieu peut être apparentée à un « équilibre morphodynamique » qui occasionnerait à l’échelle événementielle ou saisonnière le rythme de formation, de remobilisation, de façonnage, etc. de la barre d’embouchure (Figure 1.8 ; Anthony, 2015).

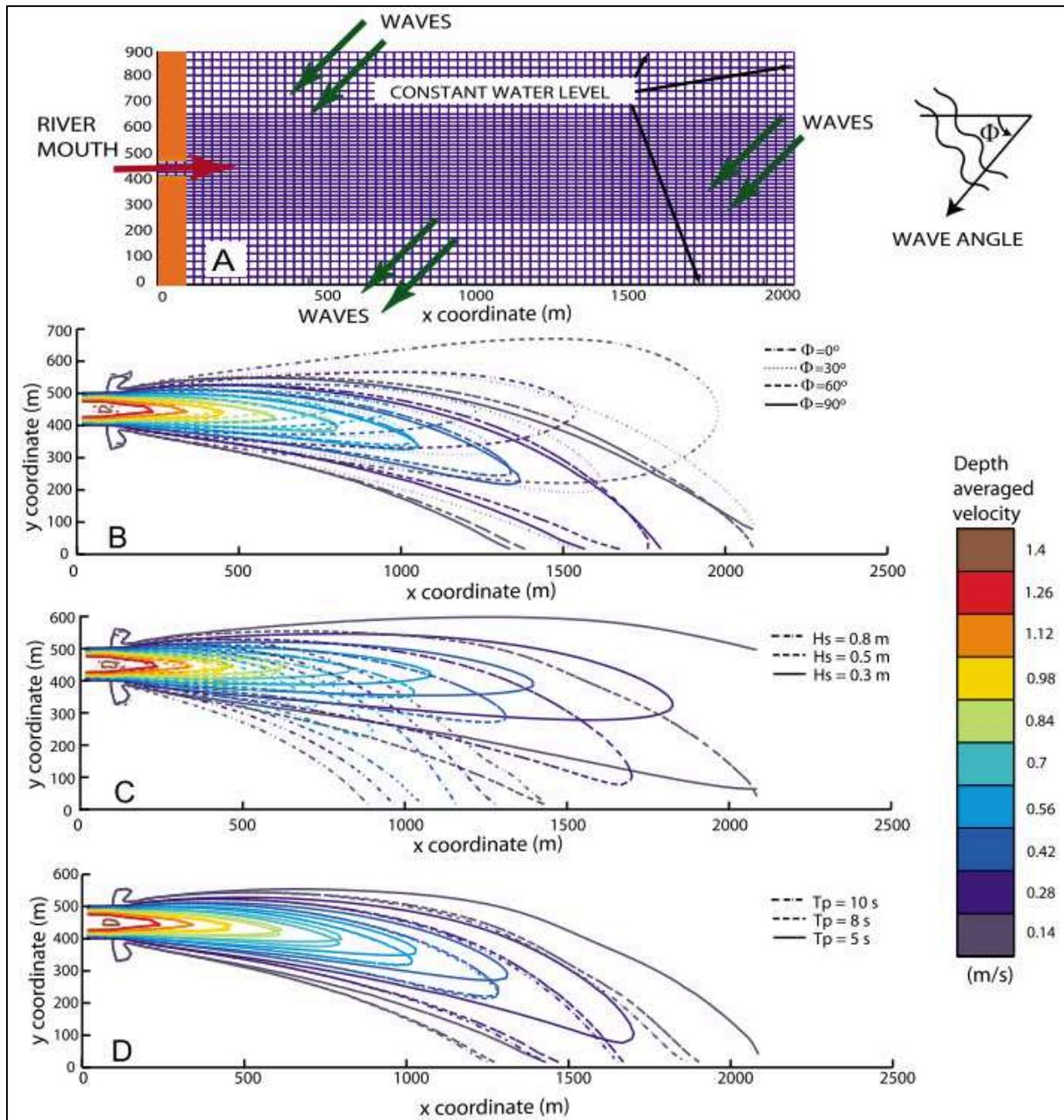


Figure 1.6 – Sorties de modèles représentant l’orientation et la vitesse du jet d’un fleuve en fonction de différentes conditions de vagues. A) Domaine modélisé et conditions aux limites. B) Lignes de contour du courant moyen (« depth averaged velocity ») pour quatre directions de provenance de vagues ($H_s = 0,3$ m, $T_p = 5$ s). C) Lignes de contour du courant moyen (« depth averaged velocity ») pour trois hauteurs de vagues significatives ($\phi = 45^\circ$, $T_p = 5$ s). D) Lignes de contour du courant moyen (« depth averaged velocity ») pour trois périodes au pic de vagues ($H_s = 0,5$ m, $\phi = 45^\circ$). Toutes les simulations sont réalisées avec une hauteur d’eau de 3 m et un courant de $1,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Nardin & Fagherazzi, 2012).

Le **front de delta** (Figure 1.2) est la partie la plus active et très certainement la plus intéressante d’un point de vue morphodynamique. Cette zone qui comprend la barre d’embouchure concentre l’essentiel des dépôts. Lorsque le fleuve arrive en mer, son flux se diffuse et sa capacité de transport diminue. Les sédiments les plus grossiers sont déposés en premier et forment l’essentiel de la barre d’embouchure (Wright & Coleman, 1974; Masselink & Hughes, 2003).

Au-delà du front de delta, le **prodelta** (Figure 1.2) reçoit les sédiments plus fins apportés par le jet du fleuve, généralement du limon et des argiles (Masselink & Hughes, 2003). Ces zones sous-marines ne sont pas affectées par le charriage. Tous les deltas ne présentent pas forcément un prodelta, mais lorsqu’il est présent il se trouve le plus souvent au-delà de l’influence des vagues (et de la marée). Le principal mécanisme de mobilisation des sédiments dans cette zone sont les *slumps* et les *gullies*, des avalanches boueuses sous l’effet de la gravité (Masselink & Hughes, 2003; Maillet *et al.*, 2006).

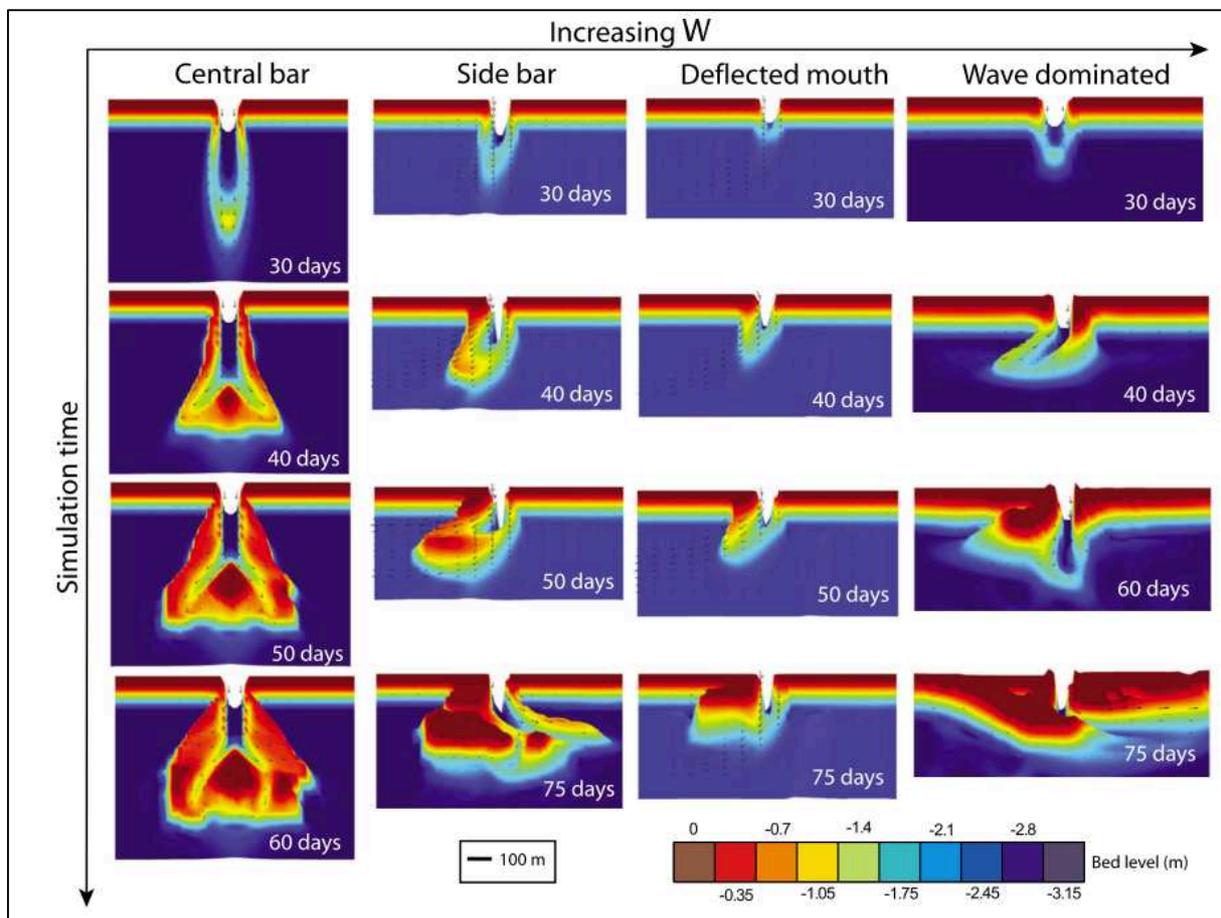


Figure 1.7 – Sorties de quatre modèles montrant l’évolution de l’embouchure du fleuve sous différentes conditions de vagues. Chaque série comprend quatre illustrations de l’évolution de la barre d’embouchure (subaquatique) après 30 à 60-75 jours. Les vecteurs de vitesse (flèches noires) apparaissent par-dessus la bathymétrie. Première colonne (barre centrale) : Profondeur initiale = 3 m, Courant = $2,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $\phi = 0^\circ$, $H_s = 0,3 \text{ m}$ et $T_p = 5 \text{ s}$. Deuxième colonne (barre latérale) : Profondeur initiale = 3 m, Courant = $1,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $\phi = 30^\circ$, $H_s = 0,5 \text{ m}$ et $T_p = 10 \text{ s}$. Troisième colonne (barre déviée) : Profondeur initiale = 3 m, Courant = $0,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $\phi = 45^\circ$, $H_s = 0,5 \text{ m}$ et $T_p = 8 \text{ s}$. Quatrième colonne (dominé par les vagues) : Profondeur initiale = 3 m, Courant = $1,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $\phi = 0^\circ$, $H_s = 1,0 \text{ m}$ et $T_p = 10 \text{ s}$ (Nardin & Fagherazzi, 2012).

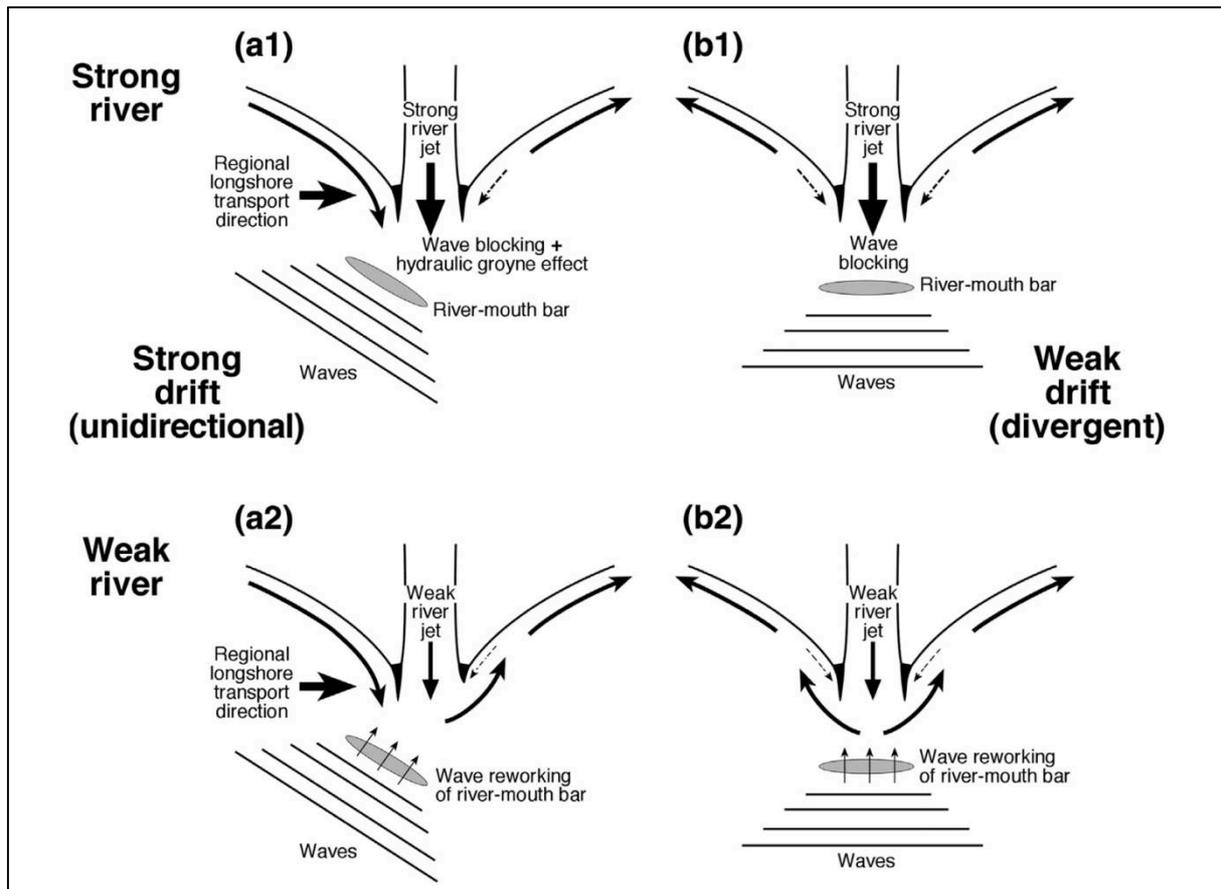


Figure 1.8 – Schéma conceptuel des interactions entre l'embouchure du fleuve et les vagues, avec différents scénarios (Anthony, 2015). Un (a) fort et (b) un faible courant longitudinal sont associés à (1) une forte et (2) une faible influence du fleuve. Une forte influence du fleuve se manifeste par la mise en place d'un « wave blocking » (a1 et b1) et d'un « hydraulic groyne effect » du fleuve sur le courant de dérive (a1). Dans les cas (a1) et (b1), les interactions fleuve-vagues entraînent la formation d'une barre d'embouchure. Une faible influence du fleuve se manifeste essentiellement par une remobilisation des sédiments par les vagues et une dérive dominante, qu'elle soit forte (a2) ou faible (b2). La dissipation de l'énergie des vagues peut générer un gradient entre l'embouchure et les plages voisines à l'origine d'un courant localement opposé à la dérive. Le fort courant unidirectionnel (a) peut entraîner une asymétrie de l'embouchure.

Les **flèches sableuses**, accumulations de sables, sont les figures morphologiques les plus dynamiques des zones côtières. Elles traduisent des apports sédimentaires importants et l'existence d'une dérive littorale (Dan *et al.*, 2011; Pichard *et al.*, 2014; Sabatier & Anthony, 2015; Vespremeanu-Stroe & Preoteasa, 2015). Leur stabilité dépend de l'équilibre entre quantité de sédiment disponible et forçages hydrodynamiques. L'évolution des flèches résulte des interactions entre les transports sédimentaires longitudinaux et orthogonaux à la côte (Dan *et al.*, 2011), et grâce aux apports du transport longshore, le lobe subaquatique peut rapidement se développer le long de la structure, suivant le *barrier steering effect* défini par Giosan (2007). Ces structures agissent souvent comme des barrières qui protègent une lagune néo-formée (Dan *et al.*, 2011; Anthony, 2015; Vespremeanu-Stroe & Preoteasa, 2015). Dans le cas des embouchures, des flèches sableuses, souvent nommées pouliers, peuvent s'avancer en travers du chenal du fleuve. En plus des mécanismes classiques décrits au dessus, leur développement est alors aussi contrôlé par le courant du fleuve.

Les **barres d'avant côte** correspondent à des figures sédimentaires de grande taille (> décamétriques) sous la forme de bancs de sables dans la zone du déferlement des vagues. Leur morphologie a largement

été étudiée depuis les travaux novateurs de [Wright & Short \(1984\)](#) mais l’origine de leur formation reste encore floue car plusieurs mécanismes les généreraient ([Wijnberg & Kroon, 2002](#)). Les barres d’avant côte, lorsqu’elles sont accolées à une barre d’embouchure, peuvent potentiellement participer à la diffusion des sédiments le long des plages.

Le point majeur de la dynamique sédimentaire à l’embouchure est la manière dont interagissent les vagues et le jet du fleuve (Figure 1.8 ; [Anthony, 2015](#)). Les **houles obliques** associées à un faible jet du fleuve accentuent la mobilisation des sédiments du lobe deltaïque vers la plage via le courant de dérive et peuvent entraîner l’érosion du cap qui sépare la rive du fleuve de la plage adjacente (e.g. rive gauche et plage Est dans la Figure 1.8a2). Elles entraînent un déplacement des sédiments parallèle à la côte (Figure 1.8a). Ce « fleuve littoral » est capable de transporter des masses considérables de sédiments, que ce soit par charriage ou par suspension. Les sédiments sont arrachés à la côte par la houle ou parfois apportés du large par le courant de translation sur les fonds. La zone de vitesse maximale du courant de houle est située dans la fosse de lévigation (zone plus profonde, située entre la plage et la barre d’avant côte). Il s’agit du courant de lévigation, généralement caractérisé par une faible charge sédimentaire et une puissance érosive importante. L’essentiel du transport en suspension se fait à proximité de ce courant de houle, sur la barre d’avant côte ([Rosse, 1986](#)). Les **houles qui arrivent parallèles** à l’embouchure (Figure 1.8b) entraînent une dérive moins importante et généralement dirigée de part et d’autre de l’exutoire.

Les zones concernées par une forte influence des vagues et un débit fluvial important sont souvent affectées par l’atténuation, voire le blocage des vagues par le flux du fleuve ou plus généralement par un courant opposé. La propagation des vagues dans ces conditions entraîne la diminution de leur célérité et par conséquent l’augmentation de leur hauteur ([Chawla & Kirby, 2002](#)). Plusieurs travaux ont tenté de préciser ce processus de **wave blocking** ([Suastika et al., 2000](#); [Chawla & Kirby, 2002](#); [Suastika, 2012](#); [Dodet et al., 2013](#)), avec l’amélioration des moyens numériques pour reproduire les effets du courant sur les vagues ([Van der Westhuysen, 2011, 2012](#)), mais les interactions vagues-courants ne sont encore que partiellement comprises ([Dodet et al., 2013](#)).

[Anthony \(2015\)](#) a conceptualisé les interactions entre le fleuve et les vagues dans le cas d’un delta dominé par les vagues (Figure 1.8). Lorsque l’influence du fleuve est forte (Figure 1.8 a1 et b1), les interactions vagues-fleuve se manifestent par la mise en place d’un *wave blocking*. Lorsque l’influence du fleuve est faible (Figure 1.8 a2 et b2), les interactions vagues-fleuve se manifestent essentiellement par la formation et/ou la mobilisation de la barre d’embouchure vers la côte.

Quand le jet du fleuve est puissant, il peut jouer le rôle d’un épi sur l’hydrodynamique locale (*hydraulic groyne effect*). Cela peut se traduire par plusieurs aspects. Le premier est la réorganisation du transport longitudinal local en fonction de l’orientation des vagues, avec la dissipation de l’énergie des vagues qui peut générer un gradient entre l’embouchure et les plages voisines à l’origine d’un courant localement opposé à la dérive (Figure 1.8 ; [Anthony, 2015](#)). Le second est lié à la sédimentation des particules en amont (*updrift*) du jet du fleuve (par rapport à la dérive littorale) et potentiellement une érosion en aval (*downdrift*), limitant l’impact de la dérive littorale sur la déviation des embouchures ([Giosan et al., 2005](#); [Giosan, 2007](#); [Ashton & Giosan, 2011](#)).

1.3.2 Évolution temporelle des deltas microtidaux

L'évolution temporelle des deltas à l'échelle du siècle s'explique principalement par celle des apports fluviaux (liquide et solide) plus que par celles des vagues. Des variations morphologiques saisonnières ou pluriannuelles sont fréquentes à court terme et généralement liées au climat local des fleuves et des vagues. Mais sur le long terme (siècle), ces changements sont souvent commandés par des avulsions et les variations du débit liquide/solide naturelles et/ou anthropiques du fleuve. Le Danube par exemple présente des caractéristiques différentes selon l'embouchure étudiée (Panin, 1997; Giosan, 2007), car les nombreuses avulsions du fleuve ont entraîné une auto-régulation du delta dominée tour à tour par le fleuve et les vagues (Giosan *et al.*, 2005). Le Rhône connaissait une forte hydraulicité et des apports massifs, à la fin du XVI^e-mi-XIX^e siècle, pendant le petit âge glaciaire, (Pichard *et al.*, 2014), entraînant des avulsions fréquentes (Vella *et al.*, 2005), mais aujourd'hui sa morphologie est celle d'un fleuve dominé par la houle.

Les **fleuves** alimentant des deltas doivent avoir des **apports sédimentaires importants**. Les modifications naturelles climatiques et anthropiques (agriculture, reforestation, barrages et extraction de sédiments) peuvent avoir un impact significatif sur ces apports. Dans beaucoup de cas, ces modifications ont entraîné une réduction des apports sédimentaires, et parfois un recul du lobe deltaïque (Syvitski *et al.*, 2005; Simeoni & Corbau, 2009; Pichard *et al.*, 2014), Anthony, 2014; Sabatier & Kulling, 2015 Pranzini, 2001; Simeoni & Corbau, 2009). D'autres deltas connaissent au contraire un regain sédimentaire favorisé par la modification des usages des sols tels que la déforestation ou l'agriculture (*e.g.* Arno (Italie), Ebre (Espagne), Po (Italie), Var (France) ; Syvitski & Saito, 2007), par le retrait des glaciers (Bravard *et al.*, 2008) ou par une capacité de transport plus importante associée à des débits plus élevés (*e.g.* Amazon (Brazil), Mekong (Vietnam), Niger (Nigeria), Nil (Egypte) ; Syvitski & Saito, 2007). Enfin, il faut noter qu'en Méditerranée les apports sédimentaires se font essentiellement lors des fortes crues (Danube, Bhattacharya & Giosan, 2003; Giosan, 2007, Rhone, Maillet *et al.*, 2006; Eyrolle *et al.*, 2012), et leur fréquence et intensité est donc un paramètre majeur de leur évolution.

Enfin, la variabilité de ces apports fluviaux peut aussi jouer sur la morphologie par un effet hydrodynamique. Les embouchures de deltas progradent dans deux conditions : 1) dès que les conditions de vagues et de courant ne permettent pas de disperser tous les sédiments apportés par le fleuve ou 2) lorsque les apports liquides et solides du fleuve sont suffisants pour atténuer même les vagues les plus importantes (Anthony, 2014, 2015). Dans ce dernier cas, le jet du fleuve peut en effet bloquer la propagation de la houle, et l'embouchure subit alors la dissipation de l'énergie des vagues (déferlement) via le mécanisme de *wave blocking* et la réfraction (Suastika *et al.*, 2000; Sabatier *et al.*, 2009; Dodet *et al.*, 2013). Ce *wave blocking* peut être accentué par une concentration importante en MES dans le fleuve, ce qui est généralement le cas des deltas pendant les événements de crue.

Lors des crues, le jet du fleuve est plus dense et peut agir à la manière d'un épi. Il s'agit de l'*hydraulic groyne effect*, c'est-à-dire le blocage ou simplement la modification du transport longshore par le jet du fleuve (Figure 1.8 ; Bhattacharya & Giosan, 2003; Giosan, 2007). Le courant longshore va alors s'ajuster, et ce phénomène peut être déterminant pour l'évolution morphologique du delta (Bhattacharya & Giosan, 2003). Le **charriage** dans la zone abritée par le jet (de part et d'autre du jet sur le dos de la barre d'embouchure) se

retrouve nettement réduit et doit contribuer à la formation de la barre d’embouchure, comme cela a été évoqué par [Anthony \(2015\)](#).

1.4 OBJECTIFS DE L’ETUDE

Malgré le grand nombre de deltas soumis à l’influence des vagues qui existent à travers le monde, la connaissance de l’hydrodynamique de ces milieux reste très lacunaire car rares sont les travaux qui essaient de présenter une approche pluridisciplinaire couplant les processus morphodynamiques fluviaux et côtiers ([Anthony, 2015](#)). En effet, la plupart des études sont limitées par les outils de mesures qui ne permettent pas d’observer directement les processus qui interviennent dans la mobilisation des sédiments aux embouchures ([Giosan, 2007](#); [Dodet, 2013](#)). Aujourd’hui, la modélisation est une alternative répandue qui permet de compléter les données existantes ([Geleynse et al., 2011](#); [Nardin & Fagherazzi, 2012](#); [Fagherazzi et al., 2015](#)). Plusieurs études, par exemple, se sont appuyées sur l’observation des formes de fond afin de calibrer le transport de fond (charriage) dans un modèle numérique ([Barnard et al., 2013](#); [Elias & Hansen, 2013](#)). Mais dans le meilleur des cas, la prise en compte du fleuve ([Ashton et al., 2013](#)) ou des vagues ([Geleynse et al., 2011](#)), voire les deux ([Nardin & Fagherazzi, 2012](#); [Fagherazzi et al., 2015](#)), est simplifiée. En dehors des sorties de modèles, les jeux de données « réelles » sur les dépôts de la barre d’embouchure, voire même à l’échelle de l’embouchure, sont rares. Finalement, une des rares exceptions est le Rhône ([Suanez, 1997](#); [Maillet, 2005](#); [Vassas et al., 2008](#); [Maillet et al., 2011](#)) qui semble être le delta méditerranéen le plus « observé » ([Anthony, 2015](#)).

Le travail qui fait l’objet de ce manuscrit est une contribution à la compréhension des processus hydrodynamiques qui contrôlent une embouchure deltaïque microtidale. La zone d’étude est le delta du Rhône, un choix motivé par deux principaux facteurs : l’existence de nombreuses données disponibles et l’intérêt de nombreux acteurs du territoire pour ce site. Le bassin du Rhône est aménagé depuis plusieurs siècles, d’abord pour la navigation, puis pour la production hydroélectrique. Au fil du temps, le fleuve a vu sa vallée se métamorphoser avec des bouleversements profonds et durables qui ont conduit à une mutation considérable des conditions d’alimentation, de transfert et de stockage des sédiments. Dans le delta et la zone côtière proche, cette évolution se traduit par un bilan déficitaire ([Sabatier et al., 2006](#)) dont les impacts négatifs (recul du rivage) seront certainement amplifiés par la lente montée du niveau marin ([Wong et al., 2014](#)).

En ce qui concerne les données disponibles, le Rhône a fait l’objet de plusieurs thèses et travaux au cours des vingt dernières années, et il est également suivi par un réseau conséquent d’observatoire qui s’est développé sous l’impulsion de la Zone Atelier du Bassin du Rhône (ZABR), de la Zone Atelier ORME, des acteurs du Plan Rhône (www.planrhone.fr) et des trois régions riveraines du fleuve (Rhône Alpes, Provence-Alpes-Côte d’Azur et Languedoc-Roussillon), en coordination avec la Compagnie Nationale du Rhône (CNR). L’Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR, www.graie.org/osr), programme support de ce travail, est né en 2010 d’une volonté de réhabilitation à long terme du fleuve et de ses abords, exigeant une étude précise de sa dynamique fluviale et sédimentaire actuelle et passée. Il a pour but d’améliorer les connaissances

scientifiques interdisciplinaires qui traitent du transit sédimentaire et des formes fluviales, et ce afin d’éclairer les principaux acteurs du fleuve dans la mise en œuvre de leur politique environnementale. Enfin, mon travail s’inscrit aussi dans une recherche académique et contribue au programme DYNALIT-Embouchure (www.dynalit.fr/fr/embouchures) de l’INSU.

Dans ce contexte, mon travail vise à améliorer la connaissance du transport sédimentaire de l’embouchure du Grand Rhône par petits fonds. A l’échelle du Golfe du Lion et surtout pour le panache du Rhône cette démarche a déjà été entreprise (*Estournel et al., 2001; Periañez, 2005; F Dufois, 2008; Ulses et al., 2008; François Dufois et al., 2014; Many et al., 2016*) mais à ce jour, les modélisations du transport sédimentaire du Rhône en mer demeurent encore trop grossières pour permettre d’évaluer les modalités de la diffusion des sédiments vers les plages. Dans ce manuscrit je tenterai donc de préciser ces modalités selon différents scénarios de forçages qui associent le moteur de l’évolution d’une embouchure deltaïque que sont la houle et les débits du fleuve. Il s’agit de déterminer quel aléa prend une prépondérance ou pas durant des événements majeurs de crues et de tempêtes. En effet, ces derniers peuvent se réaliser simultanément, séparément ou s’enchaîner ce qui, a priori, doit impacter la distribution du transport sédimentaire à l’embouchure. De plus, l’intensité variable des tempêtes (et leur direction) et des crues induit probablement aussi des réponses différentes sur le transport sédimentaire.

Au démarrage de cette thèse je bénéficiais de trois atouts. Tout d’abord des relevés bathymétriques récents et inédits acquis par multifaisceaux en 2012-2013 (pour le CEREGE dans le cadre de l’OSR) et par Lidar (diffusés par le SHOM) autorisaient enfin une reproduction précise de la morphologie. Ensuite les modèles numériques « 3D » ont considérablement été améliorés et ils permettent aujourd’hui une utilisation en tant que « end-user ». Enfin des séries temporelles longues des forçages de débits (depuis 1920) et de houle (1979-2010) existent aujourd’hui à proximité de la zone. Par conséquent, ce contexte présentait une opportunité unique et novatrice pour tenter de répondre à ma problématique.

La zone étudiée est décrite précisément dans le Chapitre 2, et les caractéristiques du modèle numérique utilisé (Delft3D) sont présentées dans le Chapitre 3. Dans ce chapitre, j’expose les moyens employés pour mener à bien ces trois années de travail et la calibration du modèle. Les résultats des essais de modélisation hydro-sédimentaire sont exposés dans les Chapitre 4 à 7. Des cas d’école de tempête et de crue ainsi que des cas réels sont modélisés afin d’investiguer le plus précisément possible l’organisation spatiale du transport sédimentaire à l’embouchure du Grand Rhône et son évolution aux cours de ces événements morphogènes. Enfin, pour déterminer si l’évolution morphologique de l’embouchure du Rhône contrôle aussi la répartition et la distribution sédimentaire du fleuve lors des événements majeurs (Chapitre 8), j’ai modélisé des cas réels à l’aide d’une bathymétrie inédite de 1955 afin de comparer les résultats avec ceux obtenus sur une bathymétrie actuelle.

Chapitre 2

LE DELTA DU RHÔNE : forçages et morphologie

Dans cette partie, je présente l'ensemble des données dont je dispose pour mon étude. Elles sont analysées par une approche statistique que je qualifierais de descriptive. Il ne s'agit pas ici d'analyser ni de décortiquer précisément chaque valeur du jeu de données à des fins de prévisions probabilistes ou climatiques, mais d'avoir une vision globale et épurée du climat de houle et de débit à l'embouchure. La finalité de cette approche est d'identifier les principaux scénarios de tempêtes et de crues que j'utiliserai ensuite dans mes travaux de modélisation.

2.1 RAPPELS TERMINOLOGIQUES

La terminologie employée dans la littérature dépend à la fois des usages et des traductions faites des termes anglais. De ce fait, une définition de ces termes en préambule de mes travaux s'impose.

L'exutoire (n°1, Figure 2.1) correspond à la fin du chenal du Rhône, entre le poulier (n°2) et la rive gauche du Rhône. Le poulier est la flèche sableuse qui prend racine en rive droite du Grand Rhône et s'étend vers la rive gauche de manière à progressivement obstruer l'exutoire. La rive gauche du fleuve est reliée à la plage Napoléon (à l'Est) par une zone arrondie que j'appellerai le cap d'embouchure (n°3). Le dos de la barre d'embouchure (n°4) est définie par la zone incluse entre la barre d'embouchure, les levées subaquatiques et l'exutoire (Wright & Coleman, 1974; Wright, 1978). Les levées subaquatiques (n°5, jusqu'à moins de 1 m de fond) s'étendent depuis le cap d'embouchure et la base du poulier vers la barre d'embouchure (n°6 ; Wright, 1977; Edmonds & Slingerland, 2007). Le lobe deltaïque caractérise l'accumulation sédimentaire directement en aval de l'exutoire, qui prend une forme lobée, incluant les levées subaquatiques, la barre d'embouchure et le front de delta (n°7, Maillet, 2005). La barre d'embouchure culmine au sommet du lobe deltaïque (jusqu'à 2 m de fond, Edmonds & Slingerland, 2007). Elle s'étend entre les deux levées subaquatiques, face à l'exutoire. Le front de delta est la forme regroupant l'ensemble des zones les plus pentues du lobe deltaïque (pente $> 4^\circ$) (Maillet, 2005). Il s'étend du rebord externe de la barre d'embouchure jusqu'à 20 m de profondeur. Un ensemble de lobes deltaïques actifs forme le prodelta. Par ailleurs, le terme de prodelta fossile qualifie un ensemble de lobes deltaïques inactifs, qui ne comprend dans notre zone que le lobe fossile de Pégoulie (n°8). Les barres d'avant côtes (n°9) sont le prolongement continu ou discontinu de la barre d'embouchure le long des plages.

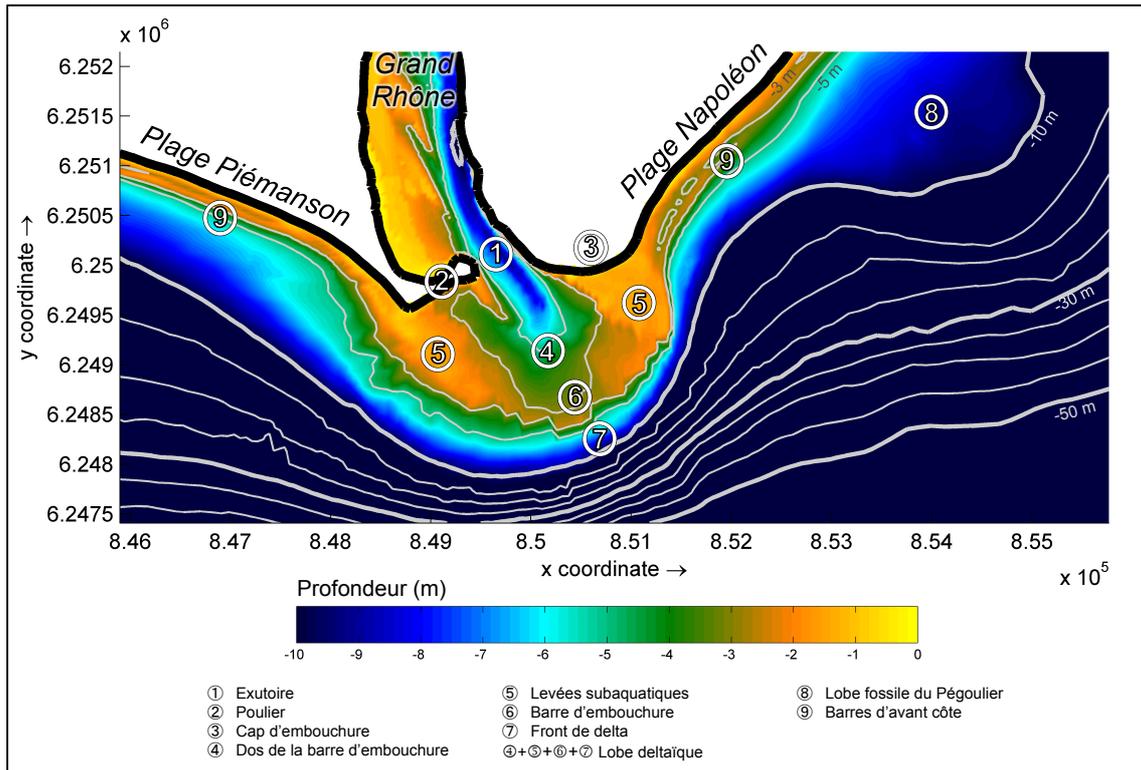


Figure 2.1 – Terminologie illustrée à partir de la carte bathymétrique de 2014 utilisée dans le modèle Delft3D.

2.2 PRESENTATION GENERALE DU SITE ET DES DONNEES

2.2.1 Localisation géographique

Le Rhône est un des principaux fleuves européens avec une longueur de 810 km et une superficie de 96 500 km² (Figure 2.2). Il prend sa source en Suisse à 1 753 m d'altitude, dans le Glacier de la Furka, situé dans le massif alpin du Saint-Gothard (Bravard *et al.*, 2008; Provansal *et al.*, 2012). Il est particulièrement connu pour son delta, marqué par la diffluence du chenal principal en deux chenaux inégaux : le Petit Rhône (10-20 % du flux liquide du Rhône) et le Grand Rhône (80-90 % du flux liquide du Rhône ; Pardé, 1925; Surell, 1847 dans Vernier, 1976; Bravard *et al.*, 2008; Provansal *et al.*, 2012). Ces deux fleuves délimitent entre eux la Camargue et se jettent dans la mer Méditerranée : le Grand Rhône en aval des Salins-de-Giraud, le Petit Rhône à côté des Saintes-Maries-de-la-Mer (Figure 2.2).

2.2.2 Caractéristiques hydrologiques

Les quatre principaux affluents (Ain, Saône, Isère, Durance) contribuent en moyenne à 55 % seulement du débit du fleuve (Bravard *et al.*, 2008). Le Rhône traverse des régions et des climats très variés qui influent sur l'hydrologie du bassin. Son régime est déterminé par trois composantes (glaciaire, nivale et pluviale) qui abondent le fleuve toute l'année, avec un rythme saisonnier assez régulier, nuancé de la source à la mer (Bravard *et al.*, 2008).

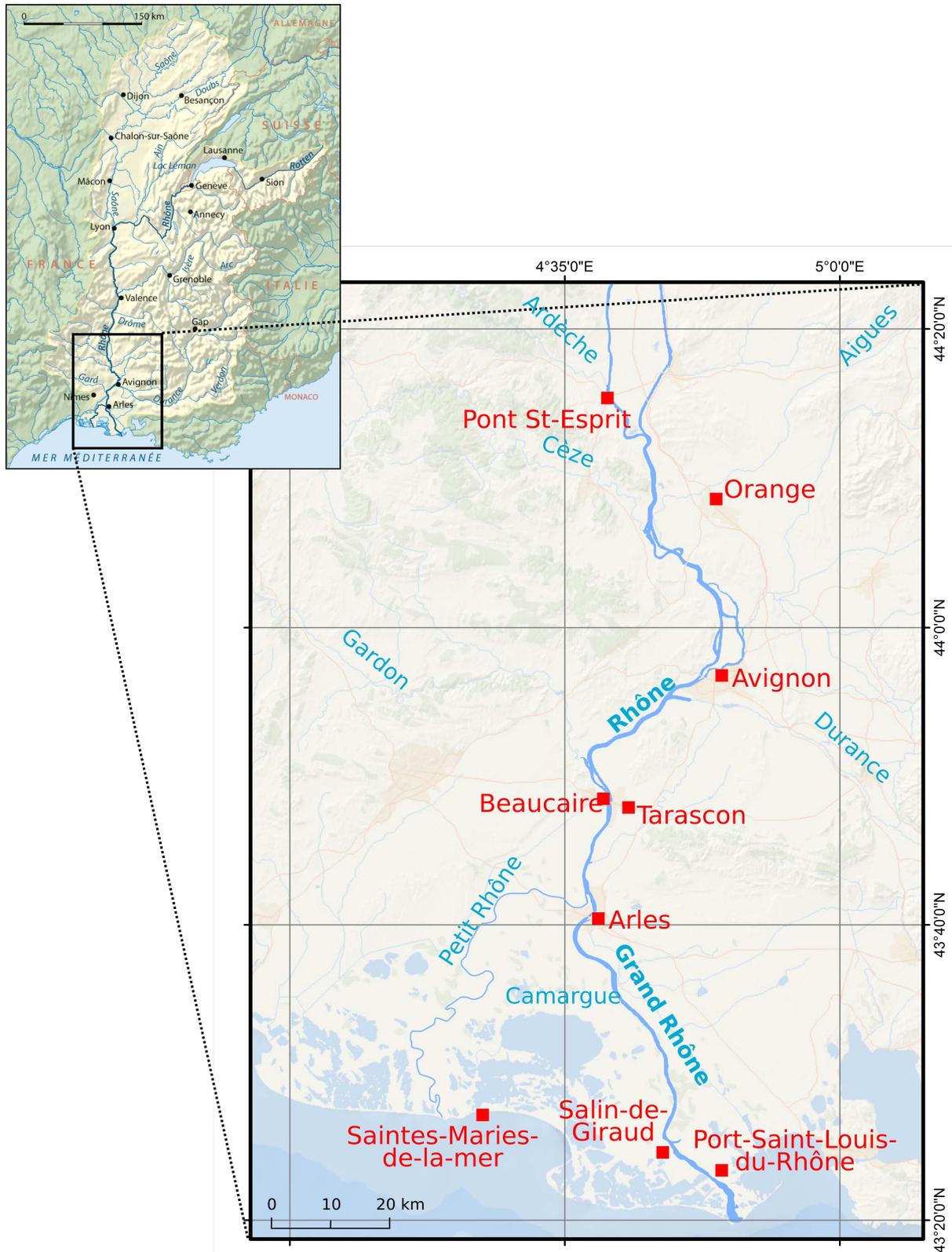


Figure 2.2 – Présentation du bassin hydrographique du Rhône (<http://fr.academic.ru/dic.nsf/frwiki/1838737>) et plus précisément du Rhône aval et son delta.

Le Haut Rhône français (Alpestre) et l'Isère (Figure 2.2) ont un régime nivo-glaciaire aux hautes eaux d'été. Le Haut Rhône suisse connaît également un régime glaciaire. Avant l'aménagement du bassin, les étiages en Suisse étaient observés en hiver. Ils ont été atténués par la gestion des réservoirs d'altitudes et la modulation artificielle du lac Léman qui permet de soutenir les débits pendant la saison froide afin d'éviter des étiages trop importants (Bravard *et al.*, 2008; Provansal *et al.*, 2012).

La Saône et l'Ain (Figure 2.2) présentent un régime océanique. Les hautes eaux hivernales sont alimentées par les pluies alors que l'étiage s'installe pendant la période estivale. Les apports liquides de l'Ain participent à l'augmentation des débits au printemps.

Les étiages du Rhône aval (en dessous d'Orange, Figure 2.2) sont sévères mais rarement extrêmes. Contrairement à la partie amont, les hautes eaux sont observées de l'automne au printemps et les étiages en été (Pauc, 1970; Bravard *et al.*, 2008). Les glaciers alpestres empêchent les étiages extrêmes d'apparaître suite aux effets d'un automne sec, d'un hiver froid et de la neige. La diminution de la contribution d'une partie du bassin soumise à l'étiage est donc généralement compensée par l'abondance d'une autre partie du territoire rhodanien (Antonelli, 2002). L'installation de la période de basses eaux sur le Rhône se fait donc progressivement de la fin de l'été au début de l'automne. En revanche, la fin de l'étiage est brutale, soutenue par le retour des pluies et des crues importantes d'automne qui s'étalent parfois jusqu'au printemps (Bravard *et al.*, 2008; Provansal *et al.*, 2012).

Les principaux contributeurs au régime de crues du Rhône aval et donc du delta sont l'Ardèche, la Durance puis le Gardon. En rive droite, les affluents cévenols (Ardèche, Cèze, Gardon) sont responsables des fortes crues-éclair (quelques jours), généralement observées en automne. En rive gauche, la Drôme, l'Aigues et l'Ouvèze présentent le même type de régime, bien que les crues soient moins violentes et que leur influence sur le débit du fleuve ne soit pas très efficace. Enfin, la Durance est un cas particulier car elle est très influencée par ses usages : à savoir une forte dérivation de l'eau vers l'étang de Berre pour assurer une production hydroélectrique. Seule une partie de son débit (13 à 61 % de son volume annuel en fonction des années) arrive au Rhône, mais sa contribution reste importante (Provansal *et al.*, 2012). Le Rhône à Valence (100 km au Nord d'Orange, Figure 2.2) représente à lui seul 82 % du flux d'eau qui transite en Arles. Les 18 % restants sont apportés principalement par la Durance (47 %) et l'Ardèche (18 %), le reste étant issu de tous les autres affluents (OSR, 2013a), dont certains sont aménagés par des barrages avec un rôle d'écrêtement des crues (Cèze, Gard). Bien qu'aménagé, le fonctionnement hydrologique naturel du Rhône est respecté, seule l'intensité maximale de certaines crues sont diminuées (Gairoard *et al.*, 2012).

Le débit du Rhône à l'aval est enregistré depuis 1920 à Beaucaire (données de la Banque HYDRO) et depuis 1998 en Arles par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR). Ces données ont été acquises (convention IRSN-CNR, programme EXTREMA et convention CNR-CNRS, programme OSR), ré-investigées, et elles sont présentées de manière innovante dans les Figures 2.3 et 2.4. Les débits caractéristiques du fleuve sont présentés dans le Tableau 2.1. Le Rhône s'écoule avec un débit moyen de $1\,700\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ à Beaucaire et de $1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Arles. Les minima enregistrés sont compris entre 300 et $400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et les maxima présentent des valeurs supérieures à $10\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour la crue de décembre 2003 (mais la précision de cette valeur reste discutée). Les débits journaliers indiquent un étiage visible entre juillet

Tableau 2.1 - Débits caractéristiques du Rhône total (Beaucaire) et du Grand Rhône (Arles). Les « Débits de crue » sont exprimées en fonction de la valeur minimale, maximale observées et des différentes périodes de retour présentées dans le tableau.

Débits (m ³ .s ⁻¹)		Beaucaire	Arles	Période de mesure	
Débit caractéristique d'étiage		520 ¹ 779 ¹		1920-2002 ¹ 1999-2001 ¹	
Débit annuel moyen		1 714 ¹ 1 710 ² 1 701 ³ 1 700 ^{6,10} 1 690 ⁷ 1 720 ^{8,11} 1 850 ¹³	1 474 ¹	1920-2001 ¹ 1961-1996 ³ 1980-1990 ⁶ 1920-2013 ^{5,7} 1920-2007 ^{8,13}	
		Débits de crue			
		Minimum	320 ^{4,3} 300 ⁸ 234 ⁷	380 ²	1921 ⁴ 1976 ⁸ 1964 ⁷
			1 an	4 000 ⁹ 4 280 ¹⁰	3 900 ⁵
		2 ans	5 500 ¹ 6 000 ³ 5 800 ⁷ 5 000 ⁹		1920-2001 ¹ 1961-1996 ³ 1920-2013 ⁷
			10 ans	8 400 ^{1,9,10} 8 390 ^{2,12} 8 300 ³ 8200 ⁷	
100 ans	11 300 ^{1,2,10,11,12} 11 200 ^{3,9} > 10 300 ¹³			1920-2001 ¹ 1961-1996 ³ 1920-2007 ¹³	
	Maximum	[12 000 – 13 000]* 10 861 ⁸	[11 000 – 12 000]* ² 10 050 ⁸ 10 500 ^{**5}	2003*	

* Estimation d'après les données de la CNR (Maillet, 2005). ** Boudet et al. (2016) ont reconstitué les débits en Arles entre 1920 et 2013 à partir d'une analyse comparative entre les débits observés à Beaucaire et en Arles entre 1998 et 2012. ¹(Antonelli, 2002), ²(Maillet et al., 2006), ³(Pont et al., 2002), ⁴(Pardé, 1925), ⁵(Boudet et al., 2016), ⁶(Ibáñez et al., 1997), ⁷(Eaufrance, 2015), ⁸(Eyrolle et al., 2012) d'après des données de la CNR (lien obsolète), ⁹(Arnaud-Fassetta, 1998), ¹⁰(Bravard et al., 2008), ¹¹(Provansal et al., 2012), ¹²(IRS, 2000), ¹³(Provansal et al., 2014).

et septembre, bien que le débit moyen (ligne noire du milieu) ne retrouve son maximum qu'au cours du mois de novembre. Les crues les plus importantes sont enregistrées entre octobre et janvier si l'on regarde la série temporelle de Beaucaire, qui est plus longue (Figure 2.3). Quelques crues apparaissent aussi en septembre comme celle bien visible sur la série d'Arles (Figure 2.4). Les débits minimaux sont relativement constants (ligne noire du bas) comparés aux maxima (ligne noire du haut). Les crues observées pendant la période d'étiage restent inférieures à 5 000 m³.s⁻¹, alors qu'elles dépassent régulièrement 6 000 m³.s⁻¹ le reste de l'année pour le Rhône total (Beaucaire).

Le Rhône n'a pas d'affluent en aval du point de séparation entre le Grand Rhône et le Petit Rhône. Les débits à l'embouchure sont donc comparables à ceux enregistrés en Arles, ou à Beaucaire sous réserve de prendre en considération le partage entre le Petit et le Grand Rhône. La part du débit total du Rhône (Beaucaire) attribuée au Grand Rhône (Arles) a été calculée et est présentée dans la Figure 2.5. Entre 1998

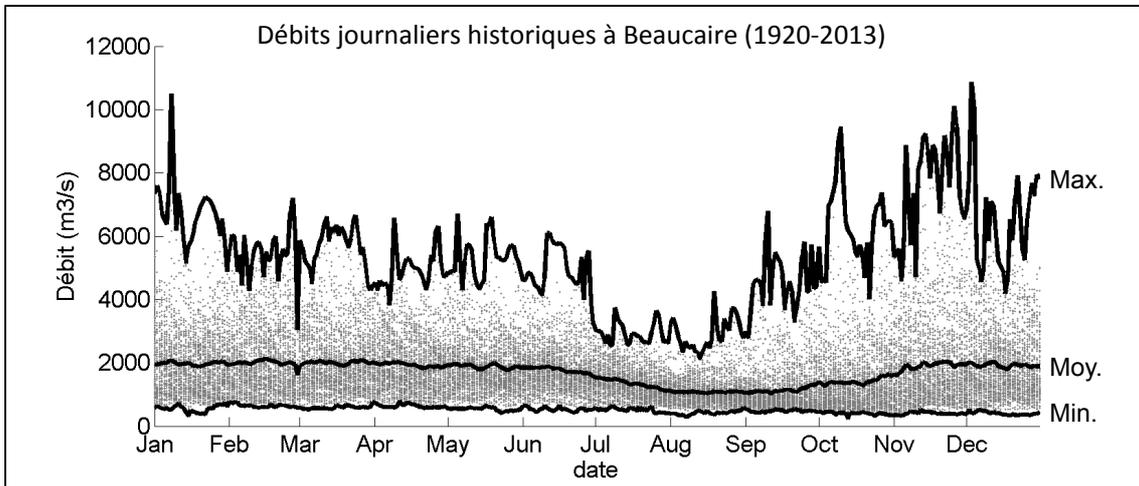


Figure 2.3 - Débits historiques du Rhône total à Beaucaire, de 1920 à 2013. Chaque point correspond à un débit journalier. De bas en haut, les lignes noires représentent pour chaque jour qui constitue une année les débits journaliers minimaux, moyens et maximaux enregistrés sur la période observée.

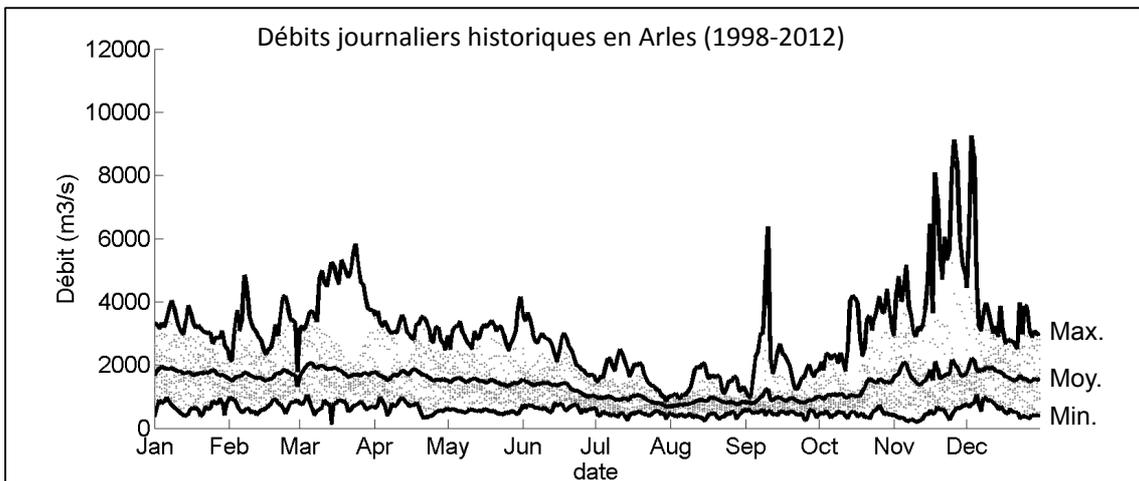


Figure 2.4 - Débits historiques du Grand Rhône en Arles, de 1998 à 2012. Chaque point correspond à un débit journalier. De bas en haut, les lignes noires représentent pour chaque jour qui constitue une année les débits journaliers minimaux, moyens et maximaux enregistrés sur la période observée.

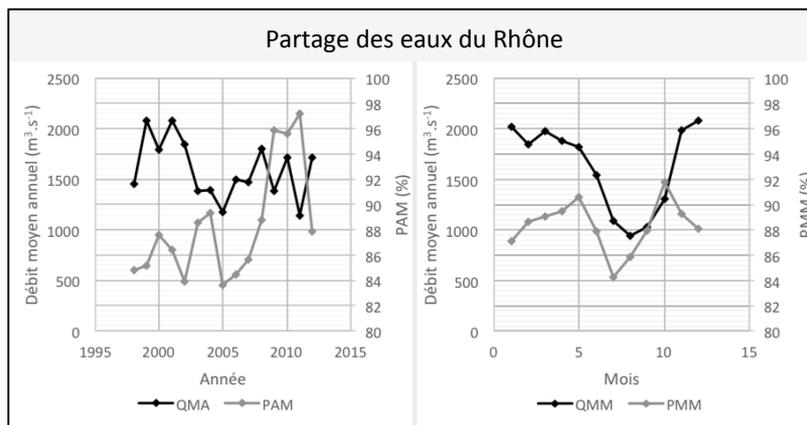


Figure 2.5 - Proportion Annuelle (PAM) et Mensuelle (PMM) Moyenne du Grand Rhône (Arles), par rapport au Rhône total (Beaucaire) entre 1998 et 2012. Ces coefficients sont comparés aux débits mensuels moyens (QMM) et aux débits annuels moyens (QMA).

et 2012, le débit journalier en Arles représente 88,32 % du débit enregistré à Beaucaire pour le Rhône total (Figure 2.5). Cette valeur correspond à l'écart moyen, observé pour chaque jour entre les deux stations de mesure. Les variations interannuelles montrent que ce taux de partage du débit provenant du Rhône total varie d'une année à l'autre mais aussi d'un mois à l'autre (Figure 2.5). Le Grand Rhône reçoit une part du débit plus faible pendant la période d'étiage, et maximale aux mois de mai et d'octobre, avec une tendance similaire entre la Proportion Mensuelle Moyenne (PMM) et le Débit Mensuel Moyen (QMM). Les variations interannuelles indiquent en revanche une variation très importante du partage du débit entre les deux Rhône, avec une tendance à la hausse en faveur du Grand Rhône.

L'hydrologie du Rhône est très influencée par la pluviométrie de ses sous-bassins versants. L'observation des masses d'eau atmosphériques a conduit [Pardé \(1925\)](#) à définir quatre types de crues caractéristiques du Rhône aval : océaniques, cévenoles, méditerranéennes extensives et générales. Cette typologie a été reprise dans de nombreux travaux sur le Rhône, dont [Arnaud-Fassetta \(1998\)](#), [Antonelli \(2002\)](#) et [Maillet \(2005\)](#) :

- Les **crues océaniques** affectent les affluents septentrionaux du bassin versant (Saône, Isère, Ain, Fier) et se produisent principalement entre octobre et mars. Elles sont caractérisées par un gradient de montée faible, s'étendent sur une longue durée et mobilisent une charge solide modérée. Le débit associé est généralement compris entre 4 000 et 5 000 $m^3 \cdot s^{-1}$ ([Maillet, 2005](#)).
- Les **crues cévenoles** sont générées par les affluents cévenols (Ardèche, Gard, Cèze). Elles sont liées à de fortes précipitations et se produisent le plus fréquemment à l'automne et parfois au printemps. Ces crues-éclair se forment très rapidement et sont très violentes (e.g. Gard, septembre 2002 ; [Delrieu et al., 2005](#)). Elles se distinguent par des débits liquides et solides très importants (le débit de pointe atteint fréquemment les 9 000 $m^3 \cdot s^{-1}$ à Beaucaire ; [Maillet, 2005](#)), mobilisant également des sédiments grossiers.
- Les **crues méditerranéennes** extensives sont la conséquence de pluies affectant l'ensemble des affluents méridionaux (affluents cévenols plus Durance et Drôme). Elles génèrent des événements violents (type crue-éclair, avec des débits de pointe compris entre 9 000 et 9 500 $m^3 \cdot s^{-1}$ à

Beaucaire; [Maillet, 2005](#)) associés à une réponse rapide des rivières à des précipitations brèves et intenses sur la partie aval du bassin versant du Rhône (Cévennes et Alpes du Sud). Ces crues se produisent entre octobre et novembre et parfois au début du printemps, avec une charge solide en suspension très importante, en raison de la forte contribution de la Durance (e.g. décembre 2003 ; [Maillet et al., 2006](#); [Antonelli et al., 2008](#); [Ollivier et al., 2010](#)), dont le bassin versant montre de très fortes pentes et des zones particulièrement érodables : les marnes noires ([Graz et al., 2012](#)).

- Les **crues générales** sont liées à des précipitations touchant une grande partie du bassin. Ces crues sont généralement observées à l'automne, voire au printemps. Elles correspondent à la concomitance ou à la succession rapide de différents types de crues dont une au moins est d'origine méditerranéenne, et elles s'étalent sur une longue période (e.g. septembre 1994).

Au cours du XX^e siècle, aucune tendance particulière n'a été relevée dans les débits du Rhône aval malgré la mise en place des nombreux aménagements hydrauliques ([Antonelli, 2002](#); [Provansal et al., 2014](#)). Le débit moyen interannuel du fleuve est constant depuis 1920, mais présente des irrégularités à cause de la variabilité des événements de crues ([Pardé, 1925](#); [Suarez, 1997](#); [Arnaud-Fassetta, 1998](#); [Pont et al., 2002](#)). Les travaux de [Provansal et al. \(2014\)](#) semblent néanmoins faire ressortir une concentration d'événements particulièrement importants (période de retour ≥ 10 ans) entre 1993 et 2003, mais la tendance ne semble pas s'étendre au-delà (Figure 2.6).

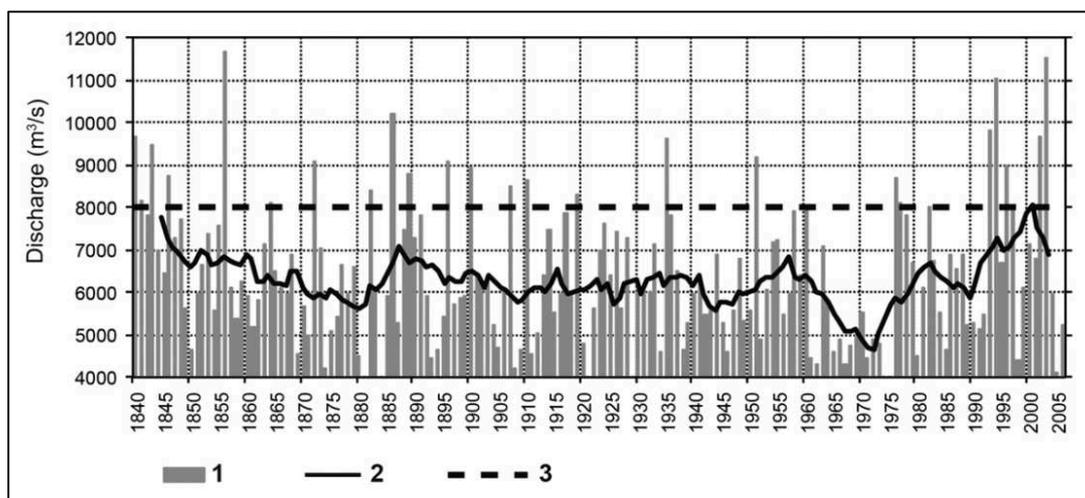


Figure 2.6 – Débit annuel maximal du Rhône (Beaucaire) entre 1840 et 2007. 1 – Débit maximal annuel ; 2 – Fenêtre mobile de 10 ans ; 3 – Débit décennal ([Provansal et al., 2014](#)).

2.2.3 Caractéristiques hydrodynamiques marine

La faiblesse de la marée confère à la houle un rôle prédominant dans le façonnement du littoral rhodanien. Les vagues et les courants qu'elles induisent sont à l'origine de l'érosion, du transport et des dépôts des sables sur le littoral.

Les caractéristiques du régime des houles sont présentées au moyen de synthèses de houlographes dont les valeurs ont déjà été utilisées et/ou publiées puis à partir de sorties de modèle ([Laugel et al., 2014](#); [Tiberi-Wadier et al., 2014](#)).

2.2.3.1 Régime des houles par houlographes

Entre 1964 et 1969, à Cap Couronne (situé à 20 km à l'Est de l'embouchure, Figures 2.7 et 2.8), la houle présente une organisation saisonnière avec une période agitée qui couvre l'automne et une partie de l'hiver alors que l'été apparaît bien plus calme. Les houles proviennent principalement du secteur SW (30 %), représentées à 66 % par des hauteurs significatives (H_s) comprises entre 0,5 et 1,5 m. Les vagues de plus de 2 m représentent moins de 9 % des données. Plus de 15 % des houles proviennent du secteur S (16,1 %), avec des vagues dont la H_s est comprise essentiellement entre 0,5 et 1,5 m (56 % du total des enregistrements), celles de plus de 2 m représentant 16 % des données. Enfin, les vagues de secteur SE (10,5 %) comprennent 50 % de H_s comprises entre 1 et 2 m et 35 % au-dessus de 2 m. (Suanez, 1997).

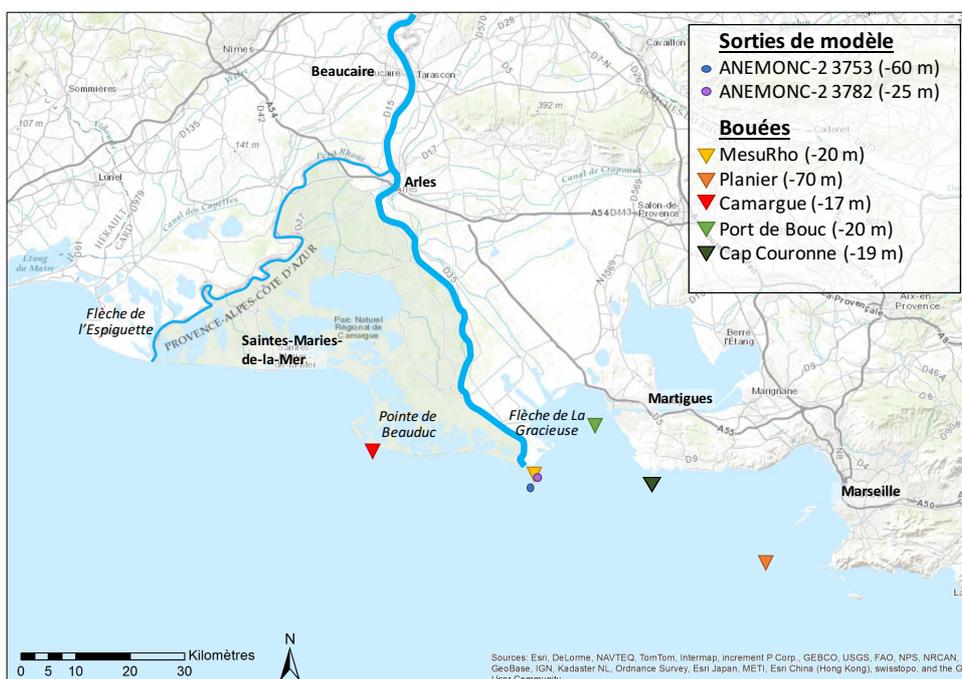


Figure 2.7 - Localisation générale du site d'étude.

Sur le site du Centre National de Données de Houle In Situ (CANDHIS), des fiches synthétiques pour les bouées recensées sont disponibles en ligne. Les plus proches de la zone d'embouchure sont celles de Port de Bouc, de Camargue et du Planier (Figure 2.7) dont nous présentons les résultats.

La bouée de Port de Bouc n'a été en service qu'entre juillet et décembre 2002. Il ressort de ces quelques enregistrements que les houles ≤ 1 m ($H_{1/3}$) représentent environ 90 % des données. La bouée Camargue (campagne 01301, Figures 2.7 et 2.9) est située à l'Ouest de l'embouchure du Grand Rhône, à près de 2 km de la côte au niveau de la pointe de Beauduc, où la profondeur atteint 17 m. Malgré des dysfonctionnements ponctuels entre 1999 et 2004, les analyses montrent une forte dominance des houles des secteurs WSW (30 %) et SSW-SSE (40 %). Les vagues avec $H_{1/3} \leq 1$ m représentent près de 80 % des enregistrements. En appliquant la loi de GPD (Generalized Pareto Distribution), $H_{1/3} = 3,4$ m correspond à une hauteur de vague annuelle et $H_{1/3} = 5,4$ m une hauteur de vague décennale.

La bouée du Planier (campagne 01305, Figures 2.7 et 2.9) est située à 8 km de la côte environ, au large de Marseille, où la profondeur atteint 70 m. Cette bouée connaît moins de lacunes entre 2011 et 2015 que celle de Camargue. Près de 65 % des vagues sont ≤ 1 m. Elles proviennent essentiellement des secteurs W-WSW (40 %) et SE (18 %).

A proximité de l'embouchure, ($43^{\circ}19'12''N$ $4^{\circ}52'0''E$), où les fonds avoisinent les 20 m de profondeur (Figure 2.7), la station MesuRho est fonctionnelle depuis 2009. Cette station fournit des données de profondeur, salinité, température de l'eau, vitesse horizontale et direction du courant et du vent, et le $H_{1/3}$ des vagues (Cadiou *et al.*, 2010). Ces données de houle et de courant sont disponibles depuis 2010, mais les chroniques présentent de nombreuses lacunes jusqu'en 2012. Si cet outil est très prometteur pour les années à venir, il est encore trop « neuf » pour être utilisé et valorisé pleinement pendant ma thèse. La station MesuRho sera néanmoins utile pour la validation de mes modélisations (*cf.* Chapitre 3).

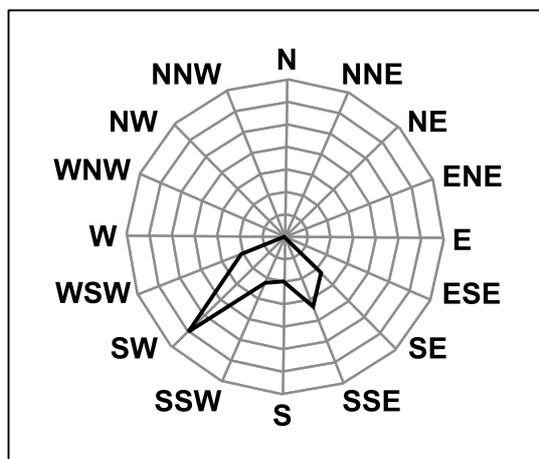


Figure 2.8 - Régime des houles enregistré au Cap Couronne entre 1964 et 1969 (Suarez, 1997).

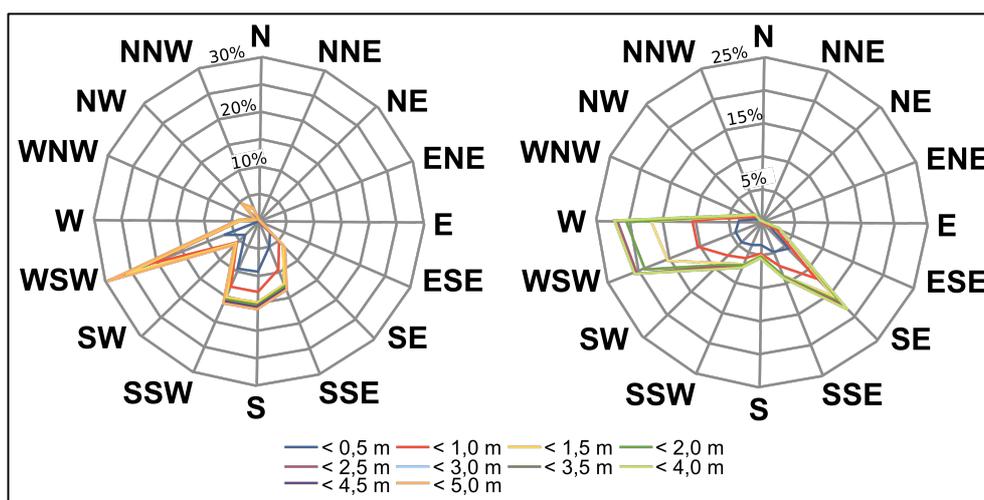


Figure 2.9 - Rose des houles, Camargue (campagne 01301, à gauche) et Le Planier (campagne 01305, à droite ; CETMEF, 2014).

Toutes ces données demeurent souvent incomplètes et l'accès aux séries temporelles reste souvent limité, voire impossible. L'absence d'enregistrement des conditions météo-marines à proximité de l'embouchure du Grand Rhône représente de plus un handicap important pour l'étude des processus hydrosédimentaires de cette zone. L'utilisation d'une base de données complète et adaptée à ma zone d'étude s'est donc avérée indispensable pour mener à bien mon projet. Nous avons donc valorisé les données du projet ANEMOC-2 qui, à partir du modèle de propagation TOMAWAC, a permis de reconstituer une base rétrospective de la houle entre 1979 et 2010 le long des côtes françaises.

2.2.3.2 Régime des houles au droit de l'embouchure (ANEMOC-2)

L'émergence de solutions alternatives, grâce aux efforts numériques, a motivé le Ministère de l'Environnement, en collaboration avec EDF, à proposer un Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier (ANEMOC). Ce programme a permis d'établir une base de données associée à un site internet (CETMEF, 2011; Laugel *et al.*, 2014; Tiberi-Wadier *et al.*, 2014) pour diffuser les conditions d'états de mer obtenues le long des côtes françaises.

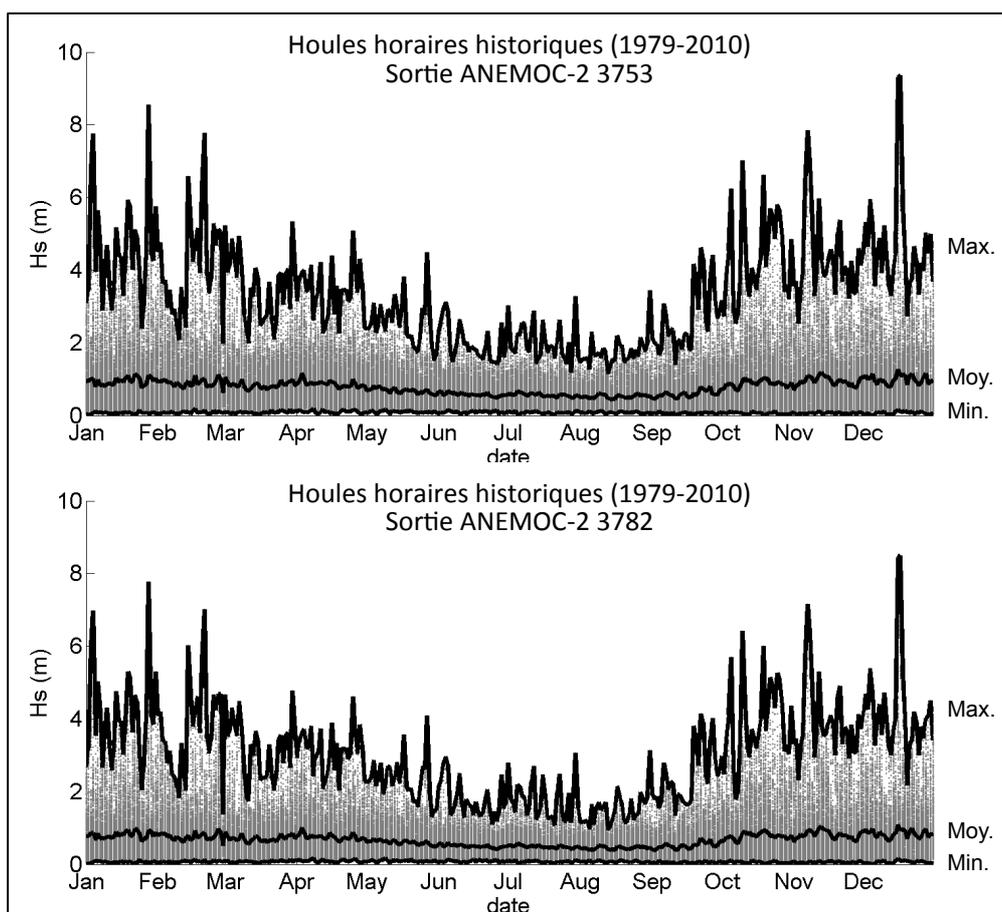


Figure 2.10 – Sorties « historiques » du modèle de la plateforme ANEMOC-2, entre 1979 et 2010. Chaque point correspond à une hauteur de houle significative horaire. De bas en haut, les lignes noires représentent pour chaque jour qui constitue une année les Hs journalières minimales, moyennes et maximales reproduites sur la période modélisée.

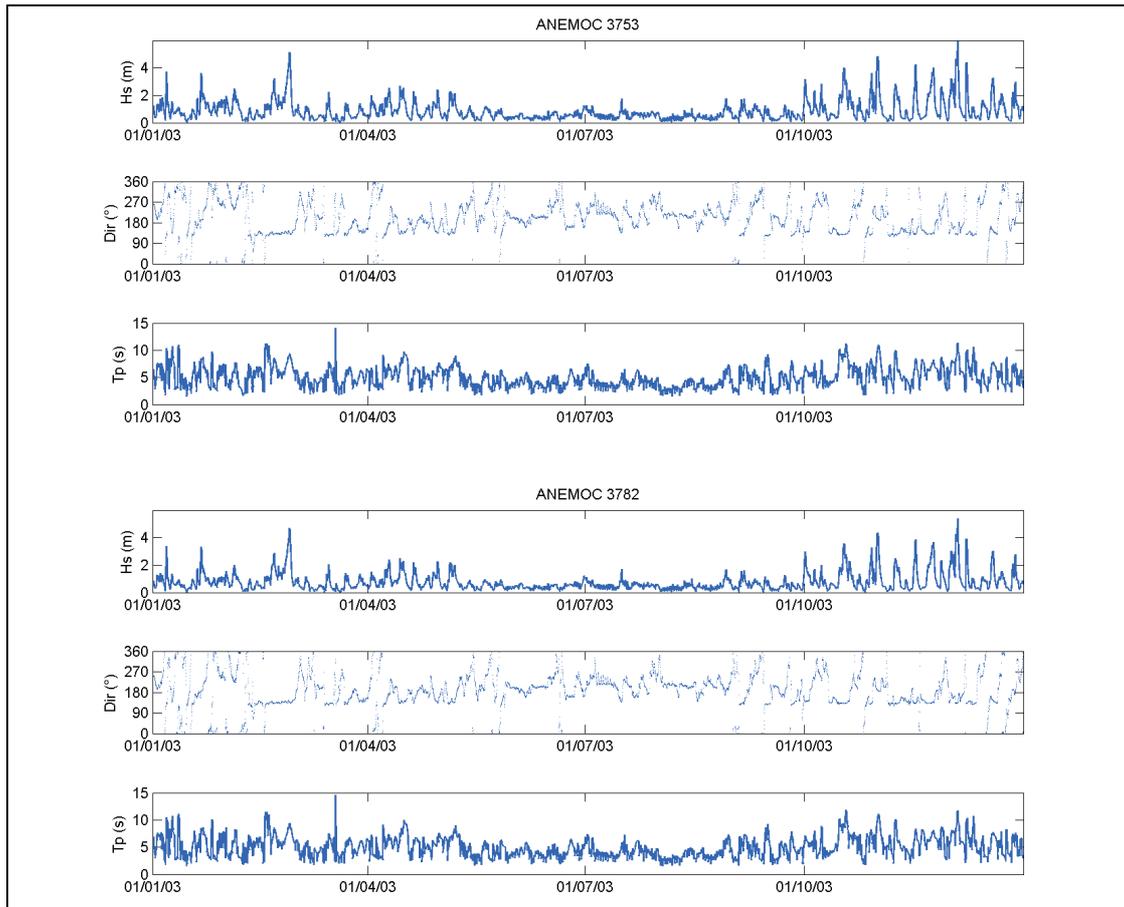


Figure 2.11 – Exemples de sortie de modèle 3753 et 3782, pour l'année 2003 (ANEMOC-2). Pour chacune des stations, de haut en bas, les graphes représentent l'évolution au cours de l'année des hauteurs significatives (H_s), des directions moyennes (Dir) et des périodes de pic (T_p) des vagues.

Cette base de données repose sur des simulations rétrospectives avec le modèle spectral TOMAWAC. Les données utilisées dans mon travail sont issues de la 2^e génération du programme (ANEMOC-2). Cette version est plus étendue, plus raffinée et présente de meilleurs résultats que la version originelle. ANEMOC-2 recouvre la période 1979-2010, soit 32 ans (Laugel *et al.*, 2014).

Les données des points 3753 et 3782 sont utilisées dans mes travaux. La sortie de modèle 3753, située la plus au large (-60 m), présente des vagues dont la H_s est globalement plus importante que pour la sortie de modèle 3782. Cette dernière, située à proximité de la bouée MesuRho (Figure 2.7), présente des vagues légèrement atténuées par la présence du front du delta (dissipation par effet de fond).

Les données (point de la grille 3753, 60 m de profondeur, ANEMOC-2) montrent une variation saisonnière du régime de houle, essentiellement due à la concentration des tempêtes entre les mois d'octobre et mars (Figure 2.10). La période estivale est la période de l'année la plus calme, marquée par des vagues dépassant rarement des H_s de 3 m. Les houles les plus importantes se produisent entre octobre et janvier. Un extrait des données disponibles est présenté dans la Figure 2.11. Près de 70 % des vagues sont inférieures à 1 m et environ 5 % d'entre elles sont supérieures à 2 m ce qui montre une cohérence avec les résultats présentés pour les bouées de Camargue et Cap Couronne.

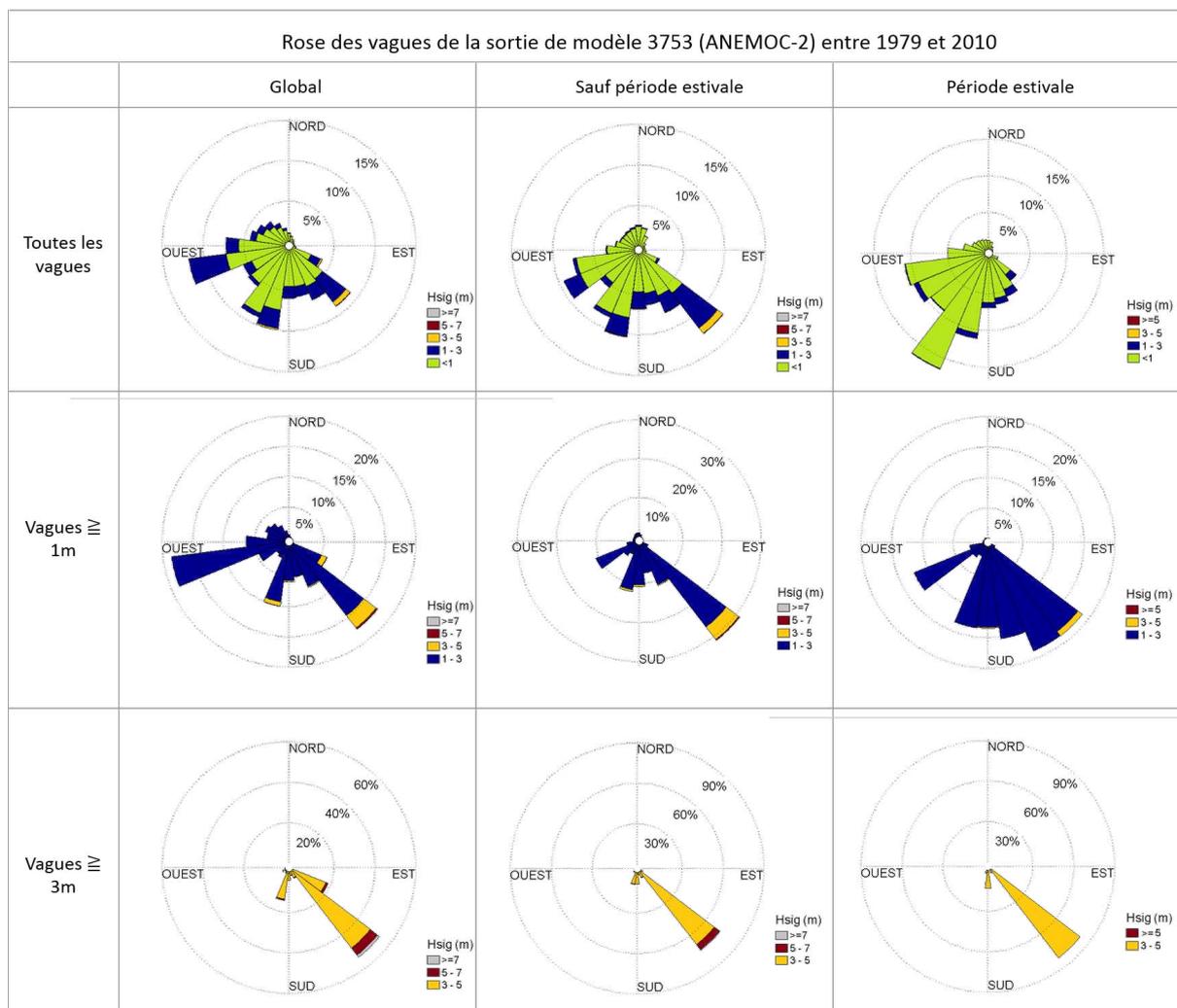


Figure 2.12 – Roses des vagues réalisées à partir de la sortie de modèle 3753 (ANEMOC-2) entre 1979 et 2010. Les roses décomposent le climat de houle en fonction de la période estivale (juillet, août et septembre), et de la hauteur significative des vagues. Les vagues les plus importantes ont lieu en dehors de la période estivale ($H_s > 5\text{ m}$).

La Figure 2.12 présente la répartition des directions de provenance des houles en fonction de leur intensité (H_s). Le climat global des houles (rose en haut à gauche) montre trois directions principales issues des secteurs WSW, SSW et SE. Cette répartition est en accord avec les roses présentées précédemment obtenues par les houlographes (Suanez, 1997; CETMEF, 2014). Pendant la période estivale (Figure 2.12, 3^e colonne), les vagues proviennent principalement du secteur SW, les hauteurs significatives sont essentiellement inférieures à 1 m et n'excèdent pas 5 m. Le reste de l'année est partagé entre ces faibles houles ($H_s < 1\text{ m}$) et des houles plus importantes ($H_s \geq 3\text{ m}$) qui sont largement représentées par les vagues de secteur SE (Figure 2.12). Plus de 65 % des tempêtes proviennent de ce secteur en dehors de la période estivale et plus de 50 % sur l'ensemble de l'année. Les houles en provenance du Nord représentent près de 20 % des données de houles, leur hauteur significative moyenne est de 0,67 m seulement. Ce sont des houles peu énergiques qui ne sont jamais observées lors des tempêtes.

2.2.3.3 Courantologie au large et à la côte

Le courant dominant dans le Golfe du Lion balaye la zone d'Est en Ouest sous l'influence du courant Nord ou Liguro-Provençal (Figure 2.13; [Dufois, 2008](#); [Ulses et al., 2008](#)).

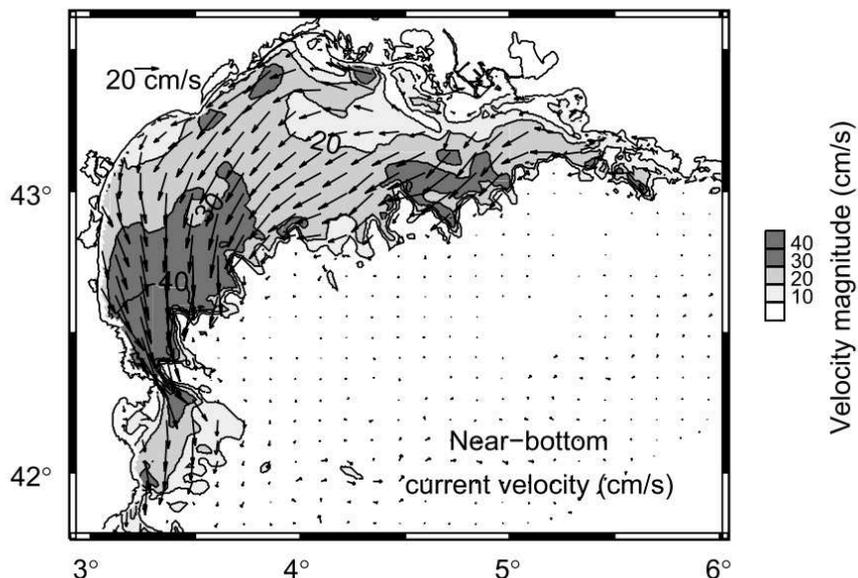


Figure 2.13 – Champs de courant modélisé au-dessus du fond, pour l'événement de décembre 2003 ([Ulses et al., 2008](#)).

Le long du littoral, les courants longitudinaux sont organisés en cellules délimitées par la morphologie et l'incidence des vagues à la côte. Ces cellules correspondent à des zones d'accumulation ou d'érosion sédimentaire comme l'ont démontré [Sabatier & Suanez \(2003\)](#) ; Figure 2.14). A l'embouchure du Grand Rhône, la dérive littorale est orientée d'Ouest en Est, principale conséquence de la dominance des vagues de « beau temps » du secteur SW (Figure 2.15 ; [Suanez & Provansal, 1993, 1998](#); [Suanez, 1998](#)) qui mobilisent les sédiments déposés à l'exutoire du Bras de Fer entre 1586 et 1711 (littoral de Faraman ; [Provansal et al., 2003](#)) vers la partie occidentale de l'embouchure ([Sabatier & Suanez, 2003](#)). A l'Est du Grand Rhône, les sédiments sont transportés vers l'est et forment la flèche de La Gracieuse avec une zone d'accumulation à sa pointe. Ces courants sont dus aux vagues de secteur SW, largement dominantes à l'embouchure. A l'Ouest du Grau de la Dent, la réfraction des vagues sur le lobe fossile du Bras de Fer génère un courant dirigé vers la pointe de Beauduc (Figure 2.15). Lors des tempêtes de secteur SE, l'organisation générale des courants et du transport sédimentaire est modifiée. La circulation des sédiments se fait vers l'ouest, sauf à l'Est du lobe fossile de Pégoulie, contre la flèche de La Gracieuse (Figure 2.15).

Néanmoins, nous avons peu d'informations sur l'organisation des courants directement à l'embouchure du Grand Rhône, et aucun des travaux publiés n'intègre pleinement les interactions entre les vagues et le fleuve sur les courants et le transport sédimentaire. [Maillet et al. \(2011\)](#) ont appliqué une approche granulométrique et géostatistique pour caractériser l'hydrodynamique sur le lobe deltaïque du Grand Rhône et ont identifié quatre zones qui évoluent en fonction de son débit (Figure 2.16). La zone B, située à la jonction entre le flux du fleuve (zone A) et la dérive littorale (zone D), se déplace depuis l'embouchure vers

l'est lors des crues. Elle est soumise à la pression du débit du fleuve et des processus de transformation des vagues (diffraction, *shoaling* et déferlement) qui arrivent du secteur SE sur la barre d'embouchure.

Les données récentes obtenues grâce à la bouée MesuRho indiquent que lors des événements de crue, le Grand Rhône génère un courant local plutôt orienté vers le secteur SSW ([Many et al., 2016](#)).

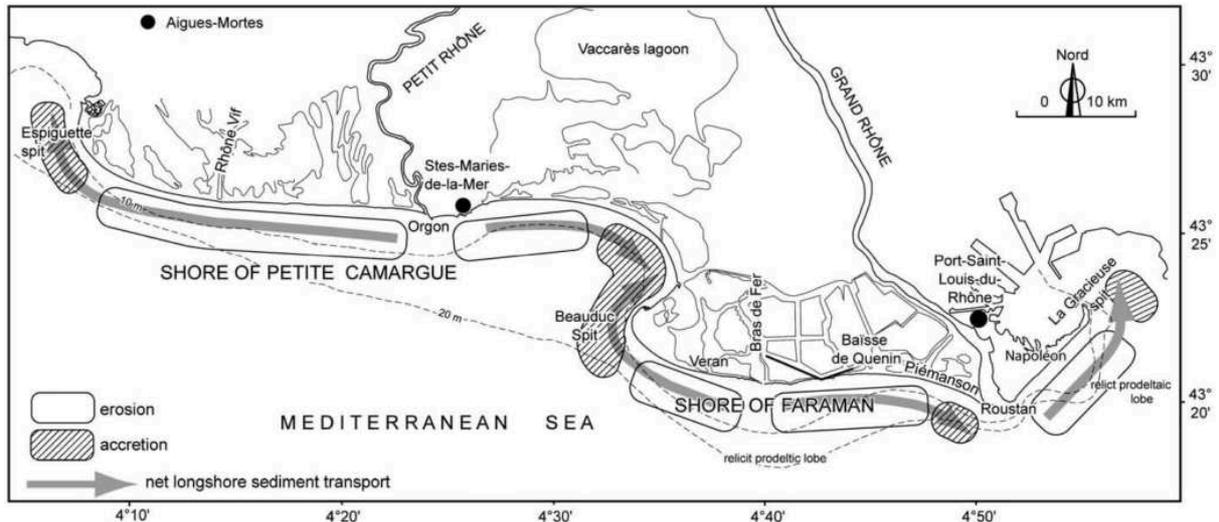


Figure 2.14 - Organisation des cellules littorales, (d'après [Sabatier & Suanez, 2003](#) ; modifié dans [Sabatier et al., 2009](#)).

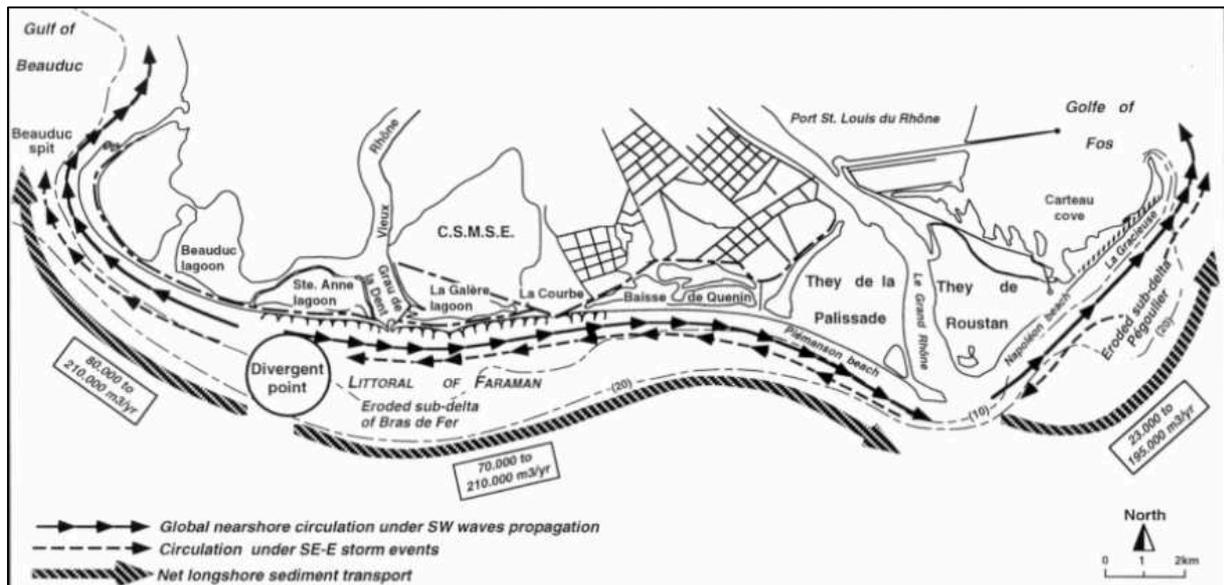


Figure 2.15 - Organisation des courants et transports longitudinaux de l'embouchure du Rhône ([Suanez & Bruzzi, 1999](#)).

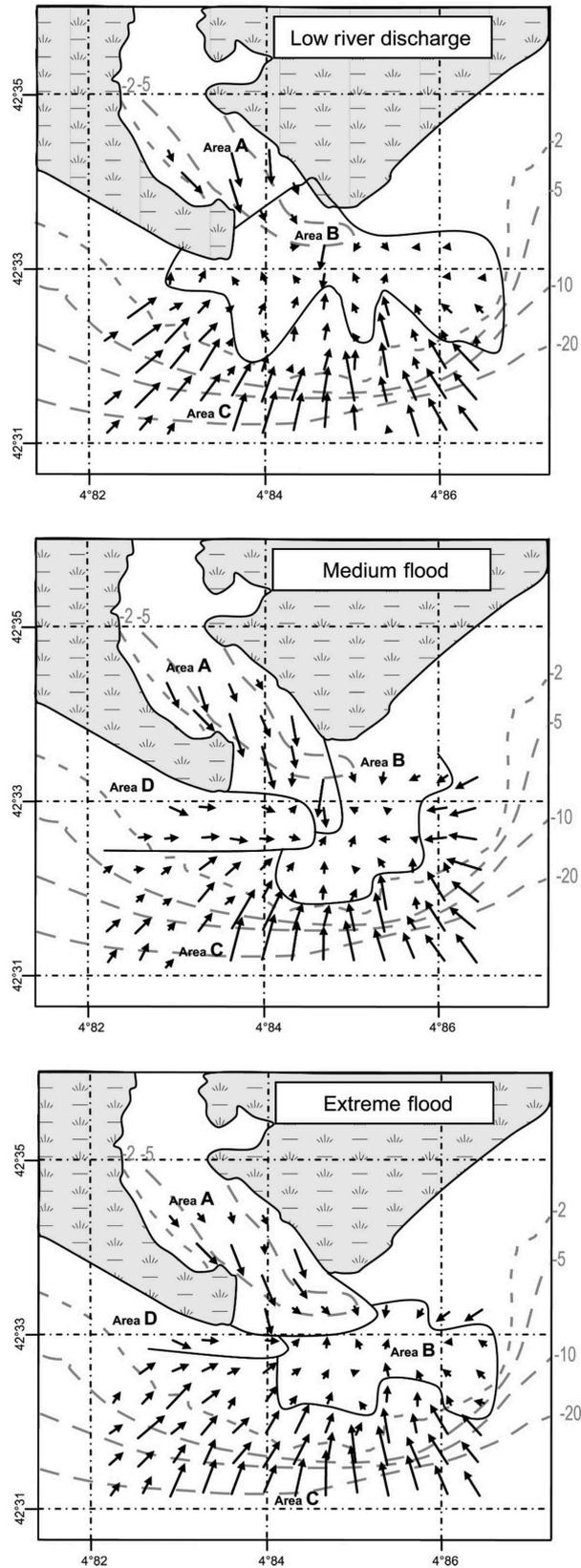


Figure 2.16 - Résultats de « geostatistical sediment trend analysis » (GSTA) lors d'une crue caractérisée par un débit faible (haut), moyen (milieu) et extrême (bas). Les vecteurs indiquent l'intensité et la direction du transport sédimentaire. Les lignes en pointillés gris représentent les isobathes dont les valeurs sont indiquées en gris à droite des figures (Maillet et al., 2011).

2.2.4 Flux sédimentaires du Rhône

2.2.4.1 Quantification du flux sédimentaire

De nombreuses estimations des flux sédimentaires ont été proposées et discutées pour le Rhône. Elles sont synthétisées dans le Tableau 2.2. Il faut noter qu'il est parfois difficile de savoir si ces données font référence au flux total du Rhône ou à celui qui passe en Arles (Grand Rhône).

La charge solide a diminué depuis le XIX^e siècle passant de 22-30 Mt.an⁻¹, dont 17 Mt.an⁻¹ pour le Grand Rhône (Surrell, 1847), à 7-12 Mt.an⁻¹ au début du XX^e siècle (Antonelli, 2002; Pont *et al.*, 2002). Sur la base de quelques données et d'une courbe reliant concentrations et débits liquides, Sempéré *et al.* (2000) ont estimés une moyenne de $9,9 \pm 6,4$ Mt.an⁻¹ pour le transport en suspension entre 1987 et 1996. Ollivier *et al.* (2010) ont mesuré un transport en suspension de $7,3 \pm 0,6$ Mt.an⁻¹ pour la période 2000-2003, l'année 2003 correspondant à la crue centennale avec un transport total annuel de 10,9 Mt. Dumas *et al.* (2015) ont estimé un transport de 4,1 Mt.an⁻¹ entre 2006 et 2011, décrite comme une période particulièrement sèche. Enfin, les études récentes de l'OSR ont obtenu des flux de MES en Arles pour les années 2011 à 2015 de respectivement : 2,7 ; 5,6 ; 7,6 ; 5,8 et 5,6 Mt.an⁻¹. 2011 était l'année la plus sèche depuis 1925 et 2012 une année au débit annuel au-dessus du débit moyen décennal (OSR, 2016). Il est important de noter qu'il existe une variabilité d'un facteur 4-5 au moins à l'échelle décennale entre les années sèches sans crue et celles à fortes crues. L'ensemble de ces données montre que le flux annuel en suspension actuel varie globalement entre 2-3 et 14-15 millions de tonnes depuis la 2^{nde} moitié du XIX^e siècle. Selon Provansal *et al.* (2014), le Rhône a enregistré une perte de la charge en suspension de l'ordre de 12 Mm³.an⁻¹ sur les 130 dernières années. En considérant une densité variant de 1,6 à 2,6 g.cm⁻³ pour les particules (densité des argiles et quartz-calcite respectivement), cette valeur correspond à une masse de 19 à 31 Mt.

2.2.4.2 Relations entre les débits et la concentration en MES

Eyrolle *et al.* (2012) ont suivi les flux de MES en Arles entre mars 2001 et avril 2008, leur permettant de définir une relation qui lie le débit du fleuve à la concentration en MES (Figure 2.17). Cette relation sous-estime certaines concentrations lors des événements les plus rares. Certains points se détachent du reste du nuage pour les concentrations les plus faibles, soulignant le rôle du débit du fleuve sur la charge sédimentaire mais aussi l'importance des affluents responsables de la crue et de l'origine de l'événement (naturelle ou anthropique ; Eyrolle *et al.*, 2012). Une telle formulation est pratique pour estimer les flux annuels mais n'intègre pas le processus d'hystérésis qui fait que pour un même débit, les concentrations en MES pendant la montée de crue diffèrent de celles de la décrue (Ollivier *et al.*, 2010; Eyrolle *et al.*, 2012; OSR, 2013a). La montée de crue transporte par ruissellement direct le matériel érodé par les pluies, tandis que la décrue est pour partie associée à des apports d'infiltration.

Tableau 2.2 – Synthèse bibliographique des différentes tentatives de quantification de la charge solide du Rhône. Les valeurs en gras sont celles fournies par les auteurs. Les conversions tonnes / mètres cube sont faites avec une masse volumique de 1.6 pour les MES et 2,6 pour la charge de fond (modifié d'après Maillet, 2005).

Auteurs	Matière en Suspension		Charge de fond		Période concernée
	Masse ($10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$)	Volumes ($10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$)	Masse ($10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$)	Volumes ($10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$)	
Surell, 1847 ^{1,3}	27,2	17,0			1809-1837
De Roys, 1951 ^{1,3}	10,1	6,3	7,0	2,7	1841-1851
Guérard, 1895 ^{1,3}	8,4	5,2			1869
	5,8	3,6			1870
Guérard, 1895 ^{1,3,*}	11,9 . $10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$ / 18,0 . $10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$				1841-1872
Pardé, 1925	25,0-30,0	18,8			Première partie du XX ^e siècle
Gemaehling <i>et al.</i> , 1957 ^{1,3}			1,9	0,7	1957 (?)
Lorgeré, 1959 ^{1,2,3}	13,0	8,1			
Henry & Gemaehling, 1958			3,1	1,2	1552-1957
Van Straaten, 1959 ^{1,3}	5,5	3,4			
Gemaehling & Longhampt, 1962 ³			1,0	0,4	
Ramette & Heuzel, 1962			0,07	0,03	
Baraillet & Bonnet, 1964 ³	11,8	7,4			1956-1957
Larras, 1964 ^{1,3}	33,6	21,0			
Savey & Deléglise, 1967	2,1-9,5	1,3-6,0	0,1-0,3	0,05-0,12	1962-1966 / 1963-1966
Coleman & Wright, 1975 ^{2,3}	64,0	40,0			
Pauc, 1976 ¹	2,2	1,4			
Blanc, 1977	7,2-9,0	4,5-5,9			
Milliman & Meade, 1983 ^{1,3,4}	31,0	19,4			Avant les barrages
El-Habr & Golterman, 1987 ^{1,3,4}	2,6	1,6			1984-1985
Leveau & Coste, 1987 ^{1,3}	6,0	3,8			
Cottureau, 1988 ^{1,3}			0,9	0,4	
Dugas, 1989 ^{1,3}	0,003-1,9	0,002-1,2	1,0-3,6	0,41-1,38	Synthèse de plusieurs travaux
Roditis, 1993 ^{1,3}	7,2	4,5			
Roditis & Pont, 1993	7,2	4,5			Pendant 7 mois en 1992
Bellaiche & Mart, 1995 ¹					
Pont, 1997	13,9	8,7			1994-1995
Arnaud-Fassetta, 1997			5,0-10,7	1,9-4,1	1993-1994
	11,7	4,5			1989-1995
SOGREAH, 1999 ^{1,3}	13	8,1			sept. 1956-sept. 1957
Sempéré <i>et al.</i> , 2000	3,5-16,3	2,2-14,7			1987-1996
Antonelli, 2002	6,8-11,8	4,3-7,4	1,6-2,9	0,6-1,1	1961-1996 / janv. 1999-mai 2002
Pont <i>et al.</i> , 2002	7,4	4,6			1967-996
Sabatier <i>et al.</i> , 2006	1,9 . $10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$ / 12,6 . $10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$				1841-1872
	5,4 . $10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$ / 8,4 . $10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$				1872-1895
	2,6 . $10^6 \cdot T \cdot an^{-1}$ / 3,4 . $10^6 \cdot m^3 \cdot an^{-1}$				1895- 1974
Ollivier <i>et al.</i> , 2010	6,7-7,9	4,2-4,9			2000-2003
	4,4-5,2	2,8-3,3			2003
Dumas <i>et al.</i> , 2015	4,1	2,6			2006-2011
OSR, 2016	2,7	1,7			2011
	5,6	3,5			2012
	7,6	4,8			2013
	5,8	3,6			2014
	5,6	3,5			2015

¹dans Maillet (2005), ²dans Pont (1997), ³dans Maillet *et al.* (2007), ⁴dans Ollivier *et al.* (2010) *Charge totale recalculée d'après Guérard (1895) dans Maillet (2005).

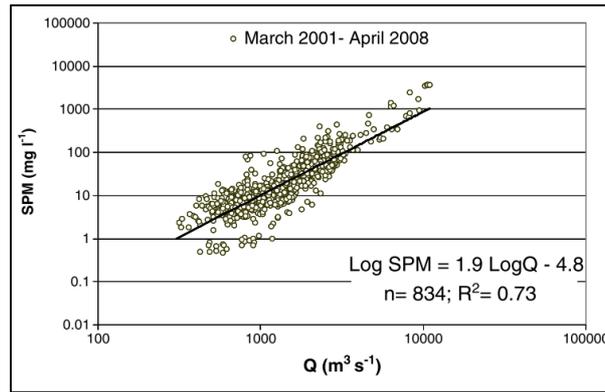


Figure 2.17 – Concentration en matière en suspension (SPM) en fonction du débit mesuré entre mars 2001 et avril 2008 à la station SORA, Arles (Eyrolle et al., 2012)

2.2.4.3 Granulométrie du chenal et des MES

La granulométrie dans le chenal du Rhône évolue tout au long de son cours (OSR, 2013b). Dans sa partie la plus aval, les sables fins (63-200 μm) et les sables moyens (200-500 μm) représentent en moyenne 49 % et 43 % (respectivement) en masse de la charge de fond et les sables grossiers (500-2000 μm) peuvent représenter jusqu'à 20 % du charriage (Antonelli, 2002).

De nombreuses mesures granulométriques ont été faites sur les MES en Arles mais restent non publiées. Le mode granulométrique dominant y est très stable, autour de 11-12 μm (OSR, 2013a). Ce mode évolue lors des crues, mais il dépend aussi des affluents sollicités. Les particules apportées par les affluents cévenols sont ainsi plus grossières (35 μm) que celles transportées par la Durance (5 μm), qui sont principalement issues des marnes noires.

2.2.4.4 Charge de fond

La charge de fond est la composante du transport sédimentaire la moins connue du Rhône. Les contraintes techniques et financières associées au déploiement d'appareils de mesure motivent dans la plupart des cas l'utilisation de formulations empiriques ou le calcul de bilans sédimentaires à court-terme. Le principal inconvénient de telles méthodes réside dans l'évaluation de la précision des résultats (Antonelli, 2002).

La charge de fond entre Beaucaire et Arles a été évaluée à $0,9 \pm 0,5 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (soit 1,0 à 3,6 $\text{Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ en équivalent poids avec une densité de 2,6) à partir de mesures réalisées sur différents transects (Antonelli, 2002; Maillet et al., 2007), mais également de manière empirique (IRS, 2000). Globalement, les estimations varient de 0,07 à 10,7 $\text{Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ dans le chenal depuis la 2^{nde} moitié du XIX^e siècle à la période actuelle (Tableau 2.2). A l'embouchure, les accumulations ont été divisées par 4 depuis la moitié du XIX^e siècle (OSR, 2013a) ce qui suggère, comme pour le transport en suspension, une réduction drastique de la charge de fond.

2.2.4.5 La diminution des apports sédimentaire du Rhône vers la mer

La période contemporaine est caractérisée par l'affaiblissement de la charge solide, la réduction de la fréquence des fortes crues et la régularisation du fleuve (Pichard *et al.*, 2014). Suite au Petit Age Glaciaire (XIV^e-XIX^e siècle, Provansal *et al.*, 2014), les apports en sédiments ont fortement diminués à cause de la diminution de la fréquence des crues (Pichard, 1995; Sabatier *et al.*, 2006). Mais la diminution de la charge sédimentaire est aussi très largement générée par les activités anthropiques telles que les pratiques agricoles et la construction de digues et de barrages (majoritairement hydroélectrique) sur le Rhône et certains affluents (Arnaud-Fassetta, 1998; Sabatier *et al.*, 2006; Bravard *et al.*, 2008; Brousse & Arnaud-Fassetta, 2011; Provansal *et al.*, 2014) qui bloquent surtout les sédiments grossiers. Cependant, durant les « chasses » (purge des barrages) et les crues, ces ouvrages deviennent « transparents » (ils laissent passer la crue sans en retenir une partie, donc sans en modifier l'hydrogramme) et les MES ainsi libérées sont véhiculées vers l'aval. De plus, l'impact négatif des aménagements du fleuve sur les apports sédimentaires à l'embouchure du Rhône est exacerbée par l'évolution de l'occupation du sol du bassin hydrographique avec le reboisement de certaines zones et l'exode rural entraînant le déclin de l'agriculture en montagne (Blanchard, 1962; Bravard, 2002; Maillet *et al.*, 2006; Bravard *et al.*, 2008; Provansal *et al.*, 2014).

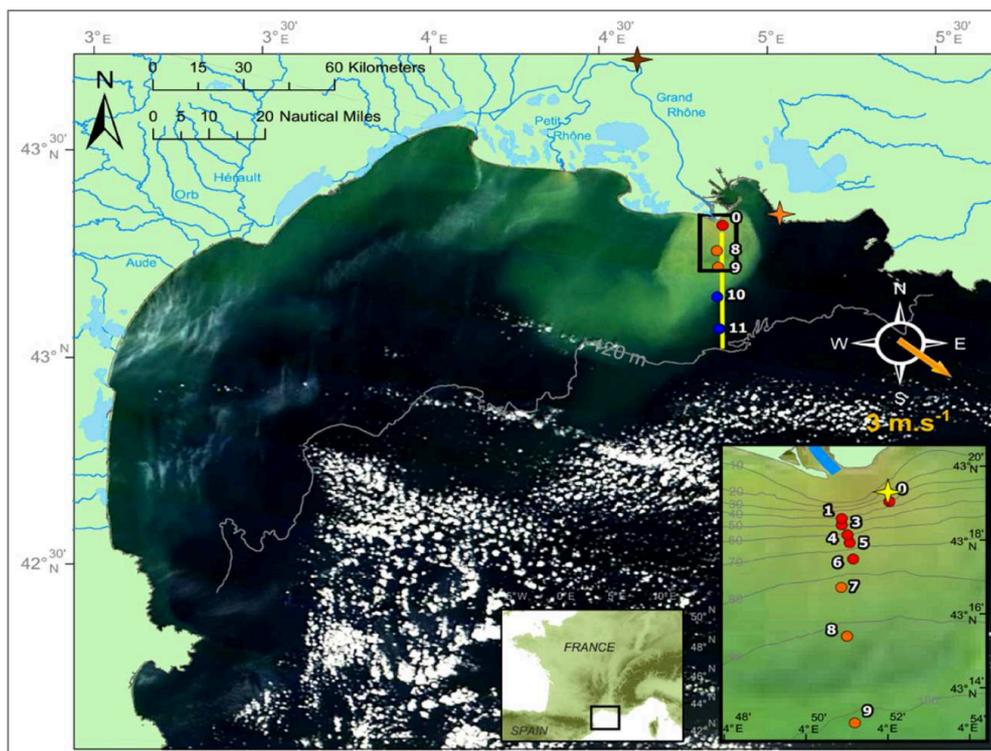


Figure 2.18 – Image MODIS Aqua satellite de février 2014 sur laquelle le panache du Rhône est visible jusqu'à 120 m de fond (ligne grise). La station anémométrique de Cap Couronne (étoile orange) et la bouée MesuRho (étoile jaune) sont représentées. Les points colorés correspondent à des points de mesures le long d'un transect (ligne jaune) réalisées par Many *et al.* (2016) dont cette image est extraite.

Les conséquences de l'évolution du régime sédimentaire du Rhône se retrouvent dans la capacité de son embouchure à redistribuer les sables vers les plages (Sabatier & Suanez, 2003). Parallèlement, la morphologie de l'embouchure a également évolué. Depuis 1892, le Grau de Roustan est le seul exutoire du

Grand Rhône, il a connu la progradation du lobe deltaïque ainsi que l'érosion des lobes fossiles et l'apparition et le développement du poulter (depuis la moitié du XX^e siècle). Il est alors possible que la diffusion des sédiments vers le littoral camarguais évolue également en réponse à ces changements.

2.2.5 Flux sédimentaires du Rhône en mer (au-delà de l'embouchure)

Le delta a été construit au cours des derniers millénaires par les apports sédimentaires du fleuve (Vella *et al.*, 2005; Bravard *et al.*, 2008; Pichard *et al.*, 2014) qui représentent jusqu'à 94 % des apports solides au Golfe du Lion (Bourrin *et al.*, 2006; Gairoard *et al.*, 2012). Le Rhône peut avoir une influence directe sur plus de la moitié de la surface du plateau continental lors des crues (Figure 2.18 ; Dufois, 2008; Ulses *et al.*, 2008; François Dufois *et al.*, 2014; Many *et al.*, 2016), soulevant des questionnements quant à la diffusion des contaminants apportés par le fleuve (Elbaz-poulichet *et al.*, 1996; Periañez, 2005; Lansard *et al.*, 2007; F Dufois, 2008). Les crues permettent régulièrement de délivrer 80 à 90 % du débit solide annuel en seulement 12 % du temps sur l'année (Ollivier *et al.*, 2010). Les travaux réalisés par l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR) depuis 2011 confirment que 90 % des Matières En Suspension (MES) transitent vers la mer en seulement trois mois de novembre à janvier (OSR, 2013a).

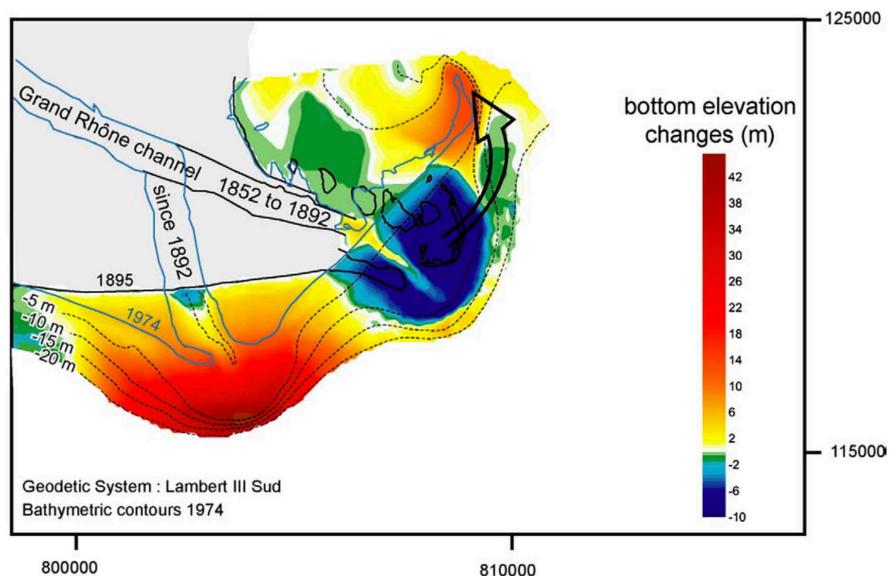


Figure 2.19 – Comparaison du trait de côte et de l'organisation des zones d'érosion et d'accumulation entre 1895 et 1974. Les principaux sites mis en évidence sont le Grau de Roustan (exutoire actuel du Grand Rhône), le lobe fossile de Pégoulter et la flèche de La Gracieuse (Sabatier *et al.*, 2009).

2.2.6 Stockage sédimentaire et évolution de l'embouchure

Sabatier *et al.*, (2006) ont constaté qu'entre le XIX^e et le XX^e siècle, le taux d'accumulation à l'embouchure du Grand Rhône est passé de $8,37 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$ à $3,41 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$, démontrant ainsi que la diminution des apports fluviaux a entraîné une décélération de la sédimentation du prodelta depuis 150 ans. Malgré cela, l'embouchure du Grand Rhône présente un bilan sédimentaire excédentaire (Figure 2.19). Plus récemment, les travaux de l'OSR ont souligné la capacité du Rhône à alimenter son delta, même durant des

années de faible énergie (OSR, 2013a) alors que *Suanez et al.*, (1998) présentent des résultats plus contrastés avec une période d'érosion (perte de $0,5 \text{ Mm}^3$ entre 1962 et 1988) suivie d'un important regain ($1,5 \text{ Mm}^3$) entre 1988 à 1995. Pourtant, depuis les années 1940, les photographies aériennes et les relevés bathymétriques illustrent la mise en place du poulier, d'abord sous la forme d'un petit îlot situé entre le milieu du chenal et la rive droite, puis sous la forme d'une petite flèche sableuse raccordée à la berge. Aujourd'hui ce bras de sable s'allonge pour ne laisser au fleuve qu'un tiers du chenal pour s'écouler (450 m).

La construction de l'embouchure du fleuve se fait grâce aux apports sédimentaires pendant les crues. Jusqu'ici, aucune étude n'a permis d'identifier les conditions fluvio-marines qui permettent la progradation du lobe deltaïque. Toutefois, un premier pas a été fait en ce sens par *Maillet et al.* (2006), avec l'analyse de l'événement décembre 2003, composé de deux aléas extrêmes. Les auteurs ont montré qu'un tel événement permet à lui seul d'accumuler $7,81 \text{ Mm}^3$ sur le lobe deltaïque et de repousser la barre d'embouchure de 200 m vers la mer, soit plus de 70 % de l'estimation annuelle.

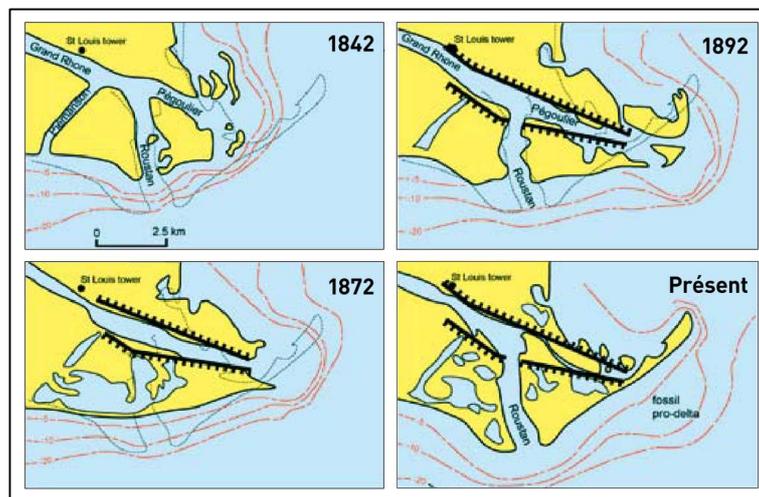


Figure 2.20 - Historique des endiguements successifs de l'embouchure de Grand Rhône, avec l'ouverture du Grau de Roustan pour l'illustration du « Présent » (*Maillet, 2005*).

Deux autres zones d'intérêt s'ajoutent à l'exutoire actuel du Grand Rhône (Grau de Roustan) : le lobe fossile de Pégoulies et la flèche de la Gracieuse (Figure 2.19). Les différentes études menées du littoral camarguais à l'embouchure du Grand Rhône ont permis d'identifier le lobe fossile de Pégoulies comme une source évidente de sédiments pour alimenter la flèche de La Gracieuse (*Suanez et al.*, 1998; *Sabatier et al.*, 2006; *Sabatier et al.*, 2006, 2009).

Les taux de sédimentation sont de l'ordre du centimètre par an vers 20 m de profondeur et diminuent avec la profondeur, jusqu'à des valeurs de l'ordre de $0,1-0,2 \text{ cm.an}^{-1}$ vers 80 m de fond (*Radakovitch et al.*, 1999; *Miralles et al.*, 2005, 2006), avec une direction préférentielle vers le secteur SSW. Les sédiments qui s'accumulent sur le lobe sont autant de sédiments qui ne sont pas redistribués vers les plages. Toutefois, ils sont majoritairement composés de fines inutiles à l'alimentation des plages.

Depuis l'ouverture du Grau de Roustan (exutoire actuel du Grand Rhône, Figure 2.21), la barre d'embouchure (et le lobe deltaïque) a progradé de plus de 1 km jusqu'au début des années 2000 (*Suanez et*

al., 1998; OSR, 2015) et semble être actuellement dans une phase de recul avec une migration de la barre d'embouchure vers la côte (Figure 2.21 ; OSR, 2015). Cette évolution peut être reliée à une baisse des apports sédimentaires et/ou alors une configuration différente des courants, bien que l'apparition et le développement du poulter ont probablement un impact sur l'organisation des courants locaux.

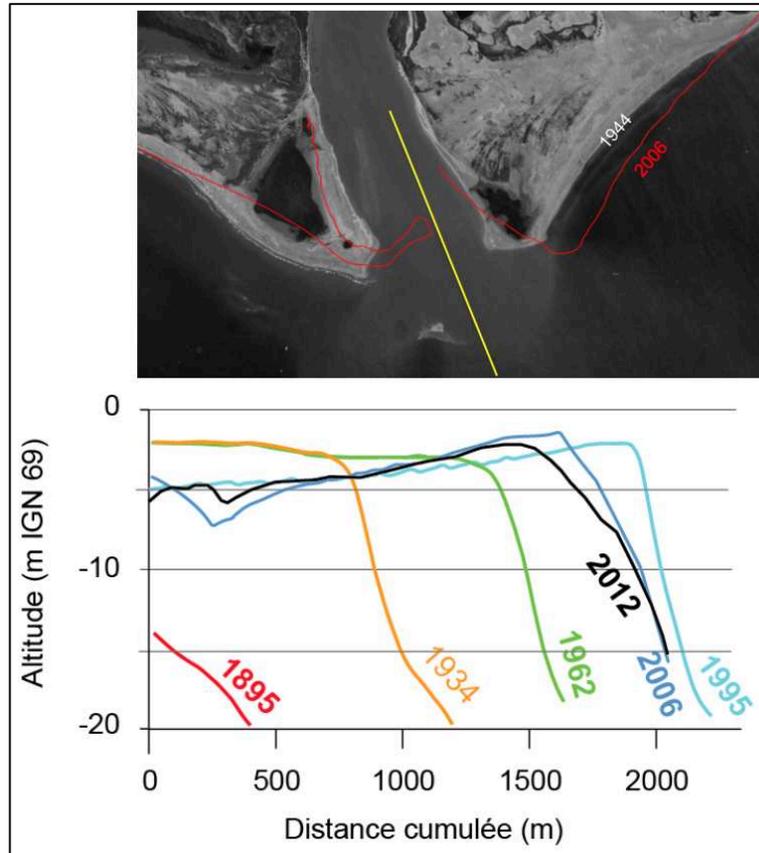


Figure 2.21 – Evolution de la barre d'embouchure depuis l'ouverture de Roustan (1892). L'axe des profils est localisé en jaune sur la photo aérienne (OSR, 2015).

2.2.7 Morphologie de l'embouchure

L'embouchure du Grand Rhône est très facilement reconnaissable parmi la pléthore d'embouchures dominées par les vagues réparties à travers le monde. Soumise au régime microtidal de la mer Méditerranée, elle est principalement modelée par les vagues et les courants qu'elles génèrent, montrant une forme générale lobée typique d'un delta dominé par la houle (Galloway, 1975; Sabatier, 2001).

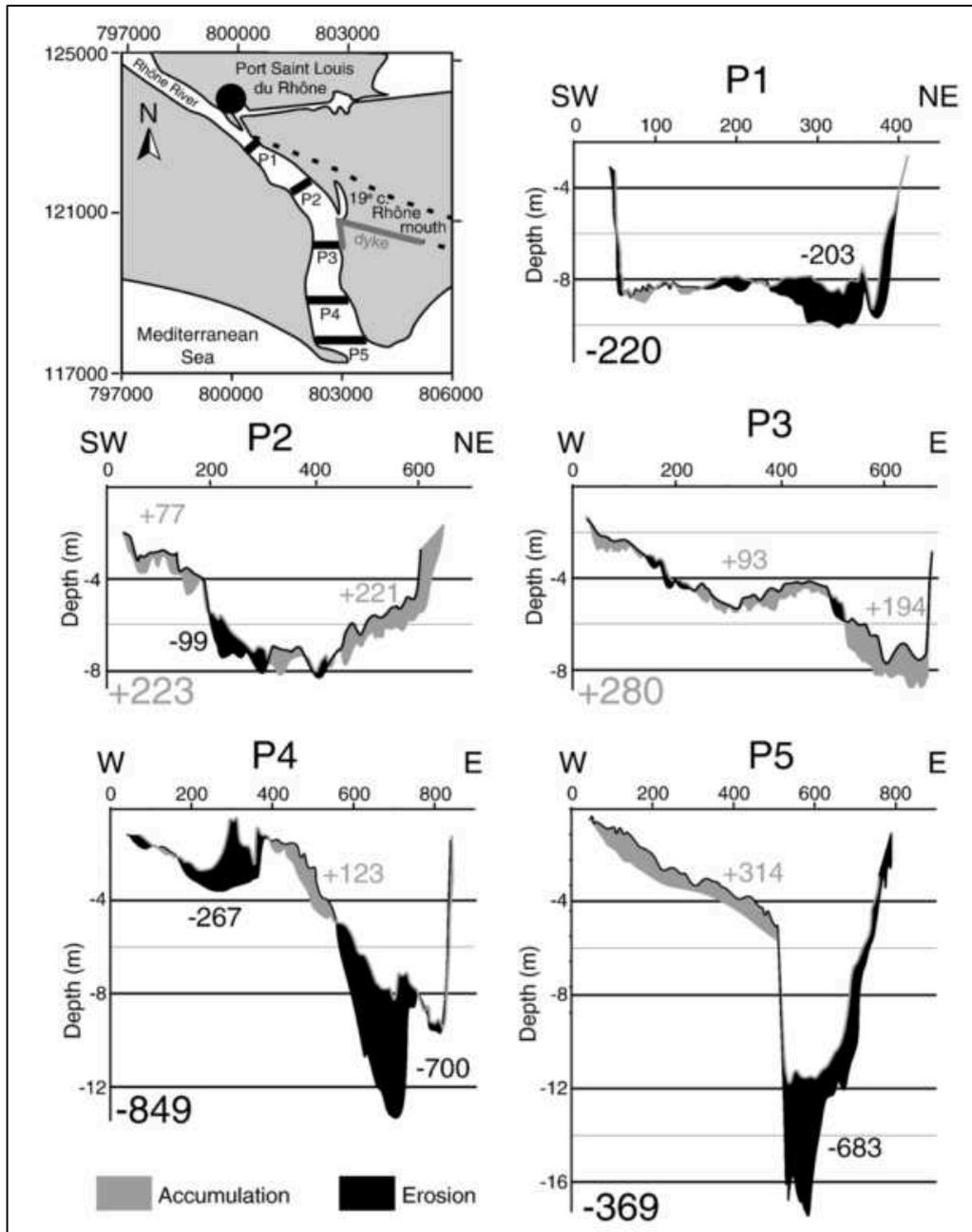


Figure 2.22 - Différentiels bathymétriques réalisés sur cinq transects, illustrant l'ajustement du chenal du Grand Rhône suite à la crue de décembre 2003. Les valeurs indiquées sur les graphes indiquent les bilans sédimentaires partiels (m^3), permettant d'identifier les zones d'érosion (noires) ou d'accumulation (grises) (Maillet et al., 2006).

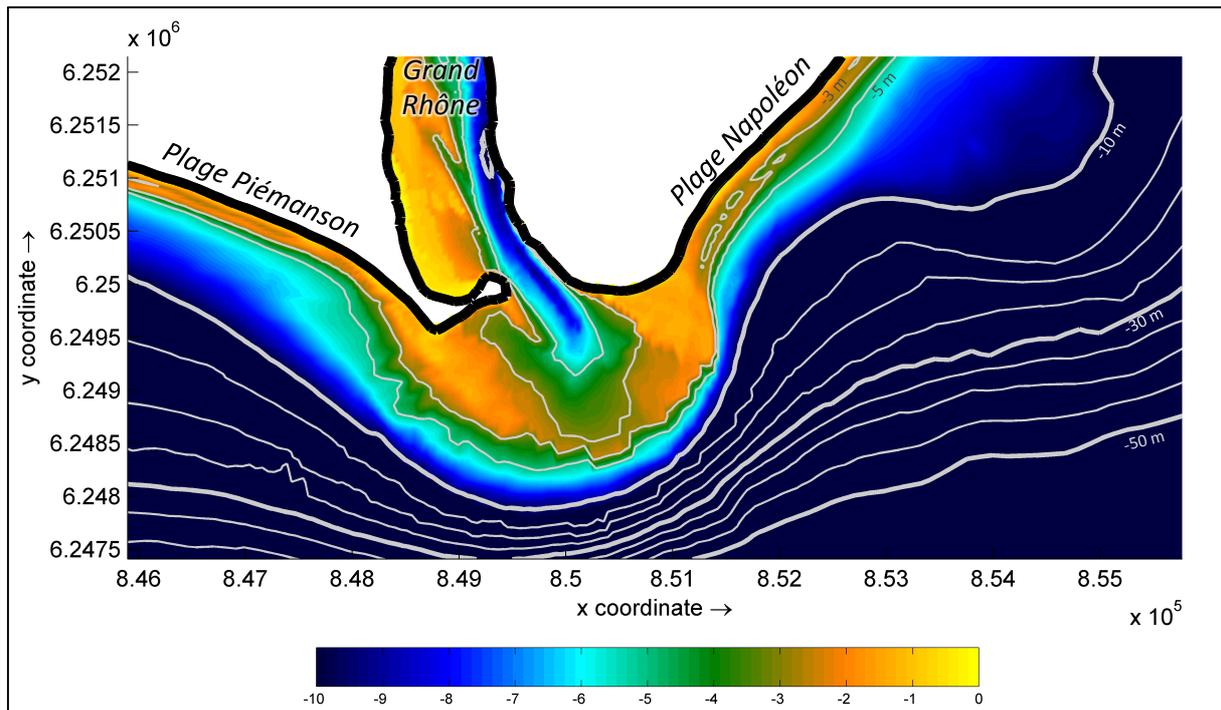


Figure 2.23 - Bathymétrie de l'embouchure du Grand Rhône.

Le chenal principal d'écoulement du fleuve est étroit et profond au niveau de l'exutoire (10-12 m, Figure 2.23). Juste en amont du poulter, occupant la moitié Ouest du chenal, une zone peu profonde et abritée s'est développée. Elle est délimitée dans sa partie la plus en amont par un banc de sable (que je citerai par la suite comme étant le banc du chenal) qui progresse depuis quelques années vers l'embouchure (Figure 2.24). L'étude des relevés bathymétriques réalisés dans le cadre de l'OSR indiquent que le déplacement du banc se produit suite à une crue annuelle ou plus importante (OSR, 2015). Un autre banc sableux est accolé à la face Sud du poulter. Il peut parfois émerger et s'étendre sur plusieurs dizaines de mètres ou être immergé à 1 m de la surface (Figure 2.23).

Le poulter est la figure morphologique la plus caractéristique de l'embouchure. Fixé à l'extrémité aval de la rive droite du fleuve, il s'allonge de telle sorte qu'il obstrue progressivement l'embouchure (Figure 2.23). Le chenal du fleuve au niveau de l'exutoire est très étroit (450 m au lieu de 1 100 m juste en amont) et très profond (> 9 m). Après avoir dépassé l'exutoire, le chenal du Grand Rhône se poursuit vers la mer, il remonte progressivement de 10 m de profondeur à 3-4 m et se termine par une barre d'embouchure (2,5 m de fond).

La barre d'embouchure est une accumulation de sables plutôt grossiers (Figure 2.25) qui fait face à l'exutoire et se prolonge vers les plages Piémanson et Napoléon par des levées subaquatiques. Ces dernières fusionnent ensuite avec les barres d'avant côte. Du côté de la plage Piémanson, la barre d'avant côte ne se forme que 2 km à l'Ouest du coude formé par le poulter. La connexion entre la levée et la barre d'avant côte qui longe la plage Napoléon se fait de façon linéaire, mais elle est discontinue.

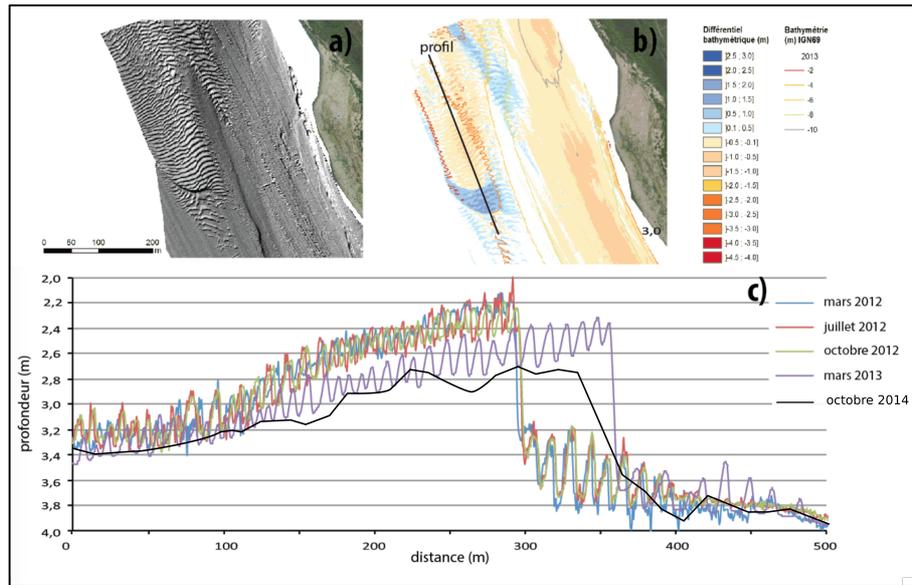


Figure 2.24 - Déplacement du banc dans le chenal. a) Morphologie du banc par ombrage de gris ; b) Comparaison bathymétrique entre octobre 2012 et février 2013 ; c) profil bathymétrique du banc dont l'axe est reporté en b) (modifié d'après OSR, 2015).

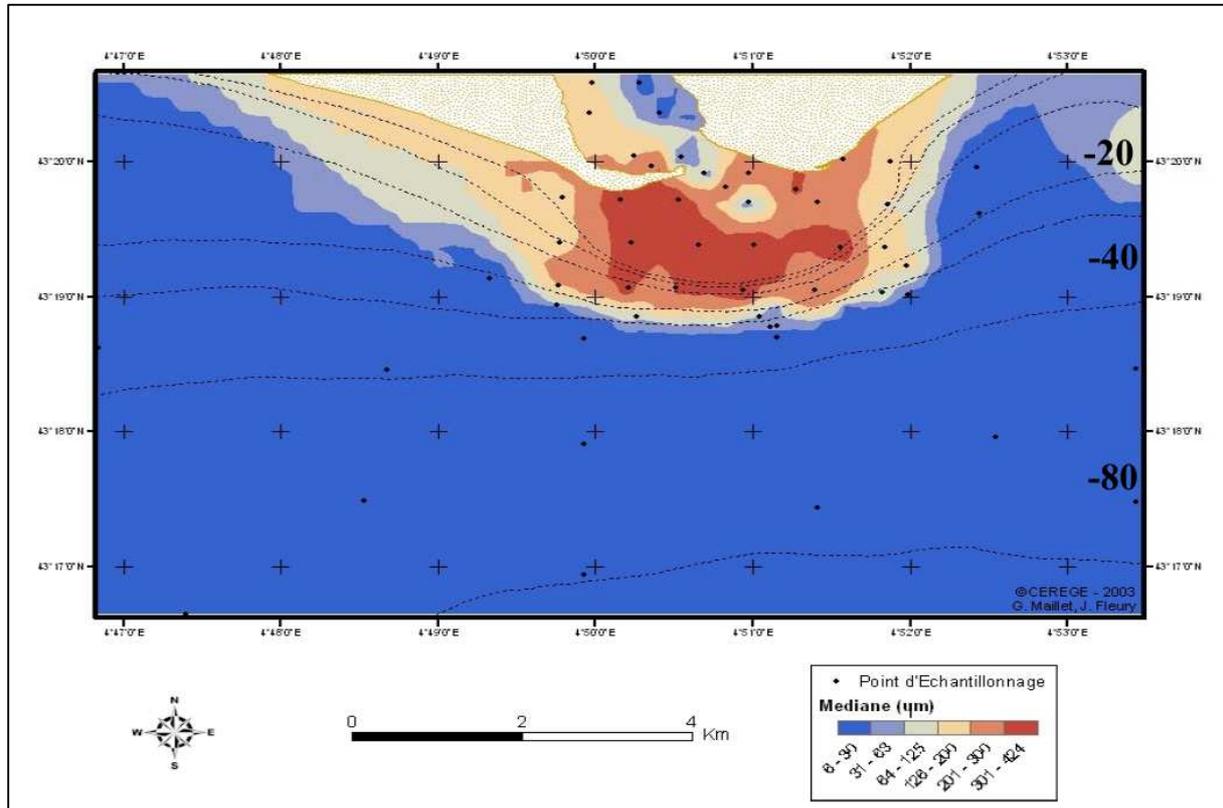
Le front du delta est délimité par la zone de rupture de pente où la bathymétrie progresse rapidement de 4 m de fond à 20-30 m. Contrairement à ce qui est présenté dans les anciens ouvrages (Sabatier, 2001), le front du delta n'est pas parfaitement symétrique. La partie orientale, lissée par le courant généré par les vagues le long du talus vers la plage Napoléon, est directement sous l'influence de l'écoulement du fleuve, alors que la partie occidentale, abritée par le poulcier qui s'allonge en travers de l'exutoire, est marquée par des irrégularités s'expliquant par des effondrements (Figure 2.1 ; OSR, 2013a).

2.2.8 Granulométrie de l'embouchure

Les particules les plus fines (argiles, limons) sont exportées en suspension vers le large (Eyrolle et al., 2012) et se déposent rapidement pour former le prodelta (Figure 2.25). Ces particules jouent un rôle essentiel dans les apports en nutriments et en contaminants au milieu marin (Roussiez et al., 2005; Lansard et al., 2007; Bouloubassi et al., 2012).

La répartition granulométrique au sein du chenal à l'embouchure est hétérogène (Figure 2.25). La partie la plus profonde du chenal est recouverte de sable fin ou de silt (20 μm ; Maillet et al., 2006; Maillet et al., 2011). Les zones les moins profondes, comme la barre d'embouchure, sont essentiellement sableuses. Juste après l'exutoire, le haut du front deltaïque est caractérisé par des sables grossiers puis les particules fines (limons et argiles) prédominent dès 20-30 m de profondeur, avec quelques niveaux plus sableux encore observables (Fanget et al., 2012). La granulométrie s'affine vers le large du lobe et des plages. Les fractions sableuses les plus grossières sont redistribuées vers les plages avoisinantes. Le mode granulométrique de la plage Napoléon (200 μm) est plus faible que celui de la plage Piémanson (315 μm). Suanez & Provansal (1993) expliquent cette différence par l'origine du matériel qui alimente les plages. Ainsi, les sables fins de la plage Napoléon proviendraient du Rhône alors que les sables plus grossiers de la plage Piémanson seraient issus de l'ancien promontoire du Grau de Piémanson. Leur conclusion va donc en faveur d'une dérive d'Ouest

en Est. [Blanc \(1977\)](#) et [Suanez & Bruzzi \(1999\)](#) affirment cette hypothèse en présentant les lobes deltaïques fossiles comme un élément primordial de l'alimentation des plages, au moins en sables grossiers.



2.3 L'ALEA COUPLE TEMPETES/CRUES

La présentation générale du site d'étude et des données permet d'avoir maintenant une vision globale du climat de houle et de débit à l'embouchure du Grand Rhône. Un point important à souligner est la dominance des événements les plus importants dans la dynamique sédimentaire à l'embouchure.

Afin d'éclairer l'organisation du transport sédimentaire à l'embouchure du Grand Rhône, une attention particulière est portée aux événements de tempêtes et de crues entre 1979 et 2010. En effet, les forçages météorologiques qui affectent l'embouchure du Rhône sont souvent causés par les mêmes dépressions, impliquant que la tempête et la crue peuvent se produire en même temps ou s'enchaîner à quelques jours (heures) d'intervalles. Une analyse de séries historiques sur l'enchaînement des tempêtes et des crues n'a jamais été entreprise. Nous avons donc cherché, dans cette thèse, à caractériser différents types d'évènements morphogènes. Après avoir défini ce que nous considérerons comme étant une tempête et une crue, nous identifierons les principaux scénarios de tempêtes et/ou de crues que j'utiliserai ensuite dans mes travaux de modélisation.

2.3.1 Echantillonnage des données et seuils retenus

La première étape dans l'analyse des données a été de réfléchir sur l'échantillonnage des événements de crues et de tempêtes à étudier, autrement dit, au seuil au-delà duquel une tempête et une crue seront prises en compte. Mes travaux se sont d'abord orientés vers les événements extrêmes. Mais il semblerait que les crues extrêmes n'entraînent pas de modifications significatives quant à l'organisation du transport par rapport à l'action d'une crue modérée (Maillet *et al.*, 2011). Donc en plus de la rareté de ces événements, d'autres moins importants pourraient très bien contribuer significativement à la morpho-dynamique locale. De ce fait, la gamme des scénarios étudiés a été élargie.

Le principal critère retenu pour le choix du seuil de crue ou de tempête s'appuie sur l'identification des événements morphogènes capables de mobiliser de la charge de fond même si peu de travaux proposent sans ambiguïté une valeur.

2.3.1.1 Seuils de crues

Antonelli (2002) puis Vassas *et al.* (2008) ont observé qu'au-delà de $2\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ le transport sédimentaire du Rhône concerne à la fois le transport en suspension et par charriage, mais le transport par charriage demeure très faible. Il oscille entre 1,4 et 14 % du transport total d'après Antonelli (2002) soit près des 10 % communément employés (Milliman & Meade, 1983). Ce seuil ($2\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) implique 20 % des débits comme source potentielle de charriage (Figure 2.26, Pont, 1997), mais si le transport n'est pas suffisamment important, alors les événements concernés ne sont pas morphogènes.

Le seuil de crue à la station de mesure SORA (Arles) a été paramétré pour un débit de $3\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (à l'initiative de l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire, IRSN et l'Agence de l'eau), sur la base des travaux réalisés par Pont & Bardin (1996) dans Suanez *et al.* (1998). Le transport total serait 5,6 fois plus important que pour un débit de $2\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Vassas *et al.*, 2008), ce qui est plus intéressant d'un point de vue morphologique. Mais ce débit seuil de $3\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ représente 5 % des données de débit. L'objectif n'étant pas de cibler toutes les crues potentiellement morphogènes mais celles qui en ont le plus fort potentiel, le choix d'un seuil de crue plus élevé correspondait mieux à notre problématique.

En lien avec les observations réalisées dans le cadre de l'OSR, le seuil choisi est le débit de crue annuel du Grand Rhône ($3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) qui ressort comme suffisamment morphogène pour mobiliser le banc sableux du chenal (*cf.* 2.2.7). Ce seuil représente 2 % des données de débit enregistrées en Arles (Figure 2.26), soit environ 70 % des données de crues d'après le critère de la station SORA (seuil de crue à $3\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Ce débit seuil est potentiellement atteint ou dépassé chaque année, offrant un échantillon de crues à étudier suffisamment important pour réaliser une analyse représentative de la zone d'étude, et suffisamment restreint pour faciliter le traitement des informations sur une période de 30 ans.

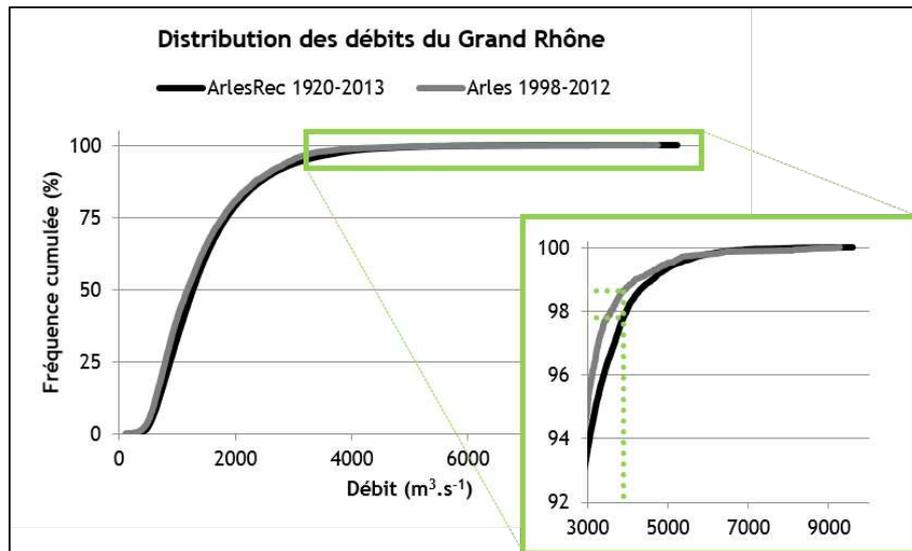


Figure 2.26 - Distribution des débits du Grand Rhône reconstitués (ArlesRec) à partir des débits observés à Beaucaire (Rhône total) entre 1920 et 2013 (courbe noire) et distribution des débits du Grand Rhône observés en Arles entre 1998 et 2012 (courbe grise). Les lignes en pointillés verts permettent la lecture graphique de la fréquence cumulée associée au débit annuel du Grand Rhône ($3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) pour les données reconstituées et observées en Arles.

2.3.1.2 Seuils de tempête

Dans sa thèse, Bruzzi (1998) propose un seuil de « tempête morphologique », basé sur quatre agents : la hauteur significative de houle (H_s), sa direction, la vitesse du vent et l'élévation du niveau marin. Ne disposant pas de toutes ces informations sur les 30 ans de données de houle disponibles, ce seuillage semble difficilement applicable. En ce qui concerne la houle, l'auteur préconise une H_s au moins égale à 1 m, ce qui englobe près de 25 % des données à 60 m de fond, et correspond à une mer peu agitée si on se réfère à l'échelle de Douglas. Au-delà de 2,5 m, la mer est considérée comme « forte ». Suivant la même logique de discrimination des événements que pour les crues, le seuil des tempêtes a été fixé en faveur des H_s au moins égales à 3 m, correspondant approximativement à des événements de récurrence annuelle. Cet échantillonnage contient environ 1 % des données de houle, soit près de 5 % des données de tempêtes supérieures ou égales à 1 m que retenait Bruzzi (1998). Rappelons que le seuil proposé par Bruzzi (1998) s'appliquait aux tempêtes susceptibles d'éroder la plage ce qui ne correspond pas à notre problématique.

En définitive nous retenons pour ce travail et pour déterminer l'existence d'une crue ou d'une tempête un seuil de débit du Grand Rhône en Arles de $3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et un seuil de hauteur de houle (H_s) de 3 m extrait de la base ANEMOC-2 au point 3753 à 60 m de profondeur (Figure 2.7). Ces deux seuils sont appliqués aux séries temporelles s'étendant de 1979 à 2010.

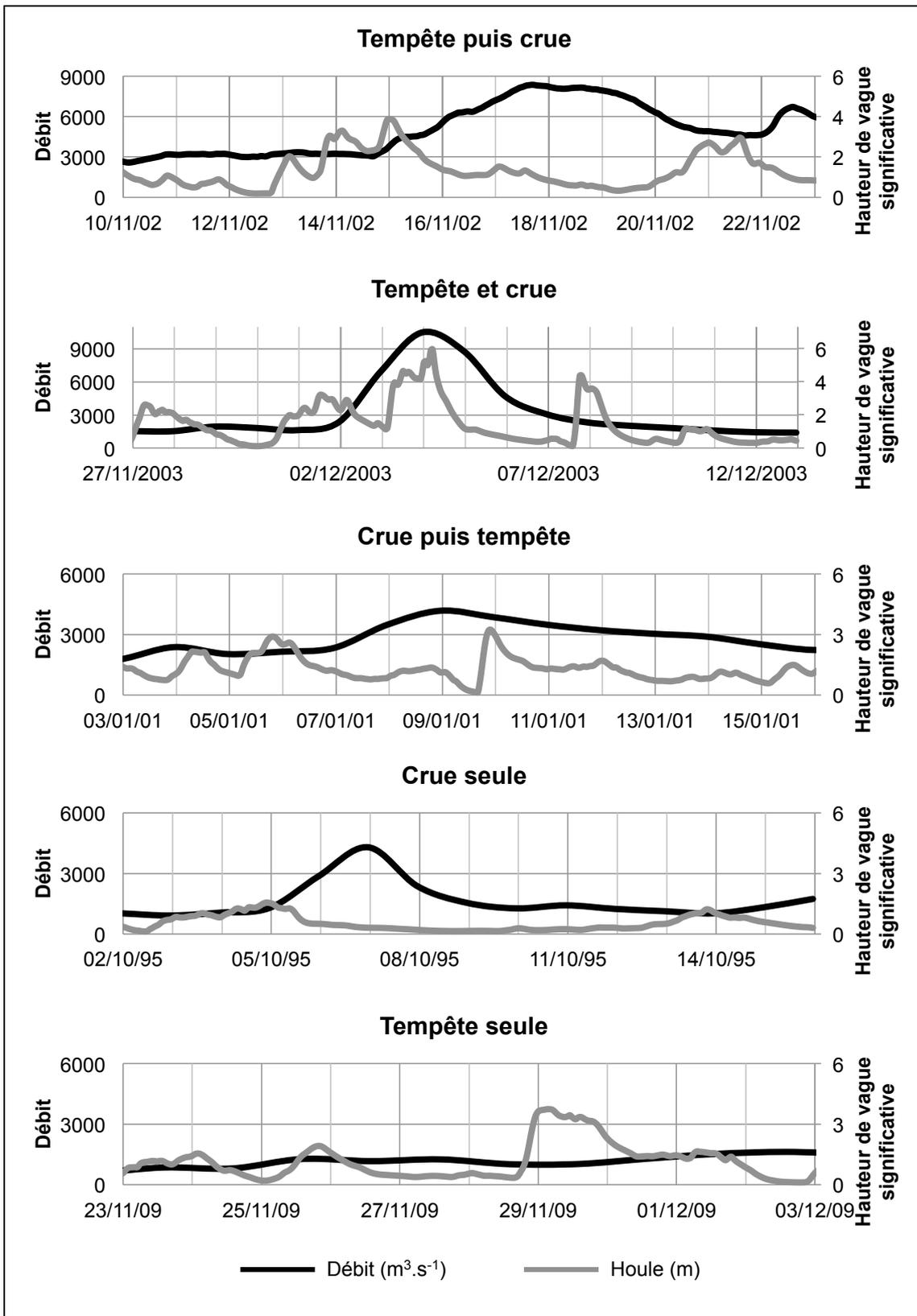


Figure 2.27 – Exemples des différents scénarios d'organisation temporelle des tempêtes et des crues à l'embouchure du Grand Rhône.

2.3.2 Répartition des différents scénarios de l'aléa couplé entre les tempêtes et les crues

Dans un premier temps, nous avons comptabilisé entre 1979 et 2010, 275 événements constitués d'une tempête et/ou d'une crue correspondant aux seuils ci-dessus ont été répertoriés. Par la suite, nous avons intégré 19 événements ne rentrant pas dans les seuils précédemment décrits ($3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et 3 m). Il s'agit de 14 événements de « mer agitée » ($H_s < 3 \text{ m}$) associés à une crue et de 5 crues modérées ($Q < 3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) associées à une tempête issue des 275 événements déjà recensés. Il est en effet difficile de ne pas admettre ces quelques exceptions. Définir une tempête qui se produit lors d'une crue de $2900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ comme une « tempête seule » revient à considérer que le transport ne sera pas influencé par la crue. Or, comme l'indiquent les travaux de Antonelli (2002) et Vassas *et al.* (2008), même si le transport est faible, il est bien présent. Et cette crue, même modérée, pourrait avoir son importance lorsqu'elle est associée à une tempête. De même qu'une crue qui se produirait au cours d'un événement de « mer agitée » de 2,5 pourrait également marquer une évolution dans le transport sédimentaire (Nardin & Fagherazzi, 2012).

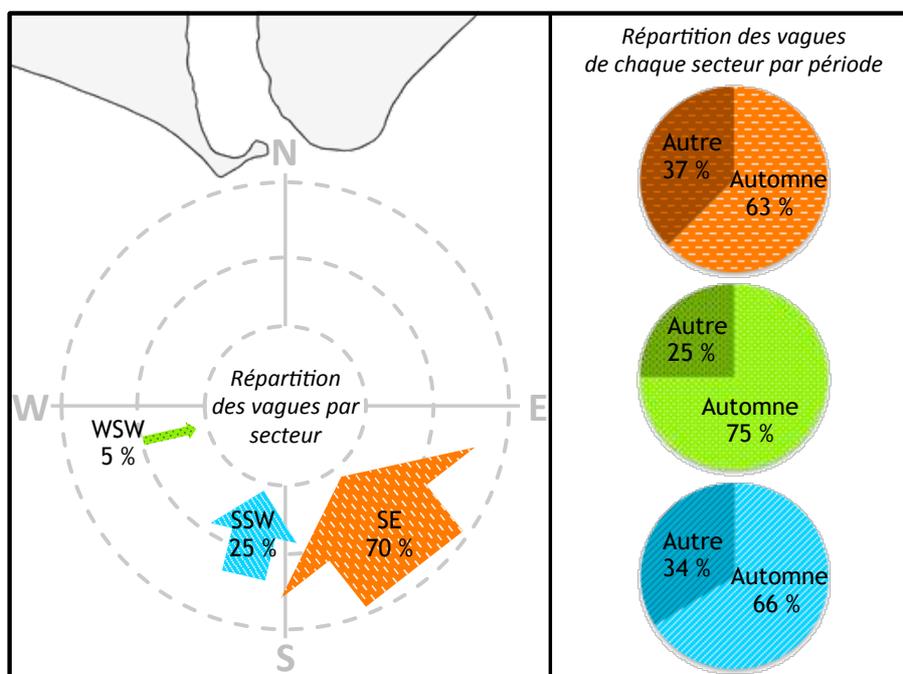


Figure 2.28 – Fréquence des tempêtes ($H_s \geq 3 \text{ m}$) des secteurs SE (orange), SSW (bleu) et WSW (vert) et leur répartition entre la période d'octobre à janvier (automne) et le reste de l'année (autre).

Les 275 événements « morphogènes » recensés entre 1979 et 2010 comprennent un total de 252 tempêtes ($H_s \geq 3 \text{ m}$) et 65 crues ($Q \geq 3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Annexe A), pouvant rentrer dans l'un des scénarios suivant : « tempête seule » (74% des événements), « tempête puis crue » (20% des événements), « crue seule » (3% des événements), « tempête et crue » et « crue puis tempête » (1% des événements chacun ; Tableau 2.3 et Figure 2.27).

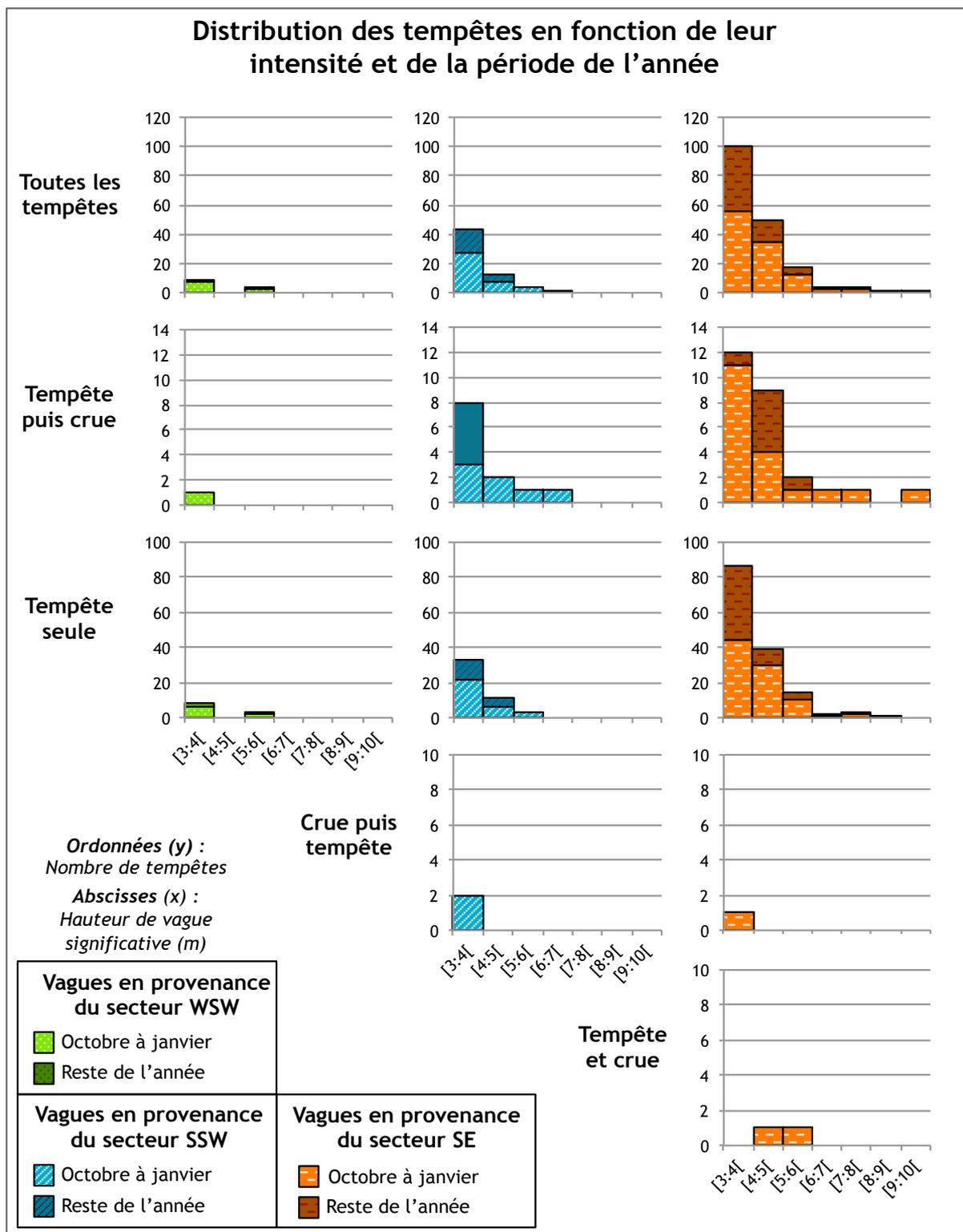


Figure 2.29 – Nombre cumulé de tempêtes classées en fonction de leur hauteur de vague significative maximale (m) et de la période au cours de laquelle elles ont été observées : octobre à janvier (orange), reste de l'année (rouge). Les résultats sont présentés pour toutes les tempêtes et différenciés pour chacun des scénarios étudiés : tempêtes puis crue, tempête seule, crue puis tempête et tempête et crue.

Les tempêtes sont impliquées dans près de 97 % des événements (tempête seule et tempête avec crue, Tableau 2.3), dont 64 % sont regroupés entre octobre et janvier, notamment les plus importants (Figure 2.28 et Figure 2.29). Les tempêtes proviennent essentiellement du secteur SE (70 %), puis du secteur SSW (25 %) tandis que quelques rares événements proviennent du secteur WSW (5 %) (Figure 2.28).

Les crues quant à elles sont impliquées dans 25 % des événements (crue seule et tempête avec crue, Tableau 2.3). Elles sont le plus souvent assorties d'une tempête (83 % des événements impliquant une crue), largement dominées par le schéma « tempête puis crue » (79 % des événements impliquant une crue, Figure 2.27) et seule 3,3 % des crues répondent au scénario « crue seule » (Tableau 2.3 et Figure 2.27).

Tableau 2.3 – Quantification des événements de tempête et de crue entre 1979 et 2010.

Succession des tempêtes et des crues	Nombre d'événements identifiés de 1979 à 2010	Taux d'occurrence (%)	Nombre d'événements identifiés entre octobre et janvier	Taux d'occurrence des événements identifiés entre octobre et janvier (%)
Tempête seule	205	74.5	127	74.7
Tempête puis crue	55	20.0	33	19.4
Crue seule	9	3.3	4	2.4
Tempête et crue	3	1.1	3	1.8
Crue puis tempête	3	1.1	3	1.8
<i>Total des événements</i>	275	100	170	100

2.3.3 Scénarios de l'aléa couplé entre les tempêtes et les crues

Parmi les différents scénarios retenus, celui des « tempêtes seules » représente le scénario le plus fréquent (75 % des événements, Tableau 2.3 et Figure 2.27). Ces tempêtes sont généralement plus courtes que celles des autres scénarios (Figure 2.30). En moyenne, elles durent 4,5 jours (1,2-7,5 jours) et atteignent 4,2 m (3,1-8,5 m ; Tableau 2.4). Au cours de la dernière décennie, les tempêtes de janvier 2008 (Hs = 7,6 m), janvier 2006 (Hs = 8,5 m) et février 2004 (Hs = 7,8 m) sont connues sur le littoral camarguais pour leur intensité et sont comprises dans ce scénario (Annexe A1).

Le scénario « tempêtes puis crue » représente le second scénario le plus fréquent (20 % des événements, Tableau 2.3 et Figure 2.27) et inclus les tempêtes les plus intenses (Figure 2.29). Elles atteignent en moyenne 4,2 m (3,0-9,4 m) et durent 4,2 jours (3,0-9,4 jours). Les crues atteignent en moyenne un débit de pointe de $5\,200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($4\,000\text{--}9\,300\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et durent 16,9 jours (4,0-48,0 jours; Tableau 2.4). L'événement de novembre 2002 (Hs = 3,9 m et $Q = 9\,200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), notable pour l'intensité de sa crue et les événements de novembre 2000 (Hs = 6,3 m et $Q = 3\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et celui de décembre 1997 (Hs = 9,4 m et $Q = 5\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) connus sur le littoral camarguais pour leur agressivité sont compris dans ce scénario (Annexe A.2).

Dans quelques rares cas, les tempêtes sont observées pendant ou juste après une crue (1 % des événements, soit trois événements chacun ; Tableau 2.3 et Figure 2.27). Ces deux scénarios sont finalement extrêmement rares.

Tableau 2.4 – Fiches d'identité synthétique des différents scénarios. Les intensités au pic minimales, moyennes et maximales de la tempête et de la crue ainsi que la durée de la tempête et de la crue sont présentées en fonction des différents scénarios étudiés. Les valeurs renseignées en noir sont calculées à partir des tempêtes et crues échantillonnées qui respectent les seuils définis ($Q \geq 3\,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $H_s \geq 3 \text{ m}$). Les valeurs renseignées en gris sont calculées à partir des tempêtes et crues échantillonnées, incluant les événements échantillonnés en dessous des seuils.

	Hs (m)			Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)			Durée de la tempête			Durée de la crue		
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max
Tempête puis crue	3,0	4,2	9,4	3948	5176	9274	2,3	5,2	9,7	4,0	16,9	48,0
	2,1	3,8	9,4	2093	5006	9274	0,2	3,8	9,7	4,0	16,8	48,0
Tempête et crue	4,4	5,2	6,0	4213	6564	10523	2,3	6,3	10,3	10,0	12,3	16,0
	2,6	4,3	6,0	4213	6564	10523	2,3	5,9	10,3	10,0	12,3	16,0
Crue puis tempête	3,2	3,5	3,8	3904	4187	4478	3,4	8,2	12,6	9,0	15,7	21,0
Crue seule	-	-	-	3939	4423	5140	-	-	-	9,0	19,8	34,0
Tempête seule	3,1	4,2	8,5	-	-	-	1,2	4,5	7,5	-	-	-

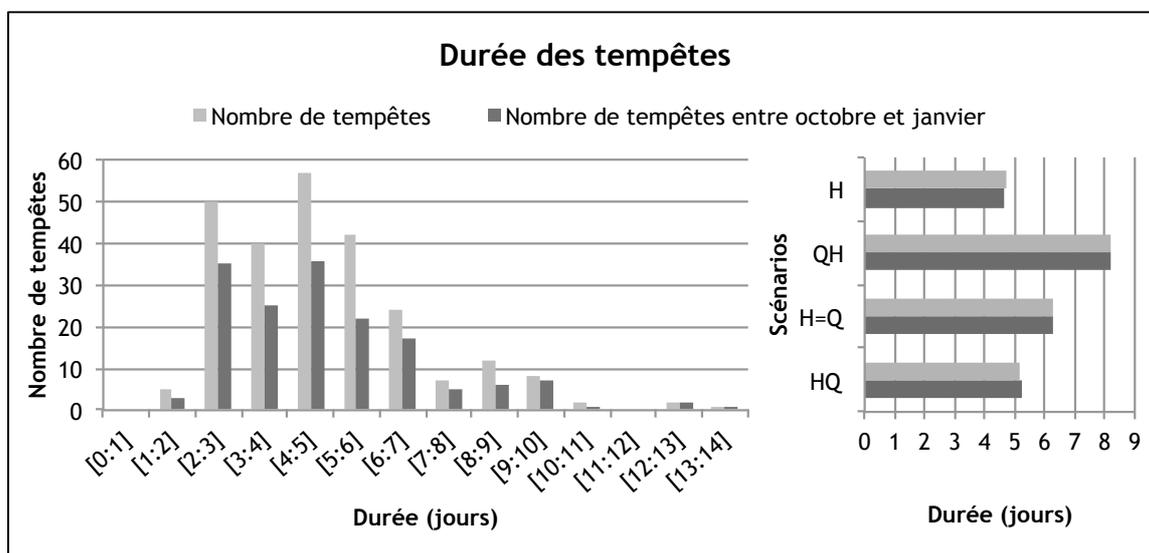


Figure 2.30 - Recensement des tempêtes ($\geq 3 \text{ m}$) sur l'ensemble de la période de 1979 à 2010 (gris clair) et au cours des mois d'octobre à janvier de la même période (gris foncé), en fonction de la durée des événements (à gauche). Durée moyenne des tempêtes pour les différents scénarios (à droite) : Tempête seule (H), crue puis tempête (QH), tempête et crue (H=Q) et tempête puis crue (HQ).

Le scénario « tempête et crue » est celui dont l'intensité moyenne de la tempête et de la crue (au pic) sont les plus élevées. Il présente toutefois trois contextes bien différents (Annexe A.3). Les tempêtes atteignent en moyenne 5,2 m (4,4-6,0 m) et durent 6,3 jours (2,3-10,3 jours). Les crues atteignent en moyenne un débit de pointe de $6\,600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($4\,200$ - $10\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et durent 12,3 jours (10,0-16,0 jours; Tableau 2.4). Entre 1979 et 2010, dans le cas où les pics de tempête et de crue sont atteints en même temps, les vagues proviennent du secteur SE (Figure 2.29). La crue de décembre 2003 est la plus connue car c'est la plus récente, mais aussi à cause de son ampleur (débit maximal enregistré, inondations) et de la concomitance entre crue exceptionnelle ($Q = 10\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et tempête extrême de SE ($H_s = 6,0 \text{ m}$). L'événement de janvier 1997 est plus modéré ($Q = 5\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $H_s = 4,4 \text{ m}$). Enfin, l'événement de décembre 1982 est particulier, car les vagues n'atteignent que 2,6 m et sont de secteur WSW, mais il se produit en même temps qu'une crue de $4\,200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

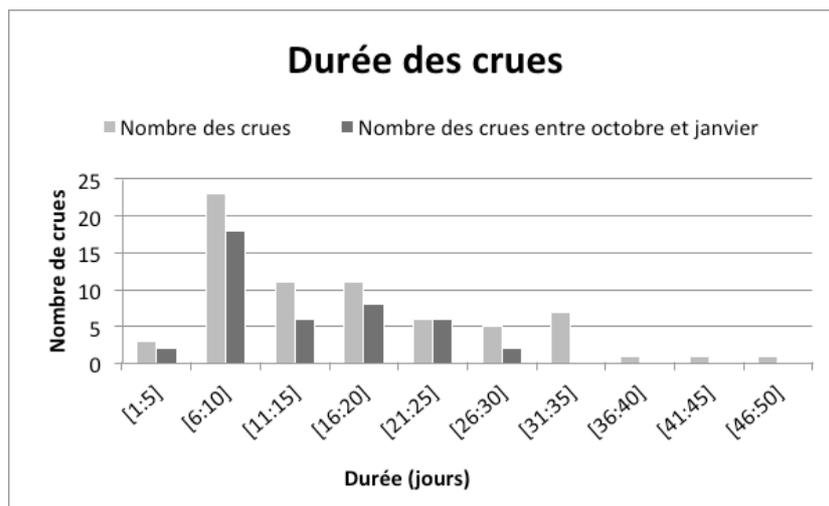


Figure 2.31 - Durée des crues ($\geq 3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) recensées sur l'ensemble de la période de 1979 à 2010 (gris clair). Durée des crues ($\geq 3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) recensées au cours des mois d'octobre à janvier de 1979 à 2010 (gris foncé).

Le scénario « crue puis tempête » ne concerne que des événements d'énergie moyenne (Annexe A.4). Les tempêtes atteignent en moyenne 3,5 m (3,2-3,8 m) et durent 8,2 jours (3,4-12,6 jours). Les crues atteignent en moyenne un débit de pointe de $4\,200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($3\,900\text{--}4\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et durent 15,7 jours (9,0-21,0 jours; Tableau 2.4). Aucune occurrence n'est observée pour des vagues de secteur WSW (Figure 2.29). En termes d'impacts sur les plages et d'inondations, ces événements sont passés relativement inaperçus.

Le scénario de « crues seules » atteint en moyenne un débit de pointe de $4\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($3\,900\text{--}5\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et durent 19,8 jours (9,0-34,0 jours; Tableau 2.4). En termes d'inondations, ces crues sont passées relativement inaperçues.

De manière générale, les tempêtes les plus importantes ont le plus souvent lieu entre octobre et janvier (Figure 2.10) pour des houles de secteur SE et suivent les scénarios « tempête seule » et « tempête puis crue » (Tableau 2.3 et Figure 2.29). La durée de ces événements est d'environ 5 jours (Figure 2.30). Les crues associées au scénario « tempête puis crue » pendant la période automnale sont aussi les plus intenses (Figure 2.3) et ont une durée plus courte (13,5 jours, Tableau 2.4 et Figure 2.31) que les crues seules.

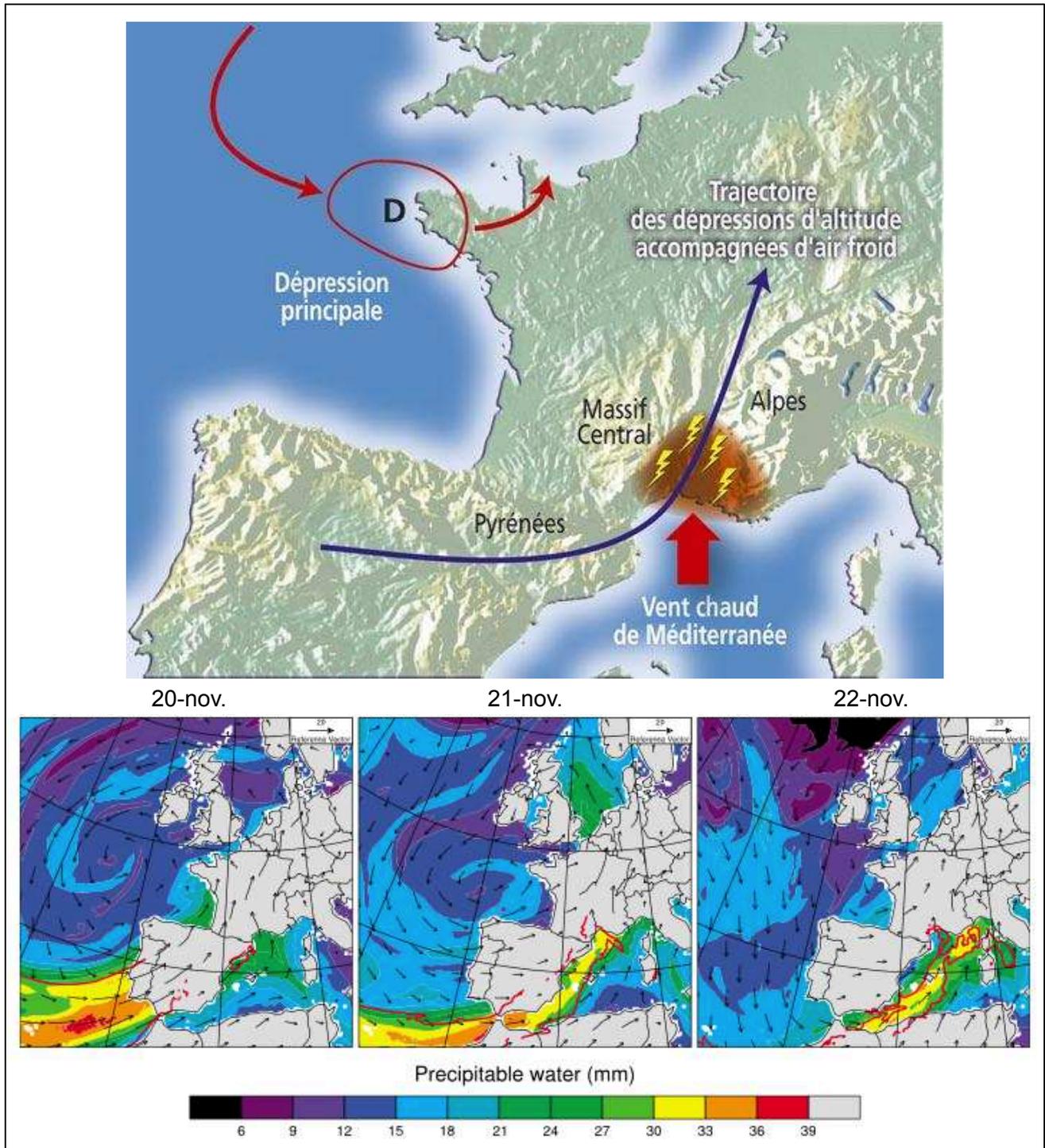


Figure 2.32 – (Haut) Représentation simplifiée de la génération d'un événement cévenol (zone marron avec les éclairs) par une dépression d'altitude (flèche bleue) sous contrainte de la dépression principale et des vents chauds méditerranéens (flèches rouges, *Risques Majeurs*, 2010). (Bas) Modélisation du vent (vecteur) et de l'eau précipitable (gamme colorimétrique) entre le 20 novembre et le 22 novembre 2007 (d'après *Clark & Chaboureau*, 2010).

2.3.4 Relations entre l'aléa couplé et les conditions météorologiques

Les crues en aval du Rhône peuvent être d'origines diverses et surtout variées (précipitations sur une ou plusieurs parties du bassin versant, fonte des neiges, chasses de barrages ; cf. Chapitre 2). Les crues les plus importantes sont principalement automnales. Les situations météorologiques génératrices de fortes pluies sur les régions méditerranéennes sont de deux types : les situations où l'influence du relief est prépondérante et les situations orageuses liées exclusivement aux conditions météorologiques (MeteoFrance, 2015).

Le premier cas est parfaitement illustré par les événements que les météorologues qualifient d'épisodes cévenols, ces orages très violents qui déversent un « déluge » d'eau sur une zone très localisée, pouvant entraîner des crues torrentielles et provoquer des dégâts considérables (Risques Majeurs, 2010). Les épisodes cévenols sont clairement identifiés et surviennent en régions méditerranéennes (Figure 2.32a). Il se produisent de façon privilégiée en automne, moment où la mer est la plus chaude, ce qui favorise une forte évaporation. Comparables à de petits cyclones tropicaux (Terraeco, 2014), ces épisodes sont la résultante de conditions météorologiques bien particulières. Tout d'abord, le système dépressionnaire positionné sur l'Atlantique migre vers le sud (Figure 2.32b). Cette situation favorise la remontée sur la France d'air chaud, humide et instable en provenance de Méditerranée vers les massifs des Cévennes, des pré-Alpes et des Corbières par des vents de secteur S-SE. Au contact de l'air froid en altitude, l'atmosphère devient très instable et peut générer des orages violents parfois stationnaires (lorsqu'ils se régénèrent, Figure 2.33). Mais là où d'ordinaire un orage ne dure pas plus d'une heure, ce qui limite la quantité d'eau tombée, le nuage orageux, bloqué par le relief, se reforme constamment sur place et peut durer de longues heures. Ainsi des quantités d'eau considérables peuvent être déversées sur une zone très réduite et générer des crues importantes et soudaines (MeteoFrance, 2014, 2015).

Dans le second cas, les systèmes orageux ne couvrent pas forcément des zones très étendues, mais génèrent de très fortes intensités de précipitations (dépassant souvent les 100 mm.h^{-1}). Ils peuvent parfois se régénérer (on parle alors de cellules stationnaires) en créant une vaste bulle d'air froid de surface, qui agit alors comme un relief en soulevant la masse d'air toujours au même endroit.

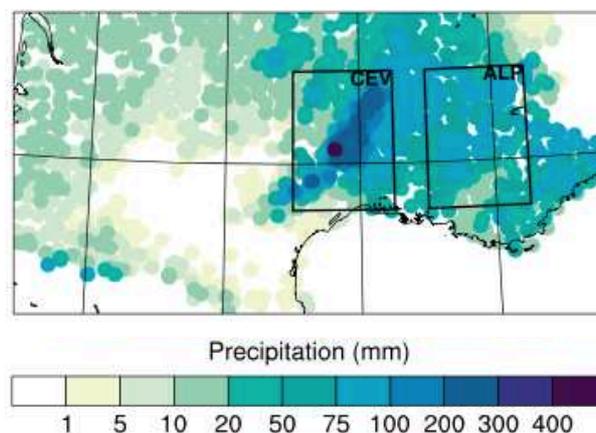


Figure 2.33 – Précipitation cumulée entre le 19 novembre et le 24 novembre 2007 (d'après Clark & Chaboureau, 2010)

Dans chacune de ces situations, la dépression qui les forme engendre une élévation du niveau marin dans le Golfe du Lion et le vent de Sud favorise presque systématiquement la formation d'une tempête marine. Une fois sur le continent, la cellule orageuse entraîne des pluies abondantes à l'origine de crues. Dans le delta du Rhône, ces crues sont d'autant plus impressionnantes que la tempête marine concomitante limite l'évacuation de l'eau du fleuve du fait de la hausse du niveau de la mer, ce qui peut être à l'origine de débordements.

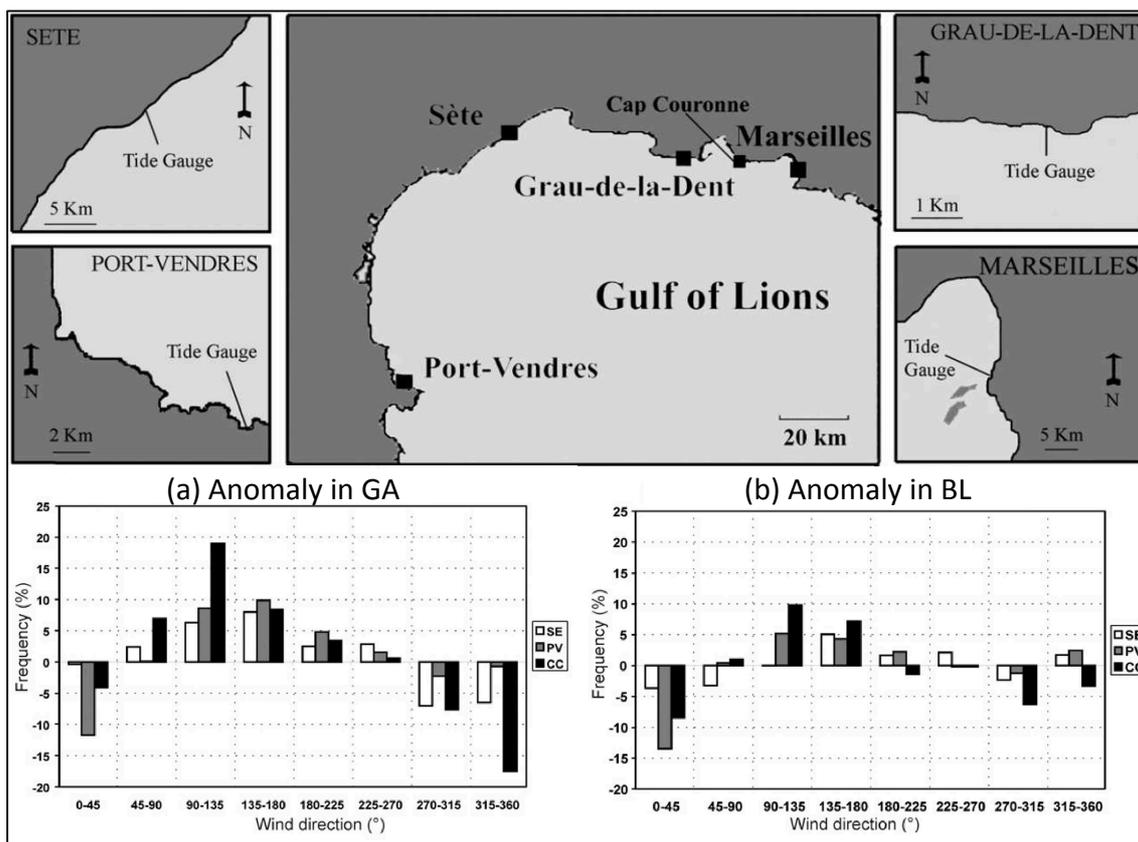


Figure 2.34 – Anomalies des directions de provenance du vent par rapport à la moyenne à Sète (SE, en blanc), Port-Vendres (PV, en gris) et Cap Couronne (CC, en noir), entre 1961 et 2002, au cours des période « Greenland Above » (GA) et « Blocking » (BL, modifié d'après Ullmann *et al.*, 2008).

Ullmann *et al.* (2008) ont étudié le lien possible entre l'oscillation Nord-Atlantique (NAO pour North Atlantic Oscillation) et les surcotes (communément associées aux tempêtes) dans le Golfe du Lion (GdL). La NAO est un phénomène atmosphérique et océanique, qui concerne principalement l'Atlantique Nord. La masse d'air au-dessus des régions arctiques et islandaises oscille dans la direction nord-sud vers la ceinture subtropicale des Açores et de la péninsule ibérique. Cette oscillation est souvent caractérisée par un indice calculé chaque année à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande), en prenant l'anomalie de pression (écart à la moyenne), moyennée de janvier à mars et normalisée (c'est-à-dire divisée par l'écart-type de la pression calculé sur une longue période ; Ifremer, 2002). Il ressort que les surcotes les plus importantes sont associées à une phase négative de la NAO (Ullmann & Moron, 2008; Ullmann *et al.*, 2008) illustrée par des perturbations qui circulent plus au Sud et s'engouffrent dans la Méditerranée, apportant la pluie notamment sur les côtes françaises (Ifremer, 2002). Les auteurs ont appelé

ces phases « Greenland Above » (GA) par analogie à la localisation de l'anticyclone sur le Groenland et « Blocking » (BL) lorsqu'une large zone de dépression s'étend de l'Est de l'Atlantique à la Scandinavie et l'Europe occidentale. Pendant ces phases, le vent provient majoritairement du secteur SE (Figure 2.34) générant des tempêtes de secteur SE (Maillet, 2005) et des orages pouvant évoluer en épisodes cévenols s'ils atteignent les reliefs provençaux-languedociens (Figure 2.32). Il semblerait donc que les phases négatives de NAO, par l'intermédiaire des vents dépressionnaires, favorisent les épisodes cévenols (voire méditerranéens).

2.4 SYNTHÈSE

L'embouchure du Grand Rhône est majoritairement soumise aux vagues de secteur SW qui marquent le littoral (poulier, flèche de La Gracieuse) via le transport longitudinal inhérent mais les vagues les plus fortes et sans doute morphogènes proviennent du secteur SE (Figure 2.28), principalement entre octobre et janvier (Figures 2.10 et 2.29) (Suanez *et al.*, 1998; Provansal *et al.*, 2003; Sabatier & Suanez, 2003). Le grau de Roustan enregistre une diminution pluri-décennale des apports sédimentaires à la mer et montre une morphologie classique d'une embouchure microtidale dominée par la houle. L'exutoire présente par contre l'originalité de réduire de largeur du fait de l'allongement progressif d'un poulier depuis plusieurs décennies.

Les événements fluvio-marins susceptibles d'induire un transport sédimentaire depuis l'embouchure vers le large et/ou les plages limitrophes sont définis pour des tempêtes dont la hauteur des vagues est supérieure ou égale à 3 m et des crues dont le débit atteint au moins $3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Les scénarios les plus fréquents sont de type « tempête seule » ou « tempête puis crue » (Tableau 2.3). Les tempêtes interviennent dans 97 % des événements de tempête et/ou de crue et durent approximativement 5 jours (Tableau 2.4 et Figure 2.30). Les crues interviennent dans 25 % des événements environ, le plus souvent précédées d'une tempête (Tableau 2.3). Pendant la période automnale (octobre à janvier) la durée des crues est plus faible que le reste de l'année (13,5 jours, Tableau 2.4 et Figure 2.31). L'écart entre les pics de tempête et de crue varie entre 0 et 3,4 jours pour les tempêtes de secteur SE, mais le plus souvent, il est de 2,3 jours.

La partie suivante (Chapitre 3) décrit les méthodes utilisées pour modéliser le transport sédimentaire de ces événements afin de décrire le fonctionnement de l'embouchure du Rhône (Chapitres 4 à 8).

Chapitre 3

Présentation et paramétrisation du modèle (Delft3D)

Pour mener à bien mon projet de thèse, j'ai utilisé le modèle Delft3D, qui est en réalité une plateforme de modélisation dans laquelle plusieurs modèles sont disponibles pour reproduire les différents processus d'embouchures. Il a été conçu de manière à pouvoir satisfaire les besoins d'une large gamme d'utilisateurs, expérimenté ou non dans la modélisation hydrodynamique (WL | Delft Hydraulics, 2011a). Dans cette première approche numérique des interactions vague-fleuve sur le transport, je me positionne en tant que *end-user* du modèle. C'est-à-dire que je vais utiliser dans la mesure du possible la paramétrisation par défaut du modèle, telle que proposée dans l'interface utilisateur.

Dans ce chapitre, je propose une synthèse des principales caractéristiques du modèle ainsi que les paramètres utilisés pour sa calibration.

3.1 GENERALITES

Delft3D est un modèle numérique développée par Deltares (www.deltares.nl), avec la coopération de l'Université de Technologie de Delft. Cet outil permet de modéliser les processus hydrodynamiques dans les zones côtières, les rivières et les estuaires. Son fonctionnement est basé sur la combinaison de modules qui permettent de prendre en compte différents processus tels que les vagues (WAVE), l'hydrodynamique (FLOW), la morphologie (MOR, inclus dans le module FLOW), le transport sédimentaire (SED), la qualité de l'eau (WAQ), l'écologie (ECO) et le suivi des particules (PART, Figure 3.1 ; Lesser *et al.*, 2004; WL | Delft Hydraulics, 2011a).

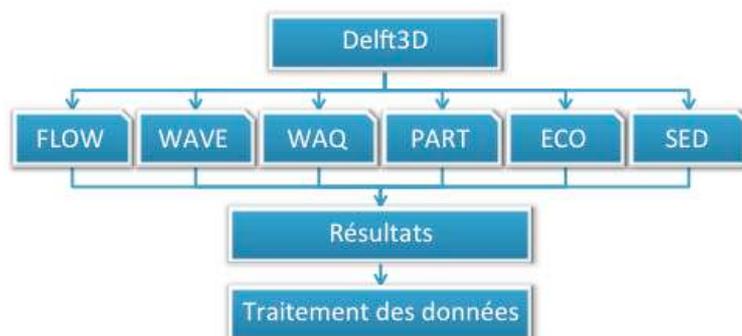


Figure 3.1 - Modules composant Delft3D.

Pour comprendre les processus qui contrôlent la remise en suspension, le transport, le dépôt des sédiments à l'embouchure du Rhône et l'influence de l'intrusion saline dans le fleuve, seuls les modules FLOW (MOR), WAVE et SED (inclus dans FLOW) sont utilisés dans cette thèse.

Le modèle Delft3D calcule la propagation des vagues et les interactions entre les vagues et le fleuve (Figure 3.2), à partir des conditions aux limites (débit, caractéristiques des vagues, gradient de surface libre, salinité, concentration en sédiment) imposées par l'utilisateur. Le modèle est alors capable de calculer le transport sédimentaire et le cas échéant, il actualise la bathymétrie en appliquant les taux d'érosion et de dépôt sédimentaire obtenus.

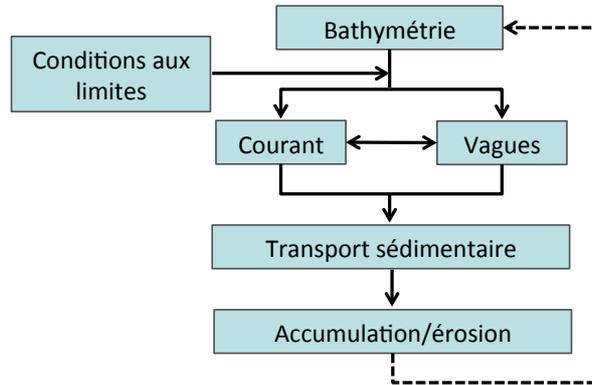


Figure 3.2 - Schéma conceptuel d'une boucle dans Delft3D (d'après Roelvink, 2006).

3.2 PROCESSUS PHYSIQUES

3.2.1 Les modules utilisés

3.2.1.1 Delft3D-FLOW

Le module Delft3D-FLOW (2D et 3D) résout les équations non-linéaires appliquées aux eaux peu profondes. Ces équations sont issues des équations tridimensionnelles de Navier-Stokes pour les fluides incompressibles à surface libre, introduisant les approximations des milieux peu profonds (Boussinesq) et l'hypothèse d'hydrostaticité sur la verticale. Le système d'équations comprend les équations du mouvement horizontal (équations 3.1 à 3.2), l'équation du mouvement vertical réduite à l'équation de la pression hydrostatique (équation 3.3) et l'équation de continuité (conservation de masse, équation 3.4). Les équations sont formulées dans une grille orthogonale curviligne (σ), utilisant un système de coordonnées Cartésien (ξ, η ; équations 3.6 et 3.7).

Delft3D-FLOW est approprié aux représentations des mers peu profondes, des zones côtières, des estuaires, des lagons, des rivières et des lacs (Van Rijn & Walstra, 2003). Il a d'ailleurs été utilisé pour servir différents objectifs. Par exemple, Moerman (2011) a utilisé Delft3D pour étudier le développement morphologique de l'embouchure de la Columbia River et Fagherazzi *et al.* (2015) pour investir la dynamique des dépôts aux embouchures. Barnard *et al.* (2013) et Elias & Hansen (2013) ont cherché à reproduire le transport sédimentaire de la baie de San Francisco (Californie) en s'appuyant sur l'analyse des formes de fond et Elias *et al.* (2006) pour modéliser la répartition du transport sédimentaire dans la baie de Texel (Pays-

Bas). Dans une application plus axée sur la rivière, [De Jonge \(2005\)](#) a employé Delft3D afin de modéliser l'influence de la végétation sur la morphodynamique de l'Allier (France).

3.2.1.2 Delft3D-WAVE

Le modèle de simulation de vagues SWAN (Simulating WAVE Nearshore ; [Booij et al., 1999](#); [Ris et al., 1999](#)) est implémenté sous la forme d'un module associé à la propagation des vagues : Delft3D-WAVE ([WL | Delft Hydraulics, 2011b](#)). Il a été développé par l'Université de Technologie de Delft, Pays-Bas. SWAN est un modèle numérique qui permet le calcul des paramètres de vagues en zones côtières, dans les lacs et les estuaires à partir des données bathymétriques, les courants et le vent. Les processus physiques dans SWAN sont exprimés explicitement dans les équations *state-of-art*. La propagation de la houle dans SWAN est inconditionnellement stable en raison des formulations implicites qui ont été mises en œuvre. Le modèle résout l'équation de transport de l'énergie (ou de l'action de l'onde en présence de courants) et permet l'utilisation de l'ensemble des spectres (fréquences et directions).

Le couplage des modules FLOW et WAVE permet d'ajuster en (quasi) temps réel les calculs de courants et de houle en fonction des variations bathymétriques. Le modèle simule la génération des vagues, leur propagation et les interactions vagues-vagues non linéaires. La dissipation sur le fond, le déferlement et la *white-capping* (processus de déferlement des vagues sur grand fond) sont pris en compte avec le calcul de la dissipation ([Van Rijn & Walstra, 2003](#); [WL | Delft Hydraulics, 2011a](#); b).

3.3 EQUATIONS DU MODELE

Les principales équations gouvernant les écoulements d'eau correspondent aux équations 3.1 à 3.5. Elles sont décrites de la manière suivante :

Sous l'hypothèse d'hydrostaticité (qui néglige les accélérations verticales face à l'accélération gravitationnelle) et l'approximation de Boussinesq (qui considère que les variations de densité sont faibles par rapport à la densité de l'eau elle-même.), les équations de Navier-Stokes sont décrites dans les équations 3.1 à 3.3.

- **Equations de mouvement sur l'horizontale**

$$\begin{aligned}
 & \text{(1)} \quad \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fv \\
 & \text{(2)} \quad = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_\nu \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \\
 & \text{(3)} \quad \text{(4)} \quad \text{(5)} \quad \text{(6)} \quad \text{(7)}
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + fu \\ = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (3.2)$$

La signification physique des termes de l'équation du mouvement (équations 3.1 et 3.2) est donnée ci-après :

- (1) Terme d'évolution temporelle
- (2) Terme d'advection
- (3) Terme de Coriolis
- (4) Pression induite par la pente de la surface libre (barotrope), effet de la pression atmosphérique (barotrope) et gradient de pression interne
- (5) Diffusion horizontale de la turbulence
- (6) Diffusion verticale de la turbulence
- (7) Mouvements dus à des apports extérieurs

Avec :

d	Profondeur en – dessous de la profondeur de référence [m]
F_ξ et F_η	Contraintes de Reynold (diffusion horizontale turbulente) dans les directions ξ et η [$m \cdot s^{-2}$]
$f = 2\Omega \sin\phi$	Fréquence de Coriolis [s^{-1}]
$\sqrt{G_{\xi\xi}}$ et $\sqrt{G_{\eta\eta}}$	Coefficients utilisés pour convertir les coordonnées curvilignes en rectangulaires [m]
M_ξ et M_η	Mouvements dus à des apports extérieurs (débit, vagues, sources, structure hydraulique, etc.) dans les directions ξ et η [$m \cdot s^{-2}$]
P_ξ et P_η	Gradients de pression hydrostatique dans les directions ξ et η [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-2}$]
u, v, w	Composantes du courant dans les directions x, y, z (cartésien) ou ξ, η, z (curviligne) [$m \cdot s^{-1}$]
x, y, z	Coordonnées cartésiennes [m]
ϕ	Latitude dans le système de coordonnées sphériques [°]
v_v	Gradient de pression dans les directions ξ et η [$m^2 \cdot s$]
ρ_0	Densité de référence [$kg \cdot m^{-3}$]
σ	Coordonnée verticale définie par : $\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta}$ [-]
$\Omega = \frac{2\pi}{86164}$	Fréquence de la rotation de la Terre [$rad \cdot s^{-1}$]
ξ et η	Coordonnées horizontales curvilignes [-]
ζ	Élévation de la surface libre au – dessus de la surface de référence ($z = 0$) [m]

La profondeur du milieu modélisé est supposée très inférieure à l'étendue horizontale de la grille. Avec un tel ratio, l'hypothèse associée aux eaux peu profondes (hydrostatiques) et l'approximation de Boussinesq sont valides. Dans l'équation du mouvement vertical, les accélérations verticales sont négligées, aboutissant

à la relation de la pression hydrostatique (équation 3.3). Les vitesses verticales sont calculées à partir de l'équation de continuité (équation 3.4).

▪ **Equation de mouvement vertical (pression hydrostatique)**

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (3.3)$$

Avec :

g	Accélération gravitationnelle de pesanteur [$m \cdot s^{-2}$]
H	Profondeur totale ($H = d + \zeta$) [m]
P	Pression hydrostatique [$kg \cdot ms^{-2}$]
ρ	Densité de l'eau [$kg \cdot m^{-3}$]
σ	Coordonnée verticale définie par : $\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta}$ [-]

▪ **Equation de continuité (2D)**

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}\sqrt{G_{\eta\eta}}}} \frac{\partial [(d + \zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}\sqrt{G_{\eta\eta}}}} \frac{\partial [(d + \zeta)U\sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = Q \quad (3.4)$$

Avec :

Q	Débit par unité de surface [$m \cdot s^{-1}$]
-----	---

▪ **Equation d'équilibre de densité d'action spectrale**

Dans SWAN, les vagues sont décrites avec le spectre bidimensionnel de densité d'action des vagues, même quand les phénomènes non-linéaires dominent (e.g. dans la zone de surf). L'évolution du spectre des vagues est décrite avec l'équation d'équilibre de densité d'action spectrale (Hasselmann *et al.*, 1973) :

$$\begin{matrix} (1) & (2) & (3) & (4) & (5) \\ \frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \end{matrix} \quad (3.5)$$

La signification des termes de l'équation d'action spectrale (équation 3.5) est donnée ci-après :

- (1) Taux local de changement de densité dans le temps
- (2) Propagation de l'action dans l'espace géographique
- (3) Déviation (shifting) de la fréquence relative due aux variations bathymétriques et aux courants
- (4) Réfraction induites par la bathymétrie et les courants
- (5) « Source term » qui représente les effets de la propagation, de la dissipation et des interactions non-linéaires vague-vague

Avec :

c_x, c_y, c_σ et c_θ	Vitesses de propagation des vagues
$N(\sigma, \theta)$	Action density $N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma}$
$E(\sigma, \theta)$	Energie density
$S(\sigma, \theta)$	Source term in terms of energy density
σ	Relative frequency

3.4 GRILLES ET TEMPS DE CALCUL

Les contours du fleuve, le trait de côte et les fonds ne sont pas parfaitement rectilignes. Ces limites présentent des courbures et des irrégularités qui ne peuvent pas être représentées correctement avec une grille de coordonnées verticales en z (Figure 3.3). Les limites de la zone d'étude sont parfois schématisées par un contour en « escalier » pouvant introduire des erreurs de discrétisation significatives. Une grille de coordonnées σ permet de réduire ces erreurs et d'appliquer une résolution spatiale élevée dans les zones d'intérêts et un maillage plus grossier vers les limites. Elle permet également d'obtenir une bonne représentation de la bathymétrie, dont les irrégularités varient progressivement dans l'espace.

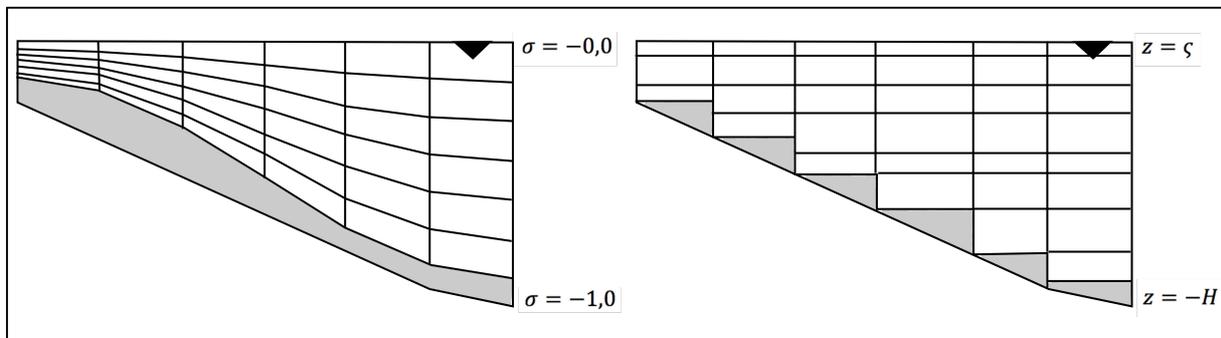


Figure 3.3 – Exemple de profil vertical de grille de coordonnées σ (gauche) et de coordonnées verticales z (droite).

Delft3D permet de conduire des simulations en 2D (sans maillage vertical) ou en 3D (en utilisant un nombre défini de couches) afin d'affiner les calculs. Après plusieurs tests et pour obtenir des résultats performants, nous avons choisi d'utiliser Delft3D en mode tridimensionnel. Le nombre de couches définies sur la verticale est constant, impliquant que l'épaisseur de chacune varie en fonction de la profondeur. La résolution des calculs est par conséquent plus importante dans les eaux peu profondes qu'en pleine mer. L'épaisseur des couches est définie par l'utilisateur qui peut ainsi moduler leur disposition en fonction des processus étudiés.

Le système de coordonnées σ est défini par :

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} \quad (3.6)$$

$$H = d + \zeta \quad (3.7)$$

Avec :

ζ	Elévation de la surface libre au – dessus de la surface de référence ($z = 0$) [m]
H	Profondeur totale [m]
d	Profondeur en – dessous de la profondeur de référence [m]

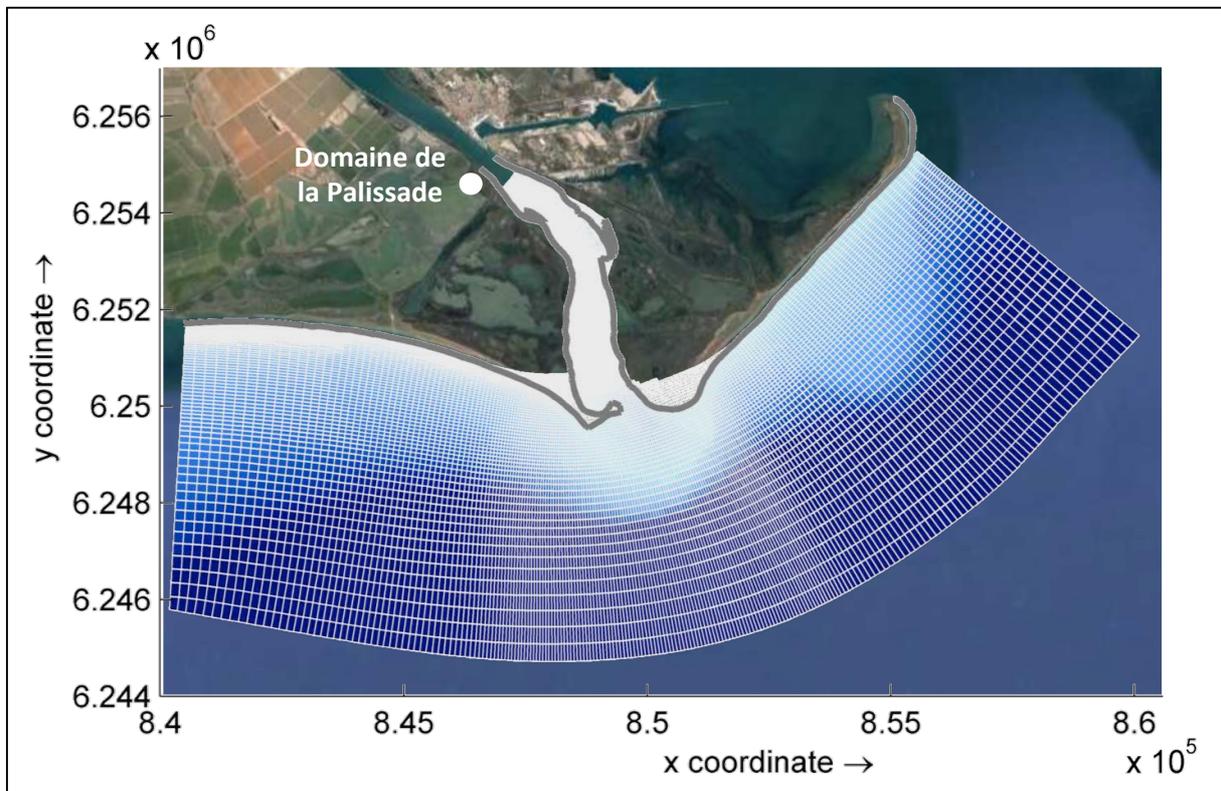


Figure 3.4 – Grille de modélisation. La photographie aérienne est issue de Google Earth.

De plus, le système de grille curviligne est compatible avec l'utilisation de SWAN via Delft3D-WAVE et ne nécessite pas d'être réorienté dans la direction moyenne des vagues.

La grille utilisée s'étend du domaine de la Palissade (6 km en amont de l'exutoire) à 6 km en mer (Figure 3.4). Elle a une emprise de 20 km Ouest-Est, centrée sur l'embouchure du Grand Rhône. La résolution horizontale de la grille varie de 200 m en mer à 25 m à l'exutoire puis diminue en remontant le chenal du fleuve. La résolution en amont de l'exutoire est autour de 50 m et atteint jusqu'à 100 m en amont du chenal.

Pour le calcul du transport de fond, Deltares recommande d'appliquer une résolution verticale plus importante sur les couches du fond, soit près de 2 % de la profondeur verticale (WL | Delft Hydraulics, 2011a). Pour une meilleure prise en compte de la stratification du milieu, il est aussi recommandé d'augmenter la résolution verticale au niveau de l'interface eau douce/eau salée. L'intrusion saline du Rhône est très variable dans le temps et dans l'espace, et bien que le coin salé soit repoussé en mer lors des crues, la grille a été paramétrée de façon à pouvoir représenter au mieux cette stratification qu'elle soit présente dans le chenal ou sur le lobe deltaïque. Ainsi, la grille utilisée est composée de 20 couches dont l'épaisseur varie de 2 % de la hauteur d'eau sur le fond à 6 puis 5 % en surface (Annexe B.1).

Bien que le système de calcul dans Delft3D-FLOW soit inconditionnellement stable (De Jonge, 2005), le pas de temps de calcul doit être choisi pour que le mouvement de l'eau ne soit pas trop « brutal » et ne devienne donc pas instable. L'intervalle de temps utilisé pour les calculs est de 0,1 minute.

Une première estimation a été réalisée via le logiciel Delft3D-QUICKIN (installé avec le modèle) qui propose une valeur indicative du pas de temps applicable. Ce choix a ensuite été guidé par la comparaison de plusieurs simulations réalisées avec des pas de temps différents. Une discrétisation des calculs inférieure à 0,1 minute ne présente pas d'amélioration significative sur la représentation de l'hydrodynamique du milieu et rallonge considérablement le temps de calcul du modèle.

3.5 CONDITIONS AUX LIMITES

Il existe deux sortes de conditions aux limites. Les premières sont les limites naturelles du milieu (terre-eau, *closed boundaries*), autrement dit le trait de côte composé des berges du fleuve et du littoral et le fond. Les vitesses normales à ces limites sont nulles. Les secondes sont les limites artificielles du modèle (eau-eau, *open boundaries*), définies par l'utilisateur. Ces limites sont introduites pour restreindre la zone modélisée et donc limiter les calculs et la durée des simulations. Elles sont situées le plus loin possible des zones d'intérêts pour que la propagation des vagues et des courants ne soit pas entravée par les limites.

Aux limites orthogonales aux plages (limites à l'Ouest et à l'Est), un gradient de niveau d'eau est imposé (condition limite appelée « Neumann » ; WL | Delft Hydraulics, 2011a). Le niveau d'eau est imposé à la limite Sud du modèle, ainsi que les conditions de houle (H_s , T_p et Dir) à modéliser (données de la base ANEMOC, point 3753). Le débit du fleuve est renseigné à la limite ouverte en amont du Rhône (enregistrements en Arles, station SORA ; Annexe B.4).

La salinité et la concentration des sédiments dans la colonne d'eau sont renseignées pour chacune des limites (Annexe B.5).

3.6 TOPOGRAPHIE

Deux morphologies de la zone étudiée sont présentées dans ce manuscrit. La première est décrite dans le Chapitre 2 (cf. 2.2.7). Il s'agit de l'embouchure actuelle du Rhône. La deuxième morphologie est présentée dans le Chapitre 8 (cf. 8.3). Il s'agit de la bathymétrie de 1955.

3.7 TRANSPORT SEDIMENTAIRE

3.7.1 Granulométrie

Dans le modèle, la répartition des sédiments est considérée uniforme. Trois classes granulométriques sont renseignées dans le module SED, conformément aux informations présentées dans le Chapitre 2 (cf. 2.2.4 et 2.2.8). Les deux premières classes sont des sédiments non-cohésifs, qui peuvent être mobilisé par charriage ou suspension ($d_{50} = 125 \mu\text{m}$ et $d_{50} = 300 \mu\text{m}$). La dernière classe granulométrique comprend les sédiments cohésifs ($d_{50} < 63 \mu\text{m}$). Les paramètres renseignés dans le module SED sont présentés dans l'Annexe B.2.

3.7.2 Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire inclus le transport en suspension pour les sédiments cohésifs et non-cohésifs et le charriage pour les sédiments non-cohésifs. Plusieurs formulations sont proposées dans Delft3D pour calculer le transport. Nous appliquons la relation de [Van Rijn \(1993b\)](#), proposée par défaut, qui fait une distinction entre le transport de sédiments en dessous de la hauteur de référence qui est traitée comme la charge de fond et celui au-dessus de la hauteur de référence (a) qui est traitée comme la charge suspendue.

- **Hauteur de référence**

$$a = \min \left[\max \left\{ AksFac \cdot k_s, \frac{\Delta_r}{2}, 0,01h \right\}, 0,20h \right] \quad (3.8)$$

Avec :

a	Hauteur de référence [m]
$AksFac$	Facteur de proportionalité [–]
h	Tirant d'eau [m]
k_s	Hauteur de rugosité effective en fonction du courant [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]
Δ_r	Hauteur de ride induite par la vague, fixée à 0,025 m

▪ **Equation d'advection-diffusion (transport en suspension)**

Le transport en suspension est calculé à partir de l'équation tridimensionnelle d'advection-diffusion :

$$\frac{\partial c^{(l)}}{\partial t} + \frac{\partial uc^{(l)}}{\partial x} + \frac{\partial vc^{(l)}}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_s^{(l)})c^{(l)}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{s,x}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{s,y}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{s,z}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.9)$$

La signification physique des termes de l'équation d'advection-diffusion (équation 3.9) est donnée ci-dessous :

- (1) *Evolution dans le temps*
- (2) *Advection*
- (3) *Vitesse de chute*
- (4) *Mélange*

Avec :

$c^{(l)}$	Masse volumique de la fraction sédimentaire (l) [$kg \cdot m^{-3}$]
$\varepsilon_{s,x}^{(l)}, \varepsilon_{s,y}^{(l)}$ et $\varepsilon_{s,z}^{(l)}$	Diffusivité de la fraction sédimentaire (l) dans les directions x, y et z [$m^2 \cdot s^{-1}$]
$w_s^{(l)}$	Vitesse de chute freinée de la fraction sédimentaire (l) [$m \cdot s^{-1}$]

▪ **Charge de fond**

Les sédiments mobilisés en-dessous de la hauteur de référence composent la charge de fond. Ce mode de transport n'inclut que les sédiments non-cohésifs. Pour les simulations incluant les vagues, la magnitude et la direction de la charge de fond est calculée en appliquant la méthode d'approximation développée par [Van Rijn \(2003\)](#).

$$|S_b| = 0,0006 \rho_s w_s D_{50}^{(l)} M^{0,5} M_e^{0,7} \quad (3.10)$$

Avec :

$D_{50}^{(l)}$	Diamètre médian des particules [m]
S_b	Charge de fond [$kg \cdot m^{-1} s^{-1}$]
ρ_s	Densité du sédiment [$kg \cdot m^{-3}$]
w_s	Vitesse de sédimentation des particules dans un mélange [$m \cdot s^{-1}$]
M	Mobilité des sédiments dû aux vagues et aux courants [-]
M_e	Excédent de mobilité des sédiments dû aux vagues et aux courants [-]

3.8 CALIBRATION

La calibration des différents modules est réalisée séparément en fonction des données disponibles pour vérifier la qualité de la propagation des vagues d'une part, et l'intensité du courant du fleuve d'autre part.

L'estimation de la qualité de la calibration du modèle se fait par analyse visuelle et à l'aide de fonctions critères permettant de quantifier les erreurs de modélisation. Cependant, dans la littérature, les auteurs n'utilisent pas systématiquement les mêmes critères ce qui rend difficile la comparaison des performances entre les différents modèles. Ne pouvant pas hiérarchiser un critère par rapport à un autre, j'ai choisi d'en appliquer plusieurs.

La formulation la plus répandue est celle de la racine de l'erreur quadratique moyenne : **Root Mean Squared Error, RMSE**, (équation 3.11). Il s'agit d'une fonction critère très commune et qui donne généralement une excellente base de comparaison des résultats de modélisation (List *et al.*, 1997; Ulses *et al.*, 2008; Dufois *et al.*, 2014). Plus la RMSE est faible, meilleure est la calibration.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (D3D_i - Ref_i)^2}{n}} \quad (3.11)$$

Le **coefficient de détermination R²** (Bravais-Pearson) indique la qualité d'une relation linéaire entre deux variables (équation 3.12), ici les données de référence et les données modélisées (Delft3D). Lorsque la corrélation entre les données de référence et Delft3D est parfaite, R² égale 1. Lorsque le coefficient est nul, il n'existe aucune corrélation entre les variables. (Rattanapitikon & Shibayama, 2000; Bourrin *et al.*, 2006).

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Ref_i - \overline{Ref}) \times (D3D_i - \overline{D3D})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Ref_i - \overline{Ref})^2 \times \sum_{i=1}^n (D3D_i - \overline{D3D})^2}} \right]^2 \quad (3.12)$$

Le coefficient NS de Nash & Sutcliffe (1970) permet d'évaluer l'efficacité du modèle à reproduire les données de références (équation 3.13). Il représente une sorte de rapport bruit/signal comparant la variabilité des erreurs du modèle à la variabilité des données de référence (Schaeffli & Gupta, 2007). Ce critère est généralement utilisé pour les modèles hydrologiques (Moriasi *et al.*, 2007), mais il peut très bien être appliqué à d'autres fins que la reproduction des débits telles que la température, le transport dissous ou particulaire, le courant, *etc.*

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Ref_i - D3D_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Ref_i - \overline{Ref})^2} \quad (3.13)$$

NS peut varier de $-\infty$ à 1 pour une modélisation optimale. Un NS égal à 0 indique que les prédictions du modèle sont aussi précises que la moyenne des données observées. En dessous de cette valeur, la moyenne observée est un meilleur prédicteur que le modèle. Comme R (ou R²), le NS amplifie l'erreur associée aux valeur élevées car les différents écarts sont élevés au carré (Criss & Winston, 2008).

Le taux de dispersion (Discrepancy ratio, Dr) représente l'estimation de l'erreur standard relative. Il est calculé pour comparer la qualité de reproduction d'une variable par rapport à une autre, soit entre les données de référence et Delft3D (équation 3.14). Ce coefficient est généralement présenté graphiquement en fonction des valeurs prédites afin d'identifier la présence d'un biais systématique (Sabatier, 2001; Ebtehaj et al., 2015). Les résultats sont acceptables si le ratio est compris entre 0,5 et 2 (Neumeier et al., 2008).

$$D_r = \frac{D3D}{Ref} \quad (3.14)$$

3.8.1 Simulation de la houle par Delft3D-WAVE

En entrée de modèle, les données de houle sont renseignées à partir de la sortie 3753 d'ANEMOC-2. Le module WAVE est calibré sur l'évènement d'octobre 2010, pour lequel les données ont été enregistrées par la bouée Mesurho (du 01/10/2010 au 14/10/2010, data I. Pairaud¹). La tempête de référence atteint une Hs ≈ 2-2,5 m en provenance du secteur SE (Tp = 6 s). Cette série temporelle est lacunaire, ce qui rend difficile l'évaluation des résultats. Par conséquent, nous avons aussi comparé nos simulations avec celles issues du point 3782 d'ANEMOC-2 pour évaluer la qualité de la modélisation avec Delft3D. Dans ce cas nous comparons deux sorties de modèles mais les lacunes de mesures expérimentales n'ont pu être contournées qu'à partir de cette pratique.

Les données de Hs de MesuRho et de la sortie 3782 d'ANEMOC-2 présentent une bonne corrélation dans la chronologie de l'apparition et de l'évolution de la tempête (Figure 3.5). En revanche, le pic de la tempête est surestimé. Les fonctions critères indiquent une bonne correspondance entre les mesures et les données numériques (ANEMOC-2). Le RMSE et le R² présentent de bons résultats, mais le Dr et le NS marquent plus les écarts au cours de la tempête avec des résultats moins satisfaisants (Tableau 3.1).

Pour la période de pic (Tp), les données obtenues en dehors de la tempête sont sous-estimées et affichent une meilleure corrélation au cours de l'évènement (Figure 3.5). Cette fois-ci, le RMSE et le Dr présentent les meilleurs résultats, suivis du NS. Le R² indique au contraire une mauvaise correspondance entre les données de Tp de MesuRho et de la sortie 3782 d'ANEMOC-2 (Tableau 3.1).

Enfin, la direction de la houle (Dir) en période de temps calme est le paramètre le plus problématique et affiche les moins bons résultats (Tableau 3.1). La mer de vent est modélisée et provoque un « chaos » de vaguelettes dont les directions ne correspondent pas avec celles d'ANEMOC-2 (Figure 3.5). Néanmoins, comme pour les Tp, la correspondance entre les données de MesuRho et de la sortie 3782 d'ANEMOC-2 est meilleure au cours de la tempête ce qui correspond aux conditions que nous modélisons.

¹ The MESURHO station deployment is part of the MESURHO program involving IFREMER, IRSN, CNRS, CETMEF, and Phares et Balises/CEREMA, and is currently funded by the OSR4 (Observatoire des Sediments du Rhone), ANR AMORAD and ANR MATUGLI.

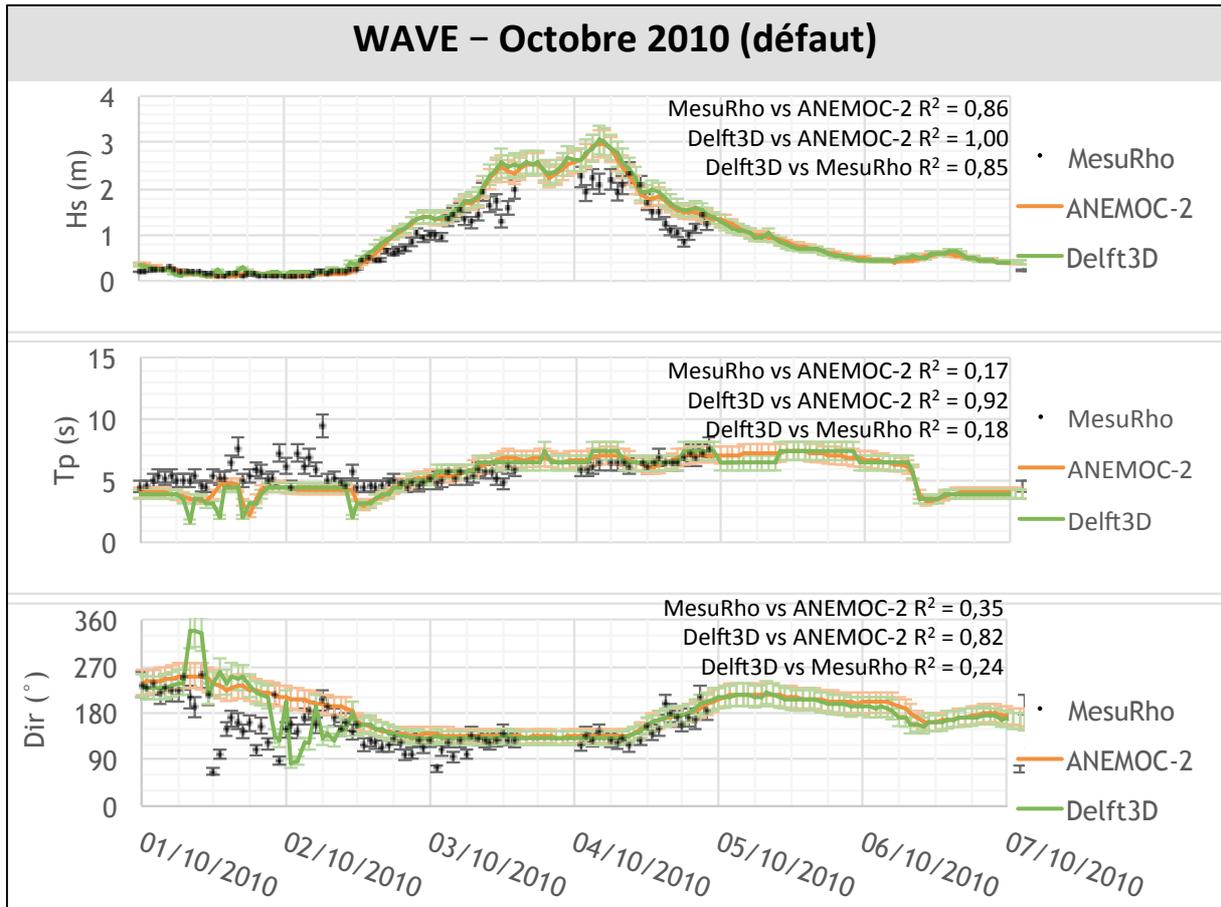


Figure 3.5 - Calibration du module Delft3D-WAVE avec la tempête d'octobre 2010. Les sorties du modèle Delft3D, avec les paramètres laissés « par défaut », sont comparées aux données à la bouée MesuRho et aux données du point « 3782 » du programme ANEMOC-2. Des barres d'erreur de 10 % sont affichées pour évaluer la bonne correspondance entre les données de référence et les données obtenues avec Delft3D.

De manière plus générale, les données ANEMOC-2 ont tendance à surestimer le pic de tempête. Ceci n'est pas dû à une mauvaise propagation de la houle, mais très probablement à une surestimation des Hs en entrée de modèle. ANEMOC-2 rencontre également des difficultés à représenter la mer de vent en temps calme. En revanche, le déroulement de la tempête, la Tp et la Dir sont bien représentés.

Dans la Figure 3.5, seuls les paramètres par défaut sont utilisés. La représentation visuelle des données modélisées au moyen de Delft3D avec celle de référence indique que nos simulations de Hs présentent un léger décalage en intensité avec les données ANEMOC-2. De plus la chronologie de l'événement est bien respectée. La tempête débute, atteint son apogée et décroît simultanément avec Delft3D conformément à ce qui est enregistré à la station MesuRho.

Les fonctions critères indiquent une bonne correspondance entre les sorties de modèle d'ANEMOC-2 et les sorties de Delft3D (Tableau 3.1). Pourtant, des différences existent et correspondent essentiellement aux périodes de mer calme. Pour la direction des vagues, la RMSE est plus importante et le NS trop faible (Tableau 3.1). Les autres fonctions critères indiquent de bons résultats.

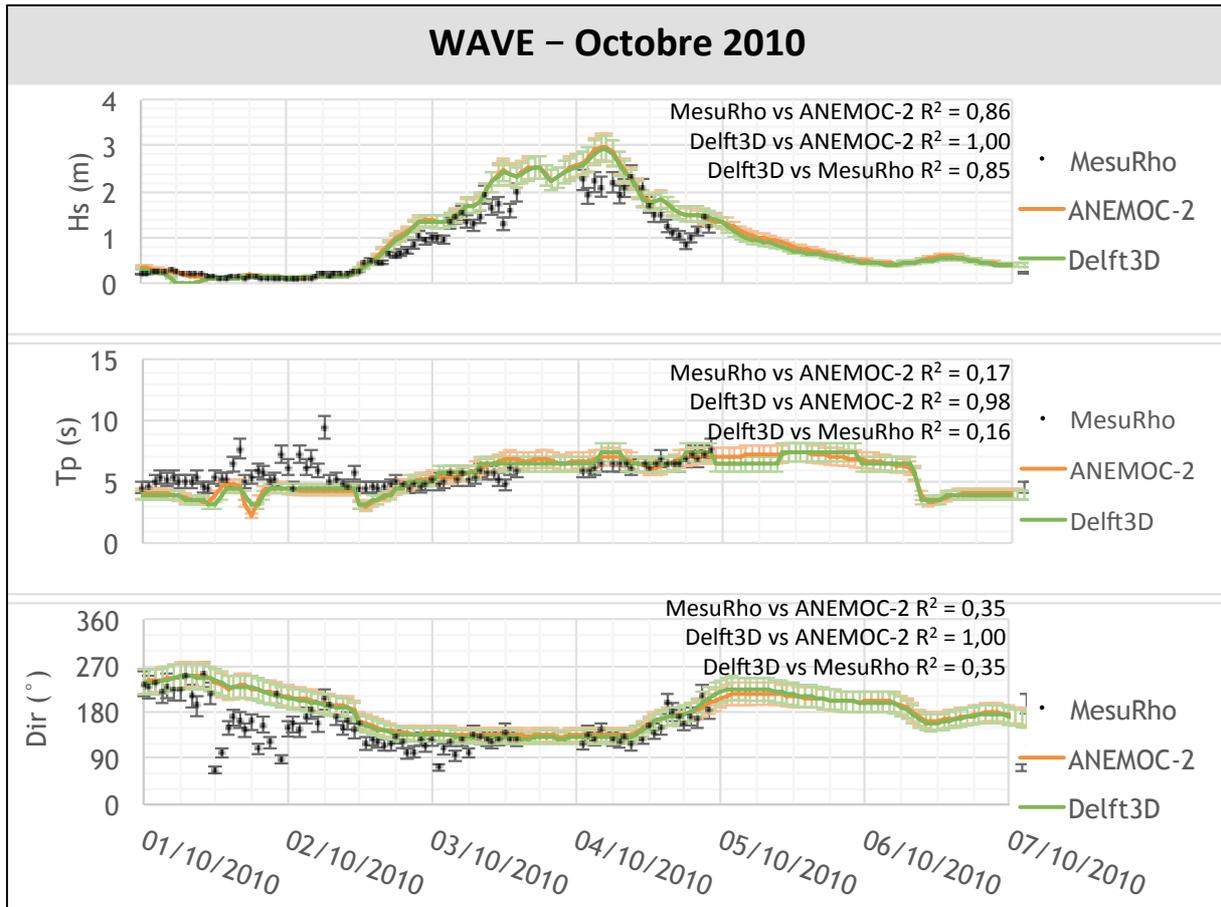


Figure 3.6 - Calibration du module Delft3D-WAVE avec la tempête d'octobre 2010. Les sorties du modèle Delft3D sont comparées aux données à la bouée MesuRho et aux données du point « 3782 » du programme ANEMOC-2. Des barres d'erreur de 10 % sont affichées pour évaluer la bonne correspondance entre les données de référence et les données obtenues avec Delft3D.

De nombreux essais ont été réalisés pour identifier et tester les paramètres influant significativement sur les résultats. Il ressort que la propagation des vagues se fait mieux lorsque le vent n'est pas pris en compte, que la formulation de Van der Westhuysen est appliquée pour le *white-capping* et que le *bottom friction* est important (Figure 3.5 et Figure 3.6). Les réglages du modèle sont présentés dans l'Annexe B.3.

Dans la Figure 3.6 on note ainsi une nette amélioration sur certains points. Le problème de la mer de vent entre Delft3D et ANEMOC-2 a été amélioré en supprimant la croissance des vagues par le vent. Un meilleur réglage du *bottom friction* et du *white-capping* a aussi permis d'améliorer la représentation des hauteurs de vagues (Hs) par Delft3D-WAVE. La correspondance entre Delft3D et les données ANEMOC-2 est meilleure pour l'ensemble des critères (Tableau 3.1).

La comparaison des résultats de Delft3D avec les données de la bouée MesuRho est meilleure qu'avec les réglages par défaut. La bonne représentation des Hs est soulignée par tous les critères, excepté le Dr pour lequel les résultats sont juste acceptables. La Tp est un peu mieux représentée, mais seul le NS montre une forte amélioration. Le R^2 se maintient dans le rouge avec une très faible amélioration. Le RMSE et le Dr quant à eux, indiquent que la représentation des données est bonne. Enfin, la direction des vagues reste le paramètre le plus délicat à cause de la mer de vent (Figure 3.6). Si les résultats de Delft3D se corrént

visiblement mieux avec la sortie 3782 d'ANEMOC-2, la moins bonne représentation de la mer de vent perdue, bien que le NS présente une forte amélioration, comme pour la Tp (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 – Critères calculés pour comparer les données observées (MesuRho) et les sorties de modèles (ANEMOC-2 et Delft3D). Les cases vertes indiquent de très bons résultats, les jaunes des résultats acceptables et les rouges des mauvais résultats.

Wave	ANEMOC-2 vs Delft3D (Défaut)			ANEMOC-2 vs Delft3D		
	Hs	Tp	Dir	Hs	Tp	Dir
RMSE	0,07	0,56	21,71	0,04	0,31	3,95
Dr	1,06	0,99	0,98	0,95	1,00	0,98
R2	1,00	0,92	0,82	1,00	0,98	1,00
NS	1,00	0,93	0,43	1,00	0,98	0,99

Wave	MesuRho vs Delft3D (Défaut)			MesuRho vs Delft3D		
	Hs	Tp	Dir	Hs	Tp	Dir
RMSE	0,75	1,94	40,11	0,69	1,87	34,84
Dr	1,57	1,06	1,08	1,43	1,07	1,10
R2	0,85	0,18	0,24	0,85	0,16	0,35
NS	0,75	-1,92	-0,60	0,83	0,38	0,30

Wave	MesuRho vs ANEMOC-2		
	Hs	Tp	Dir
RMSE	0,68	1,84	35,11
Dr	1,46	1,07	1,12
R2	0,86	0,17	0,35
NS	0,79	0,39	0,28

La représentation graphique du Dr montre visiblement que les Hs et Dir des modèles (ANEMOC-2 et Delft3D) sont assez différentes et surestimées par rapport aux données de MesuRho ($Dr > 1$, Figure 3.7), sauf pour les Hs $< 0,5$ m où les deux modèles sous-estiment la hauteur des valeurs ($Dr < 1$). La Dr croît quand Tp croît, et elle est sous-estimée en dessous de 5 s et surestimée au-delà.

Si les modèles Delft3D et TOMAWAC (utilisé pour la base ANEMOC) présentent des résultats très similaires, leur comparaison avec les données de MesuRho donne des corrélations qui restent nuancées. Ce constat n'est pas surprenant car les modèles diffèrent essentiellement par leur grille de calcul (curviligne pour Delft3D et non-structurée pour TOMAWAC), la résolution spatiale, les conditions aux limites et certainement quelques paramètres alors que les principes de propagation de la houle répondent à des approches similaires. La forte similitude de leurs résultats permet de limiter les erreurs cumulées entre les deux modèles et donc d'éviter de rajouter de l'incertitude à celle déjà existante entre les sorties d'ANEMOC-2 et les observations. La courte période utilisée pour la calibration nous pousse à considérer avec prudence la représentativité de cette analyse. Mais le manque d'observations *in situ* disponibles implique de se contenter de ces résultats qui présentent tout de même des caractéristiques acceptables (en gardant cependant en mémoire la potentielle surestimation des tempêtes).

3.8.2 Simulation des courants par Delft3D-FLOW

Le module FLOW est calibré sur la période du 15/10/2006 au 31/12/2006, au cours de laquelle on observe une crue atteignant $2\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ à la fin du mois d'octobre et une autre atteignant $3\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ vers mi-décembre car nous disposons de mesures de terrain uniquement pour cette période (Vassas *et al.*, 2008).

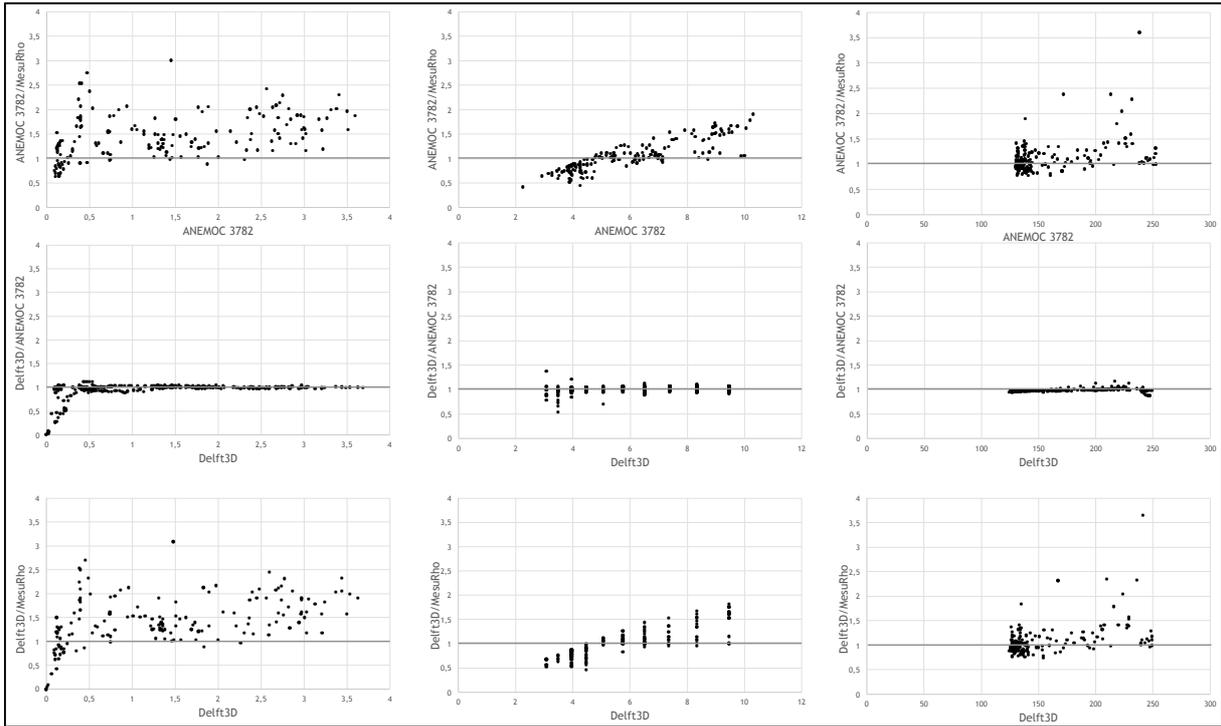


Figure 3.7 – Dr (ordonnées) calculé pour ANEMOC-2 vs MesuRho, Delft3D vs ANEMOC-2 et Delft3D vs MesuRho en fonction des H_s (gauche), T_p (centre) et Dir (droite) utilisées dans Delft3D.

Les tempêtes, dont les hauteurs significatives maximales sont de l'ordre de 4 et 3 m respectivement, sont observées avant les crues.

Le modèle utilise en entrée le débit horaire (mesuré ou reconstitué) en Arles. Nous comparons les sorties de Delft3D avec des mesures ponctuelles réalisées par [Vassas et al. \(2008\)](#) au niveau du domaine de la Palissade et le calcul de la vitesse du courant à partir de l'interpolation déduite par I. Sakho dans cadre de l'[OSR \(2012\)](#) des données ADCP enregistrées au bac de Barcarin (Figure 3.8). Cependant, la section mouillée du chenal variant d'un site à l'autre nous avons été contraints de réaliser des ajustements. En effet, la section de Barcarin est située à 10 km et celle du domaine de la Palissade ([Vassas et al., 2008](#)) à 6 km en amont de l'exutoire, et le courant moyen du fleuve est dépendant de la section choisie (équation 3.15) car le chenal évolue et sa section mouillée également.

$$Q = S \times U \quad (3.15)$$

Avec :

Q	Débit [$m^3 \cdot s^{-1}$]
S	Surface [m^2]
U	Courant [$m^2 \cdot s^{-1}$]

Dans le cas présent, les sections mouillées moyennes à Barcarin et au niveau du domaine de la Palissade sont équivalentes ($2\,900\,m^2$). En revanche, la section juste en amont de l'exutoire est plus

importante (4 200 m²). Ainsi, en considérant que le débit est constant entre le bac de Barcarin et le transect utilisé pour les sorties de modélisation, on obtient :

$$U_{\text{Barcarin.corrigé}} = 0,0002 \times Q + 0,0600 \quad (3. 16)$$

$$U_{\text{Palissade.corrigé}} = U_{\text{ADCP}} \times 0,69 \quad (3. 17)$$

Avec :

$U_{\text{Barcarin.corrigé}}$	Courant théorique à modéliser à partir du courant interpolé à Barcarin [m ² .s ⁻¹]
$U_{\text{Palissade.corrigé}}$	Courant théorique à modéliser à partir du courant mesuré au domaine de la Palissade [m ² .s ⁻¹]
U_{ADCP}	Courant mesuré au domaine de la Palissade [m ² .s ⁻¹]

La Figure 3.9 présente les courants simulés par Delft3D (vert) avec ceux issus de l'interpolation obtenue par I. Sakho (OSR, 2012) à partir des données ADCP enregistrées au bac de Barcarin ainsi qu'avec des mesures ponctuelles réalisées par Vassas *et al.* (2008) au niveau du domaine de la Palissade, corrigées par la section du Rhône (3. 17).

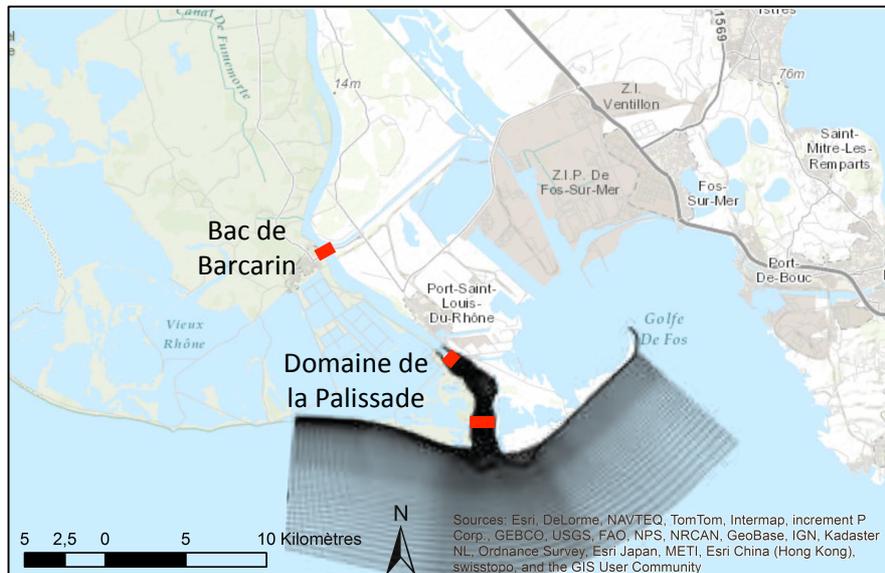


Figure 3.8 – Localisation du bac de Barcarin et du domaine de la Palissade à respectivement 10 km et 6 km en amont de l'exutoire et du transect utilisé pour analyser le courant modélisé avec Delft3D, à 2 km en amont de l'exutoire.

Les courants mesurés à Barcarin et ceux obtenus avec Delft3D sont visiblement bien corrélés (Figure 3.9). Les pics de crue sont légèrement surestimés alors que jusqu'à 2 000 m³.s⁻¹ le courant a plutôt tendance à être sous-estimé ($D_r < 1$, Figure 3.10). Mais ceci découle de l'utilisation d'une section moyenne indépendante du débit du fleuve. Le niveau d'eau croît avec le débit, et la section moyenne sous-estime la section lors des crues et la surestime pour les débits les plus faibles, ce qui se répercute sur les courants. Malgré cette approximation, les différences entre les deux courbes restent inférieures à l'erreur de 10%

choisie pour les représentations graphiques. Les fonctions critères confirment l'amélioration des résultats ainsi que les observations visuelles (Figure 3.9).

La représentation graphique du Dr précise qu'en dessous de $2\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ le courant est presque systématiquement sous-estimé ($Dr < 1$, Figure 3.10).

L'ensemble des paramètres du modèle a été testé afin d'identifier ceux dont la modification montre une influence significative sur le courant. Ces essais indiquent que les plus influents sont la rugosité et la viscosité dont les résultats sont résumés ci-après.

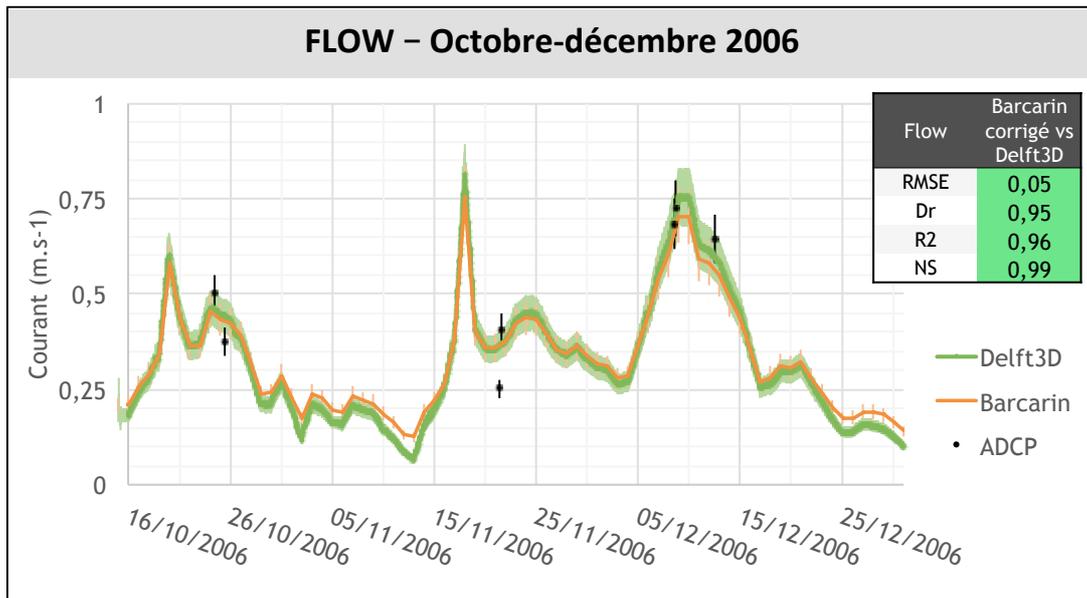


Figure 3.9 - Comparaison des courants moyennés sur la section modélisés avec Delft3D-FLOW (vert) avec la paramétrisation par défaut, avec ceux de l'interpolation de I. Sakho (OSR, 2012 ; Barcarin, orange) et ceux mesurés sur le terrain Vassas et al. (2008) (ADCP, points noirs), corrigés par la section d'écoulement. Le tableau présente les fonctions critères issues de la comparaison des courants calculés avec Delft3D avec ceux de Barcarin. Les cases vertes indiquent de très bons résultats, les jaunes des résultats acceptables et les rouges des mauvais résultats. Des barres d'erreur de 10 % sont affichées pour évaluer la bonne correspondance entre les données de référence et les données obtenues avec Delft3D.

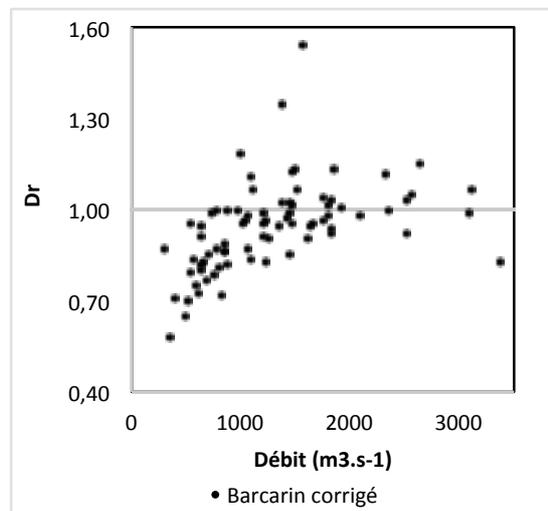


Figure 3.10 – Dr calculé pour le courant modélisé avec Delft3D vs Barcarin (corrigé) en fonction du débit mesuré en Arles.

- **Rugosité**

Delft3D recalcule les valeurs de rugosité utilisées en coefficients de frottement « Chézy ». Le modèle propose différentes formulations pour prendre en compte la rugosité sur le fond. La plus courante est celle de Manning dont la valeur du coefficient (n) est renseignée via l'interface du modèle.

$$C = \frac{H^{1/6}}{n} \quad (3.18)$$

Avec :

C	Coefficient de Chézy [$m^{1/2}.s^{-1}$]
n	Coefficient de Manning [$m^{1/3}.s^{-1}$]

Les différents tests réalisés indiquent que la rugosité joue fortement sur les écoulements fluviaux. Un coefficient de Manning trop élevé (e.g. $n = 0,3$) ralentit fortement l'écoulement alors qu'une valeur trop faible au contraire (e.g. $n = 0,1$) conduit à une surestimation des courants. Les recommandations de Deltares indiquent qu'une valeur typique du coefficient de Manning est de 0,02. Après une série de tests, nous avons constaté qu'un coefficient de 0,025 permettait d'obtenir les meilleurs résultats avec le coefficient de Manning. Cette valeur est cohérente avec la rugosité habituellement attribuée à un fleuve, au Rhône de surcroît (J. Le Guern, TELEMAC, J. Le Coz, modèle de la CNR, et B. Camenen). Ces résultats ne présentent pas une amélioration significative par rapport aux résultats obtenus avec le paramètre par défaut (Chézy = 65) utilisé dans mes travaux. Une rugosité variable spatialement pourrait être testée, les berges étant plus rugueuses que le milieu du chenal.

- **Viscosité et diffusivité**

La viscosité horizontale évolue en fonction de la résolution de la grille. Plus le maillage de la grille sera large (diminution de la résolution), plus la valeur devra être élevée. Après plusieurs tests effectués pour évaluer la sensibilité des résultats aux fluctuations de ces paramètres, la viscosité n'a d'influence sur le courant que lorsqu'on lui impose des valeurs très élevées qui dégradent les résultats. Suite à des échanges avec les techniciens de Deltares, les paramètres par défaut ($\nu_{3D} = 1 m^2.s^{-1}$ pour la viscosité et D_e et $D_k = 10 m^2.s^{-1}$ pour la diffusivité) semblent être un bon point de départ pour mes travaux.

3.9 SYNTHÈSE

La plateforme de modélisation Delft3D est un outil complet et robuste qui permet de modéliser des environnements très variés. Un de ces objectifs est d'être accessible aux usagers issus d'horizons différents, expérimentés ou non dans la modélisation hydrodynamique. La paramétrisation du modèle peut se faire via une interface qui rend son utilisation plus intuitive pour une approche *end-user*.

La calibration des différents modules a été conditionnée par la disponibilité des données pour le site étudié (Houle, débit, courant). En absence de mesure du transport sédimentaire à l'embouchure du Rhône, en particulier lors des crues et des tempêtes qui rendent difficile voire impossible l'accès à la zone ou l'utilisation de matériel, nous ne nous sommes pas autorisé à paramétrer le module SED. Les paramètres par défaut sont donc utilisés.

De nombreux essais ont été réalisés afin d'identifier les paramètres influant significativement sur les résultats pour les modules WAVE et FLOW.

Pour le module WAVE, la propagation des vagues se fait mieux lorsque le vent n'est pas pris en compte, que la formulation de Van der Westhuysen est appliquée pour le *white-capping* et que le *bottom friction* est important. Les pics de tempêtes sont probablement un peu surévalués par rapport aux observations et les périodes des vagues de beaux temps restent difficiles à modéliser mais ils ne font pas l'objet de notre étude. Néanmoins, Delft3D permet de reproduire de manière fiable les séquences temporelles comparée aux données de MesuRho ainsi qu'aux résultats d'ANEMOC-2. La modélisation de la propagation de la houle présente donc des résultats très satisfaisants.

Les résultats du module FLOW sont sensibles aux réglages de la rugosité et de la viscosité. Toutefois, la modification des paramètres définis par défaut n'a pas permis d'améliorer les résultats, déjà très satisfaisants.

L'ensemble des paramètres du modèle sont présentés dans l'Annexe B.

Chapitre 4

Modélisation des événements de « tempête seule » et de « crue seule »

4.1 INTRODUCTION

Les caractéristiques fluvio-marines de l'embouchure du Grand Rhône, présentées et analysées dans le Chapitre 2, ont servi de base à la mise en place du modèle, sur lequel j'ai fait tourner différents scénarios d'évènements dont les résultats seront présentés dans les chapitres à suivre. Afin de reproduire au mieux ces événements et surtout de comprendre les processus clés de la dynamique sédimentaire locale, les scénarios de « tempête seule » et « crue seule » sont abordés dans ce premier chapitre. Il s'agit en effet des deux scénarios les plus simples qui permettent de souligner les caractéristiques et effets attendus de chacun de ces forçages. Ils sont abordés sous la forme de « cas d'école » ; *i.e.* de variations de forçages fixés d'après les analyses du Chapitre 2. Enfin, j'ai également modélisé un scénario « tempête seule » dans le cadre d'un cas réel (tempête de janvier 2006).

4.2 TEMPETE SEULE

Les « tempêtes seules » telles que définies au Chapitre 2 (*cf.* 2.3.2) correspondent aux 205 événements au cours desquels les vagues atteignent des $H_s \geq 3$ m alors que le débit du fleuve reste inférieur au débit annuel ($3\,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). J'ai donc choisi de modéliser différentes hauteurs de vague en appliquant le débit moyen du fleuve ($1\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) afin d'analyser le rôle des vagues sans crue.

Les observations montrent que les tempêtes proviennent préférentiellement du secteur SE (70 %) et que l'intensité maximale des événements connus varie fortement en fonction de la direction d'incidence des vagues (*cf.* 2.3.2). Il n'existe ainsi aucun événement important ($H_s > 4$ m) en provenance du secteur WSW, ni aucun événement extrême ($H_s > 6$ m) en provenance du secteur SSW. Seul le secteur SE connaît des événements extrêmes (*e.g.* 01/2006, *cf.* 4.2.3). Les scénarios retenus sur la base de ces observations sont indiqués dans le Tableau 4.1.

Compte tenu du rôle de la houle, nous présentons d'abord les résultats de propagation qui serviront ensuite de base pour expliquer les calculs de transport sédimentaire.

4.2.1 Propagation de la houle

Le transport sédimentaire en zone littorale est fortement lié à la propagation des vagues et la libération de leur énergie en arrivant à la côte. La dissipation de l'énergie d'une vague se fait majoritairement lors du déferlement et plus la hauteur de vague est importante, plus l'énergie libérée le sera. Les Figures 4.1 à 4.3

présentent les résultats de simulation pour des vagues de SE, SSW et WSW. Les conditions fluvio-marines correspondent à celles présentées précédemment dans le Tableau 4.1

Tableau 4.1 - Hauteur de houle significative (H_s) et débit appliqué pour modéliser des événements de « tempête seule ».

Débit	1 500 m ³ .s ⁻¹		
Hs	135° (SE)	195° (SSW)	260° (WSW)
3 m	x	x	x
5 m	x	x	
7 m	x		

Quelle que soit la direction, la H_s diminue du large vers la côte en suivant à peu près la bathymétrie (Figures 4.1 à 4.3). Sur le dos de la barre d'embouchure, les vagues atteignent une $H_s < 1,4$ m. Les zones de dissipation de l'énergie des vagues et de déferlement sont les zones les moins profondes : le long des plages, sur les levées subaquatiques et la barre d'embouchure. Leurs positions exactes changent en fonction de la direction de provenance des vagues.

Les vagues de secteur SE arrivent orthogonalement à la plage Napoléon et la pointe de la levée subaquatique Est (Figure 4.1) et elles sont légèrement obliques sur la barre d'embouchure et la plage Piémanson. Les vecteurs directionnels indiquent que les trains de houles sont déviés du SE vers le SSE, voire S, à cause de la réfraction des vagues autour du lobe deltaïque et de l'orientation du trait de côte (Figure 4.1). Sur le dos de la barre d'embouchure, la propagation des vagues se fait en direction de l'exutoire et orthogonalement au poulier. Le déferlement se produit au sommet du lobe et sur les barres d'avant côte. La discontinuité de la barre d'avant côte de la plage Napoléon (4 à 5 m de fond) se voit sur le déferlement (pour $H_s > 3$ m) et sur la dissipation des vagues. Au niveau du lobe, le déferlement se produit essentiellement sur la zone frontale (*i.e.* la zone sur laquelle les vagues incidentes arrivent orthogonalement sur la barre d'embouchure), c'est-à-dire au SE (Figure 4.1). La dissipation de l'énergie de ces vagues présente des traits communs avec le déferlement puisqu'elle se localise le long des plages, sur les barres d'avant côte, la barre d'embouchure et la levée subaquatique Est. Les zones de déferlements correspondent aux plus fortes dissipations, mais cette dernière commence tout de même dès 15 m de fond pour les vagues les plus importantes ($H_s = 7$ m au niveau du lobe fossile de Pégoulie). Les vagues de 3 m ne se dissipent que sur les petits fonds, proches de 5 m (Figure 4.1).

Les vagues de secteur SSW arrivent orthogonalement à la plage Piémanson ainsi que sur la barre d'embouchure suite à leur réfraction (Figure 4.2). Elles restent de SSW sur la levée subaquatique occidentale, mais sont par contre en provenance du secteur SSE en arrivant sur la levée orientale. Le long de la plage Napoléon, les trains de houle arrivent de manière oblique en provenance du secteur S. Sur le dos de la barre d'embouchure, cette propagation se fait toujours en direction de l'exutoire. Le déferlement est visible sur les barres d'avant côte. Au niveau du lobe, les vagues déferlent majoritairement sur la barre d'embouchure et la levée Est et un peu au niveau de la zone frontale (SSW du lobe deltaïque, sur la levée subaquatique Ouest ; Figure 4.2). La dissipation présente une organisation toujours comparable à celle du déferlement, et elle se fait ici le long de la plage Piémanson, le long de la plage Napoléon quand $H_s > 3$ m, sur la barre

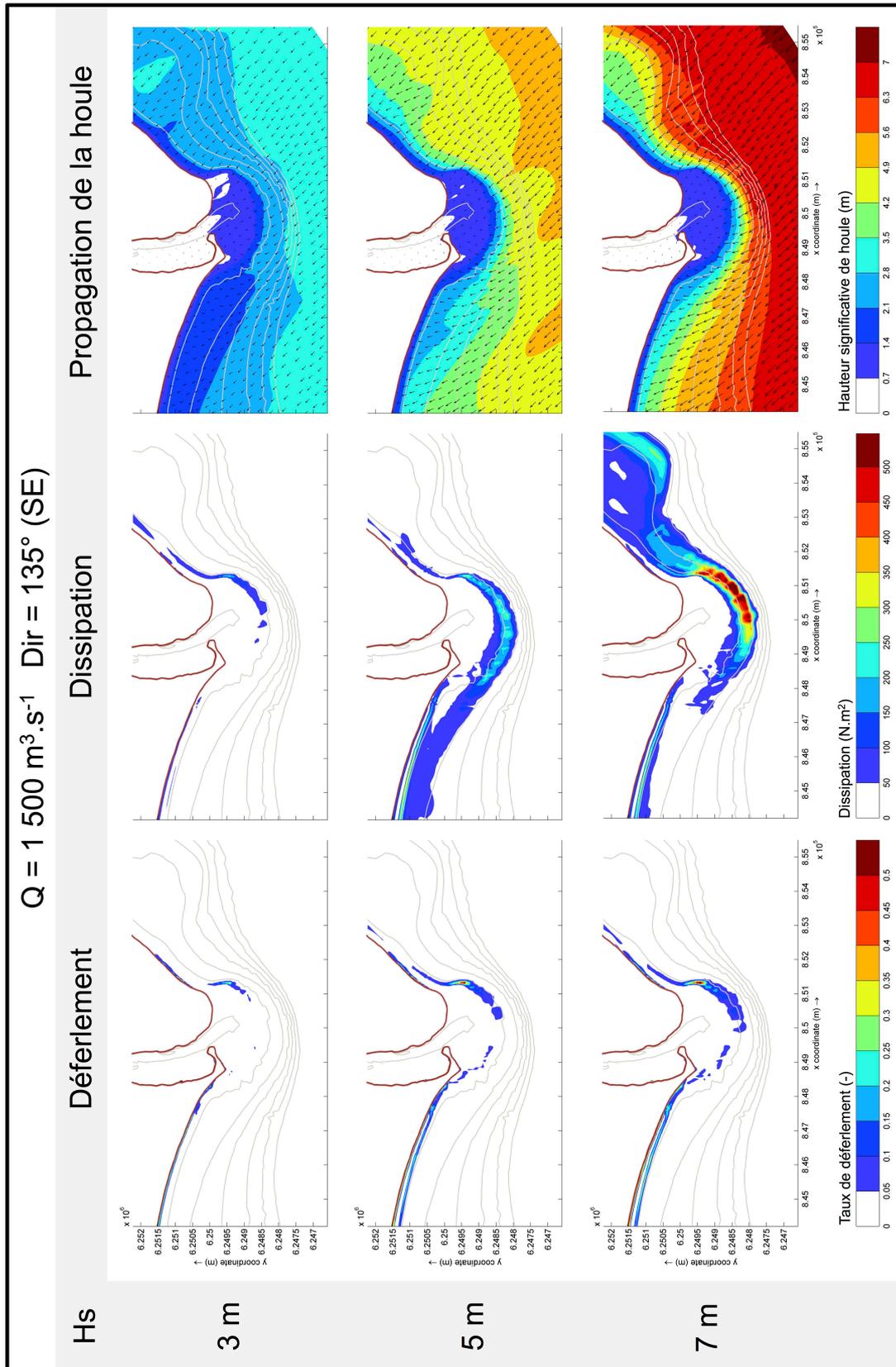


Figure 4.1 – Sorties de modèle présentant le taux de déferlement (gauche), la dissipation de l'énergie des vagues (centre) et la propagation de la houle (droite, le fond de la carte représente la Hs et les vecteurs la direction des vagues) en provenance des secteurs SE, une hauteur significative de houle de 3 m ($T_p = 7,5\text{ s}$; haut), 5 m ($T_p = 9,5\text{ s}$; milieu) et 7 m ($T_p = 10,5\text{ s}$; bas). Les différentes simulations ont été réalisées avec le débit moyen du fleuve ($Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Les isobathes (lignes grises) sont dessinées tous les 5 m de dénivelé jusqu'à 30 m de fond.

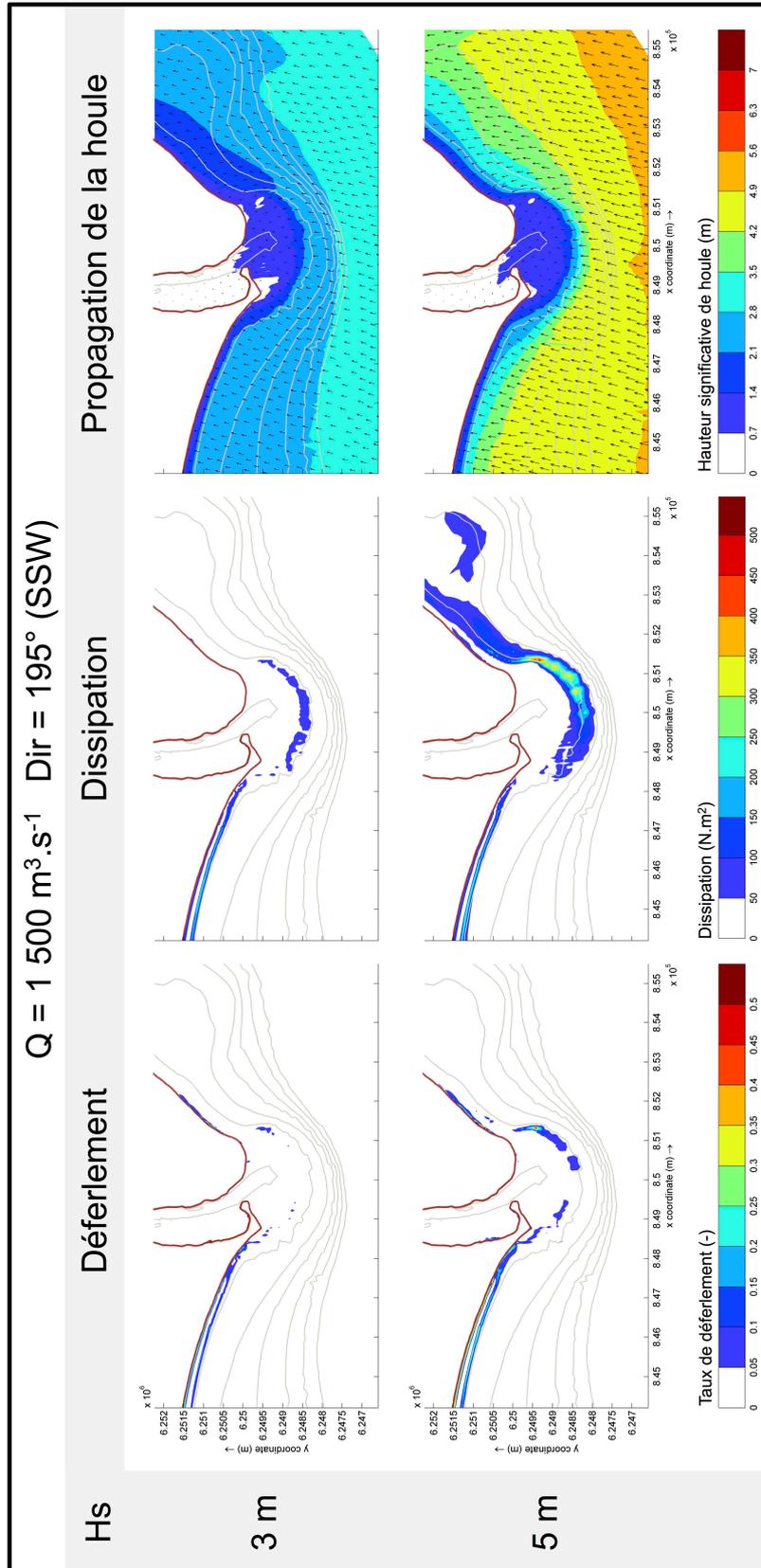


Figure 4.2 - Sorties de modèle présentant le taux de déferlement (gauche), la dissipation de l'énergie des vagues (centre) et la propagation de la houle (droite, le fond de la carte représente la Hs et les vecteurs la direction des vagues) en provenance des secteurs SSW, une hauteur significative de houle de 3 m ($T_p = 7,5\text{ s}$; haut) et 5 m ($T_p = 9,5\text{ s}$; bas). Les différentes simulations ont été réalisées avec le débit moyen du fleuve ($Q = 1\,500\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les isobathes (lignes grises) sont dessinées tous les 5 m de dénivelé jusqu'à 30 m de fond.

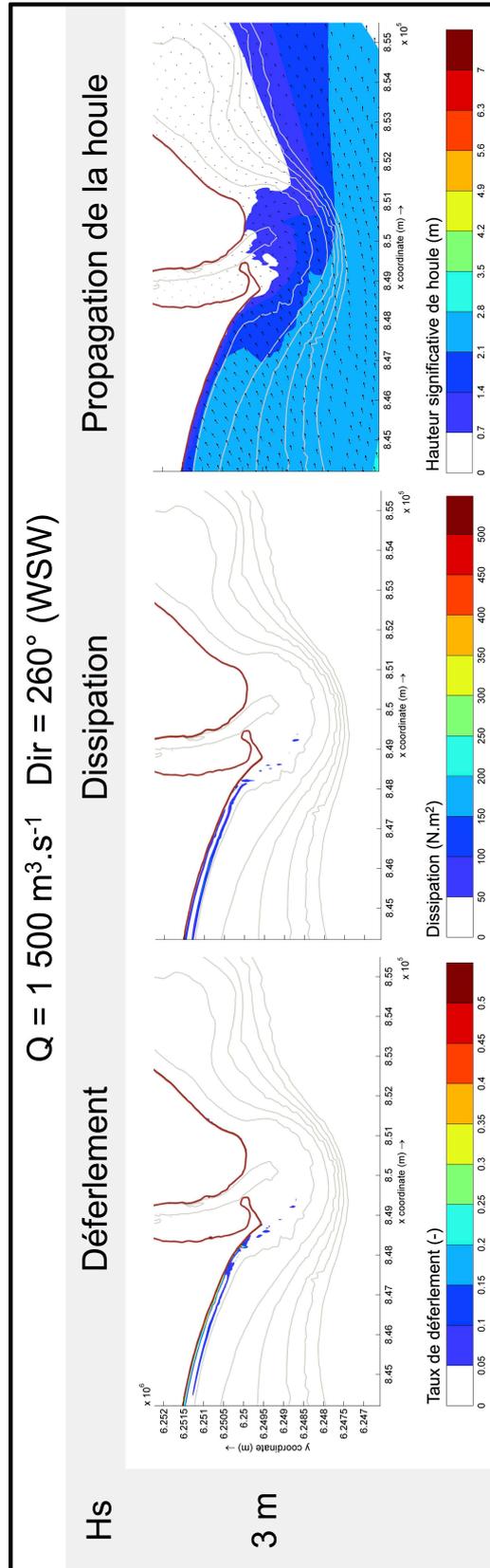


Figure 4.3 - Sorties de modèle présentant le taux de déferlement (gauche), la dissipation de l'énergie des vagues (centre) et la propagation de la houle (droite, le fond de la carte représente la Hs et les vecteurs la direction des vagues) en provenance des secteurs WSW, une hauteur significative de houle de 3 m ($T_p = 7,5$ s). Les différentes simulations ont été réalisées avec le débit moyen du fleuve ($Q = 1\,500\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les isobathes (lignes grises) sont dessinées tous les 5 m de dénivelé jusqu'à 30 m de fond.

d'embouchure et sur la levée subaquatique Est. Elle est là encore plus importante au niveau des zones de déferlement et apparaît dès 10 m de fond (pour $H_s = 5$ m). Une discontinuité est visible entre la zone de dissipation de la barre d'embouchure et celle qui s'étend le long de la plage Piémanson, approximativement face au poulter (Figure 4.2).

Les vagues de secteur WSW arrivent obliques sur la plage Piémanson ainsi que sur la barre d'embouchure (en provenance du secteur WSW) et orthogonalement à la levée subaquatique Ouest (Figure 4.3). Le long de la plage Napoléon les hauteurs sont très faibles et se déplacent le long du littoral, en direction de la flèche de La Gracieuse. Sur le dos de la barre d'embouchure et le long du poulter, la propagation des vagues se fait globalement d'Ouest en Est et non plus vers l'exutoire. Déferlement et dissipation sont toujours liés mais se concentrent exclusivement à l'ouest, sur la barre d'avant côte, le long de la plage Piémanson et sporadiquement contre la levée Ouest (Figure 4.3). Ces vagues ne semblent pas déferler le long de la plage Napoléon, qui est abritée par la morphologie lobée de l'embouchure et l'orientation du trait de côte. Par conséquent, le transport sédimentaire doit être très réduit dans ces conditions

4.2.2 Cas d'école de « tempête seule »

4.2.2.1 *Transport sédimentaire total*

Lors d'une tempête, le TST se concentre sur la barre d'embouchure, les levées subaquatiques et les barres d'avant côte le long des plages (Figure 4.4). Plus les vagues sont importantes, plus le TST est élevé, variant dans une gamme de $[0 - 0,005] \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ pour une $H_s = 3$ m contre $[0 - 0,0125] \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ pour une houle de 5 m. Les houles (SE et SSW) génèrent un TST depuis la zone frontale de la barre d'embouchure (zone 3) vers les plages, transport qui se poursuit longitudinalement le long des plages (vers l'est pour Napoléon et vers l'ouest pour Piémanson). Dans chacun des cas, il n'y a pas de transport sur le dos de la barre d'embouchure, ni dans le chenal du fleuve.

Pour les vagues de SE, le TST est plus faible sur la zone frontale (au SE de la barre d'embouchure ; Figure 4.4) que sur le reste de cette barre et il se dirige vers l'exutoire. A l'Est de cette zone, les sédiments sont conduits le long de la barre d'embouchure jusque vers la plage Napoléon où il diminue jusqu'au niveau du lobe de Pégoulter (zone 2). A l'Ouest, le TST se fait aussi le long de la barre d'embouchure mais vers l'ouest, et il existe une forte déconnexion entre cette barre et la plage (Figure 4.4, zone 1).

Lorsque les vagues viennent du secteur SSW, la zone frontale se déplace au SSW (zone 3), et le TST y est très faible en direction de l'exutoire pour des vagues de 5 m, voire quasi-nul et sans direction précise pour des vagues de 3 m (Figure 4.4). Sur la levée Ouest, le TST se rejoint et longe plage Piémanson mais reste faible. A l'Est, il se fait de la barre d'embouchure vers la plage Napoléon et se poursuit ensuite en transport longitudinal (à proximité de la barre d'avant côte). Avec une tempête modérée ($H_s = 3$ m), le TST est discontinue au niveau de la zone 2.

Pour les vagues de WSW, le transport longitudinal présent le long de la plage Piémanson rejoint la levée subaquatique Ouest où il décroît rapidement (zone 1). Il reste faible au niveau de la zone frontale

(zone 3) et toujours dirigé vers l'est. Le TST sur le reste du lobe deltaïque est quasi-nul voire absent (Figure 4.4).

Deux zones particulières se dessinent pour les « tempêtes seules ». La zone 1 est marquée par une forte discontinuité du TST juste entre le début de la plage Piémanson et la levée Ouest pour une tempête de SE. Les vecteurs de transport de la zone 2 indiquent un gradient négatif, c'est-à-dire le passage d'une zone d'un transport plus important vers une zone où il l'est moins entre la levée Est et la plage Napoléon. La diminution rapide du TST indique que ces deux zones sont potentiellement soumises à du dépôt (Figure 4.4).

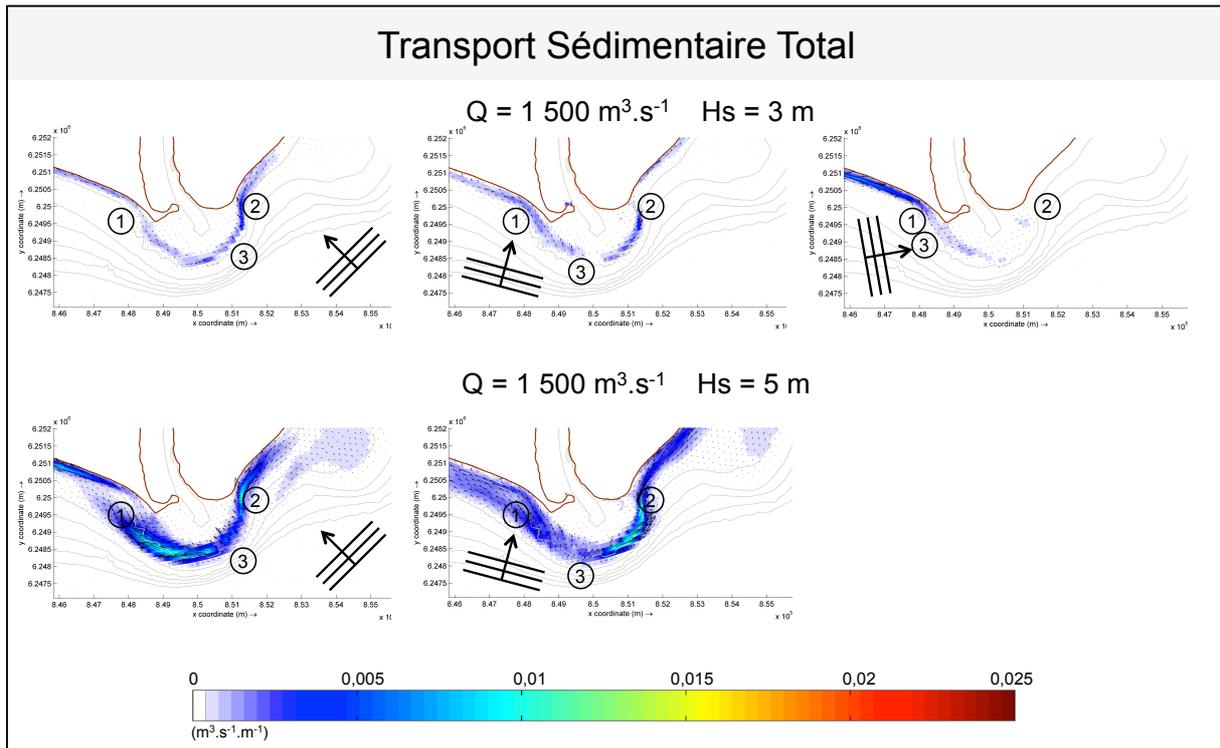


Figure 4.4 - TST modélisé pour des vagues avec une hauteur de houle significative $H_s = 3\text{ m}$ (haut) et $H_s = 5\text{ m}$ (bas) en provenance du secteur SE (gauche), SSW (milieu) et WSW (droite) et un débit $Q = 1\,500\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'échelle colorimétrique et la longueur des flèches indiquent la magnitude du transport, et l'orientation des flèches sa direction. Les isobathes (lignes grises) sont dessinées tous les 5 m de dénivelé jusqu'à 30 m de fond. Cette représentation est identique pour toutes les figures qui suivent.

4.2.2.2 Transport par charriage

Le BST ne représente qu'une faible part du TST (Figure 4.5). Pour rappel, ce BST modélisé est une partie vraiment très limitée au-dessus du fond du sédiment, et il concerne une épaisseur plus faible que celle qui correspond au BNL (Benthic Nepheloid Layer), couche turbide visible par des systèmes optiques (Many et al., 2016). Les valeurs de la gamme colorimétrique utilisée dans cette section pour le BST sont près de 20 fois inférieures à celles appliquées au TST.

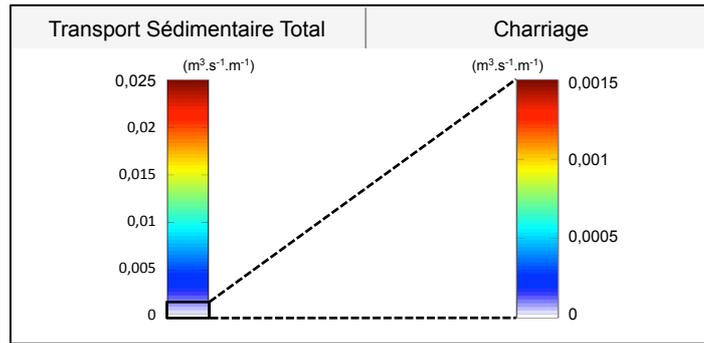


Figure 4.5 – Comparaison des gammes colorimétriques utilisées pour représenter le transport sédimentaire total et le charriage.

Le charriage se concentre sur la barre d’embouchure et se prolonge de part et d’autre le long des plages, sauf pour les vagues de WSW où le BST est absent de la plage Napoléon (Figure 4.6). Il est globalement dirigé vers la côte et augmente en intensité et surface couverte avec la hauteur des vagues. Il peut représenter jusqu’à près de 10 % du TST dans les zones où le transport est le plus important (*i.e.* sur la barre d’embouchure ; Figure 4.6), et varie dans une gamme de $[0 - 0,075] \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ pour une Hs = 3 m et de $[0 - 0,12] \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ pour une houle de 5 m.

Les vagues de SE mobilisent les sédiments sur tout le pourtour de l’embouchure. Le BST est orthogonal à la plage Napoléon et la zone frontale (zone 3), et oblique sur toutes les autres zones sous l’effet de la réfraction des vagues (Figure 4.6). Il est maximal sur les barres d’avant côte et d’embouchure et minimal au dos de la barre d’embouchure (Figure 4.6). Entre la levée Ouest et la plage Piémanson, les sédiments convergent vers le coude formé à la base du poulier (Figure 4.6).

L’organisation du BST avec des vagues de secteur SSW est comparable (Figure 4.6). avec une emprise du transport qui concerne tout le pourtour de l’embouchure. Le BST se fait orthogonalement à la plage de Piémanson et sur la zone frontale de la barre d’embouchure (partie SSW du lobe). Il est oblique à la plage Napoléon, le reste de la barre d’embouchure et les levées subaquatiques.

Que les vagues soient de direction SE ou SSW, la zone de charriage maximal se situe sur la barre d’embouchure, et ce phénomène est d’autant plus marqué que les vagues incidentes sont hautes. Dans chacun des cas, la dissipation des vagues est maximale face à la direction préférentielle d’écoulement du fleuve, malgré l’absence de crue (Figure 4.1 et Figure 4.2). Toujours pour ces conditions de houle, le BST sur le dos de la barre d’embouchure, bien que très faible s’organise en direction du poulier pour la moitié Ouest et en direction du cap d’embouchure pour la moitié Est (Figure 4.6).

Les vagues de WSW génèrent un BST plus faible sur la barre d’embouchure que pour les autres directions et qui s’articule essentiellement le long de la plage Piémanson (oblique), sur la levée subaquatique Ouest (orthogonal) puis sur la barre d’embouchure (Figure 4.6). Il est maximal sur la barre d’avant côte, minimal sur le dos de la barre d’embouchure et absent à l’Est du lobe deltaïque. Bien qu’il y soit très faible, le BST contre le poulier suit la même progression que la propagation de la houle (Figure 4.3), c’est-à-dire dans la direction d’allongement du poulier.

Pour toutes les vagues de secteur SE et les vagues de secteur SSW avec une $H_s = 5$ m, une petite zone de charriage de dessine orthogonalement sur le banc sableux accolé à la pointe du poulier (Figure 4.6).

La zone de gradient (Figure 4.6, zone 1) observée entre la plage Piémanson et la levée Ouest pour le TST se retrouve aussi avec le BST (vagues de secteur SE avec une $H_s = 5$ m). La zone 2 ressort également avec le charriage, entre la levée subaquatique Est et la plage Napoléon pour des vagues de secteurs SSW et WSW (Figure 4.6).

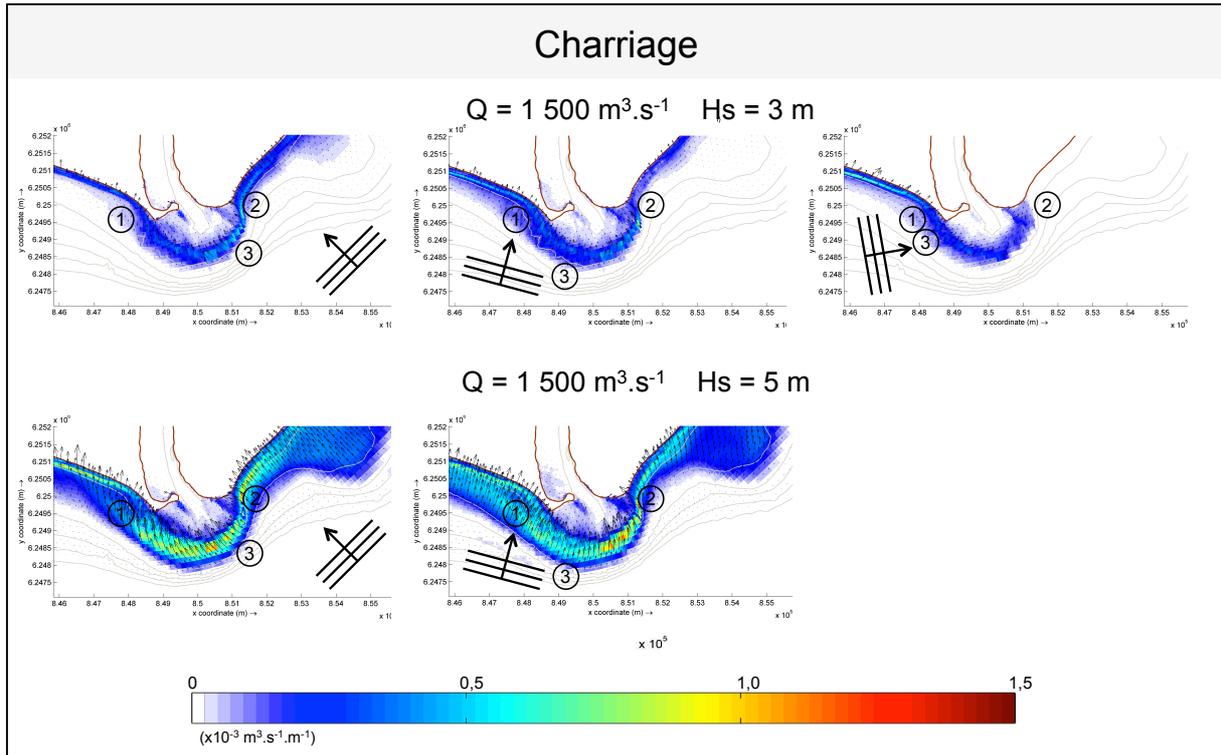


Figure 4.6 - BST modélisé pour des vagues avec une hauteur de houle significative $H_s = 3$ m (haut) et $H_s = 5$ m (bas) en provenance du secteur SE (gauche), SSW (milieu) et WSW (droite) et un débit $Q = 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

4.2.2.3 Cas extrême

Au cours d'un cas extrême ($H_s = 7$ m de secteur SE, avec $Q = 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), l'intensité des vagues entraîne évidemment une augmentation du transport sédimentaire (Figure 4.7). Le TST se fait essentiellement sur la barre d'embouchure où il est maximal de part et d'autre de la zone frontale. Il est quasi inexistant sur le dos de la barre d'embouchure et dans le chenal.

Par rapport aux cas précédents, la zone de TST de la barre d'embouchure s'étend plus à l'Ouest jusque vers 8-10 m de fond (Figure 4.7). La diminution du gradient de TST entre cette zone et celle longeant la plage Piémanson est toujours bien visible. Une partie des sédiments issus de la barre d'embouchure se déposent donc potentiellement vers 5 à 10 m de fond au début de la plage de Piémanson (Figure 4.7, zone 1). En revanche, une partie des sédiments préalablement déposés dans les petits fonds (< 5 m de fond) est remobilisée vers l'ouest à moins de 5 m de fond en raison d'une augmentation du TST de la zone 1 vers l'Ouest.

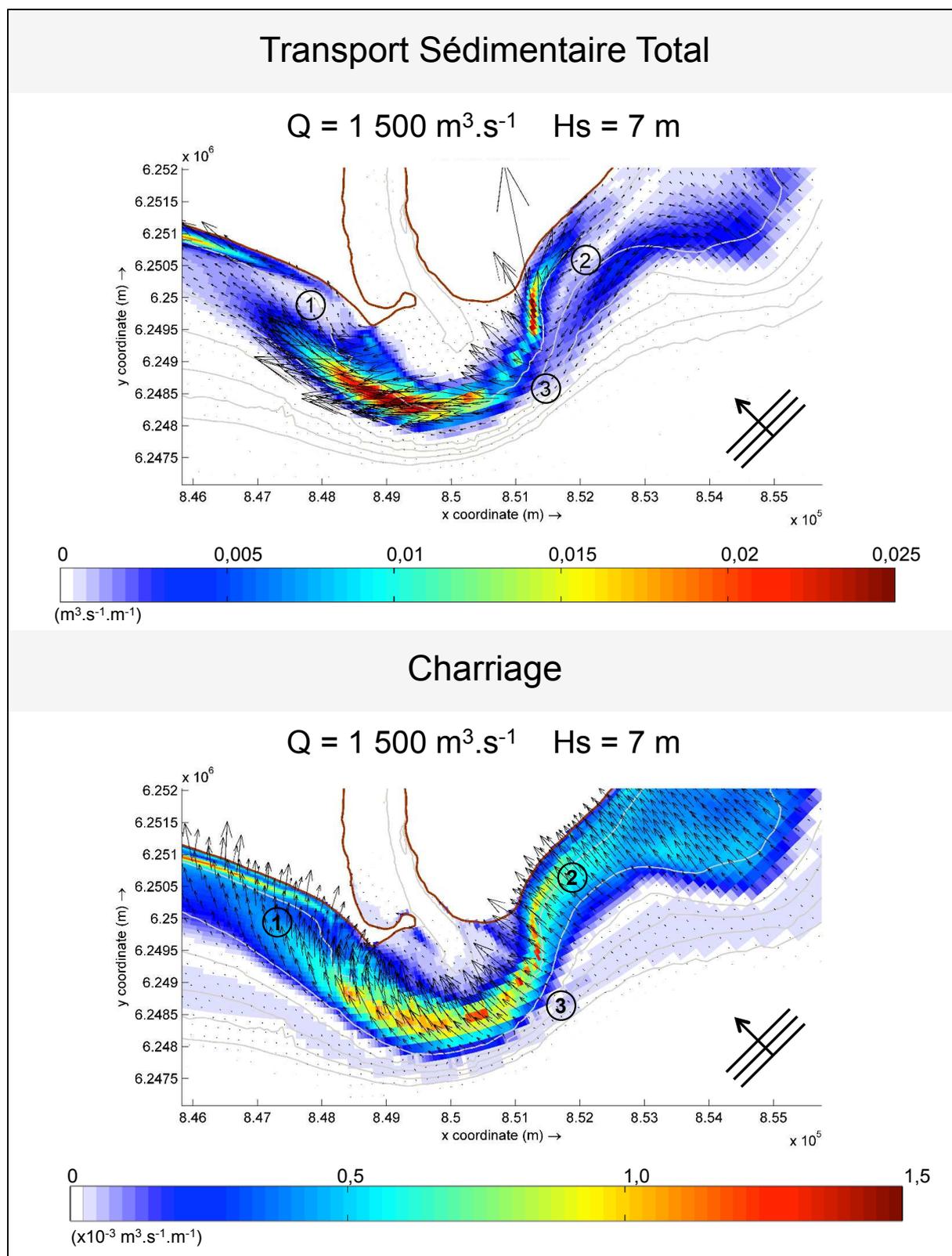


Figure 4.7 – TST (haut) et BST (bas) modélisés pour une hauteur de houle significative $H_s = 7\text{ m}$ en provenance du SE et le débit moyen du Rhône $Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

A l'Est, le TST sur la barre d'embouchure se poursuit le long de la plage Napoléon avec notamment une zone d'accumulation potentielle à l'Est du cap d'embouchure au début de la plage (Figure 4.7, zone 2) liée elle aussi à la diminution du TST. Le modèle révèle également l'existence d'un courant dirigé vers l'ouest vers 10 m de fond (Figure 4.7, au Sud de la zone 2). Ce courant est présent lors des tempêtes de plus faible intensité, mais il est plus intense au cours des événements les plus importants. Il s'explique par le lobe fossile de Pégoulier qui agit sur la propagation de la houle et donc sur le courant créant un transport longitudinal plus profond. Ce transport diminue à l'approche du lobe deltaïque actuel, et il est donc possible qu'une partie des sédiments transportés se déposent sur le flanc Est du lobe de Roustan.

Le BST est très similaire à celui obtenu avec des vagues plus faibles (Figure 4.6) mais il s'étend sur une zone un peu plus large et est plus important en intensité (Figure 4.7). Il est maximal sur la barre d'embouchure et affecte plus particulièrement la barre d'avant côte de la plage Piémanson. Il est orthogonal aux deux plages et oblique à la levée Ouest.

4.2.3 Modélisation d'un cas réels : tempête de Janvier 2006

La tempête de janvier 2006 a duré du 28 au 31 janvier 2006 et a atteint une Hs de 8,5 m. Les vagues sont en provenance du secteur SE. Le débit du Grand Rhône est resté très faible aux alentours de $1\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 4.8) et l'organisation du transport (TST et BST) est restée constante durant l'événement.

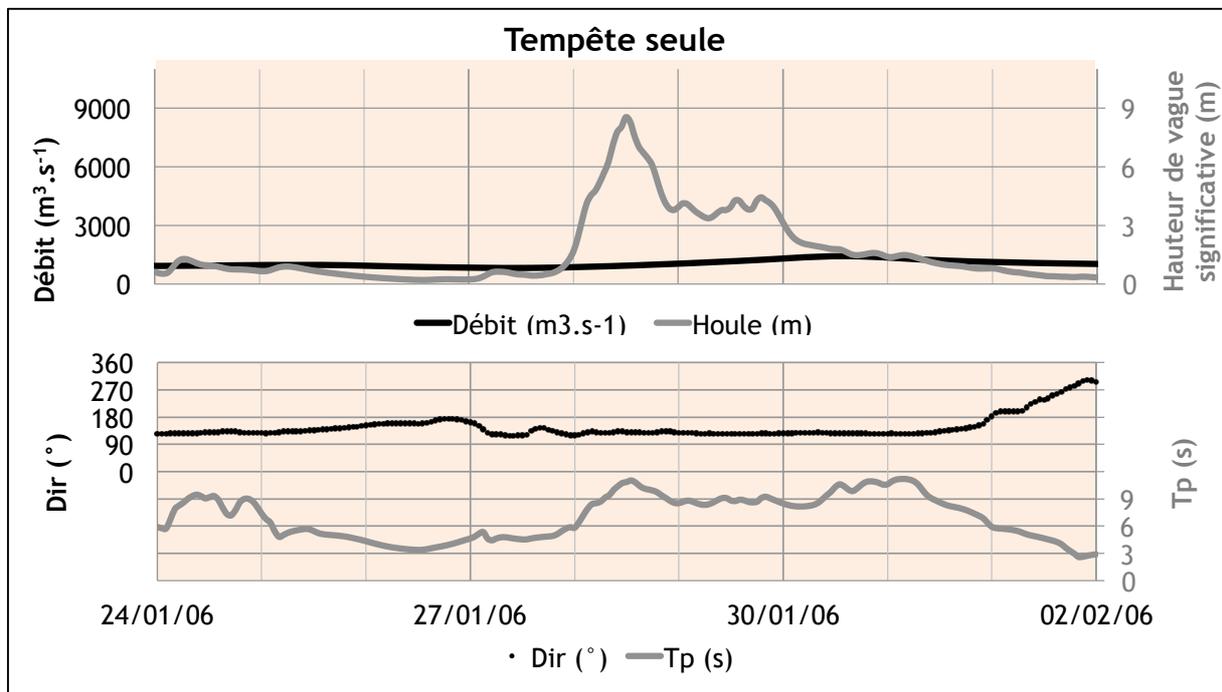


Figure 4.8 – Hydrogramme de crue et de tempête de l'événement exceptionnel de janvier 2006. La zone surlignée correspond à la période modélisée.

Le TST s'articule toujours de part et d'autre de la zone frontale de la barre d'embouchure (zone 3, sur laquelle il est très faible) mais avec une forte différence entre la partie Est et la partie Ouest. A l'Ouest ce

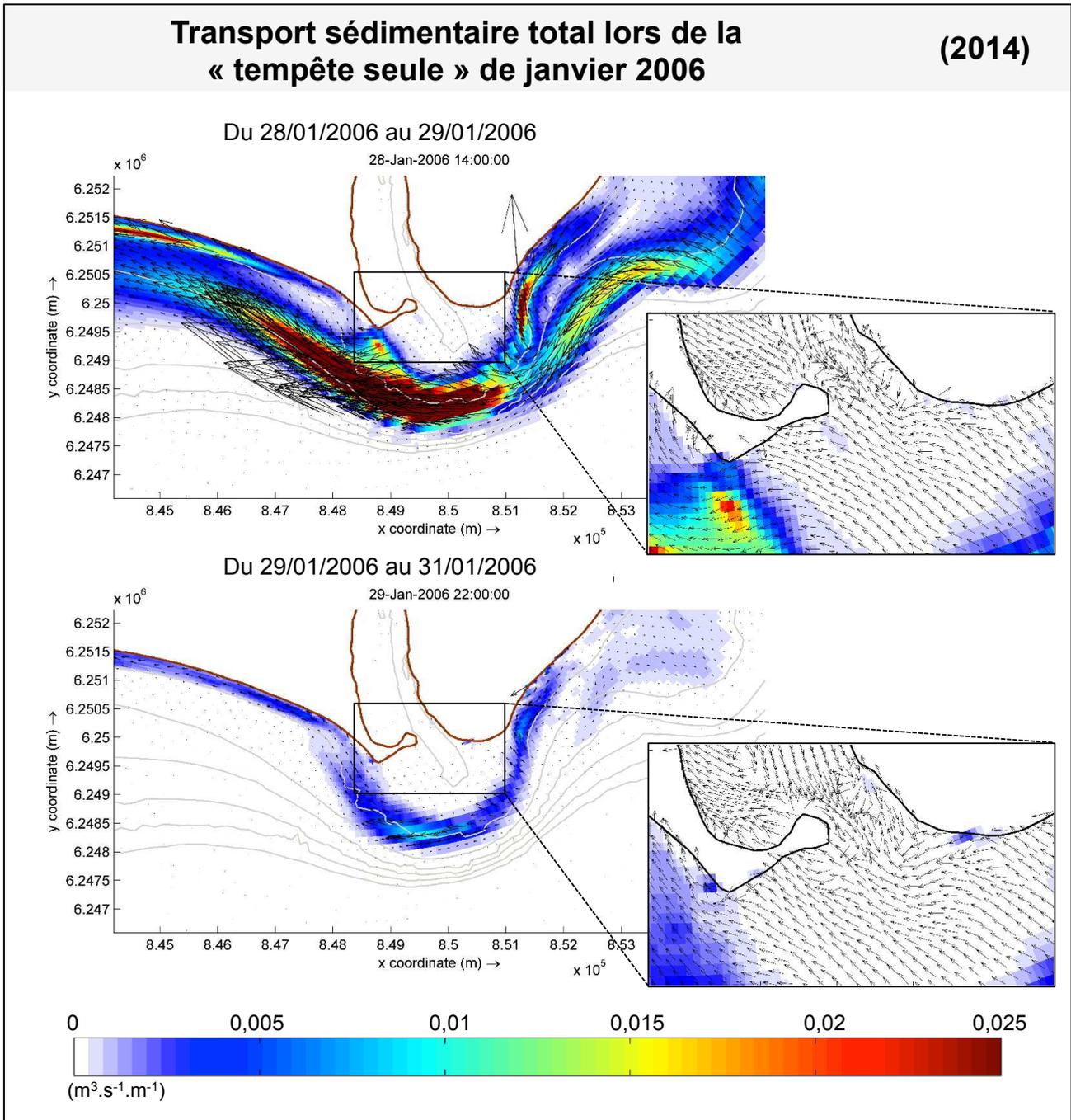


Figure 4.9 - TST obtenu au cours de la tempête de janvier 2006 obtenu au pic et à la fin de l'événement. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

transport est au maximum et se propage vers l'ouest en suivant la barre d'embouchure (Figure 4.9) et le gradient négatif du TST suggère une sédimentation vers 10 m de fond (zone 1). Plus près de la côte, vers 5 m de fond, le transport longitudinal ne débute qu'à 2 km à l'Ouest de l'exutoire sur la barre d'avant côte. Finalement, il n'existe pas de continuité du TST entre la barre d'embouchure et la barre d'avant côte.

A l'Est de la zone frontale, le TST suit la levée pour rejoindre la barre d'avant côte vers 5 m de fond (Figure 4.9). Une zone d'accumulation potentielle entre le cap d'embouchure et la plage Napoléon se déduit du gradient de transport négatif. Au maximum de la tempête, vers 10-15 m de fond, le TST arrive du lobe

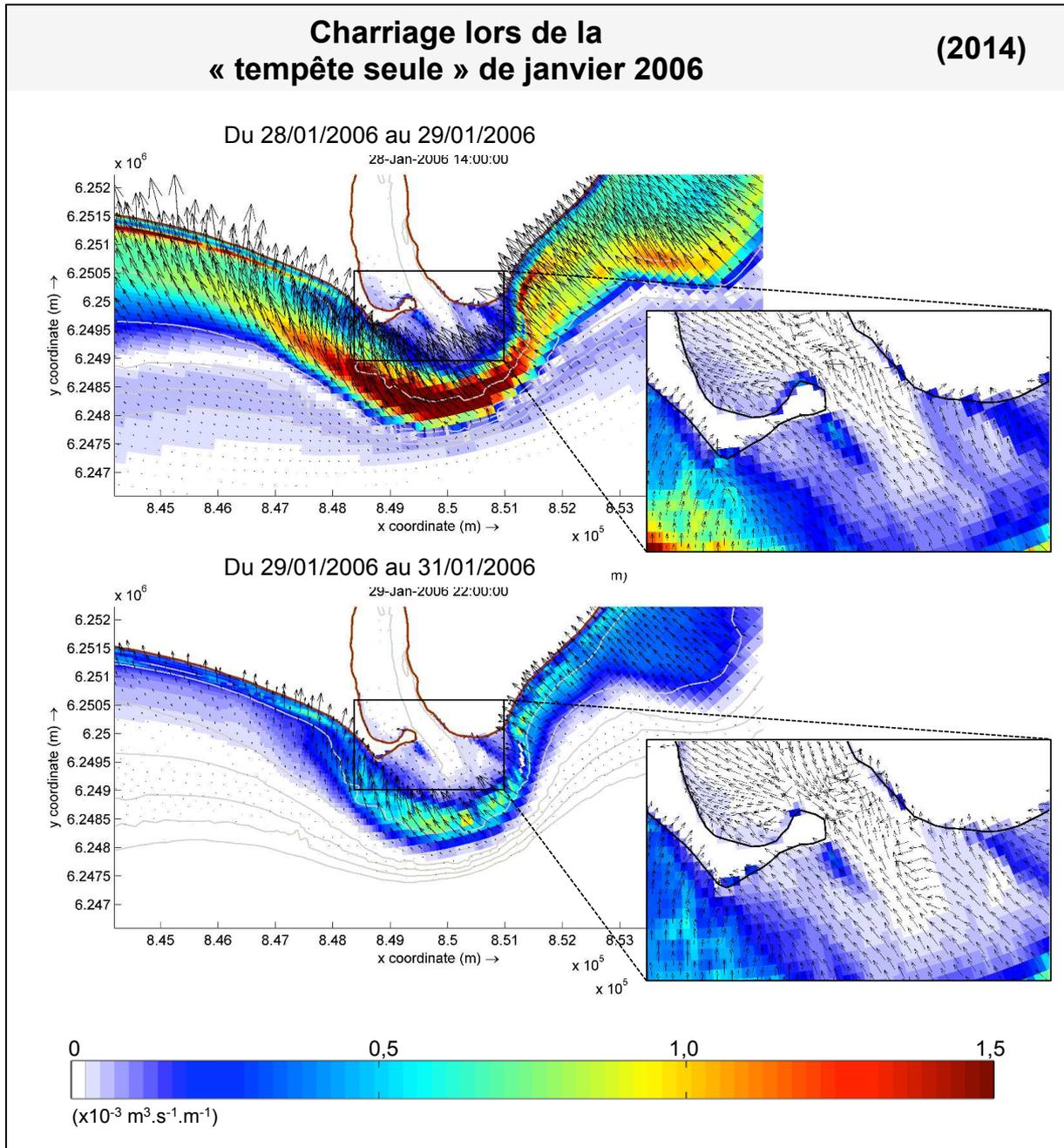


Figure 4.10 – BST obtenu au cours de la tempête de janvier 2006 obtenu au pic et à la fin de l'événement. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

fossile de Pégoulie et progresse vers l'ouest (Figure 4.9, zone 2) et diminue à proximité de la zone frontale où les sédiments transportés peuvent potentiellement être déposés.

Il n'y a que très peu de transport sur le dos de la barre d'embouchure (Figure 4.9, encadrement zoomé) et il est essentiellement dirigé vers le NW. Une zone de TST un peu plus importante se dessine au niveau du banc sableux accolé à la pointe du poulier.

Les tendances du BST sont similaires à celles observées dans les précédents scénarios (Figure 4.10). Il est maximal sur la barre d'embouchure où les sédiments sont mobilisés vers le secteur NW. Il est orthogonal sur la plage Napoléon et oblique sur Piémanson. Sur le dos de la barre d'embouchure, le BST est

faible et remonte vers l'exutoire et le poulier, notamment sur le banc sableux du poulier. Une faible quantité de sédiment pourrait remonter dans le chenal par ce courant, au moins au niveau de l'exutoire du fleuve.

En l'absence de crue, cette simulation présente une forte mobilisation des sédiments de la barre d'embouchure en direction du dos de la barre où le BST diminue fortement. Ce gradient suggère au moins une érosion de la barre d'embouchure au profit du dos de la barre, donc un lissage de la bathymétrie, voire un déplacement de la barre d'embouchure vers la côte (OSR, 2015).

4.2.4 Synthèse

Les conséquences d'une tempête seule sur le transport concernent principalement la barre d'embouchure, voire les levées subaquatiques. L'orientation des vecteurs de transport dépend surtout de la direction d'incidence de la houle. La zone frontale de la barre d'embouchure où le BST et TST sont minimum (voire presque nuls), se déplace évidemment en fonction de la direction de provenance des vagues.

Pour les vagues de SE et SSW, de part et d'autre de cette zone frontale les sédiments sont amenés vers les plages et peuvent alimenter un transport longitudinal vers l'ouest le long de Piémanson et vers l'est le long de Napoléon. La principale différence entre ces deux directions de houle ressort sur l'intensité du transport sur la barre d'embouchure (il est maximal à l'Est de la zone frontale pour les vagues de SE et à l'Est pour les vagues de SSW) et sur la connexion du transport en la barre d'embouchure et les plages. En revanche, les vagues de WSW génèrent un TST important le long de la plage Piémanson et très faible sur la levée Ouest et dirigé vers l'est (dos de la barre d'embouchure).

Des zones d'accumulation (et parfois d'alimentation) sédimentaires sont déduites des gradients de transport contre le flanc extérieur des levées subaquatiques (zone 1 et 2, Figure 4.4 et Figure 4.6). Leur position exacte dépend de l'amplitude et de la direction des vagues, mais globalement, la zone 1 bénéficie des apports générés principalement par les vagues de SE. Cette zone se rapproche de la levée Ouest pour les vagues de WSW et se décale plus vers l'ouest pour des vagues de SSW. La zone 2 est alimentée par les vagues de secteur SSW ($H_s = 3$ m) et WSW (dans une moindre mesure à cause de la faible intensité du TST). Pour les vagues de SE, cette zone est décalée vers l'est à proximité du lobe fossile de Pégoulier.

La morphologie lobée de l'embouchure favorise le TST vers 10 à 15 m de fond, visible lors des tempêtes les plus importantes.

Sur le dos de la barre d'embouchure, le transport est très faible et semble progressivement accumuler les sédiments apportés par les vagues qui franchissent la barre d'embouchure. Seules les vagues de secteur WSW présentent un TST le long du poulier, pouvant être lié à son élongation.

4.3 CRUE SEULE

4.3.1 Cas d'école

Les « crues seules » ont été définies au Chapitre 2 par des débits supérieurs à $3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et des hauteurs des vagues (H_s) inférieures à 3 m. Entre 1979 et 2010, neuf événements de ce type ont été recensés. Afin d'identifier le rôle de la crue sur le transport sédimentaire, j'ai choisi de suivre le même raisonnement que pour le scénario « tempête seule » en modélisant différents débits du fleuve avec des vagues de 1 m (Tableau 4.2).

Tableau 4.2 - Hauteur de houle significative (H_s) et débits appliqués pour modéliser des événements de « crue seule ».

Débit	1 m		
	135° (SE)	195° (SSW)	260° (WSW)
$3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$	x	x	x
$7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$	x	x	x
$10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$	x	x	x

4.3.2 Transport sédimentaire total

Le TST est associé uniquement à l'apport du fleuve (Figure 4.11) et logiquement plus marqué pour le débit décennal que pour le débit annuel ($< 0,005\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour un débit $Q = 3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et de $[0 - 0,025]\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour $7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Le flux sédimentaire du Rhône, concentrés et canalisés dans le principal chenal d'écoulement étroit et profond, conduit les sédiments vers le large, par-delà la barre d'embouchure. La zone la plus concentrée s'arrête très vite, au niveau de la barre d'embouchure, mais les particules plus fines peuvent aller jusqu'à 15 m de fond pour une crue décennale. Cette diminution rapide du TST peut être liée à la dispersion du flux juste après le passage étroit et dynamique de l'exutoire mais elle se traduit surtout par des dépôts sur le dos de la barre d'embouchure.

4.3.2.1 Transport par charriage

Le BST présente des caractéristiques très proches du TST, mais le volume de sédiments transportés est bien plus faible, jusqu'à 100 fois (au niveau de l'exutoire, Figure 4.5 et Figure 4.12). Ce transport est également bien inférieur au BST généré avec le scénario de « tempête seule » (cf. 4.2.2.2). Lors d'une crue, le BST modélisé est de $[0 - 0,15] \times 10^{-3}\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour un débit $Q = 3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et de $[0 - 0,25] \times 10^{-3}\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour un débit $Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 4.12). Les sédiments franchissent à peine l'exutoire pour une crue annuelle mais progressent sur le dos de la barre d'embouchure pour une crue décennale.

Ce BST est très faible en dehors de la zone d'exutoire (Figure 4.12), mais malgré tout présent sur les levées et la barre d'embouchure. Il est dirigé vers le poulier sur la levée Ouest et vers le cap d'embouchure sur la levée Est, ce qui induit une accumulation sédimentaire sur le dos de la barre d'embouchure.

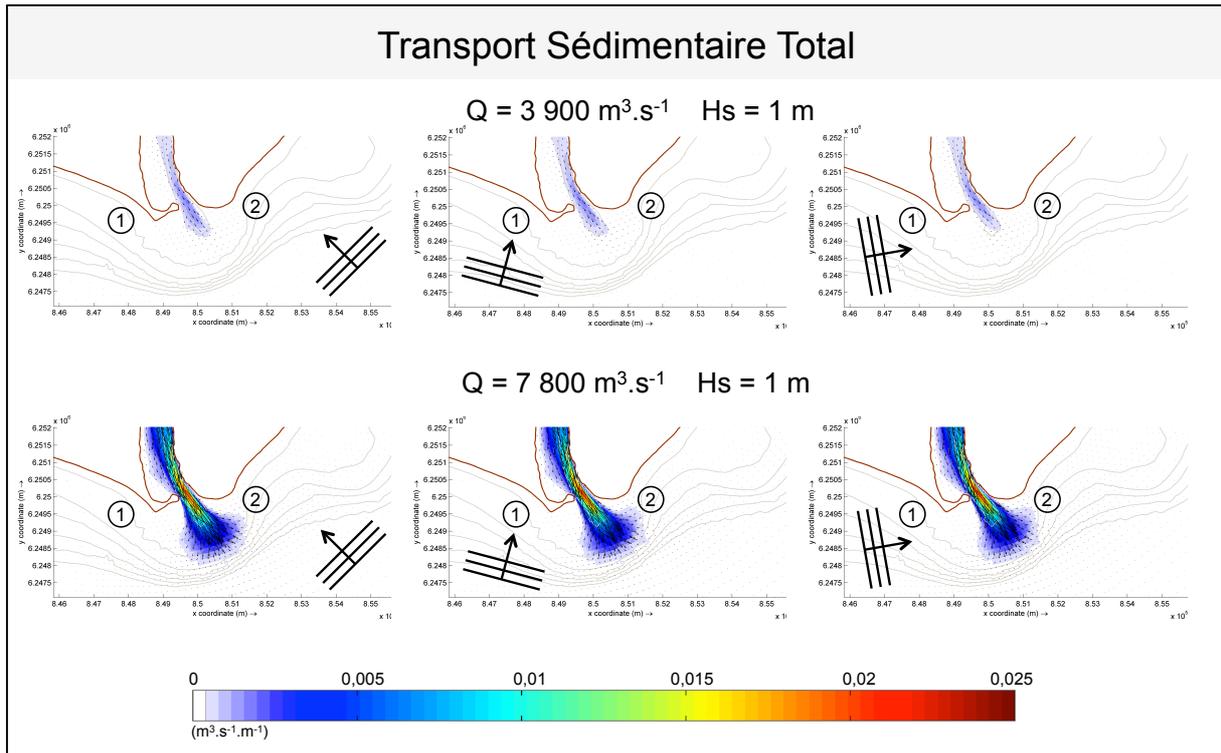


Figure 4.11 – TST modélisé pour une crue annuelle ($3\,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, gauche) et décennale ($7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, droite). En mer, les vagues ont une hauteur de houle significative (H_s) de 1 m en provenance du secteur WSW. L'échelle colorimétrique et la longueur des flèches indiquent la magnitude du transport, et l'orientation des flèches sa direction. Les isobathes (lignes grises) sont dessinées tous les 5 m de dénivelé jusqu'à 30 m de fond. Cette représentation est identique pour toutes les figures qui suivent.

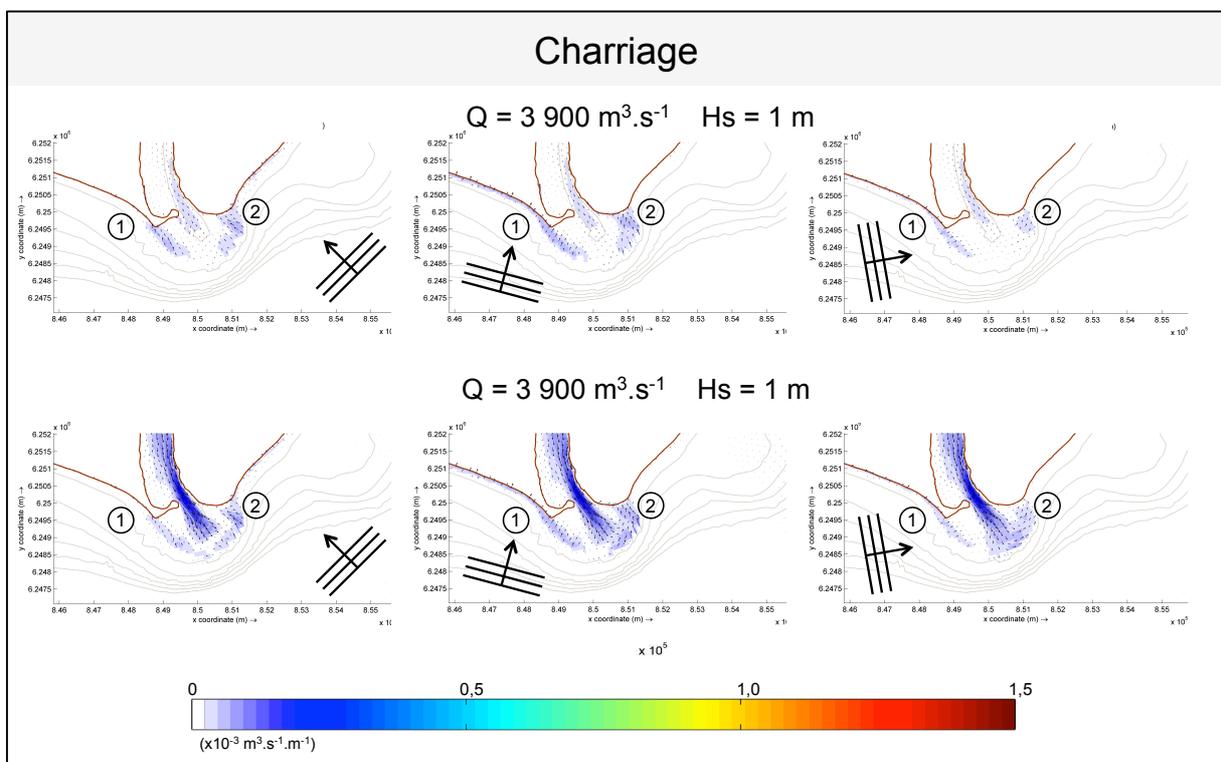


Figure 4.12 - Transport sédimentaire par charriage (BST) modélisé pour une crue annuelle ($3\,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, haut) et décennale ($7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, bas), avec des vagues dont la hauteur de houle significative (H_s) est de 1 m en provenance du secteur SE (gauche), SSW (milieu) et WSW (droite).

4.3.2.2 Cas extrême

La répartition du transport sédimentaire lors d'une crue centennale ($Q = 10\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec $H_s = 1 \text{ m}$, Tableau 4.2) s'inscrit dans la continuité des simulations précédentes, et le BST comme le TST sont encore plus importants en termes de quantité. Le TST est maximal dans le chenal d'écoulement ($> 0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, Figure 4.13), et les particules vont dépasser la barre d'embouchure pour atteindre des profondeurs supérieures à 30 m de fond, quelle que soit la direction de provenance des vagues. Le BST est lui aussi maximal dans le chenal d'écoulement ($[0 - 0,35] \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, Figure 4.13) et s'étend jusqu'à la barre d'embouchure. Sur le dos de la barre d'embouchure (en dehors de la zone du jet du fleuve), sur les levées et le long des plages, les vagues génèrent toujours un peu de BST vers le poulier et le cap d'embouchure, mais le transport sédimentaire est très faible. Les sédiments sont soit emmenés au-delà de la barre d'embouchure, soit déposés sur le dos de la barre d'embouchure. Lorsque la houle est faible (ici $H_s = 1 \text{ m}$), la direction du flux sédimentaire n'est pas déviée en fonction de la direction de provenance des vagues.

L'analyse des différentes sorties de modèle montrent que l'organisation du transport sédimentaire d'une « crue seule » ne dépend que de l'intensité de la crue modélisée. De plus, le cas d'école extrême ne montre aucune spécificité par rapport aux autres cas d'école présentés. Le transport se fait globalement du fleuve vers le large, sans redistribution des sédiments vers les plages qui est un des points importants que nous souhaitons aborder dans ce manuscrit. Il semble que pour le transport vers les plages la tempête soit le facteur indispensable. Il ne nous a donc pas paru nécessaire de présenter un cas réel, comme nous l'avons fait pour la « tempête seule ».

4.3.3 Synthèse

Le TST lors d'une « crue seule » se fait essentiellement dans le chenal du fleuve, et augmente avec le débit. Les sédiments se déposent sur le dos de la barre d'embouchure après avoir dépassé l'exutoire. Le BST est inférieur à celui obtenu dans le scénario « tempête seule », et concentré dans le chenal principal d'écoulement du fleuve où il décroît rapidement en direction de la barre d'embouchure. Le transport sédimentaire est maximal dans la zone la plus profonde de l'exutoire ce qui explique l'incision du plancher fluvial observé au moins depuis 2002 (Maillet, 2005; OSR, 2015).

Pour rappel, cette modélisation ne reproduit pas le panache de surface, phénomène classique d'une crue sur le Rhône et lié principalement à la forte stratification entre l'eau du fleuve et l'eau de mer. Ce panache, dont la répartition est aussi très influencée par le vent, concerne une profondeur de 1 à 2 m sous la surface, et les concentrations de matière en suspension peuvent y être très importantes (Many *et al.*, 2016).

Il ressort de l'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre, que les vagues sont un facteur essentiel de la dynamique des sédiments vers les plages. Le fleuve étant la principale source de sédiments à l'embouchure, les interactions entre ces deux forçages sont investies dans les chapitres suivants.

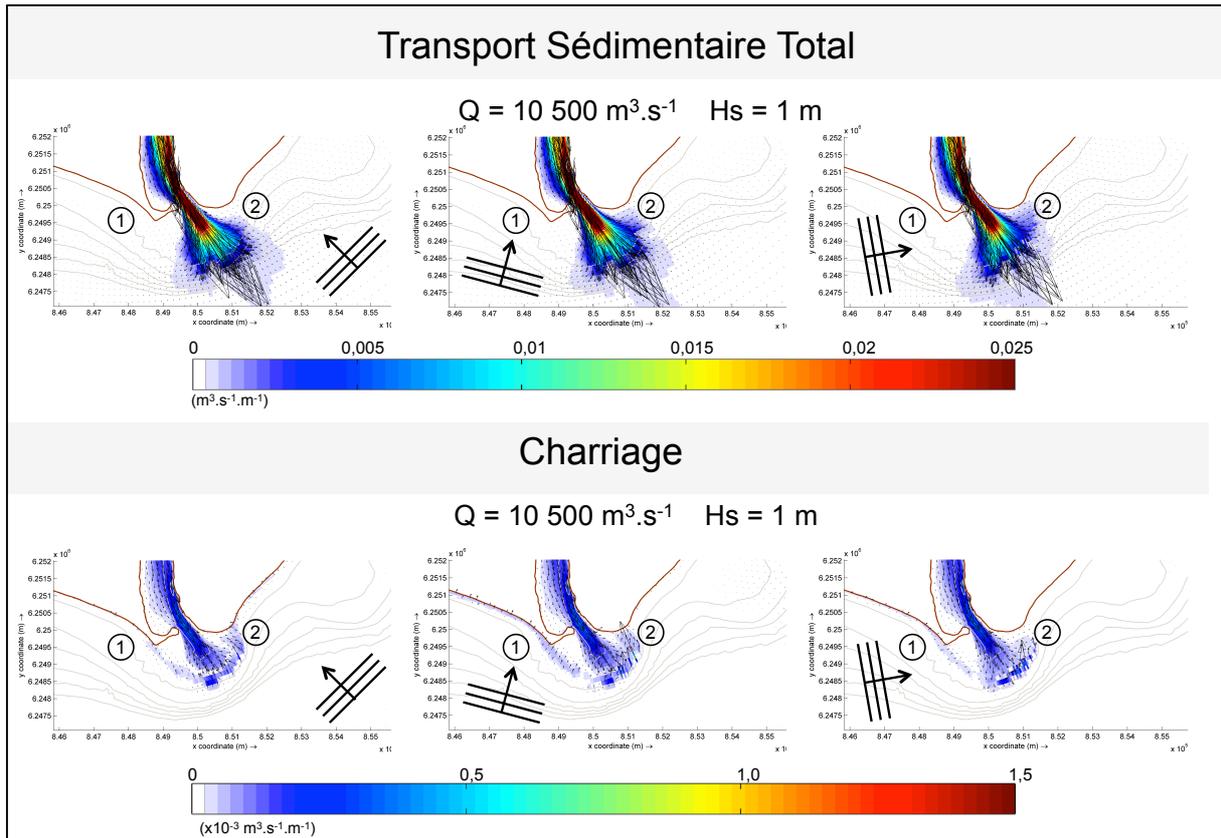


Figure 4.13 – TST (haut) et BST (bas) modélisés pour une crue centennale ($10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) avec des vagues dont la hauteur de houle significative (H_s) est de 1 m en provenance du secteur SE (gauche), SSW (milieu) et WSW (droite).

Chapitre 5

Modélisation des aléas couplés de tempête et de crue de secteur SE

5.1 INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent, les résultats obtenus pour la modélisation des scénarios « tempête seule » et « crue seule » révèlent des organisations spatiales du transport sédimentaire très caractéristiques de l'influence de l'un ou de l'autre des forçages. Cette simple approche n'est pas suffisante pour décrire et comprendre l'hydrodynamique de l'embouchure puisque les tempêtes et les crues se combinent dans 61 événements entre 1979 et 2010 (*cf.* Chapitre 2). Maintenant que les bases sont posées sur le rôle respectif d'une « tempête seule » et d'une « crue seule », la modélisation de l'aléa couplé devrait permettre d'étoffer l'organisation spatiale et temporelle du transport sédimentaire.

Ce chapitre est consacré aux résultats de la modélisation du transport sédimentaire de l'embouchure du Grand Rhône au cours de différents aléas couplés tempête-crue, en considérant des vagues en provenance du secteur SE qui représentent 70 % des tempêtes observées entre 1979 et 2010 (*cf.* Chapitre 2). Ce travail fait l'objet d'un article sous presse (Boudet *et al.*, 2016) pour la revue « *Estuarine, Coastal and Shelf Science* », présenté ci-après. Par conséquent, l'architecture de cette partie est différente de celle du chapitre précédent car nous avons voulu compléter les résultats déjà publiés, associés aux scénarios « tempête et crue » et « tempête puis crue », décrits et analysés conjointement dans cette partie.

Le scénario « crue puis tempête » ne représente que trois événements entre 1979 et 2010, d'intensité modérées ($H_s < 4$ m et $Q < 4\,500$ m³.s⁻¹). Face à une si faible représentativité du climat hydrodynamique, ce scénario ne sera pas abordé dans ce manuscrit.

5.2 CAS D'ECOLE

Sur la base du climat de houle et des débits présenté dans le Chapitre 3, les scénarios que j'ai retenus pour modéliser le transport sédimentaire sont présentés dans le Tableau 5.1.

Les « cas d'école » modélisés se composent d'une tempête et d'une crue (aléa couplé), lesquelles durent chacune 5 jours. La durée totale de l'aléa couplé varie de 5 à 9 jours, en fonction de la période qui sépare les pics de tempête et de crue, comprise entre 0 et 4 jours. Le premier cas (0 jour) correspond au scénario « tempête et crue » dans lequel les deux forçages se produisent simultanément. Les autres cas (1 à 4 jours) correspondent au scénario « tempête puis crue ».

Afin de balayer un maximum de possibilités, les différents scénarios impliquant une tempête et/ou une crue ont été modélisés avec une hauteur de houle (H_s) variant de 3 à 7 m. Les scénarios sont réalisés en considérant un débit de pointe variant du débit annuel ($Q = 3\,900$ m³.s⁻¹) à la crue centennale ($Q = 10\,500$ m³.s⁻¹). Dans le respect des conditions observées *in situ*, les cas extrêmes qui n'ont jamais été

observés ne seront pas présentés. Les répartitions spatiale et temporelle du TST et du BST sont utilisées pour décrire le transport sédimentaire de l'embouchure du Grand Rhône. Une attention particulière est portée sur les événements extrêmes présents dans nos chroniques, notamment l'événement de décembre 2003 (tempête et crue extrêmes, cf. 5.3).

Tableau 5.1 – Présentations des pics de tempêtes et crues composant les cas d'école modélisés avec Delft3D.

Débit	3 900 m ³ .s ⁻¹	7 800 m ³ .s ⁻¹	10 500 m ³ .s ⁻¹
Hs	135° (SE)	135° (SE)	135° (SE)
3 m	x	x	x
5 m	x	x	x
7 m	x	x	x

5.2.1 Résumé simplifié de l'article

Les tempêtes de secteur SE sont les plus fréquentes et souvent les plus fortes. L'analyse des chroniques historiques de houle a montré que ces tempêtes représentent 70 % des événements entre 1979 et 2010, dont 20 % sont suivies par une crue. D'après les résultats obtenus avec le modèle Delft3D, le TST à l'exutoire (transect « Outlet ») est uniquement contrôlé par la dynamique fluviale. *A contrario*, sur la barre d'embouchure (transect « Mouth-bar »), le transport résulte de la combinaison de l'action du fleuve et de la houle et donc de l'organisation dans le temps de la tempête et de la crue. Leurs pics respectifs sont généralement séparés de deux à trois jours. Ce décalage permet de différencier les processus dynamiques liés à l'un ou à l'autre des forçages. Les vagues restreignent le TST à la barre d'embouchure ainsi qu'au sommet du dos de la barre d'embouchure et alimentent un transport longitudinal dirigé vers les plages adjacentes. Les apports fluviaux ne sont visiblement exportés vers le large (jusqu'à 20 m de fond) que si la crue est suffisamment importante face aux vagues. D'après les sorties de modèle, au-delà d'une crue décennale ($Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), les sédiments sont envoyés vers le large, même lors des plus fortes tempêtes ($H_s > 7\text{ m}$).

5.2.2 Article : Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: role of storm and flood events

Boudet L., Sabatier F., Radakovitch O.

Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, Coll France, CEREGE, Aix en Provence, France.

Abstract

The delta of the Rhone River is one of the most important in the Mediterranean Sea. Beach erosion problems along its coasts have developed in recent decades, raising the need for a better understanding of the sediment transport processes at the Rhone mouth and the adjacent beaches. Because field data are very difficult to obtain in such an energetic environment, a high-resolution numerical model (Delft3D) is applied to this area. This model is calibrated by taking into account hydrodynamical and morphological observations.

Special attention is given to storm and flood events, which are the major morphological drivers. Therefore, scenarios with different wave and flow conditions are run to estimate the influence of these events on the sediment transport. The analysis of historical hydrological data shows that storms from the southeast represent 70% of the events between 1979 to 2010 and that 20% of them were followed by a flood within a few days. Consequently, specific simulations for such conditions are performed using Delft3D. The model simulates trends in the bedload sediment transport that are consistent with the bedforms observed in the bathymetry data. The total sediment transport at the outlet is only influenced by the river flow, but sediment transport at the mouth-bar depends on an equilibrium between the influence of floods and storms and the succession of these events. A period of 2 or 3 days separating the storm and flood peaks is sufficient to differentiate wave and river flow-induced sediment transport. The waves constrain the total transport on the mouth-bar and shallow mouth-lobe and induce a longshore transfer towards the adjacent beaches. The riverine sediments can be exported seaward only if a flood is energetic enough compared to the storm intensity. Regardless, when a flood is greater than the decadal return period ($7800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), the sediment is transported from the outlet across the mouth-bar and is directed offshore.

INTRODUCTION

Changes in hydrodynamics and geomorphology are the most important factors in the evolution of deltas, and a fair understanding of these processes is essential for forecasting their future in our rapidly changing world (Bourman *et al.*, 2000). All deltas are directly influenced by fluvial discharge, sediment load and the redistribution of sediment in the coastal area. They prograde on coasts where wave and tide conditions are not energetic enough to disperse the river load or where the liquid and solid discharges are sufficient to dampen waves, even during a storm (Anthony, 2015). This overarching influence of the river is also highlighted in the coastal morphologic and evolutionary scheme of Boyd *et al.* (1992) and in the periods of rapid Mediterranean delta growth due to human-induced increases in fluvial supply (Bourman *et al.*, 2000; Anthony, 2014).

Deltas are sensitive environments and are under pressure. In addition to the impacts (floods) and different types of marine impacts (waves and storm surges), they are also highly vulnerable to sea level rise and anthropogenic forces (Jeftic *et al.*, 1996; Bourman *et al.*, 2000; Pranzini, 2001; Berger *et al.*, 2003; Callède *et al.*, 2004, 2008; Van der Leeuw *et al.*, 2005; Sabatier *et al.*, 2006; Martinez *et al.*, 2009; Simeoni & Corbau, 2009). The rapid growth or decline of several deltas has been linked to changes in human population dynamics and interventions in catchments, notably deforestation, population decline and reforestation (Anthony, 2014). The human influence on the environment has led to an awareness of and commitment to land conservation with the goal of preserving and protecting river banks and coasts (De Jonge, 2005; Anthony, 2014).

Most studies on the morphological changes in deltas have used long-term and multi-annual approaches based on the interpretation of aerial photographs or satellite images, bathymetry surveys or analyses of sediment samples (Cattaneo *et al.*, 2003; Frihy & Dewidar, 2003; Liu *et al.*, 2004; Liqueste *et al.*, 2005; Pacheco *et al.*, 2011; Miselis *et al.*, 2014). The observed morphological changes resulting from the sediment

transport patterns were used to define hydrosedimentary mechanisms (Cooper, 1993; Elias *et al.*, 2006; Barnard *et al.*, 2013; Unverricht *et al.*, 2013; Garel *et al.*, 2014). Such studies are particularly adapted to consider long-term environmental problems, such as subsidence, evolution trends, and human activities, such as deforestation and dam construction (Suanez & Provansal, 1996; Anthony & Blivi, 1999; Bourman *et al.*, 2000; Pont *et al.*, 2002; Callède *et al.*, 2004; Van der Leeuw *et al.*, 2005; Sabatier *et al.*, 2009). However, the typical time-scales of the natural dynamics of a delta range from thousands of years to a few hours (Van der Leeuw *et al.*, 2005), and the acceleration in the changes observed during the last decade implies the need to adopt a new approach. More precisely, the role of extreme events (floods, storms, and surges) acting on a very short time-scale must be better understood because the evolution of these major forces in the future are predicted to increase in the context of a changing climate (even if precise predictions remain difficult to make).

In this objective, understanding the influence of waves and longshore transport on the accumulation or mobilization of sediment on the delta lobe is necessary to decipher the role of river versus marine effects. However, these two factors sometimes combine in a complex way, and it remains difficult to obtain direct reliable measurements in such an energetic environment using conventional techniques (Giosan, 2007; Dodet, 2013). The emergence of sophisticated morphodynamic numerical models integrating hydrodynamics, wave propagation, sediment transport and morphological changes provides now indispensable tools for this goal (Lesser *et al.*, 2004; Dodet, 2013). First developed for engineering studies (Lesser *et al.*, 2004), these models are currently applied to reproduce past systems and to make predictions.

The Rhone River delta, one of the most important deltas of the Mediterranean Sea, is influenced particularly by river discharge and waves due to the very low tidal range of this area (30 cm). Papers published on this delta have addressed its morphological changes over a long-term period (Suanez & Provansal, 1996, 1998; Vella *et al.*, 2005; Sabatier *et al.*, 2006) and the particulate matter transport patterns during short-term events. Antonelli *et al.* (2008) Ollivier *et al.* (2010) and Eyrolle *et al.* (2012), for example, quantified the Suspended Particulate Matter (SPM) fluxes associated with floods, whereas Drexler & Nittrouer (2008), Ulses *et al.* (2008) and Dufois *et al.* (2014) worked on the distribution of these inputs over the entire Gulf of Lion. At the littoral scale, (Bruzzi, 1998) worked on the impact of storms on beach morphology, and Maillet *et al.* (2006) reported morphological changes and sedimentary processes at the mouth during the centennial flood of 2003. However, none of these works focused on the joint influence of both events on sediment redistribution along the beaches related to river sediment input. If the efficiency of sediment transport is indeed controlled by the intensity of storms and floods, then their influences likely differ between scenarios in which they can occur at the same time and scenarios in which there is a delay. Anthony (2015), for example, indicates that the basic role of the river mouth resides in destabilizing waves and longshore currents, leading to the eventual formation of mouth-bars. Thus, the temporal succession of the storm and floods must influence the final trend of sediment transport along the adjacent beaches.

In this study, we analysed the floods and storms that occurred between 1979 and 2010 on the Rhone delta to identify the typical temporal succession of these events. Then, we used the Delft3D numerical model to study the transport patterns associated with each event and combined events. Finally, we used these results to propose the first conceptual sediment transport model for the Rhone mouth during storm/flood events.

1. REGIONAL SETTING

1.1 Study area

With a channel length of 765 km, the Rhone River in France drains an area of 96500 km², extending from Switzerland to the Gulf of Lion (northwestern Mediterranean Sea) (Bravard *et al.*, 2008). Approximately 45 km upstream of the mouth, the river splits into two channels: the Petit and the Grand Rhone Rivers. Our study area is the mouth-lobe of the Grand Rhone and extends from 1.5 km upstream of its mouth to 2 km seaward and spans an area of approximately 3 km on both sides of the outlet (Figure 5.1).

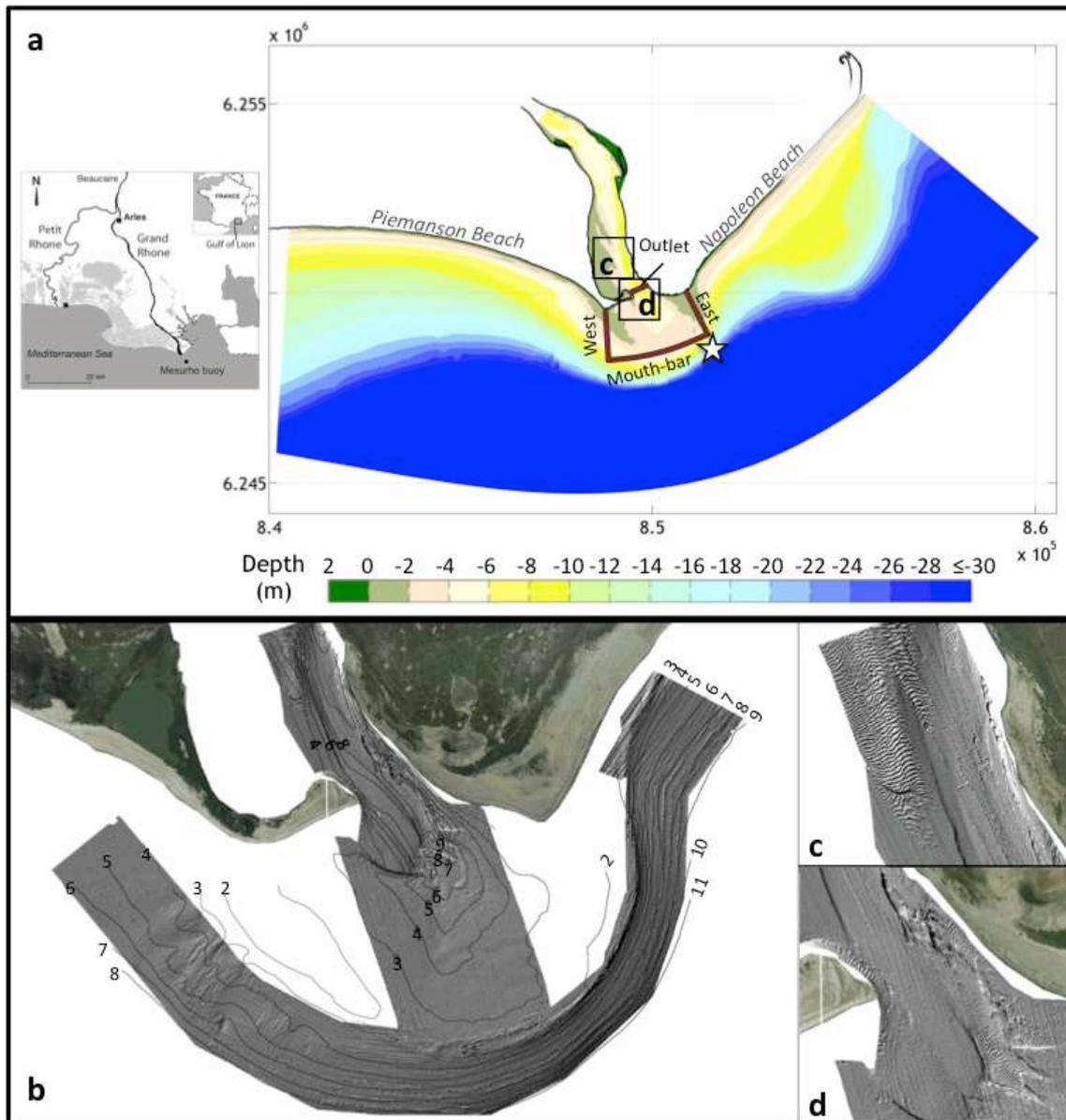


Figure 5.1 - Study area. a) Bathymetry of the mouth interpolated from field data to the Delft3D calculation grid. The MesuRho buoy and model point “3782” from ANEMOC program are located by the star. The point “3753” is south of the mouth, outside the figure. The transects used in the numerical analyses marked drawn with brown lines. b) Bathymetry obtained from the multi-beam survey, with isobaths in metres. c) Detail of the bedforms in the channel. d) Detail of the channel outlet.

1.2 Forcing agents

1.2.1 Marine conditions

The wave climate and rose were previously described by [Suarez \(1997\)](#) and [Bruzzi \(1998\)](#), but we used a new database (ANEMOC, Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier, [CETMEF, 2011](#)), a numerical atlas created from modelling the sea state conditions along the French coasts using the retrospective hourly simulations between 1979 and 2010 ([Tiberi-Wadier et al., 2014](#)). The wave data display a seasonal variation in the wave climate, with a concentration of storms from October to March and low to moderate waves during the rest of the year. During the calmer portion of the year, the significant wave heights (Hs) rarely exceed 2 m. The waves coming from the SE sector are the most energetic, with maximal Hs values greater than 7 m (Figure 5.2), compared to 5 m for those from the SSW and less than 3 m for the other directions. The wave climate indicates that the storms mainly came from the southeastern sector; consequently, our simulation focuses on these events. The tidal range, approximately 0.3 m in this part of the Mediterranean Sea, is not considered in this paper.

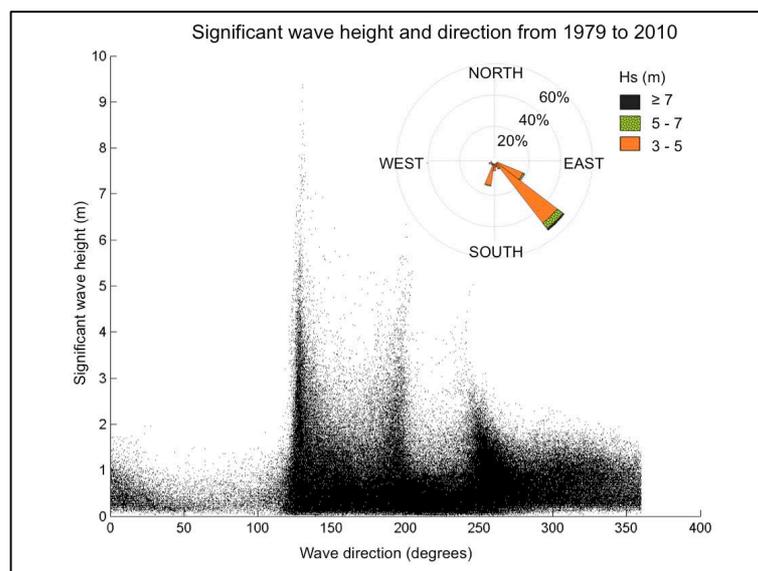


Figure 5.2 - Historical hourly significant wave heights and directions and wave rose at the model point "3753" from the ANEMOC program (reconstruction from 1979 to 2010). This wave rose excludes all waves with significant wave heights below 3 m.

1.2.2 River discharge and floods

The Grand Rhone River represents 90% of the total Rhone water discharge ([Provansal et al., 2012](#)) and is the main contributor of sediment to the Gulf of Lion. The river discharge has been registered hourly since 1920 at Beaucaire, 60 km upstream of the mouth and before the separation of the Grand and Petit Rhone ([Eaufrance, 2015](#)), and since 1998 in Arles, 47 km upstream of the mouth. These data were collected and treated to obtain a hydrograph that contains all daily discharges of the Grand Rhone from 1920 to 2013. The annual average flow is approximately $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, and the daily extremes vary between 126 to $10500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. The annual, decadal and centennial return discharge in Arles are, respectively 3900, 7800 and

10500 m³.s⁻¹. Major floods occur from October to January, with some unusual occurrences in September, and smaller floods with moderate discharges sometimes occur between February and June. The period of lowest discharges extends from July to September, with an average of 1100 m³.s⁻¹.

The floods can be separated into four major types (Pardé, 1925; Antonelli, 2002) related to the precipitation on the catchment area (Antonelli *et al.*, 2008). Significant flash floods (a few hours to a few days) occur regularly after heavy rains in the southern part of the catchment area: the Cevennes type is related to precipitation events over the Cevennes Mountains on the western side, and the Mediterranean type is due to precipitation events over the southern Alps on the eastern side. The other two types of floods (Oceanic and Generalized) correspond to longer flood durations (several days to weeks) and result from precipitation in the northern catchment area or over the entire catchment area or from snow melting. It must be noted that the air masses responsible for the Cevennes and Mediterranean events arrive from over the Mediterranean Sea, inducing strong onshore winds that generate storms with large wave heights. Consequently, the storms and the floods in these cases are due to the same meteorological phenomenon.

1.3 Sediment transport and budget

1.3.1 Sediment transport from the river to the mouth

Antonelli (2002) showed that Cevennes and Mediterranean flood types are the main source of sediment transport. The mean average Suspended Sediment Transport (SST) discharge reconstructed for the period 1967-2008 is estimated to be 6.7 Mt.yr⁻¹, with a large inter-annual variability (Eyrolle *et al.*, 2012), and floods between October and January are estimated to mobilize approximately 80% of the solid load. These authors defined a relationship between SST and discharge that is used here to determine the SPM concentrations and SST fluxes in the numerical model. This suspension flux corresponds mainly to silt and clay particles measured near the surface of the water column, but sand with a mean grain size of approximately 100 µm can represent up to 20% of the total suspension in the lowest part of the river (Antonelli, 2002). Bedload transport is poorly known in the Lower Rhone. By considering that the bedload transport is corresponding to 1-14% of the annual suspension of the Rhone River, Antonelli (2002) estimated a mean range from 0.1 to 1 Mt.yr⁻¹. Based on ADCP measurements and Van Rijn equation, Vassas *et al.* (2008) estimated a value of 0.012 kg.m⁻¹.s⁻¹ for a river discharge of approximately 2,100 m³.s⁻¹.

1.3.2 Longshore sediment transport

The wave climate and the shoreline orientation induce longshore sediment transport interpreted as littoral drift cell organization by geomorphological evidence. On the basis of shoreline changes, Sabatier & Suanez (2003) found that, the large scale coastal behaviour (decade and kilometres) on the west part of the Grand Rhone mouth display a net longshore drift directed, from the Piemanson beach to the mouth-lobe (Figure 5.1). In the eastern part, the transport is oriented to the north-east in the direction of the Gracieuse spit. Along the mouth-bar, the longshore drift remains poorly known and is thought to be directed to the east (Suanez & Bruzzi, 1999), but geomorphological evidence is lacking. Based on a 2D numerical model, Sabatier *et al.* (2009) suggested that the higher jet flow velocity at the mouth-bar reduces the incoming wave height

due to wave blocking processes. The longshore sediment transport from the mouth-bar to the beaches could be then reduced during floods.

1.3.3 Sediment budget of the mouth

Although [Sabatier *et al.* \(2006\)](#) found a decrease in sediment transport since the mid-19th century, floods were always the major carrier during this period, and the centennial flood in December 2003 carried $7.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ of sediments in a few days, shifting the mouth-bar 200 m offshore ([Maillet *et al.*, 2006](#)). In the long and medium term, the sediment budgets highlight 1) incision of the left bank of the river channel, 2) deposition on the opposite bank, 3) elongation of the mouth-spit to the east, 4) erosion of the mouth-bar area associated with offshore displacement, and finally 5) accumulation at the delta front ([Sabatier *et al.*, 2006](#)). The only data available at the scale of a flood event were obtained in association with the centennial flood of December 2003, where [Maillet *et al.* \(2006\)](#) and [Miralles *et al.* \(2006\)](#) noted that sedimentation occurred at the mouth, on the delta front and down to the shelf, whereas the mouth-bar was moved 200 m offshore because of the river influence.

1.4 Grain size pattern of the mouth

The grain size pattern is heterogeneous in this area ([IRS, 2001](#); [Maillet *et al.*, 2011](#)). The riverbed is mainly covered by sand (63-300 μm , to a depth of 5 m), except in the deeper channel where silt dominates (< 63 μm , below a depth of 5 m). The prodelta features medium sand in shallower areas (200-300 μm , to a depth of 2 m) and coarse sand on the mouth-bar (a depth of approximately 2 m) and its western levee. The beaches and delta front to a depth of 15 m are covered by fine sand (64-200 μm), whereas only silts are present below a depth of 30 m on the delta front ([Suanez & Provansal, 1996](#); [Maillet, 2005](#); [Maillet *et al.*, 2011](#)).

1.5 Morphology of the river mouth

[Maillet *et al.* \(2006\)](#) described the river channel, the mouth and the mouth-lobe morphology, but their bathymetric resolutions (20 m) did not allow observation of the bedform morphology. The river and mouth morphology are described here based on the use of unpublished data recorded in 2013 and 2014 (OSR, 2015) collected via high-resolution lidar and multibeam measurements (resolutions of 1-2.5 m in very shallow water, *i.e.* approximate depths of 2-3 m).

The Rhone River channel is asymmetric upstream of the mouth (Figure 5.1a and b). The western part is very shallow (from 1 to 3 m water depth) and has accumulated sediment for decades ([Maillet *et al.*, 2006](#); [Sabatier *et al.*, 2006, 2009](#)). In the central part, the river is deeper (2 to 4 m) and several dunes (10 m long and up to 0.2 m high) cover a sand bank (200 m long and 50 m wide) that gradually shifts downstream (approximately 60 m) during the autumn-winter seasons (Figure 5.1c ; [Sabatier & Kulling, 2015](#)). *A contrario*, the main flow channel on the eastern side is 10 to 12 m deep, and this area is very sensitive to floods. For example, [Maillet *et al.* \(2006\)](#) observed an incision of 6 m in this area after the centennial flood of December 2003.

The asymmetry of the channel is a consequence of the extension of a sandy mouth-spit from the West bank to the east. This long-term process considerably reduced the cross-section of fluvial discharge and

increased the current velocity on the eastern side (Maillet *et al.*, 2006; Sabatier *et al.*, 2009). At the outlet, the river channel exceeds 9 m deep and its aperture reaches 325 m (a third of the channel width directly upstream the mouth-spit). The bedform morphology (size and orientation) suggests a seaward current (Figure 5.1), but other dunes and ripples also exist along both sides of the outlet, indicating upstream transport, opposite to the river jet.

Outside of the spit, the depth of the main channel rises to 3-4 m deep (Figure 5.1a and b), and a visible 2.5 m deep mouth-bar is present on top of the mouth-lobe. This mouth-bar is connected to the coast by subaqueous 1 to 2 m deep levees (Figure 5.1a and b), and it evolves in a longshore breaking bar to the east but lacks such a feature on the western side. Directly below the mouth-bar, a steep slope of approximately 4% from 3 to 20-25 m deep represents the delta front with lobe morphology. Maillet *et al.* (2006) documented gullies and slumps on the eastern part of the front. Our high-resolution bathymetry revealed similar forms but only on the western part.

2. METHODS

2.1 Analysis of flood and storm succession

River discharge and wave time series (ANEMOC dataset, grid point 3753) are analysed to define the temporal succession of storms and floods characterizing the Grand Rhone River. The flood time series are based on hourly discharge registered at Arles since 1988 and at Beaucaire since 1920. A comparison between discharges from Arles and Beaucaire indicates that Grand Rhone discharge represents 88% of those the river at Beaucaire.

Storms and floods are defined according to thresholds. A “storm event” corresponds to a significant wave height of at least 3 m (Figure 5.2). This value is approximately the annual return value proposed by the CETMEF for a station located 21 km to the west (CETMEF, 2014). A “flood event” is defined as a daily river discharge exceeding the annual return flood of $3,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Finally, we define five possibilities for the succession of events: “only storm”, “storm then flood”, joint “storm and flood”, “flood then storm”, and “only flood” (Tableau 5.2).

2.2 Model

2.2.1 Delft3D description

We used the Delft3D numerical model (Lesser *et al.*, 2004) to compute the sediment transport directions and fluxes across the river mouth. This process-based model simulates river flow, waves and sediment transport. Two modules were particularly used in this study: the Delft3D-WAVE for the formation and propagation of waves and the Delft3D-FLOW, which simulates the wave-driven currents and the inherent sediment transport.

The Delft3D-WAVE module, derived from the SWAN model (Booij *et al.*, 1999), simulates random short-crested waves in coastal regions with shallow water and includes refraction, wave-wave interactions and dissipation processes. It is based on a Eulerian formulation of spectral balance of action and is driven by boundary conditions and local winds (Booij *et al.*, 1999; Dan *et al.*, 2011). The Delft3D-FLOW module uses a

finite difference grid and solves the unsteady shallow-water equations in two or three dimensions. It includes the horizontal momentum, continuity and transport equations and a turbulence closure model (Dan et al., 2011).

Tableau 5.2 - Temporal organization of flood and storm successions. The threshold of $3900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (annual return period) is used to define a flood, and a significant wave height threshold of approximately 3 m is used to define a storm.

Flood and storm succession	Number of events identified from 1979 to 2010	Occurrence rate (%)	Number of events occurring between October and January	Occurrence rate (%)
Storm then flood	55	20	33	19.4
Flood and storm	3	1.1	3	1.8
Flood then storm	3	1.1	3	1.8
Only flood	9	3.3	4	2.4
Only storm	205	74.5	127	74.7

An important point is that the suspended sediment is computed by taking into account the density effects, settling velocity, sediment exchange with the bed, vertical diffusion coefficient for sediment, suspended sediment correction vector and the bedload sediment with the transport components adjusted for bed-slope effects (van Rijn & Walstra, 2003; Lesser et al., 2004; Dan et al., 2011; WL | Delft Hydraulics, 2011). The direction of the bedload transport vector is determined by combining the directions due to near-bed current and wave propagation (van Rijn & Walstra, 2003). TST (Total Sediment Transport) is the sum of the BST (Bedload Sediment Transport) and the SST (Suspended Sediment Transport). Both are calculated with the Van Rijn formula (1993; 2000) that distinguishes bed-load and suspended load, corresponding to sediment transport below and above a reference height respectively. The reference height varied between 1-20% of the water depth and is calculated by the model according Van Rijn (WL | Delft Hydraulics, 2011).

Delft3D has been successfully applied in a wide range of river, estuarine, and coastal environments. Several hydrodynamic validations were performed, including tides, currents, waves and combined forces (van Rijn & Walstra, 2003; Lesser et al., 2004; Gerritsen et al., 2008). Applications to nearshore morphology and bathymetric evolution can be found in several papers (e.g., Ruggiero et al., 2009; Dan et al., 2011; Elias & Hansen, 2013), which have demonstrated the ability of Delft3D to produce accurate orders of magnitude for sediment transport.

2.2.2 Delft3D settings

2.2.2.1 Sediments

Delft3D simulations are performed using three sediment classes because the grain size varies from silt to coarse sand in the investigated area. The first class is “cohesive sediment”, corresponding to the clay and silt mainly influenced by flocculation process at the mouth. The two other classes are non-cohesive sediments: “fine sand” ($D_{50} = 0.125 \text{ mm}$) and “coarse sand” ($D_{50} = 0.300 \text{ mm}$). We use the physical default parameter settings proposed by Delft3D for each class, including the uniform sediment repartition.

2.2.2.2 Grid, bathymetry and boundary conditions

Unpublished multibeam and lidar measurements collected in 2013 and 2014 are used to create a morphology with a high level of precision. This bathymetry is applied to a grid with an horizontal resolution of about 25 m around the outlet, 50 m on the mouth-lobe and 200 m at the seaward boundary. There are 20 vertical layers with thickness changing from 2 to 5% of the water depth, from bottom to surface. Previous works, focusing on suspended sediment transport throughout the Gulf of Lion, have run models based on a coarser morphologic model and a grid from 240 m to 1 km (Periáñez, 2005; Ulses *et al.*, 2008; Dufois *et al.*, 2014).

The offshore open boundary is a water-level type, with Neumann boundaries prescribed on the eastern and western sides. The model is forced by waves (offshore limit), discharge (data from SORA) and river sediment concentration (obtained from a SPM-discharge relation defined by Eyrolle *et al.* (2012)).

2.2.2.3 Waves and flow scenarios

On the basis of river discharge and wave time series analysis (*cf.* 3.1), we run Delft3D in two ways. First, we apply different constant storm/flood conditions that combine different intensities of waves (H_s from 3 to 7 m) and river discharges (annual - Q1, decadal - Q10, and centennial flood - Q100) in order to investigate the general pattern of sediment transport at the mouth during moderate to exceptional events (*cf.* 3.2). Second, we investigate the influence of timing differences between peak storm ($H_s = 5$ m) and peak flood ($7800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) on the sediment transport distribution during a decadal event (*cf.* 3.3).

2.2.3 Delft3D accuracy

Some studies have applied a large range of flow and wave default parameters using Delft3D (e.g., Elias *et al.*, 2006; Van Leeuwen *et al.*, 2010; Elias & Hansen, 2013). As Elias *et al.* (2006) showed, the model is able to simulate the dominant features of flow and transport patterns in the complex area of an ebb tidal delta with the default settings. We choose the same default settings for our calculations. Although the Rhone is one of the most investigated Mediterranean deltas, few accurate in situ data are available for model calibration and validation for the mouth area. Consequently, we test the ability of Delft3D to simulate physical processes (waves and currents) by comparing the model outputs with waves, river currents and bathymetry measurements. The Delft3D results are first compared to the dataset by the use of graphs to visually control the accuracy of the numerical outputs. Then, we calculate the coefficient of correlation (R) to quantify if a linear regression exists between the measured and modelled values, the Root mean square error (Rms) to define the average difference between the observed and modelled values, and the Discrepancy ratio (Dr) to define over- or underestimation of the measurements by Delft3D (Van Rijn, 1984).

First, the Delft3D-WAVE module is compared to the measurements of significant wave heights (H_s), peak period (T_p) and direction (Dir) from MesuRho buoy (Cadiou *et al.*, 2010) and numerical outputs from ANEMOC (grid point “3782”; Figure 5.1 and 5.3). The test was performed for October 2010, the only period for which both datasets are available. Visually, the wave characteristic pattern outputs from Delft3D correctly match the data from MesuRho and ANEMOC (Figure 5.3a). The Delft3D and ANEMOC outputs are in agreement, with Rms values of 4.59, 6.05 and 3.66% for H_s , T_p and Dr, respectively (Tableau 5.3). The Dr coefficient evolves closer to 1 except for low waves at the end of the simulation, which do not matter because

we are investigating storm waves. Consequently, the Delft3D and ANEMOC database overestimates the significant wave heights (Rms = 58.9%) compared to the MesuRho buoy. The wave peak periods are underestimated for short waves and overestimated during the second storm compared to the MesuRho data (Rms = 31.4%). The wave directions are well represented (Rms = 23.2%). The characteristics of the modelled waves are a little bit overestimated but the time series and the shape of storms are consistent with the data.

Tableau 5.3 - Root mean square (Rms) coefficient calculated based on the MesuRho, ANEMOC and Delft3D data for wave characteristics and with ADCP measurements and Delft3D data for Depth Averaged Velocity (DAV). These coefficients are used to assess the simulation quality.

		Hs	Tp	Dir
Wave	MesuRho vs ANEMOC	58.85	31.42	23.23
	ANEMOC vs Delft3D	4.59	6.05	3.66
	MesuRho vs Delft3D	59.94	31.84	23.05
Flow (DAV)	ADCP vs Delft3D	0.73		

Second, we compare the Delft3D-FLOW module outputs to the ADCP field measurements in order to test the ability to simulate the depth-averaged velocity (Figure 5.3b). We used the measurements of [Vassas et al. \(2008\)](#) in the river channel (5 km upstream of the mouth), which were obtained for river discharges between 1440 and 3114 m³.s⁻¹. The Rms between the measured and calculated values is 32%, with an averaged underestimation (Dr) of approximately 0.73. In spite of several tests, we could not manage to significantly improve the accuracy of the model, except by using unrealistic parameters. Consequently, we continue to use the default parameters for the simulation of currents; thus, the velocity is underestimated by 30%.

Third, the bathymetric observations are compared to the numerical outputs. During the exceptional flood of 2003, [Maillet et al. \(2006\)](#) observed bathymetric changes and documented an offshore displacement of the mouth-bar. By running this event, the Delft3D simulations accurately describe the sediment transport direction at the mouth-bar, which is an area where the estuaries processes are quite complex due to the mixing of river flow, wave blocking mechanisms and potential wave breaking. Additionally, we compare the bathymetric patterns measured by multibeam (*cf.* 1.5) to the sediment transport simulation of Delft3D to evaluate the bedload transport direction ([Elias et al., 2006](#); [Barnard et al., 2013](#)). The shape of the dunes observed in the central part of the river (*cf.* 1.5) is in agreement with the numerical sediment transport (Figure 5.3c) as well as the other bedforms distributed along both sides of the outlet (along the mouth-spit and the frontal beach, Figure 5.3d).

With regard to the accuracy of the model, these settings produce consistent results, even if a quantitative approach is not yet possible. Because our study involves the modelling of only idealized cases, the convergence of the results within an order of magnitude could be considered as valid.

2.2.4 Data and numerical output analysis

To analyse the sediment transport pattern computed by Delft3D, the sediment transport is evaluated along transect lines. The locations of these transects (Figure 5.1) are geomorphologically representative of

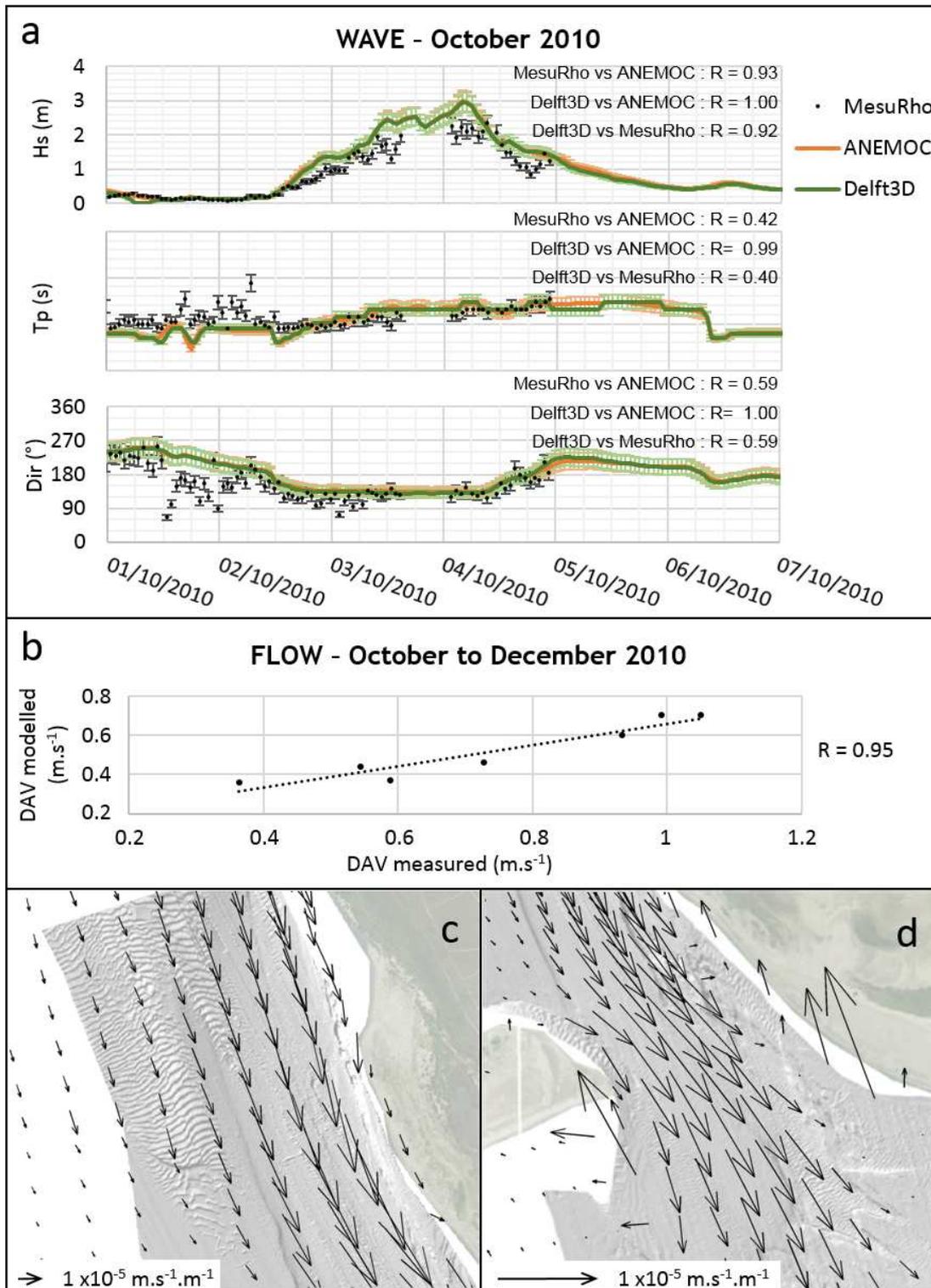


Figure 5.3 - a) Delft3D-WAVE module calibration for one event in October 2010. The Delft3D outputs are compared to MesuRho Buoy data and model outputs at the point "3752" from the ANEMOC program. 10% error bars are used to evaluate the good result correspondence between the models and observations. b) Depth Averaged Velocity (DAV) calculated with Delft3D-FLOW during events occurring from October to December 2006 compared to the ADCP measurements obtained in winter 2006 (Vassas et al., 2008). c) Bedload Delft3D outputs, obtained for decadal discharge ($7800 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) and a significant wave height of 1 m, to assess the qualitative correspondence with observed bedforms. d) Bedload Delft3D outputs, obtained for annual discharge ($7800 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) and a significant wave height of 5 m, to assess a qualitative correspondence with observed bedforms.

the outlet (“outlet” transect), the mouth-bar (“mouth-bar” transect) and the adjacent beaches to the west (“west” transect) and the east (“east” transect). In detail, the “west” and “east” transects are localized on the side of the mouth-bar and are representative of potential alongshore sediment transport between the adjacent beaches and the mouth-bar. Based on the numerical modelling, we devote particular attention to BST and TST induced by different temporal successions of flood and storm events and presented with depth-averaged outputs in this paper

3. RESULTS

3.1 Temporal organization of flood and storm events

We analyse 275 storm and flood events from 1979 to 2010 and categorise them into the five possible cases defined in Tableau 5.2. Approximately 70% of storms are from the SE. The Rhone River mouth mostly experienced “only storm” events (205 events, or 75%). On average, a storm lasts for 5 days (min=1 d; max=14 d). The “storm then flood” succession includes 55 cases and represents 20% of total. Typically, the storm and flood peaks are separated by 2 days (min=0 d; max=3 d), and these events occur mainly between October and January (64% of the events). Flash and extreme floods, such as Cevennes- and Mediterranean-type events, transport the largest amount of sediment (Eyrolle *et al.*, 2012) and are often linked to storms. Discharge and wave observations exhibit similar variations when the storms and floods are generated by the same meteorological event. In contrast, the “flood then storm” and “storm and flood” cases are not significant because they each occurred only 1% of the time. Additionally, the “only flood” scenario is relatively rare and represents 3% of the time, corresponding to 9 events lasting from 4 to 34 days.

To describe the role of wave and river flood intensities on the sediment transport at the mouth, we use this time series analysis to simulate the sediment transport first by modifying the marine and fluvial forces (*cf.* 3.2) and second by focusing on “storm then flood” cases (*cf.* 3.3). Although this scenario represents only 20% of the occurrences, these events are representative of extreme conditions in terms of both flow and waves. Furthermore, the most important flood events during recent decades have occurred as “storm then flood” or joint “storm and flood” scenarios (December 1982, October 1993, January 1997, and December 2003).

3.2 Modelling sediment transport with different flow and wave conditions

Annual, decadal and centennial flood discharges are compared with different wave conditions (H_s from 3 m to 7 m) to calculate the theoretical amount and direction of BST and TST (Figure 5.4). In accordance with the wave rose and time series analysis (Figure 5.2), the wave considered were only those from the SE sector associated to storm events ($H_s > 3$ m).

3.2.1 BST versus TST

The BST is obviously lower than the TST (Figure 5.4). It represents only 1% of TST at the outlet but increases to 18, 33 and 41% in the “east”, “west” and “mouth-bar” transects, respectively. Consequently, the numerical outputs indicate that the proportion of the BST in the TST considerably varies in the mouth area, suggesting the importance of the flow or the waves when this proportion is low or high, respectively.

3.2.2 Sediment transport versus forcing agents

The sediment transport generally increases with wave height. This relationship is well pronounced in the “mouth-bar” transect. In contrast, the transport at the “outlet” does not depend on the wave conditions. In some cases, the waves are strong enough to change the TST pattern in the vicinity of the mouth, inducing a landward transport in a restricted area of the mouth-bar (Figure 5.5). The increase in river discharge is usually associated with an increase in TST away from the river mouth, except for the “west” transect, where storm/flood interaction appears to be more complex and is described below.

3.2.3 Sediment transport along the transects

The BST and TST values change according to the transect location. The highest TST values are found in the “outlet” transect followed by the “mouth-bar” transect. In contrast, the BST is lowest in the “outlet” transect.

The “outlet” corresponds to sediment inputs from the river to the sea with a seaward sediment transport. In detail, an upstream sediment transport is modelled during a storm along the hook of the mouth-spit (Figure 5.3c) and along the opposite beach (Figure 5.3d). The BST remains at approximately $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, and the TST increases to $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, increasing with the river discharge by a factor 35 from annual to 100-year return period floods.

In the “mouth-bar” transect, the BST is always directed towards the outlet. It increases by a factor 4 as H_s increases from 3 to 7 m, up to a maximum of approximately $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 5.4 and Figure 5.6). The TST is always offshore when the river discharge is higher than the decadal flood (Figure 5.4 and Figure 5.5). Below this value (approximately $7,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), the TST is onshore and increases with H_s , except during moderate storms (<4-5 m).

The “west” and “east” transects illustrate the exchanges of sediment between the mouth and the adjacent beaches, *i.e.* the Piemanson and Napoleon beaches. In the “west” transect, BST is very low ($< 0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), regardless of the conditions, whereas the TST can increase up to $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and is only oriented westward. Both BST and TST values are positively related to H_s . The changes in river discharge do not significantly modify the intensity of the sediment transport, except for TST under extreme wave cases. In the “east” transect, the transport also increases with H_s . The BST never exceeds $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and is always oriented westward, whereas the TST varies between eastward (max $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and westward (max $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) orientations. The TST is eastward at wave heights of 3 m, although the TST value is close to $0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. At wave heights of 5 m, it can turn westwards. In this case, the solid discharge of the river will change the TST values, and only centennial floods are able to export sediment eastwards.

3.3 Modelling sediment transport during “storm then flood” conditions

To investigate the role of the temporal succession of storm and flood events on sediment transport, we model an idealized scenario based on historical observations. We consider a 10-year return period of flooding ($7800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and a wave height peaking at 5 m during 5 days. Because our analysis of the time series (*cf.* 3.1) indicates a shift between flood and storm peaks, the simulations are designed to match this sequence. First, the peak of the flood coincides with the peak of the storm, then a delay of one, two or three

days is introduced (Figure 5.7). When the storm and flood peaks are in phase, the simulation corresponds to the “storm and flood” case.

3.3.1 Sediment transport trends for different temporal organisations

The BST and TST distributions (Figure 5.7) are very similar to those obtained under the previous scenario (Figure 5.4) for all the transects. The only exception is the fact that eastward transport is more pronounced in the “west” transect. The maximum TST value is, however, reached when 3 days separate the two peaks. It is higher for the “mouth-bar” compared to the “outlet”, and the maximum TST for the “west” transect is 2 times higher than that of the “east” transect. The BST appears to be only wave-induced, except for the “outlet”.

3.3.2 Sediment transport along the transects

In the “outlet” transect, the BST and TST are always seaward and follow the shift in the flood. The shape of the sediment transport curves remains the same, regardless of the delay separating the peaks.

In the “mouth-bar” transect, the BST is always onshore and efficient only during the storm. In contrast, the TST shows a complex behaviour. During the “storm and flood” peak, the TST is offshore and in line with the forcing agents. Then, the maximum intensity of the offshore TST decreases with increasing delay in the flood peak, but it always stays in phase with the flood event (*i.e.*, there is always a first peak associated with the storm then a second peak associated with the flood). These results show the importance of the river flow on the sediment transport. We note that when the flood peak occurs 2 days after the storm, the TST is first onshore then offshore, illustrating the respective influence of waves and river discharge on the mouth-bar. However, the outputs show that the “onshore” currents are in fact wave-induced longshore transport, where the x-component is onshore and is presented in Figure 5.7.

In the “west” transect, the BST and TST vary only during the storm. The TST is always westward and follows the shape of the storm curve, whereas the BST oscillates from eastward to westward but remains close to zero and does not favour a particular direction. These trends are similar to those observed in the previous simulations along this side of the mouth (*cf.* 3.2).

In the “east” transect, the BST is always westward with no significant flood influence. The TST is eastward at the beginning of the simulations (peak storm and flood) then turns westward when the flood is delayed by approximately 1 day. In these cases, the river jet limits and counteracts the influence of the storm, which tends to introduce sediment from the east into the area. When the flood is delayed (more than 1 day), the TST reaches a maximum during the storm peak (in the westward direction) then progressively decreases. During this process, a small amount of material can be transported eastward (between 2-3 days after the “storm and flood” peak).

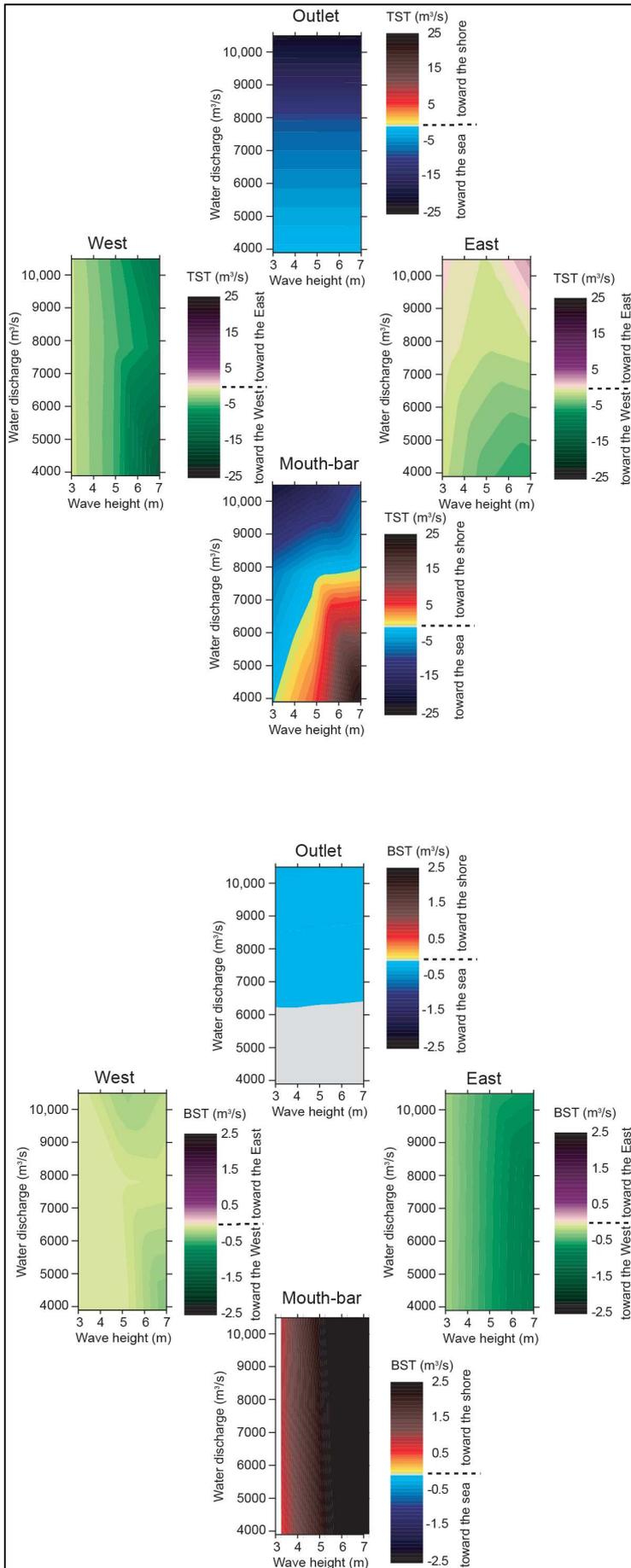


Figure 5.4 - Theoretical bedload and total transport simulated with Delft3D for different flow and wave conditions. The significant wave heights are indicated on the x-axis. For the “outlet” and “mouth-bar” transects, negative values indicate a sediment transport seaward. For the “West” and “East” transects, positive values indicate a sediment transport eastward. Each mark corresponds to a river discharge (i.e., Q1 for annual, Q10 for decadal and Q100 for centennial return periods). Each coloured surface corresponds to a wave direction.

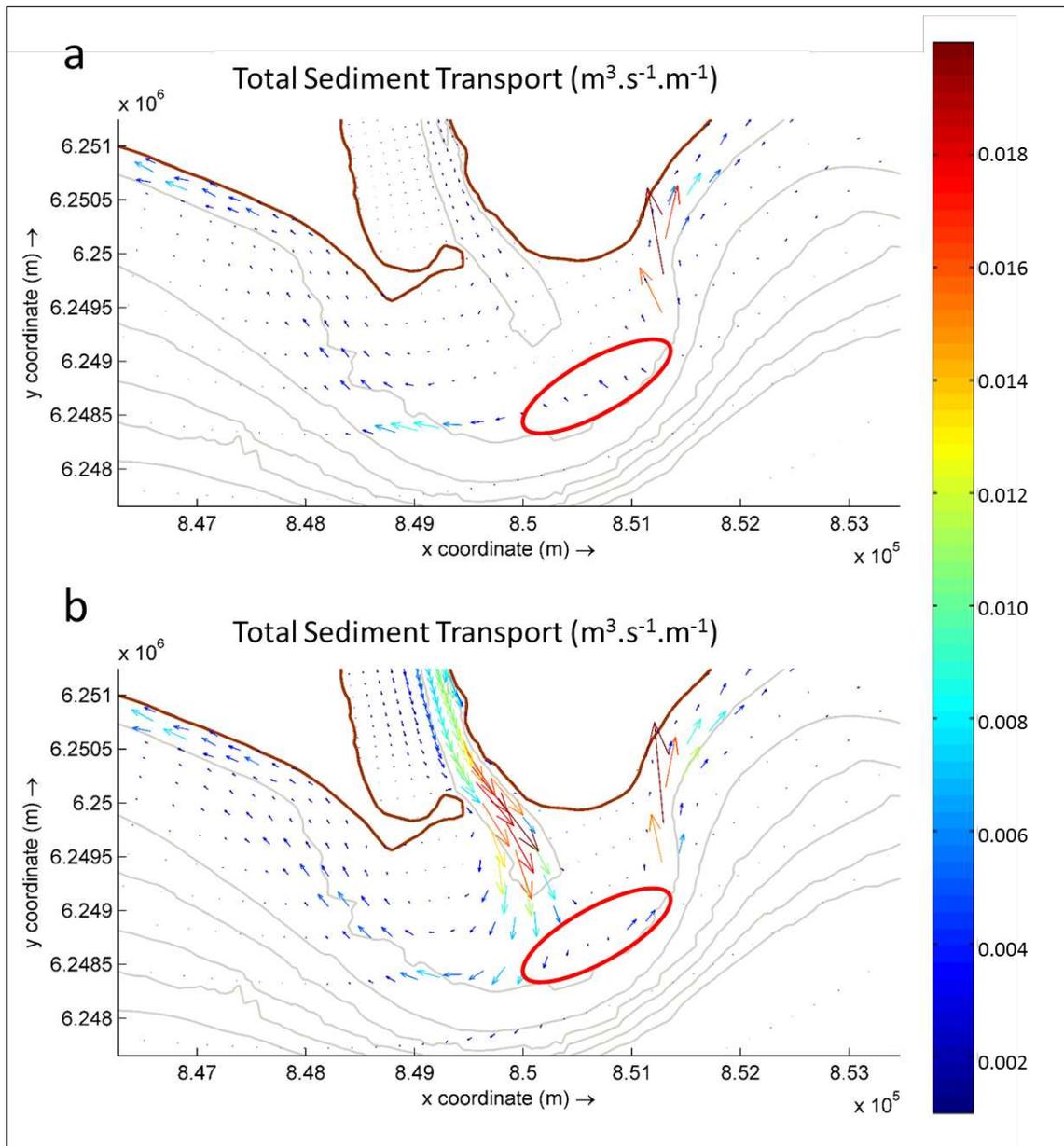


Figure 5.5 – Model outputs of the Total Sediment Transport (TST) obtained a) for an annual flood (Q1) and H_s of 5 m from the SE and b) for a decadal flood (Q10) and H_s of 5 m from the SE. The arrow length and colour represent the TST intensity.

4. DISCUSSION

4.1 Conceptual modelling

Previous works based on the hydrosedimentary processes of deltas focused on coastal shape and shorelines (Anthony, 2015). Here, we integrate the results of our bedform observations and modelled sediment transport in order to propose a conceptual model for TST and BST during an associated southeastern storm and flood in the Rhone mouth system (Figure 5.8). In Figure 5.8, black chevrons indicate the sediment transport direction deduced from the bedform morphology. Blue and red arrows indicate the flow and wave-induced sediment transport, respectively. Black and red dashed arrows represent the modelled

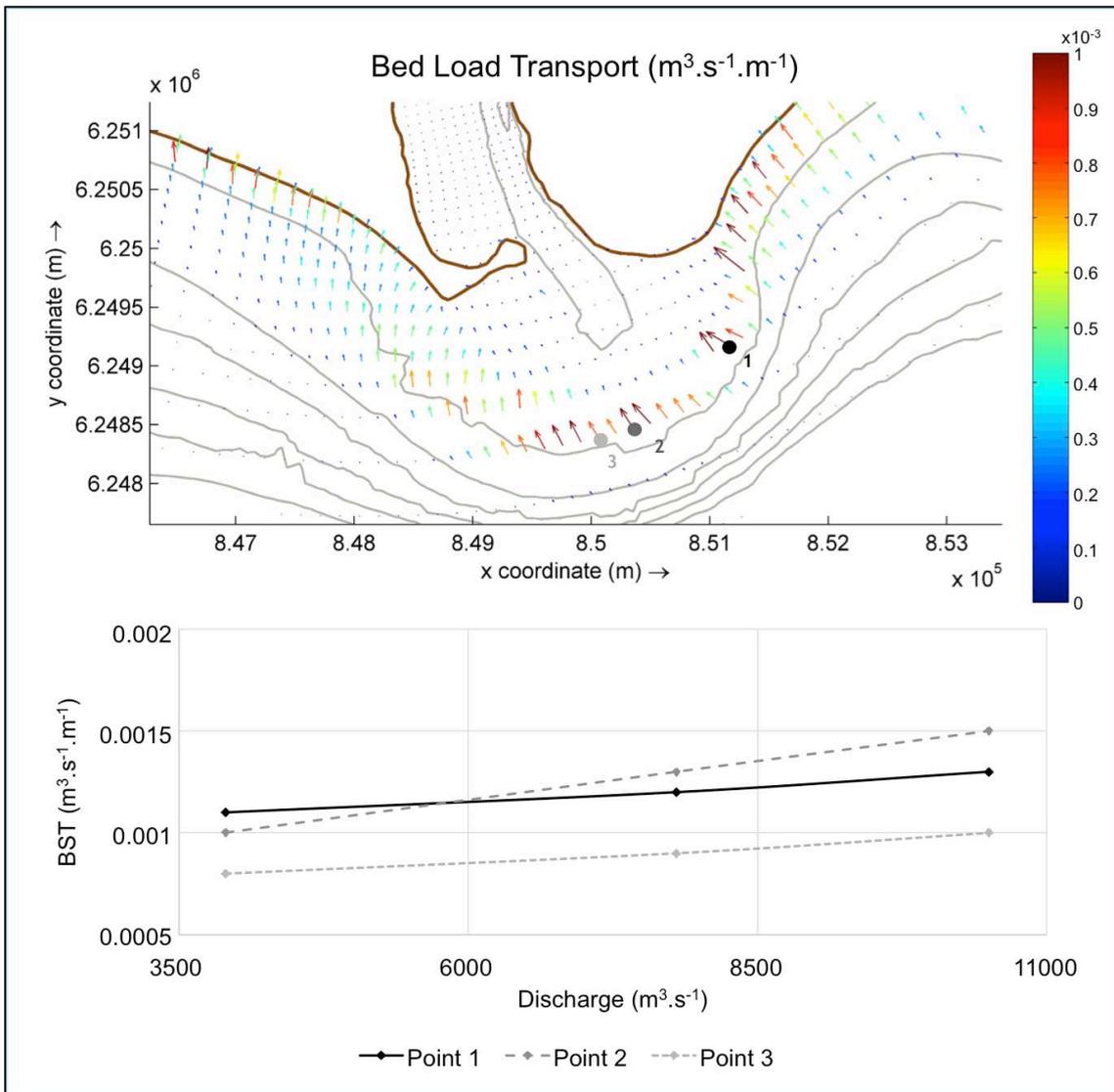


Figure 5.6 - a) Model outputs of the Bedload Sediment Transport (BST) obtained for an annual flood and 5 m wave height from the SE. The arrows length and colour represent the BST intensity. b) BST calculated for different discharges (annual, decadal and centennial floods).

temporary wave- and/or current-induced transport. Note that the arrows indicate the sediment transport direction, not the magnitude because the modelled sediment transport should be interpreted with caution.

The bedforms observed in the bathymetry data (Figure 5.1) are very similar to the sediment transport pattern obtained from the coupled flow and wave model (Figure 5.8). This confirms, at least qualitatively, the directions obtained for BST. Such good correspondence was also obtained by [Barnard *et al.* \(2013\)](#) and [Elias *et al.* \(2006\)](#) for the San Francisco Bay estuary and highlights the importance of bedforms observations.

An important feature of the river channel flow, relevant for sediment transport, is the concentration of the discharge in the narrow river jet in the deep channel. No bedforms are present in this part because only fine material can be deposited, whereas coarser material is found in the western part of the channel, a shallow area with slower currents ([Maillet *et al.*, 2011](#)).

Weak upward BST and TST are modelled on the left bank of the “outlet”, whereas the upward transport is only found for BST on the right bank under low flood conditions (around Q1). Sediment transport at the “outlet” is essentially offshore and the sediment migration into the river is thus wave-induced and mainly generated during storms. On contrary, the BST stays onshore on the “mouth-bar” even when the river jet is energetic enough to break the wave action. A part of the TST on the mouth-bar is pushed towards the mouth (black dotted arrow, Figure 5.8). During extreme storms, the river jet is shifted westward, sheltering the western part of the mouth-lobe. Suspended sediments are trapped by the combined actions of river flow and waves. The TST periodically shows a clockwise eddy pattern (black dotted arrow, Figure 5.8) that seems to mobilize sediment, brought by river or waves, towards the sandy mouth-spit. This sediment trapping process is in agreement with the observations of fishermen, who have noticed that sediment accumulations can extend over tens of metres offshore in this area after a storm. More generally, the river inputs are transported on both sides of the mouth (Figure 5.8), and only high discharges permit sediment to be exported below 20 m depth through the mouth-bar. Deposits above this depth can be re-suspended during subsequent storms and transported on the shelf (Marion *et al.*, 2010).

Sabatier & Suanez (2003) found that the large scale coastal transport is eastward, but this corresponds to an average over decades and kilometres. Our computation of a southeast event generates a westward transport, highlighting the event action on local transport organisation.

4.2 Implications for regional sediment transport patterns

The quantity of sediment delivered to the sea increases with the river flow, as expected. We note that incoming waves weakly reduce the river offshore transport, with a reduction of up to 15% in extreme events ($H_s > 3$ m and $Q > 7800$ m³.s⁻¹). This effect is directly related to the impact of currents on the wave field and to the wave blocking processes (Sabatier *et al.*, 2009; Dodet *et al.*, 2013). Indeed, marine conditions probably hamper the river discharge, increasing the water level in the channel, reducing the current and consequently the sediment transport.

Our outputs show that the mouth-bar is the location of a strong opposition between storm and flood influence. Although the BST is only onshore, the TST behaviour during “storm then flood” events reflects the importance of the storm intensity in relation to that of the flood in the hydrosedimentary dynamics. This strong interaction between these two forces has been underlined by Anthony (2015), who discusses a morphodynamic equilibrium regulated by the river discharges (liquid and solid) and wave action. Edmonds & Slingerland (2007) found that, without waves, the distance from the outlet to the mouth-bar is proportional to the river jet and inversely proportional to grain size, and studies conducted on sediment deposits at the mouth of the Ombrone (Pranzini, 2001), the Danube (Giosan, 2007; Dan *et al.*, 2009) and the Rhone (Sabatier *et al.*, 2009) suggest that mouth-bar formation is related to strong wave action, which induces deposition.

The retreat of the mouth-bar during the last decade has been evidenced by Sabatier *et al.*, 2006. Since our results reveal that the most frequent events are “only storm” events, this could explain why the lobe and consequently the mouth-bar are eroding and shifting towards the shore over a long period in a context of decreasing river sediment input. Maillet *et al.*, (2006) showed that the mouth-bar progressed seaward during the centennial flood event of December 2003 (“storm and flood” type), but the fact is that no significant floods

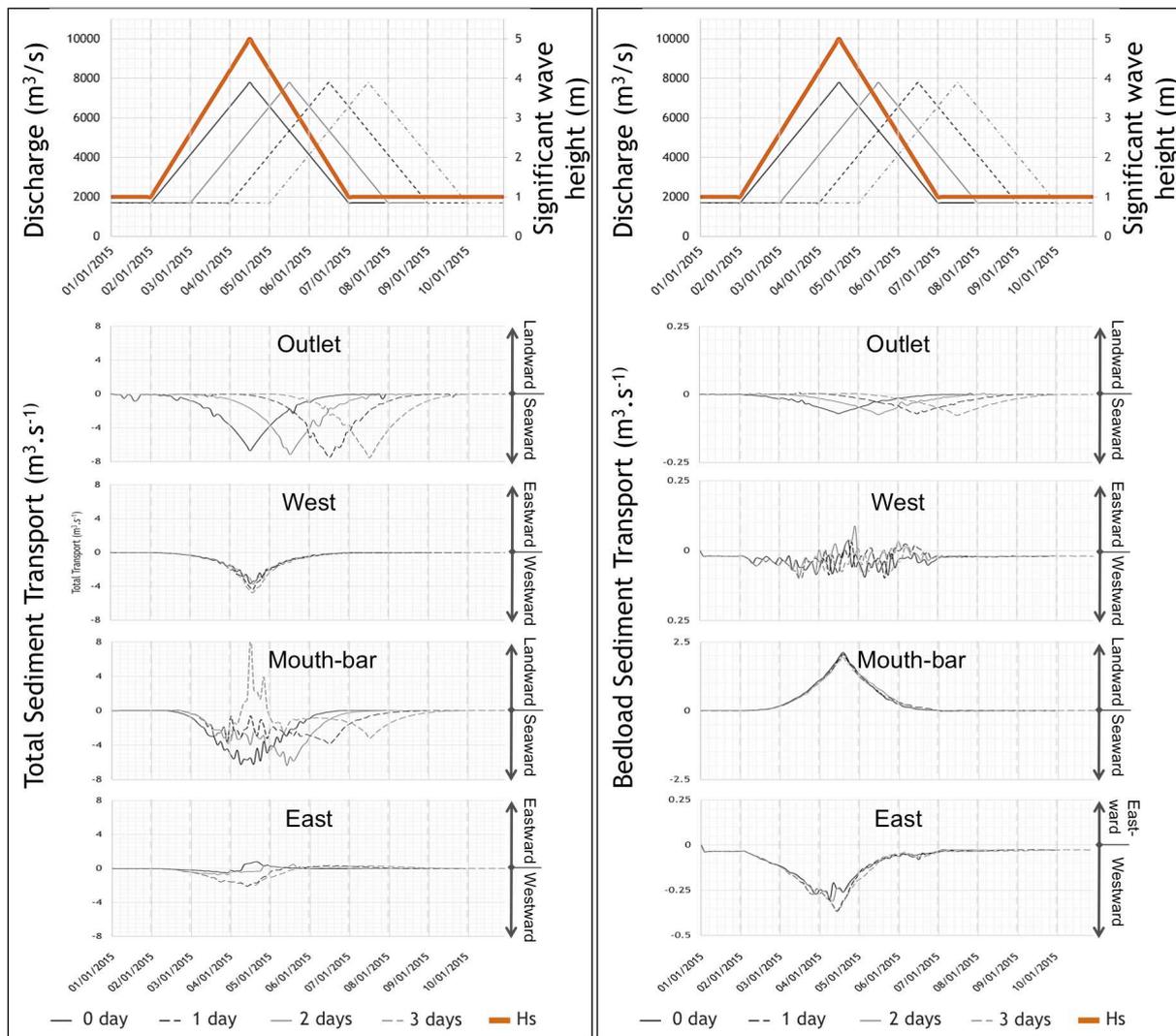


Figure 5.7 - Bedload and total sediment transport calculated for a decadal flood ($7800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and 5 m wave height. The flood and storm peaks are successively separated by 0, 1, 2 and 3 days. The results are presented for the transects “Outlet”, “West”, “Mouth-bar” and “East”.

have occurred since this date. This “ring effect” of opposing flow and wave forces induces a significant settling of suspended particles, which in turn controls the mouth-bar migration. This morphological equilibrium is thus particularly dependent on the event succession.

The slump area observed in the western part of the delta front (Figure 5.1) could result from the extension of the sandy spit that sheltered the most western part of the lobe. River sedimentary inputs in this area are low according to Maillet (2005), and our model shows that they are mainly directed to the beaches by the TST or accumulate on the south face of the sandy spit (Figure 5.8). These results suggest that the observed slumps are not related to flood or storm events, but may be due to downwelling flows and/or the general wave climate dominated by waves mainly from the SW sector.

Finally, the sediment transport on the neighbouring beaches of the mouth is mainly related to waves. The river inputs are either exported to the sea then re-mobilized by the waves or transported directly to the

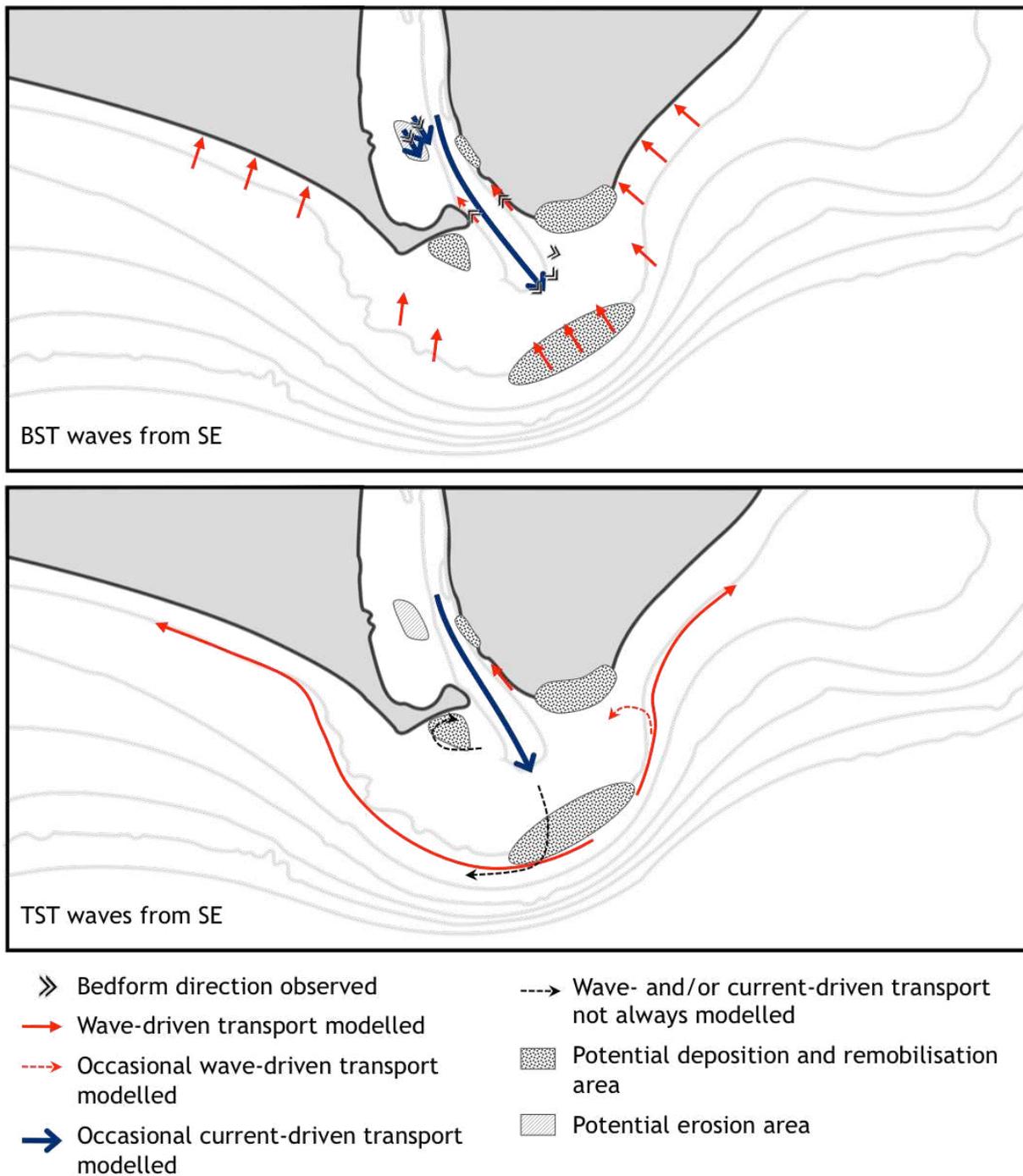


Figure 5.8 - Conceptual scheme summarizing the influences of river discharge and southeastern waves on the bedload and total sediment transport at the river mouth (BST and TST).

adjacent beaches via longshore sediment transport induced by the waves. The model outputs indicate that sand replenishment occurs preferentially during the first part of a “storm and flood” event, when the storm dominates, or for low floods (which are unable to interfere with the wave action). According to our results, all storms should be able to feed the beaches, but previous studies have documented beach retreat (Sabatier & Suanez, 2003) close to the mouth in relation to the medium-term decrease in the sediment budget and the

gradient of the longshore sediment transport. Such medium-term trend (Sabatier *et al.*, 2006, 2009) may be partly related to the stabilisation of the Rhone mouth by engineering practices. If the location of the river mouth changes in a delta, the transport of sediment by waves becomes more energetic because of the disappearance of the wave blocking processes, and it contributes to destroy the mouth-lobe and to increase the alongshore sediment transport.

This model provides the first overview of the role of floods and storms succession on sediment dynamics at the mouth of a river in a microtidal environment. The interactions of both forces are complex but are mainly related to their intensity and most importantly to their relative timing, a parameter that must be taken into account when modelling long-term delta evolution. Any changes on both flood and storm events should affect the sediment transport pattern in the future, but up to now there is no conclusive evidence of such possible changes, (duration and/or intensity) in the context of climatic changes for the Rhone catchment area (Nissen *et al.*, 2014; Provansal *et al.*, 2014; Diodato *et al.*, 2016).

CONCLUSIONS

This paper analyses the sediment transport at the Rhone mouth using the Delft3D numerical model in idealized cases. We demonstrate that the total sediment transport at the outlet is only influenced by the river flow, whereas the total sediment transport at the mouth-bar depends on an equilibrium between the influence of storms and floods and on the succession of these events. A period of 2 or 3 days separating the storm and flood peaks is sufficient to differentiate wave- and river flow-induced sediment transport. In the major cases, the storm peak occurs before the flood peak. Consequently, the adjacent beaches do not receive the recent river sediment input to the sea. Larger volumes of riverine sediments related to extreme floods (with decadal return periods or higher) are exported seaward through the mouth-bar in the direction of the shelf, regardless of the wave height. The ability of the river jet flow to reduce the capacity of waves to replenish sediment from the mouth-bar is demonstrated, especially during extreme floods. In other words, a time difference between the storm peak (first) and flood peak (second) and the river jet through the mouth-bar are not optimally conducive to feeding the adjacent beaches, even if the side of the mouth-bar experiences alongshore sediment transport. The sediment deposited in the mouth area by a flood is probably reworked by subsequent wave conditions. These situations will be investigated in the future by simulating the sediment transport under the influence of SW waves (storms without floods, representing 75% of the storm/flood events).

The difficulty associated with obtaining field data on this type of energetic environment does not allow us to quantitatively validate the outputs of our hydrodynamic modelling, but the model provides the first overview of the role of floods and storms succession on sediment dynamics at the mouth of a river in a microtidal environment. The interactions of both forces are complex and are mainly related to their intensity and most importantly to their relative timing. These results should contribute to the better understanding of the sedimentary connection between river and coastal changes in deltaic systems in order to improve the management of deltas.

Acknowledgements: This work was funded by the Rhone Sediment Observatory program (OSR, Observatoire des Sédiments du Rhone). L. Boudet benefited from a PhD grant from the French Minister of Research and Education. Michel Coquet and Claire Noel from SEMANTIC TS company are acknowledged for bathymetric measurements. We thank I. Pairaud, who provided data from the Mesurho Buoy, which were used to validate our model; S. Meule, who conducted the ADCP cruises with us; the Service informatique from OSU Pytheas and B. Kulling who realised the bathymetrics maps.

References

- Anthony, E. J. (2015) Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* 361, 53–78. doi:10.1016/j.margeo.2014.12.004
- Anthony, E. J. (2014) Coastal Environments and Global Change - Deltas. (G. Masselink & R. Gehrels, eds.), pp 299–337.
- Anthony, E. J. & Blivi, A. B. (1999) Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Mar. Geol.* 158(1-4), 161–176. doi:10.1016/S0025-3227(98)00170-4
- Antonelli, C. (2002) Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval. Université Aix-Marseille I.
- Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M. & Sabatier, F. (2008) Suspended sediment and ¹³⁷Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology* 95(3-4), 350–360. doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.007
- Barnard, P. L., Erikson, L. H., Elias, E. P. L. & Dartnell, P. (2013) Sediment transport patterns in the San Francisco Bay Coastal System from cross-validation of bedform asymmetry and modeled residual flux. *Mar. Geol.* 345, 72–95. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.011
- Berger, J.-F., Favory, F., Muxart, T., Tourneux, F.-P. & Leeuw, S. E. Van Der. (2003) Comment identifier, analyser et évaluer les dynamiques d'interactions entre les sociétés et leurs environnements ? Dans: *Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement.* (C. Lévêque & S. E. Van der Leeuw, Eds.), Elsevier. Paris: Elsevier.
- Booij, N., Ris, R. C. & Holthuijsen, L. H. (1999) A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.* 104(C4), 7649. doi:10.1029/98JC02622
- Bourman, R. P., Murray-Wallace, C. V., Belperio, A. P. & Harvey, N. (2000) Rapid coastal geomorphic change in the River Murray Estuary of Australia. *Mar. Geol.* 170(1-2), 141–168. doi:10.1016/S0025-3227(00)00071-2
- Boyd, R., Dalrymple, R. & Zaitlin, B. A. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* 80, 139–150. doi:10.1016/0037-0738(92)90037-R
- Bravard, J.-P., Clemens, A., Alzate, L., Bezina, P., Bethemont, J., Caillot, Y., Castaing, P., et al. (2008) *Le Rhône en 100 questions.* (Graie, Ed.). Lyon, France.
- Bruzzi, C. (1998) Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du Delta du Rhône. Université de Provence (Aix-Marseille I).

- Cadiou, F., Répécaud, M., Arnaud, M., Rabouille, C., Raimbaud, P., Radakovitch, O., Meulé, S., et al. (2010) Mesurho-A high frequency oceanographic buoy at the Rhone river mouth. 39th CIESM Congr. Italy, Vol. 23.
- Callède, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., Yan, L. & Oliveira, E. De. (2004) Evolution du débit de l' Amazone à Óbidos de 1903 à 1999. *Hydrol. Sci. J.* 49(November 2015), 85–96. doi:10.1623/hysj.49.1.85.53992
- Callède, J., Ronchail, J., Guyot, J. L. & Oliveira, E. de. (2008) Deboisement Amazonien: Son influence sur le debit de l'Amazone à Óbidos (Bresil). *Rev. Sci. Eau Rev. des Sci. l'Eau* 21(1), 59–72. doi:10.7202/017931ar
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L. & Trincardi, F. (2003) The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.* 193(1-2), 61–91. doi:10.1016/S0025-3227(02)00614-X
- CETMEF. (2011) ANEMOC - Atlas Numérique d'Etats de mer Océanique et Côtier. Retrieved from <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>
- CETMEF. (2014) CANDHIS - Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ - Détail de la campagne 01301 - Camargue. Retrieved from <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/campagne/?idcampagne=eccbc87e4b5ce2fe28308fd9f2a7baf3>
- Cooper, J. A. G. (1993) Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa. *Mar. Geol.* 112(1-4), 237–256. doi:10.1016/0025-3227(93)90171-Q
- Dan, S., Stive, M. J. F., Walstra, D.-J. R. & Panin, N. (2009) Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta. *Mar. Geol.* 262(1-4), 39–49. doi:10.1016/j.margeo.2009.03.003
- Dan, S., Walstra, D.-J. R., Stive, M. J. F. & Panin, N. (2011) Processes controlling the development of a river mouth spit. *Mar. Geol.* 280(1-4), 116–129. doi:10.1016/j.margeo.2010.12.005
- Diodato, N., Bellocchi, G., Romano, N. & Guadagno, F. M. (2016) Modelling the Rainfall Erosivity of the Rhone Region (Southeastern France) Associated with Climate Variability and Storminess 1. doi:10.1155/2016/7626505
- Dodet, G. (2013) Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet : the Albufeira Lagoon. Université de La Rochelle.
- Dodet, G., Bertin, X., Bruneau, N., Fortunato, A. B., Nahon, A. & Roland, A. (2013) Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118(October 2012), 1587–1605. doi:10.1002/jgrc.20146
- Drexler, T. M. & Nittrouer, C. A. (2008) Stratigraphic signatures due to flood deposition near the Rhone River: Gulf of Lions, northwest Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 28, 1877–1894. doi:10.1016/j.csr.2007.11.012
- Dufois, F., Verney, R., Hir, P. Le, Dumas, F. & Charmasson, S. (2014) Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 72, 57–72. doi:10.1016/j.csr.2013.11.004
- Eaufrance. (2015) La Banque Hydro. Retrieved from <http://hydro.eaufrance.fr>
-

- Edmonds, D. A. & Slingerland, R. L. (2007) Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112(2), 1–14. doi:10.1029/2006JF000574
- Elias, E. P. L., Cleveringa, J., Buijsman, M. C., Roelvink, J. A. & Stive, M. J. F. (2006) Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coast. Eng.* 53(5-6), 505–529. doi:10.1016/j.coastaleng.2005.11.006
- Elias, E. P. L. & Hansen, J. E. (2013) Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (San Francisco Bay, CA). *Mar. Geol.* 345, 207–220. doi:10.1016/j.margeo.2012.07.003
- Eyrolle, F., Radakovitch, O., Raimbault, P., Charmasson, S., Antonelli, C., Ferrand, E., Aubert, D., et al. (2012) Consequences of hydrological events on the delivery of suspended sediment and associated radionuclides from the Rhône River to the Mediterranean Sea. *J. Soils Sediments* 12(9), 1479–1495. doi:10.1007/s11368-012-0575-0
- Frihy, O. E. & Dewidar, K. M. (2003) Patterns of erosion/sedimentation, heavy mineral concentration and grain size to interpret boundaries of littoral sub-cells of the Nile Delta, Egypt. *Mar. Geol.* 199(1-2), 27–43. doi:10.1016/S0025-3227(03)00145-2
- Garel, E., Sousa, C., Ferreira, Ó. & Morales, J. A. (2014) Decadal morphological response of an ebb-tidal delta and down-drift beach to artificial breaching and inlet stabilisation. *Geomorphology* 216, 13–25. doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.031
- Gerritsen, H., Goede, E. D. De, Platzek, F. W., Kester, J. A. T. M. Van, Genseberger, M. & Uittenbogaard, R. E. (2008) Validation Document Delft3D-FLOW - A software system for 3D flow simulations.
- Giosan, L. (2007) Morphodynamic feedbacks on deltaic coasts: Lessons from the wave-dominated Danube delta. *Coast. Sediments*, 1–14. doi:10.1061/40926(239)63
- IRS. (2001) Modifications de la nature du fond et de la turbidité / SRM MO Préambule 1–8.
- Jeftic, L., Keckes, S. & Pernetta, J. C. (1996) Climate change and the Mediterranean: environmental and societal impacts of climatic change and sea level rise in the Mediterranean region. Volume 2. London, UK.
- Jonge, J. de. (2005) Modelling the influence of vegetation on the morphodynamics of the river Allier. TU Delft, The Netherlands.
- Leeuw, S. E. van der, Audouze, F., Berger, J. F., Durand-Dastès, F., Favory, F., Fiches, J. L., Gazenbeek, M., et al. (2005) Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period. *Comptes Rendus - Geosci.* 337(1-2), 9–27. doi:10.1016/j.crte.2004.10.018
- Leeuwen, B. van, Augustijn, D. C. M., Wesenbeeck, B. K. van, Hulscher, S. J. M. H. & Vries, M. B. de. (2010) Modeling the influence of a young mussel bed on fine sediment dynamics on an intertidal flat in the Wadden Sea. *Ecol. Eng.* 36(2), 145–153. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.01.002
- Lesser, G. R., Roelvink, J. A., Kester, J. A. T. M. van & Stelling, G. S. (2004) Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coast. Eng.* 51(8-9), 883–915. doi:10.1016/j.coastaleng.2004.07.014

- Liquete, C., Arnau, P., Canals, M. & Colas, S. (2005) Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Mar. Geol.* 222-223(1-4), 471–495. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.033
- Liu, J. P., Milliman, J. D., Gao, S. & Cheng, P. (2004) Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar. Geol.* 209(1-4), 45–67. doi:10.1016/j.margeo.2004.06.009
- Maillet, G. M. (2005) Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône. Université de Provence, Aix-Marseille 1.
- Maillet, G. M., Poizot, E., Sabatier, F., Vella, C. & Mear, Y. (2011) Pattern of Sediment Transport in a Microtidal River Mouth Using Geostatistical Sediment-Trend Analysis. *J. Sediment. Res.* 81(2), 138–152. doi:10.2110/jsr.2011.8
- Maillet, G. M., Vella, C., Berné, S., Friend, P. L., Amos, C. L., Fleury, T. J. & Normand, A. (2006) Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France) 234(December 2003), 159–177. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.025
- Marion, C., Dufois, F., Arnaud, M. & Vella, C. (2010) Archimer during winter events (Gulf of Lions, Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 30(9), 1095–1107.
- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N. & Sondag, F. (2009) Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79(3), 257–264. doi:10.1016/j.catena.2009.05.011
- Miralles, J., Arnaud, M., Radakovitch, O., Marion, C. & Cagnat, X. (2006) Radionuclide deposition in the Rhône River Prodelta (NW Mediterranean sea) in response to the December 2003 extreme flood. *Mar. Geol.* 234(1-4), 179–189. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.004
- Miselis, J. L., Buster, N. A. & Kindinger, J. L. (2014) Refining the link between the Holocene development of the Mississippi River Delta and the geologic evolution of Cat Island, MS: implications for delta-associated barrier islands. *Mar. Geol.* 355, 274–290. doi:10.1016/j.margeo.2014.05.021
- Nissen, K. M., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G. & Ulbrich, U. (2014) Mediterranean cyclones and windstorms in a changing climate. *Reg. Environ. Chang.* 14(5), 1873–1890. doi:10.1007/s10113-012-0400-8
- Ollivier, P., Hamelin, B. & Radakovitch, O. (2010) Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochim. Cosmochim. Acta* 74(3), 907–927. doi:10.1016/j.gca.2009.10.037
- Pacheco, A., Williams, J. J., Ferreira, Ó., Garel, E. & Reynolds, S. (2011) Applicability of sediment transport models to evaluate medium term evolution of tidal inlet systems. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 95(1), 119–134. doi:10.1016/j.ecss.2011.08.027
- Pardé, M. (1925) Le régime du Rhône. *Géographie Alp.* 13(3), 459–547.
- Periáñez, R. (2005) Modelling the transport of suspended particulate matter by the Rhone River plume (France). Implications for pollutant dispersion. *Environ. Pollut.* 133(2), 351–64. doi:10.1016/j.envpol.2004.05.021
- Pont, D., Simonnet, J.-P. & Walter, A. V. (2002) Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 54(1), 1–18. doi:10.1006/ecss.2001.0829
-

- Pranzini, E. (2001) Updrift river mouth migration on cusped deltas: Two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* 38(1-2), 125–132. doi:10.1016/S0169-555X(00)00076-3
- Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E. J., Raccasi, G. & Robresco, S. (2014) The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: Hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology* 219, 27–41. doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.033
- Provansal, M., Radakovitch, O., Sabatier, F., Antonelli, C., Bauchet, P., Clemens, A., Garnier, L., et al. (2012) Le Rhône aval en 21 questions. (Graie, Ed.). Lyon, France.
- Rijn, L. C. van. (1993) Transport of fine sands by currents and waves. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Eng.* 119(2), P. 123–143.
- Rijn, L. C. van. (2000) General view on sand transport by currents and waves - Report Z2899.20-Z2099.30-Z2824.30. Delft, the Netherlands : WL | Delft Hydraulics.
- Rijn, L. C. van. (1984) Sediment transport Part I Bed load transport. *J. Eng. Mech.* doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431)
- Rijn, L. C. van & Walstra, D. J. R. (2003) Modelling of Sand Transport in Delft3D-Online. Delft, the Netherlands : WL|delft hydraulics.
- Ruggiero, P., Walstra, D. J. R., Gelfenbaum, G. & Ormond, M. van. (2009) Seasonal-scale nearshore morphological evolution: Field observations and numerical modeling. *Coast. Eng.* 56(11-12), 1153–1172. doi:10.1016/j.coastaleng.2009.08.003
- Sabatier, F. & Kulling, B. (2015) Caractérisation et dynamique de la charge de fond à l'embouchure du Grand Rhône - Rapport d'activité OSR.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T. J., Suanez, S. & Vella, C. (2006) Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Mar. Geol.* 234(1-4), 143–157. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.022
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A. & Suanez, S. (2009) Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology* 107(1-2), 79–89. doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.026
- Sabatier, F. & Suanez, S. (2003) Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century / Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin du XIXe siècle. *Géomorphologie* 9(4), 283–300.
- Simeoni, U. & Corbau, C. (2009) A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology* 107(1-2), 64–71. doi:10.1016/j.geomorph.2008.11.004
- Suanez, S. (1997) Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Aix-Marseille I.
- Suanez, S. & Bruzzi, C. (1999) Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta. *J. Coast. Conserv.* 5(1), 1–12. doi:10.1007/BF02802734
- Suanez, S. & Provansal, M. (1996) Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the rhone delta. *Quat. Sci. Rev.* 15(8-9), 811–818. doi:10.1016/S0277-3791(96)00067-4

- Suarez, S. & Provansal, M. (1998) Large Scale Evolution of the littoral of the Rhone Delta (Southeast France). *J. Coast. Res.* 14(2), 494–501.
- Tiberi-Wadier, A.-L., Laugel, A. & Benoit, M. (2014) Construction of the numerical wave databases ANEMOC-2 on the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean through hindcast simulations over the period 1979-2010 2008(June), 11–13.
- Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X. & Palanques, A. (2008) Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Cont. Shelf Res.* 28(15), 2048–2070. doi:10.1016/j.csr.2008.01.015
- Unverricht, D., Szczuciński, W., Stattegger, K., Jagodziński, R., Le, X. T. & Kwong, L. L. W. (2013) Modern sedimentation and morphology of the subaqueous Mekong Delta, Southern Vietnam. *Glob. Planet. Change* 110, 223–235. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.12.009
- Vassas, C., Sabatier, F. & Vella, C. (2008) Résultats préliminaires sur le taux de transport à l'embouchure du grand Rhône (se de la France). *La Houille Blanche* (04), 35–40. Retrieved from <http://www.shf-lhb.org/articles/lhb/abs/2008/04/lhb2008040/lhb2008040.html>
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. & Bourcier, M. (2005) Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Mar. Geol.* 222-223, 235–265. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.028
- WL | Delft Hydraulics. (2011) *Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - User Manual*. Delft, the Netherlands : WL|delft hydraulics.

5.2.3 Complément de l'article

Le format fixé par la revue *Estuarine Coastal & Shelf Science* ne nous a pas permis d'y développer l'évolution temporelle du transport au cours de l'événement ni de traiter de cas réel. Ces points sont présentés et discutés ci-dessous.

5.2.3.1 Organisation temporelle du TST et du BST

Le transport sédimentaire (TST et BST) pour le scénario « tempête et crue » (0 jour) et « tempête puis crue » (1 à 4 jours) à l'embouchure du Grand Rhône est présenté dans les Figure 5.9 et Figure 5.10. Ces figures sont complétées par la Figure 5.11, dans laquelle le transport cumulé est reporté pour les quatre transects (« Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ») en fonction de la durée qui sépare les pics de tempête et de crue.

Les quatre premières colonnes d'illustrations des Figure 5.9 et Figure 5.10 présentent le TST et le BST modélisés au cours de la montée de la tempête (1^{ère} colonne), au maximum de la tempête et/ou de la crue (2^e et/ou 3^e colonnes), pendant la décrue (4^e colonne) et le transport cumulé tout au long de l'événement (5^e colonne). Les résultats permettent d'identifier les périodes de l'événement au cours desquelles la dynamique sédimentaire est plutôt contrôlée par la tempête et/ou la crue. Dans le scénario « tempête puis crue », les vagues produisent l'essentiel du TST (1^{ère} colonne) jusqu'à ce que le fleuve devienne suffisamment puissant pour générer un transport au moins aussi important que celui visible sur la barre d'embouchure (2^e et 3^e colonnes ; Figure 5.9). Lorsque les pics ont lieu simultanément (scénario « tempête et crue »), le TST est maximal dans le chenal et sur la barre d'embouchure à l'apogée des pics (2^e colonne). Le BST induit par les vagues est dominant, quelle que soit l'étape regardée, sauf dans le chenal où il n'est soumis qu'à la dynamique fluviale (Figure 5.10).

Le décalage des pics dans le temps agit sur la déviation du jet du fleuve (4^e et 5^e colonnes ; Figure 5.9). Le TST concentré dans le fleuve atteint la barre d'embouchure au S du lobe deltaïque alors qu'avec un décalage des pics de 2 jours ou plus, il l'atteint au SE. Le décalage des pics joue également sur la redistribution des sédiments vers les plages ou leur libération en mer. Côté Ouest, le TST apporté par le fleuve (par le transect « Outlet ») et le volume de sédiments qui traversent le transect « West » en direction de la plage Piémanson présentent la même augmentation très modérée à partir de 2 jours de décalage entre les pics (Figure 5.11). Un effet de la tempête est donc de « rabattre » les sédiments vers l'ouest pour des décalages de 0 à 2 jours.

Plus le décalage des pics est important, plus la quantité de sédiments qui dépassent la barre d'embouchure (transitant par le transect « Mouth-bar », Figure 5.11) et le TST initié sur la levée subaquatique Est en direction de la plage Napoléon (par le transect « East ») décroissent (Figure 5.9). Cette variation est très importante sur la barre puisqu'avec un écart de 3 jours entre les pics, le TST qui traverse le transect « Mouth-bar » vers le sud diminue de moitié (Figure 5.11). Il existerait donc un lien entre le volume de sédiments qui franchit la barre d'embouchure et celui qui migre en direction de la plage Napoléon. Si la crue arrive trop tard, son apport est moins bien redistribué dans l'espace et reste confiné sur le dos de la barre d'embouchure.

Contrairement au TST, le BST cumulé ne semble pas affecté par l'organisation temporelle tempête-crue (Figure 5.10). Il marque une légère diminution au niveau du transect « Mouth-bar » et une faible augmentation pour le transect « West », au-delà de 2 jours de décalage entre les pics (Figure 5.11), mais ces variations sont minimales face à la quantité de sédiments mobilisés.

5.2.3.2 Cas extrême

Sans surprise, ce sont ces événements qui génèrent le plus de transport (Figure 5.12). Une tempête avec $H_s = 7$ m présente la même distribution spatiale du TST et du BST qu'une de 5 m, mais en plus intense. Les changements les plus importants viennent des apports fluviaux. Lors d'une crue centennale, le fleuve transporte une forte quantité de sédiments et le jet très puissant semble pouvoir traverser la barrière de vagues. Lors d'une tempête avec $H_s = 7$ m, une plus grande quantité de sédiment est redirigée vers les plages et les transports longitudinaux sont plus intenses. Ces mêmes vagues génèrent un second transport longitudinal le long de la plage Napoléon, plus profond et dirigé vers l'ouest, influencé par le lobe fossile de Pégoulie. Quand la force de la houle est suffisante, le BST généré par le fleuve s'étend plus loin vers l'ouest.

5.3 CAS REEL (TEMPETE ET CRUE DE DECEMBRE 2003)

La crue de décembre 2003 est la plus importante qui ait été enregistrée sur le Rhône depuis 1920. Elle a eu par ailleurs des conséquences sociales importantes car elle a entraîné la rupture d'une digue en amont d'Arles et l'inondation d'une partie de la ville. L'évaluation précise des débits a été largement discutée entre plusieurs organismes, et un consensus a été obtenu pour évaluer le débit maximal à $10\,523\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. En mer, les vagues ont atteint une H_s de 6 m en provenance du SE, et le maximum de la tempête (Figure 5.13) est arrivé exactement au moment du pic de crue.

Le transport (TST et BST) cumulé sur l'ensemble de l'événement (Figure 5.14) présente la même organisation spatiale que le cas d'école « tempête et crue » des Figure 5.9 et Figure 5.10, avec bien sûr une intensité de transport plus importante. L'événement se déroule du 1^{er} au 8 décembre 2003 avec une montée de crue qui débute avant celle de la tempête (Figure 5.13). Au cours de cette première phase (1 au 3/12 ; Figure 5.15), le TST est logiquement semblable à ce qui a été obtenu dans le scénario « crue seule ». Le débit s'élève à $7\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ avec une houle de 2 m environ, et un léger effet des vagues est visible via un transport sédimentaire orienté vers le secteur SSE à proximité de la barre d'embouchure (Figure 5.15).

Au maximum de la tempête et de la crue (4 décembre 2003), le TST est maximal dans le chenal. Le jet du fleuve devient visiblement dévié vers l'ouest (Figure 5.15), alimentant le courant longitudinal le long de la plage Piémanson. Ces apports contribuent au panache du Rhône, réputé pour son emprise sur Golfe du Lion (Many *et al.*, 2016). Le TST qui lie la zone frontale à la plage Napoléon indique que les vagues sont suffisamment puissantes pour induire un transport de la barre d'embouchure vers la barre d'avant cote, sans apport massif du Rhône comparativement à l'autre rive au TST modélisé vers Piémanson. Les zones d'accumulations décrites dans le Chapitre 4, rappelées sur la Figure 5.9 (zones 1 et 2), sont très marquées au pic de l'événement.

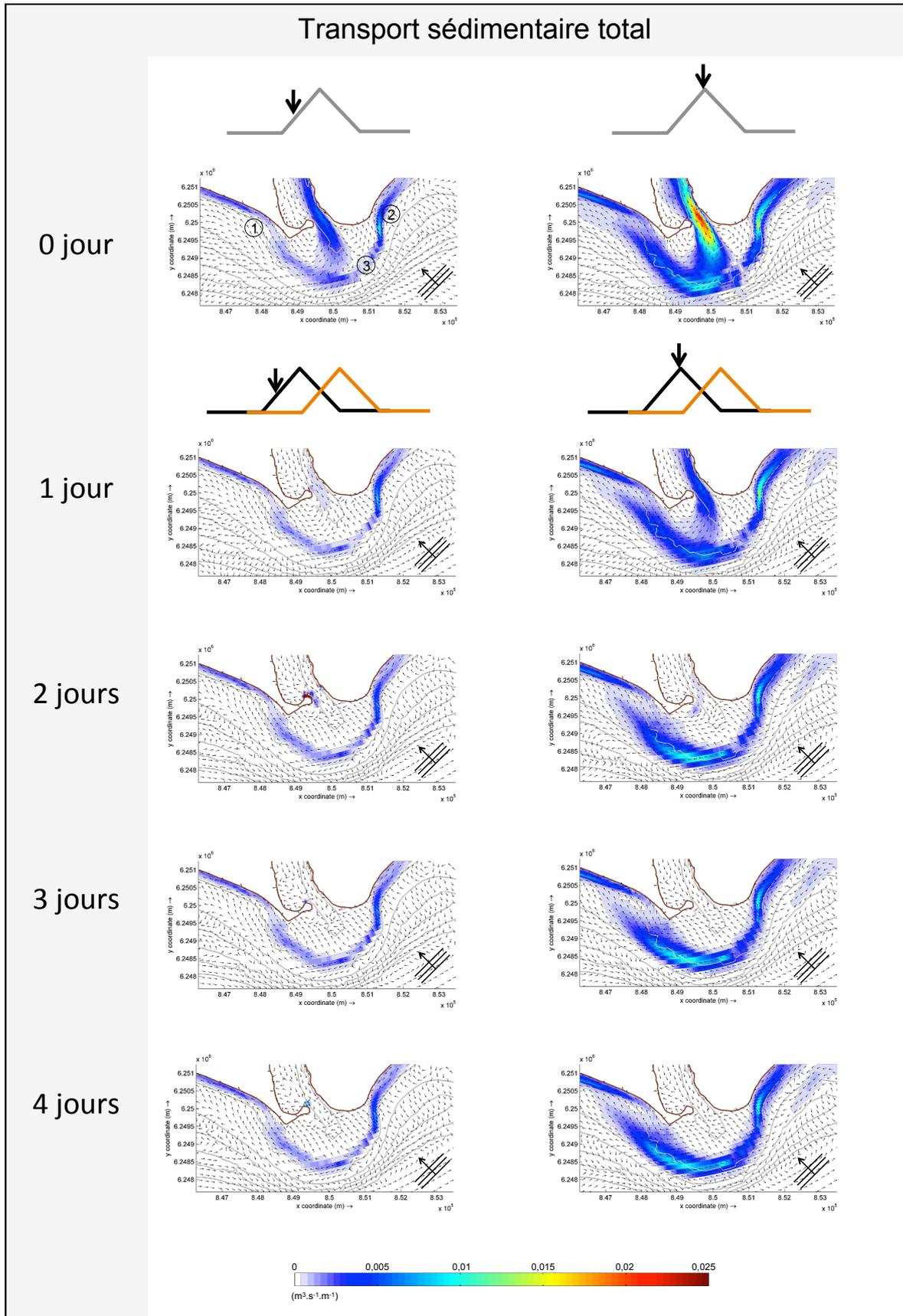
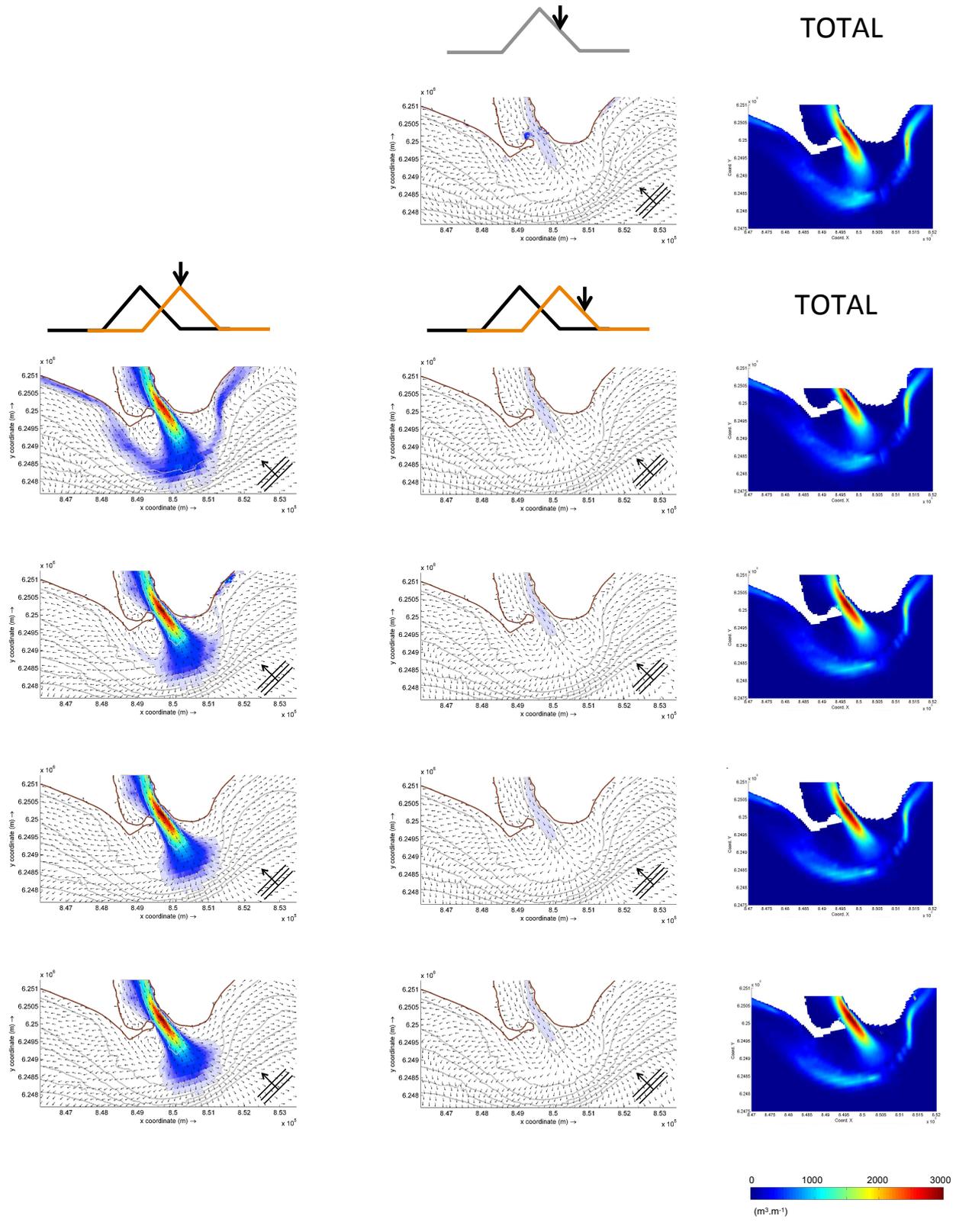


Figure 5.9 - Transport sédimentaire total (TST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (pics de tempête et de crue en même temps, ligne de graphiques à 0 jour) et du scénario « tempête puis crue » (lignes en dessous, pics séparés de 1 à 4 jours.). La flèche au-dessus des triangles représente l'occurrence des événements tempête en noir, crue en orange) et indique à quelle période correspond la sortie du scénario présentée. La dernière colonne à droite représente le

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 135^\circ \text{ (SE)}$



total cumulé sur le scénario. Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur SE. L'échelle colorimétrique et la longueur des flèches indiquent la magnitude du transport, et l'orientation des flèches sa direction. Cette représentation est identique pour toutes les figures qui suivent. Pour mémoire, les zones d'accumulation et la zone frontale décrites dans le Chapitre 4 sont reportées sur la 1^{ère} figure.

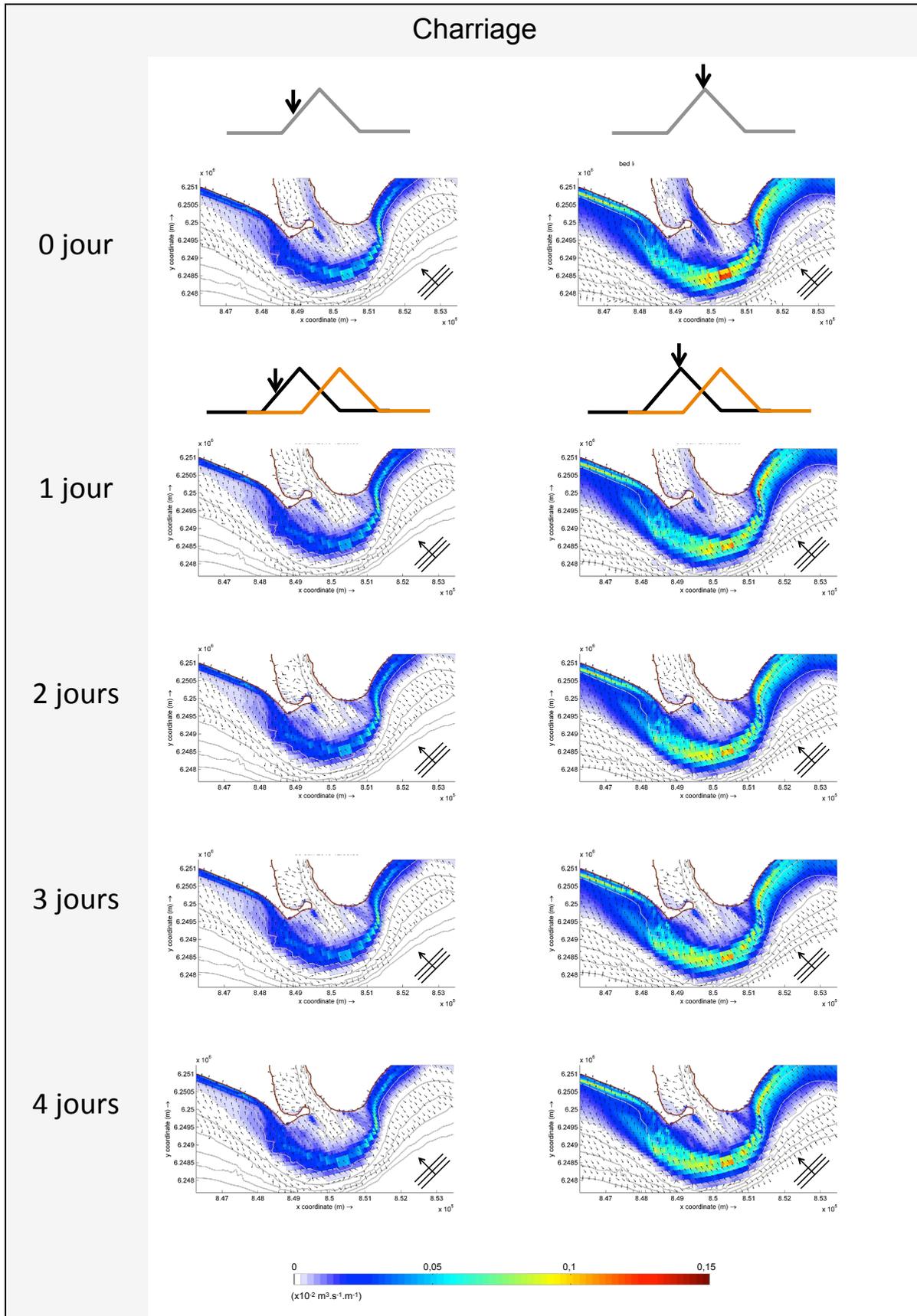
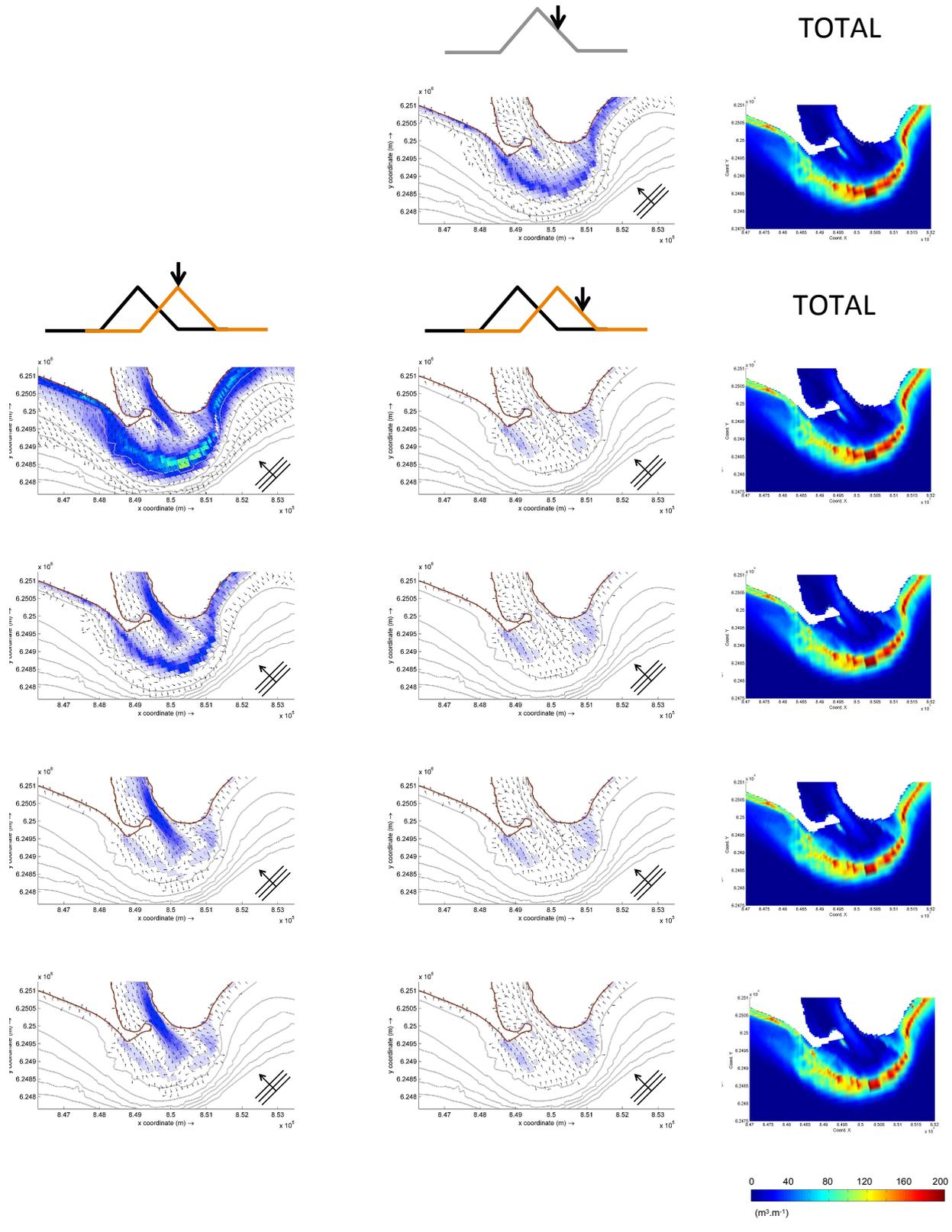


Figure 5.10 - Transport par charriage (BST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (les pics de la tempête et de la crue ont lieu en même temps, soit à 0 jour d'intervalle) et du scénario « tempête puis crue » (les pics de la tempête et

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 135^\circ \text{ (SE)}$



de la crue sont séparés de 1 à 4 jours). Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur SE.

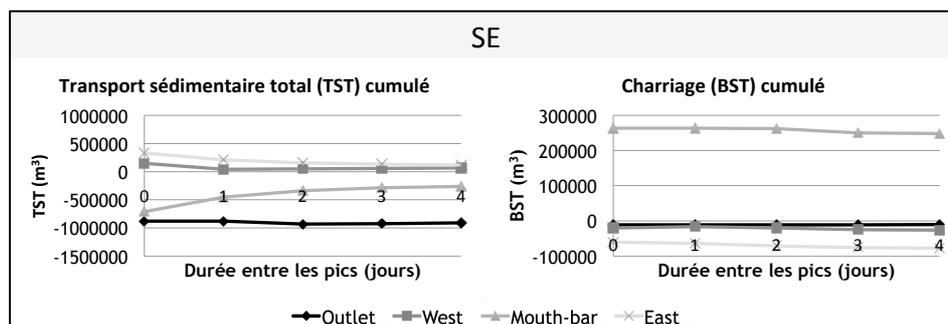


Figure 5.11 - Transport sédimentaire total (TST) et charriage (BST) cumulés au cours d'un événement de tempête et/ou crue ($H_s = 5\text{ m}$ en provenance du SE et $Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Les pics des événements modélisés sont successivement séparés de 0, 1, 2, 3 et 4 jours. Les résultats sont présentés en fonction des transects « Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ». Pour les transects « Outlet » et « Mouth-bar », les valeurs négatives indiquent que la composante « y » du transport est dirigée vers la mer. Pour les transects « West » et « East », les valeurs positives indiquent que la composante « x » du transport est dirigée vers l'Est.

Lors de la décrue, la houle reste vigoureuse par rapport à la montée de la crue (Figure 5.15) et influence le TST en le faisant diverger sur la barre d'embouchure. Les sédiments apportés par le fleuve alimentent la plage à l'Ouest de l'embouchure mais aussi celle à l'Est (plage Napoléon).

Deux tourbillons se mettent en place durant l'événement de part et d'autre du jet du fleuve, mais ils correspondent à un transport très faible et ne sont pas toujours bien formés. Celui entre le poulier et le jet du fleuve doit favoriser le piégeage d'une petite partie des sédiments qui est bloquée par l'action des vagues, avant d'éventuellement rejoindre l'essentiel du transport vers l'ouest. Celui à l'Est du fleuve fonctionne de manière similaire avec un simple effet miroir, et les sédiments pourront potentiellement sortir au cours de la même crue pour rejoindre l'essentiel du transport dirigé vers l'est.

Le BST présente un schéma plus homogène que celui du TST (Figure 5.16). Les sédiments sont mobilisés sur la barre d'embouchure et le long des plages. Le transport est essentiellement dirigé vers la côte de part et d'autre du lobe deltaïque (entre 0 et 10 m), donc vers le nord le long de la plage Piémanson et vers le NW le long de la plage Napoléon, à cause de l'orientation du littoral. Ce BST participe très probablement à l'alimentation des plages et notamment du poulier. Sur la barre d'embouchure le BST est orienté vers le NW, dû à la direction d'incidence de la houle. Quand les vagues deviennent suffisamment importantes (phases 2 et 3, Figure 5.16), la zone de charriage sur le banc sableux du poulier et contre le jet du fleuve devient visible. Au même moment, les apports sédimentaires de la barre d'embouchure vers le cap croissent.

Les travaux sur la crue de décembre 2003 publiés par [Maillet et al. \(2006\)](#) indiquent que le lobe deltaïque (Figure 5.17) a accumulé environ $7,8\text{ Mm}^3$ au cours de l'événement et que la barre d'embouchure a progressé de 200 m vers la mer (Figure 5.17). Notre simulation est cohérente avec la forte accumulation constatée. Le TST dépasse en effet régulièrement la barre d'embouchure, ce qui supporte sa migration vers le large car le BST qui est orienté vers la côte n'est pas suffisant pour inverser la tendance.

Le gradient négatif du TST sur le tourbillon de la levée subaquatique Est laisse présager d'une sédimentation, également soutenue par le BST (Figure 5.15 et Figure 5.16). Toutefois les tourbillons modélisés de chaque côté du jet du fleuve peuvent potentiellement être à l'origine des phases d'érosion et de dépôt que connaissent le poulier et le cap d'embouchure (Figure 5.15, Figure 5.16 et Figure 5.17).

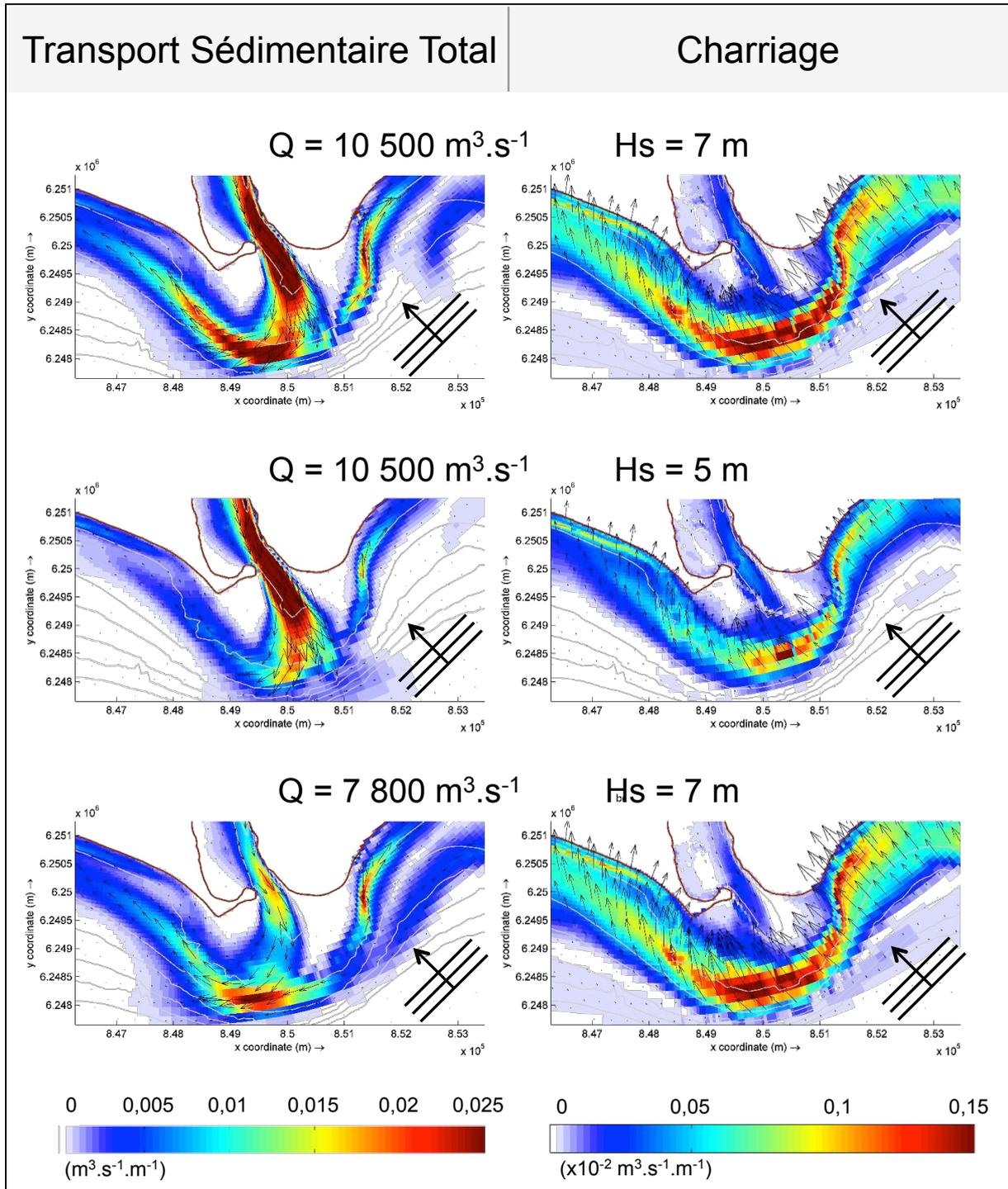


Figure 5.12 - Intensité (gamme de couleur et taille des flèches) et direction (orientations des flèches) du TST (gauche) et du BST (droite), au maximum d'une crue centennale ($Q = 10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) ou décennale ($Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et d'une tempête extrême ($H_s = 7\text{ m}$ ou $H_s = 5\text{ m}$) de SE.

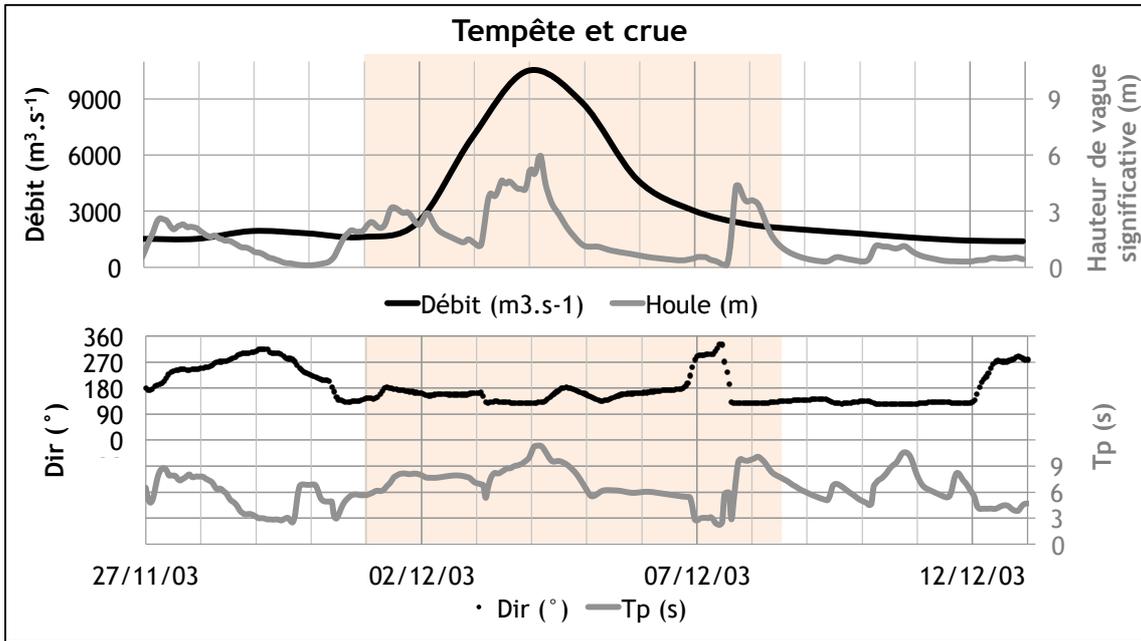


Figure 5.13 - Débit (ligne noire) et hauteur de vague significative (ligne grise) au cours de l'événement de « tempête et crue » de décembre 2003.

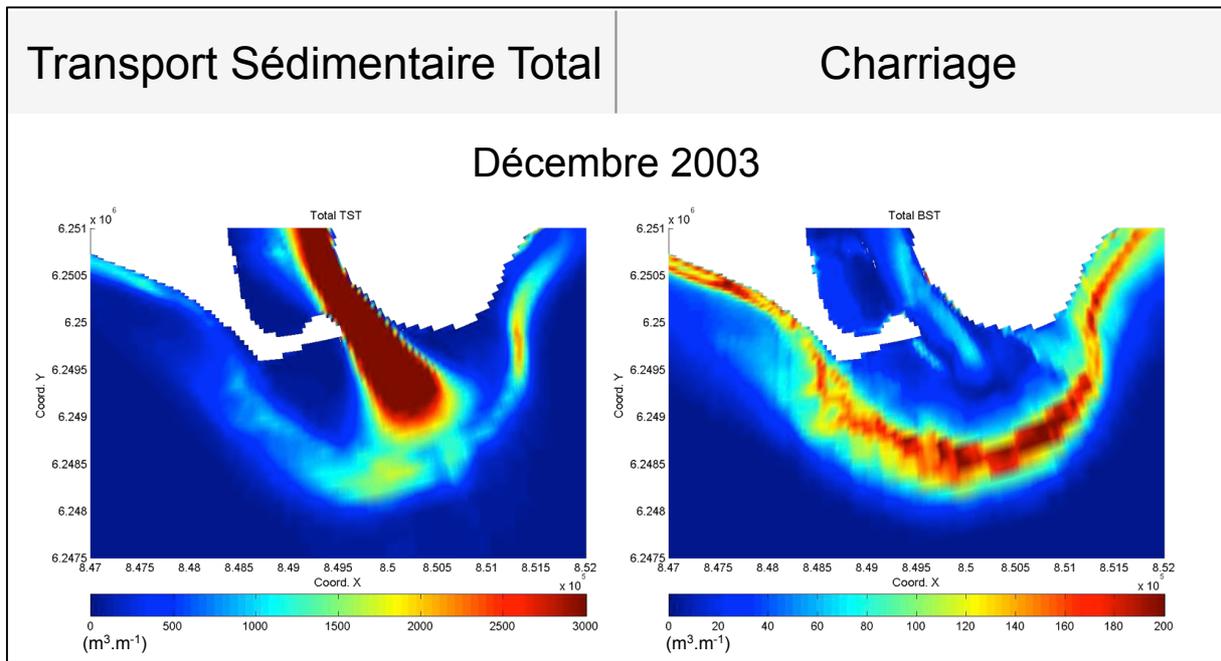


Figure 5.14 - TST (gauche) et BST (droite) cumulés sur l'ensemble de l'événement de décembre 2003.

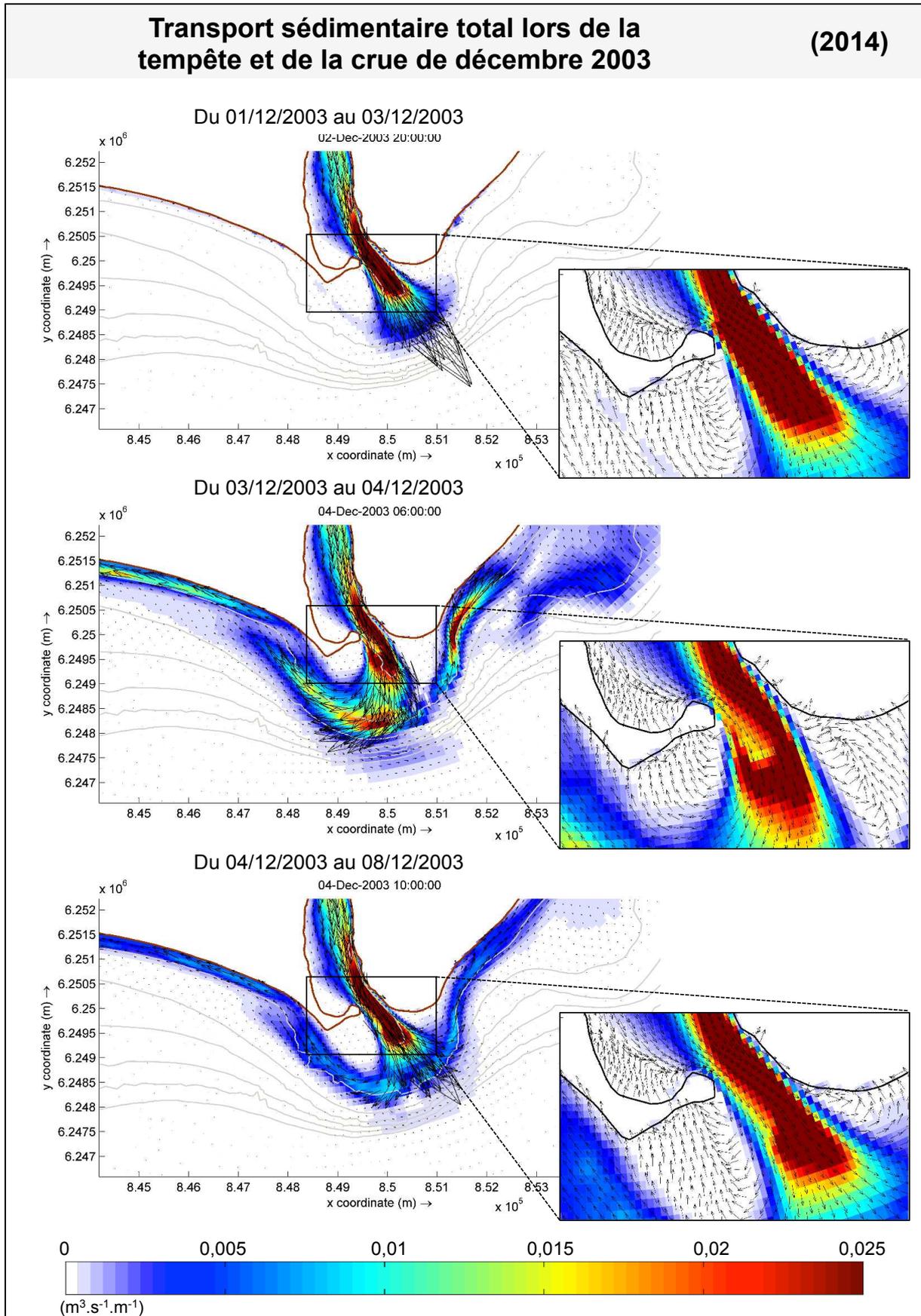


Figure 5.15 – Organisation du transport sédimentaire total (TST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

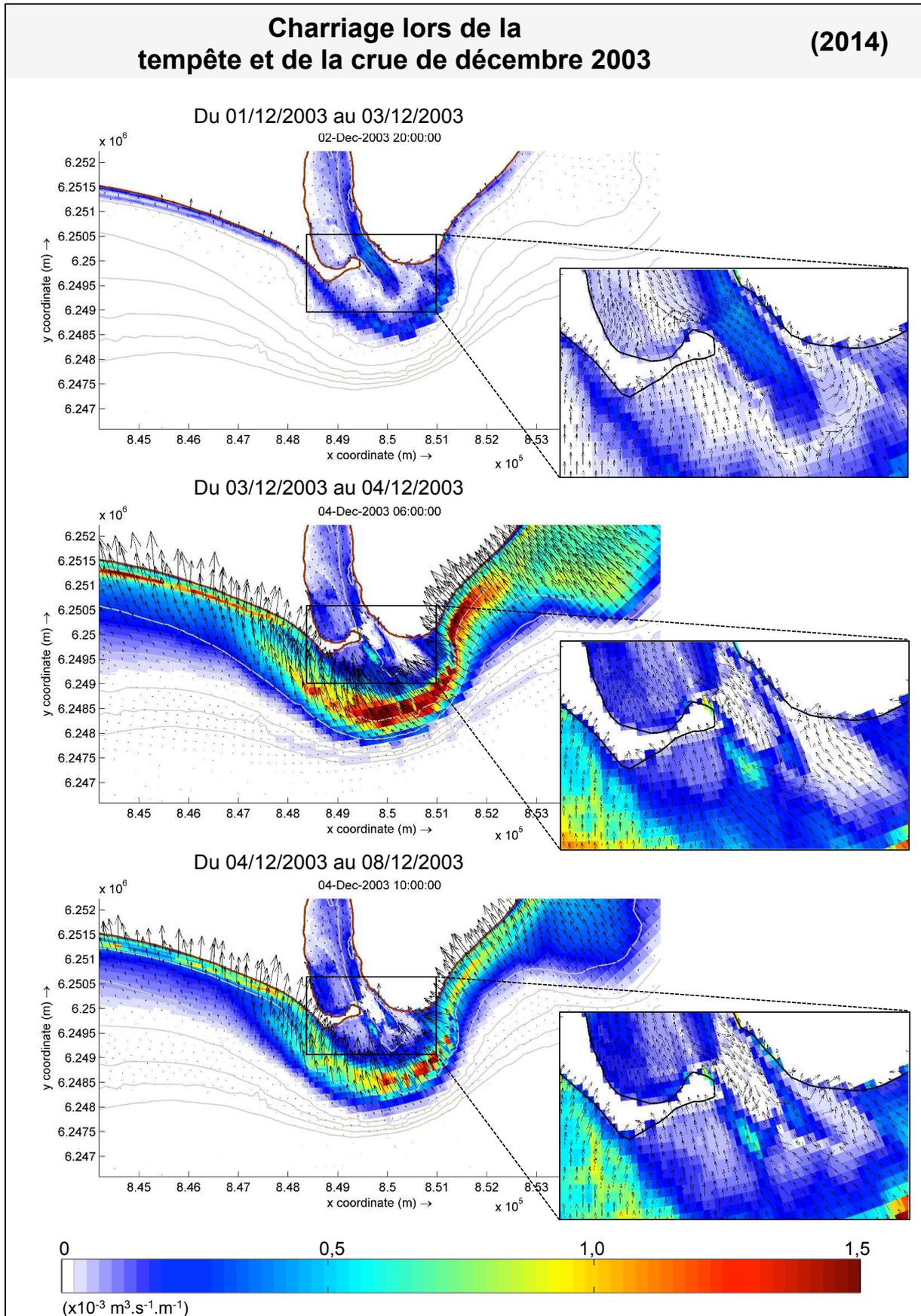


Figure 5.16 - Organisation du charriage (BST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

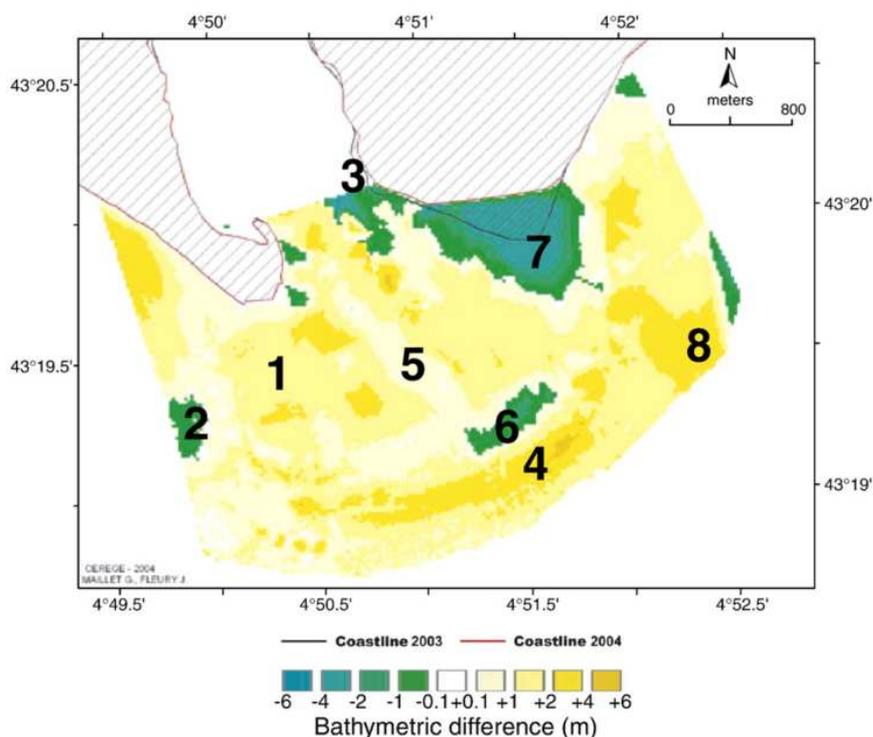


Figure 5.17 - Evolutions bathymétriques (m) au cours de la crue de décembre 2003 à l'embouchure du Grand Rhône, entre 0 et 20 m de profondeur (d'après Maillet et al., 2006).

5.4 SYNTHÈSE

Les cas d'écoles abordés dans ce chapitre ont permis d'évaluer les effets d'événements composés d'une tempête de secteur SE et d'une crue, dont les pics peuvent être simultanés ou bien décalés dans le temps. Ces effets ont été synthétisés dans la Figure 5.8, qui était présentée dans un article publié (Boudet et al., 2016).

L'organisation temporelle des événements a permis de mettre en lumière la manière dont le fleuve ou les vagues agissent à l'embouchure sur le transport sédimentaire et sur la redistribution des sédiments vers les plages. Le volume de BST reste constant quel que soit les scénarios pris en compte, avec des valeurs toujours très inférieures au TST et proches de zéro pour les transects « West », « East » et « Outlet » (Figure 5.11). Les principales conséquences de l'organisation temporelle de l'aléa couplé proviennent donc de l'analyse du TST.

Au cours d'une crue, le transport sédimentaire à l'exutoire est uniquement contrôlé par le fleuve. En revanche, sur la barre d'embouchure le fleuve et les vagues s'adonnent à un « bras de fer », décrit par Anthony (2015) comme un équilibre morphodynamique, qui joue un rôle important sur la mobilité de la barre. Le flux du fleuve est généralement rabattu vers les plages par les vagues, dont l'intensité contraint le jet à dévier vers l'ouest pour les vagues de SE et plus à l'Est pour les vagues des autres secteurs. Mais la répartition des apports sédimentaires de part et d'autre du lobe deltaïque peut être modifiée si le jet du fleuve est suffisamment puissant. Il ressort qu'au-delà d'une crue décennale ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), le fleuve est

suffisamment puissant pour emmener les sédiments vers le large (> 30 m de fond), même face aux tempêtes les plus importantes (Figure 5.4). Dans l'exemple de l'événement de décembre 2003, au pic de la crue, le transport dépasse la barre d'embouchure, conduit par le jet du fleuve dont la puissance dépasse celle des vagues. Une large partie du transport rejoint la plage Piémanson, mais les vagues restent suffisamment énergiques pour mobiliser des sédiments vers la plage Napoléon, probablement issus de la levée subaquatique Est.

Dans les cas où les pics sont séparés de 0 à 1 jour (et 2 jours dans une moindre mesure), l'effet de l'incidence des vagues sur le jet du fleuve est bien visible. Ce dernier est dévié vers l'ouest à cause des vagues, mais cela n'impacte pas la quantité de sédiments mobilisés vers la plage Piémanson.

Au-delà de 3 jours de décalage, tempête et crue n'interagissent plus et sont équivalents à des événements indépendants, dont l'influence a été discutée précédemment. Au contraire, cette interaction est maximale lorsque l'intensité de la tempête et/ou de la crue atteint le seuil ($Q = 3\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ou $H_s = 3\text{ m}$) pendant la tempête et/ou de la crue associée, ce qui est au final rarement le cas. Quand la durée entre les pics augmente, l'influence du fleuve sur les vagues (et inversement) diminue. D'après ces sorties de modèle cette baisse d'influence se traduit par une diminution du transport vers le large (Figure 5.11). J'en déduis que l'action simultanée de la tempête et de la crue joue en faveur du TST généré par le Grand Rhône. Avec le scénario « tempête et crue » ou « tempête puis crue » et avec un décalage des pics d'au maximum 2 jours, le jet du fleuve entrave l'action des vagues, ce qui n'est pas le cas quand la durée qui sépare les pics des deux aléas est suffisamment longue. Il s'agit probablement là d'un effet de *wave blocking*, c'est-à-dire d'atténuation des vagues par le fleuve. Les principaux apports sédimentaires proviennent du fleuve et se déposent sur la barre d'embouchure et sur son dos (et sur le front de delta pour les événements importants). Dans le Chapitre 4, j'ai montré qu'en l'absence de tempête les sédiments ne sont pas transportés vers les plages. Ce sont les vagues qui contraignent les apports fluviaux à diverger de part et d'autre de la zone frontale. Avec ces tempêtes de SE, une partie des sédiments qui restent bloqués vers la côte par les vagues est donc mobilisée vers la plage Napoléon (Figure 5.9).

Ce chapitre a permis de décrire le fonctionnement hydrosédimentaire modélisé de l'embouchure du Grand Rhône lors d'événements impliquant une tempête de secteur SE et une crue. Ceci correspond à la majorité des aléas couplés que connaît le site, mais cette combinaison ne permet pas d'expliquer toutes ses particularités morphologiques, notamment le développement du poulier. Les résultats indiquent que cette flèche sableuse est alimentée en sédiment par les tempêtes et un peu par le piégeage des particules apportées par le fleuve, mais ils ne présentent pas de tendance pouvant justifier son élongation. Le scénario « tempête seule » (Chapitre 4) a montré que contrairement aux vagues de secteur SE, les vagues de WSW pourraient avoir le potentiel pour remobiliser les sédiments de la levée subaquatique Ouest pour progressivement allonger le poulier.

Chapitre 6

Modélisation des aléas couplés de tempête et de crue de secteurs SSW et WSW

6.1 INTRODUCTION

La modélisation des scénarios « tempête et crue » et « tempête puis crue » pour des tempêtes de secteur SE a permis de dégager les principaux traits de la dynamique sédimentaire de l'aléa couplé et de les synthétiser sous la forme d'un schéma conceptuel, représentatif d'une large majorité d'événements. Toutefois, l'embouchure du Grand Rhône connaît également des tempêtes de secteur SSW et WSW, plus rares et souvent moins intenses que leurs homologues de secteur SE, mais dont les conséquences sur le transport sédimentaire participent à l'explication de la morphodynamique de cette embouchure.

Ce chapitre complète le Chapitre 5, en présentant les particularités des scénarios « tempête et crue » et « tempête puis crue » mais en considérant des vagues de secteur SSW et WSW.

6.2 CAS D'ECOLE

Les scénarios retenus pour modéliser le transport sédimentaire sont présentés dans le Tableau 6.1. Nous reprenons la même logique et présentation des données que dans le Chapitre 5. Il faut cependant noter que nous avons décidé de modéliser ici des scénarios qui n'ont jamais été observés, à savoir ceux impliquant des vagues de 5 m de WSW. Cette exception est destinée à faciliter la comparaison des résultats pour différentes incidences de houle de tempêtes.

Tableau 6.1 – Présentation des pics de tempêtes et crues composant les cas d'école modélisés avec Delft3D. Les scénarios indiqués par une croix grise (vagues de 5m en WSW) n'ont jamais été observés.

Débit	3 900 m ³ .s ⁻¹		7 800 m ³ .s ⁻¹		10 500 m ³ .s ⁻¹	
Hs	195° (SSW)	260° (WSW)	195° (SSW)	260° (WSW)	195° (SSW)	260° (WSW)
3 m	x	x	x	x	x	x
5 m	x	x	x	x	x	x

6.2.1 Transport sédimentaire total (TST)

Sans surprise, la modélisation de l'aléa couplé avec des vagues de secteur SSW et WSW indique que le TST cumulé est maximal à l'exutoire du Grand Rhône (Figure 6.1 et Figure 6.2, 5^e colonne).

Dans le cas des vagues de SSW, le TST cumulé côté mer se concentre à l'Est de la zone frontale (zone 3, Figure 6.1), sur la barre d'embouchure en direction de la plage Napoléon jusqu'à la levée subaquatique Est et au commencement de la barre d'avant côte. Juste à l'Est de cette levée, la forte

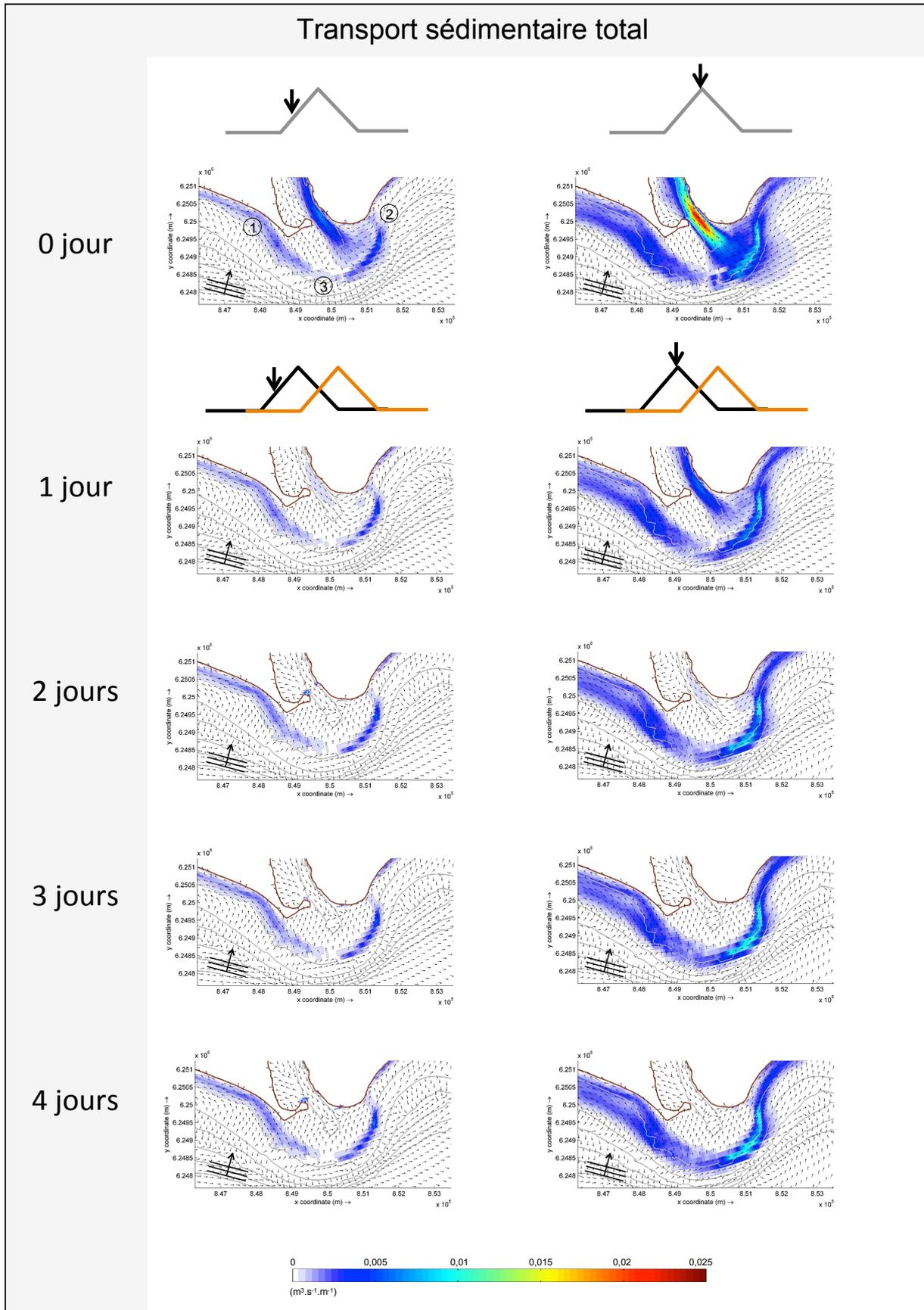
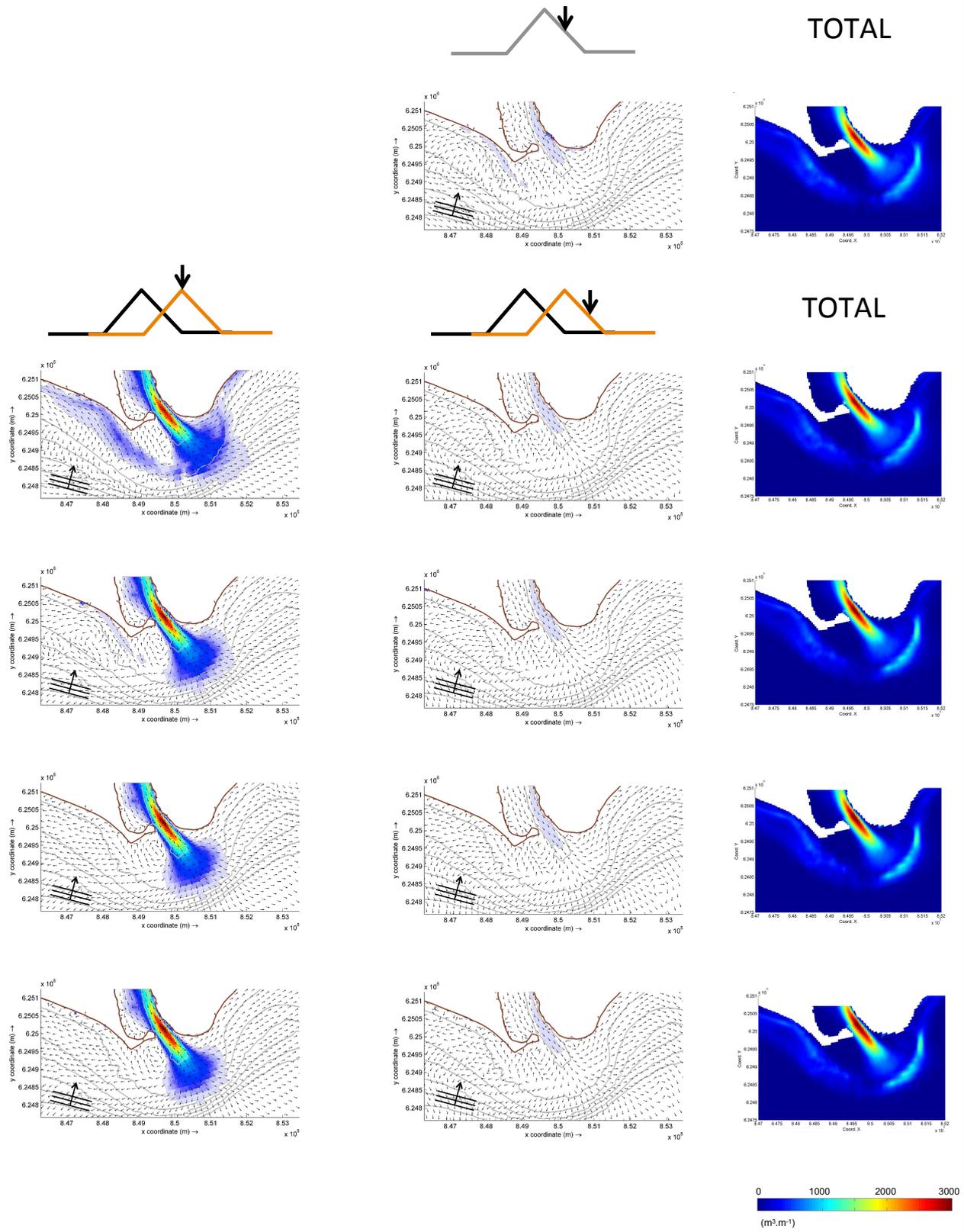


Figure 6.1 – Transport par charriage (TST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (les pics de la tempête et de la crue ont lieu en même temps, soit à 0 jour d'intervalle) et du scénario « tempête puis crue » (les pics de la tempête et

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 195^\circ$ (SSW)



et de la crue sont séparés de 1 à 4 jours). Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur SSW.

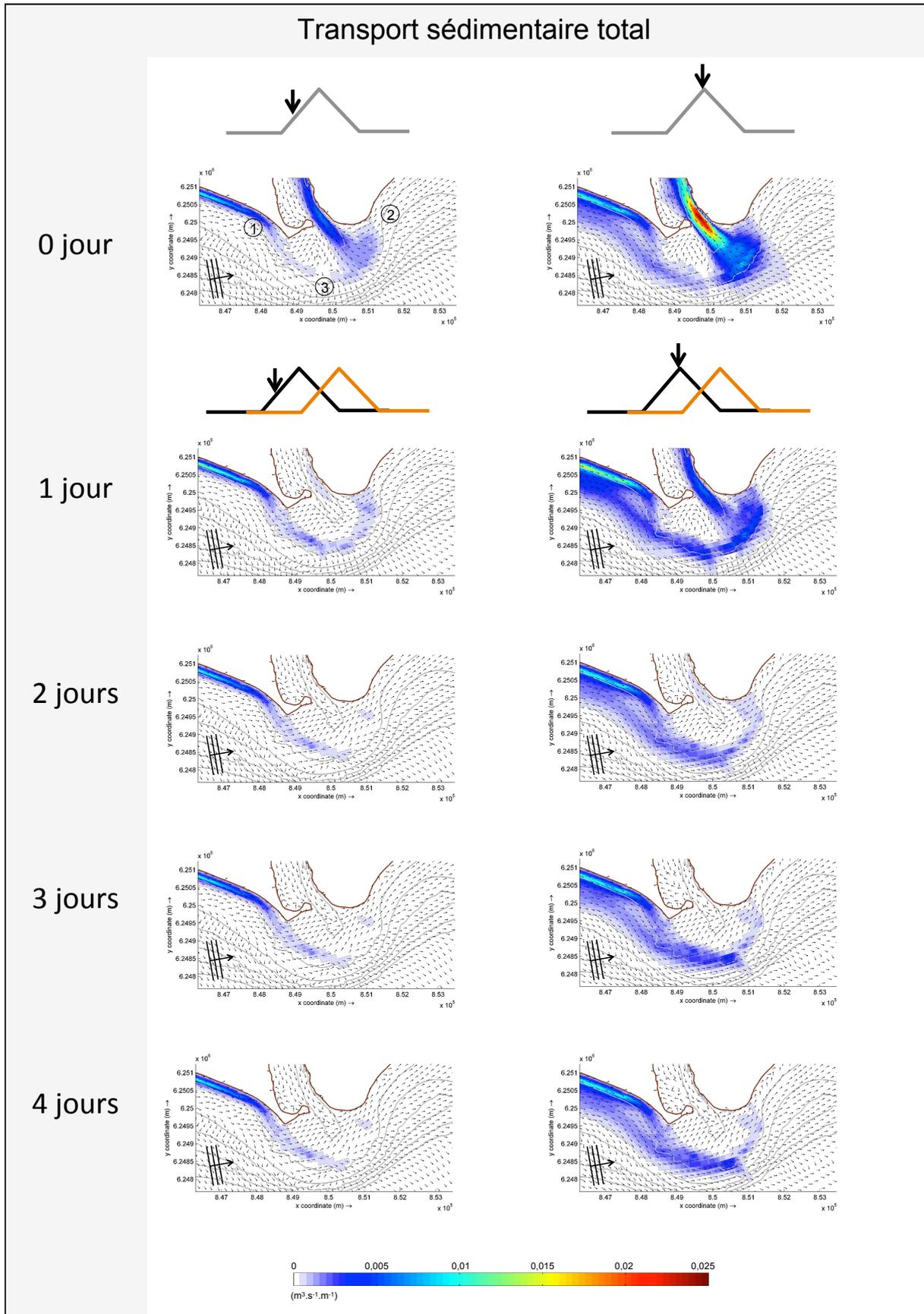
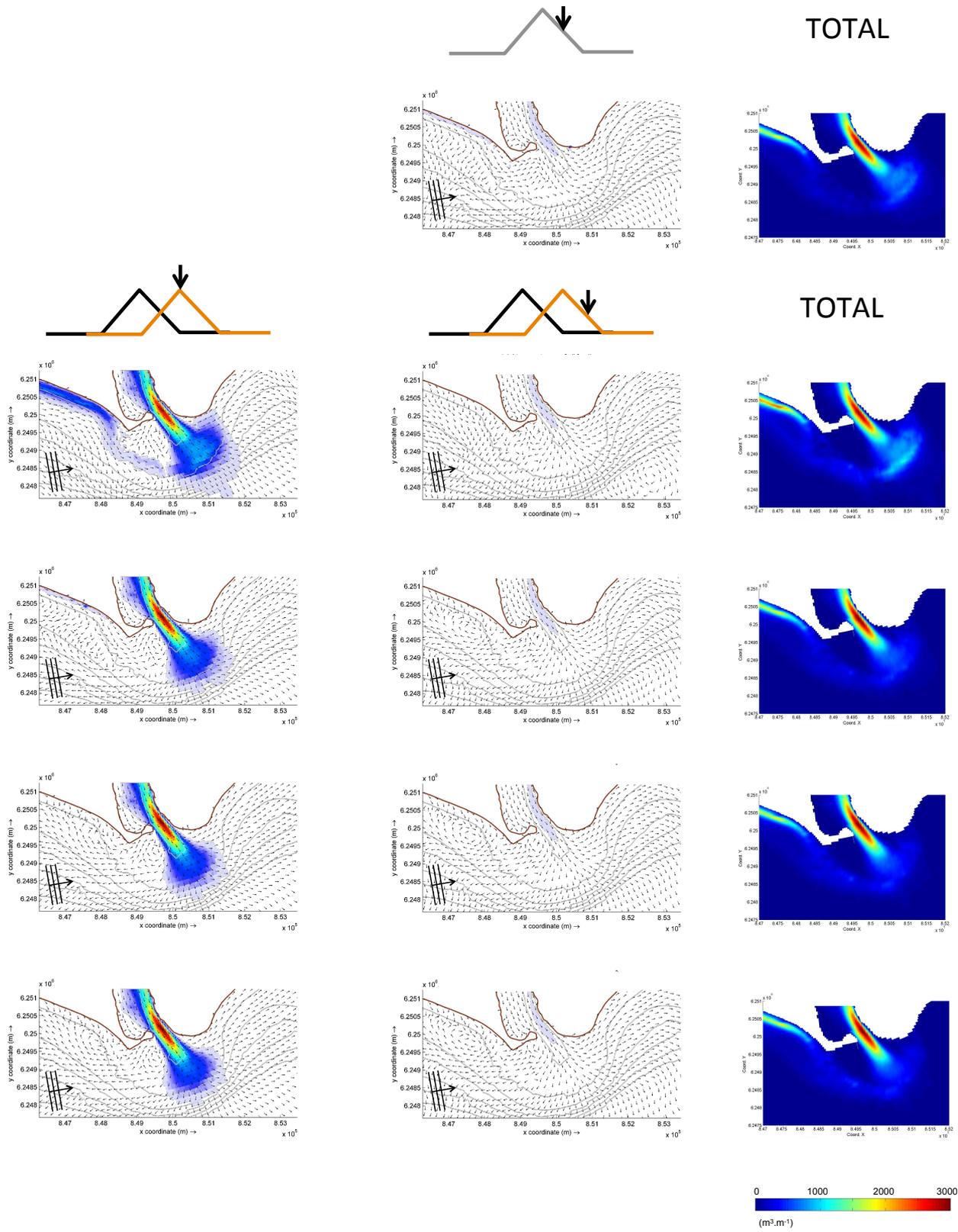


Figure 6.2 - Transport sédimentaire total (TST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (les pics de la tempête et de la crue ont lieu en même temps, soit à 0 jour d'intervalle) et du scénario « tempête puis crue » (les pics de la tempête

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 260^\circ$ (WSW)



et de la crue sont séparés de 1 à 4 jours). Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur WSW.

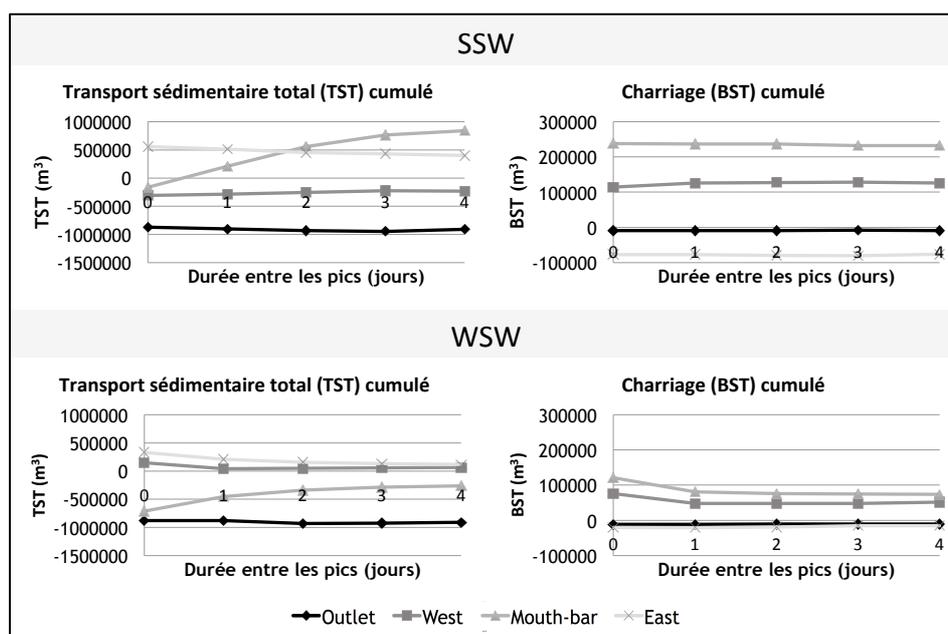


Figure 6.3 – Transport sédimentaire total (TST, gauche) et charriage (BST, droite) cumulés au cours d'un événement de tempête et puis crue ($H_s = 5$ m en provenance du SSW (haut) et WSW (bas) et $Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Les pics des événements modélisés sont successivement séparés de 0, 1, 2, 3 et 4 jours. Les résultats sont présentés en fonction des transects « Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ». Pour les transects « Outlet » et « Mouth-bar », les valeurs négatives indiquent que la composante « y » du transport est dirigée vers la mer. Pour les transects « West » et « East », les valeurs positives indiquent que la composante « x » du transport est dirigée vers l'Est.

diminution du TST cumulé suggère une possible zone d'accumulation sédimentaire à proximité du cap d'embouchure (zone 2). L'organisation temporelle de cet aléa couplé SSW influe (légèrement) sur le jet du fleuve. Lorsque les pics sont simultanés (« tempête et crue »), la déviation naturelle du jet du fleuve vers l'est est accentuée par l'incidence des vagues (Figure 6.1). Dès que les pics sont décalés d'une journée, (« tempête puis crue »), cette déviation disparaît.

Pour compléter ces premiers résultats, le transport cumulé est reporté pour les quatre transects (« Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ») en fonction de la durée qui sépare les pics de tempête et de crue (Figure 6.3, haut). Le TST cumulé pour les transects « Outlet », « West » et « East » ne présente que de faibles variations (de l'ordre de $0,08\text{ Mm}^3$) comparées à celles du transect « Mouth-bar » (de l'ordre de 1 Mm^3). Pour le scénario sans décalage de temps, le transect « Mouth-bar » présente un TST faible dont la résultante est dirigée vers la mer (TST cumulé $< 0\text{ m}^3$), alors que pour le scénario « tempête puis crue », le TST cumulé augmente avec la durée qui sépare les pics (de 1 à 4 jours) et surtout passe en direction de la côte (Figure 6.3).

Le détail des variations du TST au cours de l'évènement (Figure 6.1) permet d'avoir un premier aperçu des grandes étapes de la dynamique sédimentaire en relation avec les deux forçages. Toujours pour ces vagues de SSW, le TST sur la barre d'embouchure et les levées subaquatiques est maximal au pic de la tempête (Figure 6.1, 2^e colonne), variant dans une gamme de $[0 - 0,013]\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (contre $[0 - 0,025]\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ à l'exutoire au pic de la crue) et les sédiments sont renvoyés vers les plages de part et d'autre de la zone frontale. Le TST dans le chenal au niveau de l'exutoire est évidemment maximal au pic de la crue (Figure 6.1, 3^e colonne), permettant d'expulser les sédiments jusqu'à 10 à 15 m de fond. La diminution du

TST entre la levée subaquatique Ouest et la plage Piémanson et surtout entre la levée subaquatique Est et la plage Napoléon indique une accumulation potentielle de sédiments dans ces zones (1 et 2).

Pour les vagues de secteur WSW, un important TST apparait le long de la plage Piémanson (Figure 6.2) en direction de l'est. Le transport sédimentaire faiblit fortement à proximité de la levée Ouest, supposant qu'ici encore se trouve une zone d'accumulation sédimentaire (zone 1). Sur la barre d'embouchure, le TST ne ressort que pour le scénario « tempête et crue » et le scénario « tempête puis crue » avec un décalage de 1 jour et uniquement au droit du jet du fleuve. Lorsque les conditions fluviales sont suffisamment importantes, le TST est bloqué sur la barre d'embouchure par le jet du fleuve (2^e colonne pour 0 et 1 jour et 3^e colonne pour 1 jour). Il s'agit probablement ici de l'*hydraulic groyne effect* décrit dans le Chapitre 1.

Les différentes étapes de ce cas font bien ressortir la faiblesse du TST sur la barre d'embouchure et les levées subaquatiques qui varie dans une gamme de $[0 - 0,008] \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, contre $[0 - 0,025] \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ à

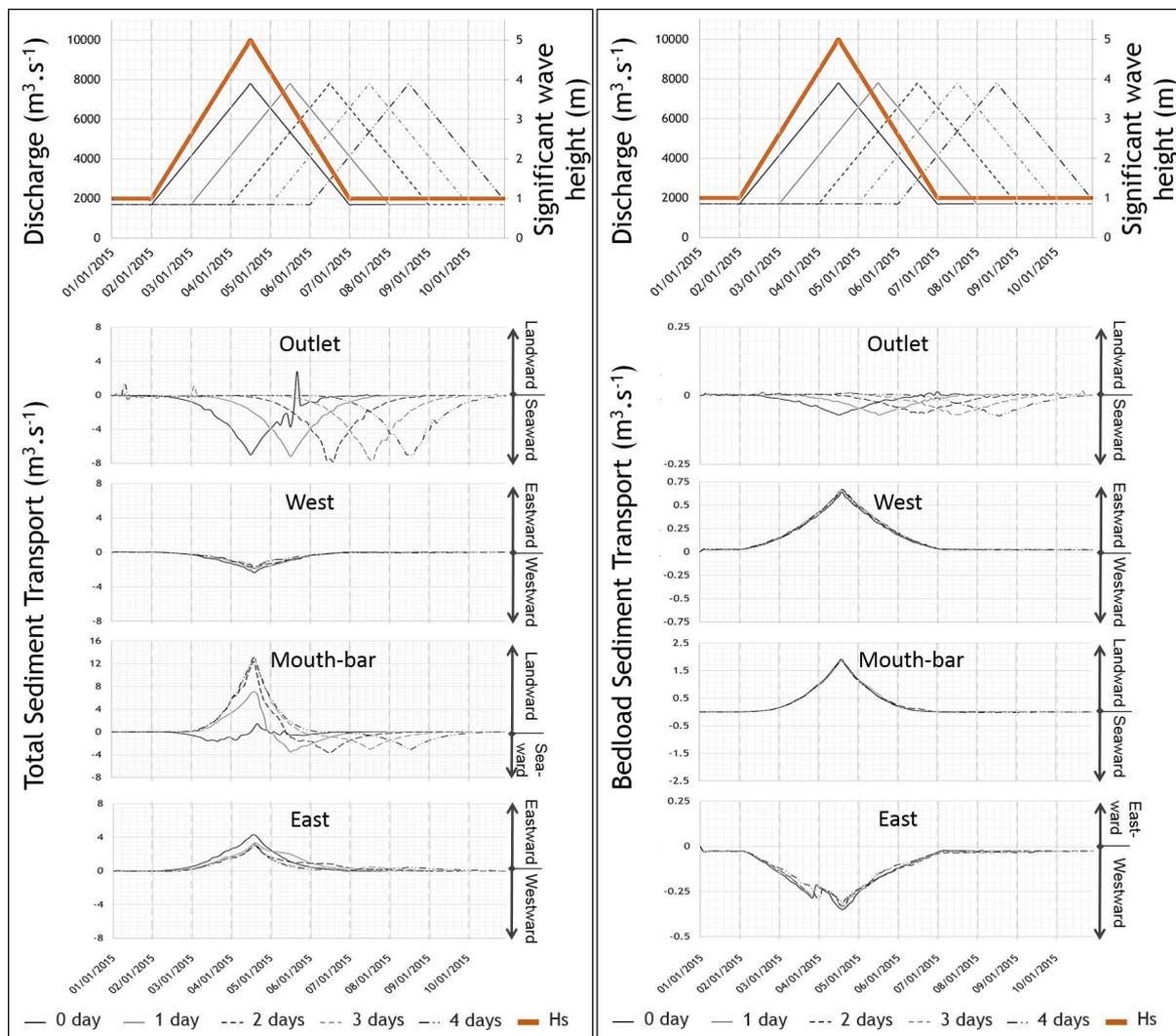


Figure 6.4 – Transport sédimentaire total (TST) et charriage (BST) obtenus pour une crue décennale ($7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et une tempête de 5 m (hauteur de vague significative) en provenance du SSW. Les pics de tempête et de crue sont successivement séparés de 0, 1, 2, 3 et 4 jours. Les résultats sont présentés pour les transects « Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ».

l'exutoire au pic de la crue (Figure 6.2). Ce constat indique que les vagues de secteur WSW présentent un potentiel de transport moins important que les vagues de secteur SE ou SSW.

Les résultats par transect (Figure 6.3) montrent que le décalage des pics entraîne une diminution de l'export vers l'est (transect « East ») et à travers la barre (transect « Mouth-bar »). A la différence des vagues de SSW, le transport sur la barre est toujours dirigé vers le large.

Les Figure 6.4 et Figure 6.5 présentent le TST et le BST modélisés au cours d'un événement de « tempête et crue » et « tempête puis crue » pour les différents transects, pour des vagues en provenance du secteur SSW et WSW respectivement. Ces figures permettent de mieux visualiser l'importance relative des forçages (tempête et crue) au cours d'un événement, notamment pour le TST.

En effet, pour les vagues de secteur SSW et WSW, le TST au transect « Outlet » dépend uniquement de la dynamique fluviale, par opposition au transect « West » qui ne subit que l'influence des vagues

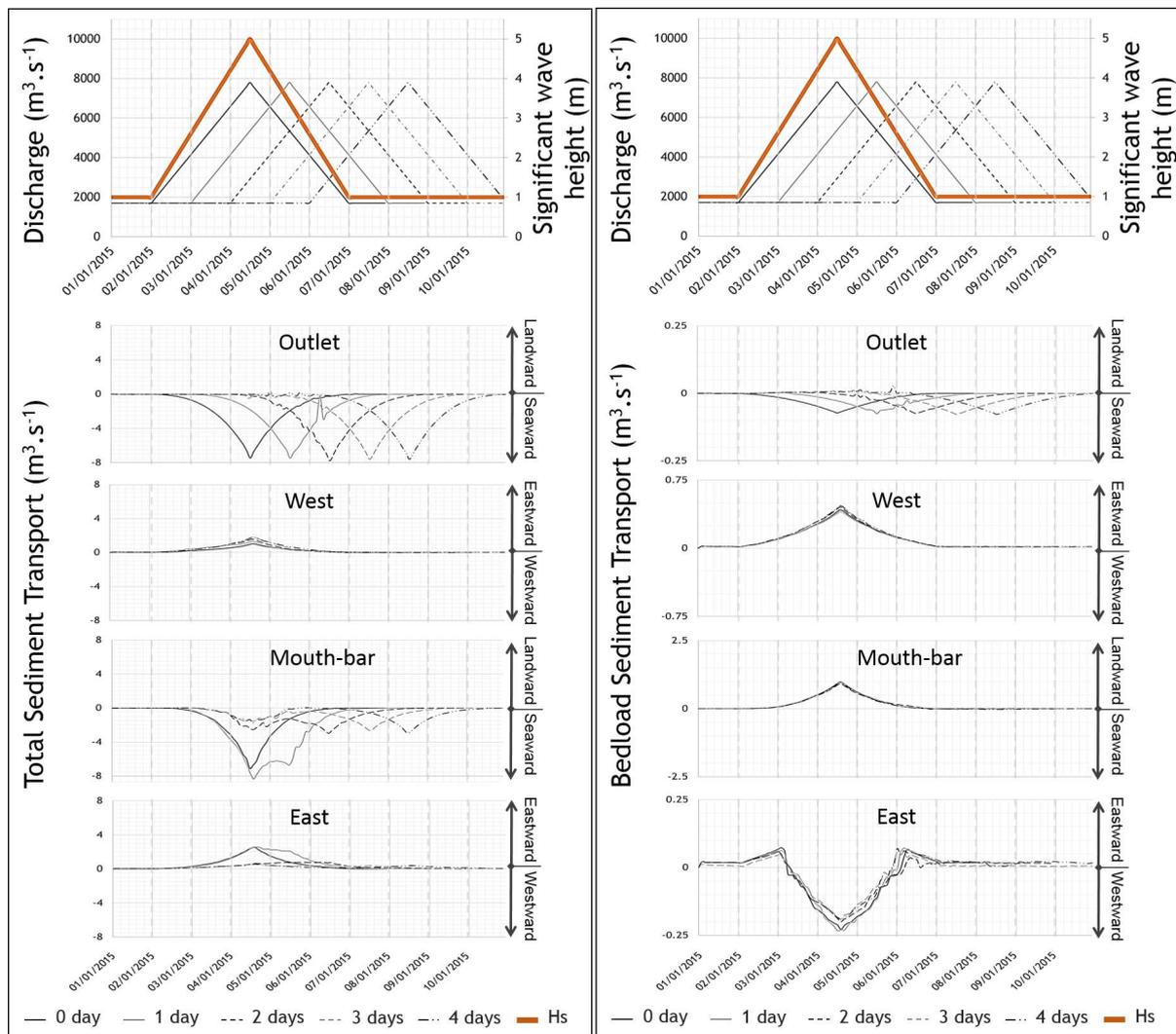


Figure 6.5 - Transport sédimentaire total (TST) et charriage (BST) obtenus pour une crue décennale ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et une tempête de 5 m (hauteur de vague significative) en provenance du WSW. Les pics de tempête et de crue sont successivement séparés de 0, 1, 2, 3 et 4 jours. Les résultats sont présentés pour les transects « Outlet », « West », « Mouth-bar » et « East ».

(Figure 6.4 et Figure 6.5). Les vagues de WSW induisent un courant de la plage Piémanson vers le lobe deltaïque, vers l'est (Figure 6.5) mais la Figure 6.2 a montré que les sédiments sont barrés par le flux du Rhône. A l'inverse, les autres directions de vagues impliquent un TST vers l'ouest.

Le transport à travers le transect « Mouth-bar » est marqué par deux pics (scénarios « tempête puis crue », Figure 6.4 et Figure 6.5), ceux de la tempête et de la crue. Le second pic présente toujours un transport dirigé vers la mer (vers 10 à plus de 30 m de fond en fonction de l'intensité de la crue) quelle que soit la direction de provenance de la houle, alors que le premier en dépend.

Pour les vagues de SSW, ce TST sur le transect « Mouth-bar » est donc toujours dirigé vers la côte au pic de tempête. Son intensité est similaire pour les différents scénarios, excepté avec 1 jour de décalage entre les pics (Figure 6.4). Ce résultat est également visible sur la Figure 6.1 qui précise que le TST est surtout un transport longitudinal. Dans le cas particulier du scénario « tempête et crue », il n'y a qu'un seul « pic » (au maximum de la tempête et de la crue) dont le transport résultant est d'abord dirigé vers la mer puis

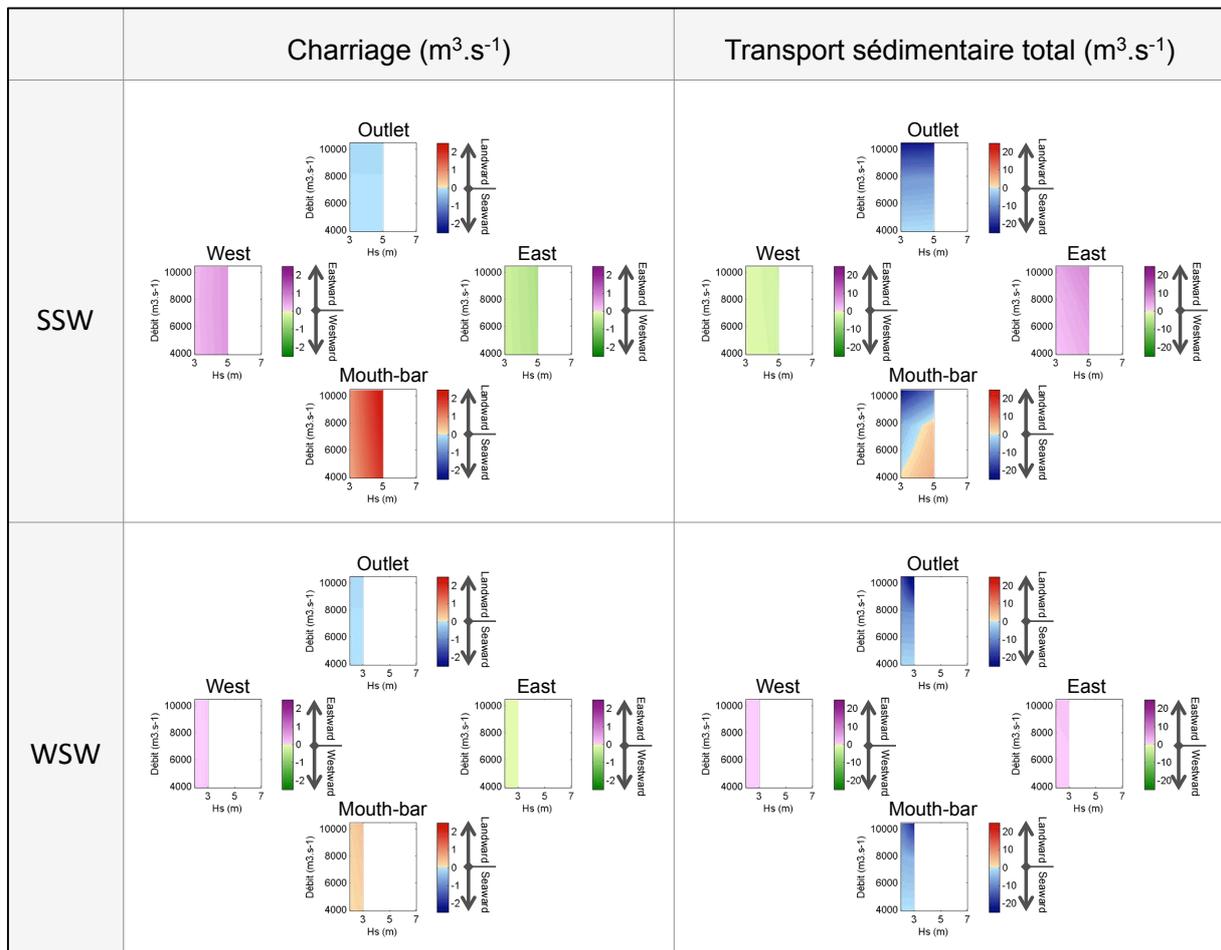


Figure 6.6 – Représentation du volume de BST (à gauche) et du TST (à droite) théoriques, calculé avec Delft3D pour différentes conditions de hauteur de vague significative (H_s , abscisses) et de débit (ordonnées). Les résultats sont présentés pour les vagues en provenance du secteur SSW (haut) et du secteur WSW (bas) pour chaque transect (Outlet, West, Mouth-bar, East). Pour les transects « Outlet » et « Mouth-bar », les valeurs négatives indiquent que la composante « y » du transport est dirigée vers la mer. Pour les transects « West » et « East », les valeurs positives indiquent que la composante « x » du transport est dirigée vers l'Est.

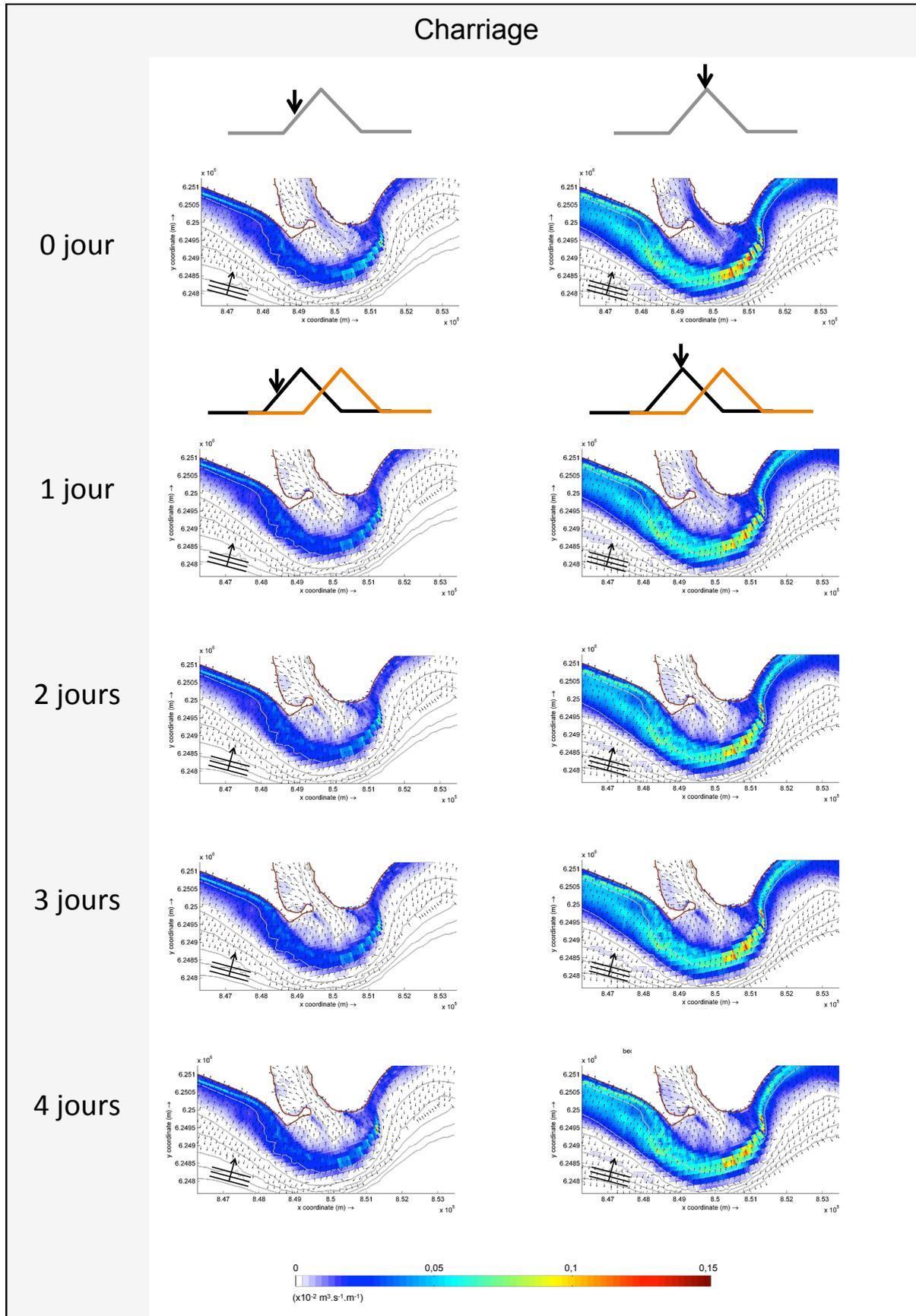
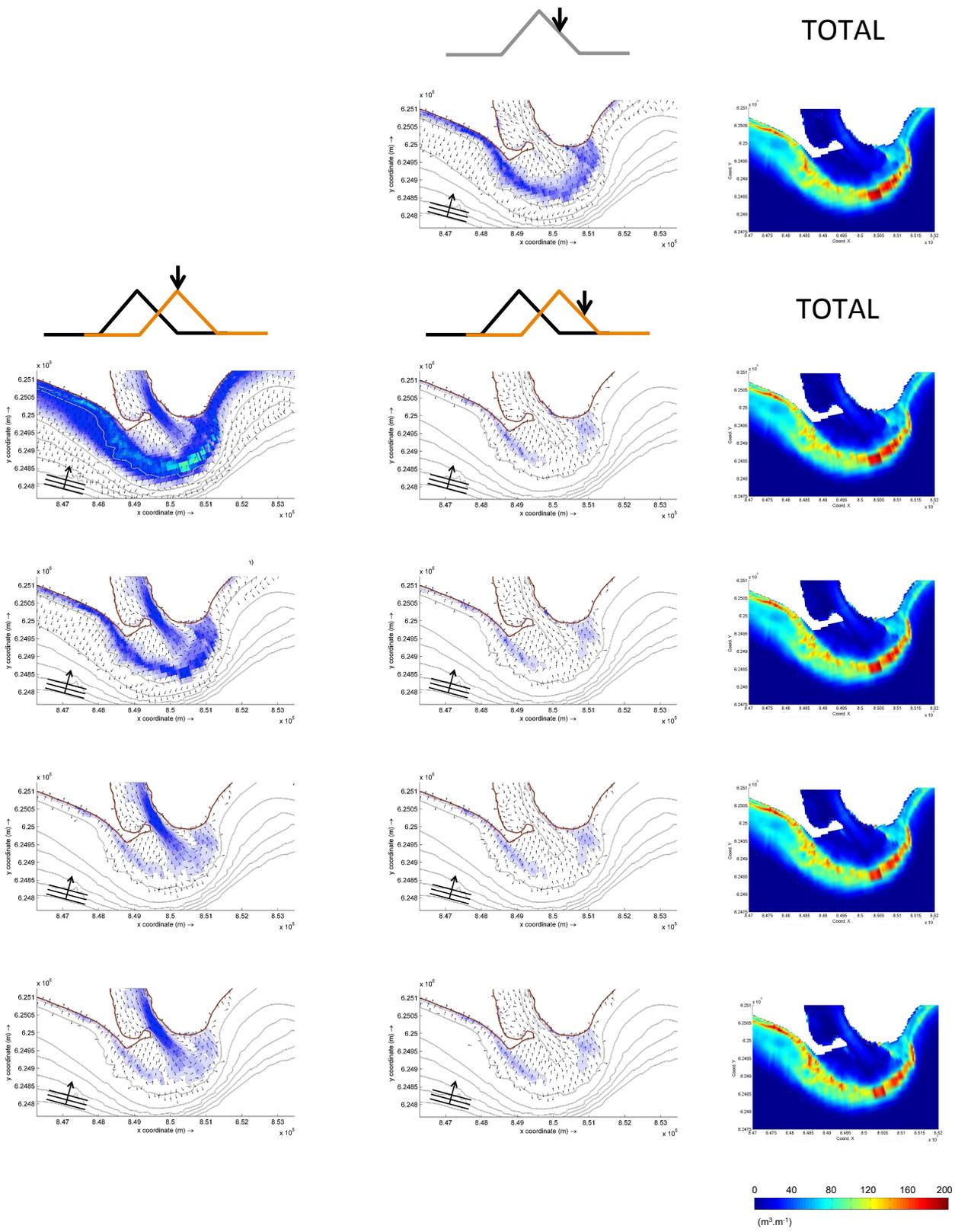


Figure 6.7 - Transport sédimentaire par charriage (BST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (les pics de la tempête et de la crue ont lieu en même temps, soit à 0 jour d'intervalle) et du scénario « tempête puis crue » (les pics de

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 195^\circ$ (SSW)



la tempête et de la crue sont séparés de 1 à 4 jours). Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur SSW.

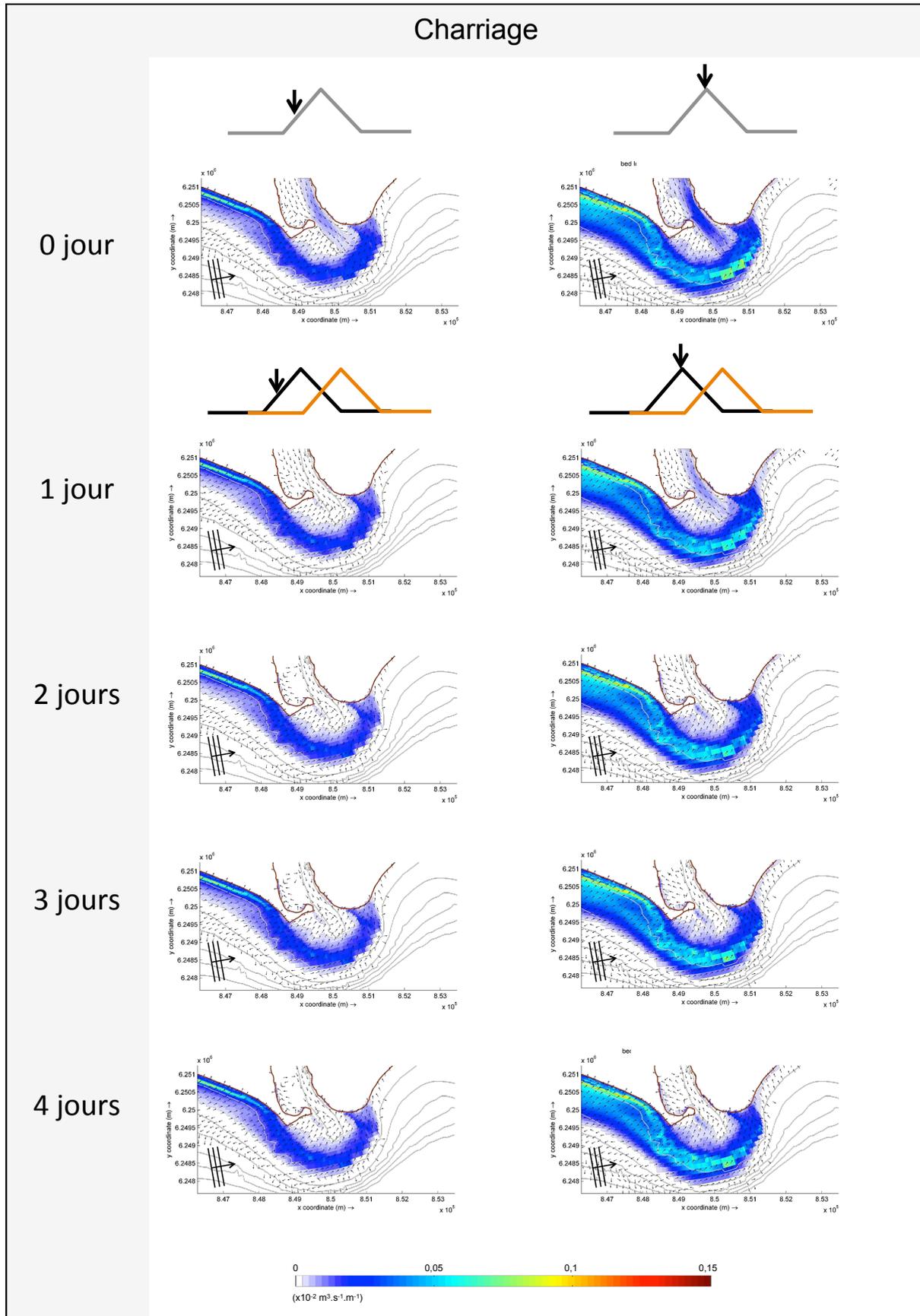
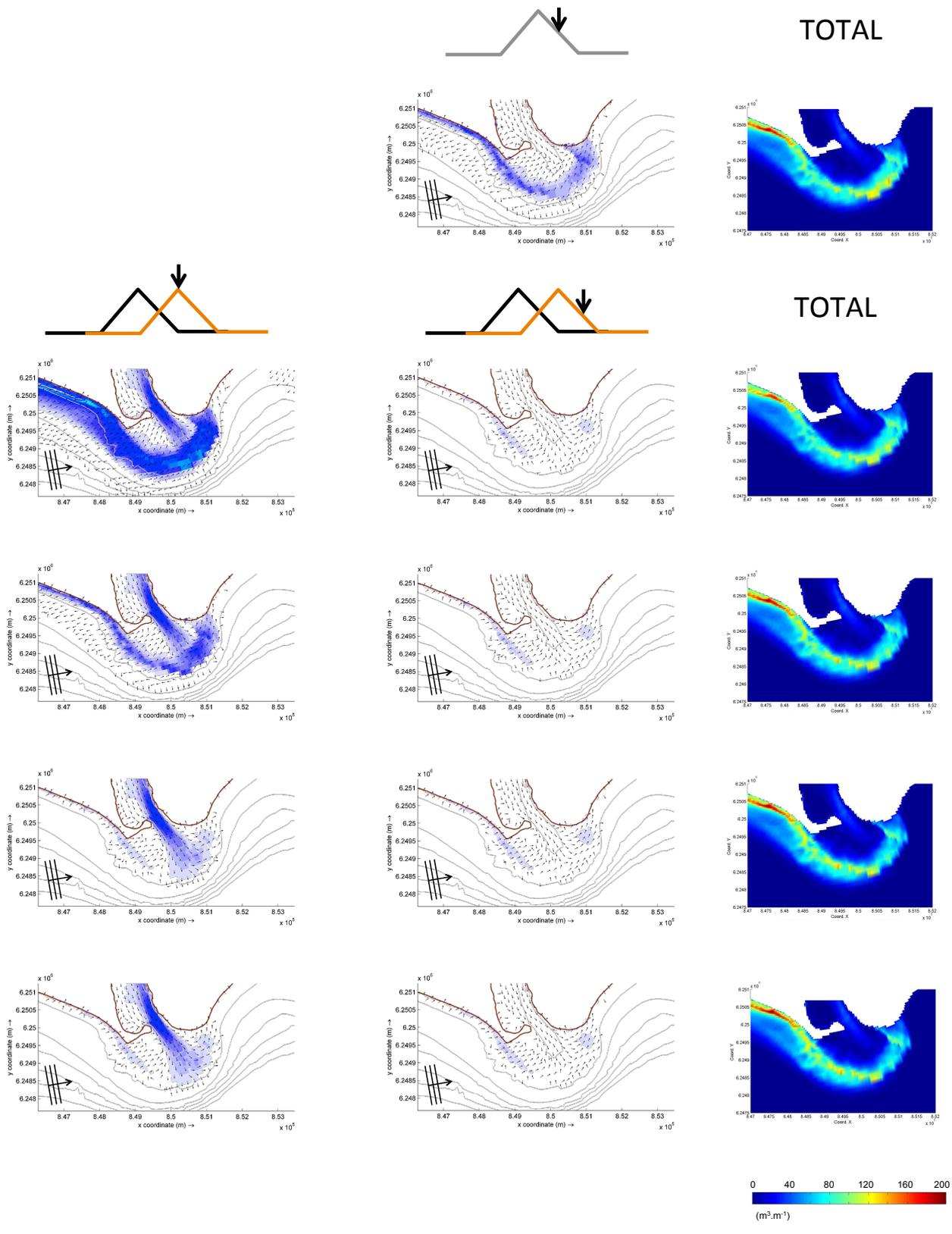


Figure 6.8 - Transport sédimentaire par charriage (BST) modélisé à partir du scénario « tempête et crue » (les pics de la tempête et de la crue ont lieu en même temps, soit à 0 jour d'intervalle) et du scénario « tempête puis crue » (les pics de

$Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $H_s = 5 \text{ m}$ $\text{Dir} = 260^\circ$ (WSW)



la tempête et de la crue sont séparés de 1 à 4 jours). Le débit de pointe est $7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (décennal). La hauteur significative maximale est $H_s = 5 \text{ m}$, en provenance du secteur WSW.

vers la côte. Mais ce TST sur ce transect est très faible comparé aux autres scénarios, ce qui s'explique par la redirection des sédiments du fleuve vers la levée Est. Il ressort de la Figure 6.6 que les vagues de secteur SSW, de par leur orientation contraignent le fleuve à dépasser un débit de $8\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour amener le TST vers le large. Pour synthétiser, la crue annihile l'effet de la tempête sur la barre d'embouchure, qui a tendance à ramener du sédiment sur le dos de cette barre et vers l'est. Plus la crue sera éloignée de la tempête (> 1 jour), plus l'effet de cette dernière sera forte (e.g. Figure 6.3 avec augmentation du TST sur le transect Mouth-bar lorsque les pics s'éloignent).

Pour les vagues de secteur WSW, le TST sur la barre d'embouchure (transect « Mouth-bar ») est toujours dirigé vers le large (jusqu'à plus de 20 m de fond, Figure 6.5). Au pic de la tempête, l'intensité du TST diminue si le décalage entre les pics augmente (Figure 6.5), exception faite du scénario « tempête puis crue » décalées de 1 jour, pour lequel le TST est le plus important (Figure 6.5 et Figure 6.2). Dans ce cas particulier, les vagues génèrent du TST le long de la plage Piémanson vers l'est. Ce transport diminue contre la levée subaquatique Ouest et reprend sporadiquement sur la pointe de cette même levée et sur la barre d'embouchure, pour se terminer sur la levée subaquatique Est. Il est dû à la remise en suspension des sédiments par les vagues et suit globalement le pourtour du lobe deltaïque vers l'est. Enfin, il ressort que les sédiments qui réussissent à franchir la barre d'embouchure se déposent sur le front de delta, au SE et à l'Est sur le lobe deltaïque. Pour résumer, une tempête de WSW qui arrive en même temps ou un jour après la crue favorise l'export vers le large à travers la barre (Mouth-bar) et vers l'est. Au-delà, elle n'a quasiment plus d'effet, et le seul transport effectif est un export au large à travers la barre.

6.2.2 Transport par charriage (BST)

Le BST modélisé sur le lobe deltaïque et le long des plages est très proche des résultats obtenus pour le scénario « tempête seule » (Chapitre 4), surtout pour le scénario « tempête puis crue » au pic de la tempête (Figure 6.7 et Figure 6.8). Par analogie au BST modélisé avec des vagues de secteur SE (Chapitre 5), le BST obtenu avec des vagues de secteur SSW et WSW se concentre également sur la barre d'embouchure, les levées subaquatiques et le long des plages et il est maximal sur la barre d'embouchure au droit du jet du fleuve (Figure 6.7). Les sédiments sont globalement mobilisés vers le nord, orthogonalement à la plage Piémanson et obliques à la plage Napoléon. Le BST arrive également oblique sur la levée subaquatique Ouest et sur la barre d'embouchure et longe la levée Est.

En revanche, les vagues de secteur WSW ne semblent pas générer de BST le long de la plage Napoléon, mais il est maximal le long de la plage Piémanson, sur la barre d'avant-côte. Le transport est oblique à la plage Piémanson, à la levée subaquatique Ouest et à la barre d'embouchure puis longe la levée subaquatique Est.

Le BST est maximal au pic de la tempête et augmente au droit du jet du fleuve quand le débit augmente également (Figure 6.9 et Figure 6.10).

Le BST cumulé au cours des événements, présentés dans la Figure 6.3 pour les différents transects, est relativement constant. Seules les vagues de secteur WSW pour le scénario « tempête et crue » génèrent

un BST un peu plus important que les scénarios « tempête puis crue » pour les transects « West » et « Mouth-bar ». Cette figure confirme également que l'essentiel du charriage se fait le long du littoral, sauf dans le cas des vagues de WSW où le BST du transect « East » est très faible.

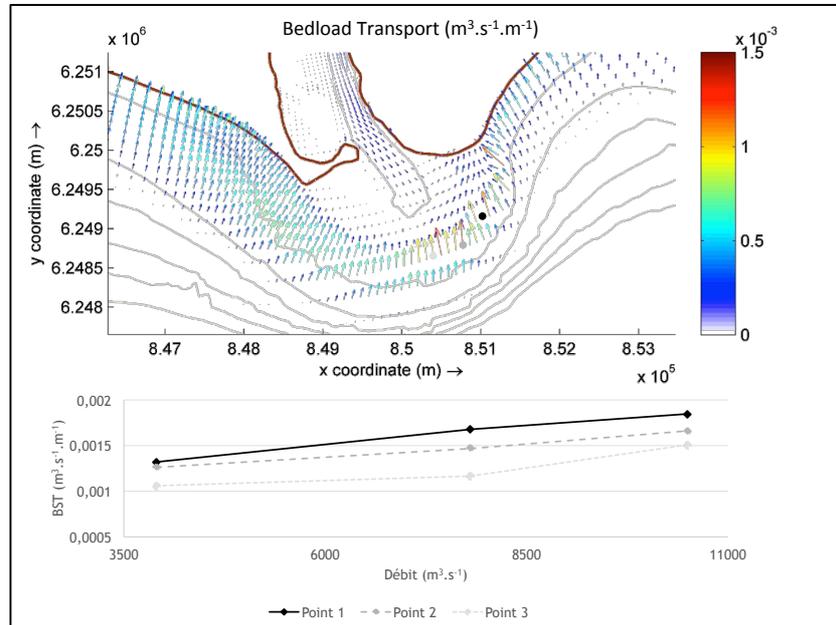


Figure 6.9 – Haut : Charriage (BST) modélisé pour un débit décennal ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et une hauteur significative de vague de 5 m, en provenance de SSW. La longueur et la couleur des flèches indiquent l'intensité et leur orientation la direction du transport. Bas : BST obtenu pour les 3 points sélectionnés pour différents débits (annuel, décennal et centennal) et une hauteur significative de vague de 5 m, en provenance de SSW.

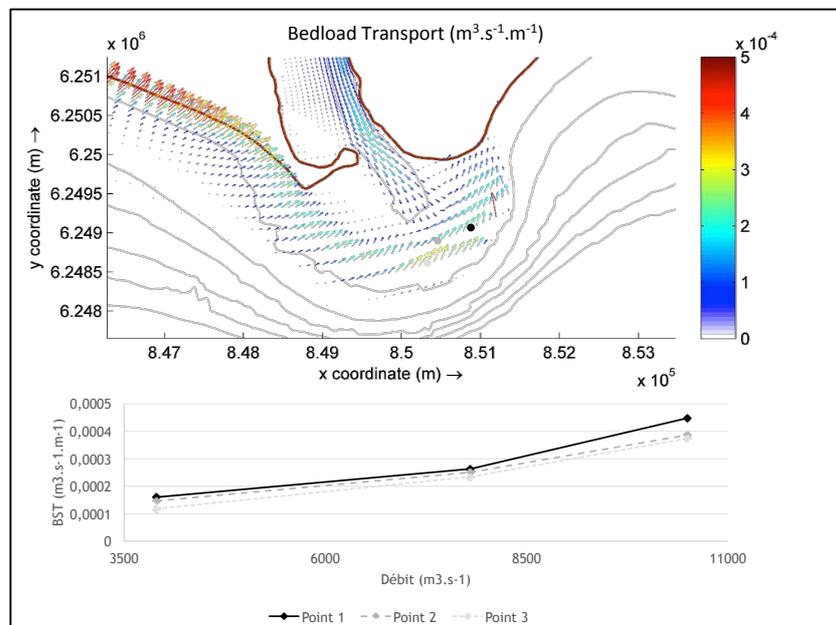


Figure 6.10 - Haut : Charriage (BST) modélisé pour un débit décennal ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et une hauteur significative de vague de 3 m, en provenance de WSW. La longueur et la couleur des flèches indiquent l'intensité et leur orientation la direction du transport. Bas : BST obtenu pour les 3 points sélectionnés pour différents débits (annuel, décennal et centennal) et une hauteur significative de vague de 3 m, en provenance de WSW.

Pour les deux directions de provenance de houles (SSW et WSW), l'organisation temporelle de la tempête et de la crue ne modifie pas l'organisation du transport. A l'exutoire (transect « Outlet ») le BST est sous l'influence du fleuve, pour les autres transect, le BST est contrôlé par les vagues (Figure 6.4 et Figure 6.5).

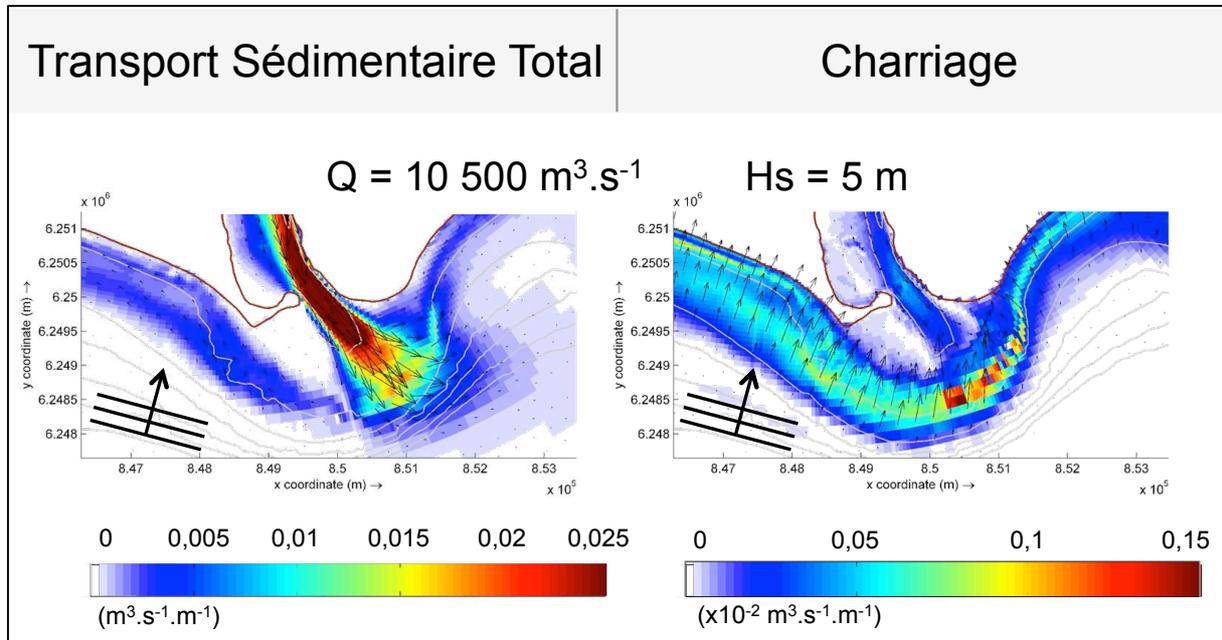


Figure 6.11 - Intensité (gamme de couleur et taille des flèches) et direction (orientations des flèches) du TST (gauche) et du BST (droite), au maximum d'une crue centennale ($Q = 10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et d'un tempête ($H_s = 5\text{ m}$) de SSW.

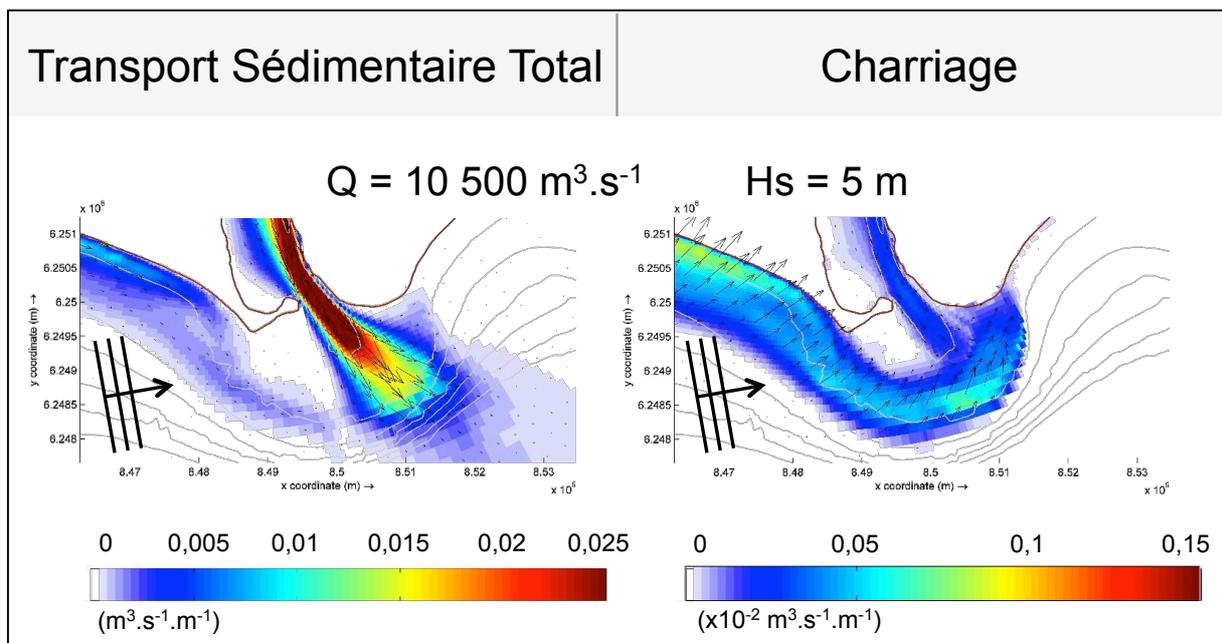


Figure 6.12 – Intensité (gamme de couleur et taille des flèches) et direction (orientations des flèches) du TST (gauche) et du BST (droite), au maximum d'une crue décennale ($Q = 10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et d'un tempête ($H_s = 5\text{ m}$) de WSW.

6.2.3 Cas extrême

Pour des vagues de secteur SSW ou WSW, un événement sera qualifié d'extrême par l'intensité de la crue. En effet, des vagues de 7 m de haut n'ont jamais été observées avec ces directions (Chapitre 2).

Les cas extrêmes présentent les mêmes caractéristiques que les scénarios analysés précédemment (Figure 6.11 et Figure 6.12), mais avec un transport sédimentaire (TST et BST) logiquement plus important dans le chenal. La crue centennale permet de déplacer plus de sédiment vers le large que la crue décennale (au-delà de 30 m de fond).

6.2.4 Cas réels : tempête puis crue (11/2002)

L'événement modélisé de novembre 2002 s'étend du 12 au 21 novembre 2002. Il est de type tempête puis crue (Figure 6.13). Les houles durant la tempête atteignent 3,9 m en provenance du secteur SSW ($T_p = 8$ s) et la crue connaît un débit de $8\,300\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 3 jours après le pic de la tempête.

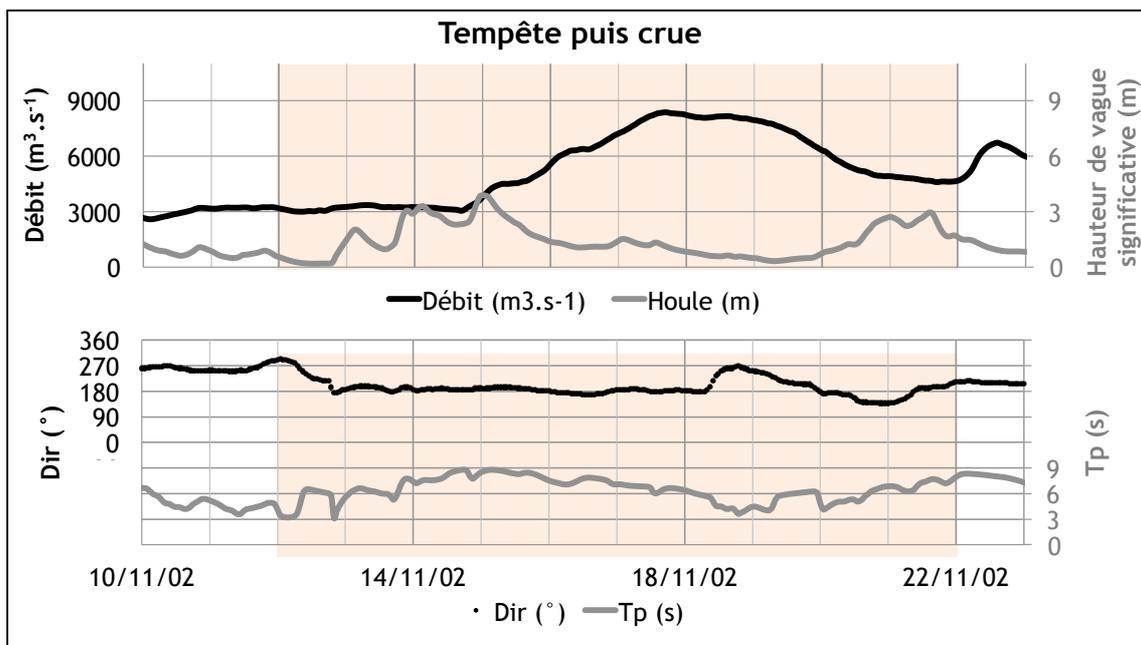


Figure 6.13 - Débit (ligne noire) et hauteur de houle significative (ligne grise) au cours de l'événement de « tempête puis crue » de novembre 2002.

Le TST est essentiellement concentré dans le chenal, et il est bien sûr maximal à l'exutoire, au pic de la crue (Figure 6.14 et Figure 6.15). Le jet du fleuve n'est pas dévié par les vagues de secteur SSW qui sont trop faibles durant la crue, et il se disperse en arrivant sur le dos de la barre d'embouchure, entraînant la diffusion de l'essentiel des sédiments avant qu'ils n'atteignent la barre d'embouchure. Les sédiments non déposés sur le lobe deltaïque rejoignent les plages (cf. 6.2.1).

A l'Ouest du jet fluvial, le Sud du poulter montre une zone calme très étendue avec des courants circulaires faibles (horaire) favorisant sans doute une sédimentation (20-21/11, Figure 6.15). La tempête se

terminant au cours de la montée de la crue, ce ne sont donc pas les vagues qui génèrent ces tourbillons. De plus, ils ne se forment qu'en présence d'un flux hydraulique puissant, à l'origine d'un gradient de pression entre le jet du fleuve et le reste du dos de la barre d'embouchure. La bathymétrie a aussi probablement une forte influence, et le banc sableux accroché au poulier joue certainement sur la position du tourbillon Ouest. D'ailleurs, au cours de la dernière phase de la crue (20-21/11), du TST est modélisé sur ce petit banc, du fleuve vers le poulier (Figure 6.15).

Le BST suit l'organisation spatiale attendue pour une tempête de secteur SSW (Figure 6.14), avec l'essentiel du BST réparti le long de la plage Piémanson et sur la barre d'embouchure ainsi qu'un transport moins important le long de la plage Napoléon. Le BST sur la barre d'embouchure se fait en direction de l'exutoire. Le long des plages il est orthogonal au littoral (Figure 6.16). Le transport est maximal au niveau de la zone frontale. Seule l'intensité du transport varie au cours de l'événement et pas son organisation. Sur les levées subaquatiques et sur le dos de la barre d'embouchure, le BST est dirigé essentiellement vers le nord, alors que dans le chenal d'écoulement du fleuve il reste dirigé vers le sud. Dans cette zone, l'influence du fleuve reste donc supérieure à celle des vagues. Sur la barre d'embouchure, cela se traduit par une petite zone où le BST est moins important et où le transport généré par les vagues s'oppose à celui entraîné par le fleuve. Les résultats indiquent également que deux couloirs étroits de BST pourraient exister de part et d'autre de l'exutoire, entraînant les sédiments vers le nord et les faisant remonter dans le chenal du fleuve le long des berges à proximité de l'exutoire.

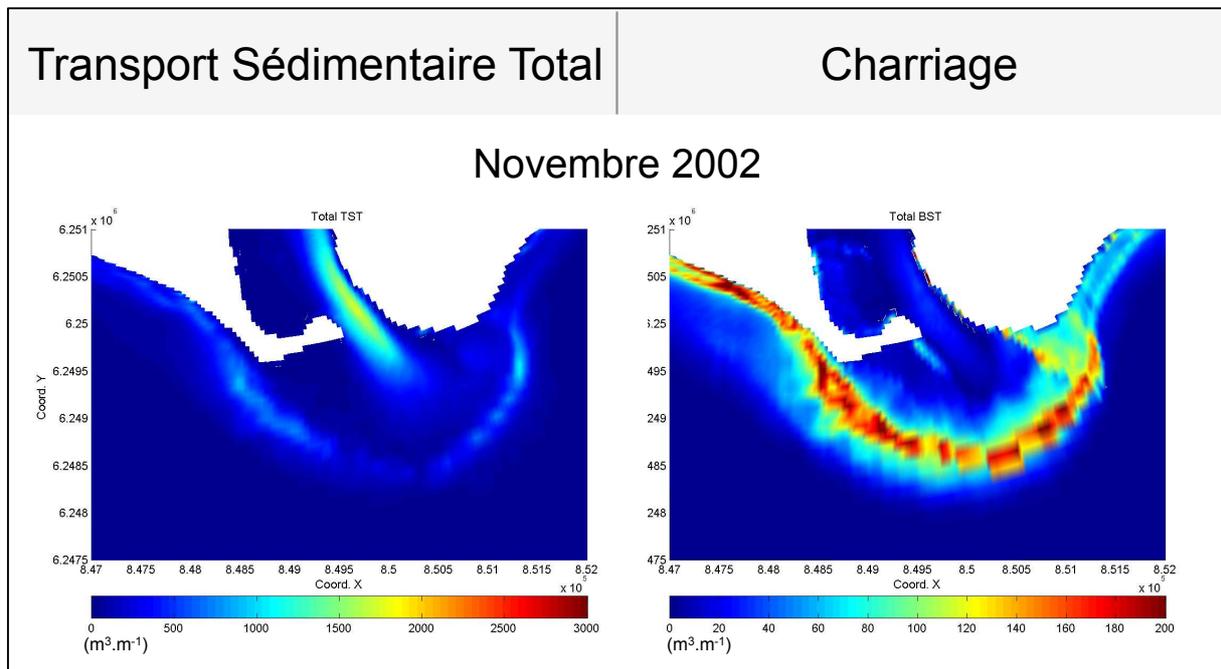


Figure 6.14 – TST (gauche) et BST (droite) cumulés au cours de l'événement de Novembre 2002.

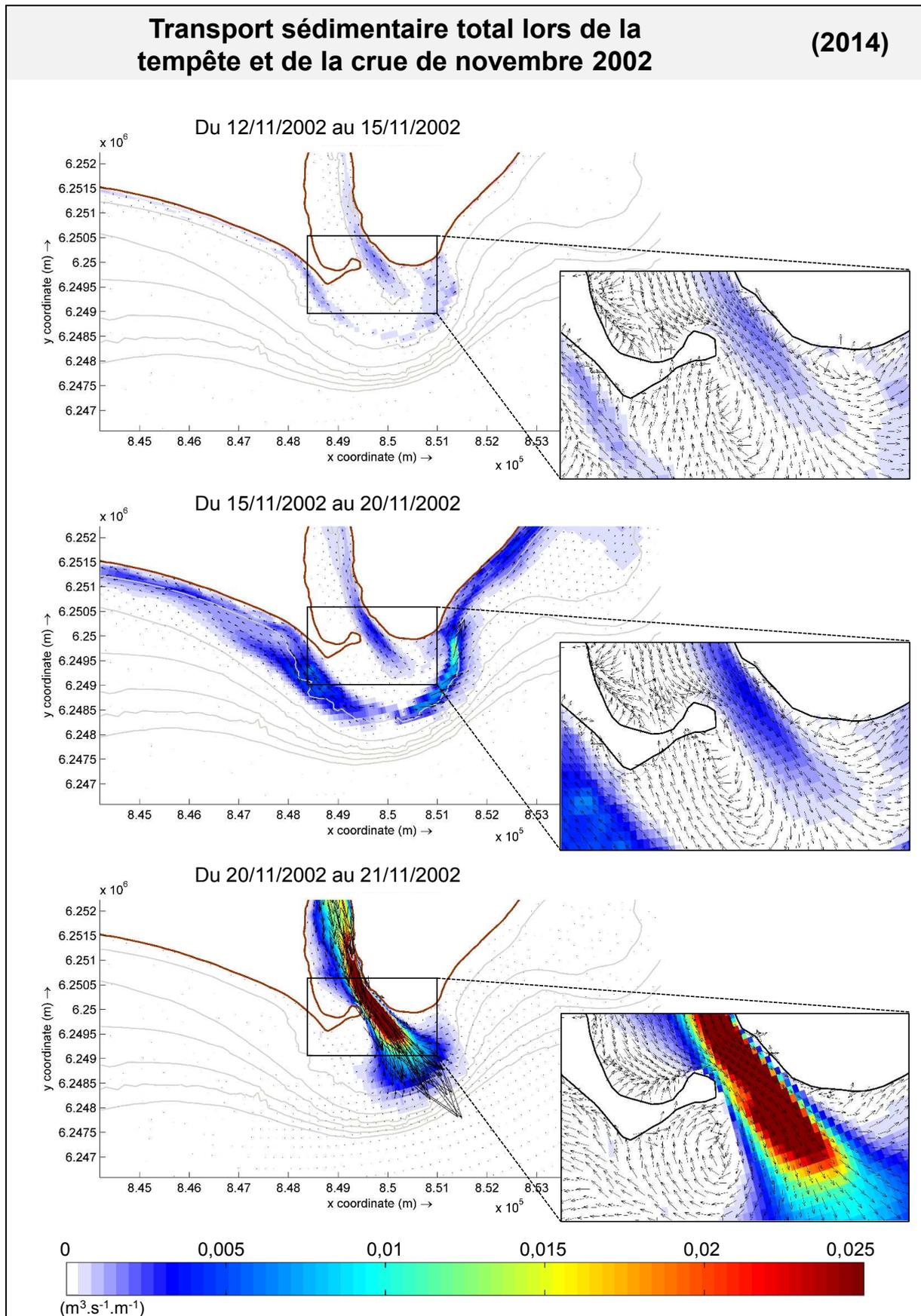


Figure 6.15 - Transport sédimentaire total (TST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement.

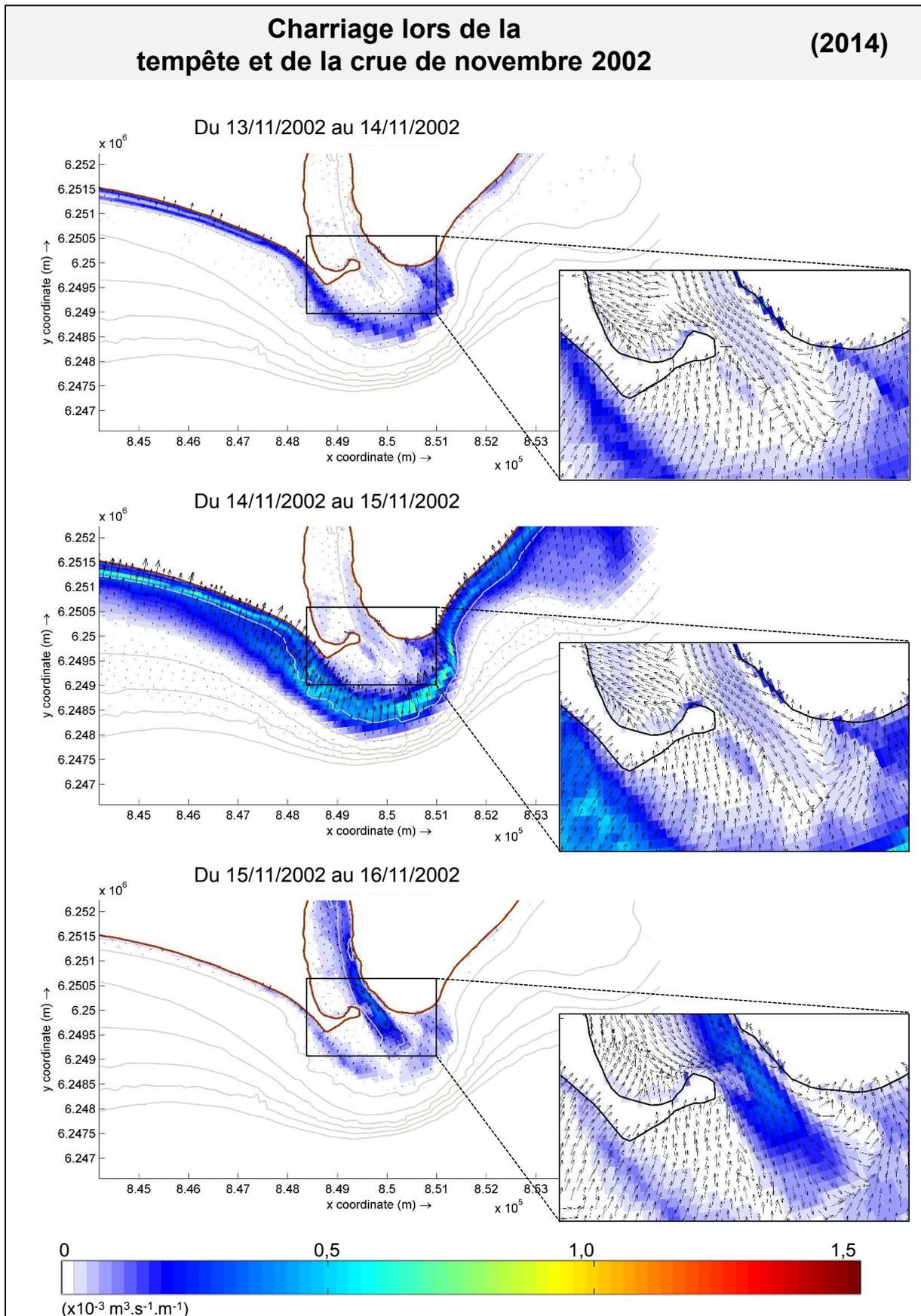


Figure 6.16 – Chariage (BST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement.

6.3 SYNTHÈSE

Si on retrouve avec ces modélisations de tempêtes de WSW et SSW les mêmes processus à l'œuvre que dans le chapitre précédent, les conséquences en termes de transport et dépôt sédimentaire diffèrent quelque peu, principalement sur ce qui concerne la redistribution des sédiments à l'embouchure.

Les vagues de SSW entraînent un TST sur la barre d'embouchure plus intense à l'Est de la zone frontale dont une partie va s'accumuler à l'Est de la levée subaquatique orientale (zone 2). Le TST modélisé de la zone frontale à la plage Piémanson est moins important et une partie des sédiments se dépose probablement contre le flanc de la levée Ouest, mais la discontinuité entre le transport de la barre d'embouchure et la plage est moins marquée que pour les vagues de SE.

Les différences majeures concernent surtout les vagues de WSW. Le transport est alors quasi-absent de la plage Napoléon et très faible sur le lobe deltaïque. Le courant longitudinal est exclusivement dirigé vers l'est et se retrouve bloqué par le jet du fleuve lors des crues.

Ces résultats sont repris et discutés dans le chapitre suivant, qui propose une synthèse et un schéma conceptuel des dynamiques sédimentaires lors des événements extrêmes affectant l'embouchure du Grand Rhône.

Chapitre 7

Discussion

Ce chapitre établit la synthèse des chapitres 4, 5 et 6 sur le fonctionnement hydrosédimentaire de l'embouchure du Grand Rhône. Différents points déjà abordés sont confrontés et synthétisés, afin de proposer un schéma global, de préciser les variations spatiales constatées par unités sédimentaires, et de revenir sur quelques processus particuliers.

7.1 ORGANISATION GENERALE DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE DURANT UN ALEA COUPLE

Sur la base des simulations des chapitres 4, 5 et 6, nous proposons un schéma conceptuel de fonctionnement (Figure 7.1) qui vient compléter celui déjà présenté pour l'aléa couplé faisant intervenir une tempête de secteur SE (Boudet *et al.*, 2016). Pour rappel, ces modélisations concernent une tempête et/ou une crue d'intensité variable (et direction variable en plus pour une tempête) mais dont les durées sont fixées à 5 jours pour les cas d'école. Ces événements rapides et intenses correspondent à ce que le Grand Rhône connaît pendant la période automnale (*cf.* partie 2.3.2 du chapitre 2) et qui représentent 90 % du transit sédimentaire vers la mer (*cf.* partie 2.3.5 du chapitre 2).

L'organisation spatiale du transport sédimentaire comprend une partie attribuée à l'action des vagues (flèches rouges) et une autre induite par l'action du fleuve (flèches bleues ; Figure 7.1).

Pour l'ensemble des scénarios (cas d'école et cas réels) modélisés, le BST apparait très largement contrôlé par les vagues. Les sédiments mobilisés par charriage lors d'une tempête correspondent globalement à la convergence des trains de houle vers la côte et le lobe deltaïque, leur direction étant influencée par l'effet de la réfraction (Figure 7.1). Le BST est maximal sur la barre d'embouchure et plus particulièrement au droit du jet du fleuve. Le Rhône génère tout de même un BST, mais il quatre fois moins important que celui initié par les vagues de SE et SSW et deux fois pour les vagues de WSW, même dans le chenal du fleuve où il est concentré. Puisque les vagues constituent le forçage majeur, la succession dans le temps des événements de tempête et de crue (*i.e.* le décalage des pics) ne joue pas significativement sur le BST, qui reste indéniablement associé au maximum de la tempête.

Le TST est plus sensible aux variations des conditions fluviaux-marines. Il résulte de l'interaction des vagues et du fleuve et représente la totalité des sédiments mobilisés, très largement représentés par les sédiments en suspension. Il est donc plus fortement affecté par l'organisation temporelle des événements dont les différents scénarios entraînent des réarrangements dans l'organisation du transport. Ces modifications sont parfois peu visibles en comparaison au volume de sédiments mobilisés au cours d'un événement, mais elles peuvent probablement contribuer aux différentes réponses morphologiques.

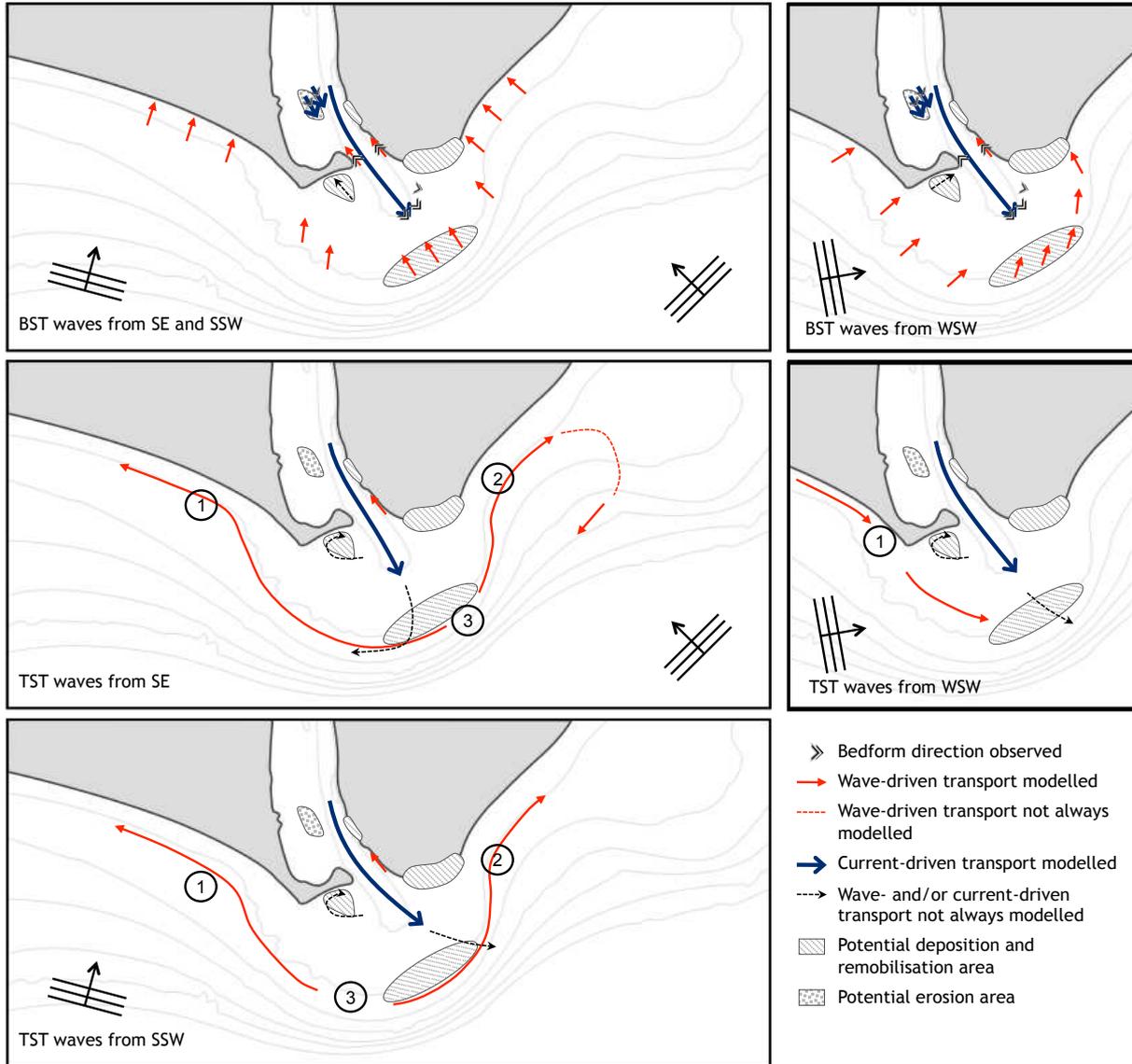


Figure 7.1 - Schéma conceptuel du transport sédimentaire à l'embouchure du Grand Rhône, au cours des événements de tempête et de crue. Les numéros de zones sont cités dans le texte.

Au niveau des plages, le décalage des pics de tempête et de crue se reflète dans le volume de sédiments mobilisés via le TST (moins de volume quand la durée entre les pics augmente). La contribution du fleuve aux courants longitudinaux dépend également de l'amplitude et de la direction des vagues.

7.2 FONCTIONNEMENT PAR UNITES SEDIMENTAIRES

7.2.1 Le banc sableux du chenal

La morphologie du banc sableux présent en amont de l'exutoire (cf. Chapitre 2, Figure 2.24) est suivie depuis 2012 par le CEREGE. Complétées par les données issues de Delft3D, ces données présentent

l'opportunité d'évaluer les vitesses d'écoulement dans le chenal du Rhône afin de distinguer des seuils d'apparition ou de mobilité des figures sédimentaires.

Les données bathymétriques montrent des rides de courants sur le dos du banc du chenal qui indiquent qu'une crue annuelle suffit à la migration du banc vers l'aval (cf. 2.2.7 ; OSR, 2015). Les figures sédimentaires sont traditionnellement interprétées comme des indices de BST (cf. 5.2.2, Figure 5.3c et d, Chapitre 5 ; Elias *et al.*, 2006; Barnard *et al.*, 2013) qui est bien modélisé ici par Delft3D.

Le modèle calcule également du BST dans la zone juste à côté sur le fond du chenal, alors que cette zone présente plutôt un fond sans figure sédimentaire. Cette situation semble paradoxale mais dans ce fond du chenal, où le BST est le plus fort, il est possible que cette situation soit dû au courant trop important (Simons & Richardson, 1962; Harms *et al.*, 1982), et/ou à la granulométrie fine des sédiments déposés (Figure 2.25, Chapitre 2 ; Maillet *et al.*, 2006) et/ou à l'affleurement de couches cohésives de limons issus de la construction du lobe d'embouchure, et/ou à la formation de figures sédimentaires « plan parallèles ».

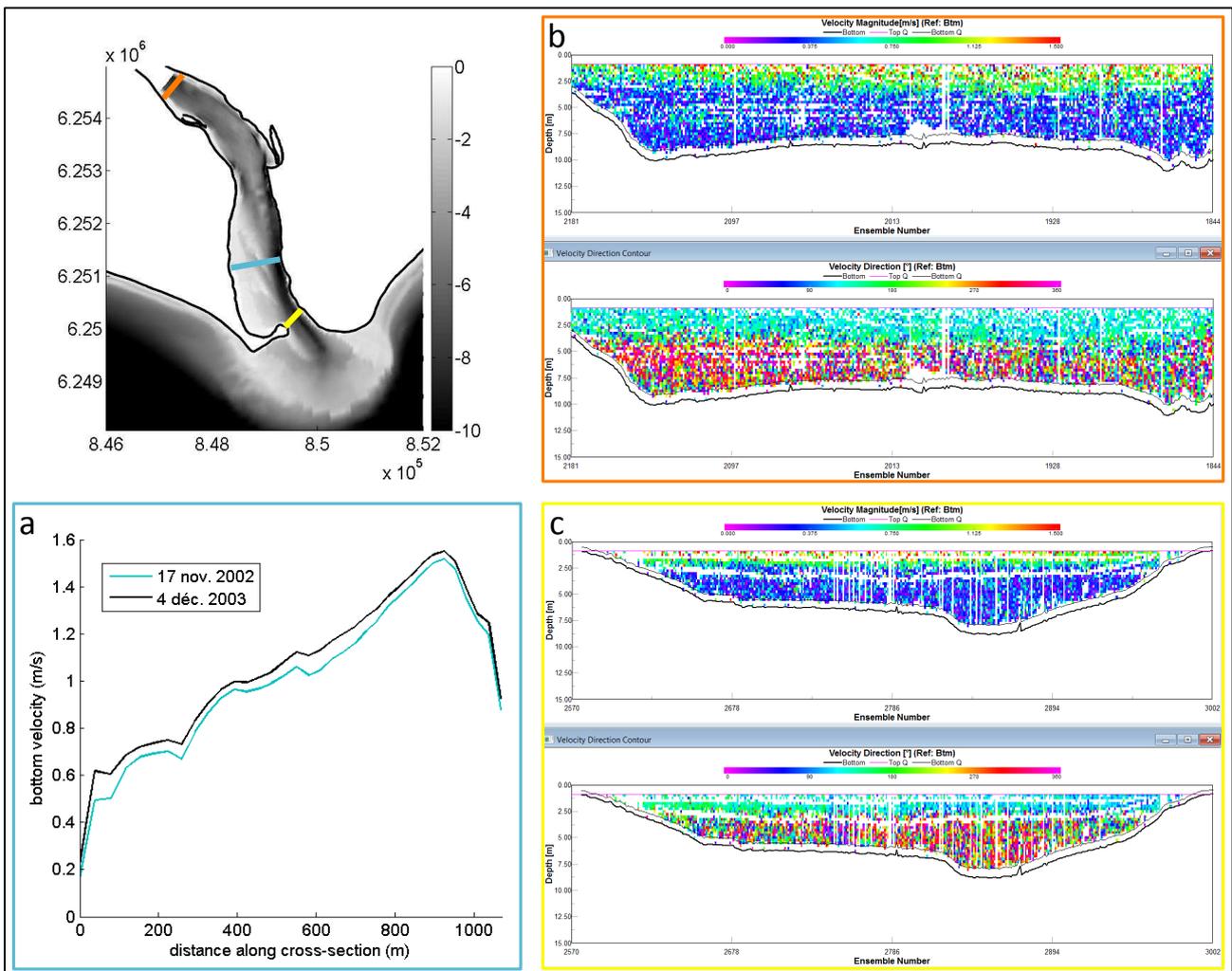


Figure 7.2 – Courant du Grand Rhône a) modélisé au fond du chenal, au pic des crues de décembre 2003 et novembre 2002, et amplitude et direction du courant du Grand Rhône observés lors de la campagne ADCP d'octobre 2015 ($Q = 1\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) b) au niveau de domaine de la Palissade et c) à l'exutoire.

Les sorties de modèle proposent un courant de 1,2 à 1,6 m.s⁻¹ au fond du chenal et de 0,8 à 1,0 m.s⁻¹ sur le banc sableux pendant la crue de décembre 2003 (Figure 7.2a). Les sédiments qui recouvrent le fond se composent d'un mélange uniforme de trois fractions (une fraction cohésive (< 63 µm) et deux fractions non-cohésives avec d₅₀ = 125 µm et d₅₀ = 300 µm, cf. 3.7.1). Au cours d'une crue, les particules fines sont rapidement mises en suspension. Au pic des crues de novembre 2002 et de décembre 2003, la charge de fond est ainsi composée pour l'essentiel de sable grossier et d'un peu de sable fin. Dans ces conditions, le banc sableux devrait être recouvert de rides ou de dunes et le chenal profond devrait être plat ou sujet aux antidunes (Figure 7.3 ; Harms *et al.*, 1982).

Des données de courant acquises au cours d'une campagne ADCP réalisée en octobre 2015 (non publiée) indiquent que le courant au fond du chenal (vers 50 cm de fond) est proche de 0,3 à 0,5 m.s⁻¹ (dirigé vers l'amont du chenal à cause de l'intrusion saline ; Figure 7.2b et c). D'après les observations, la partie profonde du chenal est caractérisée par une granulométrie fine (< 63 µm ; Antonelli, 2002; Maillet, 2005), ce qui limite les possibilités d'observation des formes de fond, et de charriage également. D'après (Harms *et al.*, 1982), en présence de sables (fin et grossier) le fond du chenal devait être recouvert de rides (Figure 7.3), mais le dépôt des particules fines à la suite d'une crue doit très probablement changer ce résultat vers un lit plat, avec une charge de fond inexistante.

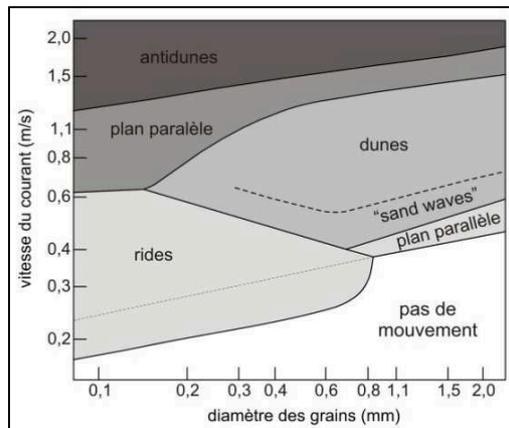


Figure 7.3 - Rapport entre les formes de lit avec la taille des grains et la vitesse de courant (Harms *et al.*, 1982).

7.2.2 L'exutoire

Le jet du fleuve à l'exutoire est naturellement repoussé vers l'est à cause du poulie qui ferme les deux tiers de la circulation. Une fois l'exutoire passé, la déviation du jet vers l'est est accentuée par les vagues de secteur SSW et WSW et atténuée avec les vagues de secteur SE. Ce phénomène s'accroît avec l'intensité de la tempête et s'atténue avec l'augmentation de la durée qui sépare les pics de tempête et de crue (Figures 5.9, 6.2 et 6.8).

Le transport (TST et BST) modélisé à l'exutoire du fleuve n'est pas influencé par les conditions marines. En effet, ni l'intensité de la tempête, ni sa direction n'ont d'influence sur la magnitude du transport au cours d'une crue. La puissance du jet du fleuve couplée à la protection naturelle de la barre d'embouchure contribuent à renforcer la domination du fleuve sur les vagues dans cette zone.

7.2.3 La rive gauche de l'exutoire

A proximité de l'exutoire, là où le transport sédimentaire causé par le fleuve atteint ses valeurs maximales, les rives du chenal connaissent un transport sédimentaire dirigé vers l'amont (Figures 4.9, 5.10, 5.16, 6.2, 6.8 et 6.9 résumées dans le Figure 7.4). Une résolution plus réduite que celle utilisée affinerait sans doute la compréhension de ces résultats, mais à ce stade, nos simulations dévoilent tout de même un mécanisme jamais appréhendé jusqu'alors que nous pouvons confronter à la géomorphologie (Figures 5.1 et Figure 7.5). Ces deux rives sont affectées dans leurs faibles profondeurs (< 2 m) par un transport généré sous l'influence des vagues (Figure 7.1 et Figure 7.4), bien moins important que la charge de fond mobilisée par le fleuve vers la mer, mais dont les conséquences morphologiques semblent importantes.

En rive gauche, le TST dirigé vers l'amont n'est visible que pour un débit annuel et des vagues des secteurs SE et SSW (Figure 7.4). Par contre le BST se produit pour toutes les vagues en provenance de ces deux secteurs (Figure 7.4). Ce courant doit façonner la rive gauche du fleuve dont l'examen morphologique montre une allure de flèche aux crochons rabattus le long de la rive (Figure 7.5, Photo 1). En effet, l'analyse historique (*Sabatier et al., in prep.*) montre que depuis les années 1940, le cap d'embouchure s'est déplacé vers le SE (Figure 7.5), mais il s'est aussi étendu vers l'amont, le long de la rive du Rhône. Par exemple, les clichés aériens des années 1950 indiquent la présence d'une petite flèche sableuse à l'extrémité du cap, suggérant un transport sédimentaire longitudinal orienté à contre-courant du Rhône (Figure 7.5, Photo 2). Les sorties de modèle précisent cette évolution. Le Chapitre 8, qui analysera l'impact de différentes tempêtes sur la morphologie des années 1950 permettra de confirmer ou infirmer notre analyse.

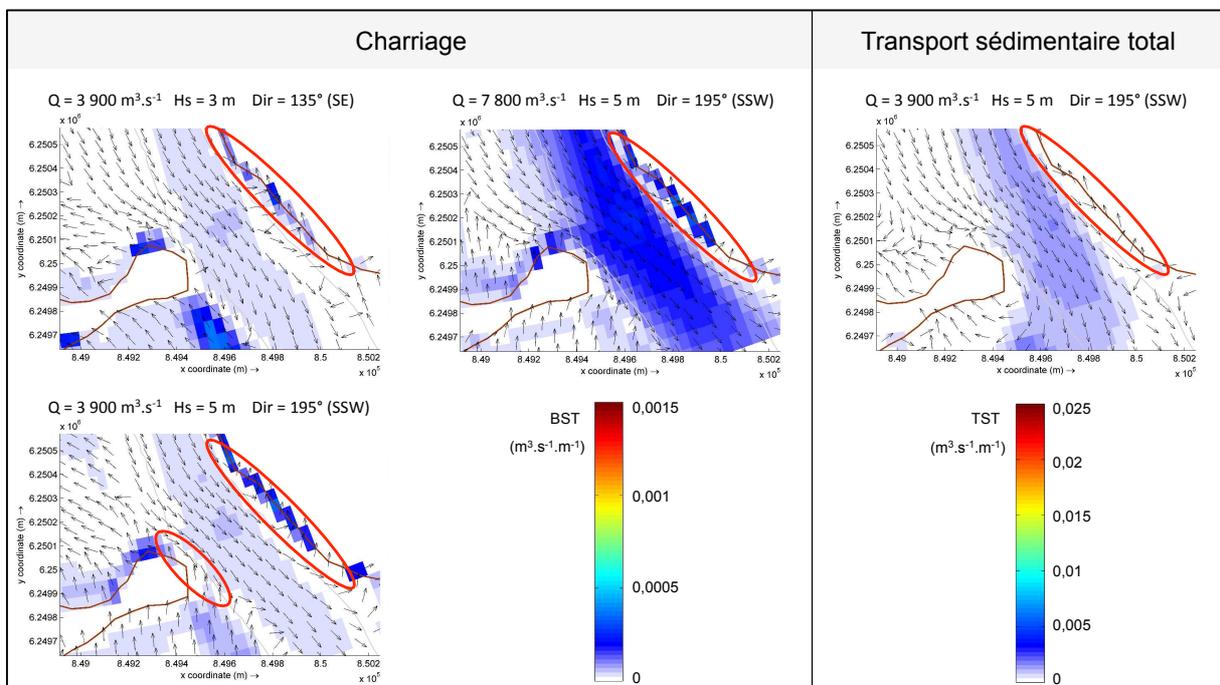


Figure 7.4 – Exemples de scénarios pour lesquels du transport (TST ou BST) est modélisé vers l'amont du fleuve (cercles rouges).

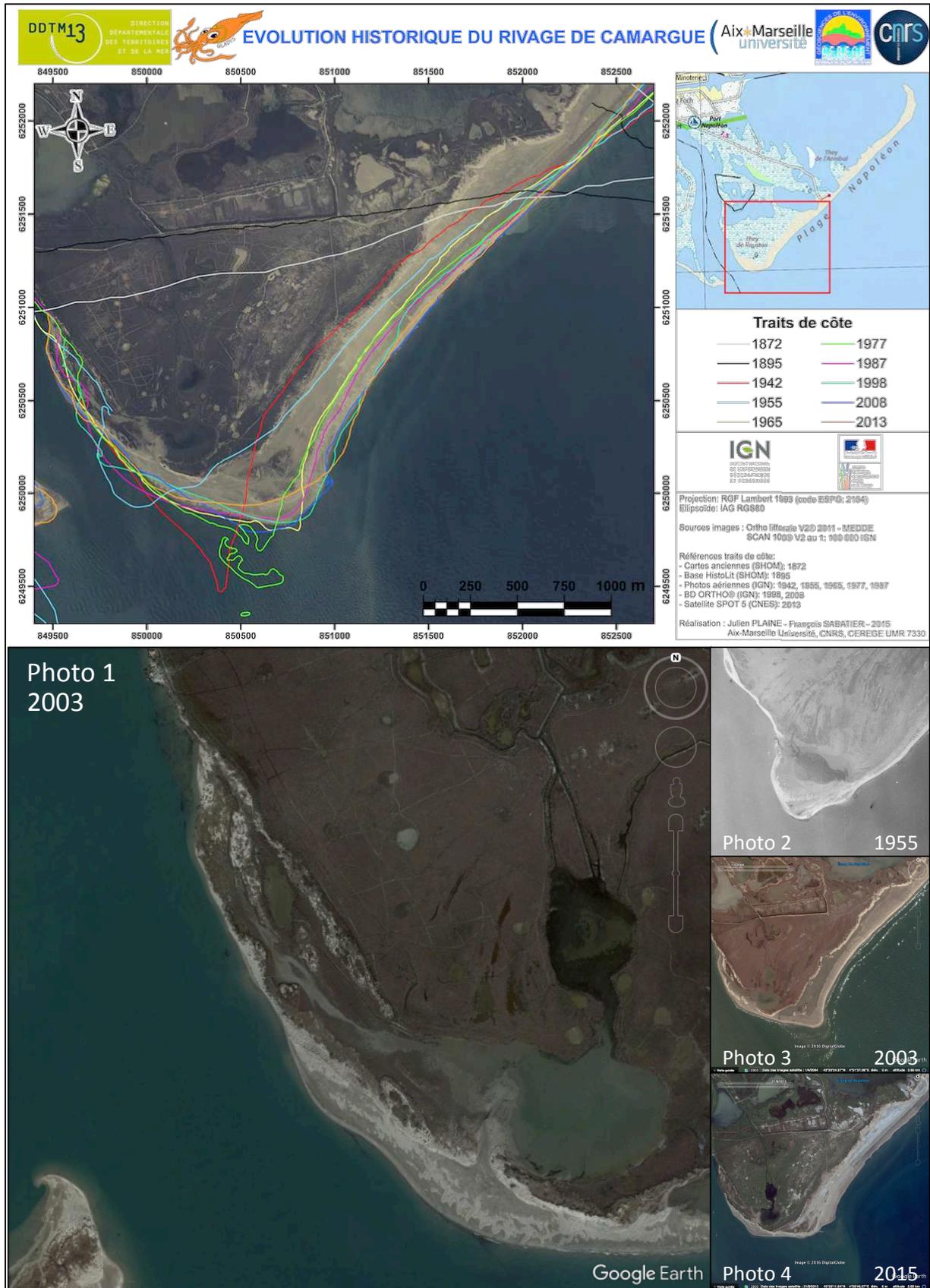


Figure 7.5 – Evolution de la morphologie de la rive gauche du Grand Rhône entre 1872 et 2015. En haut : (Sabatier et al., 2017). En bas : images Landsat acquises via Google Earth.

7.2.4 La rive droite, le poulier et son banc sableux

Il existe contre la face Sud du poulier un banc sableux (Maillet, 2005) qui va et vient et peut s'étaler jusqu'à plusieurs dizaines de mètres vers la mer (Figure 7.6). Il est situé dans une zone où le transport sédimentaire est faible mais dont la dynamique est des plus intéressantes.

Le tourbillon horaire généré à l'Ouest du jet du fleuve lors des crues favorise le stockage de sédiments au niveau du banc. Ces sédiments sont sans doute délivrés par le fleuve (TST) dont la capacité de transport diminue rapidement lors de son arrivée en mer et/ou par les vagues de WSW qui longent la côte de Piémanson à la pointe du poulier, participant probablement à son élongation.



Figure 7.6 – Photographies de l'embouchure du Rhône prise en octobre 2008 par Matthieu Colin (haut) et en mars 2005 (bas) par Gilles Martin-Raget. Le banc sableux présent contre le poulier émerge au centre de l'image du haut, et se devine sur l'image du bas.

En rive droite de l'exutoire, les vagues de secteur SE et SSW entraînent du BST dirigé vers l'amont du fleuve, visible contre la pointe du poulier pour un débit de $3\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et des vagues de 5 m (Figure 7.4) et dans le cas d'une tempête seule (Figure 4.9). Par contre, les résultats obtenus pour les vagues de 1 à 7 m de secteur SE et de 1 à 3 m de secteur SSW présentent un BST dirigé vers le nord (amont du fleuve) contre l'extrémité du poulier, face Sud (sur le banc sableux du poulier) et face Nord, mais pas contre la pointe à l'exutoire (Figures 5.9, 6.2 et 6.16). Néanmoins, le modèle met bel et bien en évidence qu'il peut exister du charriage dirigé vers l'amont à l'exutoire sur une surface restreinte, surface où sont justement observées des dunes hydrauliques relevées sur le terrain, présentées dans le Chapitre 5 (Figure 5.1) et reportées sur la Figure 7.1.

Le banc sableux ressort ainsi comme la résultante d'un piège sédimentaire entre le jet du fleuve (tourbillon) et les apports des vagues (SE, SSW et dans une moindre mesure WSW). Ce banc peut ainsi contribuer à l'alimentation du poulier dont la disposition et son évidente élongation au cours des dernières décennies (Sabatier & Suanez, 2003) se poursuit jusqu'à aujourd'hui (Figure 7.7).

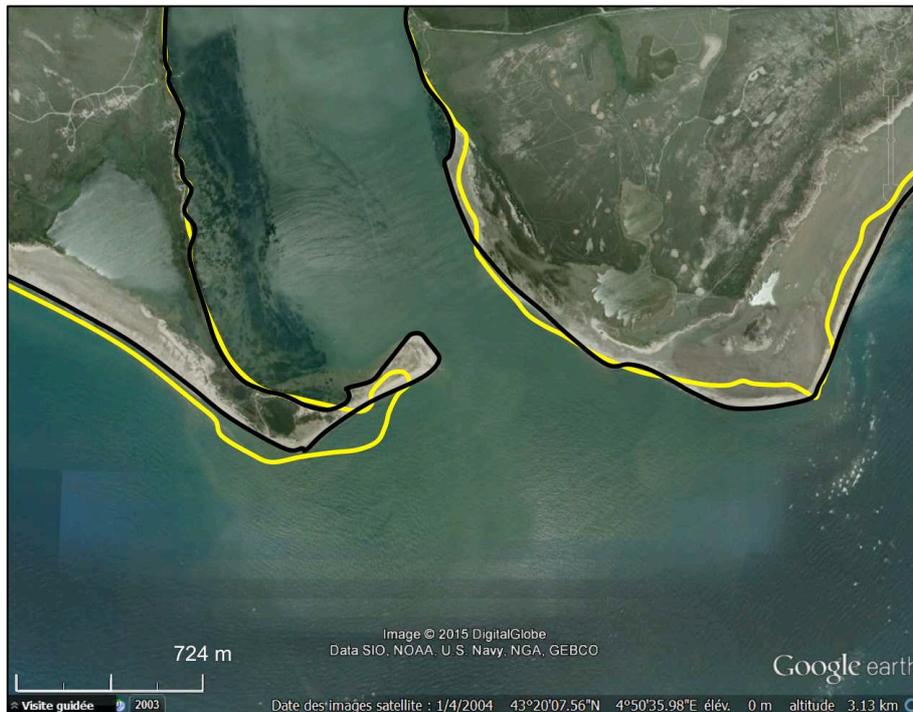


Figure 7.7 – Comparaison de l'évolution du trait de côte en décembre 2003 (jaune) et avril 2015 (noir).

Dans les travaux précédents, l'élongation du poulier était attribuée à la dominance des conditions de dérive littorale vers l'est (Suanez *et al.*, 1998; Sabatier & Suanez, 2003). Mais l'utilisation de la modélisation pour affiner l'organisation de la dynamique sédimentaire dévoile que le développement du poulier, et de manière plus générale l'organisation du transport à l'embouchure, est plus complexe que ce qui a été décrit jusqu'ici. La circulation horaire du transport générée avec des vagues du secteur SE et SSW ainsi que le BST entraîné vers l'est par les vagues de secteur WSW (flèche noire, Figure 7.1) favorisent le maintien voire l'élongation du poulier. Dans ces cas le transport est faible comparé à ce qui est mobilisé sur la barre

d'embouchure ou le long des plages, mais il pourrait être suffisant pour assurer l'élongation du poulie, alimenté préalablement par des événements impliquant des tempêtes de secteur SE ou SSW. De plus, nous ne modélisons que des épisodes de tempêtes alors que le transport annuel est aussi contrôlé (au moins dans ces petits fonds) par les houles plus faibles mais fréquentes issues du cadran W, donc susceptibles de participer à l'allongement du poulie.

7.2.5 La barre d'embouchure

Lorsque les événements de tempête et de crue se produisent en même temps, ou dans un laps de temps restreint, on assiste à une sorte de « conflit » entre le fleuve et les vagues, l'un ayant à un moment donné le dessus sur l'autre. Le transport sédimentaire apparaît alors comme le témoin d'un tour de force entre la dynamique des vagues et celle du fleuve. [Anthony \(2015\)](#) présente la barre d'embouchure comme étant la résultante de cet équilibre morphodynamique. Nos travaux affinent les connaissances sur cette unité sédimentaire.

Le fleuve est la principale source de sédiment du lobe deltaïque. Le transport sédimentaire (TST et BST) est maximal à l'exutoire et diminue rapidement après avoir dépassé l'exutoire, traduisant la sédimentation d'une partie des apports fluviaux avant même d'avoir atteint la barre d'embouchure. Une autre partie des sédiments est redistribuée vers les plages sous la contrainte des vagues (Figure 7.1). L'alimentation de la barre d'embouchure par le fleuve se produit donc essentiellement par la sédimentation du TST. Plus le jet sera puissant, plus il pourra repousser la barrière de vagues et déposer des sédiments sur ou derrière la barre d'embouchure.

Les vagues remobilisent des sédiments déposés sur le front de delta et sur la barre d'embouchure, et plus particulièrement dans la zone de confrontation directe au droit du jet (Figure 7.8, 5.6, 6.9 et 6.10). Le BST augmente localement dans cette zone avec le débit du fleuve. Plus les pics de tempête et de crue sont proches, plus ce phénomène est important. Il est donc probable que le jet du fleuve amplifie la hauteur de houle et son déferlement (Figure 7.9) qui n'est pas plus important mais affecte une surface sur la moitié Est de la barre d'embouchure légèrement plus étendue au droit du jet du fleuve lorsque le débit augmente.

Le BST sur la barre d'embouchure est dirigé vers son dos où les diminutions rapides des vecteurs de transport indiquent une accumulation de la charge de fond. Le TST généré par l'action des vagues reste inférieur à celui de l'exutoire.

L'équilibre morphodynamique décrit par [Anthony \(2015\)](#) n'est donc pas qu'un simple concours de puissance entre les vagues et le fleuve. Il s'agit d'une interaction plus nuancée entre ces deux facteurs qui s'opposent par leur mode de transport préférentiel (le TST pour le fleuve et le BST pour les vagues), leur charge sédimentaire et leur densité. Autant de caractéristiques qui s'emboîtent dans l'espace horizontal mais aussi sur le plan vertical de l'embouchure, rendant plus difficile leur compréhension.

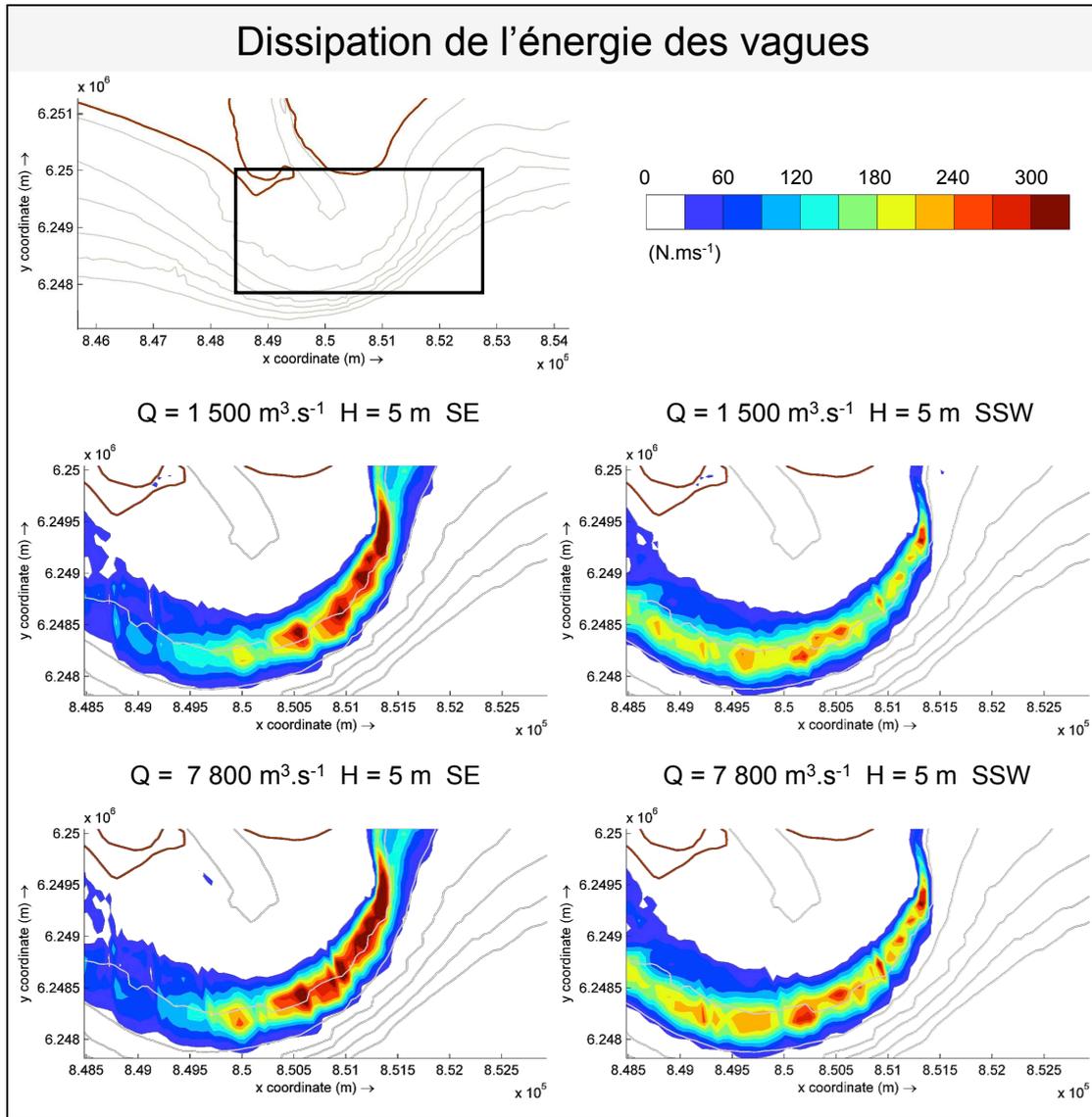


Figure 7.8 – Dissipation de l'énergie des vagues sur la barre d'embouchure pour un débit moyen ($Q = 1\ 500\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, haut) et une débit décennale ($Q = 7\ 800\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, bas) et une houle avec $H_s = 5\ \text{m}$ en provenance du secteur SE (gauche) et SSW (droite).

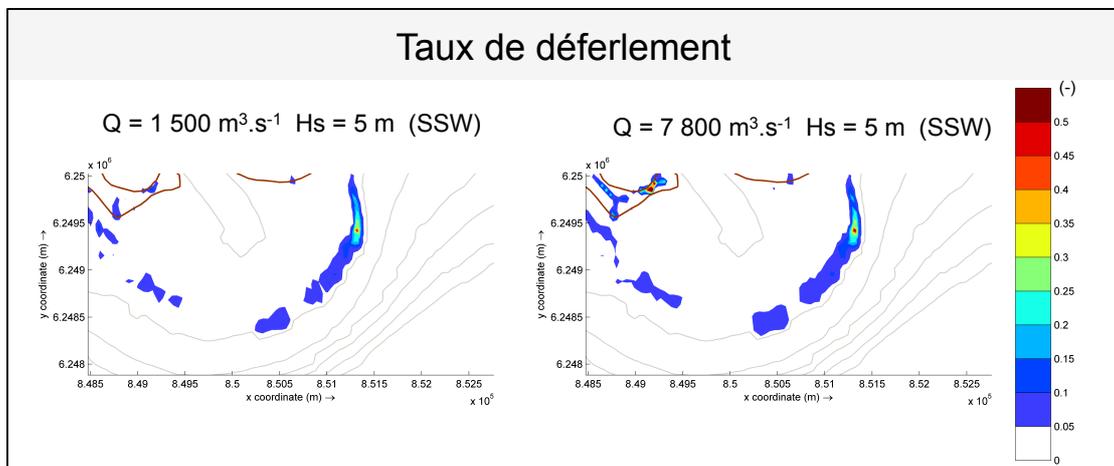


Figure 7.9 - Taux de déferlement des vagues pour un débit moyen (gauche) et décennale (droite) et des vagues avec une $H_s = 5\ \text{m}$ de secteur SSW.

Toutefois, en ce qui concerne la dynamique de la barre d'embouchure, sa progradation dépend d'un équilibre fragile entre les apports fluviaux et la remobilisation des vagues. En d'autres termes, l'avancée de la barre d'embouchure implique d'avoir un flux sédimentaire suffisamment important pour permettre le dépôt de sédiments sur la barre et le front de delta, malgré l'action opposées des vagues.

Le seuil qui définit la capacité d'une crue à passer la barre d'embouchure et à transporter les sédiments vers le large (en dessous de 30 m de fond, Figures 4.11, 5.9, 5.15, 6.2, 6.3 et 6.16) dépend surtout de la direction des vagues (Figures 5.4 et 6.6). Les résultats montrent qu'une tempête de secteur SE ou SSW nécessite un débit décennal ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) pour permettre au fleuve d'exporter ses sédiments quel que soit l'intensité de la houle. En revanche, les vagues de secteur WSW ne sont pas un obstacle aux crues car elles ont une intensité faible à modérée ($H_s \leq 3\text{ m}$) et une incidence qui favorise surtout un transport longitudinal (cf. 4.2 et Chapitre 6). Un débit de $2\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ dans leur cas peut suffire à entraîner les sédiments au-delà de la barre d'embouchure (pas montré sur la Figure 6.6). Ces seuils font ressortir que seuls 5 % des événements enregistrés jusqu'ici sont susceptibles de repousser la barre.

Ce schéma de transport n'apparaît pas propice à une progradation du lobe deltaïque, mais plutôt au recul de la barre d'embouchure. Ce dernier, observé depuis quelques années (Maillet, 2005) (Figure 2.21, Chapitre 2), pourrait donc être justifié (au moins en partie) par la rareté des événements susceptibles de repousser les sédiments vers la mer et/ou la diminution des apports sédimentaires fluviaux (cf. Chapitre 2).

7.2.6 Le prodelta fossile de Pégoulie

Sur la base d'une analyse de plans de houles et de la morphologie, Suanez (1997) et Bruzzi (1998) suggèrent que le lobe fossile de Pégoulie favorise un courant sous-marin vers l'ouest lors des tempêtes de secteur SE, opposé au transport longitudinal de la zone vers 10 m de fond (Figure 2.15, Chapitre 2), ce qui est tout à fait en accord avec les sorties de modèle reportées sur la Figure 5.12 (Chapitre 5) et Figure 7.10. Les tempêtes de secteur SE produisent un transport venant du delta fossile de Pégoulie vers le lobe deltaïque actif (Figure 7.10 et Figure 7.1). L'incidence des vagues et la topographie sous-marine sont à l'origine de ce courant plus profond, dirigé vers l'ouest, en accord avec la première approche de Suanez & Bruzzi (1999 ; Figure 2.15, Chapitre 2) qui ne décrivait alors qu'un apport en provenance du lobe fossile vers l'embouchure active sans plus de précision. Ces résultats nuancent aussi la notion de budgets sédimentaire établis par des comparaisons de bathymétries (Suanez *et al.*, 1998; Maillet *et al.*, 2006; Sabatier *et al.*, 2006, 2009) car l'accumulation du lobe de Roustan n'est donc pas seulement causée par les apports du Rhône. Par conséquent, les estimations antérieures par ces auteurs sont surestimées. Compte tenu de nos modélisations, on suppose toutefois que ce mécanisme reste mineur dans la sédimentation du lobe.

7.2.7 Distribution vers les plages

La redistribution latérale des sédiments le long des plages dépend des apports sédimentaires fluviaux et de la direction des vagues. En effet, la tempête limite la capacité du fleuve à emmener les sédiments en

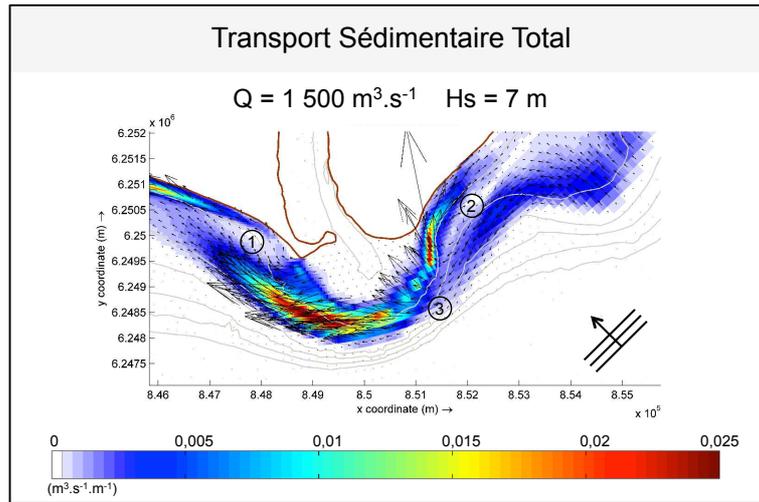


Figure 7.10 - Transport sédimentaire total (TST) modélisé pour une hauteur de houle significative $H_s = 7$ m en provenance du SE et le débit moyen du Rhône $Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

mer en contraignant le TST à se diriger (en partie) vers les plages. Nos modélisations affinent les connaissances de la répartition des sédiments de part et d'autre de l'embouchure.

Sur le flanc occidental du lobe deltaïque, le TST qui sort du Rhône montre régulièrement une continuité de l'exutoire vers la barre d'embouchure (vagues de SE, SSW) puis une décroissance en mer (zone 1). Les sédiments vifs du fleuve sont préférentiellement dirigés vers Piémanson mais ils se stockent probablement à l'extrémité de la barre d'embouchure pour alimenter ultérieurement les plages. Autrement dit, l'alimentation en sédiments se réalise en relais. Les plages ne sont pas directement fournies en sables pendant une crue. La morphologie sous-marine procure aussi un argument à cette organisation. En effet cette zone montre des bancs de sables désorganisés et dont les formes témoignent d'effondrements suggérant des apports sédimentaires massifs que les courants ne parviennent pas à modérer (Maillet *et al.*, 2006). Les houles de secteur WSW favorisent un transport longitudinal vers l'Est, le long de la plage de Piémanson. Ce dernier diminue fortement en arrivant au niveau de la levée subaquatique Ouest. Ainsi, les sédiments potentiellement déposés dans la zone 1 sous l'effet des houles de SE et SSW (*cf.* au-dessus) peuvent être remobilisés par les houles de WSW et alimenter la levée subaquatique et/ou le poulier. Ces mêmes vagues génèrent un TST très faible sur la barre d'embouchure facilement dominé par le fleuve et quasi-absent le long de la plage Napoléon (Figure 7.1).

Sur le flanc oriental, Suanez *et al.* (1998) et Sabatier & Suanez (2003) ont montré, en se basant sur l'évolution du rivage, que la dominance des conditions de dérive littorale vers l'est (houles de cadran WSW et SW) se traduit par un transport net à moyen terme d'Ouest en Est à l'origine de la formation de la flèche de La Gracieuse. Jusqu'ici, le transport associé aux vagues de secteur WSW était présenté comme un facteur important de l'évolution du trait de côte. Cependant nos modélisations font plutôt ressortir l'importance des vagues de secteur SSW et SE sur la dérive des sédiments vers l'est, vers la flèche de La Gracieuse. En effet, le TST généré par les tempêtes de secteurs WSW est faible et de surcroît peu fréquents à l'Est de l'embouchure (vers Napoléon; Figure 4.3). Le modèle permet donc de préciser les modalités des houles responsables de l'organisation dominante des transits littoraux, où les directions de houles pressenties

antérieurement ne seraient pas celles responsables des déformations du rivage. Comme nous n'avons effectué que des modélisations épisodiques et pas annuelles, les travaux futurs devront compléter cette analyse aux moyens de mesures *in situ* (plage Napoléon et plage Piémanson) au cours d'une tempête de secteur WSW. En direction de la plage Napoléon, comme sur le flanc occidental, le gradient du TST indique lui aussi une accélération (généralement proche de la jonction entre la barre d'embouchure et celle d'avant côte) puis une diminution suggérant ici encore une zone de stockage (zone 2, mais moins prononcé que du côté Ouest). En d'autres termes, même pendant les tempêtes favorables à un transit vers l'Est, les apports sédimentaires vifs du fleuve n'alimentent pas directement l'ensemble de la flèche de la Gracieuse, et nous faisons l'hypothèse de stockages temporaires et d'alimentation du bout de la flèche en relais. Ces sédiments déposés sont ensuite remobilisés par le BST mais aussi par TST lors d'autres événements impliquant une tempête de secteur différent. En effet, la zone d'accumulation (zone 2) varie légèrement dans l'espace en fonction de la direction d'incidence des houles, ainsi la zone 2 des houles de SSW correspond à celle où le TST des vagues de SE est le plus important. De plus, les sédiments qui sortent de l'exutoire sont plutôt rabattus vers Piémanson plutôt que vers Napoléon (vagues de SE) ce qui diminue encore le potentiel d'alimentation de la plage Est par le Rhône. Toutefois, la morphologie ne montre pas d'évidence de ces mécanismes, peut-être en raison de volumes moins importants que sur l'autre côté du lobe ou à cause de la variabilité de processus qui ne ressort pas sur les observations à long terme.

Les sorties de modèle produisent un BST qui est essentiellement dirigé quasi-orthogonalement aux plages et pourrait jouer un rôle dans la recharge et/ou dans leur érosion. Toutefois, ce résultat est essentiellement causé par les processus pris en compte pour le calcul du BST induit par les vagues. En effet, Delft3D se « contente » de calculer les orbitales de houles ce qui logiquement se traduit par un transport perpendiculaire aux vagues (dirigé vers le rivage). Le gradient de transport, imagé par l'augmentation ou la diminution de l'intensité du transport de la mer vers la plage, indique un potentiel à ramener les sables vers la plage, mais il est difficile de conclure ici à une alimentation des plages ou leur recul car les variations du trait de côte et l'évolution des fonds dans la zone du déferlement ne dépendent pas uniquement des orbitales de houles. Pour cette raison nous essayons de ne pas sur-interpréter les sorties du modèle en termes d'alimentation des plages par le BST. Par contre, le BST indique dans plusieurs cas (Figures 4.6, 6.8 et 6.9) un transport oblique sur le côté Est de la barre d'embouchure en direction de la barre d'avant côte dévoilant un transfert sédimentaire entre ces deux unités. On imagine donc que la fourniture en sédiments du Rhône se produit préférentiellement à proximité de la barre d'avant côte (raccordée à la barre d'embouchure). L'hypothèse de l'alimentation des plages doit être validée en observant et/ou modélisant l'évolution de la morphologie des plages.

Quel que soit le flanc du lobe considéré, nous montrons un processus de stockage temporaire de part et d'autre de Roustan (zones 1 et 2). Nos modélisations éclairent donc les observations réalisées par bathymétries historiques qui suggéraient une faible redistribution des sédiments vers les plages qui ne sont pas directement adjacentes au lobe deltaïque (Sabatier *et al.*, 2009).

7.3 EFFETS PARTICULIERS DES COURANTS ET DES INTERACTIONS

Ce chapitre revient en détail sur des processus hydrodynamiques particuliers mis en évidence avec les sorties de modèles. Deux d'entre eux ont déjà été évoqués et sont caractérisés plus en détail ici (wave blocking et hydraulic groyne effect). Trois autres sont présentés pour la première fois et discutés succinctement (effets de variations de matière en suspension en crue, niveaux d'eau et effets de l'interaction du coin salé). Ils n'ont pas pu être plus approfondis faute de temps, mais ils ont un rôle potentiellement non négligeable et mériteraient d'être mieux investigués dans le futur.

7.3.1 Effet de l'organisation temporelle de l'aléa couplé

Le décalage des pics de tempête et de crue estompe les interactions et joue sur l'équilibre morphodynamique entre le fleuve et les vagues. Les scénarios étudiés indiquent qu'au-delà de 2 jours, la tempête et la crue agissent comme deux événements distincts. Attention toutefois car cette valeur est directement liée à la durée de cinq jours attribuée à la tempête. Dans les cas d'école étudiés, au bout de trois jours la tempête diminue fortement alors que la crue n'a pas encore atteint son apogée. La véritable limite entre l'action de fleuve et de la houle est donc régulée par le rapport de force précédemment décrit, à savoir l'intensité de la tempête face à celle de la crue.

En dépit du fait que ce ne soit pas la durée qui sépare les événements qui compte effectivement, ce serait une erreur que de sous-estimer l'importance de la succession des événements dans le temps. La tempête est généralement plus courte que la crue. Une fois terminée, le fleuve en crue devient par défaut le forçage dominant du transport sédimentaire. Plus la crue débutera tardivement après la tempête, plus son rôle sur le transport et la morphologie à l'embouchure aura de poids. En définitive, l'organisation temporelle des événements joue à la fois sur la capacité du fleuve à exporter des sédiments en mer et sur l'organisation spatiale et temporelle du transport.

7.3.2 Effet potentiel du « Wave blocking »

Dans l'article de [Boudet *et al.* \(2016\)](#), nous évoquons le rôle du fleuve dans le blocage des vagues (*wave blocking*). Plus le débit du fleuve est important, plus il est susceptible d'atténuer voire de stopper les vagues sur la barre d'embouchure ([Chawla & Kirby, 2002](#)). [Dodet *et al.*, 2013](#) ont montré qu'au cours du jusant, dans la lagune de Albufeira (Portugal), les Hs enregistrent une augmentation allant jusqu'à 20 % à l'entrée de la lagune, et une diminution dans le reste de la zone pouvant atteindre jusqu'à 40 %. Les sorties de modèles indiquent que la hauteur de houle diminue plus faiblement pour une large zone de l'embouchure du Grand Rhône (-10 %), sauf sur les levées subaquatiques où elle augmente (> 40 % ; Figure 7.11).

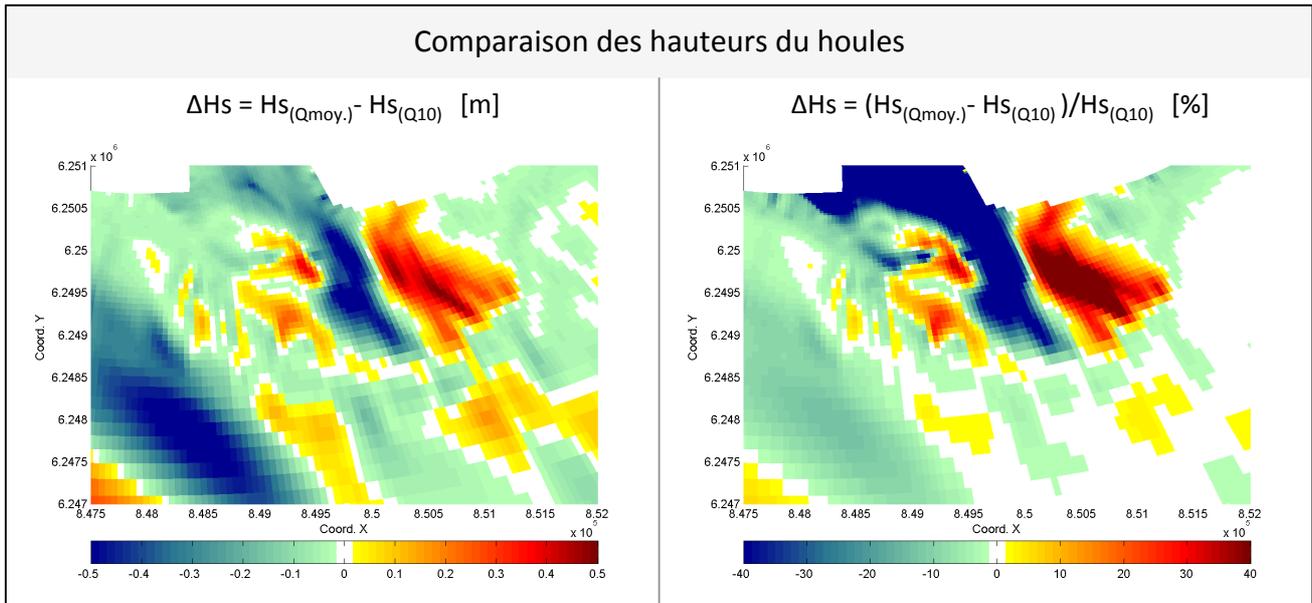


Figure 7.11 – Différentiel des hauteurs de houles ($H_s = 5\text{ m}$ et $T_p = 9,5\text{ s}$ en provenance du secteur SE) obtenues avec le débit moyen du Grand Rhône ($Q = 1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et le débit décennal ($Q = 7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Le différentiel est exprimé en mètres (gauche) et en taux de variation par rapport au scénario impliquant le débit décennal (droite). Les valeurs négatives (gamme vert-bleu) indiquent que une H_s modélisée inférieure avec le débit décennal et les valeurs positives (gamme jaune-rouge) indiquent que une H_s modélisée supérieure avec le débit décennal.

Ce blocage des vagues semble être en contradiction avec une augmentation du BST au droit du jet du fleuve. Toutefois, le processus de *wave blocking* a été le sujet de plusieurs études (Suastika *et al.*, 2000; Chawla & Kirby, 2002; Suastika, 2012; Dodet *et al.*, 2013), ainsi que les effets du courant sur les vagues (Van der Westhuysen, 2011, 2012), mais les interactions vague-courant restent encore aujourd'hui partiellement comprises (Dodet *et al.*, 2013). Compte tenu de ces difficultés, Delft3D ne prend sans doute pas en compte tous les mécanismes responsables de la déformation de la houle par le courant du fleuve même si les concepteurs du modèle ont fait des efforts pour intégrer le *wave blocking* (Ris & Holthuijsen, 1996). D'après les travaux de Ris & Holthuijsen (1996), les vagues qui se propagent face à un fort courant contraire sont au moins partiellement bloquées et leurs H_s sont souvent surestimées par les modèles à cause de la sous-estimation de la dissipation de l'énergie des vagues liée à la cambrure de la vague (*whitecapping*). Dans SWAN (Delft3D-WAVE), un terme permet d'augmenter cette dissipation pour compenser la surestimation des H_s (WL | Delft Hydraulics, 2011; Van der Westhuysen, 2012), mais des travaux récents montrent que cette surestimation demeure encore (Dodet *et al.*, 2013). Donc les effets du *wave blocking* sont potentiellement surestimés.

7.3.3 Effet de l'hydraulic groyne

En complément du *wave blocking*, Sabatier *et al.*, 2009 évoquaient l'existence possible d'un effet du « flux hydraulique » (*hydraulic flow*, actuellement remplacé par le terme *hydraulic groyne effect*). Ce processus affecte l'intensité du transport longitudinal en agissant à la manière d'un épi ou d'une barrière (Todd, 1968; Komar, 1973) sur la sédimentation locale, entraînant la rétention des sédiments apportés par la dérive littorale en amont du jet (Todd, 1968; Giosan *et al.*, 2005; Ashton & Giosan, 2011). Mais si le débit du

fleuve est insuffisant, alors l'embouchure du fleuve se retrouve complètement déviée vers l'aval du jet fluvial (Bhattacharya & Giosan, 2003).

La présence de l'*hydraulic groyne effect* devrait entraîner une diminution du transport longitudinal. Nos sorties de modèles montrent que l'intensité du jet du fleuve au cours d'une tempête peut affecter ce transport, essentiellement du côté de la plage Napoléon (Figure 7.12, 5.9, 6.2 et 6.3, 2^e colonne). L'augmentation de l'intensité de la crue affecte en effet l'intensité du TST qui décroît rapidement vers la plage, réduisant ainsi le transport longitudinal. L'*hydraulic groyne effect* est par ailleurs pleinement visible dans le cas des vagues de WSW, où le courant longitudinal de la plage Piémanson est bloqué par le jet sur la barre d'embouchure (Figure 7.12).

Les conséquences du flux hydraulique sont visibles sur la morphologie de l'embouchure et plus particulièrement sur le flanc Ouest du lobe deltaïque qui présente une zone accidentée, marquée par des effondrements causés par l'excès de sédiments inhérent à l'accumulation que connaît cette zone (zone 1).

7.3.4 Effet potentiel des variations de matière en suspension en crue

À débit équivalent des crues différentes peuvent produire une réponse sédimentaire très nuancée, à cause de la variabilité des teneurs en matières en suspension. Cette variabilité, associée à l'origine de la crue, son intensité et la récurrence des événements, est connue et a été discutée par plusieurs auteurs (Pont *et al.*, 2002; Antonelli *et al.*, 2008; Ollivier *et al.*, 2010; Eyrolle *et al.*, 2012). Elle est encore vérifiée par les données actuelles de l'Observatoire des Sédiments du Rhône.

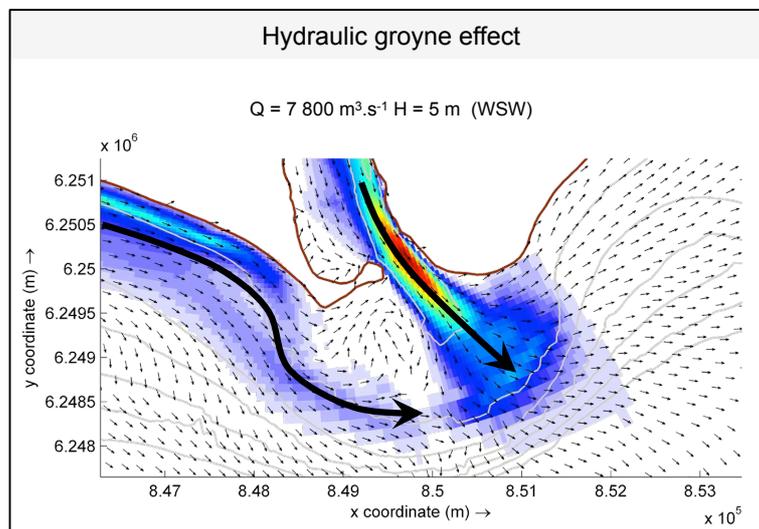


Figure 7.12 – Modélisation de l'*hydraulic groyne effect* avec Delft3D.

Dans le modèle, le rapport entre concentration des matières en suspension et débit a été fixé par la relation de Eyrolle *et al.* (2012) qui montre bien qu'il peut exister un facteur 100 de variation pour un débit donné (Figure 7.13). L'influence de cette variabilité n'est pas prise en compte dans nos simulations, mais sachant que les crues (cas d'école) modélisées sont paramétrées avec une durée de cinq jours et avec une

variation simple (crue-décru), il est peu probable que ce processus influence nos résultats. Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que pour des événements plus longs, ou caractérisés par d'importantes variations de MES (typiquement alternance de crues des Cévennes et des Basses-Alpes), les estimations quantitatives de nos TST peuvent être fortement altérées (Figure 7.13).

Dans le futur, les mesures de MES acquises par l'OSR ou le réseau MOOSE (station SORA) pourront être intégrées à la place de cette relation. *A minima*, une nouvelle relation MES-débit proposée par [Sadaoui et al. \(2016\)](#) devra de toute façon être intégrée à la place de celle [Eyrolle et al. \(2012\)](#), afin de limiter la sous-estimation des débits les plus importants.

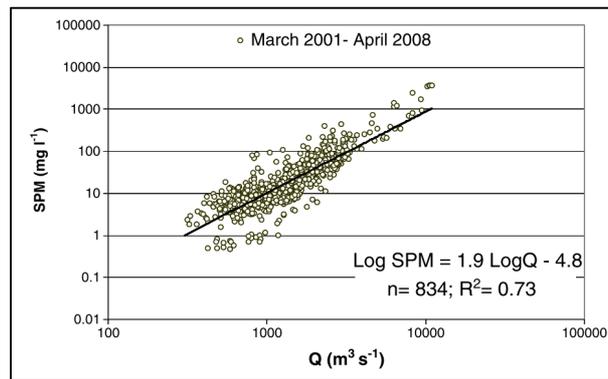


Figure 7.13 – Concentration en matière en suspension (SPM) présentée en fonction du débit du Grand Rhône mesuré en Arles à la station SORA ([Eyrolle et al., 2012](#)).

7.3.5 Niveaux d'eau

Lors d'une tempête, et surtout après le déferlement, le niveau d'eau augmente (*wave set-up*), ce qui joue inéluctablement sur l'écoulement du fleuve. En effet, la barrière de vagues qui s'oppose au flux du fleuve implique qu'à débit équivalent, le niveau d'eau augmente avec l'intensité de la houle (Figure 7.14), entraînant une diminution du courant et donc de l'énergie du fleuve ([Sabatier et al., 2009](#)).

La Figure 7.14 illustre en partie ce processus, à travers la représentation de l'élévation du niveau d'eau pour un débit décennal et différentes conditions de houle. Cette variable évolue principalement en fonction de l'intensité de la houle. Plus la hauteur des vagues augmente, plus le niveau en mer, et par conséquent dans le chenal, va être élevé (Figure 7.14 et Figure 7.15). Dans le cas d'un écoulement fluvial, le contexte hydraulique aval conditionne l'écoulement en amont mais la zone modélisée ne s'étend que jusqu'au domaine de la Palissade (6 km en amont de l'exutoire), un choix fixé par des contraintes. L'intégration d'Arles ou ne serait-ce que du site du bac de Barcarin à la grille de calcul rajoute en effet un temps de calcul non négligeable (plus de trois semaines pour certains événements) et la dégradation de la résolution de la grille sur la partie amont du fleuve génère des instabilités (arrêt de la modélisation) à cause de variations trop rapides (non réaliste) du niveau d'eau ([WL | Delft Hydraulics, 2011](#)). Il ne m'est donc pas possible d'évaluer où se situe la limite amont d'influence des conditions marines sur l'écoulement du fleuve. Néanmoins ce résultat dévoile la capacité de Delft3D à modéliser ces processus qui pourraient être approchés à l'avenir.

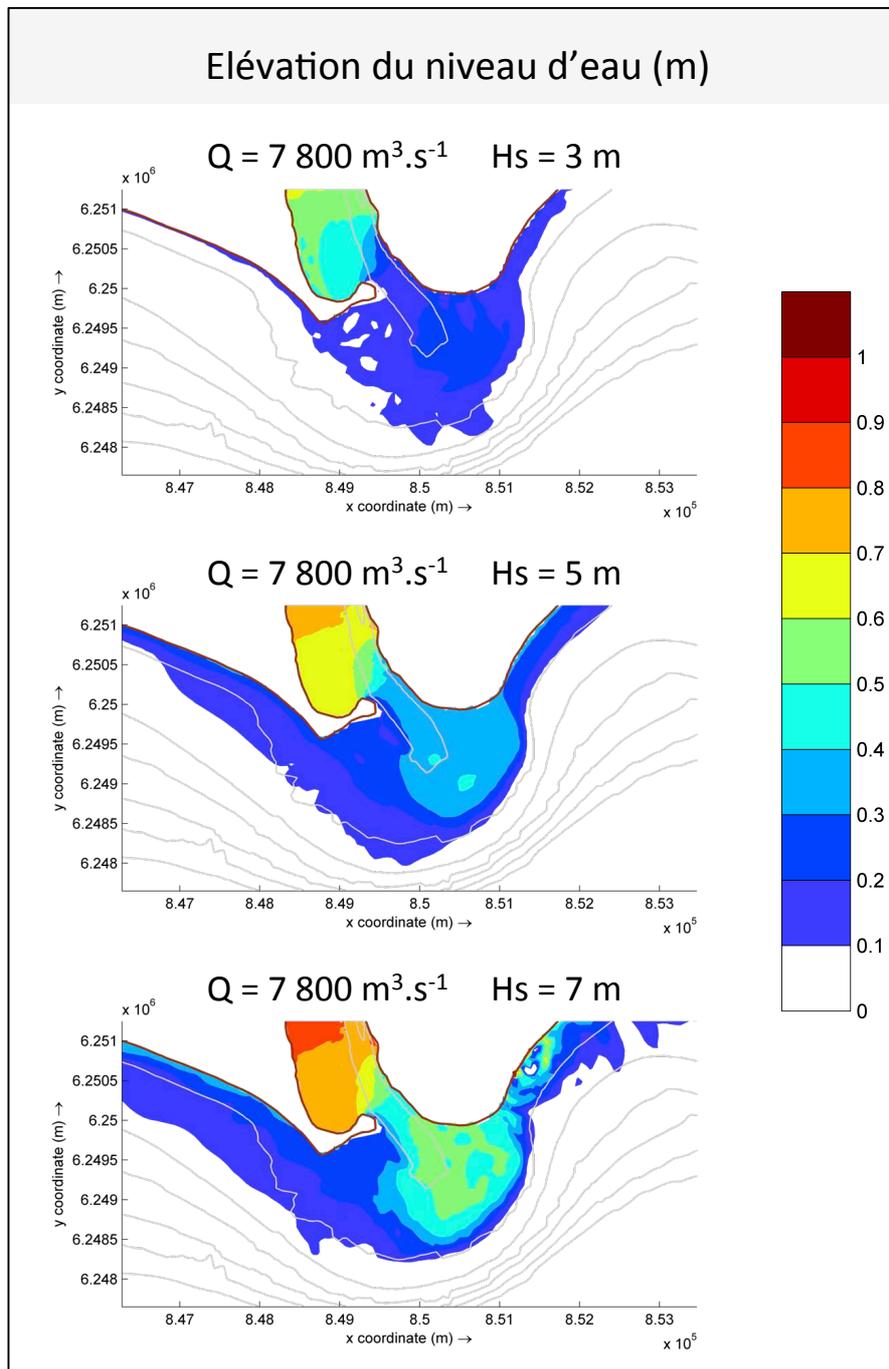


Figure 7.14 – Représentation de l'élévation du niveau d'eau à l'embouchure du Grand Rhône, modélisée avec une crue décennale ($Q = 7800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et une hauteur de houle significative de 3 m (haut), 5 m (milieu) et 7 m (bas), en provenance du SE.

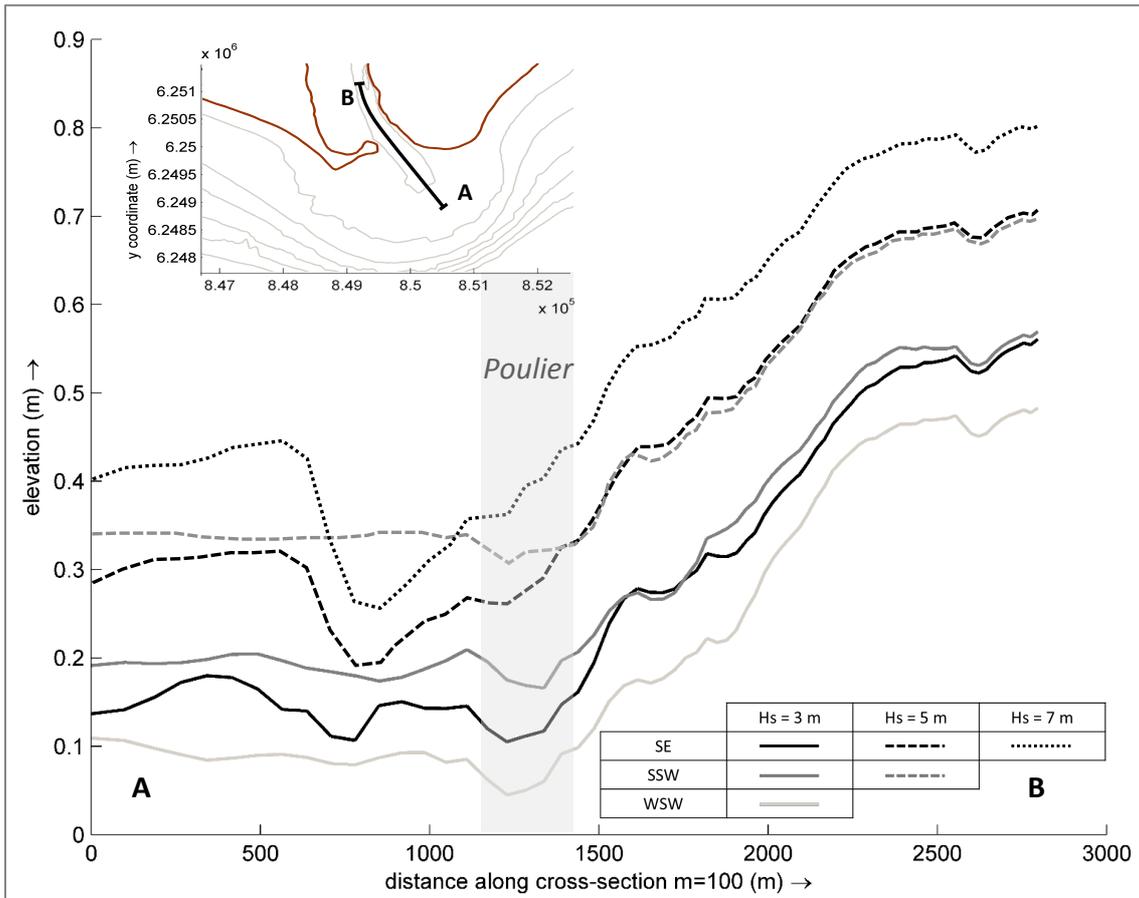


Figure 7.15 – Elévation du niveau d'eau à l'embouchure du Rhône pour un débit décennal ($7\,800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et différentes conditions de houle. La zone grisée indique l'exutoire du fleuve au niveau du poulier.

7.3.6 Effet de l'interaction eau douce-eau salée

Le Rhône libère un panache de surface opaque lors des crues, panache qui déborde du lobe deltaïque et s'étend au gré des courants (et des vents). Malgré l'énergie des vagues qui remobilisent les sédiments déjà déposés, la différence de salinité, de température et de concentration en sédiment favorise la mise en place d'une très forte stratification entre le fleuve et la mer, avec un panache qui s'observe régulièrement sur 1 à 2 m en surface (Many *et al.*, 2016). Dans leurs travaux, Sabatier *et al.*, 2009 suggèrent que le mélange entre les eaux douces du fleuve et l'eau de mer salée provoque une augmentation de la sédimentation à l'embouchure du fait de la floculation (Thill *et al.*, 2001), comme cela est le cas dans d'autres embouchures (e.g. le Po, Fox *et al.*, 2004). Lors des crues, cette stratification peut prendre la forme d'un front vertical ou horizontal entre les apports fluviaux et la mer caractérisé par une étroite zone de diffusion (Figure 7.16). Ce front prend place dans les zones peu profondes avec un fort gradient horizontal de densité (transition de l'eau douce à l'eau salée sur 0,5-1 km seulement à mi-profondeur). Il est délimité en surface dans Delft3D par le pourtour du lobe deltaïque (front de delta) et la limite d'action des vagues sur le fond. Ce front affecte la dynamique sédimentaire décrit dans la partie 7.2.5 et appuie l'hypothèse de Sabatier *et al.* (2009) sur une augmentation de la sédimentation liée au processus de floculation.

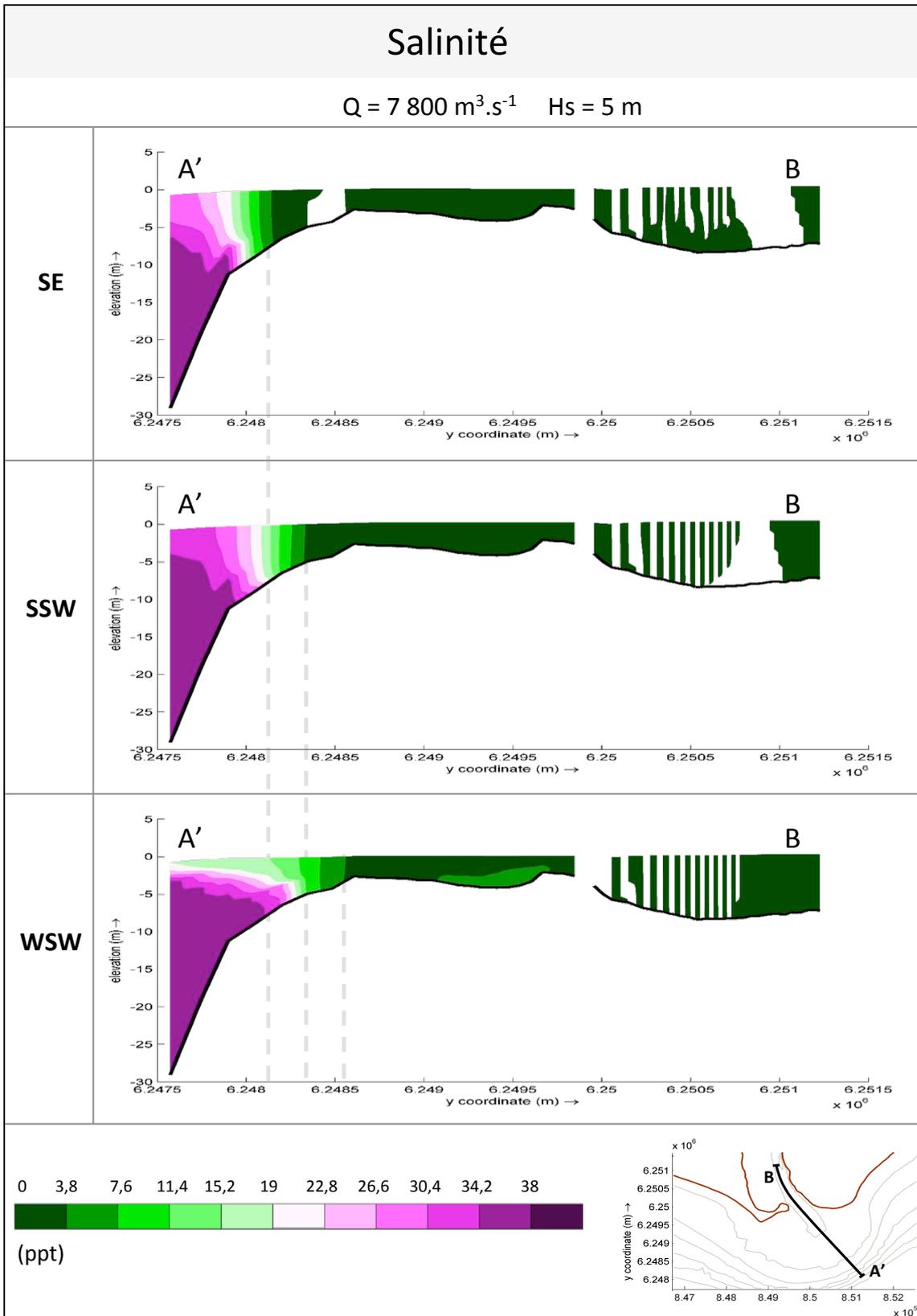


Figure 7.16 - Salinité de l'eau modélisée à l'embouchure du Grand Rhône, pour un débit décennal ($Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et une hauteur de houle $H_s = 5 \text{ m}$ en provenance du secteur SE (haut), SSW (milieu) et WSW (bas).

Chapitre 8

Rôle de la morphologie sur la distribution des sédiments durant les tempêtes

8.1 INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE

Après l'ouverture artificielle du Grau de Roustan en 1892, le rivage s'est mis à prograder rapidement (31 à 70 m.an⁻¹ entre 1892 et 1944 ; [Maillet *et al.*, 2006](#)), avant de ralentir et de se stabiliser autour des années 1980 ([Sabatier & Suanez, 2003](#); [Maillet, 2005](#)). Sur cette même échelle de temps, d'autres facteurs ont modifié l'hydrologie du fleuve, notamment (1) la diminution des apports sédimentaires du Rhône (en relation avec la disparition des flux sédimentaires issus de l'hydrologie du Petit Age Glaciaire, la revégétalisation du bassin versant, les blocages et extractions des sédiments du fleuve ; [Provansal *et al.*, 2014](#)) et (2) une modification de la morphologie d'embouchure, perceptible à travers l'allongement du poulier et les analyses bathymétriques antérieures.

Ces changements sont importants et on peut donc s'interroger sur la manière dont les apports du Rhône ont été distribués vers la barre d'embouchure, les plages limitrophes et le large au cours de cette période. Cette question se pose également pour discuter de la faible redistribution des sables aux plages qui a été suggérée par [Sabatier *et al.* \(2009\)](#), et confirmée par nos travaux qui précisent aussi les conditions nécessaires à leur transport (Chapitres 4, 5 et 6).

Afin de déterminer si l'évolution de la morphologie se traduit par une fourniture sédimentaire différente à l'embouchure, au delta et aux plages, nous avons décidé de reprendre la modélisation de trois scénarios d'évènements morphogènes, mais en l'appliquant à une morphologie de 1955 basée sur des relevés inédits et très précis. Il s'agit des cas de « tempête seule », « tempête puis crue » et « tempête et crue simultanées » à partir des épisodes de janvier 2006, novembre 2002 et décembre 2003 déjà présentés au Chapitre 2. Il ne s'agit pas ici de réaliser une modélisation morphodynamique qui reproduirait l'évolution des fonds entre 1955 et 2014, mais de déterminer au moyen de Delft3D si un même évènement, sur deux morphologies différentes (1955 et aujourd'hui), apporte la même quantité de sédiments aux plages limitrophes et/ou sur la barre d'embouchure, le lobe deltaïque et le prodelta.

8.2 DONNEES ET METHODES

8.2.1 Bathymétrie de l'embouchure en 1955

Il existe de nombreuses bathymétries anciennes pour l'embouchure du Rhône ([Suanez *et al.*, 1998](#); [Maillet, 2005](#); [Sabatier *et al.*, 2006](#); [OSR, 2015](#)) mais toutes ne possèdent pas une résolution suffisamment dense pour se rapprocher des relevés récents que nous utilisons. De plus, la majorité décrivent mal (ou pas)

le chenal du Grand Rhône, une zone importante qui contrôle, en amont, l'organisation des vitesses de courants et par conséquent le transport sédimentaire du fleuve à son exutoire. Les relevés bathymétriques de 1955 issus des archives, numérisés et orthorectifiés par le CEREGE, présentent l'opportunité inédite de décrire finement la morphologie de l'embouchure et du chenal du Rhône à cette date (Figure 8.1), et d'utiliser cette morphologie pour des simulations d'évènements morphogènes similaires à celles des chapitres précédents.

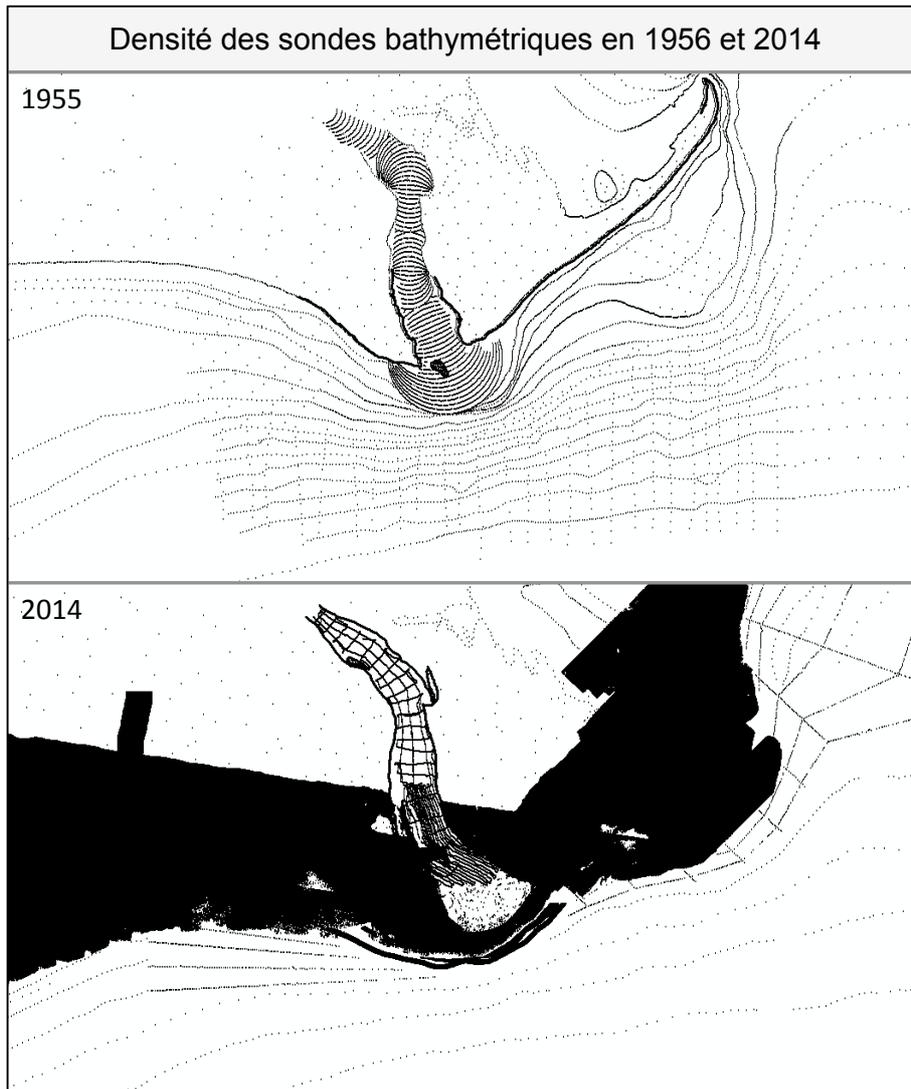


Figure 8.1 – Densité des sondes bathymétriques en 1955 et 2014.

8.2.2 Modélisation du transport sédimentaire à l'embouchure

8.2.2.1 Modèle utilisé et forçages

Nous avons donc simulé le transport sédimentaire à l'embouchure du Grand Rhône selon trois scénarios d'évènements fluvio-marins (*cf.* ci-dessus) sur la base des bathymétries de 1955 et 2014 au moyen de Delft3D. Nous avons préféré analyser le fonctionnement de ce transport à partir de cas réels plutôt que

des cas d'écoles définis dans les Chapitres 4, 5 et 6 pour trois raisons. Premièrement, il ne s'agit pas de conduire une analyse aussi approfondie sur 1955 que sur 2014 car nous disposons de moins de données. Deuxièmement, les cas réels présentent l'intérêt d'être plus « parlants » pour les gestionnaires en charge de la gestion des évènements extrêmes. Troisièmement, la comparaison entre cas théoriques et cas réels montre des conclusions similaires. Il faut cependant rappeler que les cas réels présentent par essence des intensités différentes et qu'ils ne peuvent pas directement être comparés entre eux. Ils procurent « seulement » l'opportunité de pouvoir établir si l'évolution morphologique induit une dispersion sédimentaire différente aux plages limitrophes ou pas.

Les valeurs de calage de Delft3D ont été décrites dans le Chapitre 3 et sont reprises ici. La grille de calcul (Figure 8.2) est identique mais les sondes bathymétriques sont celles de 1955.

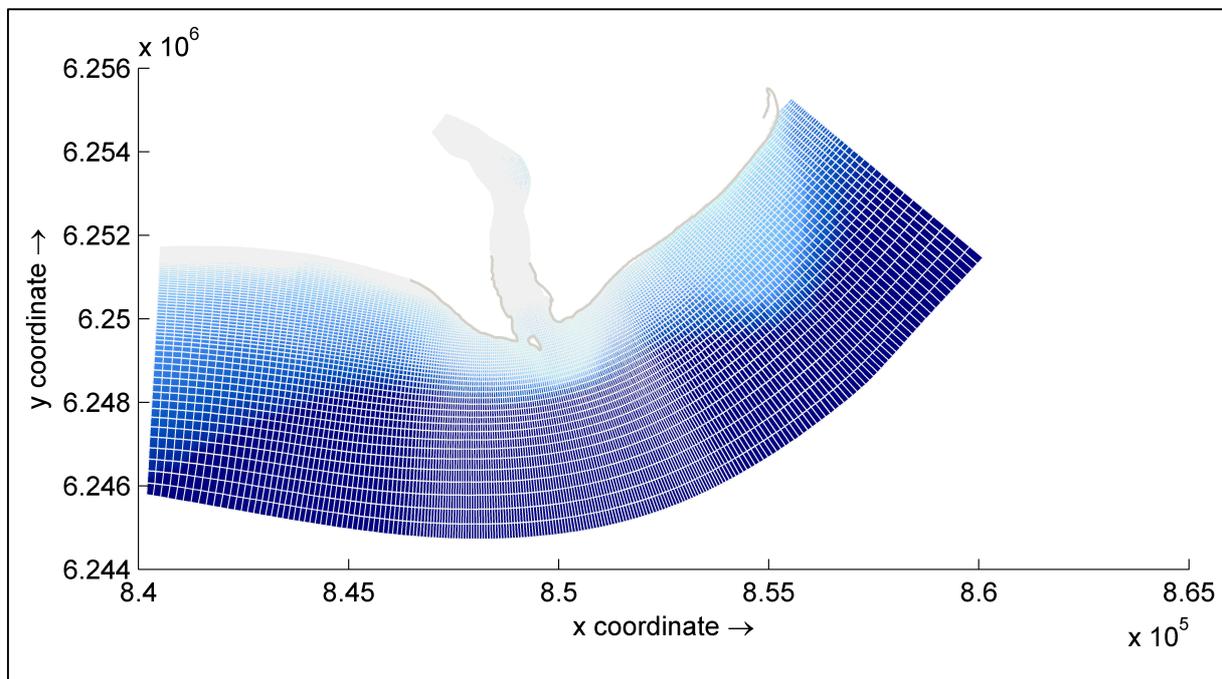


Figure 8.2 – Grille utilisée pour les sondes de 1955 (avec trait de côte de 1955).

8.2.2.2 Scénarios d'évènements fluvio-marins

Les cas réels de différents évènements ont déjà été présentés et seuls les hydrogrammes sont repris ci-dessous pour mémoire (Figure 8.3, Figure 8.4 et Figure 8.5).

8.2.2.3 Exploitation des résultats

Les sorties du modèle sont d'abord analysées en termes de transport sédimentaire total cumulé sur la durée des évènements, puis au moyen de cartographies illustrant les différentes phases de l'organisation du transport modélisé. Localement, des zooms sont proposés pour illustrer le transport sédimentaire (BST et TST) à l'exutoire. La position des transects au niveau de l'exutoire, des plages Est et Ouest, la barre d'embouchure sont similaires à celles des transects des Chapitres 4, 5 et 6. Les transects « West » et

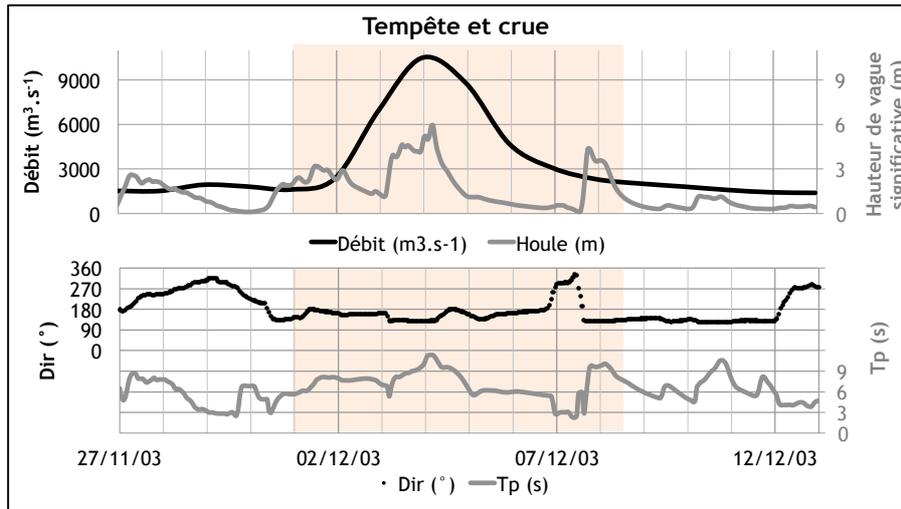


Figure 8.3 – Hydrogramme de crue et de tempête de SE de l'événement exceptionnel de décembre 2003. La zone surlignée correspond à la période modélisée.

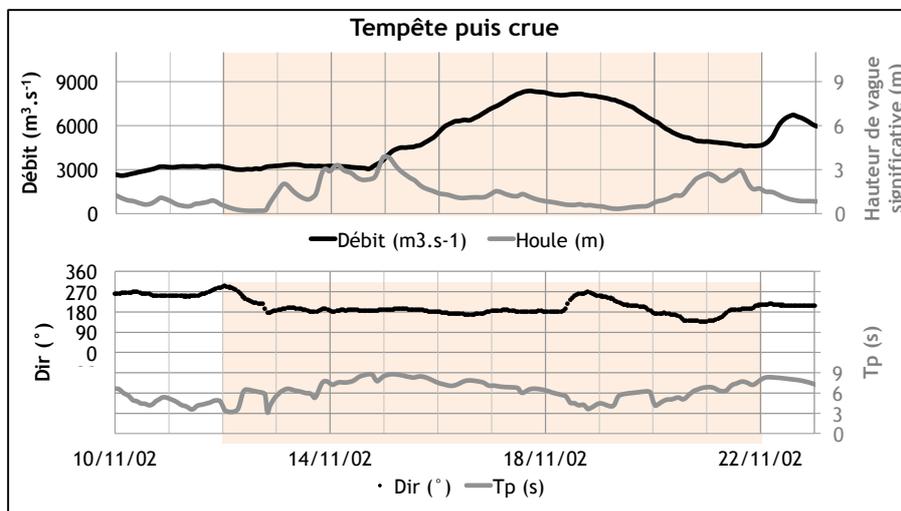


Figure 8.4 – Hydrogramme de crue et de tempête de SSW de l'événement de novembre 2002. La zone surlignée correspond à la période modélisée.

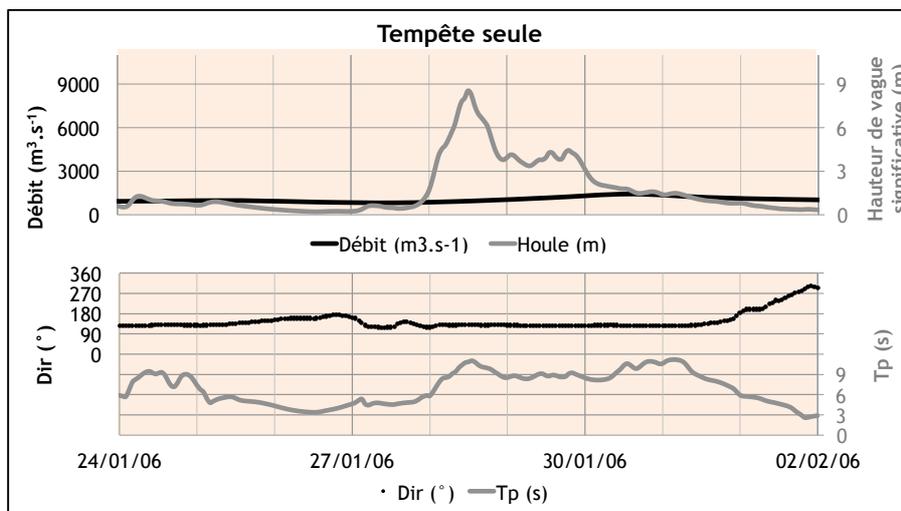


Figure 8.5 – Hydrogramme de l'événement exceptionnel de tempête de SE de Janvier 2006. La zone surlignée correspond à la période modélisée.

« East » s'étendent de la côte à 10 m de fond (environ), le transect Mouth-bar relie ces deux premiers transects et le transect « Outlet » est positionner juste en amont de l'îlot.

8.3 CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUE ENTRE 1955 ET 2014

La morphologie actuelle de l'embouchure du Grand Rhône présentée dans le Chapitre 2 n'est pas re-décrite et je détaille seulement ici les différences de morphologies entre 1955 et 2014 (Figure 8.6).

Le chenal principal d'écoulement du fleuve en 1955 était plus large (1 000 m) et moins profond (entre 5 et 6 m, et localement jusqu'à 10 m) que celui de 2014 (450 m de largeur et jusqu'à 16 m de profondeur) (Figure 8.6). Ce rétrécissement implique une concentration des flux du Rhône que la modélisation devrait mettre en évidence. A ce stade nous émettons l'hypothèse d'une modification du *wave-blocking* et/ou du *groyne effect* lié au changement de morphologie. En 1955, le chenal est pratiquement rectiligne et dans l'axe du fleuve, et il atteint la barre d'embouchure qu'il semble presque « ouvrir » vers le large. En 2014 au contraire ce chenal est dissymétrique, dévié vers l'est et n'atteint pas la barre d'embouchure.

La morphologie du cap du flanc Est en 1955 indique un allongement vers l'embouchure, comme un début de poulie (flèche). En 2014, cette zone montre au contraire une morphologie plus lissée et une accrétion au niveau de la rive gauche (Figure 8.6, Figure 8.7 et Figure 8.8). Sur le flanc Ouest, l'actuel poulie dont l'avancée a barré progressivement l'exutoire affichait une morphologie singulièrement différente en 1955. Ce poulie n'existait pas mais était en train de s'initier avec un îlot proche de la rive droite, émergeant au bord de la levée subaquatique Ouest, marque d'une zone déjà sujette à l'accumulation sédimentaire.

Les levées subaquatiques bordaient nettement le chenal principal d'écoulement et remontaient plus proches de la surface en 1955 qu'aujourd'hui (< 1 m de fond contre 1 à 2 m en 2014). Sur la rive Ouest, cette levée montrait en 1955 une continuité avec le trait de côte dont l'allure allongée vers la mer ressemblait à une morphologie de type delta dominé par le fleuve. En rive Est, cette organisation est moins nette mais on observait en 1955 une levée subaquatique confondue avec la barre d'avant côte, alors qu'aujourd'hui elle montre une forme plus marquée et crée notamment une « rupture » dans le passage entre la barre d'embouchure et celle d'avant côte.

La barre d'embouchure de 1955 était plus proche de l'exutoire (1,1 km en 1955 contre 1,8 km en 2014) et s'étendait moins au Sud qu'actuellement (rappelons que le prodelta a progradé de 450 m entre ces deux périodes). La profondeur de cette barre est par contre relativement comparable puisqu'elle affichait 3 m en 1955 contre 2,5 m aujourd'hui : les vagues modélisées déferleront sans doute à des profondeurs similaires entre 1955 et 2014. Les barres d'avant côte ne sont pas visibles en 1955 bien qu'elles existaient et apparaissent sur des photographies aériennes de cette époque. Ceci est très probablement dû à la faible résolution des données bathymétriques utilisées pour cette carte.

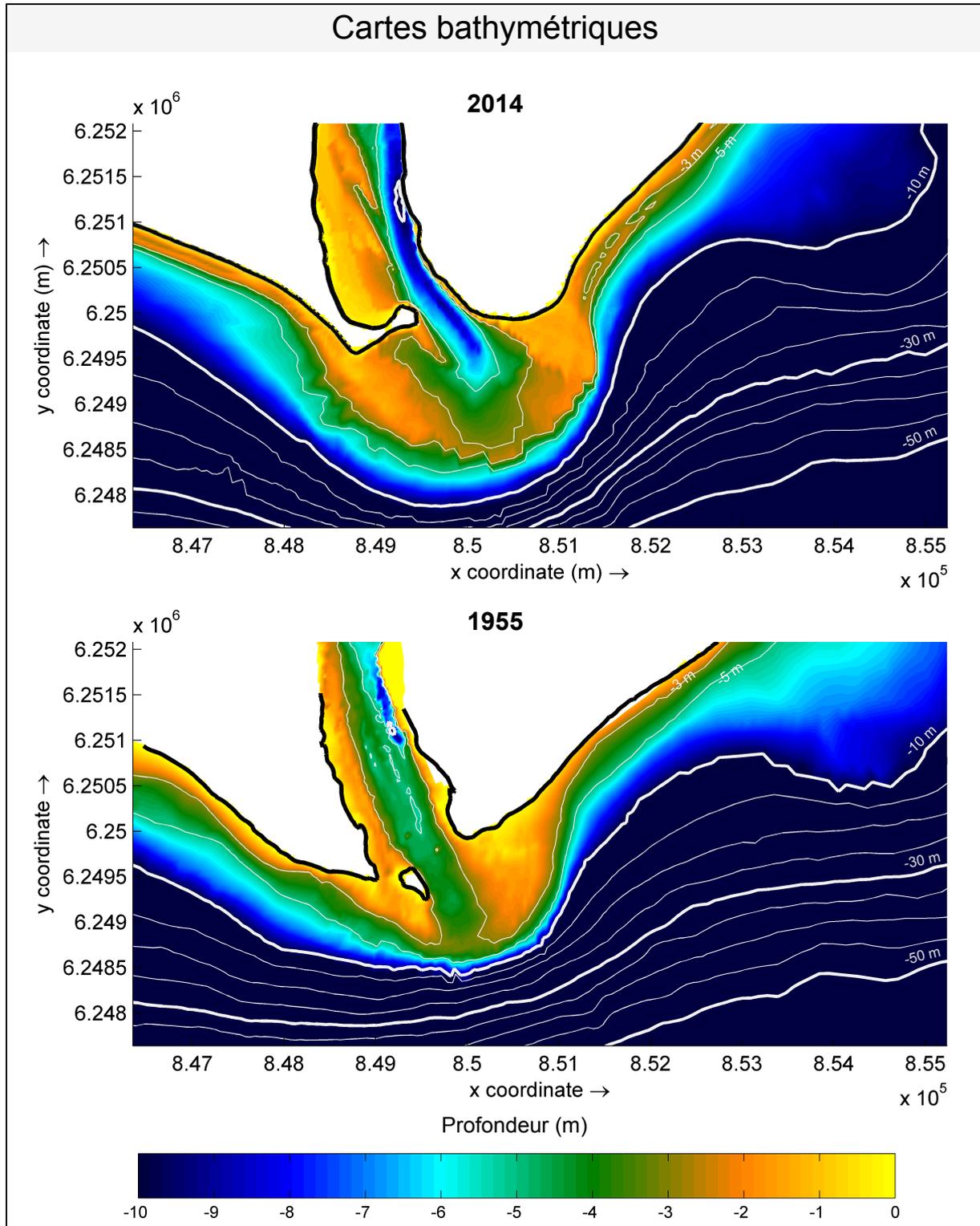


Figure 8.6 – Cartes bathymétriques de l'embouchure du Grand Rhône actuelle (2014) et passée (1955). Les isobathes (lignes grises) sont disposées tous les 5 m de dénivelé et sont référencées sur les cartes tous les 20 m (texte) ainsi que les isobathes de -3 et -5 m.

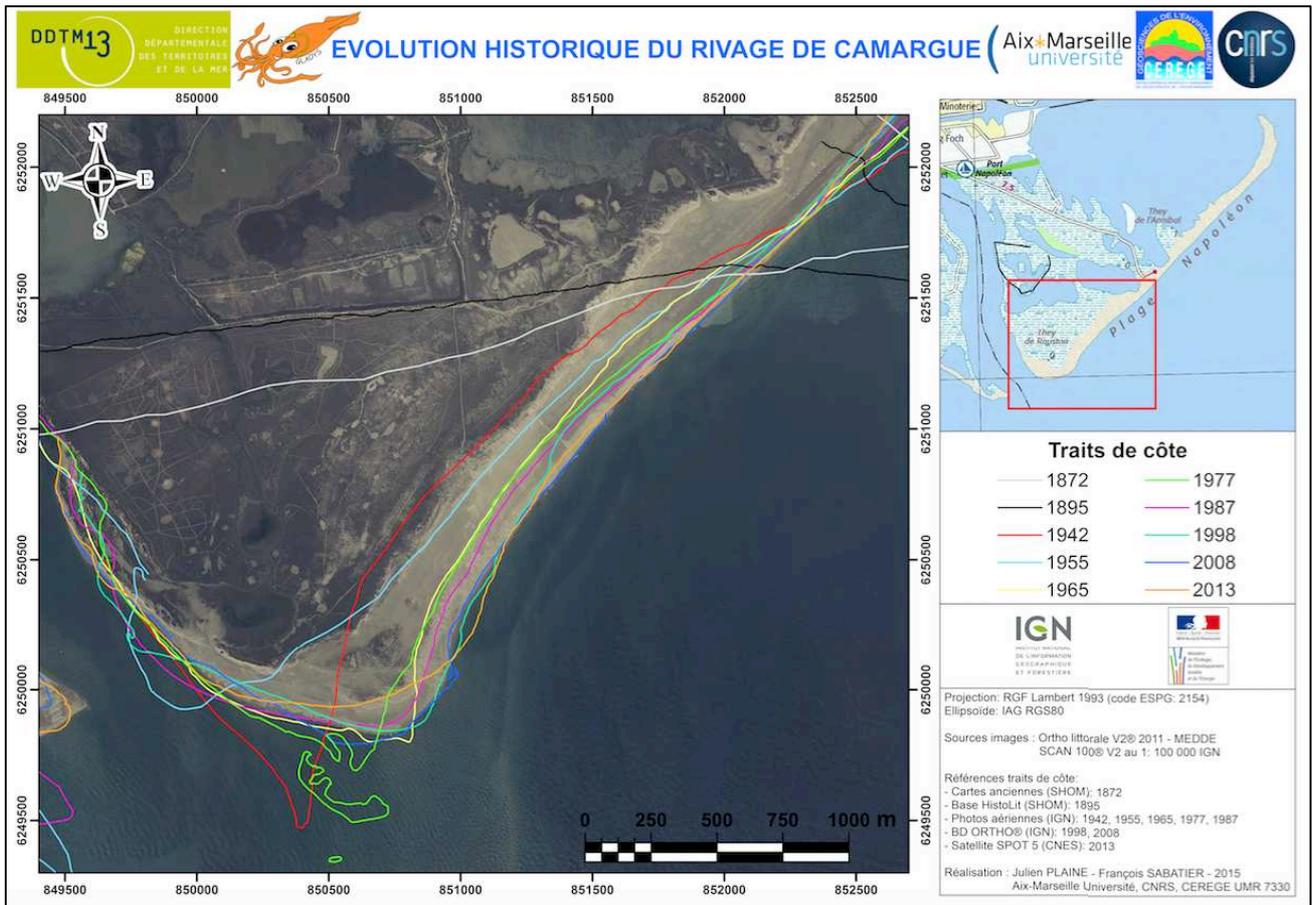


Figure 8.7 – Evolution historique de la rive gauche du fleuve et du cap de Roustan. La rive gauche se colmate peu à peu grâce à l’allongement de la (petite) flèche observable en 1955 (Sabatier et al., in prep.).



Figure 8.8 – L’embouchure de Roustan en 1955 (cliché IGN).

La pente du front du lobe deltaïque (mesuré entre 4 et 20 m de profondeur) augmente dans le temps et passe de 2° à 3° entre les deux dates. Cette évolution, doit, a priori, influencer la propagation de la houle avant son déferlement et donc agir sur le transport sédimentaire. Le lobe deltaïque, aujourd'hui bien dessiné par des ruptures morphologiques de part et d'autre de l'embouchure, montrait au contraire un lien plus rectiligne avec l'avant côte et les plages de la partie Ouest (Piémanson). On devine à travers ceci la liaison sédimentaire entre l'embouchure et les plages limitrophes situées à l'Ouest (vers Piémanson) évoquée aux chapitres précédents. A l'Est, la forme lobée de 1955 est assez comparable à celle d'aujourd'hui, même si la pente du sommet de la barre est légèrement plus faible.

Enfin, le prodelta fossile de Pégoulie était plus étendu et moins profond en 1955. Il a été érodé au profit de la flèche de la Gracieuse plus à l'Est (Suanez *et al.*, 1998; Suanez & Bruzzi, 1999; Sabatier *et al.*, 2006), et par le contre-courant Ouest mis précédemment en évidence dans les Chapitres 4 à 7.

8.4 REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE DEPUIS L'EXUTOIRE

Les Figure 8.9 à Figure 8.23 confrontent les sorties de modèles du TST et BST sur les bathymétries de 1955 et 2014 pour chacun des scénarios. La comparaison de ces résultats est faite ci-dessous par zone géographique en insistant sur les différences.

Les courants modélisés dans le chenal du Grand Rhône sont systématiquement plus importants (12 à 18 %) avec la bathymétrie de 1955 qu'avec celle de 2014. On s'attend donc à constater un transport plus important dans le chenal de 1955 que dans le fleuve actuel. Cet écart est surtout visible lors de crues, quand le courant du fleuve est le plus élevé. Deux facteurs expliquent ce résultat : l'évolution de la bathymétrie et/ou l'élongation du poulie.

Sur la morphologie de 2014, le TST sortant de l'exutoire est diminué d'un quart environ quel que soit le type d'évènement et d'intensité de crue ($10\,500$ et $8\,300\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, Figure 8.9) par rapport à la morphologie de 1955. Cette différence doit être reliée aux modifications morphologiques de l'embouchure qui influent sur le courant puisque c'est le seul paramètre qui varie dans notre analyse. En effet, la répartition du TST et du BST dans le chenal montre des allures très différentes aux deux dates (Figure 8.10 et Figure 8.11). Alors que le transport sédimentaire lors des crues affectait la majorité du chenal en 1955, il se concentre aujourd'hui vers la rive gauche (à l'Est ; Figure 8.12 à Figure 8.19).

A la sortie de l'exutoire, le transport sédimentaire (BST et TST) montre deux comportements différents aujourd'hui par rapport à 1955 (Figure 8.9 à Figure 8.22). En premier, il s'étend moins loin en mer ce qui réduit l'alimentation sédimentaire du dos de la barre d'embouchure et/ou de la barre elle-même. En second, sa direction a changé et est plutôt orientée vers le SE, alors que sur la morphologie de 1955 elle est plutôt SW. On peut donc supposer que pour un évènement identique, la barre d'embouchure est moins alimentée en sable aujourd'hui et que le flanc Est de l'embouchure (vers Napoléon) reçoit plus de sédiments. Ce processus trouve sa confirmation dans la morphologie actuelle du lobe qui décrit une forme plus arrondie sur

sa partie orientale. Le transport sédimentaire est aujourd’hui plus concentré (à cause du poulier qui a diminué la largeur de l’embouchure de 600 m environ) mais malgré cela, le jet fluvial s’étend moins vers le large car la barre d’embouchure s’est éloignée de 450 m et que le dénivelé du dos de la barre d’embouchure est plus important (passage de -10 m à l’exutoire à -2,5 m au sommet de la barre d’embouchure).

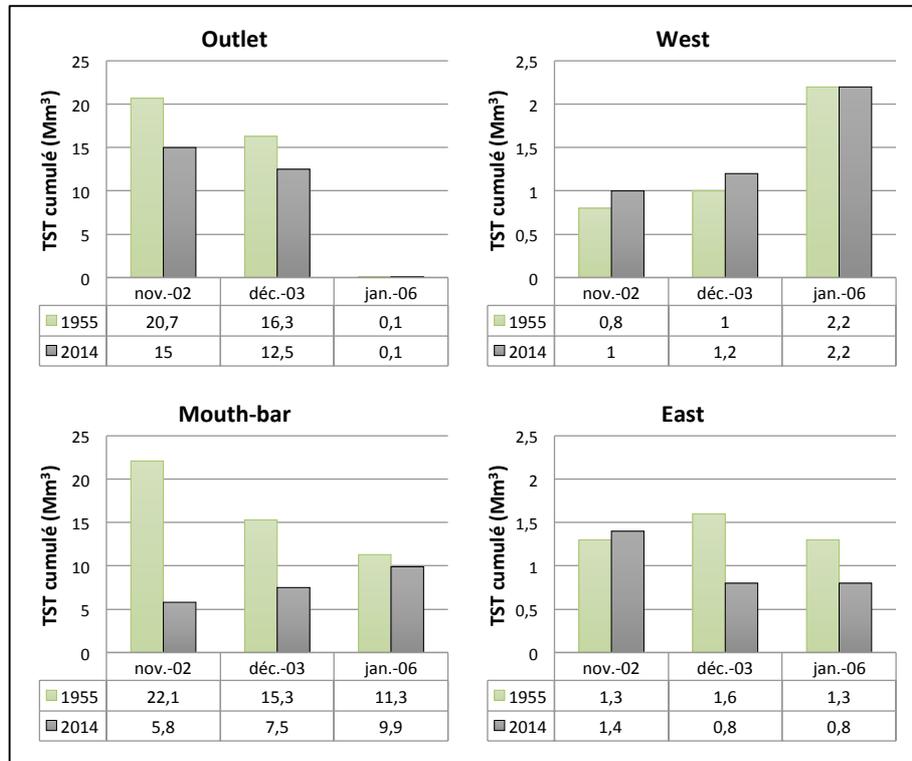


Figure 8.9 – Transport sédimentaire total cumulé (Mm³) au niveau des différents transect de l’embouchure du Grand Rhône, au cours des événements de novembre 2002, décembre 2003 et janvier 2006, modélisé avec Delft3D avec la bathymétrie de 1955 (vert) et de 2014 (gris).

Malgré les débits très faibles utilisés pour les simulations des « tempêtes seules » ($1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), le chenal connaît aussi un fonctionnement différent entre les deux dates (Figure 8.20 à Figure 8.23). En effet, un BST dirigé vers l’amont sur la rive gauche du fleuve apparaît plus fort en 1955 qu’aujourd’hui. Ce transport, à contre-sens de celui du fleuve, a sans doute participé à la création de la flèche observée sur cette rive en 1955 (Figure 8.7 et Figure 8.8). Mais cette dernière est rabattue vers la rive et n’a pas obstruée l’exutoire comme l’a réalisé le poulier en rive droite. Cette évolution différente s’explique sans doute par le déplacement progressif du jet fluvial vers l’Est sous l’effet de l’allongement du poulier. En d’autres termes, nous montrons le couplage morphodynamique à long terme de cette zone où l’allongement du poulier contrôle la concentration du flux et sa dissymétrie à l’exutoire ainsi que l’allongement et l’accolement de la flèche d’embouchure qui s’initiait sur la rive opposée en 1955.

8.5 REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE SUR LA BARRE D'EMBOUCHURE

Sur la morphologie actuelle, la discontinuité du TST entre la barre d'embouchure et la plage Piémanson que nous interprétons comme une zone de stockage temporaire des sédiments vifs du Rhône est déjà présente avec celle de 1955 (Figure 8.10 à Figure 8.23), bien qu'elle soit moins marquée pour le cas de 1955, sauf peut-être quand les conditions marines ne permettent pas de rabattre suffisamment les apports du fleuve (Phase 3, Figure 8.12). Toutefois, force est de constater que ces zones de relais ressortent fortement sur les cartes des cumuls (Figure 8.10 et Figure 8.11) et que l'intensité du courant décroît vers l'ouest traduisant une zone d'accumulation de sédiments et de reprise par les courants longitudinaux (zone relais).

Au droit du chenal, sur la barre d'embouchure, le TST prend une direction globalement SSE en 1955 et plutôt ESE en 2014, ce qui est potentiellement plus favorable à l'alimentation sédimentaire de la plage de Napoléon (vers l'Est), or ce n'est pas le cas (Figure 8.9). Cette faible modification (par rapport aux variations obtenues à l'exutoire et sur la barre d'embouchure) s'explique parce que le courant du fleuve qui rejoint la barre d'embouchure contrôle en partie la direction du transit sédimentaire pour 1955 (plutôt vers le large dans ce cas et suggérant un déplacement vers le large dans de telles conditions), alors qu'en 2014 le TST diminue plus fortement sur le dos de cette barre, entraînant le dépôt de particules. Cette situation peut sembler paradoxale dans la mesure où le courant à l'exutoire est plus vigoureux en 2014 qu'en 1955 du fait de l'allongement du poulcier qui barre progressivement le chenal du Rhône. Ici c'est la distance de la barre d'embouchure face à l'exutoire qui joue sans doute un rôle majeur sur ces mécanismes, exacerbé par l'augmentation de la pente du dos de la barre d'embouchure inhérente à l'incision du chenal à l'exutoire (*cf.* 8.4). Par conséquent, en 2014, le flux du fleuve semble amorti par la barre, ce qui contribue certainement à l'affaiblissement du jet face aux vagues qu'il dépasse moins facilement qu'auparavant. Contrairement à la dynamique actuelle, le TST de 1955 atteint presque systématiquement 30 m de fond et dépasse même 50 m lors des crues à cause de la proximité de la barre d'embouchure à l'exutoire, de l'intensité du courant et de la profondeur de la barre d'embouchure de 1955 (exemples sur les dernières périodes des Figure 8.12, Figure 8.13, Figure 8.16 et Figure 8.17).

Toujours sur la barre d'embouchure mais légèrement plus à l'Ouest, au niveau de la zone frontale entre les vagues de SSW et le lobe, le TST était plus vigoureux en 1955 qu'aujourd'hui. Il montrait, au contraire de 2014, un transport dirigé vers la mer (Figure 8.9) suggérant que l'interaction du jet fluvial et des vagues entraînait la remobilisation des sédiments de la barre d'embouchure et sa progradation ainsi qu'une expulsion plus importante des sédiments vers la base du lobe. L'ouverture observée dans la barre d'embouchure en 1955 (Figure 8.6) favorisait très probablement cet étalement.

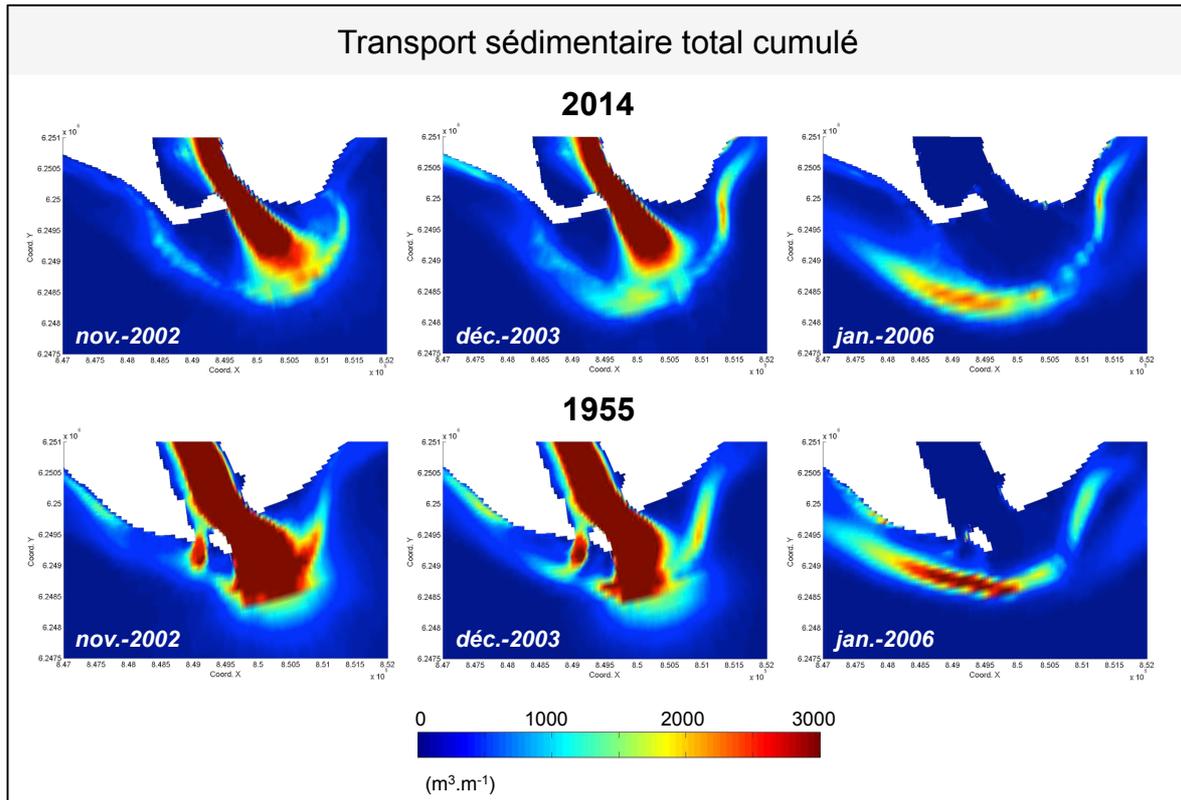


Figure 8.10 – Transport sédimentaire total cumulé au cours des événements de novembre 2002 (gauche), décembre 2003 (milieu) et janvier 2006 (droite) modélisé avec Delft3D avec la bathymétrie de 2014 (haut) et de 1955 (bas).

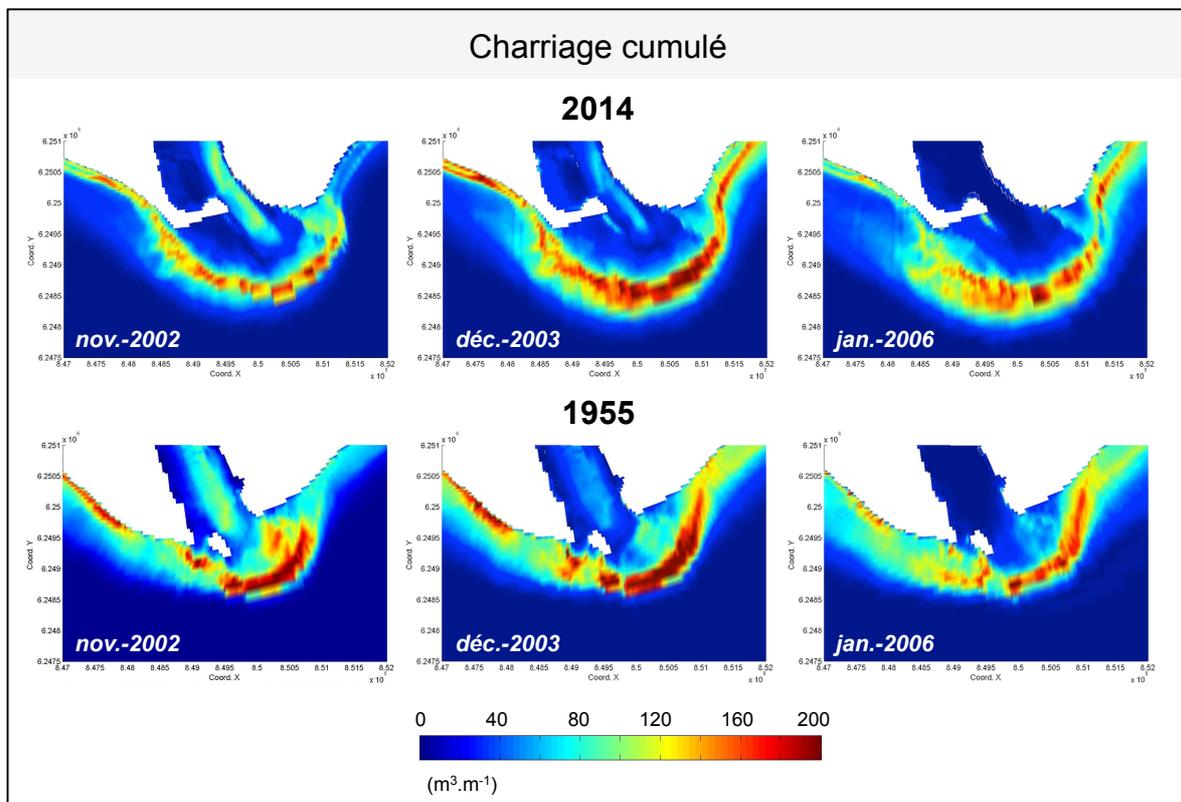


Figure 8.11 – Chariage cumulé au cours des événements de novembre 2002 (gauche), décembre 2003 (milieu) et janvier 2006 (droite) modélisé avec Delft3D avec la bathymétrie de 2014 (haut) et de 1955 (bas).

Le dos de la barre d'embouchure connaît un BST plus marqué en 1955 qu'en 2014 du fait d'une distance de la barre d'embouchure moins importante, d'une profondeur plus faible et de la plus grande ouverture de l'exutoire qui entraîne une plus grande dispersion du jet fluvial. Dans cette zone, le BST du fleuve lors d'une crue atteint maintenant le dos de la barre alors qu'il restait confiné à l'exutoire en 1955 (Fig 8.18 et 8.19). En d'autres termes, le dos de la barre est aujourd'hui essentiellement façonné par le flux du fleuve, alors que sur la bathymétrie de 1955 les vagues agissaient aussi dans cette zone qui est dorénavant naturellement protégée. En 2014, le dos de la barre apparaît comme une zone tampon entre l'exutoire et la barre d'embouchure. En rive gauche du chenal, lorsque l'action des houles est suffisante, le BST remonte dans le chenal (Figure 8.14, Figure 8.15, Figure 8.18, Figure 8.19, Figure 8.22 et Figure 8.23) et explique comme pour le TST, la sédimentation de la rive gauche du fleuve (flèche de 1955 qui a remonté et s'est accolée à la rive, Figure 8.7 et Figure 8.8).

Sur la barre d'embouchure, le BST est toutefois spatialement plus étendu en 2014 et concerne une surface plus large mais les profondeurs atteintes sont identiques.

8.6 REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE VERS LES PLAGES EST (NAPOLEON ET LE LONG DE LA GRACIEUSE)

Sur le flanc Est, les directions et intensités du TST varient selon les conditions fluvio-marines même si le transport sédimentaire est toujours bien localisé entre la barre d'embouchure et les petits fonds où l'on retrouve les barres d'avant côte. Les apports sédimentaires vers la plage Napoléon sont plus importants sur la bathymétrie de 1955, certainement grâce à la contribution plus importante du fleuve (Figure 8.9 et Figure 8.10).

Aujourd'hui, en raison d'apports fluviaux moins importants, d'un dos de la barre marqué par l'incision du chenal et d'une distance entre l'exutoire et la barre d'embouchure plus importante (700 m supplémentaires) qui favorise la rétention de sédiments, le courant initié par le jet du fleuve participe moins au courant de houle pour alimenter la plage de Napoléon. Le développement du lobe deltaïque sert en quelques sortes de bouclier à l'exutoire et au dos de la barre d'embouchure et favorise le dépôt rapide des particules apportées par le fleuve qui ne rejoindront probablement pas les plages au cours de l'événement. Cette évolution réduit donc la capacité des échanges sédimentaires entre la barre d'embouchure et les barres d'avant côte (puis la plage). Autrement dit, il semble que pour des événements identiques, la plage Napoléon (Est) soit moins fournie en sédiments aujourd'hui qu'au milieu du XX^e siècle. Néanmoins, la zone d'accumulation entre la levée subaquatique Est et la plage est bien visible.

8.7 LE LOBE FOSSILE DE PEGOULIER

Le TST entre 10 et 15 m de fond dirigé dans le sens contraire de celui qui se produit sur la barre d'embouchure, diminue en intensité entre 1955 et 2014 (e.g. Figure 8.20 et Figure 8.21). Ceci est

probablement du à la réduction de la participation du stock fossile de Pégoulie pour l'accumulation sédimentaire du lobe de Roustan. Ce processus dévoile aussi l'alimentation du front du lobe par une source fossile, ce qui nuance l'utilisation de bathymétries historiques dans l'embouchure pour évaluer la quantification des apports du Rhône à la mer. Les travaux de [Suanez et al. \(1998\)](#), [Sabatier et al. \(2006\)](#) et [\(2009\)](#) qui interprétaient la sédimentation du lobe comme une quantification des apports sédimentaires du Rhône à la mer sont probablement (légèrement) surestimés.

Dans tous les scénarios, et en conformité avec le transport sur la morphologie d'aujourd'hui, le lobe fossile de Pégoulie subit l'action des houles. Mais la diminution de ce transport depuis 1955 (Figure 8.20 à Figure 8.23) apparaît très nettement, en lien bien sûr avec son érosion progressive et donc la différence bathymétrique ([Suanez et al., 1998](#); [Sabatier et al., 2006](#) ; Figure 8.6 et Figure 8.12 à Figure 8.23). Par conséquent, si cette forme héritée était perçue comme une source potentielle d'alimentation de la flèche de la Gracieuse, nos modélisations dévoilent que ce rôle est plus réduit aujourd'hui.

8.8 REPARTITION DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE VERS LES PLAGES OUEST (PIEMANSON)

En 2014, le TST vers l'ouest et Piémanson se produit plus au large du rivage qu'en 1955 (Figure 8.12, Figure 8.13, Figure 8.16, Figure 8.17, Figure 8.20 et Figure 8.21). Cette organisation est logique car elle reflète la différence de morphologie de la barre d'embouchure. La zone de divergence du TST (zone frontale) qui sépare le transport dirigé vers l'ouest et l'est est moins étendue en 1955.

Sur le flanc Ouest de l'embouchure, le TST en direction de la plage de Piémanson est localement (sur la barre d'avant côte) plus intense sur la morphologie actuelle que sur celle de 1955 (surtout dans le cas d'une « tempête puis crue » ; Figure 8.10), mais il s'étend sur une bande littorale plus restreinte. On peut donc estimer que la diffusion des sables vers l'ouest est potentiellement plus favorable aujourd'hui (sur la barre d'avant côte) pendant les événements de haute énergie. Néanmoins les valeurs restent très proches dans les cas de « tempête seule » et de « tempête et crue simultanées », et les apports directs du fleuve se dirigeant plutôt vers l'est sur la bathymétrie de 2014, la fourniture sédimentaire en sables vifs du Rhône aux plages situées vers l'ouest est sans doute moins importante avec la morphologie actuelle.

Dans le cas d'une « tempête seule » la direction générale du TST reste identique entre les deux dates mais les intensités diminuent considérablement. Ce résultat bien visible sur la cartographie (Figure 8.10) ne ressort pas dans la Figure 8.9. La position du transect « West » est telle que le TST comptabilisé se trouve dans la zone où le transport diminue. Toutefois, ces résultats font ressortir que le TST est important en 1955 en sortie de la barre d'embouchure, mais que la forte diminution du transport vers la plage Piémanson traduit une forte capacité d'accrétion dans cette zone. En d'autres termes, les apports sédimentaires du Rhône en 1955 sont potentiellement stockés dans la zone de relais d'une part et dirigés vers la plage de Piémanson d'autre part, mais ce mécanisme est plus limité aujourd'hui. Cette évolution se retrouve au moins en partie dans la progression du lobe deltaïque vers l'ouest, qui témoigne d'une accumulation importante de sédiments qui ne sont donc pas redistribués vers les plages.

8.9 DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU POULIER

Nous décrivons ici principalement le transport sédimentaire autour de l'îlot observé en 1955 puisque l'évolution de celui-ci se solde par un comblement et un allongement pour devenir le poulier actuel. Le petit exutoire entre l'île et la rive droite connaît au paroxysme des évènements, un fonctionnement comparable à l'exutoire actuel : sa faible largeur oblige les courants, et donc le transport, à se concentrer, ce qui augmente leur vitesse et quantité (Figure 8.12 à Figure 8.23). Ce mécanisme entraîne, à l'ombre de ce jet, un faible transport circulaire au sud de l'îlot et de la rive (comme pour les levées actuelles) dont la décroissance du transit contribue très certainement à la sédimentation de la zone. Par contre, l'accélération du flux (TST) de ce petit exutoire ne se produit que durant les évènements les plus forts (débit décennal, $Q = 7\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

De plus, les apports par charriage du fleuve, dès lors qu'il y en a (*e.g.* décembre 2003 et 2^e période de novembre 2002), sont bloqués par les vagues. L'essentiel du BST du fleuve passe par la partie la plus large de l'exutoire. Le fort gradient de BST sur la barre d'embouchure en direction de l'exutoire indique une érosion de la barre au profit du dos de la barre d'embouchure (Figure 8.12 à Figure 8.23). Contrairement au TST, le BST peut justifier un apport sédimentaire directement dans la zone du corridor dont la fermeture aboutira à la formation du poulier. On peut donc s'attendre à une zone de comblement lors des évènements plus faibles qui constituent la majorité des évènements. Quant à son élongation, les tempêtes et crues modélisées ne semblent pas regrouper les conditions idéales à ce scénario.

8.10 REPARTITION DU TRANSPORT VERS LE LARGE, AU DELA DE LA BARRE D'EMBOUCHURE

Le TST s'étend plus loin vers le large en 1955 (30-50 m) qu'aujourd'hui (20-30 m). En d'autres termes, la seule évolution morphologique explique une diminution des apports vers le large. Ici encore nos modélisations apportent un regard nouveau sur les travaux précédents, puisque les études de géochimie sur le lobe ou le prodelta (Touzani, 1998; Radakovitch *et al.*, 1999; Miralles *et al.*, 2005, 2006; Fanget *et al.*, 2012) associent les variations des taux de sédimentation dans le temps à celles des apports du fleuve, alors que cette baisse doit aussi être attribuée à l'évolution morphologique de l'embouchure.

8.11 SYNTHÈSE

L'évolution de la morphologie du Grand Rhône au cours de ces dernières décennies est principalement marquée par : 1) la progradation du lobe deltaïque, délimité par une barre d'embouchure moins profonde et plus éloignée actuellement qu'en 1955, 2) l'incision du chenal à l'exutoire, inhérente au développement exceptionnel du poulier et 3) un peu plus en marge à l'Est, l'érosion du lobe fossile de Pégoulie et l'alimentation de la flèche de la Gracieuse.

Le courant plus intense que connaissait le fleuve, en raison d'un exutoire plus large et moins profond, permettait un transfert des sédiments vers des zones plus au large, au-delà de 50 m de fond pour les crues

les plus intenses. Comparativement, l'essentiel du transport (TST) reste confiné actuellement sur la barre d'embouchure au dépend de l'alimentation des plages ou des zones de relais. De plus, l'augmentation de la pente des plages, visible sur la morphologie, contraint le transport longitudinal à une bande étroite le long du littoral au cours des événements.

Nos simulations, sur un état fixe ne permettent pas de reproduire l'allongement du poulier mais donne des évidences utiles à la compréhension de sa formation. Tout d'abord, à l'instar des processus actuels, le charriage des vagues de SSW et SE a pu permettre d'alimenter l'îlot et son petit corridor en sédiments. La diminution du transport de la barre au petit exutoire appuie cette hypothèse. Ensuite, la puissance du jet du fleuve a pu entraîner un retour de sédiments du fleuve vers l'îlot, voire un tourbillon contre son flanc, dont le gradient de transport indique également un dépôt. De plus, ces apports semblent remobilisés par BST lors des « tempêtes seules » vers le corridor étroit. Enfin, bien que les cas réels ne donnent pas d'indications sur les conditions de l'élongation du poulier, il est très probable que les vagues de secteurs WSW y contribuent, comme il semble que ce soit actuellement le cas. En effet, il est important de se rappeler que ces vagues arrivent le plus souvent du secteur SW en dehors des tempêtes. Des vagues inférieures au seuil de tempête pourraient être à l'origine d'une action suffisante à la remobilisation des sédiments déposés au cours des différents événements à proximité de l'embouchure, participant ainsi à la formation du poulier. Cette action se mesure sur la durée, de façon beaucoup moins impressionnante que l'émergence d'un banc sableux sur plusieurs dizaines de mètres ou que l'érosion de toute une plage au cours d'une tempête, mais dont les marques morphologiques perdurent au cours des décennies.

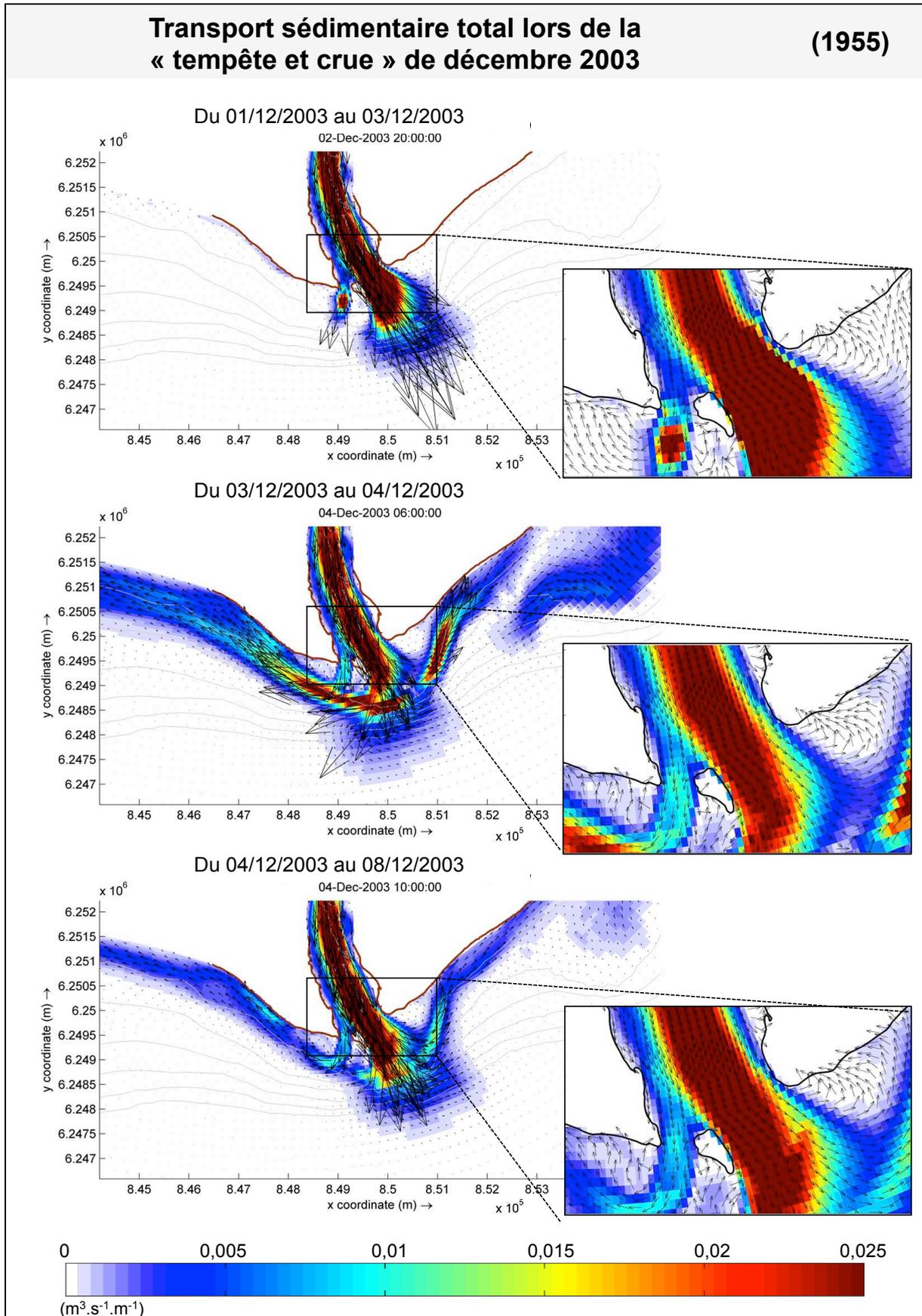


Figure 8.12 – Transport sédimentaire total (TST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement du décembre 2003, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

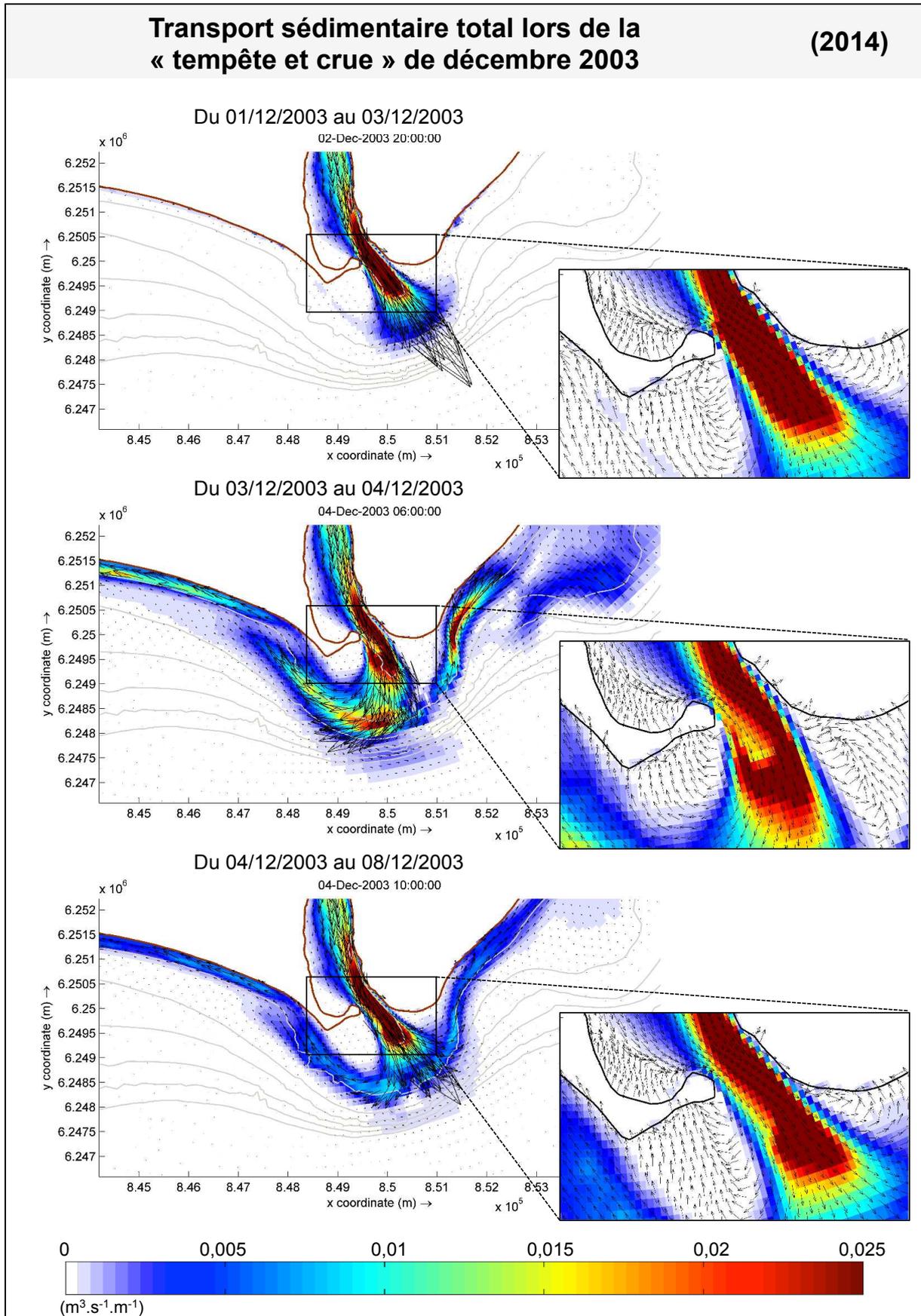


Figure 8.13 – Transport sédimentaire total (TST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement du décembre 2003, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

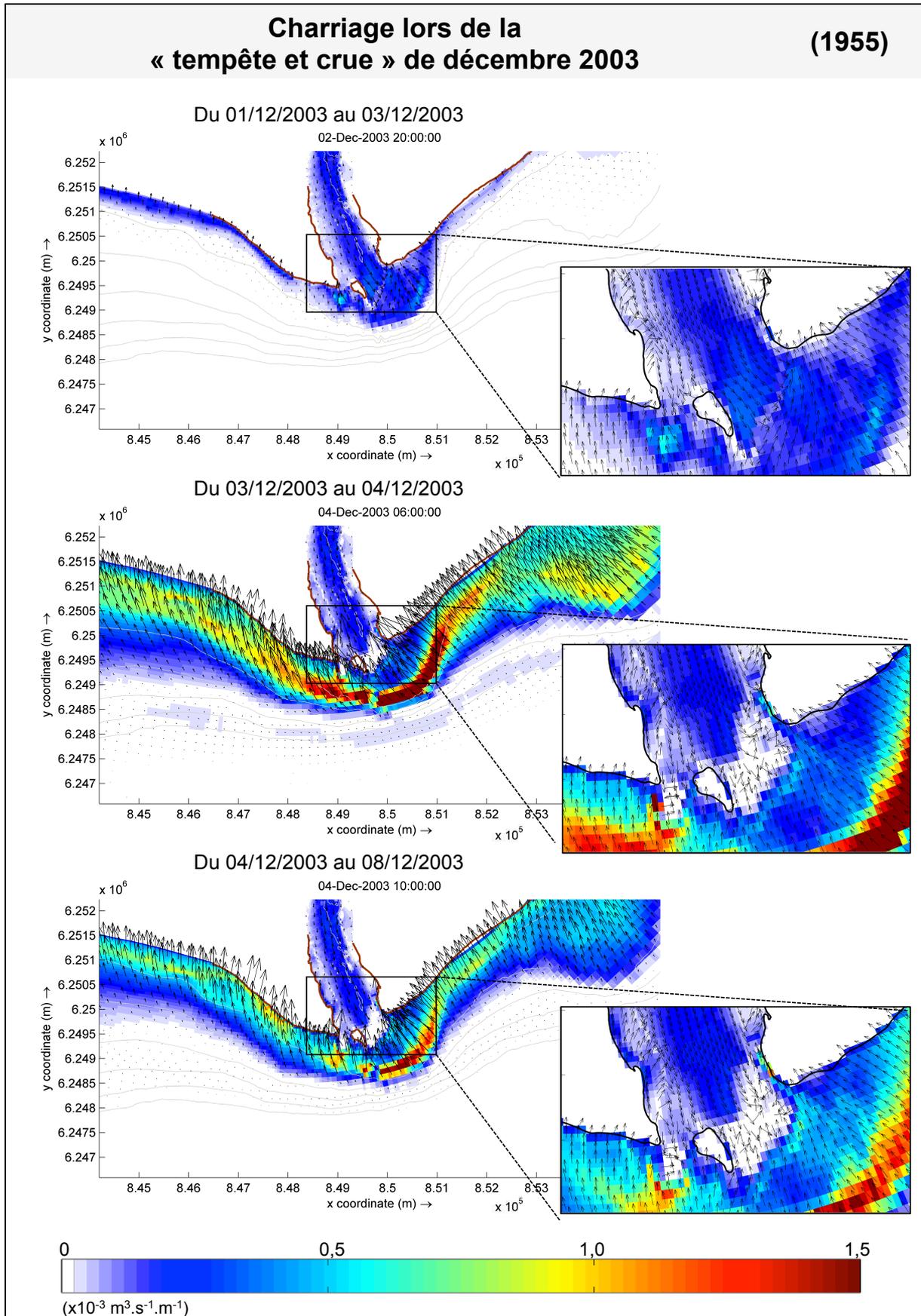


Figure 8.14 – Chariage (BST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement du décembre 2003, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

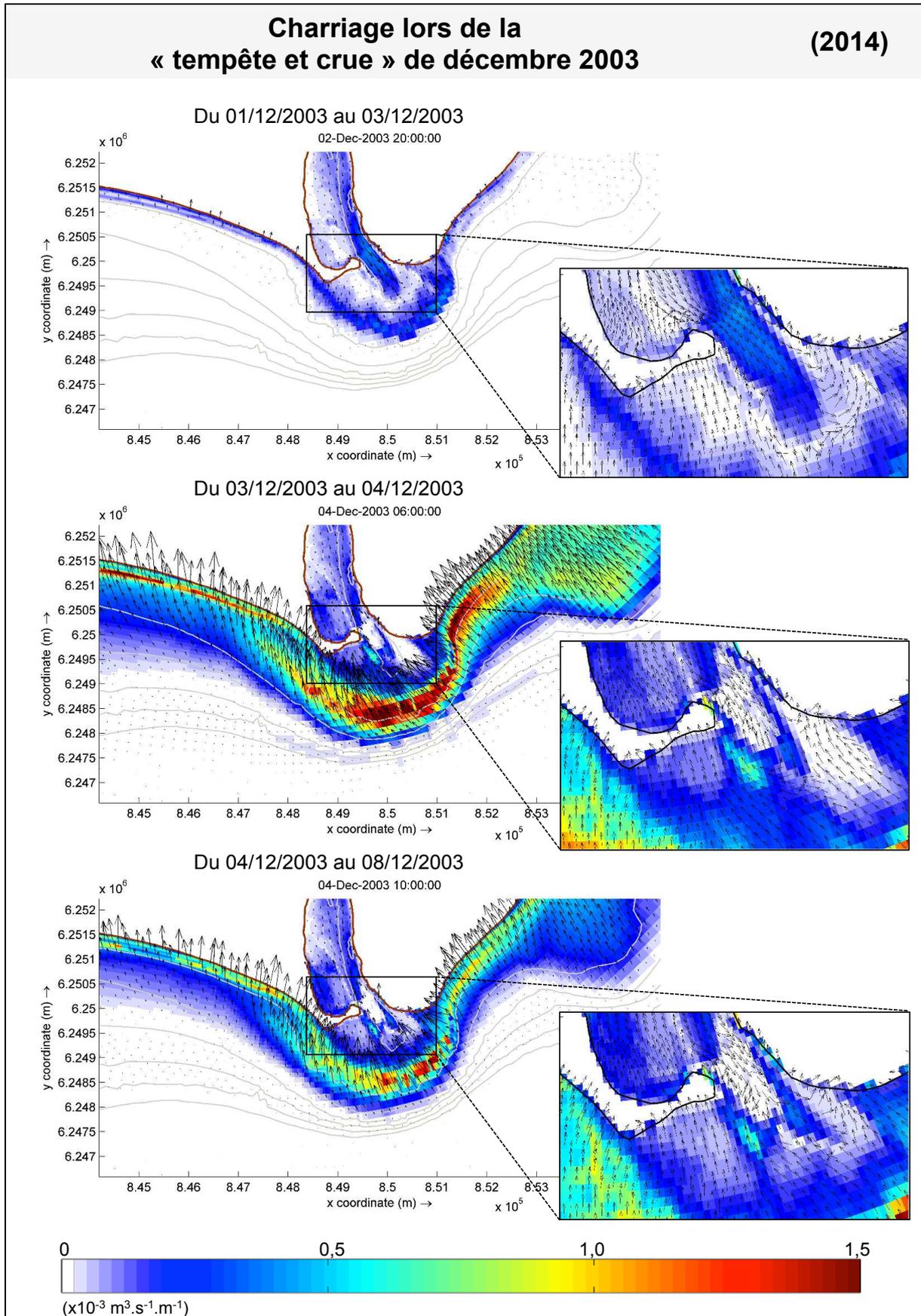


Figure 8.15 – Chariage (BST) obtenu au début, au pic et à la fin de l'événement du décembre 2003, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

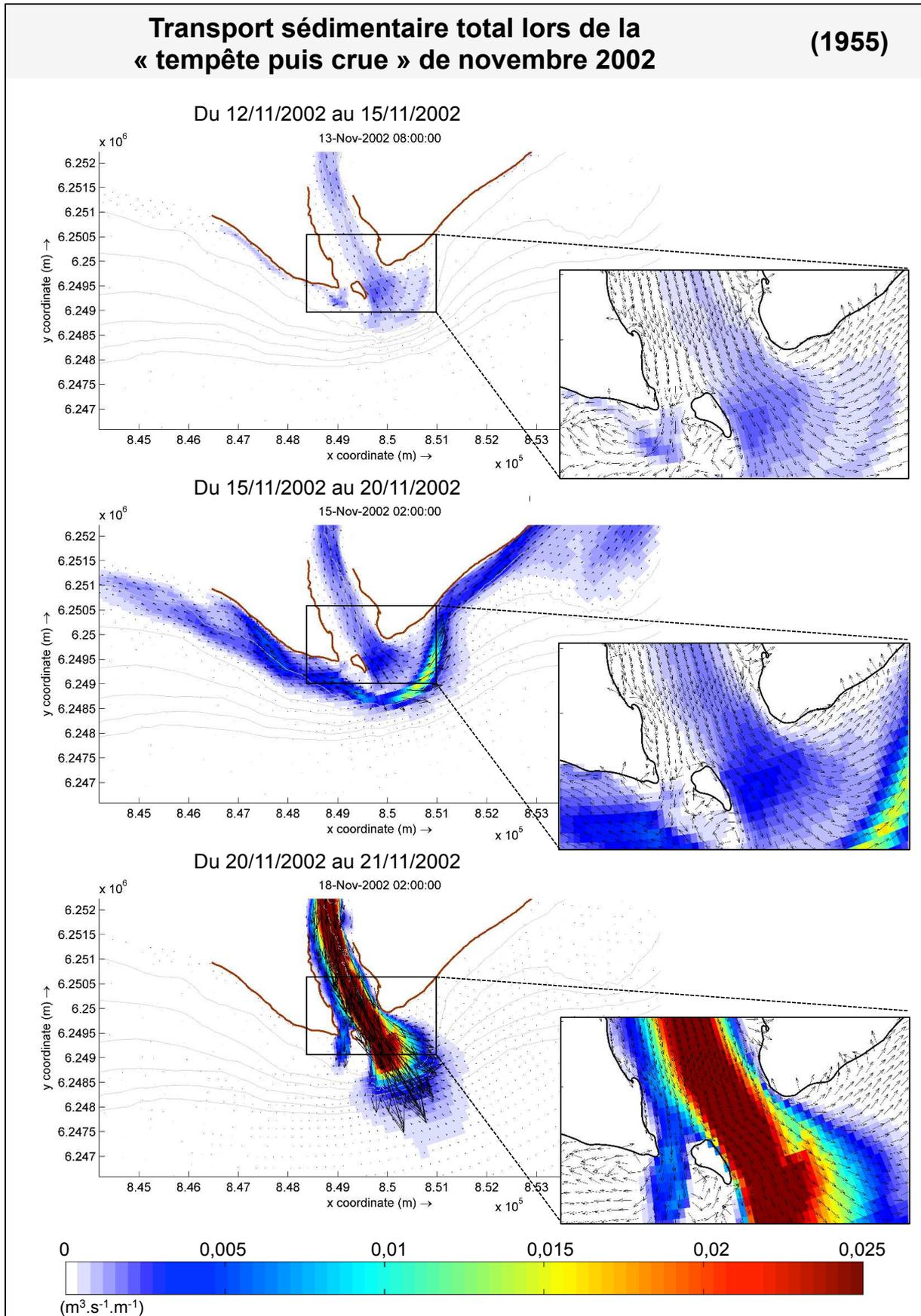


Figure 8.16 – Transport sédimentaire totale (TST) au début, au pic et à la fin de l'événement du novembre 2002, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

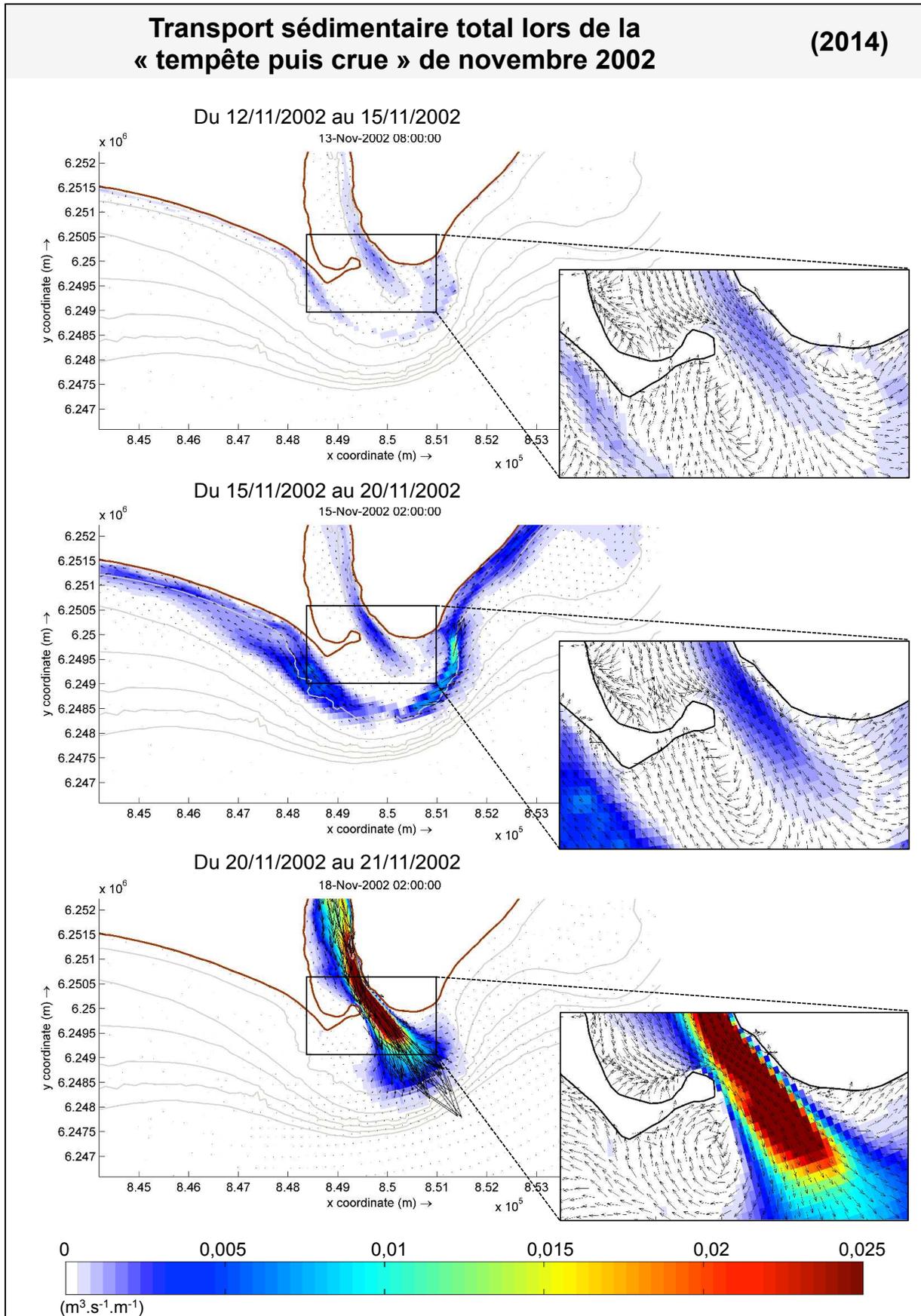


Figure 8.17 – Transport sédimentaire totale (TST) au début, au pic et à la fin de l'événement du novembre 2002, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

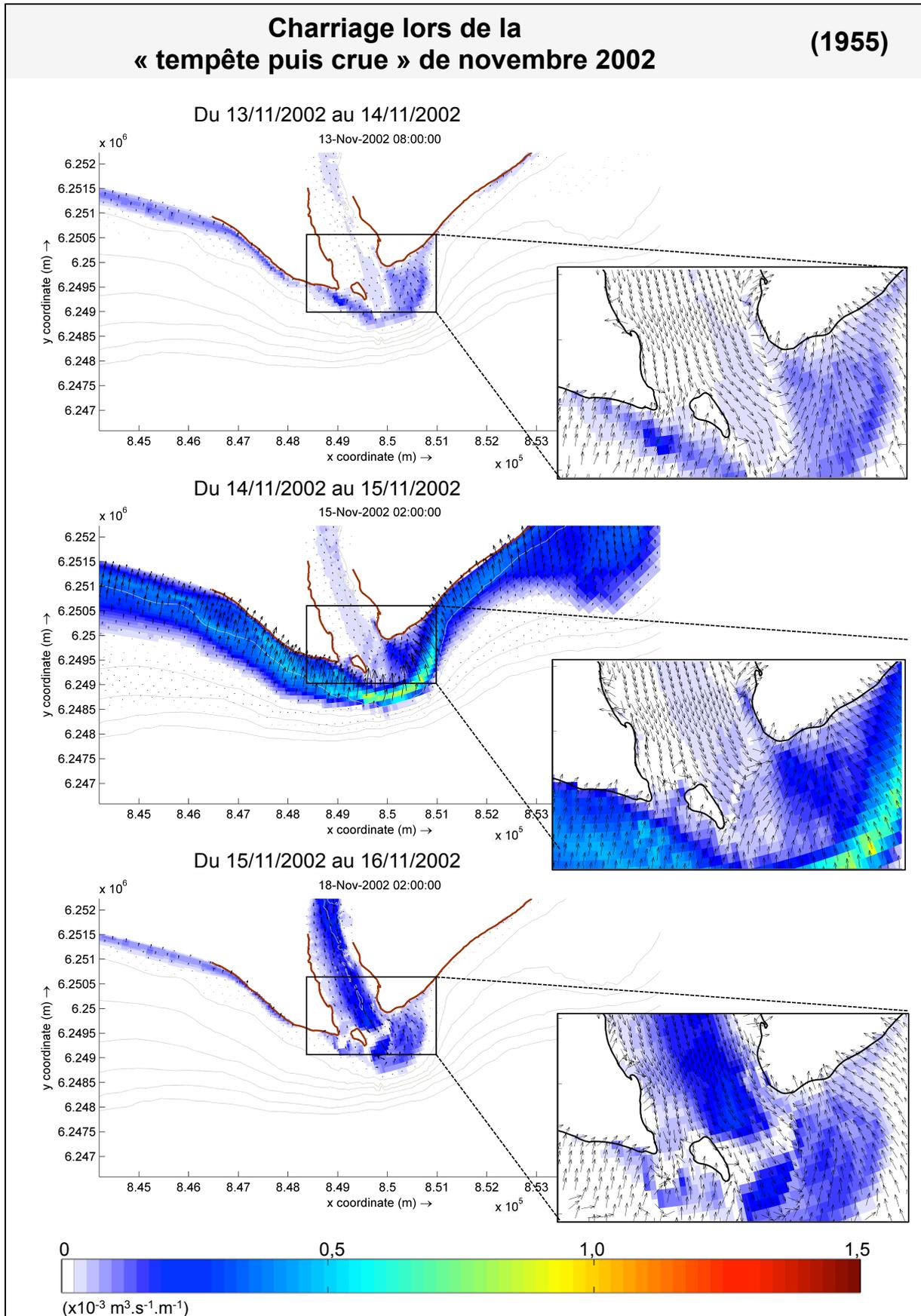


Figure 8.18 – Chariage (BST) au début, au pic et à la fin de l'événement du novembre 2002, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

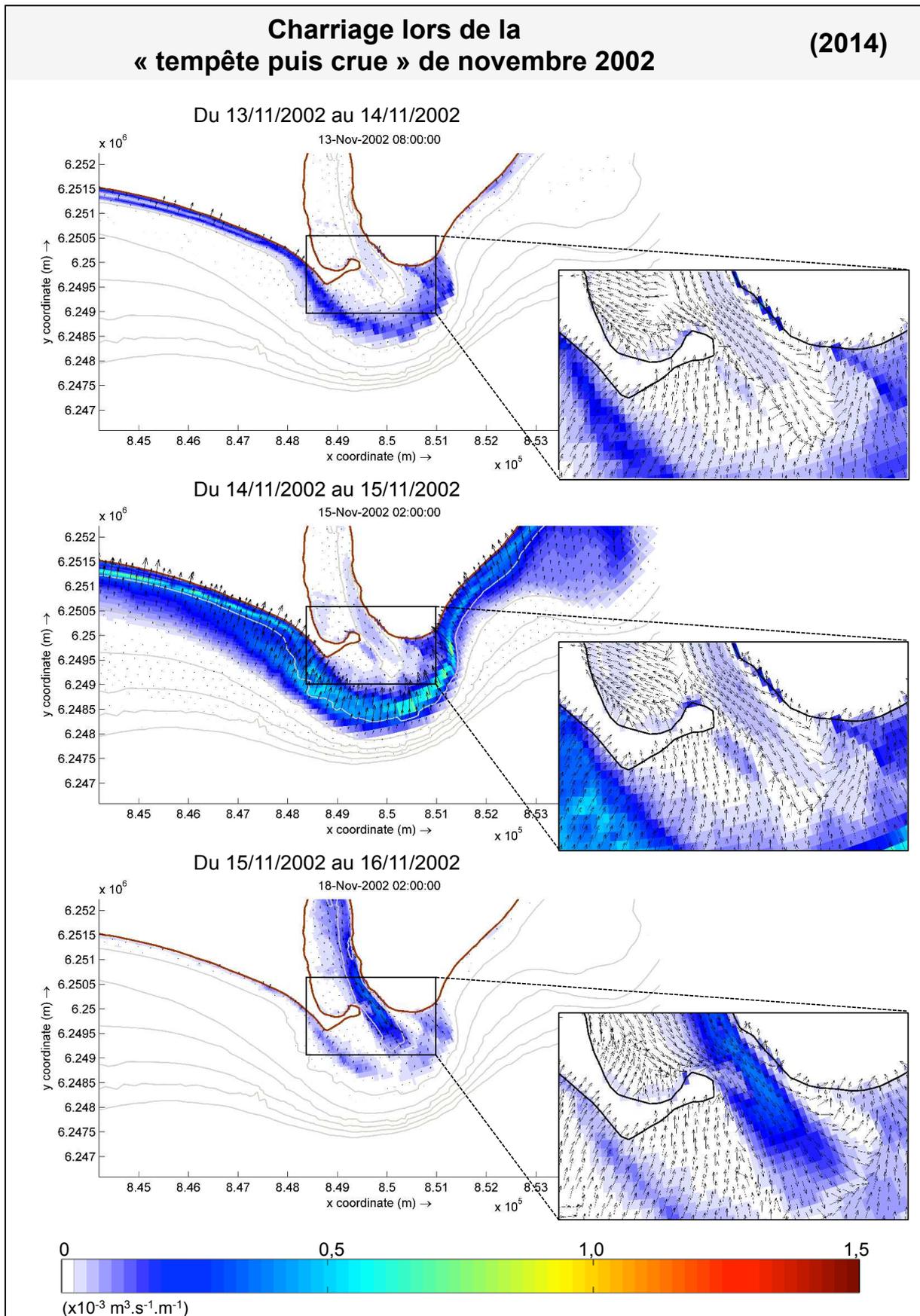


Figure 8.19 – Chariage (BST) au début, au pic et à la fin de l'événement du novembre 2002, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

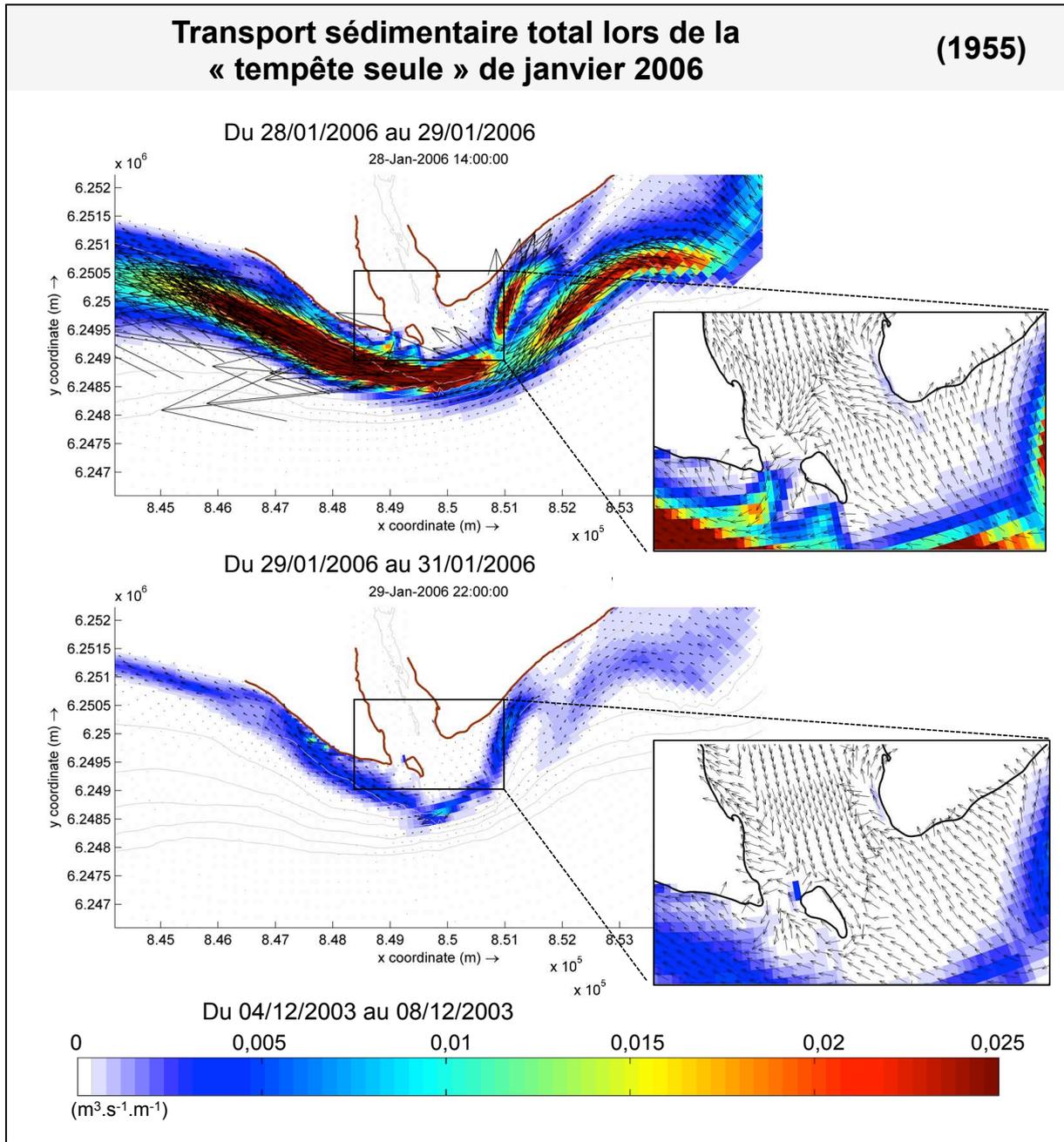


Figure 8.20 - Transport sédimentaire total (TST) au pic et à la fin de l'événement du janvier 2006, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

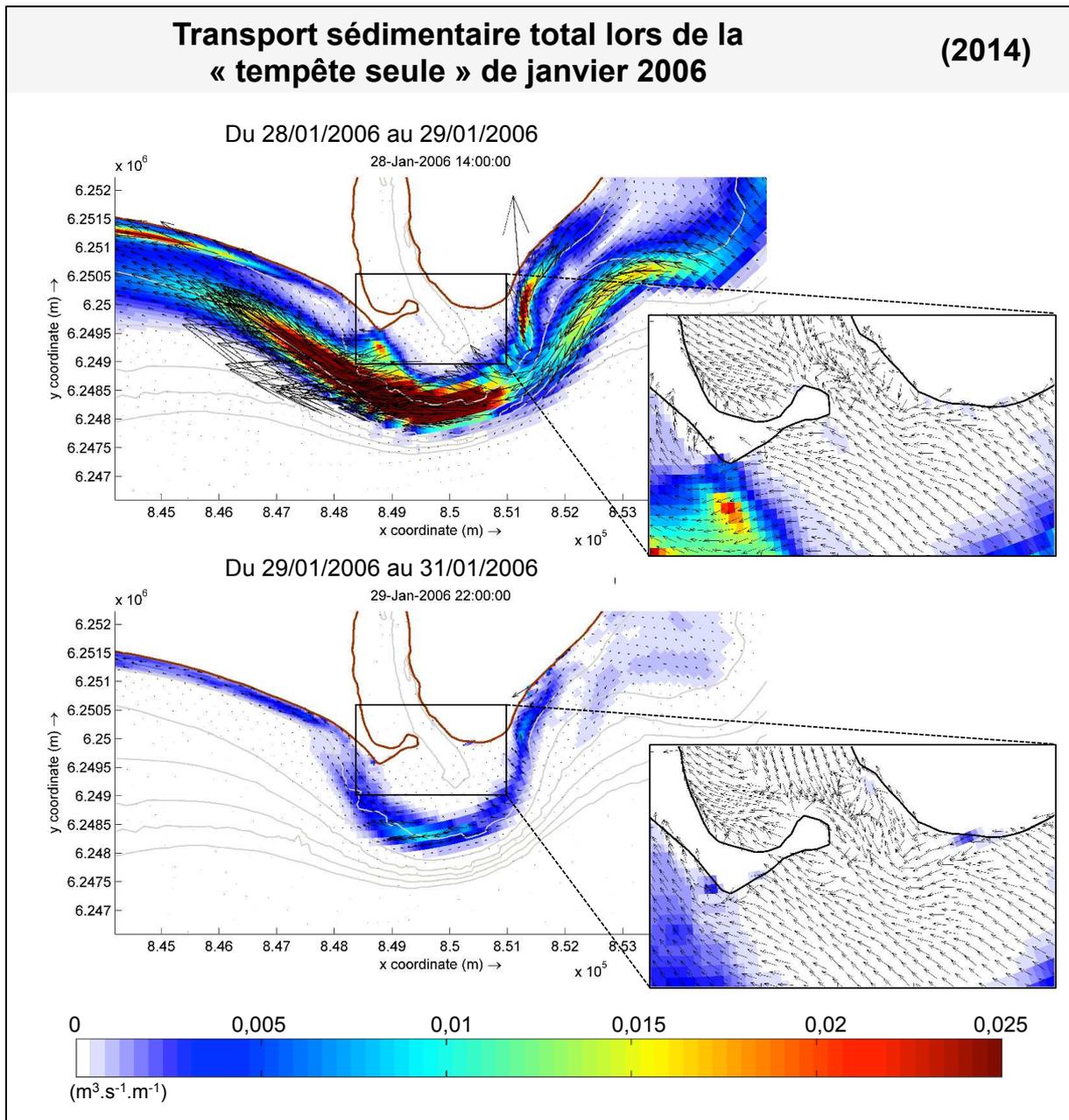


Figure 8.21 - Transport sédimentaire total (TST) au pic et à la fin de l'événement du janvier 2006, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

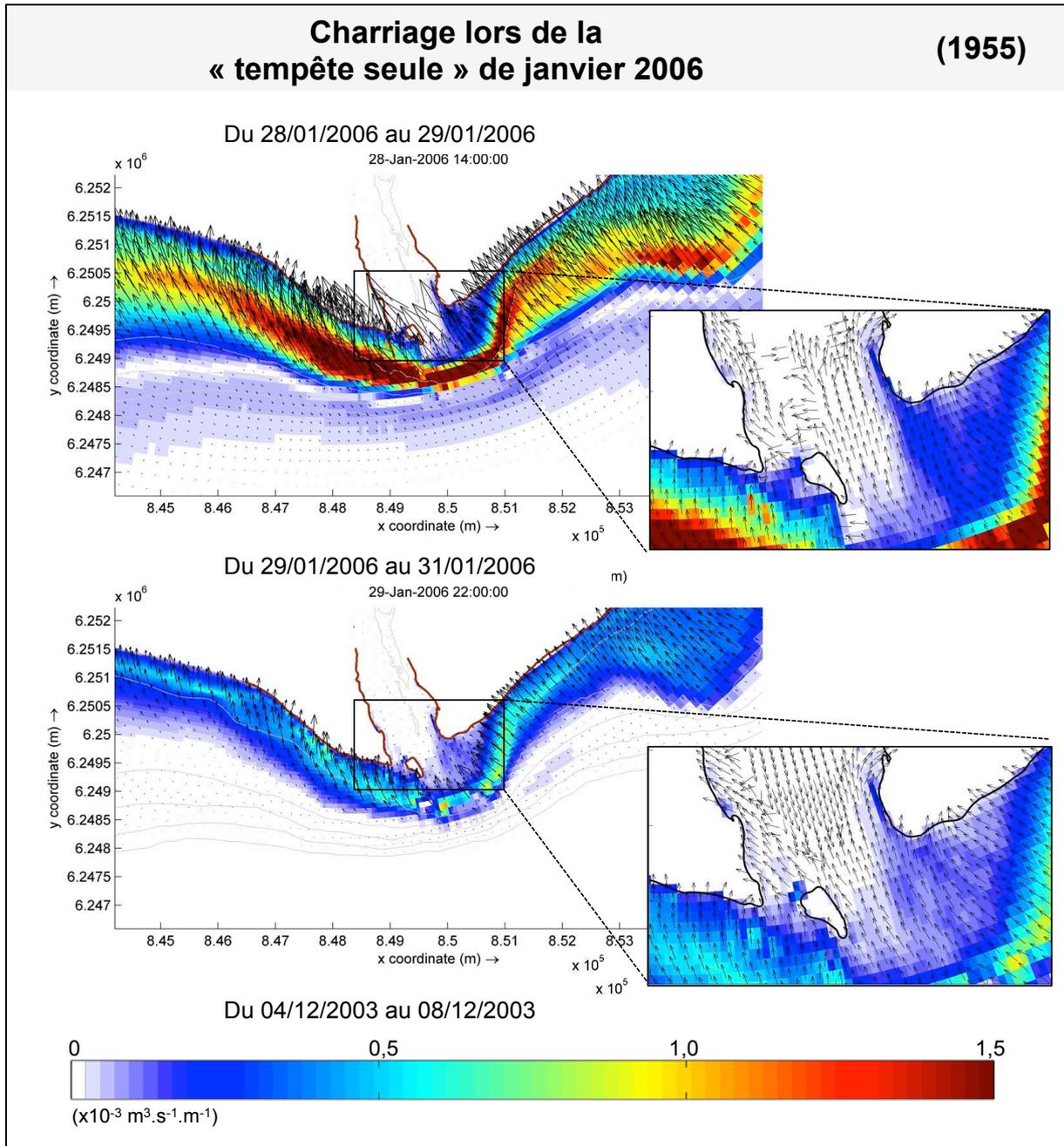


Figure 8.22 - Chariage (BST) au pic et à la fin de l'événement du janvier 2006, modélisé avec la bathymétrie de 1955. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

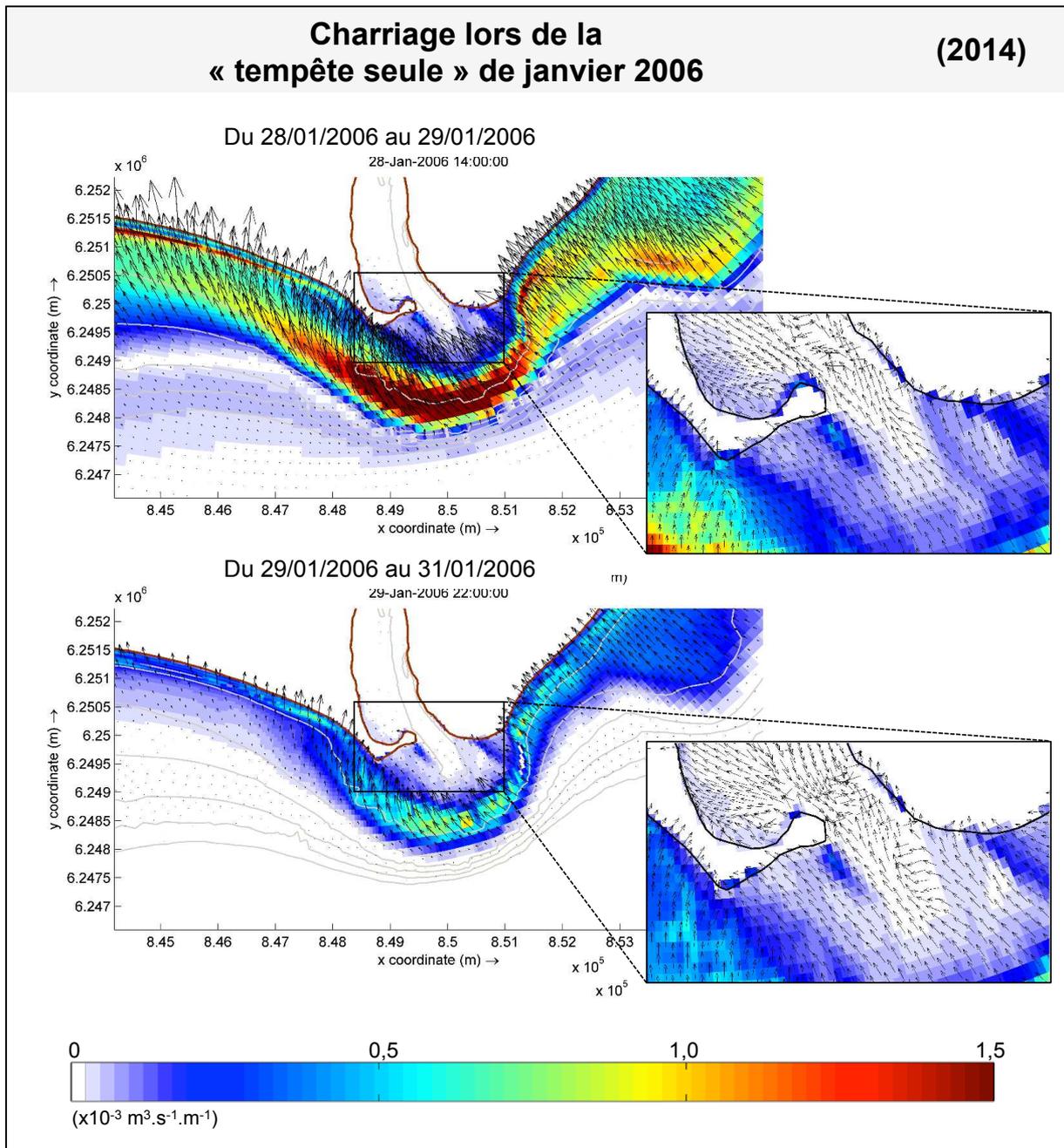


Figure 8.23 - Chariage (BST) au pic et à la fin de l'événement du janvier 2006, modélisé avec la bathymétrie de 2014. Chaque figure représente le transport modélisé à une date donnée de la période qu'elle représente.

Chapitre 9

Conclusion générale

9.1 LES GRANDES LIGNES DE MON TRAVAIL

Mon travail de thèse visait à comprendre les modalités du transfert des sédiments du Rhône vers son prodelta et les plages adjacentes durant les évènements extrêmes. Un outil de modélisation hydrosédimentaire (Delft3D) a été utilisé afin de faire ressortir les principales caractéristiques de cette dynamique sédimentaire, et d'en souligner les effets sur la morphologie actuelle mais aussi passée de l'embouchure du Grand Rhône.

Toutefois, la mise en place du modèle ne s'est pas faite sans difficultés. Il a fallu trouver des solutions aux lacunes de données dans la zone d'étude, vérifier leur véracité et leur cohérence avec le site, faire de nombreux essais pour évaluer l'étendue des possibilités que propose le modèle, adapter la grille de calcul pour éviter les instabilités et les arrêts inopinés des simulations, ou encore trouver des solutions pour optimiser les temps de calculs. Autrement dit, même en se plaçant dans une position de *end-user*, une longue phase de préparation des données, du modèle et de l'utilisateur est indispensable. Après les simulations, le post-traitement et l'analyse des données requièrent une attention particulière afin de dissocier des sorties de modèle ce qui est potentiellement réel de ce qui relève du fantasme. Le modèle reproduit une réalité possible dont la signification va dépendre de nos interprétations, et il est parfois difficile de détacher sa réflexion de ce que l'on espère reproduire. Pour contrebalancer ce problème, j'ai essayé de décrire précisément les résultats, ce qui a sans doute alourdi la lecture de ce manuscrit. Mais il m'a semblé que cet exercice était la seule option pour essayer de produire une analyse objective des informations acquises. Néanmoins, les travaux présentés confirment que, pour faire ressortir les points clés de la dynamique sédimentaire à l'embouchure, Delft3D est capable de fonctionner en gardant pour l'essentiel les réglages par défaut.

De plus, ce travail souffre de lacunes, et tout particulièrement d'un manque de données pour calibrer et valider le modèle. Ces données semblent malheureusement difficilement accessibles, car cette zone extrêmement dynamique se prête difficilement à la navigation en dehors de période de beau temps, et à la mise en place de système de mesures *in situ*. La bouée MesuRho, mouillée à 20 m de profondeur, est actuellement le seul site ayant été instrumenté sur des périodes assez longues (ADCP sur plusieurs mois), mais le temps a manqué pour regarder et traiter ces données dans le modèle. Peut-être que des outils encore en développement tels que les Gliders ([Many et al., 2016](#)) ou des capteurs parfaitement insérés dans les sédiments ([Campmas et al., 2014](#) ; [Sous et al., 2016](#)) permettront dans un futur proche une approche plus fine de cette zone. Une autre difficulté importante concerne les limites du modèle (étendue de la zone modélisée, représentation numérique des processus aux limites géographiques).

Le choix de l'emprise du modèle est conditionné par la résolution (spatiale et temporelle) de la modélisation et par les données disponibles. L'intégration d'Arles ou ne serait-ce que du site du bac de Barcarin à la grille de calcul rajoute un temps de calcul non négligeable (plus de trois semaines pour certains

événements) et la dégradation de la résolution de la grille sur la partie amont du fleuve génère des instabilités (arrêt de la modélisation) à cause de variations trop rapides (non réaliste) du niveau d'eau (WL | Delft Hydraulics, 2011). Pourtant cette adaptation aurait pu permettre de valider le courant modélisé directement au site de l'ADCP de Barcarin, ainsi que la concentration en MES qui fait l'objet d'un suivi régulier en Arles (station SORA) mais aussi à Barcarin (OSR, 2012). La disposition des limites en mer est aussi une contrainte quant à l'étendue de la zone « de confiance » des résultats de la modélisation. Le choix des conditions aux limites (niveau d'eau, concentration en MES, salinité et caractéristiques des vagues (Hs, Tp, Dir) uniformes sur toute la limite ou variables, imposées sur une limite ou plusieurs) peut affecter les résultats d'une large zone de la grille. C'est pour cela qu'il est fortement conseillé de positionner les limites du modèle le plus loin possible de la zone d'intérêt, surtout quand des informations sont manquantes (e.g. niveau marin, profil de concentration des particules dans la colonne d'eau). Seulement, ce choix est parfois imposé de lui-même par les données disponibles.

Malgré ceci, les sorties de scénarios et les interprétations que j'ai pu en faire ont montré l'intérêt évident qu'il y aurait à encore développer ce modèle pour avancer dans la compréhension de la dynamique de cette embouchure. Plusieurs voies mériteraient notamment d'être approfondies, dont les quelques-unes sont proposées ci-dessous.

La majorité du transport sédimentaire s'effectuant au cours des tempêtes et des crues, nous avons axé mes recherches sur ces aléas et leur organisation dans le temps. Nous avons montré que l'embouchure du fleuve est essentiellement soumise aux « tempêtes seules » (75 % des événements) et aux « tempêtes puis crues » (20 % des événements), dont les cas extrêmes se concentrent le plus souvent entre les mois d'octobre à janvier, sous contrainte des houles de secteur SE (70 % des tempêtes). Ces observations ont permis d'identifier les événements dits « cas d'école » qui nous ont servi de base à la description du schéma conceptuel de la dynamique hydrosédimentaire de l'embouchure du Grand Rhône.

L'organisation spatiale des courants est contrôlée par la magnitude et la direction de vagues. Celles des secteurs SE et SSW initient un transport longitudinal à partir de la barre d'embouchure vers les plages, alors que les vagues de WSW génèrent un courant uniquement dirigé vers l'est le long de la plage Piémanson. Cette distinction des directions des vagues de cadran SW constitue un affinement de la compréhension des cellules de dérive littorale. Elle a permis de remettre en question le rôle des vagues de WSW dans le transfert de sédiments entre le lobe de Roustan et la flèche de La Gracieuse au profit des événements de SE et SSW qui joueraient un rôle plus important que celui imaginé auparavant.

Le volume des apports du Grand Rhône vers les plages dépend à la fois de la tempête (intensité et direction) qui rabattent les apports fluviaux vers la côte, mais aussi du débit du fleuve et de sa charge solide. De ce fait, une tempête et une crue d'intensité donnée sont plus efficaces dans l'alimentation des plages lorsqu'elles ont lieu simultanément qu'en décalé mais cette conjonction ne s'est produit que trois fois en 32 ans. Sur ce thème nos résultats présentent aussi une avancée puisque ces mécanismes n'avaient jamais été investigués de manière aussi précise.

La morphologie joue un rôle notable sur l'organisation des courants. En se basant sur la bathymétrie précise de 1955, nous montrons que pour des événements fluvio-marins identiques, les plages sont

aujourd'hui moins alimentées en sédiments, et le franchissement de la barre d'embouchure vers le large a diminué. Nous suggérons que cette évolution se lie à l'évolution morphologique de l'embouchure dont les principaux aspects se manifestent par l'éloignement de la barre d'embouchure et la fermeture de l'exutoire par l'allongement du poulie. A cela s'ajoute la réduction séculaire des apports sédimentaires du Rhône (Provansal *et al.*, 2014) qui exacerbe le déficit sédimentaire des plages.

Les nombreuses études menées sur le Rhône (en intégrant le fleuve et son littoral ; Pardé, 1925; Pauc, 1970; Pichard, 1995; Suanez, 1997; Pont, 1997; Arnaud-Fassetta, 1998; Bruzzi, 1998; Sabatier, 2001; Antonelli, 2002; Maillet, 2005; Provansal *et al.*, 2014) ont investies le transport sédimentaire régional sur tout le littoral camarguais, complétées par des évaluations de la charge sableuse du fleuve et des causes de son évolution. A l'avenir, la prise en compte des réponses morphologiques et l'application du modèle à moyen-long terme (annuel à pluri-décennal) devrait permettre d'obtenir une estimation plus précise du transfert sédimentaire entre le fleuve et ses plages à ces échelles spatio-temporelles, et ainsi confirmer ou infirmer les hypothèses émises ici sur le transport sédimentaire actuel et passé.

Bien que mes travaux soient focalisés sur les tempêtes et les crues, ils mettent aussi en lumière l'importance (très probable) des événements peu intenses sur l'évolution à moyen et long terme à l'embouchure, tels que l'élongation du poulie avec les vagues de WSW ou la remobilisation des sédiments accumulés à proximité du lobe deltaïque. Ces hypothèses pourraient être vérifiées par la caractérisation de la dynamique sédimentaire hors tempête/crue qui permettrait d'évaluer les seuils de mise en mouvement des particules. De plus, la caractérisation de la charge de fond en transit fait l'objet d'un travail collaboratif à Barcarin, à partir des prélèvements réalisés régulièrement pendant et en dehors des événements de crue et grâce aux mesures ADCP (OSR, 2015).

Cette première investigation ne pourra être possible qu'avec la calibration de la charge sédimentaire dans le fleuve (à l'aide de données d'observations réalisées *in situ* lors de conditions hydrodynamiques variées) et à l'aide des données enregistrées grâce à la bouée MesuRho. Cette approche devra certainement intégrer une analyse de la dynamique du coin salé.

En effet, l'embouchure du Rhône est sujette à une forte stratification de densité qui peut s'étendre jusqu'à 35 km en amont du fleuve. La dynamique de ce coin salé dépend des conditions météo-marines (débit, vagues, vent ; Ibáñez *et al.*, 1997) et génère de faibles courants dirigés vers l'amont, alors que l'eau douce du fleuve continue de s'écouler rapidement par-dessus l'eau de mer. S'il y a un intérêt évident à mieux comprendre cette dynamique en termes de gestion de l'eau (une partie de l'eau du Rhône sert à l'alimentation des rizières de Basse Camargue et de jardins privés) , elle a aussi un rôle toujours inconnu sur la sédimentation des particules fines qui recouvrent le fond du chenal (Wolanski *et al.*, 1998; Maillet *et al.*, 2006), soit en favorisant cette sédimentation (plus de floculation) soit en ayant au contraire un effet de barrière physique (halocline) entre le fleuve et le fond du chenal. De plus, la sensibilité de l'intrusion saline aux facteurs météo-marins pourrait être un atout dans l'étude du rôle des conditions météo-marines sur l'écoulement du fleuve et sa diffuence entre le Petit et le Grand Rhône.

9.2 LA PLACE DE MON TRAVAIL DANS UN CONTEXTE ELARGI

La construction de nombreux barrages depuis le milieu du XX^e siècle pour l'écrêtement des crues, la gestion de l'irrigation et la génération d'électricité ou la construction de nombreux ouvrages le long des plages pour les protéger de l'érosion rappellent que les fleuves et les littoraux sont de bons exemples de la capacité de l'Homme à utiliser ses ressources pour améliorer son confort et faire face à l'évolution climatique et environnementale.

Toutefois, ces solutions d'ingénierie « dures » soulèvent aujourd'hui de nombreuses questions, dont celle de la durabilité de leurs actions et de leur bienfondé. Sur le Rhône, l'inondation de 2003 a ainsi induit un changement dans la gestion des aménagements qui se traduit globalement par une politique de développement durable, et un engagement des acteurs du fleuve dans le Plan Rhône (volonté d'un passage d'une gestion "utilitaire" et sectorielle à une gestion "durable"). Sur le littoral, après des résultats mitigés sur le long terme de ces pratiques, avec le recul de certaines plages pouvant aller jusqu'à mettre en péril des habitations (Anthony & Sabatier, 2012), l'accent a été mis sur la montée du niveau marin, les répercussions à plus large échelle (spatiale) des ouvrages (épis, barrages, climat *etc.*) qui affectent la quantité de sédiments disponibles et donc leur redistribution (List *et al.*, 1997; Sabatier *et al.*, 2009; Anthony, 2014).

Des études pluridisciplinaires du littoral voient le jour depuis une décennie sous l'égide de la « gestion intégrée » des milieux, qui visent à réfléchir et à solutionner un problème non plus localement mais en l'intégrant dans son système entier (le bassin hydrographique des fleuves et depuis peu leurs embouchures). Ainsi, les politiques et les gestionnaires s'inquiètent du devenir futur du littoral et attendent de nos travaux des propositions de solutions durables (www.developpement-durable.gouv.fr/Les-differentes-formes-littorales.html, Miossec, 2004; Rey-Valette & Antona, 2009).

Dans ce contexte, l'objet de ma thèse prenait pleinement son sens : l'étude de la dynamique hydrosédimentaire de l'embouchure du Grand Rhône afin de mieux comprendre la redistribution des sédiments vers les plages et ses interactions avec la morphologie. Mieux comprendre son fonctionnement actuel est une étape obligatoire pour imaginer son évolution future.

La dégradation des plages et des deltas subaquatiques a été signalée dans de nombreuses zones (*e.g.*, le Nil et l'Ebre, Sánchez-Arcilla *et al.*, 2008; Simeoni & Corbau, 2009, le Rhône, Sabatier *et al.*, 2006, Yangtze (Changjiang), Yang *et al.*, 2011, Yellow (Huanghe), Chu *et al.*, 2006). En tant que zones de très bas reliefs, ces deltas sont évidemment très sensibles aux changements du niveau de la mer, aux variations des apports liquides et solides, des conditions marines (changements de niveau de la mer, vagues) et comme nous l'avons montré, à l'évolution de leur propre morphologie. En même temps, ils sont touchés par des activités humaines telles que l'utilisation des terres deltaïques et dans le bassin versant, la construction de barrages, l'exploitation minière (graviers, sables), l'extraction de ressources souterraines et l'urbanisation (Nicholls *et al.*, 2007). Si la question des impacts des activités anthropiques a déjà été abordée dans de nombreux sites (Syvitski *et al.*, 2005; Syvitski & Saito, 2007), une question reste en suspens : celle de l'impact du changement climatique sur le devenir des deltas et du littoral en général (Jefcic *et al.*, 1996; Simeoni & Corbau, 2009; Wong *et al.*, 2014).

Les impacts évidents et majeurs sont ceux directement induits par l'élévation du niveau de la mer: augmentation des inondations côtières et de l'érosion côtière, changements dans les zones humides côtières et donc dans leur mécanisme de protection du littoral, intrusion d'eau salée dans les estuaires et les deltas (Mcleod *et al.*, 2010). Cette élévation du niveau de la mer exacerbera très probablement les problèmes d'une dégradation anthropique dans les deltas (Wong *et al.*, 2014). Ces réactions sont toutefois difficiles à anticiper, et ce d'autant plus qu'il existe d'autres processus indirects tels que ceux montrés ici (évolution morphologique à moyen terme, zone-relais...). La modélisation reste à ce titre l'atout majeur pour anticiper des scénarios d'évolutions probables des littoraux. Mais cet outil est encore très peu utilisé, notamment parce que sur la pléthore de deltas existants, seuls les plus connus font l'objets d'études et d'observation (Coleman, 1976; Syvitski & Saito, 2007; Anthony, 2015). Des études comme celle que j'ai présenté dans ce manuscrit pourraient permettre d'élargir nos connaissances sur les impacts de la gestion des bassins versant de deltas en prévision de l'évolution des conditions météo-marines.

Bibliographie

- Anthony, E. J. (2014)** Coastal Environments and Global Change - Deltas. (G. Masselink & R. Gehrels, eds.), pp 299-337.
- Anthony, E. J. (2015)** Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* **361**, 53–78. doi:10.1016/j.margeo.2014.12.004
- Anthony, E. J. & Blivi, A. B. (1999)** Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Mar. Geol.* **158**(1–4), 161–176. doi:10.1016/S0025-3227(98)00170-4
- Antonelli, C. (2002)** *Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval*. Université Aix-Marseille I.
- Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M. & Sabatier, F. (2008)** Suspended sediment and ¹³⁷Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology* **95**(3–4), 350–360. doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.007
- Arnaud-Fassetta, G. (1998)** *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Université Aix-Marseille 1.
- Arnaud-Fassetta, G. (1997)** Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du Sud) / Evolution of the channel bottom along the Petit Rhône river on a pluriannual scale. *Géomorphologie Reli. Process. Environ.* **3**(3), 237–256.
- Ashton, A. D. & Giosan, L. (2011)** Wave-angle control of delta evolution. *Geophys. Res. Lett.* **38**(13), 1–6. doi:10.1029/2011GL047630
- Ashton, A. D., Hutton, E. W. H., Kettner, A. J., Xing, F., Kallumadikal, J., Nienhuis, J. & Giosan, L. (2013)** Progress in coupling models of coastline and fluvial dynamics. *Comput. Geosci.* **53**, 21–29. doi:10.1016/j.cageo.2012.04.004
- Baraillet, L. & Bonnet, M. (1964)** Golfe de Fos : évolution des fonds le long de la flèche de la Gracieuse. Rapport d'étude SOGREAH, n° 8724. Grenoble.
- Barnard, P. L., Erikson, L. H., Elias, E. P. L. & Dartnell, P. (2013)** Sediment transport patterns in the San Francisco Bay Coastal System from cross-validation of bedform asymmetry and modeled residual flux. *Mar. Geol.* **345**, 72–95. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.011
- Bellaiche, G. & Mart, Y. (1995)** Morphostructure, growth patterns, and tectonic control of the Rhone and Nile deep-sea fans: a comparison. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **79**(2), 259–284. Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, Villefranche-Sur-Mer, France. doi:10.1306/8D2B150C-171E-11D7-8645000102C1865D
- Berger, J.-F., Favory, F., Muxart, T., Tourneux, F.-P. & Leeuw, S. E. Van Der. (2003)** *Comment identifier, analyser et évaluer les dynamiques d'interactions entre les sociétés et leurs environnements ? Dans : Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement*. (C. Lévêque & S. E. Van der Leeuw, Eds.), Elsevier. Paris: Elsevier.
- Bhattacharya, J. P. & Giosan, L. (2003)** Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* **50**(1), 187–210. doi:10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x
- Blanc, J. (1977)** Recherche de sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. *Publ. du Cent. Natl. pour l'Exploitation des Océans* **75**(1193), 69pp.
-

- Blanchard, R. (1962)** Thérèse Sclafert , Cultures en Haute Provence. Déboisements et pâturages au Moyen-Age. *Méditerranée* **3e année**(1), 81–83.
- Booij, N., Ris, R. C. & Holthuijsen, L. H. (1999)** A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.* **104**(C4), 7649. doi:10.1029/98JC02622
- Boudet, L., Sabatier, F. & Radakovitch, O. (2016)** Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: role of storm and flood events. *Estuarine, Coast. Shelf Sci. Spec.*, 1–15. doi:10.1016/j.ecss.2016.10.004
- Bouloubassi, I., Roussiez, V., Azzoug, M. & Lorre, A. (2012)** Sources, dispersal pathways and mass budget of sedimentary polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) in the NW Mediterranean margin , Gulf of Lions. *Mar. Chem.* **142–144**, 18–28. doi:10.1016/j.marchem.2012.07.003
- Bourman, R. P., Murray-Wallace, C. V., Belperio, A. P. & Harvey, N. (2000)** Rapid coastal geomorphic change in the River Murray Estuary of Australia. *Mar. Geol.* **170**(1–2), 141–168. doi:10.1016/S0025-3227(00)00071-2
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X. & Ludwig, W. (2006)** Contribution of the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in North-western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Life Environ.* **56**(4), 1–8.
- Boyd, R., Dalrymple, R. & Zaitlin, B. A. (1992)** Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* **80**, 139–150. doi:10.1016/0037-0738(92)90037-R
- Bravard, J.-P. (2002)** The adjustments of fluvial systems to the decrease in water and sediment fluxes following mountain reforestation. *La Houille Blanche* (3), 68–71.
- Bravard, J.-P., Clemens, A., Alzate, L., Bezina, P., Bethemont, J., Caillot, Y., Castaing, P., et al. (2008)** *Le Rhône en 100 questions*. (Graie, Ed.). Lyon, France.
- Bravard, J.-P., Provansal, M., Arnaud-Fassetta, G., Chabbert, S., Gaydou, P., Dufour, S., Richard, F., et al. (2008)** Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône, de la frontière suisse à la mer. *Du Clim. à l'homme Dyn. holocène l'environnement dans le Jura les Alpes* 101–116.
- Brousse, G. & Arnaud-Fassetta, G. (2011)** Caractérisation (2010) et évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique longitudinal dans les deux bras du Rhône deltaïque (France méditerranéenne). *Géomorphologie Reli. Process. Environ.* **3**, 291–306.
- Bruzzi, C. (1998)** *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du Delta du Rhône*. Université de Provence (Aix-Marseille I).
- Cadiou, F., Répécaud, M., Arnaud, M., Rabouille, C., Raimbaud, P., Radakovitch, O., Meulé, S., et al. (2010)** Mesurho-A high frequency oceanographic buoy at the Rhone river mouth. *39th CIESM Congr. Italy*, Vol. 23.
- Callède, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., Yan, L. & Oliveira, E. De. (2004)** Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999. *Hydrol. Sci. J.* **49**(November 2015), 85–96. doi:10.1623/hysj.49.1.85.53992
- Callède, J., Ronchail, J., Guyot, J. L. & Oliveira, E. De. (2008)** Deboisement Amazonien : Son influence sur le debit de l'Amazone à Óbidos (Bresil). *Rev. Sci. Eau Rev. des Sci. l'Eau* **21**(1), 59–72. doi:10.7202/017931ar
- Cameron, W. M. & Pritchard, D. (1963)** Estuaries. In: *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, vol. 2, The Composition of Sea-Water Comparative and Descriptive Oceanography* (M. N. Hill, ed.), 306–325. London: Interscien.
- Campmas, L., Bouchette, F., Meulé, S., Liou, J.-Y., Sous, D., Leroux-Mallouf, R. & Hwung, H.-H. (2014)** Typhoons driven morphodynamics of the Wan Tzu Liao sand barrier (south-westernmost Taiwan). *34th*

Int. Conf. Coast. Eng. ICCE2014 Seoul, Korea 1–13.

- Canestrelli, A., Nardin, W., Edmonds, D. A., Fagherazzi, S. & Slingerland, R. (2014)** Importance of frictional effects and jet instability on the morphodynamics of river mouth bars and levees. *J. Geophys. Res. Ocean.* **119**(1), 509–522. doi:10.1002/2013JC009312
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L. & Trincardi, F. (2003)** The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.* **193**(1–2), 61–91. doi:10.1016/S0025-3227(02)00614-X
- CETMEF. (1985)** Théories de la houle - houle réelle - propagation de la houle. Notice PM - N° 85.01.
- CETMEF. (2014)** CANDHIS - Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ - Détail de la campagne 01301 - Camargue. Retrieved June 30, 2016, from <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/campagne/?idcampagne=eccbc87e4b5ce2fe28308fd9f2a7baf3>
- CETMEF. (2011)** ANEMOC - Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier. Retrieved September 28, 2016, from <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>
- Chanson, H. (2004)** Mixing in estuaries. In: *Environmental Hydraulics of Open Channel Flows*, 144–176. Oxford, United-Kingdom: Elsevier Butterworth-Heinemann, doi:10.1016/B978-075066165-2.50042-4
- Chawla, A. & Kirby, J. T. (2002)** Monochromatic and random wave breaking at blocking points. *J. Geophys. Res.* **107**(C7), 1–19. doi:10.1029/2001JC001042
- Chu, Z. X., Sun, X. G., Zhai, S. K. & Xu, K. H. (2006)** Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images. *Mar. Geol.* **227**(1–2), 13–30. doi:10.1016/j.margeo.2005.11.013
- Clark, H. & Chaboureaud, J. P. (2010)** Uncertainties in short-term forecasts of a Mediterranean heavy precipitation event: Assessment with satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **115**(22), 1–21. doi:10.1029/2010JD014388
- Coleman, J. & Huh, O. (2004)** *Major world deltas: A perspective from space*. Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA.
- Coleman, J. M. & Wright, L. D. (1975)** Modern river deltas; variability of processes and sand bodies, 99–149. United States.
- Cooper, J. A. G. (1993)** Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa. *Mar. Geol.* **112**(1–4), 237–256. doi:10.1016/0025-3227(93)90171-Q
- Cottureau, C. (1988)** Development of the French part of the Rhone, initiated just before the Second World War, is today nearing completion. *Trans. Sixt. Int. Congr. Large Dams*. San Francisco, U.S.A., June 13–17, 1997.
- Criss, R. E. & Winston, W. E. (2008)** Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. *Hydrol. Process.* **22**, 2723–2725. doi:10.1002/hyp.7072
- Dan, S., Stive, M. J. F., Walstra, D.-J. R. & Panin, N. (2009)** Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta. *Mar. Geol.* **262**(1–4), 39–49. doi:10.1016/j.margeo.2009.03.003
- Dan, S., Walstra, D.-J. R., Stive, M. J. F. & Panin, N. (2011)** Processes controlling the development of a river mouth spit. *Mar. Geol.* **280**(1–4), 116–129. doi:10.1016/j.margeo.2010.12.005
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastre, O., Yates, E., Kirstetter, P.-E., et al. (2005)** The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes – Vivarais Mediterranean. *Am. Meteorol. Soc.* **6**(September 2002), 34–52. doi:10.1175/JHM-400.1
-

-
- Diodato, N., Bellocchi, G., Romano, N. & Guadagno, F. M. (2016)** Modelling the Rainfall Erosivity of the Rhone Region (Southeastern France) Associated with Climate Variability and Storminess **1**. doi:10.1155/2016/7626505
- Dionne, J. C. (1963)** Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeitschrift Für Geomorphol.* **7**, 36–44.
- Dodet, G. (2013)** *Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet : the Albufeira Lagoon*. Université de La Rochelle.
- Dodet, G., Bertin, X., Bruneau, N., Fortunato, A. B., Nahon, A. & Roland, A. (2013)** Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *J. Geophys. Res. Ocean.* **118**(October 2012), 1587–1605. doi:10.1002/jgrc.20146
- Drexler, T. M. & Nittrouer, C. A. (2008)** Stratigraphic signatures due to flood deposition near the Rhone River: Gulf of Lions, northwest Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* **28**, 1877–1894. doi:10.1016/j.csr.2007.11.012
- Dufois, F. (2008)** *Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône*. Université du Sud Toulon Var.
- Dufois, F., Verney, R., Hir, P. Le, Dumas, F. & Charmasson, S. (2014)** Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* **72**, 57–72. doi:10.1016/j.csr.2013.11.004
- Dugas, F. (1989)** Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles 1ère partie. Rapport de l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération et Compagnie Nationale du Rhône. Montpellier.
- Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A. & Sotin, C. (2015)** Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Appl. Geochemistry* **58**, 14–25. doi:10.1016/j.apgeochem.2015.02.017
- Eaufrance. (2015)** La Banque Hydro. Retrieved July 27, 2016, from <http://hydro.eaufrance.fr>
- Ebtehaj, I., Bonakdari, H., Zaji, A. H., Azimi, H. & Khoshbin, F. (2015)** GMDH-type neural network approach for modeling the discharge coefficient of rectangular sharp-crested side weirs. *Eng. Sci. Technol. an Int. J.* **18**(4), 746–757. doi:10.1016/j.jestch.2015.04.012
- Edmonds, D. A. & Slingerland, R. L. (2007)** Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **112**(2), 1–14. doi:10.1029/2006JF000574
- EI-Habr, H. & Golterman, H. L. (1987)** Input of nutrients and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by the River Rhone. *Rev. des Sci. l'eauSciences l'Eau* **6**(4), 393–402. Stn biol. Tour du Valat, Arles 13200, France.
- Elbaz-poulichet, F., Garnier, J., Ming, D., Martin, J. & Thomas, A. J. (1996)** The Conservative Behaviour of Trace Metals (Cd , Cu , Ni and Pb) and As in the Surface Plume of Stratified Estuaries : Example of the Rhône River (France) 289–310.
- Elias, E. P. L., Cleveringa, J., Buijsman, M. C., Roelvink, J. A. & Stive, M. J. F. (2006)** Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coast. Eng.* **53**(5–6), 505–529. doi:10.1016/j.coastaleng.2005.11.006
- Elias, E. P. L. & Hansen, J. E. (2013)** Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (San Francisco Bay, CA). *Mar. Geol.* **345**, 207–220. doi:10.1016/j.margeo.2012.07.003
-

-
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J.-L., Auclair, F. & Vehil, R. (2001)** The Rhone River Plume in Unsteady Conditions: Numerical and Experimental Results. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **53**(1), 25–38. doi:http://dx.doi.org/10.1006/ecss.2000.0685
- Eyrolle, F., Radakovitch, O., Rimbault, P., Charmasson, S., Antonelli, C., Ferrand, E., Aubert, D., et al. (2012)** Consequences of hydrological events on the delivery of suspended sediment and associated radionuclides from the Rhône River to the Mediterranean Sea. *J. Soils Sediments* **12**(9), 1479–1495. doi:10.1007/s11368-012-0575-0
- Fagherazzi, S., Edmonds, D. A., Nardin, W., Leonardi, N., Canestrelli, A., Falcini, F., Jerolmack, D. J., et al. (2015)** Dynamics of river mouth deposits. *Rev. Geophys.* **53**(3), 642–672. doi:10.1002/2014RG000451
- Fairbridge, R. W. (1980)** The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries* (E. Olausson & I. Cato, eds.), John Wiley., 1–35. Chichester: John Wiley.
- Fanget, A. S., Bassetti, M. A., Arnaud, M., Chiffolleau, J. F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., et al. (2012)** Historical evolution and extreme climate events during the last 400years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Mar. Geol.* **346**, 375–391. doi:10.1016/j.margeo.2012.02.007
- Frihy, O. E. & Dewidar, K. M. (2003)** Patterns of erosion/sedimentation, heavy mineral concentration and grain size to interpret boundaries of littoral sub-cells of the Nile Delta, Egypt. *Mar. Geol.* **199**(1–2), 27–43. doi:10.1016/S0025-3227(03)00145-2
- Fox, J. M., Hill, P. S., Milligan, T. G., Ogston, A. S. & Boldrin, A. (2004)** Flocculation in the waters of the Po River prodelta. *Cont. Shelf Res.* **24**(15), 1699–1715. doi:10.1016/j.csr.2004.05.009
- Gairoard, S., Radakovitch, O., Eyrolle, F., Ludwig, W. & Cossa, D. (2012)** Flux de matières solides et liquides des bassins versants français à la mer Méditerranée - Bilan des connaissances et recommandations pour un suivi optimisé.
- Galloway, W. E. (1975)** Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *Houst. Geol. Soc.* 87–98.
- Garel, E., Sousa, C., Ferreira, Ó. & Morales, J. A. (2014)** Decadal morphological response of an ebb-tidal delta and down-drift beach to artificial breaching and inlet stabilisation. *Geomorphology* **216**, 13–25. doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.031
- Geleynse, N., Storms, J. E. A., Walstra, D.-J. R., Jagers, H. R. A., Wang, Z. B. & Stive, M. J. F. (2011)** Controls on river delta formation; insights from numerical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **302**(1–2), 217–226. doi:10.1016/j.epsl.2010.12.013
- Gemaehling, C., Ginocchio, R. & Chabert, J. (1957)** Comparaison entre les évaluations théoriques et expérimentales du débit solide dans le tiers central du Rhône. *Publ. l'Association Int. Rech. Hydraul.*, Vol. D, 13pp. 7e congrès, Lisbonne.
- Gemaehling, C. & Longhampt, F. (1962)** La reconstruction du pont sur le Rhône au Pouzin (Ardèche). *Travaux* **335**, 595–652.
- Gerritsen, H., Goede, E. D. De, Platzek, F. W., Kester, J. A. T. M. Van, Genseberger, M. & Uittenbogaard, R. E. (2008)** Validation Document Delft3D-FLOW - A software system for 3D flow simulations.
- Giosan, L. (2007)** Morphodynamic feedbacks on deltaic coasts: Lessons from the wave-dominated Danube delta. *Coast. Sediments*, 1–14. doi:10.1061/40926(239)63
- Giosan, L., Donnelly, J. P., Vespremeanu, E., Bhattacharya, J. P., Olariu, C. & Buonaiuto, F. S. (2005)** River delta morphodynamics: examples from the Danube Delta. *SEPM Spec. Publ.* **83**, 393–412. doi:10.2110/pec.05.83.0393
-

-
- Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Mathys, N., Cras, A. & Marc, V. (2012)** *Annual fossil organic carbon delivery due to mechanical and chemical weathering of marly badlands areas. Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. 37. doi:10.1002/esp.3232
- Guérard, A. (1895)** Étude sur l'amélioration des embouchures des fleuves dans les mers sans marée, note 1. *Mémoire l'Institut des Ingénieurs Civ. Londres LXXXII*(session 1884-85), Part IV, 52 .
- Harms, J. C., Sourhard, J. Bb. & Walker, R. G. (1982)** *Structures and sequences in clastic rocks*, S.E.P.M. Tulsa, Oklahoma, Etats-Unis: S.E.P.M.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., et al. (1973)** Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Erganzungsh. zur Dtsch. Hydrogr. Zeitschrift R. A(8)*(8 0), p.95. doi:citeulike-article-id:2710264
- Henry, M. & Gemaehling, C. (1958)** Les mouvements des matériaux du lit du Rhône de la dérivation de Donzère-Mondragon. *Le Houille Blanche* **1**, 5–24.
- Ibáñez, C., Pont, D. & Prat, N. (1997)** Characterization of the Ebre and Rhone estuaries : A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries. *Limnol. Oceanogr.* **42**(1).
- Ifremer. (2002)** L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Retrieved June 30, 2016, from <http://www.ifremer.fr/lpo/thuck/nao/nao.html>
- IRS. (2000)** Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, 1ère étape, rapport de synthèse. Valence, France.
- IRS. (2001)** Modifications de la nature du fond et de la turbidité / SRM MO Préambule 1–8.
- Jeftic, L., Keckes, S. & Pernetta, J. C. (1996)** *Climate change and the Mediterranean: environmental and societal impacts of climatic change and sea level rise in the Mediterranean region. Volume 2*. London, UK.
- Jonge, J. De. (2005)** *Modelling the influence of vegetation on the morphodynamics of the river Allier*. TU Delft, The Netherlands.
- Ketchum, B. H. (1951)** The exchanges of fresh and salt waters in tidal estuaries. *J. Mar. Res.* **10**(1), 18–38.
- Komar, P. D. (1973)** Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Bull. Geol. Soc.*
- Lansard, B., Charmasson, S., Gascó, C., Antón, M. P., Grenz, C. & Arnaud, M. (2007)** Spatial and temporal variations of plutonium isotopes (238 Pu and 239, 240 Pu) in sediments off the Rhone River mouth (NW Mediterranean) **376**, 215–227. doi:10.1016/j.scitotenv.2007.01.069
- Larras, J. (1964)** *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*. (Eyrolles, Ed.) *Collect. du Cent. Rech. d'essais Chatou (vol. 11)*. Paris.
- Laugel, A., Tiberi-Wadier, A.-L., Benoit, M. & Mattarolo, G. (2014)** ANEMOC-2 Atlantique et Méditerranée : calibration et validation de deux nouvelles bases d'états de mer construites par simulations numériques rétrospectives sur 1979-2010. *XIIIèmes JNGCGC, Dunkerque* (iv), 109–120. doi:10.5150/jngcgc.2014.013
- Leeuw, S. E. Van der, Audouze, F., Berger, J. F., Durand-Dastès, F., Favory, F., Fiches, J. L., Gazenbeek, M., et al. (2005)** Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period. *Comptes Rendus - Geosci.* **337**(1–2), 9–27. doi:10.1016/j.crte.2004.10.018
- Leeuwen, B. Van, Augustijn, D. C. M., Wesenbeek, B. K. van, Hulscher, S. J. M. H. & Vries, M. B. De.**
-

- (2010) Modeling the influence of a young mussel bed on fine sediment dynamics on an intertidal flat in the Wadden Sea. *Ecol. Eng.* **36**(2), 145–153. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.01.002
- Lesser, G. R., Roelvink, J. A., Kester, J. A. T. M. Van & Stelling, G. S. (2004) Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coast. Eng.* **51**(8–9), 883–915. doi:10.1016/j.coastaleng.2004.07.014
- Leveau, M. & Coste, B. (1987) Impact des apports rhodaniens sur le milieu pélagique du Golfe du Lion. *Bull. Ecol* **18**(2), 119–122.
- Liquete, C., Arnau, P., Canals, M. & Colas, S. (2005) Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Mar. Geol.* **222–223**(1–4), 471–495. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.033
- List, J. H., Sallenger, A. H., Hansen, M. E. & Jaffe, B. E. (1997) Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: *Mar. Geol.* **140**(3–4), 347–365. doi:10.1016/S0025-3227(97)00035-2
- Liu, J. P., Milliman, J. D., Gao, S. & Cheng, P. (2004) Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar. Geol.* **209**(1–4), 45–67. doi:10.1016/j.margeo.2004.06.009
- Lorgeré, H. (1959) Turbidité des eaux du Rhône. SOGREAH et génie rural du Gard. In: *rapport préliminaire (R4673) et rapport définitif (R7193), doc. photocopiés.*
- Maillet, G. M. (2005) *Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône.* Université de Provence, Aix-Marseille 1.
- Maillet, G. M., Poizot, E., Sabatier, F., Vella, C. & Mear, Y. (2011) Pattern of Sediment Transport in a Microtidal River Mouth Using Geostatistical Sediment-Trend Analysis. *J. Sediment. Res.* **81**(2), 138–152. doi:10.2110/jsr.2011.8
- Maillet, G. M., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Antonelli, C., Vella, C. & Fleury, T. J. (2007) Transferts sédimentaires dans le Bas-Rhône depuis le milieu du 19^e siècle : essai de quantification. *Géographie Phys. Quat.* **61**(1), 39. doi:10.7202/029569ar
- Maillet, G. M., Sabatier, F., Rousseau, D., Provansal, M. & Fleury, T. J. (2006) Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1): évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIX^e siècle. *Géomorphologie ...* **2**, 111–124.
- Maillet, G. M., Vella, C., Berné, S., Friend, P. L., Amos, C. L., Fleury, T. J. & Normand, A. (2006) Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France) **234**(December 2003), 159–177. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.025
- Many, G., Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., Pairaud, I., Gangloff, A., Doxaran, D., Ody, A., et al. (2016) Particle assemblage characterization in the Rhône River ROFI. *J. Mar. Systems* **submitted**, 39–51. doi:10.1016/j.jmarsys.2015.12.010
- Marion, C., Dufois, F., Arnaud, M. & Vella, C. (2010) Archimer during winter events (Gulf of Lions, Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* **30**(9), 1095–1107.
- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N. & Sondag, F. (2009) Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* **79**(3), 257–264. doi:10.1016/j.catena.2009.05.011
- Masselink, G. & Hughes, M. G. (2003) Chapter 6: Fluvial-dominated coastal environments - Deltas. In: *Introduction to coastal processes & geomorphology*, Arnold., P 141-162. London, UK: Arnold.
- Mcleod, E., Poulter, B., Hinkel, J., Reyes, E. & Salm, R. (2010) Sea-level rise impact models and environmental conservation: A review of models and their applications. *Ocean Coast. Manag.* **53**(9),

507–517. doi:10.1016/j.ocecoaman.2010.06.009

- MeteoFrance. (2014)** Retour sur l'épisode cévenol du 10 au 13 octobre 2014. Retrieved october, 21, 2016 from <http://www.meteofrance.fr/actualites/15216955-retour-sur-l-episode-cevenol-du-10-au-13-octobre-2014>
- MeteoFrance. (2015)** Phénomènes météo - Épisodes méditerranéens et pluies cévenoles. Retrieved June 29, 2016, from <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/phenomenes-meteo/les-pluies-intenses#>
- Milliman, J. D. & Meade, R. H. (1983)** World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *J. Geol.* **91**(1), 1–21.
- Miossec, M. A. (2004)** Encadrement juridique, aménagement du littoral, gestion du littoral : les géographes et le droit (Jurisprudence, coastal planning and management: geographers and law). *Bull. l'Association géographes français, 81e année* **3**, 288–297. doi:10.3406/bagf.2004.2392
- Miralles, J., Arnaud, M., Radakovitch, O., Marion, C. & Cagnat, X. (2006)** Radionuclide deposition in the Rhône River Prodelta (NW Mediterranean sea) in response to the December 2003 extreme flood. *Mar. Geol.* **234**(1–4), 179–189. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.004
- Miralles, J., Radakovitch, O. & Aloisi, J. C. (2005)** 210Pb sedimentation rates from the Northwestern Mediterranean margin. *Mar. Geol.* **216**(3), 155–167. doi:10.1016/j.margeo.2005.02.020
- Miselis, J. L., Buster, N. A. & Kindinger, J. L. (2014)** Refining the link between the Holocene development of the Mississippi River Delta and the geologic evolution of Cat Island, MS: implications for delta-associated barrier islands. *Mar. Geol.* **355**, 274–290. doi:10.1016/j.margeo.2014.05.021
- Moerman, E. (2011)** *Long-term morphological modelling of the Mouth of the Columbia River*. TU Delft - Deltares, Delft, PAYS-BAS.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. Van, Binger, R. L., Harmel, R. D. & Veith, T. L. (2007)** Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE* **50**(3), 885–900. doi:10.13031/2013.23153
- Nardin, W. & Fagherazzi, S. (2012)** The effect of wind waves on the development of river mouth bars. *Geophys. Res. Lett.* **39**(12), 1–6. doi:10.1029/2012GL051788
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970)** River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles*. *J. Hydrol.* **10**, 282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C. L., Umgieser, G. & Li, M. Z. (2008)** Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments. *Comput. Geosci.* **34**(10), 1223–1242. doi:10.1016/j.cageo.2008.02.007
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burket, V. R., Codignotto, J., Hay, J. E., McLean, R. F., Ragoonaden, S., et al. (2007)** Coastal systems and low-lying areas. *Clim. Chang. 2007 Impacts, Adapt. Vulnerability*. 315–356. doi:10.1017/CBO9781107415379
- Nissen, K. M., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G. & Ulbrich, U. (2014)** Mediterranean cyclones and windstorms in a changing climate. *Reg. Environ. Chang.* **14**(5), 1873–1890. doi:10.1007/s10113-012-0400-8
- Ollivier, P., Hamelin, B. & Radakovitch, O. (2010)** Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**(3), 907–927. doi:10.1016/j.gca.2009.10.037
- OSR. (2012)** Rapport d'activité du système de mesure Barcarin. Rapport Bac de Barcarin. Action 6 - OSR - Sakho, I.
-

- OSR. (2013a)** Caractérisation du continuum sédimentaire à large échelle - Rapport d'activité OSR - Action 2 2013 - Semestre 8 - Parrot, E., Piégay, H., Hammou, L., Fantino, G. et Tal, M.
- OSR. (2013b)** Synthèse des résultats 2010-2013, recommandation opérationnelles et perspectives - Rapport de synthèse OSR - Piégay, H., Radakovitch, O. & Fantino, G.
- OSR. (2015)** Caractérisation et dynamique de la charge de fond à l'embouchure du Grand Rhône - Rapport d'activité OSR - Sabatier, F. & Kulling, B.
- OSR. (2016)** Bilan actualisé des flux particuliers du Rhône Action III.3 Version du 13 juillet 2016 - Bilan actualisé des flux de matières en suspension et micropolluants associés sur le bassin du Rhône pour la période 2011-2015 - Rapport d'avancement - Poulier, G., .
- Pacheco, A., Williams, J. J., Ferreira, Ó., Gareil, E. & Reynolds, S. (2011)** Applicability of sediment transport models to evaluate medium term evolution of tidal inlet systems. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **95**(1), 119–134. doi:10.1016/j.ecss.2011.08.027
- Panin, N. (1997)** On the geomorphologic and geologic evolution of the river danube - Black sea interaction zone. *GEO-ECO-MARINA* (2), 31–40.
- Pardé, M. (1925)** Le régime du Rhône. *Géographie Alp.* **13**(3), 459–547.
- Pauc, H. (1970)** *Contribution à l'étude dynamique et sédimentologique des suspensions solides au large de l'embouchure du Grand Rhône (Grau de Roustan)*. Université de Montpellier.
- Pauc, H. (1976)** Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs côtiers du Golfe du Lion. *Bull. la Société d'Histoire Nat. d'Afrique du Nord* **67**, 151–170.
- Periáñez, R. (2005)** Modelling the transport of suspended particulate matter by the Rhone River plume (France). Implications for pollutant dispersion. *Environ. Pollut.* **133**(2), 351–64. doi:10.1016/j.envpol.2004.05.021
- Pichard, G. (1995)** Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée* 105–116. doi:10.3406/medit.1995.2908
- Pichard, G., Provansal, M. & Sabatier, F. (2014)** Les embouchures du Rhône. *Méditerranée* (122), 43–59. doi:10.4000/mediterranee.7128
- Pont, D. (1997)** Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995) / The discharge of suspended sediments near to the mouth of the Rhône recent statistics (1994-1995). *Rev. géographie Lyon* **72**(1), 23–33. doi:10.3406/geoca.1997.4675
- Pont, D. & Bardin, O. (1996)** Liquid and solid inputs from the Rhône into the Ile de Camargue and its hydrological functioning. In: *Final Workshop MEDDELTA, Venezia (Italy)*, Vol. 1, p 4-29.
- Pont, D., Simonnet, J.-P. & Walter, A. V. (2002)** Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **54**(1), 1–18. doi:10.1006/ecss.2001.0829
- Pranzini, E. (2001)** Updrift river mouth migration on cusped deltas: Two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* **38**(1–2), 125–132. doi:10.1016/S0169-555X(00)00076-3
- Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E. J., Raccasi, G. & Robresco, S. (2014)** The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: Hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology* **219**, 27–41. doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.033
- Provansal, M., Radakovitch, O., Sabatier, F., Antonelli, C., Bauchet, P., Clemens, A., Garnier, L., et al. (2012)** *Le Rhône aval en 21 questions*. (Graie, Ed.). Lyon, France.

-
- Provansal, M., Vella, M. C. & Arnaud-Fassetta, M. G. (2003)** Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France) / Participation des apports sédimentaires fluviaux à la mobilité du littoral du delta du Rhône (France) **9**, 271–282.
- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M. & Bouisset, P. (1999)** 210Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **48**, 77–92.
- Ramette, M. & Heuzel. (1962)** Le Rhône à Lyon. Étude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs. *La Houille Blanche N° Spécial*, 389–399.
- Rattanapitikon, W. & Shibayama, T. (2000)** Simple Model for Undertow Profile. *Coast. Eng. J.* **42**(1), 1–30.
- Rey-Valette, H. & Antona, M. (2009)** Gouvernance et gestion intégrée du littoral : l'exemple des recherches françaises. *Vertigo* **9**(December), 0–10. doi:10.4000/vertigo.8455
- Rijn, L. C. Van. (1984)** Sediment transport Part I Bed load transport. *J. Eng. Mech.* doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431)
- Rijn, L. C. Van. (1993a)** Chapter 1: Introduction. In: *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, p 1.1-1.7.
- Rijn, L. C. Van. (1993b)** Transport of fine sands by currents and waves. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Eng.* **119**(2), P. 123-143.
- Rijn, L. C. Van. (2000)** General view on sand transport by currents and waves - Report Z2899.20-Z2099.30-Z2824.30. Delft, the Netherlands : WL | Delft Hydraulics.
- Rijn, L. C. Van. (2003)** Sand transport by currents and waves; General approximation formulae. *Coast. sediments. Florida, USA* 1–14.
- Rijn, L. C. Van & Walstra, D. J. R. (2003)** Modelling of Sand Transport in Delft3D-Online. Delft, the Netherlands : WL | Delft Hydraulics.
- Ris, R. C. & Holthuijsen, L. H. (1996)** Spectral modelling of current induced wave-blocking. *Coast. Eng. Proc.* (1974), 1247–1254.
- Risques Majeurs. (2010)** Mieux comprendre les épisodes cévenols. Retrieved June 29, 2016, from <http://www.risquesmajeurs.fr/mieux-comprendre-les-episodes-cevenols>
- Roditis, J.-C. & Pont, D. (1993)** Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* **78**(3), 5–18. doi:10.3406/medit.1993.2831
- Roditis, J. C. (1993)** *Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône dans le secteur Beaucaire-Arles. Crues et modalités du transfert sédimentaire. Bilan actuel et évolution récente. Mémoire de diplôme d'études approfondies.* Université de Provence Aix-Marseille I.
- Roelvink, J. A. (2006)** Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coast. Eng.* **53**(2–3), 277–287. doi:10.1016/j.coastaleng.2005.10.015
- Rosse, B. (1986)** Action de la houle sur les fonds marins - Synthèse des résultats des expériences effectuées à Bayonne en 1975 par le Commissariat à l'Énergie Atomique - Notice STC PM N°86-2.
- Roussiez, V., Aloisi, J., Monaco, A. & Ludwig, W. (2005)** Early muddy deposits along the Gulf of Lions shoreline : A key for a better understanding of land-to-sea transfer of sediments and associated pollutant fluxes **223**, 345–358. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.023
- Roys, M. A. De. (1951)** Note sur le transport de matériaux dans le bassin du Rhône, à l'entrée de son delta. *Société géologique Fr.* 316–323.
- Ruggiero, P., Walstra, D. J. R., Gelfenbaum, G. & Ormond, M. Van. (2009)** Seasonal-scale nearshore
-

morphological evolution: Field observations and numerical modeling. *Coast. Eng.* **56**(11–12), 1153–1172. doi:10.1016/j.coastaleng.2009.08.003

Sabatier, F. (2001) *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Université Aix-Marseille III.

Sabatier, F. & Anthony, E. J. (2015) The Sand Spits of the Rhône River Delta: Formation, Dynamics, Sediment Budgets and Management. In: *Sand and Gravel Spits*, 195–207. doi:10.1007/978-3-319-13716-2

Sabatier, F., Maillet, G. M., Provansal, M., Fleury, T. J., Suanez, S. & Vella, C. (2006) Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Mar. Geol.* **234**(1–4), 143–157. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.022

Sabatier, F., Plaine, J., Kulling, B. et al. (in prep.) Une approche scientifique pour la connaissance des aléas littoraux en Camargue - Rapport DDTM13. Atlas.

Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A. & Suanez, S. (2009) Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology* **107**(1–2), 79–89. doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.026

Sabatier, F. & Suanez, S. (2003) Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century / Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin du XIXe siècle. *Géomorphologie* **9**(4), 283–300.

Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F. & Rimbault, P. (2016) Controls and budgets of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea): Do coastal rivers better than the Rhone? *J. Hydrol.* **540**, 1002–1015. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.07.012

Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J. A., Valdemoro, H. I. & Gracia, V. (2008) Implications of Climatic Change on Spanish Mediterranean Low-Lying Coasts: The Ebro Delta Case. *J. Coast. Res.* **24**(2), 306–316. doi:10.2112/07A-0005.1

Savey, P. & Deléglise, R. (1967) Les incidences de l'aménagement du tiers central du bas-Rhône sur les transports solides par suspension. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* **75**, 462–476.

Schaefli, B. & Gupta, H. V. (2007) Do Nash values have. *Hydrol. Process.* **21**, 1075–1080. doi:10.1002/hyp.6825

Sempéré, R., Charrière, B., Wambeke, F. Van & Cauwet, G. (2000) Carbon inputs of the Rhne River to the Mediterranean Sea: Biogeochemical implications **14**(2), 669–681.

SHOM. (2004) Houle, vagues et littoral. Retrieved April 1, 2014, from <http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/oceanographie/houle-vagues-et-littoral/>

Simeoni, U. & Corbau, C. (2009) A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology* **107**(1–2), 64–71. doi:10.1016/j.geomorph.2008.11.004

Simons, D. B. & Richardson, E. V. (1962) *The Effect of Bed Roughness on Depth-Discharge Relations in Alluvial Channels*. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, USGS. Washington, United States: USGS.

SOGREAH. (1999) Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigations supplémentaires. RMC8. Impacts sur les sédiments du Rhône. SOGREAH, Rapport 55 0470/JLR/R3 VA.

Sous, D., Petitjean, L., Bouchette, F., Rey, V., Meulé, S., Sabatier, F. & Martins, K. (2016) Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal Rousty beach, France. *Adv. Water Resour.* **97**, 144–155. doi:10.1016/j.advwatres.2016.09.009

Straaten, L. M. J. U. Van. (1959) Littoral and submarine morphology of the Rhone Delta. *Proc. Coast. Geogr. Conf.*, 233–264. Louisiana State University, Baton Rouge.

-
- Suanez, S. (1997)** *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône*. Aix-Marseille I.
- Suanez, S. & Bruzzi, C. (1999)** Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta. *J. Coast. Conserv.* **5**(1), 1–12. doi:10.1007/BF02802734
- Suanez, S., Bruzzi, C. & Arnoux-Chiavassa, S. (1998)** Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) **4**, 291–311. doi:10.3406/morfo.1998.966
- Suanez, S. & Provansal, M. (1993)** Étude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon. *Méditerranée* **78**(3), 43–56. doi:10.3406/medit.1993.2834
- Suanez, S. & Provansal, M. (1998)** Large Scale Evolution of the littoral of the Rhone Delta (Southeast France). *J. Coast. Res.* **14**(2), 494–501.
- Suanez, S. & Provansal, M. (1996)** Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhone delta. *Quat. Sci. Rev.* **15**(8–9), 811–818. doi:10.1016/S0277-3791(96)00067-4
- Suastika, I. K. (2012)** a Spectral Model for Blocking of Random Waves. *Coast. Eng. J.* **54**(2), 1250013. doi:10.1142/S0578563412500131
- Suastika, I. K., Jong, M. P. C. De & Battjes, J. A. (2000)** Experimental Study of Wave Blocking. *Coast. Eng.* 227–240. doi:10.1061/40549(276)18
- Surell, M. (1847)** *Mémoire sur l'Amélioration des Bouches du Rhône*. Imprimerie cévenole, Nîmes.
- Syvitski, J. P. M. & Saito, Y. (2007)** Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Glob. Planet. Change* **57**(3–4), 261–282. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.12.001
- Syvitski, J. P. M., Vorosmarty, C. J., Kettner, A. J. & Green, P. (2005)** Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*. **308**(2005), 376–380. doi:10.1126/science.1109454
- Terraeco. (2014)** A quand les cyclones en France ? Retrieved June, 30, 2016 from <http://www.terraeco.net/A-quand-des-cyclones-en-France,56878.html>
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J.-M., Estournel, C., Naudin, J.-J. & Bottero, J.-Y. (2001)** Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: influence of salt flocculation. *Cont. Shelf* **21**, 2127–2140.
- Tiberi-Wadier, A.-L., Laugel, A. & Benoit, M. (2014)** Construction of the numerical wave databases ANEMOC-2 on the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean through hindcast simulations over the period 1979-2010 **2008**(June), 11–13.
- Todd, T. W. (1968)** Dynamic diversion: influence of longshore current-tidal flow interaction on chenier and barrier island plains. *J. Sediment. Res.* **38**(3), 734–746. doi:10.1306/74D71A5A-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Touzani, A. (1998)** *L'édification prodeltaïque du Rhône : marqueurs de l'évolution séculaire de la sédimentation - Thèse de doctorat*.
- Ullmann, A. & Moron, V. (2008)** Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Int. J. Climatol.* (28), 159–171. doi:10.1002/joc.1527
Weather
- Ullmann, A., Pirazzoli, P. A. & Moron, V. (2008)** Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Glob. Planet. Change* **63**(2–3), 203–214. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002
-

-
- Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X. & Palanques, A. (2008)** Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Cont. Shelf Res.* **28**(15), 2048–2070. doi:10.1016/j.csr.2008.01.015
- Unverricht, D., Szczuciński, W., Stattegger, K., Jagodziński, R., Le, X. T. & Kwong, L. L. W. (2013)** Modern sedimentation and morphology of the subaqueous Mekong Delta, Southern Vietnam. *Glob. Planet. Change* **110**, 223–235. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.12.009
- Vassas, C., Sabatier, F. & Vella, C. (2008)** Résultats préliminaires sur le taux de transport à l'embouchure du grand Rhône (se de la France). *La Houille Blanche* (4), 35–40.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. & Bourcier, M. (2005)** Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Mar. Geol.* **222–223**, 235–265. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.028
- Vernier, E. (1976)** Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du golfe de Fos. *Bull. BRGM (2ème série)* **4**, 103–115.
- Vespremeanu-Stroe, A. & Preoteasa, L. (2015)** Morphology and the Cyclic Evolution of Danube Delta Spits. In: *Sand and Gravel Spits* (G. Randazzo, D. Jackson & A. Cooper, eds.), Coastal Re., 327–339. Coastal Re. doi:10.1007/978-3-319-13716-2_18
- Westhuysen, A. J. Van der. (2011)** Improved Modelling of Wave-Current Interaction in Swan. *Coast. Eng. Proc.* **1**(32), 1–13. doi:10.9753/icce.v32.waves.45
- Westhuysen, A. J. Van der. (2012)** Spectral modeling of wave dissipation on negative current gradients. *Coast. Eng.* **68**, 17–30. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.05.001
- Wijnberg, K. M. & Kroon, A. (2002)** Barred beaches. *Geomorphology* **48**(1–3), 103–120. doi:10.1016/S0169-555X(02)00177-0
- WL | Delft Hydraulics. (2011)** *Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - User Manual*. Delft, the Netherlands : WL | Delft Hydraulics.
- WL | Delft Hydraulics. (2011)** *Delft3D-WAVE - Simulation of short-crested waves with SWAN - User Manual*. Delft, the Netherlands : WL | Delft Hydraulics.
- Wolanski, E., Nhan, N. H. & Spagnol, S. (1998)** Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River estuary, Vietnam. *J. Coast. Res.* **14**(2), 472–482.
- Wong, P. P., Losada, I. J., Gattuso, J.-P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K. L., Saito, Y., et al. (2014)** Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Wright, L. D. (1977)** Sediment transport and deposition at river mouths : A synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**(6), 857–868. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<857
- Wright, L. D. (1978)** River Deltas. In: *Coastal Sedimentary Environments* (R. A. Davis, ed.), Springer-V., p5-68. New-York: Springer-V.
- Wright, L. D. (1985)** River Deltas. In: *Coastal Sedimentary Environments* (J. Richard A. Davis, ed.), 1–76. New-York, USA.
- Wright, L. D. & Coleman, J. M. (1973)** Variations in Morphology of Major River Deltas as Functions of Ocean Wave and River Discharge Regimes. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **57**(2), 370–398.
- Wright, L. D. & Coleman, J. M. (1974)** Mississippi River Mouth Processes: Effluent Dynamics and Morphologic Development. *J. Geol.* **82**(6), 751–778. doi:10.2307/30078268
-

- Wright, L. D. & Short, A. D. (1984)** Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis. *Mar. Geol. Elsevier Sci. Publ. B.V* **56**(1135), 93–118.
- Yang, S. L., Milliman, J. D., Li, P. & Xu, K. (2011)** 50,000 dams later: Erosion of the Yangtze River and its delta. *Glob. Planet. Change* **75**(1–2), 14–20. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.09.006

Annexes

A	Index des événements de tempêtes et/ou de crues.....	I
A.1	Événements de type « tempête seule » (H) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.	I
A.2	Événements de type « tempête puis crue » (HQ) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du grand Rhône.	VI
A.3	Événements de type « tempête et crue » (H=Q) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.	VII
A.4	Événements de type « crue puis tempête » (QH) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.	VIII
A.5	Événements de type « crue seule » (Q) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.	VIII
B	Paramétrisation du modèle.....	IX
B.1	Delft3D-FLOW	IX
B.2	Delft3D-SED	XIV
B.3	Delft3D-WAVE	XV
B.4	Conditions aux limites (.bcc).....	XVII

A Index des événements de tempêtes et/ou de crues

A.1 Événements de type « tempête seule » (H) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.

Date	Durée de H (jours)	Durée entre H et Q (jours)	Hmax (m)	Direction (°)	Durée crue (jours)	Intensité MAX des crues (QJM Arles Rec)	Type d'événement
janv-79	3,4		3,1	WSW			H
janv-79	3,4		3,1	SSW			H
janv-79	3,4		5,9	SE			H
janv-79	4,0		4,2	SE			H
janv-79	5,2		4,5	SSW			H
févr-79	3,4		3,5	SSW			H
mars-79	3,4		3,1	SE			H
oct-79	4,0		5,6	SSW			H
déc-79	2,3		3,5	SSW			H
déc-79	3,4		3,1	WSW			H
janv-80	2,9		4,1	SE			H
janv-80	2,9		3,3	SSW			H
févr-80	4,6		3,5	SE			H
avr-80	5,2		3,3	SE			H
janv-81	5,7		3,5	SE			H
janv-81	3,4		3,1	WSW			H
févr-81	4,0		4,1	SE			H
oct-81	4,6		3,9	SSW			H
déc-81	2,9		3,3	SSW			H
janv-82	7,5		4,4	SE			H
févr-82	3,4		3,6	SE			H
févr-82	3,4		3,2	SE			H
mars-82	2,9		3,9	SE			H
avr-82	2,9		3,2	SE			H
juil-82	3,4		3,3	SE			H
oct-82	4,6		4,4	SE			H
févr-83	8,6		3,4	SE			H
avr-83	4,6		3,6	SE			H
nov-83	5,7		4,0	SE			H
déc-83	4,6		4,5	SE			H
déc-83	6,9		4,7	SSW			H
mars-84	5,7		3,7	SE			H
mars-84	6,9		4,0	SSW			H
oct-84	4,6		3,6	SSW			H

Annexes

nov-84	9,2	5,3	SE	H
nov-84	4,6	3,3	SSW	H
févr-85	2,3	3,4	SE	H
avr-85	3,4	3,4	SE	H
avr-85	3,4	3,5	SE	H
oct-85	6,3	4,1	SE	H
janv-86	4,6	5,8	SE	H
févr-86	5,2	3,7	SE	H
févr-86	2,9	3,9	SE	H
févr-86	4,6	5,2	SE	H
nov-86	9,2	3,7	SE	H
janv-87	2,9	4,6	SE	H
oct-87	7,5	6,2	SE	H
oct-87	4,0	7,0	SE	H
oct-87	3,4	3,8	SSW	H
nov-87	1,7	3,4	SE	H
déc-87	4,6	5,7	SE	H
déc-87	3,4	4,0	SE	H
janv-88	3,4	3,3	SSW	H
janv-88	6,9	3,3	SSW	H
févr-88	4,6	3,0	WSW	H
avr-88	6,3	3,6	SE	H
mai-88	2,9	3,1	SE	H
juil-88	5,2	3,0	SE	H
nov-88	2,3	3,3	SE	H
févr-89	8,0	5,3	SSW	H
avr-89	3,4	3,1	SE	H
nov-89	8,0	4,6	SE	H
déc-89	5,7	5,2	SSW	H
déc-89	2,3	3,3	SSW	H
févr-90	4,6	3,1	SSW	H
oct-90	4,0	3,6	SE	H
oct-90	4,0	5,7	SE	H
févr-91	4,0	3,6	SE	H
mars-91	5,2	3,9	SE	H
sept-91	3,4	3,2	SSW	H
oct-91	6,9	4,9	SE	H
oct-91	2,9	4,7	SE	H
nov-91	2,3	3,2	SSW	H
janv-92	5,7	3,6	SE	H
mars-92	2,9	4,1	SSW	H
mars-92	2,3	3,1	SSW	H
août-92	2,3	3,4	SSW	H

Annexes

sept-92	4,6	4,4	SE	H
oct-92	3,4	3,6	SE	H
oct-92	2,3	3,0	SE	H
déc-92	2,3	3,8	SE	H
mars-93	5,7	3,2	SE	H
avr-93	10,3	3,4	SE	H
oct-93	3,4	3,1	SSW	H
oct-93	2,3	3,2	SE	H
nov-93	2,3	3,4	SE	H
déc-93	2,9	3,0	WSW	H
févr-94	4,6	6,6	SE	H
févr-94	3,4	3,5	SE	H
mars-94	6,9	3,0	SE	H
janv-95	5,2	4,3	SSW	H
mai-95	2,9	3,3	WSW	H
nov-95	5,7	4,1	SE	H
nov-95	2,9	3,7	SE	H
nov-95	3,4	4,3	SE	H
déc-95	4,6	4,9	SE	H
déc-95	3,4	4,7	SE	H
déc-95	5,2	3,7	SE	H
janv-96	4,0	4,5	SE	H
janv-96	7,5	5,1	SE	H
janv-96	4,0	4,4	SE	H
févr-96	3,4	4,8	SE	H
mars-96	4,6	3,5	SE	H
mars-96	5,2	4,1	SE	H
avr-96	4,6	3,4	SE	H
oct-96	5,7	4,1	SE	H
déc-96	12,6	3,6	SE	H
janv-97	4,6	4,0	SE	H
nov-97	5,7	5,3	SE	H
nov-97	3,4	3,3	SSW	H
nov-97	4,6	3,3	SE	H
avr-98	5,7	3,2	SSW	H
avr-98	4,6	3,2	SSW	H
sept-98	5,7	3,7	SE	H
déc-98	8,6	3,7	SE	H
janv-99	2,3	4,7	SE	H
janv-99	3,4	3,0	SE	H
mars-99	8,0	3,4	SSW	H
avr-99	4,6	4,3	SE	H
mai-99	6,9	3,8	SE	H

Annexes

sept-99	8,0	4,2	SSW	H
nov-99	4,0	4,9	SE	H
nov-99	4,6	6,0	SE	H
déc-99	6,3	5,0	SSW	H
mars-00	1,7	3,7	SE	H
avr-00	5,7	3,9	SE	H
avr-00	8,0	3,0	SE	H
déc-00	9,2	4,7	SE	H
janv-01	8,0	3,1	SSW	H
janv-01	2,9	3,3	SE	H
janv-01	2,9	3,7	SE	H
janv-01	9,7	3,1	SSW	H
janv-01	1,7	3,6	SE	H
févr-01	2,9	3,7	SSW	H
mars-01	4,6	4,2	SSW	H
oct-01	5,7	3,0	SE	H
nov-01	13,8	3,3	SE	H
nov-01	2,9	3,8	SE	H
janv-02	5,7	3,0	SE	H
janv-02	4,6	3,4	SSW	H
avr-02	5,2	4,2	SE	H
juin-02	7,5	3,1	SE	H
oct-02	4,6	3,8	SE	H
nov-02	6,3	3,9	SE	H
déc-02	4,0	5,2	SE	H
déc-02	3,4	3,5	SE	H
janv-03	1,7	3,7	SE	H
janv-03	8,0	3,6	SSW	H
févr-03	3,4	3,2	SE	H
févr-03	5,2	5,1	SE	H
oct-03	6,9	3,2	SE	H
oct-03	6,9	4,0	SE	H
oct-03	6,9	3,6	SE	H
nov-03	4,0	4,8	SSW	H
nov-03	2,9	4,3	SE	H
nov-03	5,7	4,0	SE	H
déc-03	2,9	3,3	SE	H
déc-03	3,4	4,4	SE	H
déc-03	3,4	3,3	SE	H
févr-04	4,6	7,8	SE	H
mars-04	3,4	3,5	SE	H
mars-04	6,9	5,3	SE	H
avr-04	2,9	4,4	SE	H

Annexes

avr-04	4,0	3,3	SE	H
déc-04	2,9	4,3	SSW	H
févr-05	5,2	3,5	SE	H
sept-05	5,2	3,1	SE	H
oct-05	5,7	3,9	SE	H
nov-05	6,9	3,6	SE	H
déc-05	5,7	5,3	SSW	H
janv-06	4,6	3,3	SE	H
janv-06	5,2	8,5	SE	H
févr-06	6,9	3,9	SSW	H
mars-06	5,7	4,9	SSW	H
oct-06	5,7	3,9	SE	H
oct-06	2,9	3,4	SSW	H
oct-06	3,4	3,8	SE	H
déc-06	2,3	3,1	SSW	H
déc-06	2,9	3,1	SSW	H
janv-07	2,9	4,2	SE	H
févr-07	2,9	5,2	SE	H
nov-07	4,6	5,4	SE	H
déc-07	2,3	3,9	SE	H
janv-08	6,3	7,8	SE	H
janv-08	2,9	3,6	SE	H
févr-08	2,3	3,5	SSW	H
avr-08	7,5	3,5	SE	H
nov-08	3,4	4,6	SE	H
déc-08	7,5	4,2	SE	H
janv-09	2,9	4,0	WSW	H
févr-09	4,6	4,5	SE	H
oct-09	5,7	4,2	SE	H
nov-09	3,4	3,7	SSW	H
déc-09	5,7	4,3	SSW	H
janv-10	5,7	3,1	WSW	H
janv-10	3,4	5,2	SE	H
févr-10	5,2	4,6	SE	H
févr-10	3,4	5,1	SE	H
mars-10	2,9	3,5	SE	H
mars-10	5,2	3,3	SE	H
mai-10	1,2	3,1	SE	H
oct-10	4,6	3,2	SE	H
oct-10	6,3	4,2	SE	H
oct-10	5,7	3,2	SE	H
déc-10	4,6	4,1	SE	H

A.2 Evènements de type « tempête puis crue » (HQ) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du grand Rhône.

Date	Durée de H (jours)	Durée entre H et Q (jours)	Hmax (m)	Direction (°)	Durée crue (jours)	Intensité MAX des crues (QJM Arles Rec)	Type d'événement
févr.-79	4,0	2,3	3,5	SSW	48	4681	HQ
mars-79	3,4	2,3	3,9	SSW	31	3966	HQ
oct.-79	5,2	3,4	3,5	SE	8	4222	HQ
oct.-79	8,0	2,6	5,8	SE	7	5556	HQ
déc.-81	2,3	1,7	2,8	SSW	27	4999	HQ
déc.-81	7,5	1,7	5,0	SE	8	4725	HQ
nov.-82	4,6	2,3	7,9	SE	6	6491	HQ
nov.-82	5,2	2,3	2,4	SE	10	5087	HQ
déc.-82	4,6	3,4	2,8	SSW	21	4443	HQ
avr.-83	2,3	1,2	3,2	SE	27	4990	HQ
mai-83	3,4	1,2	2,9	SSW	33	5653	HQ
févr.-84	1,2	2,3	2,8	WSW	38	3842	HQ
nov-84	2,9	2,3	4,0	SE	5	2791	HQ
déc.-84	4,0	2,3	4,5	SE	8	4186	HQ
mai-85	2,3	3,4	2,6	WSW	19	3974	HQ
avr.-86	5,2	2,3	4,1	SE	28	5812	HQ
avr.-86	5,7	4,6	3,5	SSW	42	5573	HQ
févr.-87	0,2	1,2	2,3	SE	11	4345	HQ
avr.-87	4,6	2,3	3,0	SSW	9	3992	HQ
nov.-87	4,6	2,9	3,4	SE	4	4566	HQ
janv.-88	9,7	1,6	3,4	SE	7	2093	HQ
oct.-88	1,2	1,7	2,1	SE	15	5511	HQ
avr.-89	6,9	2,3	5,1	SE	14	4566	HQ
févr.-90	5,7	1,7	2,5	WSW	15	4602	HQ
mars-91	8,0	2,3	4,9	SE	9	4019	HQ
déc.-92	2,9	3,4	2,9	SSW	17	3983	HQ
oct.-93	3,4	3,4	2,9	SSW	30	8347	HQ
janv.-94	4,6	2,3	5,7	SSW	25	9274	HQ
févr.-94	9,2	1,7	3,6	SSW	14	4769	HQ
sept.-94	4,6	2,3	4,6	SE	10	4195	HQ
oct.-94	3,4	2,9	6,6	SE	7	5114	HQ
nov.-94	6,9	2,3	3,5	SE	16	7826	HQ
mars-95	2,3	1,2	2,4	WSW	32	4487	HQ
janv.-96	2,9	3,4	4,3	SE	9	5238	HQ
nov.-96	4,6	2,3	4,3	SSW	6	6165	HQ
déc.-96	4,0	1,7	3,1	SE	16	4637	HQ

Annexes

déc.-97	6,9	2,3	9,4	SE	21	5759	HQ
oct.-99	9,7	1,7	4,3	SE	20	4240	HQ
oct.-00	3,4	3,4	3,1	WSW	9	4169	HQ
nov.-00	4,6	1,7	5,9	SSW	10	3877	HQ
nov.-00	4,0	2,9	3,9	SE	10	4372	HQ
nov.-00	2,9	1,2	4,1	SSW	10	5494	HQ
déc.-00	6,9	1,7	3,2	SE	12	3948	HQ
mars-01	4,6	2,3	4,0	SE	35	5874	HQ
sept.-02	1,7	2,3	2,4	SE	5	5997	HQ
nov.-02	6,3	2,9	3,3	SSW	18	7843	HQ
nov.-02	2,3	1,7	3,4	SE	21	8921	HQ
oct.-04	4,6	2,3	3,3	SSW	9	4443	HQ
nov.-04	4,6	2,3	3,3	SSW	7	4220	HQ
juin-08	5,7	3,4	4,5	SE	27	4310	HQ
nov.-08	9,2	1,2	3,7	SE	12	4937	HQ
déc.-08	2,3	0,6	3,3	SSW	15	4028	HQ
févr.-09	4,6	2,3	2,7	SSW	20	5326	HQ
déc.-10	6,3	3,4	3,0	SSW	15	3895	HQ
déc.-10	3,4	1,2	3,2	SE	14	4946	HQ

A.3 Événements de type « tempête et crue » (H=Q) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.

Date	Durée de H (jours)	Durée entre H et Q (jours)	Hmax (m)	Direction (°)	Durée crue (jours)	Intensité MAX des crues (QJM Arles Rec)	Type d'événement
déc.-82	5,2	0,0	2,6	WSW	11	4213	H=Q
janv.-97	10,3	0,0	4,4	SE	16	4955	H=Q
déc.-03	2,3	0,0	6,0	SE	10	10523	H=Q

A.4 Événements de type « crue puis tempête » (QH) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.

Date	Durée de H (jours)	Durée entre H et Q (jours)	Hmax (m)	Direction (°)	Durée crue (jours)	Intensité MAX des crues (QJM Arles Rec)	Type d'événement
nov.-96	3,4	1,2	3,6	SSW	9	4478	QH
déc.-96	12,6	2,3	3,8	SE	17	3904	QH
janv.-01	8,6	1,2	3,2	SSW	21	4178	QH

A.5 Événements de type « crue seule » (Q) observés entre 1979 et 2010 à l'embouchure du Grand Rhône.

Date	Durée de H (jours)	Durée entre H et Q (jours)	Hmax (m)	Direction (°)	Durée crue (jours)	Intensité MAX des crues (QJM Arles Rec)	Type d'événement
févr.-80	-	-	< 1,5	WSW	31	3939	Q
janv.-82	-	-	< 2	SSW	20	4672	Q
avr.-87	-	-	< 1,5	WSW	10	4081	Q
nov.-92	-	-	< 1	SSW	22	4761	Q
sept.-93	-	-	< 2	SE	8	5140	Q
févr.-95	-	-	< 2	SE	34	4134	Q
avr.-95	-	-	< 2	SSW	18	4354	Q
oct.-95	-	-	< 1,5	SE	4	4301	Q
févr.-99	-	-	< 2	WSW	31	4422	Q

```
0.0000000e+000
0.0000000e+000
0.0000000e+000
Commnt =
Commnt =          no. open boundaries: 4
Filbnd = #edr01_refinelocally.bnd#
FilbcT = #edr01_refinelocally.bct#
FilbcC = #edr01_refinelocally.bcc#
Rettis = 0.0000000e+000
0.0000000e+000
0.0000000e+000
0.0000000e+000
Rettib = 0.0000000e+000
0.0000000e+000
0.0000000e+000
0.0000000e+000
Commnt =
Ag      = 9.8100000e+000
Rhow   = 1.0000000e+003
Tempw  = 1.5000000e+001
Salw   = 3.1000000e+001
Rouwav = #FR84#
Wstres = 6.3000000e-004  0.0000000e+000  7.2300000e-003  1.0000000e+002
7.2300000e-003  1.0000000e+002
Rhoa   = 1.0000000e+000
Betac  = 5.0000000e-001
Equili = #N#
Tkemod = #K-epsilon #
Ktemp  = 0
Fclou  = 0.0000000e+000
Sarea  = 0.0000000e+000
Temint = #Y#
Commnt =
Roumet = #C#
Ccofu  = 6.5000000e+001
Ccofv  = 6.5000000e+001
Xlo    = 0.0000000e+000
Vicouv = 1.0000000e+000
Dicouv = 1.0000000e+001
Htur2d = #N#
Vicoww = 0.0000000e+000
Dicoww = 0.0000000e+000
Irov   = 0
Filsed = #edr01.sed#
Filmor = #edr01.mor#
Commnt =
```

```
Iter      =      2
Dryflp   = #YES#
Dpsopt   = #MAX#
Dpuopt   = #MOR#
Dryflc   = 1.0000000e-001
Dco      = -9.9900000e+002
Tlfsmo   = 6.0000000e+001
ThetQH   = 0.0000000e+000
Forfuv   = #Y#
Forfww   = #N#
Sigcor   = #N#
Trasol   = #Cyclic-method#
Momsol   = #Cyclic#
Commnt   =
Commnt   =          no. discharges: 0
Commnt   =          no. observation points: 3
Filsta   = #edr01_refinelocally.obs#
Commnt   =          no. drogues: 0
Commnt   =
Commnt   =
Commnt   =          no. cross sections: 8
Filcrs   = #edr01_refinelocally.crs#
Commnt   =
SMhydr   = #YYYYY#
SMderv   = #YYYYYY#
SMproc   = #YYYYYYYYYYY#
PMhydr   = #YYYYYY#
PMderv   = #YYY#
PMproc   = #YYYYYYYYYYY#
SHhydr   = #YYYYY#
SHderv   = #YYYYY#
SHproc   = #YYYYYYYYYYY#
SHflux   = #YYYYY#
PHhydr   = #YYYYYY#
PHderv   = #YYY#
PHproc   = #YYYYYYYYYYY#
PHflux   = #YYYYY#
Online   = #N#
Waqmod   = #N#
WaveOL   = #Y#
Flmap    = 0.0000000e+000 120 1.0020000e+004
Flhis    = 0.0000000e+000 60 1.0020000e+004
Flpp     = 0.0000000e+000 120 1.0020000e+004
Flrst    = 1440
Commnt   =
Commnt   =
```

B.2 Delft3D-SED

[SedimentFileInformation]

FileCreatedBy = Delft3D FLOW-GUI, Version: 3.43.05.22651
 FileCreationDate = Thu Nov 13 2014, 17:34:41
 FileVersion = 02.00

[SedimentOverall]

Cref = 1.6000000e+003 [kg/m3] CSoil Reference density for hindered settling calculations

IopSus = 0 If Iopsus = 1: susp. sediment size depends on local flow and wave conditions

[Sediment]

Name = #Sediment CoarseSand# Name of sediment fraction
 SedTyp = sand Must be "sand", "mud" or "bedload"
 RhoSol = 2.6500000e+003 [kg/m3] Specific density
 SedDia = 3.0000000e-004 [m] Median sediment diameter (D50)
 CDryB = 1.6000000e+003 [kg/m3] Dry bed density
 IniSedThick = 5.0000000e+000 [m] Initial sediment layer thickness at bed (uniform value or filename)

FacDSS = 1.0000000e+000 [-] FacDss * SedDia = Initial suspended sediment diameter. Range [0.6 - 1.0]

[Sediment]

Name = #Sediment FineSand# Name of sediment fraction
 SedTyp = sand Must be "sand", "mud" or "bedload"
 RhoSol = 2.6500000e+003 [kg/m3] Specific density
 SedDia = 1.2500000e-004 [m] Median sediment diameter (D50)
 CDryB = 1.6000000e+003 [kg/m3] Dry bed density
 IniSedThick = 5.0000000e+000 [m] Initial sediment layer thickness at bed (uniform value or filename)

FacDSS = 1.0000000e+000 [-] FacDss * SedDia = Initial suspended sediment diameter. Range [0.6 - 1.0]

[Sediment]

Name = #Sediment Silt# Name of sediment fraction
 SedTyp = mud Must be "sand", "mud" or "bedload"
 RhoSol = 2.6500000e+003 [kg/m3] Specific density
 SalMax = 0.0000000e+000 [ppt] Salinity for saline settling velocity
 WS0 = 2.5000000e-004 [m/s] Settling velocity fresh water
 WSM = 2.5000000e-004 [m/s] Settling velocity saline water
 TcrSed = 1.0000000e+003 [N/m2] Critical bed shear stress for sedimentation (uniform value or filename)
 TcrEro = 5.0000000e-001 [N/m2] Critical bed shear stress for erosion (uniform value or filename)

EroPar	=	1.0000000e-004	[kg/m ² /s]	Erosion parameter
(uniform value or filename)				
CDryB	=	5.0000000e+002	[kg/m ³]	Dry bed density
IniSedThick	=	5.0000001e-002	[m]	Initial sediment layer thickness
at bed (uniform value or filename)				
FacDSS	=	1.0000000e+000	[-]	FacDss * SedDia = Initial
suspended sediment diameter. Range [0.6 - 1.0]				

B.3 Delft3D-WAVE

```
[WaveFileInformation]
  FileVersion      = 02.00
[General]
  Description      = Q10500
  Description      = H5
  Description      = D135
  FlowFile         = edr01_2014.mdf
  OnlyInputVerify = false
  SimMode         = stationary
  DirConvention    = nautical
  ReferenceDate    = 2015-01-01
  ObstacleFile    = edr01_2014.obt
  WindSpeed       = 0.0000000e+000
  WindDir         = 0.0000000e+000
[Constants]
  WaterLevelCorrection = 0.0000000e+000
  Gravity            = 9.8100004e+000
  WaterDensity       = 1.0250000e+003
  NorthDir          = 9.0000000e+001
  MinimumDepth      = 5.0000001e-002
[Processes]
  GenModePhys      = 3
  Breaking         = true
  BreakAlpha       = 1.0000000e+000
  BreakGamma       = 7.3000002e-001
  Triads          = false
  TriadsAlpha     = 1.0000000e-001
  TriadsBeta      = 2.2000000e+000
  BedFriction      = jonswap
  BedFricCoef     = 6.7000002e-002
  Diffraction      = false
  DifffracCoef    = 2.0000000e-001
  DifffracSteps   = 5
  DifffracProp     = true
```

```
WindGrowth           = false
WhiteCapping         = Westhuysen
Quadruplets         = false
Refraction           = true
FreqShift            = true
WaveForces           = radiation stresses
[Numerics]
DirSpaceCDD          = 5.0000000e-001
FreqSpaceCSS         = 5.0000000e-001
RChHsTm01           = 2.0000000e-002
RChMeanHs            = 2.0000000e-002
RChMeanTm01         = 2.0000000e-002
PercWet              = 9.8000000e+001
MaxIter              = 15
[Output]
TestOutputLevel      = 20
TraceCalls           = false
UseHotFile           = false
MapWriteInterval     = 0.0000000e+000
WriteCOM             = true
COMWriteInterval     = 1.2000000e+002
CurveFile            = edr01_2014_2.pol
[Domain]
Grid                 = edr01_refinelocally.grd
FlowBedLevel         = 2
FlowWaterLevel       = 2
FlowVelocity         = 2
FlowVelocityType     = depth-averaged
FlowWind             = 0
BedLevel             = edr01_2014_refinelocally.dep
DirSpace             = circle
NDir                 = 36
StartDir             = 0.0000000e+000
EndDir               = 0.0000000e+000
FreqMin              = 5.0000001e-002
FreqMax              = 1.0000000e+000
NFreq                = 24
Output               = true
[Boundary]
Name                 = sea
Definition           = orientation
Orientation          = south
SpectrumSpec        = parametric
SpShapeType         = jonswap
PeriodType           = peak
DirSpreadType       = power
```

```

PeakEnhanceFac      = 3.3000000e+000
GaussSpread         = 9.9999998e-003
WaveHeight          = 9.5000000e+000
Period              = 5.0000000e+000
Direction            = 1.3500000e+002
DirSpreading        = 2.5000000e+001

```

B.4 Conditions aux limites (.bcc)

```

table-name          'Boundary Section : 1'
contents            'Uniform  '
location            'rhone      '
time-function       'non-equidistant'
reference-time      20150101
time-unit           'minutes'
interpolation       'linear'
parameter           'time                ' unit '[min]'
parameter           'Salinity            end A uniform' unit '[ppt]'
parameter           'Salinity            end B uniform' unit '[ppt]'
records-in-table    2
0.0000000e+000 0.0000000e+000 0.0000000e+000
1.0020000e+004 0.0000000e+000 0.0000000e+000
table-name          'Boundary Section : 1'
contents            'Uniform  '
location            'rhone      '
time-function       'non-equidistant'
reference-time      20150101
time-unit           'minutes'
interpolation       'linear'
parameter           'time                ' unit '[min]'
parameter           'Sediment CoarseSand end A uniform' unit '[kg/m3]'
parameter           'Sediment CoarseSand end B uniform' unit '[kg/m3]'
records-in-table    2
0.0000000e+000 0.0000000e+000 0.0000000e+000
1.0020000e+004 0.0000000e+000 0.0000000e+000
table-name          'Boundary Section : 1'
contents            'Uniform  '
location            'rhone      '
time-function       'non-equidistant'
reference-time      20150101
time-unit           'minutes'
interpolation       'linear'
parameter           'time                ' unit '[min]'
parameter           'Sediment FineSand   end A uniform' unit '[kg/m3]'

```

```

parameter          'Sediment FineSand   end B uniform'      unit '[kg/m3]'
records-in-table   2
  0.0000000e+000  0.0000000e+000  0.0000000e+000
  1.0020000e+004  0.0000000e+000  0.0000000e+000
table-name         'Boundary Section : 1'
contents           'Uniform   '
location           'rhone           '
time-function      'non-equidistant'
reference-time     20150101
time-unit          'minutes'
interpolation      'linear'
parameter          'time                ' unit '[min]'
parameter          'Sediment Silt       end A uniform'      unit '[kg/m3]'
parameter          'Sediment Silt       end B uniform'      unit '[kg/m3]'
records-in-table   5
  0.0000000e+000  2.2000000e-002  2.2000000e-002
  1.4400000e+003  2.2000000e-002  2.2000000e-002
  5.0400000e+003  6.6200000e-001  3.9400000e-001
  8.6400000e+003  2.2000000e-002  2.2000000e-002
  1.0020000e+004  2.2000000e-002  2.2000000e-002
table-name         'Boundary Section : 2'
contents           'Uniform   '
location           'east           '
time-function      'non-equidistant'
reference-time     20150101
time-unit          'minutes'
interpolation      'linear'
parameter          'time                ' unit '[min]'
parameter          'Salinity           end A uniform'      unit '[ppt]'
parameter          'Salinity           end B uniform'      unit '[ppt]'
records-in-table   2
  0.0000000e+000  3.8000000e+001  3.8000000e+001
  1.0020000e+004  3.8000000e+001  3.8000000e+001
table-name         'Boundary Section : 2'
contents           'Uniform   '
location           'east           '
time-function      'non-equidistant'
reference-time     20150101
time-unit          'minutes'
interpolation      'linear'
parameter          'time                ' unit '[min]'
parameter          'Sediment CoarseSand end A uniform'      unit '[kg/m3]'
parameter          'Sediment CoarseSand end B uniform'      unit '[kg/m3]'
records-in-table   2
  0.0000000e+000  0.0000000e+000  0.0000000e+000
  1.0020000e+004  0.0000000e+000  0.0000000e+000

```

```

table-name      'Boundary Section : 2'
contents        'Uniform  '
location        'east          '
time-function   'non-equidistant'
reference-time  20150101
time-unit       'minutes'
interpolation   'linear'
parameter       'time                ' unit '[min]'
parameter       'Sediment FineSand end A uniform'      unit '[kg/m3]'
parameter       'Sediment FineSand end B uniform'      unit '[kg/m3]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 0.0000000e+000 0.0000000e+000
  1.0020000e+004 0.0000000e+000 0.0000000e+000
table-name      'Boundary Section : 2'
contents        'Uniform  '
location        'east          '
time-function   'non-equidistant'
reference-time  20150101
time-unit       'minutes'
interpolation   'linear'
parameter       'time                ' unit '[min]'
parameter       'Sediment Silt      end A uniform'      unit '[kg/m3]'
parameter       'Sediment Silt      end B uniform'      unit '[kg/m3]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 2.0000000e-004 2.0000000e-004
  1.0020000e+004 2.0000000e-004 2.0000000e-004
table-name      'Boundary Section : 3'
contents        'Uniform  '
location        'sea            '
time-function   'non-equidistant'
reference-time  20150101
time-unit       'minutes'
interpolation   'linear'
parameter       'time                ' unit '[min]'
parameter       'Salinity          end A uniform'      unit '[ppt]'
parameter       'Salinity          end B uniform'      unit '[ppt]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 3.8000000e+001 3.8000000e+001
  1.0020000e+004 3.8000000e+001 3.8000000e+001
table-name      'Boundary Section : 3'
contents        'Uniform  '
location        'sea            '
time-function   'non-equidistant'
reference-time  20150101
time-unit       'minutes'
interpolation   'linear'

```

```

parameter          'time          ' unit '[min]'
```

```
parameter          'Sediment CoarseSand end A uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
parameter          'Sediment CoarseSand end B uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
records-in-table   2
```

```
  0.0000000e+000  0.0000000e+000  0.0000000e+000
```

```
  1.0020000e+004  0.0000000e+000  0.0000000e+000
```

```
table-name         'Boundary Section : 3'
```

```
contents           'Uniform  '
```

```
location           'sea          '
```

```
time-function      'non-equidistant'
```

```
reference-time     20150101
```

```
time-unit          'minutes'
```

```
interpolation      'linear'
```

```
parameter          'time          ' unit '[min]'
```

```
parameter          'Sediment FineSand   end A uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
parameter          'Sediment FineSand   end B uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
records-in-table   2
```

```
  0.0000000e+000  0.0000000e+000  0.0000000e+000
```

```
  1.0020000e+004  0.0000000e+000  0.0000000e+000
```

```
table-name         'Boundary Section : 3'
```

```
contents           'Uniform  '
```

```
location           'sea          '
```

```
time-function      'non-equidistant'
```

```
reference-time     20150101
```

```
time-unit          'minutes'
```

```
interpolation      'linear'
```

```
parameter          'time          ' unit '[min]'
```

```
parameter          'Sediment Silt       end A uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
parameter          'Sediment Silt       end B uniform'      unit '[kg/m3]'
```

```
records-in-table   2
```

```
  0.0000000e+000  2.0000000e-004  2.0000000e-004
```

```
  1.0020000e+004  2.0000000e-004  2.0000000e-004
```

```
table-name         'Boundary Section : 4'
```

```
contents           'Uniform  '
```

```
location           'west         '
```

```
time-function      'non-equidistant'
```

```
reference-time     20150101
```

```
time-unit          'minutes'
```

```
interpolation      'linear'
```

```
parameter          'time          ' unit '[min]'
```

```
parameter          'Salinity           end A uniform'      unit '[ppt]'
```

```
parameter          'Salinity           end B uniform'      unit '[ppt]'
```

```
records-in-table   2
```

```
  0.0000000e+000  3.8000000e+001  3.8000000e+001
```

```
  1.0020000e+004  3.8000000e+001  3.8000000e+001
```

```
table-name         'Boundary Section : 4'
```

```

contents      'Uniform  '
location      'west      '
time-function  'non-equidistant'
reference-time 20150101
time-unit     'minutes'
interpolation  'linear'
parameter     'time      ' unit '[min]'
parameter     'Sediment CoarseSand end A uniform' unit '[kg/m3]'
parameter     'Sediment CoarseSand end B uniform' unit '[kg/m3]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 0.0000000e+000 0.0000000e+000
  1.0020000e+004 0.0000000e+000 0.0000000e+000
table-name    'Boundary Section : 4'
contents      'Uniform  '
location      'west      '
time-function  'non-equidistant'
reference-time 20150101
time-unit     'minutes'
interpolation  'linear'
parameter     'time      ' unit '[min]'
parameter     'Sediment FineSand end A uniform' unit '[kg/m3]'
parameter     'Sediment FineSand end B uniform' unit '[kg/m3]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 0.0000000e+000 0.0000000e+000
  1.0020000e+004 0.0000000e+000 0.0000000e+000
table-name    'Boundary Section : 4'
contents      'Uniform  '
location      'west      '
time-function  'non-equidistant'
reference-time 20150101
time-unit     'minutes'
interpolation  'linear'
parameter     'time      ' unit '[min]'
parameter     'Sediment Silt end A uniform' unit '[kg/m3]'
parameter     'Sediment Silt end B uniform' unit '[kg/m3]'
records-in-table 2
  0.0000000e+000 2.0000000e-004 2.0000000e-004
  1.0020000e+004 2.0000000e-004 2.0000000e-004

```



Résumé

Le delta du Rhône (Méditerranée) connaît une dégradation de son littoral depuis plusieurs décennies y compris à proximité de l'embouchure ce qui peut sembler paradoxal en zone deltaïque. Une meilleure connaissance des processus de transfert sédimentaires depuis le fleuve à la mer est donc nécessaire pour mieux comprendre l'érosion des plages dans cette mer microtidale. Dans cet objectif, un modèle numérique de transport hydro-sédimentaire à haute résolution (Delft3D) a été appliqué à cette zone pour la première fois. Le modèle a été calibré en tenant compte des observations hydrodynamiques et morphologiques, et une attention particulière a été accordée aux événements de tempête et de crue, principaux moteurs morphologiques. L'analyse des données historiques (1979 à 2010) montre que les tempêtes sont impliquées dans 96 % des événements que connaît l'embouchure du Grand Rhône, et qu'elles sont représentées à 70 % par des tempêtes du sud-est. Ces analyses indiquent aussi que 20% de ces tempêtes sont suivies d'une crue. La succession temporelle de ces deux événements a une grande importance dans l'organisation du transport sédimentaire car elle régule leur importance respective. Par conséquent, des scénarios de transport sédimentaire avec différentes conditions de houle et de débit du fleuve ont été testés. Les résultats montrent que le transport sédimentaire à l'exutoire n'est contrôlé que par le fleuve, tandis que sur la barre d'embouchure il varie en fonction du paroxysme de chaque événement et induit un équilibre morphosédimentaire qui contrôle la dynamique de cette barre d'embouchure. Les apports fluviaux d'une crue ne peuvent être exportés vers le large que si cette crue est suffisamment énergétique par rapport à l'intensité de la tempête. Cette limitation est en partie due à des processus de *wave blocking* et d'*hydraulic groyne effect* ainsi que la distance de la barre d'embouchure. La redistribution des sédiments vers les plages est contrôlée par les vagues mais est essentiellement alimentée par le fleuve. Le transport longitudinal démarre de la barre d'embouchure et se dirige vers les plages de chaque côté du lobe deltaïque pour des vagues de secteur SE et SSW. Pour des vagues de WSW, il n'existe que le long de la plage de Piémanson en direction de l'Est. Ce transfert entre le lobe et les plages se réalise de manière discontinue, par l'intermédiaire de zones de relais situées sur les flancs des levées subaquatiques. Ces zones relais permettent le dépôt et la remobilisation des sédiments au cours des différents événements, mais probablement aussi sur le reste du temps. Enfin, le rôle de la morphologie sur les courants a été abordé en simulant des événements réellement observés sur une morphologie de 1955. Ces sorties, comparées à celles obtenues avec la bathymétrie actuelle, soulignent le rôle essentiel de la morphologie, faisant ressortir qu'en 1955, la proximité de la barre d'embouchure à la côte, sa profondeur et l'absence de flèche sableuse à l'exutoire du fleuve favorisaient la libération de sédiments en mer. En même temps, les courants plus importants dans le chenal permettaient des apports sédimentaires plus importants et une meilleure alimentation des plages qu'aujourd'hui.

Ce travail de thèse fait ressortir l'importance de l'organisation de l'aléa couplé (tempête et crue) sur le transport sédimentaire, l'un des forçages pouvant prendre le dessus et modifier le bilan sédimentaire de l'événement, et potentiellement la morphologie de l'embouchure. Ce rapport de force entre les dynamiques fluviales et marines régule celle de la barre d'embouchure et plus indirectement celles des plages rhodaniennes.

Abstract

The coastline of the Rhône delta (Mediterranean Sea, south of France) is in degradation since several decades, including the vicinity of the Grand Rhône river mouth, which is surprising in a deltaic area. A better knowledge of the processes of sediment transfer from the river to the sea is therefore necessary to understand the factors influencing beaches erosion for this micro-tidal sea. For this purpose, a numerical high-resolution hydro-sedimentary transport modelling (Delft3D) was applied for the first time to this area. The model was calibrated taking into account the hydrodynamic and morphological observations, and a particular attention was paid to storm and flood events that are the main morphological forcings. The analysis of historical data (1979 to 2010) shows that storms constitute 96% of the events occurring at the mouth of the Grand Rhône river, and 70% of them correspond to south-eastern storms. Twenty percent of the storms are followed by a flood, and the temporal succession of these two events is of great relevance in the organization of sediment transport, because it regulates their respective importance. Consequently, sediment transport scenarios with different wave and river flow conditions have been tested. The results show that sediment transport to the river outlet is only controlled by the river, while on the mouth-bar it varies according to the paroxysm of each event, inducing a morphosedimentary equilibrium which controls the dynamic of this mouth-bar. Sediment inputs from a flood can be exported seaward only if the flood is energetic enough compared to the intensity of the storm. This limitation is partly due to the processes of wave blocking and hydraulic groyne effect, as well as to the distance of the mouth-bar compared to the outlet. Sediment transfer to the beaches is controlled by waves but fed by the riverine sediment. Longshore transport begins from the mouth-bar and proceeds to the beaches on either side of the deltaic lobe for SE and SSW sector waves. For waves of WSW, it exists only along the western side of the lobe (Piémanson beach) and in the direction of the East. This transfer between the lobe and the adjacent coastlines is discontinuous in time, with zone of temporary deposition (*zone relais*) located on the flanks of the underwater levees. These zones allow the deposition and remobilization of sediments during different events, and probably also during the rest of the time. Finally, the role of the morphology on currents was studied by simulating events effectively observed on a reconstructed bathymetric grid of 1955. These scenarios, compared to those obtained with the present bathymetry, emphasize the essential role of morphology. They highlight that, in 1955, the shorter distance from mouth-bar to the coast, its depth and the absence of sandy mouth spit at the outlet favoured the transfer of riverine sediments to the open sea. At the same time, stronger currents in the channel permitted higher sedimentary inputs and improved the feeding of the beaches compared to nowadays.

This work demonstrates the importance of the organization of coupled hazard (storm and flood) on sediment transport on a deltaic area. When one of this forcing is able to take over, this could modify the sedimentary balance of the two events and potentially the morphology of the mouth. This equilibrium between river and marine dynamics regulates the one of the mouth-bar, and more indirectly those of the neighboring beaches.