

Interactions des forçages fluvio-marins à l'interface Terre-Mer

Production #18/#19 du projet Dem'Eaux Roussillon

Rapport RP-71537-FR
Janvier 2022

Meslard, F., Bourrin, F., Pinel, S., Ludwig, W., Sadaoui, M.



Mots-clés : Fleuve côtier, tempête marine, crue cévenole, transport solide

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Meslard, F., Bourrin, F., Pinel, S., Ludwig, W., Sadaoui, M. (2022) – Interactions des forçages fluviomarins à l'interface Terre-Mer. Production P#18/#19 du projet Dem'Eaux Roussillon, Rapport RP-71537-FR ; 50 p., 32 fig., 3 tabl., 1 ann.

Synthèse

Ce rapport s'inscrit dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, et notamment dans la tâche 4 qui porte sur les interactions avec la mer, le transport solide et l'élévation du niveau marin. Il s'intéresse plus particulièrement aux interactions entre les forçages fluviaux et marins à l'interface Terre-Mer, ainsi qu'au transport solide de sédiments au niveau d'un fleuve côtier méditerranéen, la Têt. Celui-ci a été fortement étudié avec la mise en place de deux nouvelles stations instrumentées à son embouchure, l'intégration d'un système de mesure in-situ de la taille des particules au sein de la station historique du CEFREM et enfin avec le déploiement d'un dispositif innovant de piège de fond. Même si un suivi régulier a été effectué, l'effort d'acquisition de données a quant à lui été porté sur les événements de crues, ces dernières apportant la majeure partie du flux d'eau et de sédiment à la zone côtière en quelques jours. C'est durant ces événements que les concentrations en matières en suspension (MES) sont les plus élevées, avec des valeurs atteignant généralement $1\,000\text{ mg. L}^{-1}$, mais pouvant atteindre jusqu'à $2\,705\text{ mg. L}^{-1}$ lors d'événements exceptionnels tel que la tempête Gloria. Ces MES sont composées d'une fraction sableuse qui représente environ 10 %, soit des concentrations de 140 mg. L^{-1} , mais pouvant atteindre 15 % lors d'événements particuliers, amenant ainsi à des concentrations de 415 mg. L^{-1} de sable en suspension. De même, ces crues ont un rôle prépondérant dans le transport de fond avec des valeurs de charriage allant jusqu'à $1\,273\text{ kg. m}^2.\text{ j}^{-1}$, avec une représentativité des sables d'environ 86 %, alors qu'il est en moyenne de $127\text{ kg. m}^2.\text{ j}^{-1}$ à l'étiage (les sables ne représentant alors plus que 60 % de ce qui est transporté au fond).

Ces événements de crues sont toujours concomitants à des événements de tempêtes, qui vont alors rentrer en compétition avec les apports fluviaux et vont avoir tendance à les bloquer au sein de l'embouchure de la Têt. Sa morphologie va également jouer un rôle important dans cette rétention d'eau et de sédiment, puisque la présence d'une flèche sableuse va participer à bloquer une partie de l'export du fleuve. De plus, lorsque la hauteur de cette flèche est inférieure à celle atteinte par le jet-de-rive, des apports d'eau marine vont passer par-dessus et contribuer à augmenter le niveau d'eau interne. La compétition entre ces forçages marins et fluviaux va alors conduire à la destruction de la flèche et permettre l'export rapide en mer du flux d'eau et de sédiments retenu dans l'embouchure. Ces apports vont ensuite être remobilisés par les processus côtiers, et conduire à la construction d'une nouvelle embouchure, en attendant la prochaine crue pour subir de nouveaux gros changements morphologiques.

Sommaire

1. Introduction	11
1.1. CARACTERISTIQUES REGIONALES.....	12
1.1.1. Caractéristiques du bassin versant de la Têt.....	12
1.1.2. Transport sédimentaire	13
1.1.3. Fonctionnement de l'embouchure	14
2. Matériel et méthode.....	16
2.1. STATIONS HYDROLOGIQUES DE PERPIGNAN ET DE VILLELONGUE-DE-LA-SALANQUE	16
2.2. STATION DE MESURE CEFREM DE VILLELONGUE-DE-LA-SALANQUE	16
2.2.1. Prélèvements d'eau	16
2.2.2. Mesure des MES in-situ	18
2.2.3. Mesure du transport de fond	18
2.3. STATIONS DE MESURE A L'EMBOUCHURE DE LA TET.....	19
2.3.1. Instrumentation des stations	19
2.3.2. Station embouchure.....	21
2.3.3. Station mer	22
2.4. MODELISATION HYDRO-MORPHODYNAMIQUE.....	23
2.4.1. Zone d'étude et événements extrêmes modélisés	23
2.4.2. Google hydrodynamique et sa mise en place.....	24
2.4.3. Mise en place du modèle hydrodynamique	24
2.4.4. Mise en place du modèle de morphodynamique	25
2.4.5. Calibration et validation.....	25
3. Résultats	26
3.1. HYDRODYNAMIQUE	26
3.1.1. Crue d'octobre 2018	26
3.1.2. Crue de novembre 2018	28
3.1.3. Crue d'octobre 2019	29
3.1.4. Crue de janvier 2020.....	30
3.2. TRANSPORT SEDIMENTAIRE EN SUSPENSION	31
3.2.1. Quantité de sédiments en suspension	31
3.2.2. Quantité de sables en suspension	31
3.2.3. Flux de matière à l'embouchure	32
3.3. TRANSPORT SEDIMENTAIRE DE FOND	33
3.3.1. Quantité de sédiments récupérés	33

3.3.2. Répartition granulométrique	34
3.4. MODELISATION HYDRO-MORPHODYNAMIQUE	36
3.4.1. Performance du modèle hydrodynamique	36
3.4.2. Transport sédimentaire.....	36
4. Discussion.....	40
4.1. HYDRODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE	40
4.2. TRANSPORT SEDIMENTAIRE	41
4.2.1. Transport de MES	41
4.2.2. Transport de fond	43
4.3. MODELE HYDRO-MORPHODYNAMIQUE	45
4.3.1. Performances du modèle hydro-morphodynamique	45
4.3.2. Limitation du modèle	45
4.3.3. Transport de sédiment et évolution morphologique	46
5. Bibliographie.....	47

Liste des figures

Figure 1 : Carte du bassin versant de la Têt	12
Figure 2 : Schéma des différents modes de transport (Rheinheimer et Yarnell (2017) d'après Dey (2014)).....	13
Figure 3 : Schéma des différents processus de fermeture des IOCEs (Q est le débit du fleuve) (McSweeney et al. 2018).	14
Figure 4 : Carte de position des différentes stations de mesures sur la Têt aval et en zone côtière.	16
Figure 5 : Station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque. a) Station de mesure. b) Système de pompage avec préleveur Teledyne ISCO 6712FR. c) Radeau.	17
Figure 6 : Relation entre turbidité et concentration en MES.....	17
Figure 7 : Intégration du LISST Streamside au sein de la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque.	18
Figure 8 : Schéma d'un piège Philipps (modifiée de Philipps et al., 2000).	19
Figure 9 : Station instrumentée de l'embouchure. a) Cage instrumentée. b) Coffret d'alimentation et d'envoi des données.	21
Figure 10 : Régression entre les mesures de MES prélevées en surface à la station de Villelongue-de-la-Salanque et les valeurs d'atténuation dans la cellule de surface à la station de l'embouchure.....	22
Figure 11 : Station instrumentée en mer. a) Cage instrumentée. b) Bouée d'envoi de données.	22
Figure 12 : Zone d'étude pour la modélisation hydro-morphodynamique.....	23
Figure 13 : Grille pour modèle hydro-morphodynamique.....	24
Figure 14: Evolution du débit de la Têt pour la période du 01/01/2018 au 29/02/2020.	26

Figure 15 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue d'octobre 2018.	27
Figure 16 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue de novembre 2018.	28
Figure 17 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue d'octobre 2019.	29
Figure 18 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue de Janvier 2020.	30
Figure 19 : Evolution de la concentration en MES en fonction du débit.	31
Figure 20 : Evolution de la concentration en sable en suspension en fonction du débit.	32
Figure 21 : Evolution du flux de matières à l'embouchure en fonction du débit.	33
Figure 22 : Quantités de sédiments récupérées par les pièges Philipps pendant l'année 2018.	34
Figure 23 : Quantités de sédiments récupérées par les pièges Philipps à la station de Villelongue-de-la-Salanque.	34
Figure 24 : Répartition granulométrique des sédiments contenus dans les pièges Philipps.	35
Figure 25 : Spectres de taille des sédiments supérieurs à 63 µm récupérés dans les pièges Phillipps à la station de Villelongue-de-la-Salanque.	35
Figure 26 : Validation du modèle hydrodynamique durant la d'octobre 2019.	36
Figure 27 : Débits de charriage simulés à l'embouchure pour la crue d'octobre 2018 selon différentes formules de transport.	37
Figure 28 : Cartes d'évolution de la bathymétrie lors de la crue d'octobre 2018.	38
Figure 29 : Simulation de l'évolution morphologique des sections transversales pendant la crue d'octobre 2018 à a) Bompas (amont), b) Villelongue-de-la-Salanque (mi-domaine), c) Embouchure du fleuve.	38
Figure 30 : Simulation de l'évolution morphologique du profil longitudinal pendant la crue d'octobre 2018.	39
Figure 31 : Schéma des mécanismes hydrodynamiques à l'embouchure.	41
Figure 32 : Diagramme de Hjulström.	42

Listes des tableaux

Tableau 1 : Données de débit et de transport sédimentaire de la Têt.	13
Tableau 2 : Caractéristiques des inondations étudiées pour la modélisation hydro-morphodynamique.	23
Tableau 3 : Quantités simulées de sédiments charriés lors de la crue d'octobre 2018 selon la formule de transport.	37

Liste des annexes

Annexe 1 Rapport d'installation des stations embouchure et mer par Nortek.	51
---------------------------------------------------------------------------------	----

Préambule

Ce rapport présente le travail réalisé par le CEFREM – Université de Perpignan dans le cadre du programme DEMEAUX sur le volet transport solide / littoral piloté par Géosciences Montpellier (T4 : Interactions avec la mer, transport solide élévation du niveau marin).

Une importante phase d'instrumentation / acquisition de données a été réalisée avec un investissement matériel important de la part de Dem'Eaux Roussillon. Cette phase de terrain a débuté en 2018 avec la forte implication de la cellule technique du CEFREM et un ingénieur financé sur le projet. Cette phase de suivi de terrain est toujours en cours avec le début d'une thèse région (2020) sur le sujet qui permettra de mieux valoriser les résultats (ASPLEC).

Ce travail repose également sur 2 stages de Master 2 réalisés en 2019 et 2020 sur l'exploitation des données de terrain d'une part (Leclerc, 2019) et sur un travail de modélisation hydro-sédimentaire d'autres parts (Cherif, 2020).

1. Introduction

Les fleuves sont la principale source d'apports sédimentaires aux océans. Le transport solide par ces derniers dépend de plusieurs paramètres à savoir le climat (plus particulièrement les précipitations), la géologie du sol incisé, la taille et la topographie du bassin versant, la couverture végétale et l'utilisation anthropique des sols. Ainsi, à l'échelle planétaire, Milliman et Farnsworth (2011), ont estimé ces apports à 19 GT an⁻¹. Milliman et Syvitski (1992) estiment quant à eux que les petits fleuves montagneux ont une part importante dans ces apports du fait que les sédiments transportés ne sont pas piégés dans les plaines alluviales et dans les deltas.

Dans cette étude, nous allons nous intéresser aux différents apports du fleuve Têt, un fleuve côtier de la plaine du Roussillon situé au nord des Pyrénées. Son embouchure est le dernier réservoir des sédiments avant que ces apports soient amenés à la côte lors des épisodes de crues. Ce fleuve est particulièrement étudié et de nombreux travaux ont été effectués sur le transport sédimentaire et les apports au plateau du Golfe Du Lion (Serrat et al., 2001, Guillen et al., 2006 ; Bourrin et al., 2008 ; Sadaoui et al., 2016 ; 2018), l'impact du changement climatique sur l'hydrologie du fleuve (Ludwig et al., 2004 ; Lespinas et al., 2010 ; 2014) ou encore le transport et les apports de nutriments et de contaminants (Garcia-Esteves et al., 2007 ; Reoyo-Prats et al., 2017). La particularité de ce fleuve est qu'il est caractérisé par un climat méditerranéen qui est à l'origine de crues éclairs (« flash-floods »). En effet, alors que le débit de base est très faible, il peut soudainement être affecté par de fortes pluviométries qui provoquent des crues violentes aux effets dévastateurs. Celles-ci jouent également un rôle important dans les transferts du milieu terrestre vers le milieu marin du fait des importantes quantités d'eau qui sont drainées et de sédiments transportés lors de ces épisodes. Ainsi lors de ces évènements, 90% du flux d'eau et de sédiment est apporté à la zone côtière en quelques jours (Serrat et al., 2001). Les particules les plus fines sont transportées sur le plateau du Golfe du Lion au sein des panaches turbides (Bourrin et al., 2008). Ces flux de MES sont bien connus (Sadaoui et al., 2016), mais il existe en revanche peu de mesures des apports en sédiments grossiers notamment par charriage. Les seules valeurs proviennent d'estimations à partir des flux totaux des matières en suspension (Brunel et al., 2014). Or ce sont ces sédiments les plus grossiers qui sont déposés à l'embouchure des fleuves et qui sont remobilisés par la dérive littorale, ce qui contribue à la formation des cordons sableux, constituant la quasi-totalité du Golfe du Lion. Ainsi, ils jouent un rôle essentiel sur la stabilisation du littoral et un rôle protecteur contre les submersions marines.

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, dont le but est d'améliorer la compréhension du fonctionnement des aquifères de la plaine du Roussillon, afin de mettre en place une gestion concertée des ressources en eau. Elle porte plus particulièrement sur le volet littoral de ce projet, qui se concentre sur le compartiment sédimentaire côtier, les sources et apports par les fleuves et les pertes vers le large. L'étude des apports sédimentaires par les fleuves permet de mieux comprendre leur rôle dans la construction du littoral et la protection contre les submersions marines. En effet, dans le contexte de changement climatique actuel, le trait de côte est affecté par l'élévation du niveau marin, prédit par la plupart des scénarios météorologiques, qui annoncent également une augmentation du nombre des évènements extrêmes (crues et tempêtes). Ces tempêtes peuvent provoquer de fortes inondations en zone littorale surtout si elles sont combinées à des crues des fleuves côtiers. La surcote engendrée par les tempêtes bloque ainsi le bon écoulement fluvial et la pression des eaux marines peut venir saliniser durablement les aquifères côtiers.

Dans ce rapport nous nous intéresserons tout d'abord aux interactions fluvio-marines au sein de l'embouchure de la Têt afin de voir comment réagit le milieu lors des crues et tempêtes.

Ainsi nous pourrions essayer d'en comprendre les mécanismes afin d'appréhender la problématique des submersions marines. Puis, nous verrons la question du transport sédimentaire en suspension afin de le quantifier durant ces événements. Et enfin nous nous intéresserons au transport de fond dans le but d'essayer d'améliorer la quantification de celui-ci en utilisant des approches novatrices. En parallèle, un modèle hydro-morphosédimentaire a été développé.

1.1. CARACTERISTIQUES REGIONALES

1.1.1. Caractéristiques du bassin versant de la Têt

La Têt est un fleuve côtier qui prend sa source dans les Pyrénées au pied du pic Carlit à 2 450 m et se jette dans la mer Méditerranée, dans la partie sud-ouest du Golfe du Lion, au nord de la commune de Canet-en-Roussillon (Figure 1). Son bassin versant mesure 1 373 km² et peut être séparé en deux parties dont la limite est la transition entre la partie montagneuse et la plaine du Roussillon. Celle-ci est concrétisée par le barrage de Vinça qui a été mis en service en 1978 afin d'écrêter les crues et de servir de réserve d'eau pour l'agriculture. Pour sa partie dite montagneuse, la Têt s'écoule avec une pente moyenne de 22,6°. Le substrat incisé est constitué de roches cristallines et métamorphiques. En revanche, pour sa partie située dans la plaine du Roussillon, elle s'écoule avec une pente plus faible de 8,9° dans un substrat constitué de roches sédimentaires (Serrat et al., 2001).

D'après Ludwig et al. (2004), la partie amont est influencée par les masses d'air océaniques tandis que l'aval est sous l'influence des masses d'air méditerranéennes. La région est caractérisée par de longues périodes sèches ponctuées par de courtes périodes de précipitations intenses à l'origine de crues-éclair typiques de ce climat. Ces événements influencent significativement le transport sédimentaire. Ludwig et al. (2004) mettent en évidence le déplacement des précipitations de l'amont vers l'aval, ce qui correspondrait à une augmentation de l'influence du climat méditerranéen par rapport au climat océanique.

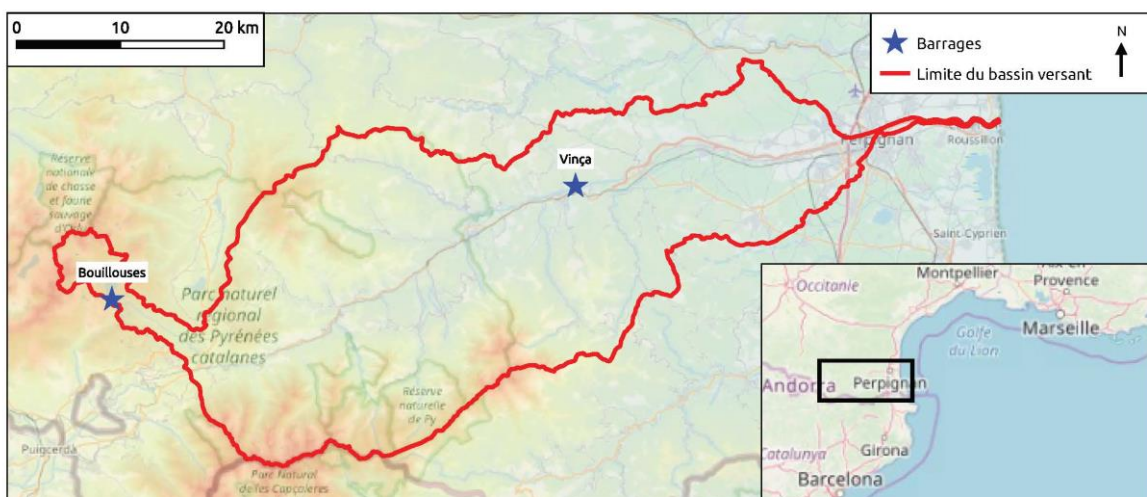


Figure 1 : Carte du bassin versant de la Têt

1.1.2. Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire peut être différencié en 3 types (Figure 2). On trouve tout d'abord la charge de ruissellement (« wash-load ») qui correspond au transport des particules maintenues en suspension quasi-permanent sans dépositions. Puis on observe le transport de matières en suspension (« suspended-load »), correspondant aux particules maintenues dans le courant par les écoulements turbulents. Ces deux types de transport concernent toutes les particules qui sont transportées en suspension et que nous qualifierons de matières en suspension (MES) tout au long de ce rapport. Enfin, on distingue le transport de fond par charriage (« Bed-load transport ») qui englobe le transport des particules sédimentaires par glissement, roulement ou saltation.

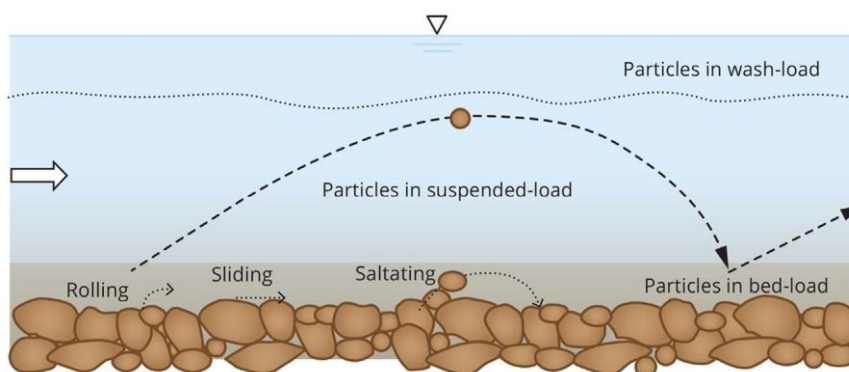


Figure 2 : Schéma des différents modes de transport (Rheinheimer et Yarnell (2017) d'après Dey (2014)).

Le Tableau 1 récapitule les estimations actuelles du transport de MES de la Têt. Les données de Serrat et al. (2001) sont calculées grâce à une régression polynomiale de second degré entre le logarithme de la concentration et celui du débit moyen dans le bassin aval. Pour les estimations de Bourrin et al. (2006), nous avons à faire à une révision des données de Serrat et al. (2001) sur la base du même type d'équation. En revanche, les données de Sadaoui et al. (2016) reposent sur une approche différente, puisque deux régressions linéaires sont effectuées entre la concentration et le débit. L'une est effectuée sur la période d'étiage et l'autre en régime de crue. Cette méthode est appelée « Simplified Rating Curve Approach » (SiRCA). Ces méthodes nous informent que nous avons un flux en MES estimé entre $45\,000 \pm 35\,000$ t.an⁻¹ pour la période 1977-2013 (Sadaoui et al. (2016)) et $61\,000 \pm 18\,000$ t.an⁻¹ pour la période 1977-2004 (Bourrin et al. (2006)). L'écart entre ces estimations peut être expliqué par la diminution du nombre de crue de la Têt depuis 2004.

Tableau 1 : Données de débit et de transport sédimentaire de la Têt.

	Période	Débit moyen annuel (m ³ .s ⁻¹)	Débit solide (t.an ⁻¹)	Flux solide (t.km ⁻² .an ⁻¹)
Serrat et al. (2001)	1980 - 1999	10,4	53 546 ± 15 796	38,8
Bourrin et al. (2006)	1977 - 2004	10,82	61 000 ± 18 000	44
Sadaoui et al. (2016)	199 - 2013	-	45 000 ± 35 000	33

Pour ce qui est du transport du fond, celui-ci a été très peu étudié du fait de sa difficulté de quantification.

1.1.3. Fonctionnement de l'embouchure

L'embouchure d'un fleuve est le lieu de transit et de dépôt des apports de matières organiques et inorganiques. Cette embouchure forme, par ces apports, un environnement deltaïque, qui est façonné par 3 forçages différents : le fleuve (apports sédimentaires) la houle et la marée (Galloway, 1975). Pour Tagliapietra et al, (2009), la nomenclature des estuaires dépend (i) de la présence de marées, (ii) de la dilution de l'eau de mer par les apports fluviaux et (iii) du degré de fermeture de l'embouchure. Notre zone d'étude se situe dans une zone micro-tidale (voir nano-tidale : < 0,5m d'après Tagliapietra et Ghirardini (2006)), dont le littoral est dominé par la houle (David et Hayes 1984). Ainsi, l'embouchure de la Têt correspond à un estuaire dominé par les vagues (« Wave-dominated Estuaries ») (Dalrymple et al. 1992) et qui est obstrué par une barrière sableuse (« bar-built estuary ») construite par l'action de la drifte littorale, de la houle et du vent (Figure 3), dans laquelle s'ouvre un chenal lorsque le débit de la rivière est suffisant (Largier et al., 1992). Dans la littérature, la dénomination de ce type d'estuaire est variée. On parle d'« Intermittently Open/Closed Estuaries » (IOCEs) (McSweeney et al., 2018), ou de « Intermittently Closed and Open Lakes or Lagoons » (ICOLLs) (Haines et al., 2006 ; McSweeney et al., 2017), ou de « Temporarily Open/Closed Estuaries » (TOCEs), différenciés selon qu'ils sont majoritairement ouverts ou fermés en « Intermittently Closed Estuaries » (ICEs) ou « Intermittently Open Estuaries » (IOEs) (Whitfield et al., 2007), ou encore de « seasonally open inlets » (Ranasinghe et al., 1999 ; Ranasinghe et Pattiaratchi 2003).

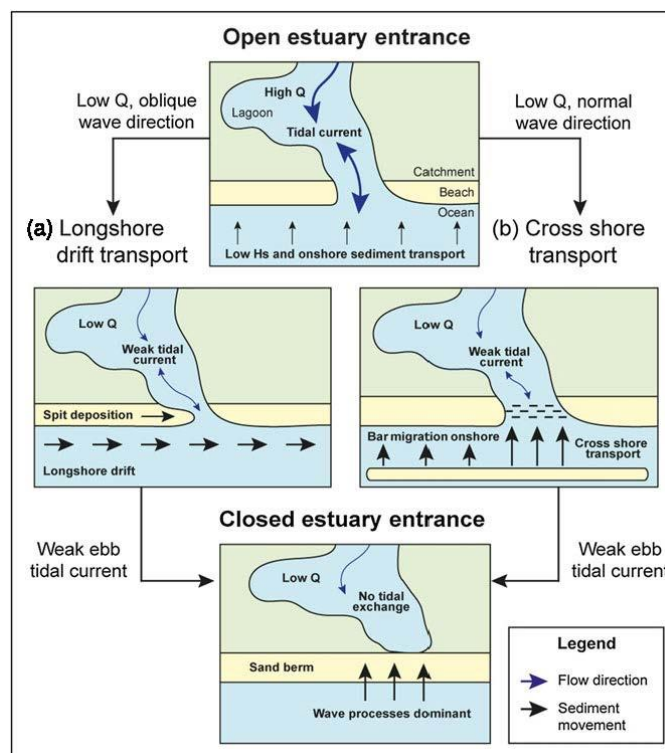


Figure 3 : Schéma des différents processus de fermeture des IOCEs (Q est le débit du fleuve) (McSweeney et al. 2018).

L'embouchure de la Têt, de part ces particularités, peut être rattachée à la définition des lagunes (étang côtier, « coastal lagoon ») de Kierfve (1994) : un plan d'eau intérieur, souvent orienté parallèlement à la côte, séparé de l'océan par une barrière et connecté à l'océan par un ou plusieurs chenaux d'une profondeur n'excédant pas quelques mètres. La morphologie de cette barrière sableuse est très variable et fortement reliée à la houle. D'après Michaud et al. (2012), lors des tempêtes, le courant est orienté vers le nord dans la zone côtière proche (de 0 à 15 m de fond) du fait de l'influence de la houle. En revanche pendant les périodes calmes, le courant est faible et orienté vers le sud quel que soit la hauteur de la houle, faisant ainsi de lui le moteur de la dérive littorale. Tous ces mécanismes induisent du transport sédimentaire qui joue un rôle sur la fermeture de l'embouchure et le lieu d'ouverture préférentiel. Cette variation du lieu d'ouverture rappelle la migration de l'ouverture par rupture de flèche sableuse (« Inlet Migration Spit Breaching ») de Fitzgerald et al., (2000) qui, dans notre cas, a lieu soit au nord soit au sud selon le sens de la dérive littorale.

2. Matériel et méthode

Dans le cadre de ce projet, de nouveaux équipements scientifiques ont été achetés afin d'être intégrés soit, dans la station de mesure historique du CEFREM, soit au sein de deux nouvelles stations de mesure à l'embouchure. La Figure 4 ci-dessous résume les différents points de collecte dont nous disposons.



Figure 4 : Carte de position des différentes stations de mesures sur la Têt aval et en zone côtière.

2.1. STATIONS HYDROLOGIQUES DE PERPIGNAN ET DE VILLELONGUE-DE-LA-SALANQUE

Les données hydrologiques proviennent de la Banque Hydro : DREAL Languedoc-Roussillon (<http://www.hydro.eaufrance.fr>), où deux stations de mesure nous intéressent. Tout d'abord, la station qui se situe sous le pont Joffre de Perpignan (Y0474030) et sur laquelle nous récupérons les valeurs de débits et de hauteurs d'eau. Les valeurs récupérées ne concernent que la Têt partielle car ils ne prennent pas en compte les valeurs de la Basse, qui ne dispose plus d'une station de jaugeage. Enfin, la station qui se trouve au niveau du passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque (Y0474010) où nous récupérons les hauteurs d'eau.

2.2. STATION DE MESURE CEFREM DE VILLELONGUE-DE-LA-SALANQUE

2.2.1. Prélèvements d'eau

La station de mesure du CEFREM (Figure 5.a), construite en 2003 et située à la limite entre Villelongue-de-la-salanque et Sainte-Marie la mer, est équipée d'un système de pompage (Figure 5.b) qui permet un prélèvement des eaux de surface grâce à un radeau (Figure 5.c). Le pompage peut être continu ou à pas de temps fixé par l'opérateur. Ce système de pompage permet d'alimenter, tout d'abord, un préleveur Teledyne ISCO 6712FR réfrigéré qui réalise des prélèvements à pas de temps choisi. En période d'étiage, les échantillons sont prélevés quotidiennement à 06H heure locale, alors qu'en période de crues, ils sont réalisés de façon horaire afin d'avoir une meilleure résolution des variations des paramètres hydrologiques et de qualité des MES.



Figure 5 : Station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque. a) Station de mesure. b) Système de pompage avec préleveur Teledyne ISCO 6712FR. c) Radeau.

Ces prélèvements sont ensuite traités en laboratoire où des mesures de turbidité en FNU (Formazin Nephelometric Units) à l'aide d'un turbidimètre portable 2100Q de chez Hach sont effectuées. En complémentarité de ces mesures, des filtrations sur des filtres GF/F Whatman sont effectuées afin d'obtenir les concentrations massiques (mg.L^{-1}) de la charge particulaire. La relation entre ces deux paramètres, illustrée par la Figure 6, nous permet de calibrer le signal optique de notre turbidimètre.

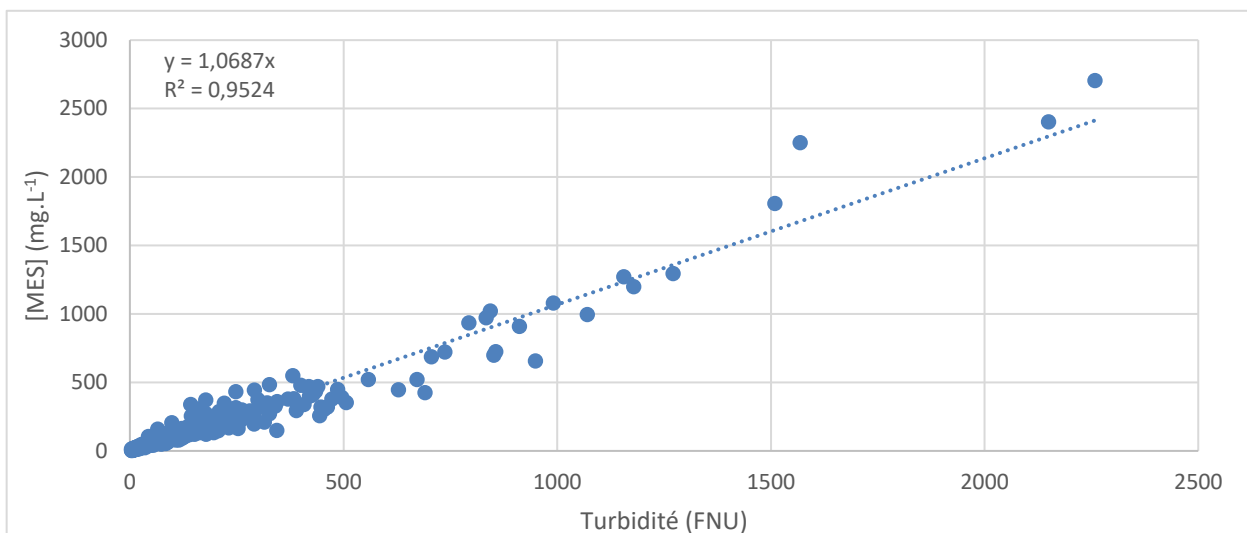


Figure 6 : Relation entre turbidité et concentration en MES.

La relation entre la concentration en matières en suspension et la turbidité est donnée par :

$$[\text{MES}]_{(\text{mg.L}^{-1})} = 1,0687 \times \text{Turbidité}_{(\text{FNU})} \quad (1)$$

Cette relation a été appliquée à tous les échantillons qui n'ont pas été filtrés, mais dont la turbidité a été mesurée. Enfin, des mesures du spectre de taille des particules qui composent ces échantillons ont été réalisées par diffraction laser, à l'aide d'un Malvern Mastersizer 3000 de Malvern Panalytical. Ce dernier nous permet de mesurer la distribution des particules allant de $0,01$ à $3\,500\ \mu\text{m}$ au sein de 100 classes de taille. Chaque échantillon a été mesuré brut et après 5 minutes d'ultrasons, afin d'en déterminer la distribution de taille des particules unitaires qui composent la MES retrouvée in situ après défloculation. Dans le but de conserver un taux d'obscurité correct (entre 5 et 20%), certains échantillons ont dû être dilués. En réalisant des répliques sur certains prélèvements, nous avons pu mettre en avant une uniformité entre les dilutions, nous permettant donc de continuer les mesures par cette méthode lorsque l'intégralité

des échantillons ne pouvait pas être mesurée. Chaque échantillon a été mesuré cinq fois de suite de façon indépendante, puis moyenné. L'ensemble des données acquises a enfin été exporté, puis traité et tracé sous Matlab®.

2.2.2. Mesure des MES in-situ

Le système de pompage de la station permet également d'alimenter un LISST Streamside de chez Sequoia (Figure 7). Cet instrument, qui a été financé dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, permet tout comme le Malvern de mesurer la distribution des tailles de particules, mais cette fois-ci, directement in-situ à l'aide d'un laser qui émet à 670 nm. Le spectre de taille s'étend quant à lui de 1,89 à 387 µm au sein de 32 classes de taille. Le système de pompage du LISST a été intégré directement dans le système de pompage de la station grâce à un support de pompe. Le LISST est programmé afin de nettoyer la cellule de mesure et faire un blanc avant chaque mesure, qui a lieu toutes les heures pendant un événement. L'instrument mesure, pendant une période de 30 secondes, les spectres de tailles des particules en suspension et enregistre une valeur moyenne de ces spectres. Les données sont ensuite récupérées puis traitées et analysées sous Matlab®.



Figure 7 : Intégration du LISST Streamside au sein de la station de mesure de Villelongue-de-la-Salnque.

En plus des spectres de taille, le LISST Streamside nous permet d'avoir l'atténuation du signal optique qui est un proxy de la concentration en MES. Enfin, grâce à la concentration volumique totale (µL. L⁻¹) que nous donne le LISST Streamside et la concentration massique (mg. L⁻¹) obtenue par filtration, il nous est possible d'obtenir la densité effective de l'assemblage particulaire selon l'équation 2 :

$$\Delta\rho \text{ (kg. m}^{-3}\text{)} = [\text{MES}]_{\text{massique}}/[\text{MES}]_{\text{volumique}} \quad (2)$$

2.2.3. Mesure du transport de fond

Des pièges Philipps (« Time-integrated suspended sediment sampler », Phillips et al., 2000) ont été installés au fond du lit de la Têt afin de caractériser le transport de fond. Au départ, un piège était positionné au niveau du passage à gué (cf Figure 4), au sein d'une structure métallique derrière une pile de pont, et un autre au niveau de la station, grâce à des pieux enfoncés dans le lit. Mais au vu des premiers résultats (cf 3.3.1.), nous avons décidé d'installer

ces pièges uniquement au niveau de la station directement dans le lit du fleuve, afin d'éviter tout phénomène d'affouillement ou de modification du flux sédimentaire au niveau d'un ouvrage. En ce qui concerne leur design, ils sont constitués d'un tube en PVC de 1 mètre de long pour un diamètre de 98 cm. A chaque extrémité se trouvent des parties amovibles percées afin d'y faire passer initialement un tuyau de 4 mm de diamètre (Phillips et al., 2000), mais que nous avons par la suite modifié par un tube de 1 cm (cf 3.3.1). La partie faisant office d'entrée est en forme d'entonnoir afin que l'eau de la rivière adjacente reste relativement uniformisée tout en perturbant le moins possible la structure de l'écoulement à micro-échelle (Phillips et al., 2000) (Figure 8).

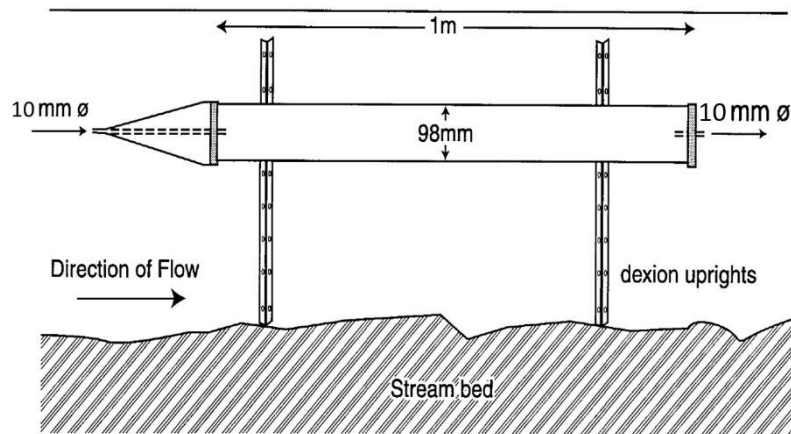


Figure 8 : Schéma d'un piège Phillips (modifiée de Phillips et al., 2000).

Le principe de ce piège repose sur le fait que lorsque l'eau de la rivière s'écoule dans le tube d'entrée, sa vitesse est réduite d'un facteur d'environ 600 car le tuyau principal a un diamètre plus grand que celui du tube d'entrée, causant alors la déposition des sédiments (Phillips et al., 2000). Les pièges sont laissés environ 1 mois dans l'eau, sauf lorsque des événements sont prévus. Ils sont alors posés la veille du début de l'événement et sont récupérées dès que les conditions le permettent (débit inférieur à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La récupération se passe sous l'eau où les tubes d'entrée sont, tout d'abord bouchés, puis les pièges sont alors remontés à la surface. Ils sont ensuite emmenés au laboratoire où ils sont laissés à décanter plusieurs heures afin d'éliminer l'eau surnageante du piège lors de leur débouchage. Les parties amovibles des pièges sont ensuite démontées pour être vidées dans des saladiers. Afin d'analyser les sédiments récoltés, ils sont tout d'abord tamisés en phase humide à $63 \mu\text{m}$ permettant ainsi de récupérer une partie dite fine et une autre plus grossière. La partie fine est analysée au Malvern pour en déduire le spectre de taille, puis mise à sécher à l'étuve pour être pesée. La partie grossière est quant à elle directement mise à sécher, puis pesée et enfin passée à la colonne à tamis. Les tamis vont de 10 mm à 0,05 mm et nous permettent d'obtenir le poids recueillis par chaque tamis et donc la fréquence de chaque classe de tailles.

2.3. STATIONS DE MESURE A L'EMBOUCHURE DE LA TET

2.3.1. Instrumentation des stations

Dans le but de mieux comprendre comment fonctionne l'embouchure de la Têt, deux stations de mesures ont été installées par Nortek Méditerranée le 13 juin 2018. Une est située dans l'embouchure et l'autre juste en face en mer, à 10 mètres de fond. Ces deux stations sont équipées d'un turbidimètre et d'un profileur acoustique de courant à effet Doppler (ADCP). Le premier nous permet, grâce à la mesure de la rétrodiffusion d'un signal optique émis à $850 \pm 5 \text{ nm}$ (« optical backscatter »), de suivre l'évolution de la turbidité en unité de turbidité

néphélométrique (NTU, « Nephelometric Turbidity Unit »). Le second, nous permet de mesurer la température et la pression à son niveau. Cette dernière est corrigée par la pression ramenée au niveau de la mer issue des données SYNOP (Données d'observations issues des messages internationaux d'observation en surface). Elles sont mesurées toutes les 3 heures à la station de Perpignan (Météo-France 2020) et sont interpolées par une fonction spline d'ordre 2 afin d'obtenir des données horaires. De ce fait, il nous est possible de transformer en hauteur d'eau la pression mesurée par l'instrument. Mais celui-ci nous intéresse surtout pour mesurer, au sein d'un profil de la colonne d'eau, la direction (en ° par rapport au nord) et la vitesse des courants dans trois directions (nord, est et verticale en m.s⁻¹). Les données brutes mesurées par l'instrument sont corrigées avec le logiciel Storm[®] et les cellules au-dessus de la surface de l'eau sont éliminées.

Grâce à l'atténuation du signal rétrodiffusé de l'ADCP (en counts), qui est un proxy de la concentration en MES, il nous est possible de transformer ces profils d'atténuation en profils de concentration après calibration.

Afin d'obtenir des données de rétrodiffusion, les données acoustiques ont été traitées avec le package de routines Matlab[®] : WADCP version 0.10, issu des travaux de Tessier et Verny (Tessier 2006). L'intensité rétrodiffusée (« backscatter level » en dB) est caractérisée par Thevenot et al. (1992) comme :

$$BL = EL + 2TL \quad (3)$$

Avec EL l'intensité de l'écho (« echo level ») reçue par l'instrument en counts. Mullison (2017) a déterminé l'équation de TRDI (1998) (équation (4)) comme plus adéquate car elle tend vers l'équation de Deines (1999) (équation (5)) lorsque le signal est très supérieur au bruit mais permet de bien corriger le signal lorsqu'il est plus faible :

$$EL = 10 \log_{10}(10^{Kc(E - ER)/10} - 1) \quad (4)$$

$$EI = Kc (E - ER) \quad (5)$$

Kc est le coefficient permettant de passer des counts en dB. Il est déterminé lors de la calibration de l'instrument. Nortek préconise un coefficient de 0,43 (Lohrmann 2001).

E est l'écho reçu en counts pour chaque cellule (Received Signal Strength Indicator).

Er est le bruit de l'instrument et de l'environnement, que nous déterminons comme la valeur minimale mesurée pendant le déploiement (Gartner (2004)).

2TL est l'atténuation (« transmission loss ») lors de l'aller-retour du son :

$$2TL = 2\alpha Rv + 20 \log_{10}(Rv) \quad (6)$$

2 α (Rv) est l'atténuation du signal dans l'eau lors de l'aller-retour du son.

α est le coefficient d'atténuation du signal. Il est calculé à partir de l'équation de François et Garrison (1982).

20log₁₀(Rv) correspond à la diffusion par des particules sphériques lors de l'aller-retour du son.

Rv est la distance où est effectuée la mesure pour chaque cellule sachant qu'elle est effectuée dans le dernier quart de la cellule (Deines 1999) :

$$R_v = R / \cos(\theta) \quad (7)$$

Avec θ l'angle d'émission de l'instrument et :

$$R = B + \frac{(L+D)}{2} + ((N - 1)D + (D/4)) \quad (8)$$

B est la distance de blanc dans laquelle l'instrument n'effectue pas de mesure en mètre.

L est la longueur d'impulsion transmise (« transmit pulse length ») en mètre.

D est la taille d'une cellule en mètre.

N est le numéro de la cellule.

On obtient donc une équation d'intensité rétro-diffusée (équation (3)) en combinant les équations (4) et (5) :

$$BL = 10 \log_{10} (10^{(K_c(E - E_r)/10)} - 1) + 2\alpha R_v + 20 \log_{10} (R_v) \quad (9)$$

Gartner (2004) détermine des coefficients a et b afin de calculer la concentration de MES :

$$MES_{\text{calc}} = 10^{aBL+b} \quad (10)$$

2.3.2. Station embouchure

Cette station est composée d'une cage instrumentée (Figure 9.a), installée dans l'embouchure de la Têt aux coordonnées 42°42'779"N et 03°02'210"E et qui est reliée à un coffret d'alimentation et d'envoi de données à terre (figure (Figure 9.b)). La cage permet de fixer un OBS 3+ de Campbell Scientific (T9324) et un courantomètre ADCP AquaPro 1MHz orienté vers la surface, à 30 cm du fond. Les mesures sont effectuées toutes les 10 minutes avec, pour le courantomètre, une donnée qui correspond à la moyenne de 60 secondes de mesure. Le profil de courant obtenu par ce dernier est constitué d'un blanc de 20 cm (qui est éliminé), pour lequel le signal est imprécis car il y a des interférences entre le signal émis et celui reçu (blanc de la mesure). Puis, il est suivi de 30 cellules de 10 cm de hauteur dont celles qui sont situées au-dessus du niveau d'eau sont éliminées.

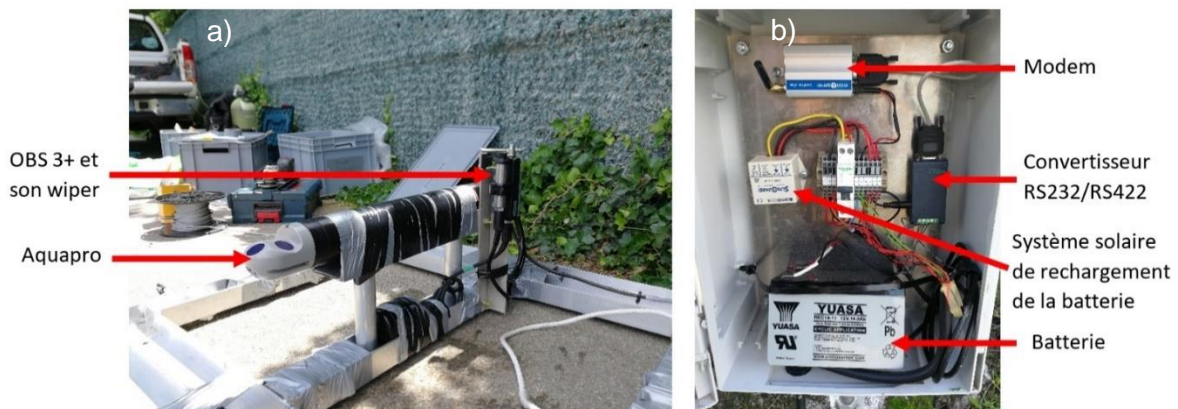


Figure 9 : Station instrumentée de l'embouchure. a) Cage instrumentée. b) Coffret d'alimentation et d'envoi des données.

Afin de déterminer les coefficients a et b de l'équation 9, nous avons effectué une régression entre le logarithme des valeurs de MES prélevées en surface à la station de Villelongue-de-la-Salanque et les valeurs d'atténuation en dB dans la cellule de surface de l'ADCP à la station de l'embouchure (Figure 10). Les données supprimées sont celles dont les valeurs d'atténuation sont faibles par rapport à celles de concentration de MES.

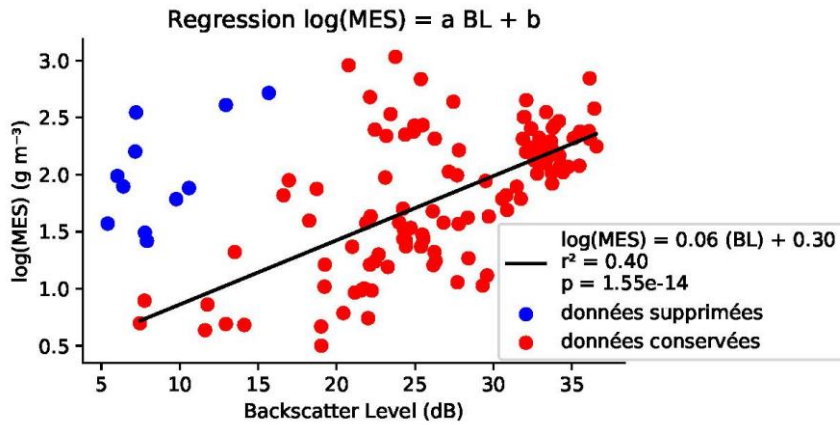


Figure 10 : Régression entre les mesures de MES prélevées en surface à la station de Villelongue-de-la-Salanque et les valeurs d'atténuation dans la cellule de surface à la station de l'embouchure.

La relation entre la concentration en matières en suspension et l'atténuation est donnée par :

$$[\text{MES}]_{(\text{g.m}^{-3})} = 10^{0,06 \times (\text{BL}) + 0,30} \quad (11)$$

2.3.3. Station mer

Cette station est composée d'une platine instrumentée (Figure 11.a), installée à 10 m de fond en face de l'embouchure aux coordonnées 42°42'875"N et 03°02'798"E et qui est reliée à une bouée d'envoi de données en surface (Figure 11.b). La platine permet de fixer un OBS 3+ de Campbell Scientific (anciennement T9321 et depuis le 21/11/19 T8457), un courantomètre ADCP AWAC 1 MHz et deux pacs de batteries branchés en série. La platine est posée dans une cage anti-chalut sur le fond et la communication avec la bouée se fait grâce à un modem acoustique. Les mesures sont effectuées toutes les 30 minutes avec, pour le courantomètre une donnée qui correspond à la moyenne de 60 secondes de mesure. Le profil de courant obtenu par ce dernier est constitué d'un blanc de 40 cm qui est suivi de 10 cellules de 1 m de hauteur. Les cellules en dehors de l'eau sont éliminées lors du traitement. Enfin l'AWAC nous permet également de mesurer la hauteur, la fréquence et la direction de la houle toutes les heures à partir de mesures haute-fréquence pendant 510 secondes.



Figure 11 : Station instrumentée en mer. a) Cage instrumentée. b) Bouée d'envoi de données.

2.4. MODELISATION HYDRO-MORPHODYNAMIQUE

Dans le cadre de ce projet, un stage de modélisation hydro-morphodynamique a été mis en place. L'objectif de ce stage était de modéliser le transport par charriage et les changements morphologiques qui se sont produits lors de trois importants événements récents de crues sur la Têt.

2.4.1. Zone d'étude et événements extrêmes modélisés

Dans cette étude, le domaine modélisé (Figure 12) consiste en un tronçon de 12,5 km : de Perpignan jusqu'à 500 m de l'embouchure. La période d'étude (2018-2019) comprend trois crues (octobre 2018, novembre 2018, et octobre 2019) dont les caractéristiques sont résumées dans la table ci-dessous (Tableau 2) et dans la partie résultats (parties 3.4, 3.4.1, 3.4.2).

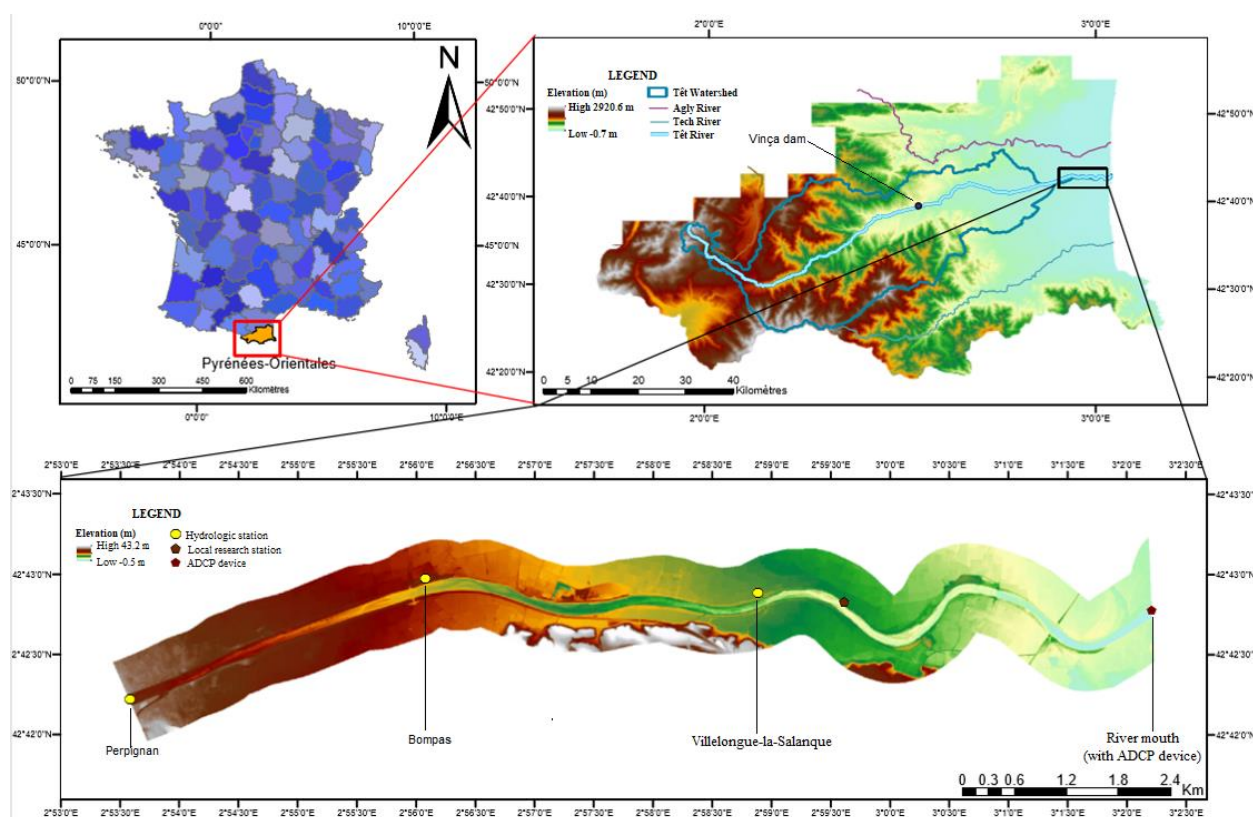


Figure 12 : Zone d'étude pour la modélisation hydro-morphodynamique.

Tableau 2 : Caractéristiques des inondations étudiées pour la modélisation hydro-morphodynamique.

Évènement	Dates (deb*- fin)	Débit max. (m3/s)	Date du pic	Période de retour (année)
Crue d'octobre 2018	14/10/2018 – 20/10/2018	237	15/10/2018	2-5
Crue de novembre 2019	17/11/2018 – 20/11/2018	159	18/11/2018	2-5
Crue d'octobre 2019	22/10/2019- 26/10/2019	241	23/10/2019	2-5

deb*=début.

2.4.2. Google hydrodynamique et sa mise en place

La suite TELEMAC-MASCARET SYSTEM (Moulinec et al., 2011) est disponible à l'adresse www.opentelemac.org. Cette suite a été construite en vue de modéliser numériquement les dynamiques fluviales et les processus associés. La simulation hydro-morphodynamique consiste à coupler un modèle hydrodynamique avec un module de transport sédimentaire et d'évolution de lit de rivière. Ainsi, une telle modélisation se fait en 2 temps : i) la mise en place du modèle hydrodynamique, suivi du ii) couplage avec le module de transport sédimentaire. Chaque étape comprend une phase de calibration puis de validation.

2.4.3. Mise en place du modèle hydrodynamique

Le modèle bidimensionnel hydrodynamique (TELEMAC-2D v8p1) simule les écoulements à la surface libre dans les deux dimensions de l'espace horizontal. Pour plus de détails, le lecteur est renvoyé au manuel d'utilisateur de TELEMAC-2D (Hervouet et Ata, 2019).

Le logiciel offre plusieurs options numériques pour résoudre numériquement les équations différentielles associées à l'écoulement libre. Nous avons gardé les valeurs par défaut pour la viscosité ($10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) et la densité ($1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) de l'eau. Pour des raisons de stabilité, le pas de temps de simulation est fixé à 2 s. Les coefficients de rugosité du sol sont basés sur une carte de Manning déduite du produit « Corine Land Cover Edition 2018 » (<https://land.copernicus.eu/>). La grille de simulation (Figure 13) consiste en 71733 éléments triangulaires dont les côtés varient entre 10m et 100m. La sous-grille représentant la rivière possède la résolution la plus fine (10 m).

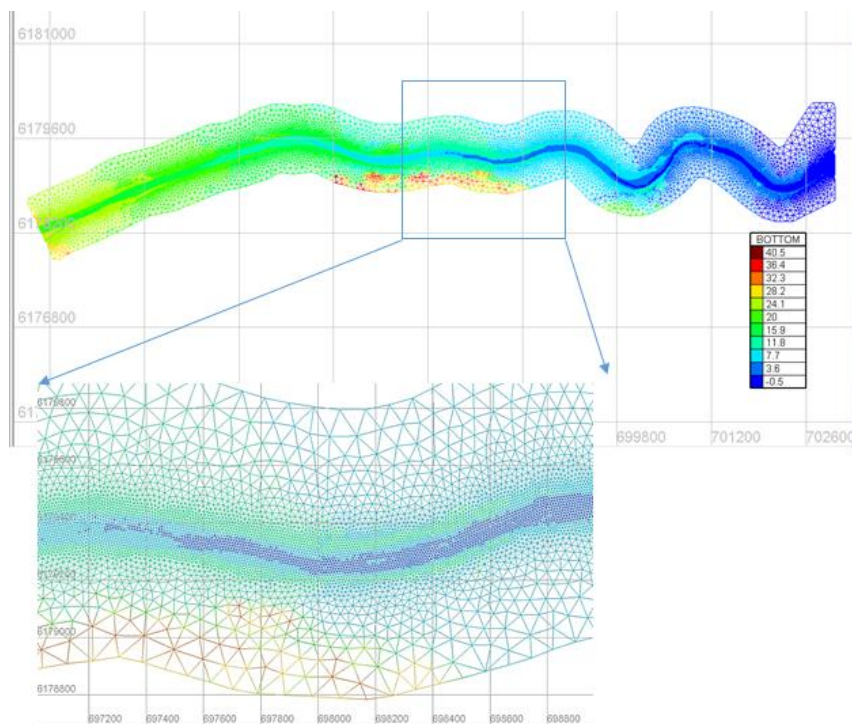


Figure 13 : Grille pour modèle hydro-morphodynamique.

Le modèle hydrodynamique requiert également trois conditions de contour : deux conditions de contour de type débits en amont et, une condition de contour de type niveaux d'eau en aval. Les deux premières conditions consistent en des débits *in situ* : de la Têt au pont Joffre à Perpignan et de l'affluent Basse avant la jonction avec la Têt. Les débits de la Têt sont issus

de la banque HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). Les débits de la Basse sont estimés à partir des débits observés sur la Têt au pont Joffre (10%). Les niveaux d'eau de la troisième condition sont ceux observés à l'embouchure du fleuve par la station de mesure AquaPro.

Le modèle hydrodynamique est prévu pour simuler et arrêter de tourner sur les 3 événements décrits dans le Tableau 2. Une pré-simulation consistant en une simulation de 10 jours à débit observé normal (i.e. hors période de crue) permet d'initialiser le modèle.

2.4.4. Mise en place du modèle de morphodynamique

Le module GAIA, récemment développé sur la suite TELEMAC-MASCARET SYSTEM, permet la simulation du transport sédimentaire et d'évolution de lit de rivière. Ce module prend en compte l'évolution spatio-temporelle des classes de sédiments (uniforme ou mélangé), de leurs propriétés (cohésif et non-cohésif), les différents modes de transport (par suspension, par charriage ou total) qui peuvent être rencontrés dans les rivières ou estuaires, et l'interaction de la couche érodable du lit avec la rivière. Pour plus de détails, le lecteur est renvoyé au manuel d'utilisation de GAIA (Tassi et Hervouet, 2019).

La présente modélisation inclut deux classes de sédiments non cohésifs (D50 de 200 µm et 500 µm) uniformément répartis. Les conditions de contour pour le transport sédimentaire consistent en un débit solide imposé et constant ($1,5 \times 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) en amont, et un débit solide laissé libre en aval. Le débit solide en amont est issu de la littérature (Sadaoui et al., 2016). Plusieurs formules de transport par charriage sont testées. La structure verticale du lit de la rivière a été discrétisée : une partie active d'épaisseur de 0 -15 m et une partie érodable d'une épaisseur de 2 m.

2.4.5. Calibration et validation

La calibration du modèle permet d'ajuster ses paramètres, la phase de validation permet de valider la calibration (et ainsi le modèle). Le modèle hydrodynamique est calibré en termes de hauteur d'eau et de vitesse sur les deux événements de 2018. Le paramètre ajusté est le coefficient de Manning dans le lit mineur de la rivière via une méthode d'essais successifs. La précision de simulations est évaluée par rapport à des données de référence : les hauteurs d'eau à Bompas et à Villelongue-la-Salanque (issues de la banque HYDRO) et la vitesse enregistrée par la station de mesure AquaPro à l'embouchure. Une fois calibré, le modèle hydrodynamique est validé sur la troisième crue (octobre 2019).

Concernant les simulations morphodynamiques, la calibration a consisté en des tests de sensibilité par rapport à la loi de transport sédimentaire, la structure du lit mineur de la rivière. Pour chaque simulation, la quantité simulée de sédiments charriés durant un événement a été comparée avec des estimations dérivées de bilans annuels de sédiments transportés par suspension (Wilsk, 2006).

Enfin, les statistiques utilisées pour quantifier la précision des simulations sont le coefficient de corrélation de Pearson (Wilsk, 2006), le RMSE (Wilsk, 2006) et l'index « Nash-Sutcliffe Efficiency » (NSE, Nash et Sutcliffe, 1970).

3. Résultats

Si l'on s'intéresse tout d'abord à l'évolution du débit de la Têt pour la période du 01/06/2018 au 29/02/2020 (Figure 14), on peut remarquer un débit moyen annuel assez faible aux alentours de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Comme le montre cette figure, l'évolution de ce débit est fortement impactée par la présence de 4 événements de crues, dont le dernier peut même être qualifié de décennal. On trouve tout d'abord la crue d'octobre 2018 qui s'est déroulée du 14 au 20 octobre avec un débit maximal de $237 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Elle est suivie rapidement par la crue de novembre 2018 qui a commencée le 17 et s'est terminée le 20 novembre avec un débit maximal de $159 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pour l'année 2019, une seule crue est à relever, celle d'octobre 2019 qui s'est étendue sur la période du 22 au 26 octobre avec un débit maximal de $241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Enfin, l'année 2020 a commencé avec une crue exceptionnelle en janvier qui a atteint un débit maximal de $1280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la période du 21 au 29 janvier.

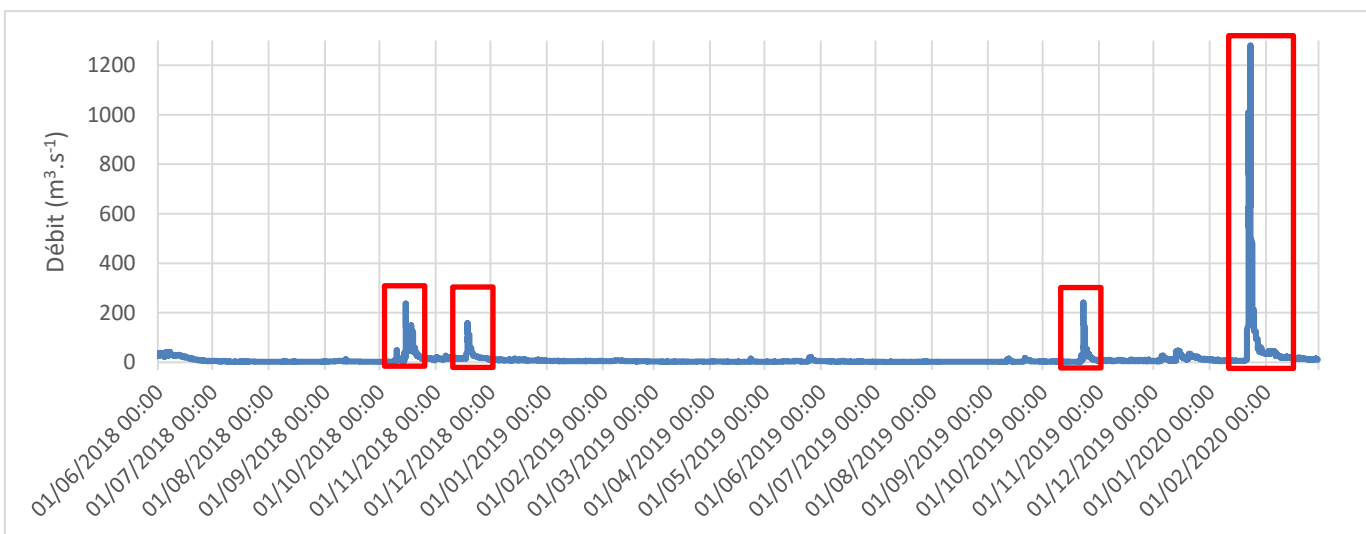


Figure 14: Evolution du débit de la Têt pour la période du 01/01/2018 au 29/02/2020.

3.1. HYDRODYNAMIQUE

3.1.1. Crue d'octobre 2018

Le premier épisode de crue que nous avons étudié est celui qui s'est déroulé du 14 au 20 octobre 2018 (Figure 15). Comme le montre les hauteurs d'eau au passage à gué de Villelongue, cette crue s'est déroulée en 4 montées successives entre le 14 et le 16 octobre, faisant ainsi passer le niveau d'eau de 9,3 cm à pratiquement 3 m. Par la suite, on peut observer 2 autres augmentations des hauteurs d'eau, plus légères, et qui peuvent être reliées aux lâchers de barrage de Vinça. Si l'on regarde maintenant comment cette crue s'est déroulée au niveau de l'embouchure, on peut voir que le niveau d'eau a également subi une tendance à l'augmentation entre le 14 et le 16, le faisant passer de 1,5 m à 2,3 m, mais en 5 montées successives. Il est ensuite suivi de 2 augmentations de quelques dizaines de centimètres. Au niveau des courants, ces derniers sont d'abord plutôt faibles et orientés vers le Nord pour s'orienter à partir du 15 à 45° dans l'axe de l'embouchure avec une vitesse allant jusqu'à $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ le 15. A partir du 16 octobre, la vitesse des courants diminue progressivement au cours du temps pour légèrement remonter le 17 vers 00 H et le 18 vers 20 H. Pour ce qui concerne les processus en mer, on peut observer une première montée du niveau marin d'environ 20 cm le 14 octobre, celle-ci est suivie

d'une légère diminution puis d'une augmentation. A partir du 15 entre 11 H et 15 H, nous avons la plus forte augmentation du niveau marin, qui passe de 11 à 11,3 m et qui va légèrement varier de 10 cm durant tout le reste de l'évènement. Au niveau de la houle, celle-ci est orientée majoritairement sud-est pendant tout l'évènement, avec une hauteur significative supérieure à 2 m du 14 à 21 H au 16 octobre 00H présentant un pic à 3 m le 15 octobre à 8 H.

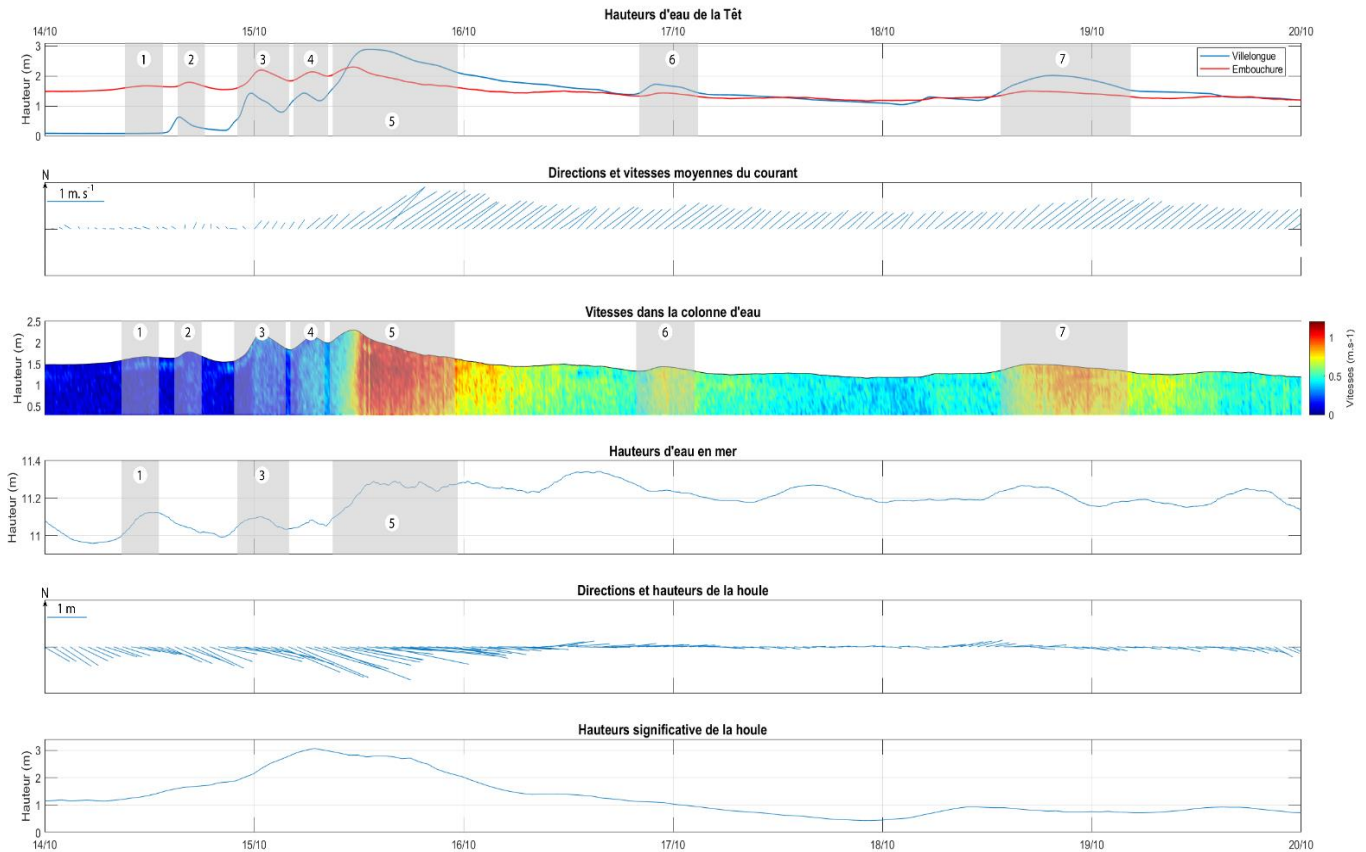


Figure 15 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue d'octobre 2018.

La première hausse du niveau d'eau à l'embouchure (1) correspond à une montée du niveau d'eau d'environ 20 cm, qui est similaire à la hausse du niveau marin. En revanche, il n'y a pas d'élévation de la hauteur d'eau au passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque. Les hausses (2) et (4) du niveau d'eau à l'embouchure, ne sont pas corrélées à la montée du niveau marin mais sont consécutives à une montée du niveau d'eau au passage à gué de Villelongue. De même, cette augmentation a participé à la hausse (3) que nous pouvons observer, mais à laquelle on peut également ajouter la montée du niveau marin. Le pic (5) d'eau à l'embouchure précède celui de Villelongue-de-la-Salanque mais correspond à la montée du niveau d'eau à Villelongue ainsi qu'à celui du niveau marin. Il est suivi d'une augmentation très rapide de la vitesse des courants permettant ainsi une baisse du niveau d'eau à l'embouchure plus rapide que celle de Villelongue. Cette baisse est aussi facilitée par la diminution de la hauteur significative de la houle en mer. Les pics (6) et (7), beaucoup plus tardifs, sont reliés à une légère augmentation du niveau d'eau à Villelongue suite aux lâchers de barrage.

3.1.2. Crue de novembre 2018

Lors de la crue de novembre 2018, qui s'est déroulée du 17 au 20 (Figure 16), nous avons une forte augmentation de la hauteur d'eau au passage à gué de Villelongue de la Salanque qui s'est déroulée en 5 augmentations successives, faisant passer le niveau de 6,2 cm à 2,3 m. Puis, à partir du 18 novembre vers 20 H nous pouvons observer la décrue progressive. Au niveau de l'embouchure, cette crue s'est déroulée en une augmentation progressive, suivi d'un pic dès le début du 18 novembre amenant la hauteur d'eau de 1,7 à 2,2 m. Suite à ce dernier, la décrue s'est effectuée progressivement dès 3 H en suivant 2 plateaux pendant la journée du 18, jusqu'à atteindre 1,3 m le 20 novembre. Les courants étaient orientés plutôt nord jusqu'au 18, avec des vitesses relativement faibles de l'ordre de $0,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, puis à partir du 18 novembre, ils se sont orientés à 45° , dans le sens de l'embouchure avec des vitesses allant jusqu'à $0,7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dès le 19, les courants sont redevenus de direction Nord avec des vitesses diminuant progressivement jusqu'à $0,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. En mer, nous avons pu observer le 17 novembre une augmentation du niveau marin, passant ainsi de 11,1 à 11,2 m. Ce niveau a par la suite oscillé entre 11,2 et 11,3 m jusqu'au 18 à 22 H pour revenir à 11,1 dès le début du 19 novembre. En ce qui concerne la houle, elle était plutôt dirigée Sud-Est jusqu'au 17 novembre à 20 H puis de direction Est jusqu'au 18 à 13 H. Elle s'est ensuite redirigée Sud-Est jusqu'au 19 à 6 H pour enfin prendre une direction Nord-Est. La hauteur significative de la houle a augmenté de 0,9 à 3,6 m du 17 au 18 Novembre à 10 H puis elle est redescendue progressivement jusqu'à 0,9 m.

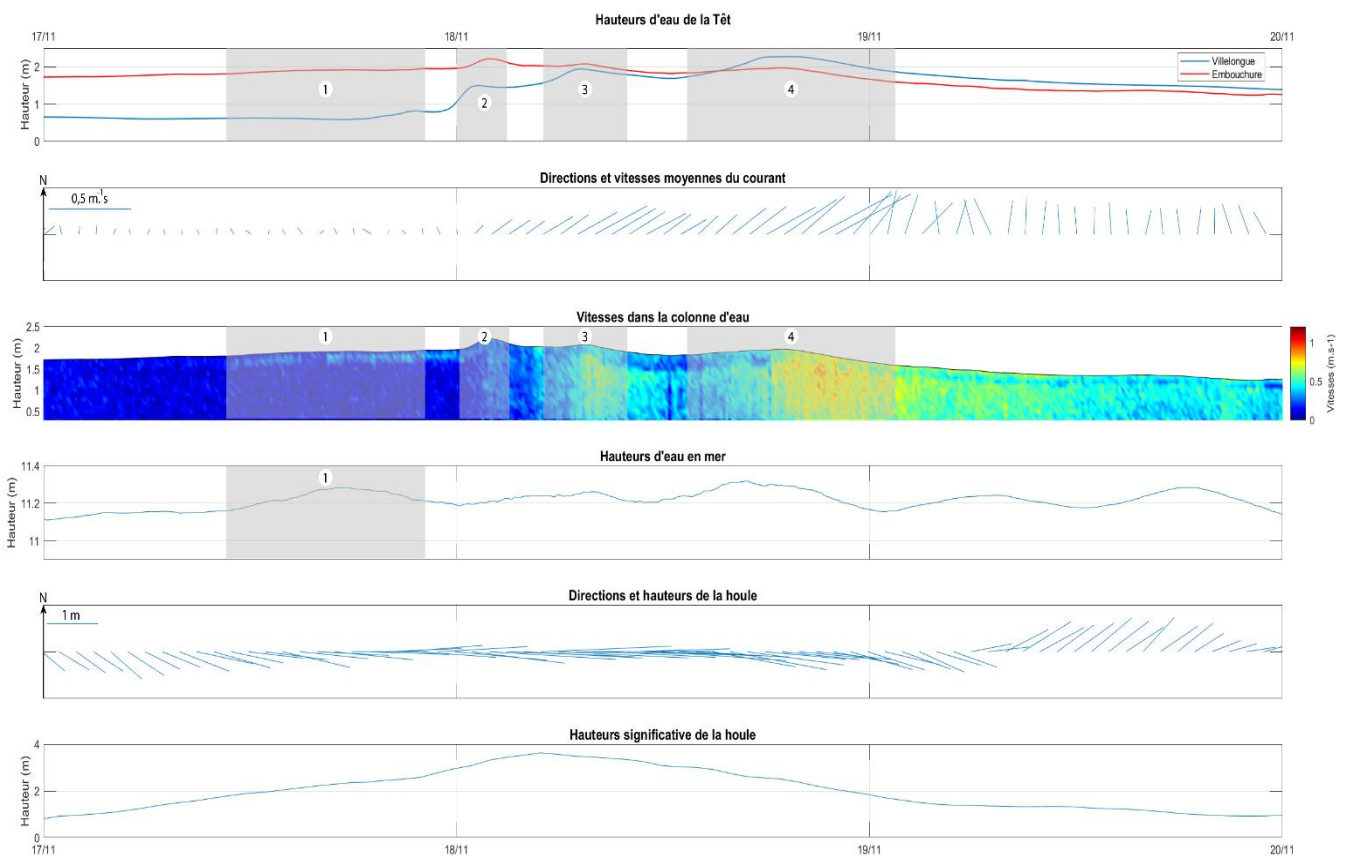


Figure 16 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue de novembre 2018.

La première hausse du niveau d'eau à l'embouchure (1) est amorcée avec une montée de 20 cm qui correspond à l'élévation du niveau marin. Comme pour la crue précédente, il n'y a pas d'élévation de la hauteur d'eau au passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque. Les trois

pics de niveau d'eau à l'embouchure (2), (3) et (4) sont consécutifs aux pics de hauteurs d'eau au passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque. En revanche, la baisse du niveau d'eau à l'embouchure que l'on observe suite au pic (2) et qui va en contradiction de l'augmentation de celui du passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque, est le résultat de la diminution de la hauteur significative de la houle.

3.1.3. Crue d'octobre 2019

La seule crue de 2019 s'est déroulée du 22 au 26 octobre (Figure 17). Si l'on regarde tout d'abord les hauteurs d'eau au niveau du passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque, nous pouvons voir une forte augmentation du niveau, passant de 6,4 cm à 2 m, selon 3 hausses successives jusqu'au 23 à 14 H, suivi de la décrue progressive. Au niveau de l'embouchure, l'augmentation du niveau d'eau se fait entre le 22 et le 23 octobre à 14 H, passant ainsi de 1,2 à 1,8 m. On peut ensuite observer la décrue mais avec deux légères augmentations du niveau d'eau les 24 à 16 H et 25 novembre à 17 H. Les courants qui accompagnent cette crue sont, au départ, orientés vers le Nord est plutôt faibles ($0,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), mais prennent une direction Nord-Est dès le 22 à partir de 17 H. Les courants augmentent assez rapidement à partir du 23 à 4H jusqu'à un maximum de $1,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à 16 H, puis ils diminuent progressivement au fur et à mesure de la décrue. Pour la partie mer, nous pouvons observer un début de montée du niveau marin de 20 cm le 22 novembre entre 8 H et 17 H. Cette augmentation se poursuit jusqu'au 23 à 18 H pour atteindre une hauteur de 11 m puis se poursuit avec la diminution progressive du niveau, qui présente tout de même 4 remontées dont 2 plus importantes. Pour la houle, nous pouvons voir qu'elle est plutôt faible au départ avec une hauteur significative de 30 cm et orientée Est, mais elle va augmenter assez rapidement et prendre une direction Nord-Est le 22 Novembre à partir de 10 H jusqu'à 20 H. Elle va ensuite prendre la direction plutôt Est avec un maximum de 3,5 m en hauteur significative jusqu'au 23, 12 H. La diminution de la hauteur de la houle s'accompagne d'une direction Sud-Est qui va continuer jusqu'au 25 novembre pour finir par revenir Nord-Est.

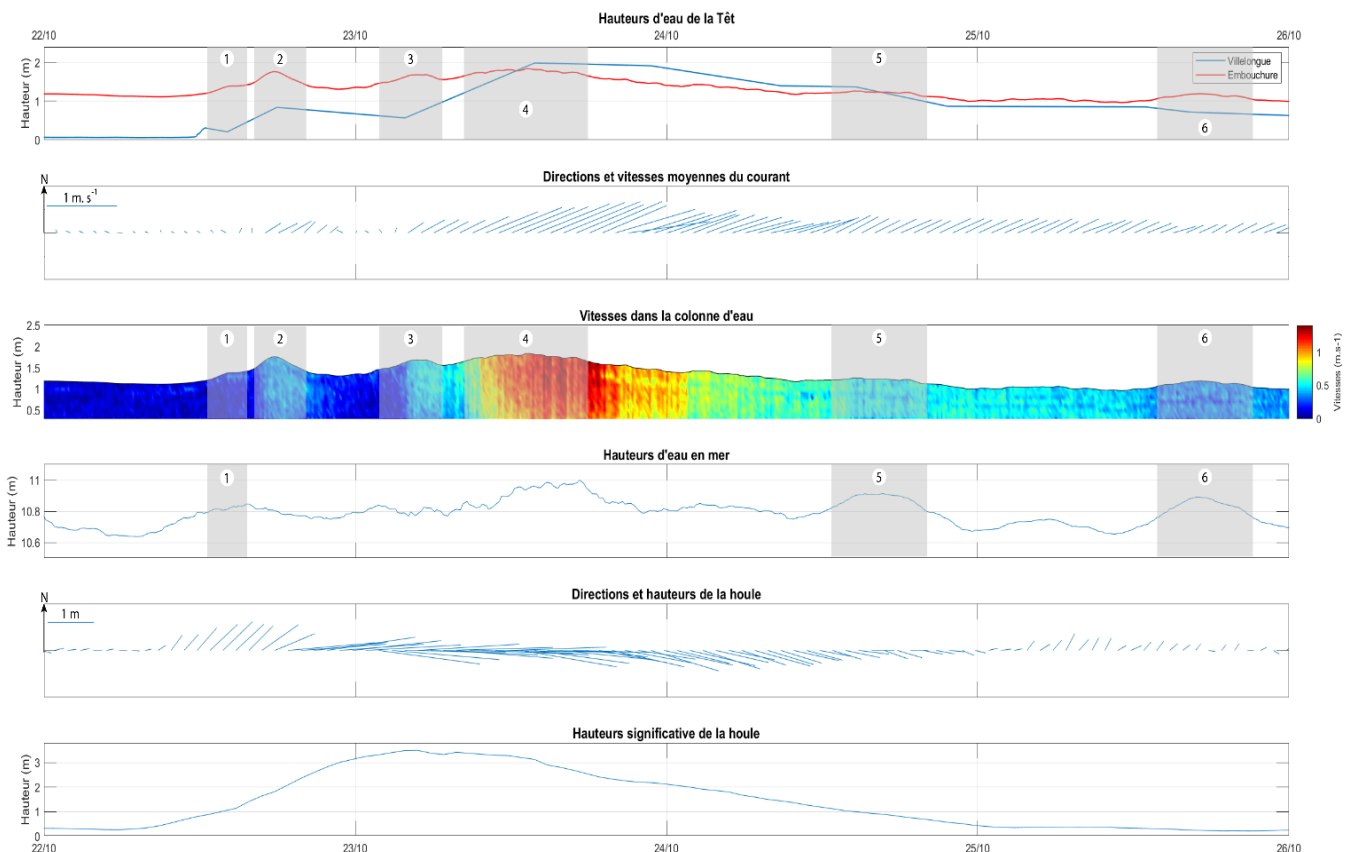


Figure 17 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue d'octobre 2019.

La première hausse du niveau à l'embouchure (1) est consécutive au premier pic de hauteur d'eau au passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque et à la montée du niveau marin. Le second pic (2) a lieu, quant à lui, une heure avant celui de Villelongue-de-la-Salanque (pic à prendre avec précautions du fait du manque de données sur les hauteurs d'eau de Villelongue), mais correspond à cette augmentation du niveau d'eau. Les pic (3) et (4) sont reliés à l'augmentation du niveau d'eau à Villelongue. Pour le pic (4), celui-ci s'arrête bien avant celui de Villelongue du fait de la diminution de la hauteur significative de la houle. Les pics (5) et (6) plus tardifs et présents pendant la décrue sont le résultat de la montée du niveau marin.

3.1.4. Crue de janvier 2020

La première crue de 2020 s'est déroulée du 18 au 29 janvier 2020 (Figure 18). Comme le montre les hauteurs d'eau au niveau du pont Joffre de Perpignan, elle s'est déroulée en 3 hausses successives, faisant passer le niveau de 0,25 à 3,2 m entre le 18 et le 23 à 12 H, suivi de la décrue progressive. Au niveau de l'embouchure on peut observer une augmentation du niveau d'eau entre le 18 et le 21 12 H (de 1 à 2 m), suivi d'une légère diminution de 20 cm jusqu'au 22 minuit. Cette diminution est suivie d'un début d'augmentation jusqu'à 2 m, que nous n'avons pas pu continuer à suivre, du fait de la destruction de la station de mesure le 22 à 05 H 40. Les courants qui accompagnent cette crue sont, au départ, orientés vers le Nord et plutôt faibles (0,1 m. s⁻¹). Ils commencent à augmenter et à s'orienter vers le Nord-Est dès le 21 janvier à 05 H jusqu'à atteindre 1 m. s⁻¹ le 22 à 05 H 40. Pour ce qui se passe en mer, nous pouvons remarquer une augmentation du niveau marin de 40 cm entre le 18 et le 22 à 06 H (passant de 10,6 à 11 m), puis suivi d'une diminution progressive jusqu'à la fin de l'événement. En ce qui concerne la houle, elle est d'abord orientée vers le Nord, puis s'oriente Nord-Est dès le 18 à midi, où elle commence à augmenter jusqu'à 1,5 m. A partir du 20 à 5 H, elle s'oriente Est mais majoritairement Sud-Est et augmente jusqu'à un maximum de 6 m le 22 à 08 H. Puis elle décroît jusqu'à 0,8 m le 26 à 10 H et reprend une direction plutôt Nord.

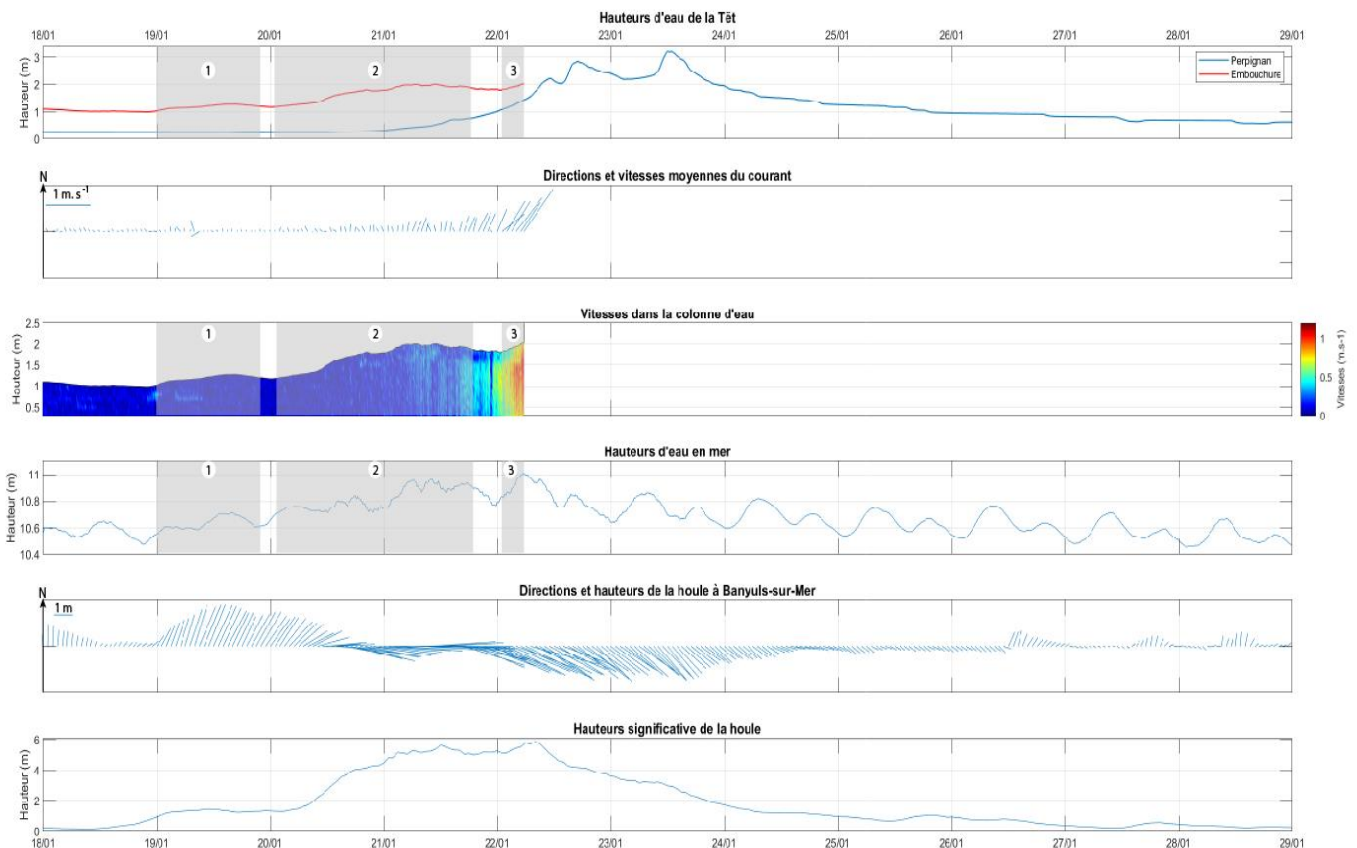


Figure 18 : Corrélation des données de la station à l'embouchure et de la station côtière lors de la crue de Janvier 2020.

Les deux premières hausses du niveau d'eau à l'embouchure (1 et 2) sont concomitantes avec l'augmentation du niveau marin, provoqué par l'augmentation de la houle. Le début du dernier pic (3) que nous avons pu commencer à observer avant la destruction de la station de mesure, peut quant à lui être relié à la hausse du niveau d'eau à Perpignan ainsi qu'à l'augmentation du niveau marin.

3.2. TRANSPORT SEDIMENTAIRE EN SUSPENSION

3.2.1. Quantité de sédiments en suspension

Comme le montre la Figure 19 ci-dessous, nous avons pu suivre l'évolution de concentration en MES en fonction du débit durant les crues d'octobre 2018, 2019 et janvier 2020 au niveau de la station de prélèvement du CEFREM. Celle de novembre 2018 n'a pas pu être suivie car la station était hors service durant cette période. Tout d'abord, nous pouvons remarquer, sur cette figure, que les événements d'octobre 2018 et 2019 sont assez équivalents dans leur globalité, à l'inverse de la crue de janvier 2020 qui montre un profil différent. En effet, elles sont toutes les trois assez similaires jusqu'à $152 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ mais celle de janvier 2020 diverge fortement au-delà de cette valeur, alors que les deux d'octobre présentent un profil identique. Pour ces deux premières, on a tout d'abord une relation linéaire de 0 à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ où les concentrations en MES passent de 0 à $470 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ avec une pente de 2,09 %. Au-delà de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ on peut observer une augmentation plus rapide de la concentration en MES qui passe de 470 à $1080 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ selon une relation linéaire différente, présentant une pente de 2,97 %. La crue de janvier 2020, de par son caractère particulier en termes de débit, allant jusqu'à $1280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, diverge fortement des deux précédentes crues en suivant globalement une relation linéaire avec une pente de 1,89%. Durant cet événement, nous avons pu observer des concentrations en MES allant jusqu'à $2705 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, soit pratiquement trois fois supérieures à ce que l'on observe lors des précédentes crues.

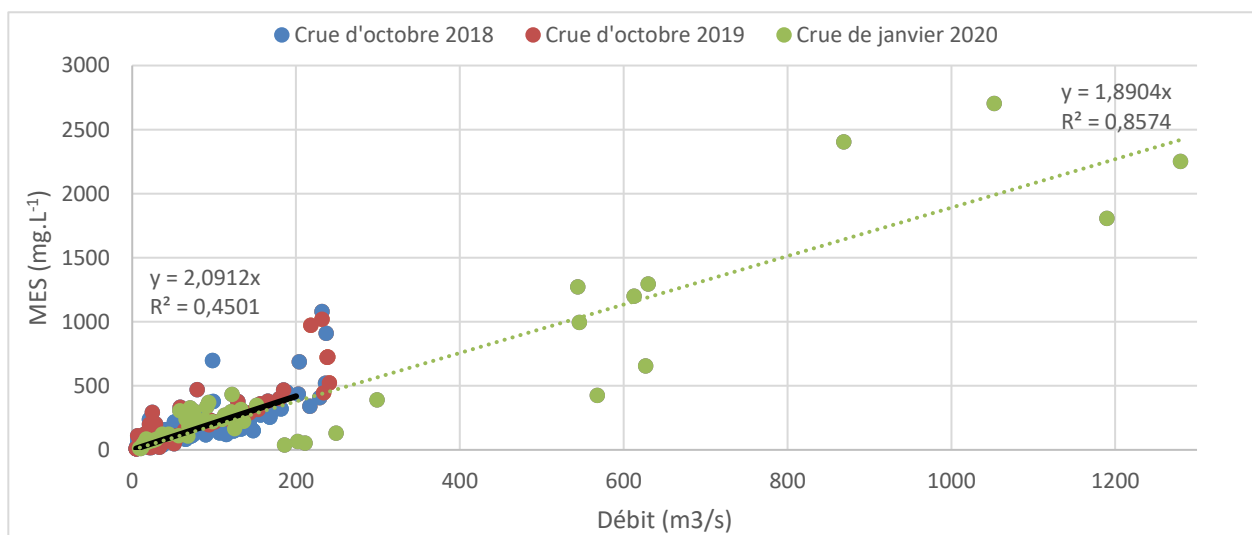


Figure 19 : Evolution de la concentration en MES en fonction du débit.

3.2.2. Quantité de sables en suspension

Si l'on s'intéresse maintenant à l'évolution des concentrations en sables présent au sein de ces MES (Figure 20), nous pouvons remarquer les mêmes tendances que celles mises en avant précédemment. En effet, nous avons les crues d'octobre 2018 et 2019 qui sont assez

similaires en termes de profils, mais celle de janvier 2020 qui diverge complètement. Pour les crues d'octobre, nous pouvons observer une relation linéaire de 0 à 200 m³.s⁻¹ qui fait passer les concentrations en sable de 0 à 25 mg. L⁻¹, selon une pente de 0,12 %. Au-delà de 200 m³.s⁻¹ on peut observer une augmentation plus rapide de la concentration en sable qui passe de 25 à 140 mg. L⁻¹, selon une relation linéaire différente, présentant une pente de 1,60 %. La crue de Janvier 2020 diverge fortement des deux précédentes, en suivant une relation linéaire présentant une pente de 0,22 %. De même, on peut observer pour les débits inférieurs à 200 m³.s⁻¹, des concentrations en sables plus élevées que pour les crues précédentes (+ 19 mg. L⁻¹ en moyenne). Ainsi, durant cet événement nous avons pu observer des concentrations en sable en suspension allant jusqu'à 415 mg. L⁻¹, soit environ 2 fois supérieures à ce que l'on observe pendant les crues d'octobre. Enfin en termes de pourcentage de la concentration en MES, les sables transportés pendant les crues d'octobre 2018 et 2019 représentent 10% alors que ceux de janvier 2020, 15 %.

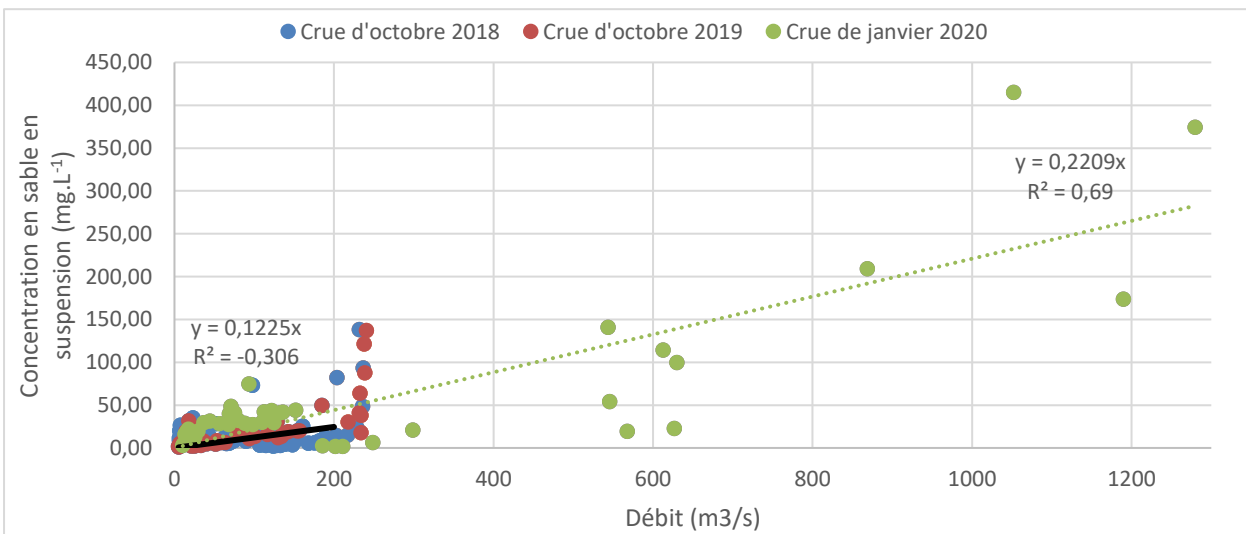


Figure 20 : Evolution de la concentration en sable en suspension en fonction du débit.

3.2.3. Flux de matière à l'embouchure

La Figure 21 ci-dessous, nous montre l'évolution du flux de matières en suspension en fonction du débit à l'embouchure de la Têt. Comme on peut le voir, les crues d'octobre et novembre 2018 ainsi que celle d'octobre 2019 présentent des profils complètement différents les unes des autres. Ainsi, nous avons tout d'abord les crues d'octobre 2018 et 2019 qui présentent une répartition selon deux relations linéaires successives, avec des pentes différentes et séparées par un point de rupture. En ce qui concerne celle de 2018, nous avons une première relation linéaire qui va de 0 à 130 m³. s⁻¹ et voit le flux de matière évoluer de 0 à 3 Kg. m². s⁻¹ pour ensuite augmenter beaucoup plus rapidement jusqu'à 11 Kg. m². s⁻¹ en suivant une seconde relation linéaire. Nous avons le même cas de figure pour la crue d'octobre 2019, mais avec un point de rupture situé à 200 m³. s⁻¹ (faisant passer le flux de matière de 0 à 2 Kg. m². s⁻¹ pour la première relation et de 2 à 9,5 Kg. m². s⁻¹ pour la seconde). La crue de novembre 2018 quant à elle présente une relation différente des deux autres, avec des valeurs inférieures à 2 Kg. m². s⁻¹ qui s'étalent de 14 à 160 m³. s⁻¹, et des valeurs comprises entre 4 et 10,3 Kg. m². s⁻¹ pour des débits allant de 55 à 131 m³. s⁻¹ (le maximum étant à 99 m³. s⁻¹).

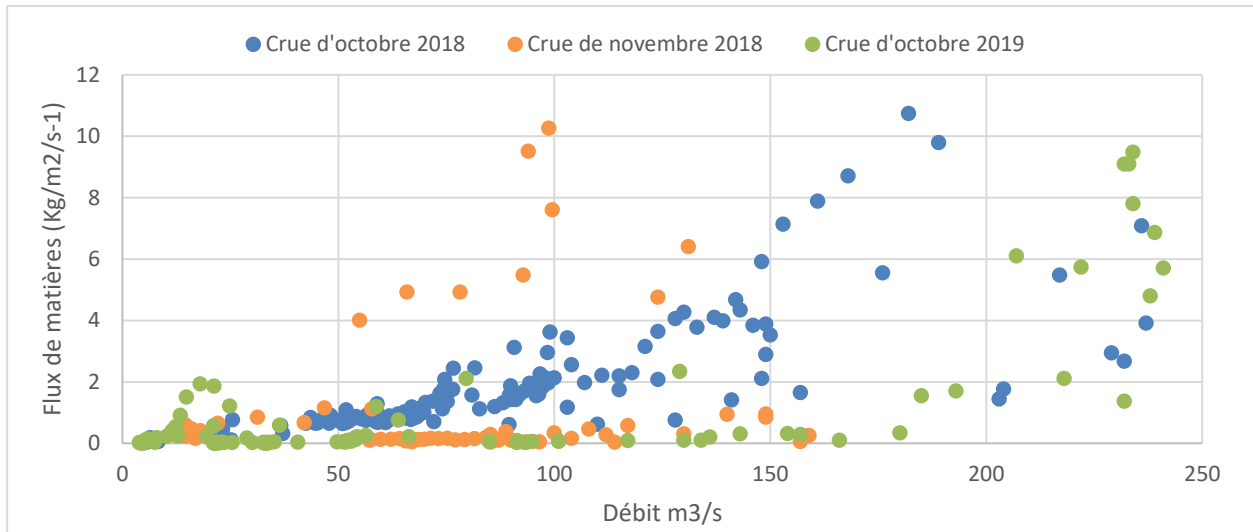


Figure 21 : Evolution du flux de matières à l'embouchure en fonction du débit.

3.3. TRANSPORT SEDIMENTAIRE DE FOND

3.3.1. Quantité de sédiments récupérés

Les pièges Philipps ont d'abord été posés au passage à gué et au niveau de la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque avec un tube d'entrée de 0,4 cm de diamètre, selon le modèle proposé par Philipps et al., 2000. Comme on peut le voir sur la Figure 22, les quantités récupérées ont été très faibles avec un maximum de 4,5 g pendant toute la période où ils ont été testés. Au vu de ces faibles quantités, les pièges ont donc été améliorés avec notamment le remplacement du tube d'entrée de 0,4 cm de diamètre par un autre de 1 cm, ce qui nous a permis de récupérer des quantités beaucoup plus importantes par la suite. Suite à cette modification, on peut directement observer sur la Figure 22, que nous avons une forte disparité entre les quantités récupérées au passage à gué et celle de la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque, avec une différence allant jusqu'à 73 g par jour. De même, on peut voir la difficulté de l'échantillonnage qui peut être fortement perturbé par des déchets plastiques, ou bien le bouchage des tubes d'entrée. Quoiqu'il en soit, on peut remarquer que les événements d'octobre et novembre 2018, ont été ceux où nous avons eu le maximum de transport, à l'exception du piège situé à la station qui a été bouché pendant la crue d'octobre. En effet, pendant la crue de novembre, nous avons eu pratiquement $100 \text{ g} \cdot \text{j}^{-1}$ de sédiments qui ont été transportés au niveau de la station et $60 \text{ g} \cdot \text{j}^{-1}$ au passage à gué. Le pic d'environ $90 \text{ g} \cdot \text{j}^{-1}$ que l'on peut observer à la station pour la période du 4 au 12 octobre 2018, correspond quant à lui à un petit événement que nous avons eu sur la Têt, avec un débit maximal de $48,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

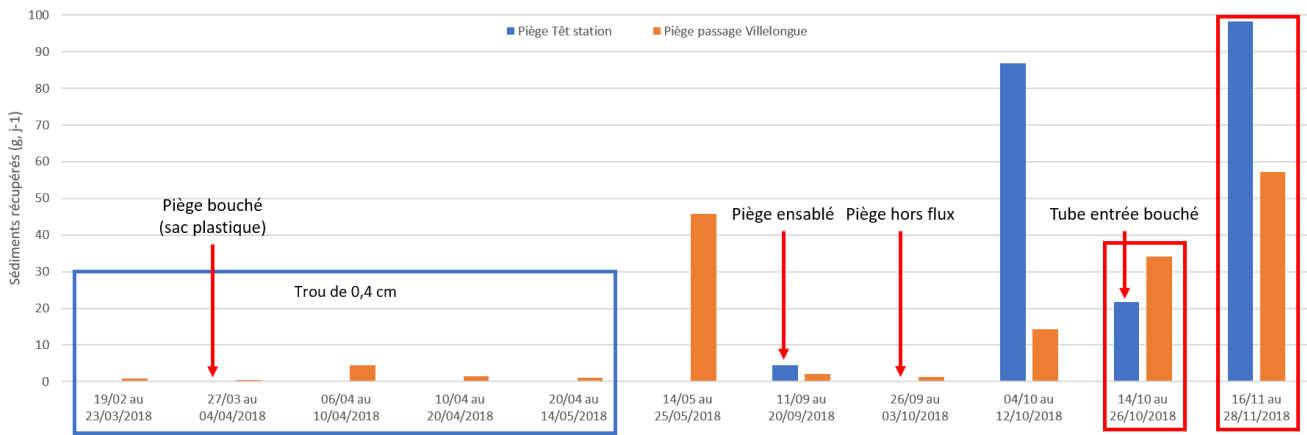


Figure 22 : Quantités de sédiments récupérées par les pièges Philipps pendant l'année 2018.

Au vu des fortes différences observées entre les pièges situés au passage à gué et à la station de Villelongue-de-la-Salanque ainsi que des difficultés d'échantillonnage, nous avons décidé d'installer par la suite les pièges côte à côte au niveau de la station. Comme nous le montre la Figure 23, nous avons des quantités de sédiments récupérées assez proche entre les deux pièges, à l'exception des fois où un des pièges a été bouché. Comme sur la figure précédente, nous pouvons constater que c'est lors des événements, ici d'octobre 2019, que nous avons le maximum de transport sédimentaire avec pour les deux pièges entre 70 et 80 g.j⁻¹. Et encore nous pouvons supposer que le transport était beaucoup plus important puisque les pièges ont été bouchés suite à un trop plein de sable. Sinon à l'étiage, nous avons moins de 10 g.j⁻¹ de sédiments transportés au fond. Les pièges ont été perdus lors de l'événement de janvier 2020.

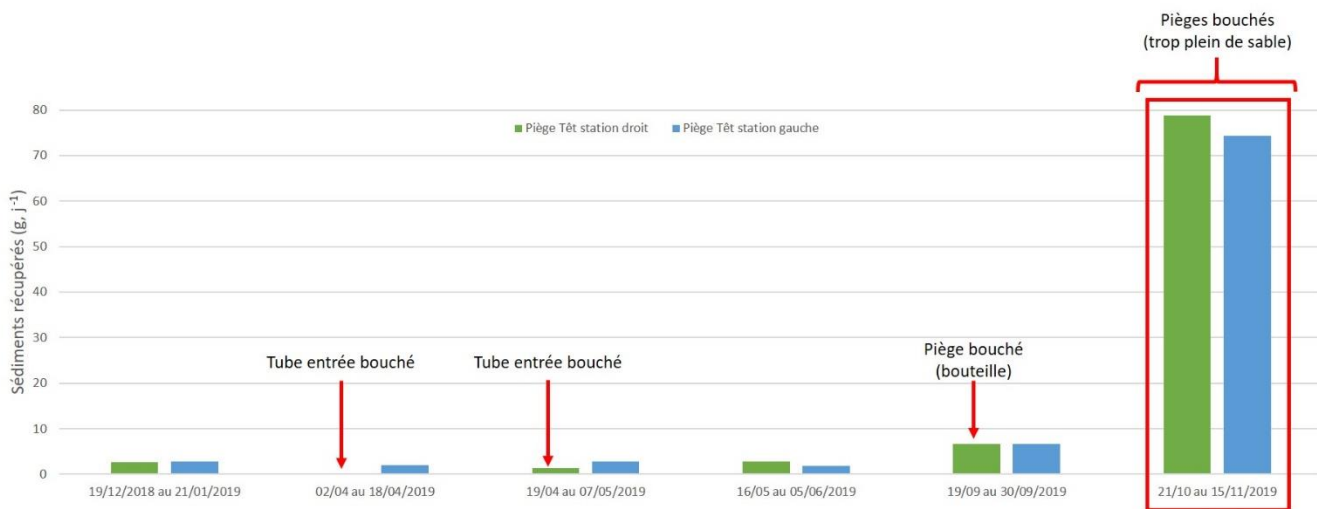


Figure 23 : Quantités de sédiments récupérées par les pièges Philipps à la station de Villelongue-de-la-Salanque.

3.3.2. Répartition granulométrique

Si l'on s'intéresse à la répartition granulométrique (Figure 24), nous pouvons noter tout d'abord une répartition assez similaire entre les deux pièges, à l'exception des fois où l'un des deux est bouché. Quoi qu'il en soit, on peut remarquer que ce sont majoritairement des sédiments grossiers (> 63 μm) qui sont transportés au fond avec en moyenne 86 % des sédiments récoltés, sauf pendant les périodes d'étiages. En effet, pour la période du 19 avril au 30 septembre 2019, nous avons en moyenne 60 % de sédiments fins (> 63 μm). Les événements de crues sont particulièrement importants dans le transport de sédiments grossiers comme on peut le voir avec les 92 % de sédiments grossiers qui sont transportés pendant l'évènement d'octobre 2019.

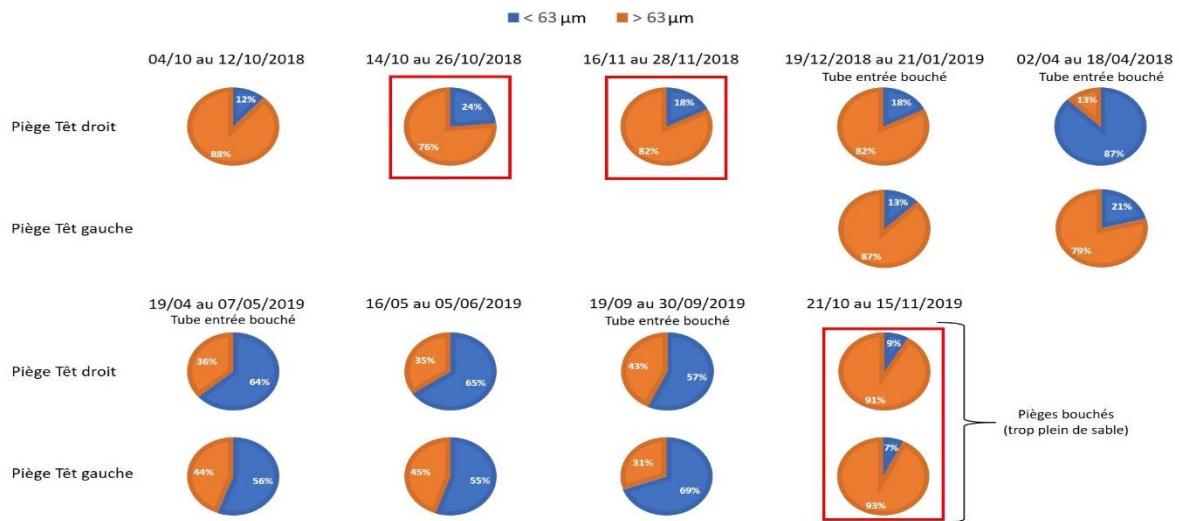


Figure 24 : Répartition granulométrique des sédiments contenus dans les pièges Philipps.

La Figure 25 ci-dessous nous permet de voir la répartition granulométrique de la fraction supérieure à 63 μm que nous avons récupérée dans nos pièges Philipps. Nous pouvons voir que la majorité de nos sédiments se trouvent entre 0,3 et 0,8 mm et présentent une répartition plutôt unimodale. Les événements sont les épisodes où l'on transporte les sédiments les plus grossiers avec pour les trois crues précédentes étudiées, des modes qui sont à 0,5 mm pour octobre 2018, 0,4 mm pour novembre 2018 et 0,63 mm pour octobre 2019. Cette dernière crue a même permis de transporter des sédiments allant jusqu'à 5 mm. Le petit événement qui s'est déroulé avant la crue d'octobre 2018 présente un mode à 0,63 mm et un spectre de taille similaire à la crue d'octobre 2019. Enfin il est intéressant de remarquer que ces événements de crues ont tendances à transporter des sédiments dont le spectre de taille est plus restreint autour du mode que lors de l'étiage. En effet lors des faibles débits, on peut remarquer que les spectres de taille des sédiments transportés sont plus étendus autour d'un mode qui est plus faible (aux alentours de 0,315 mm) que ceux observés lors des crues. De même, ces spectres présentent des fréquences beaucoup plus importantes de sédiments plus fins, entre 0,063 et 0,3 mm que ceux que l'on observe pendant les crues. Pour terminer, nous pouvons remarquer que le spectre de taille des sédiments récupérés pendant la période du 02 au 18 avril 2019 se détache des autres avec un spectre assez étendu autour d'un mode principal à environ 0,6 mm et des sédiments transportés jusqu'à 6,3 mm.

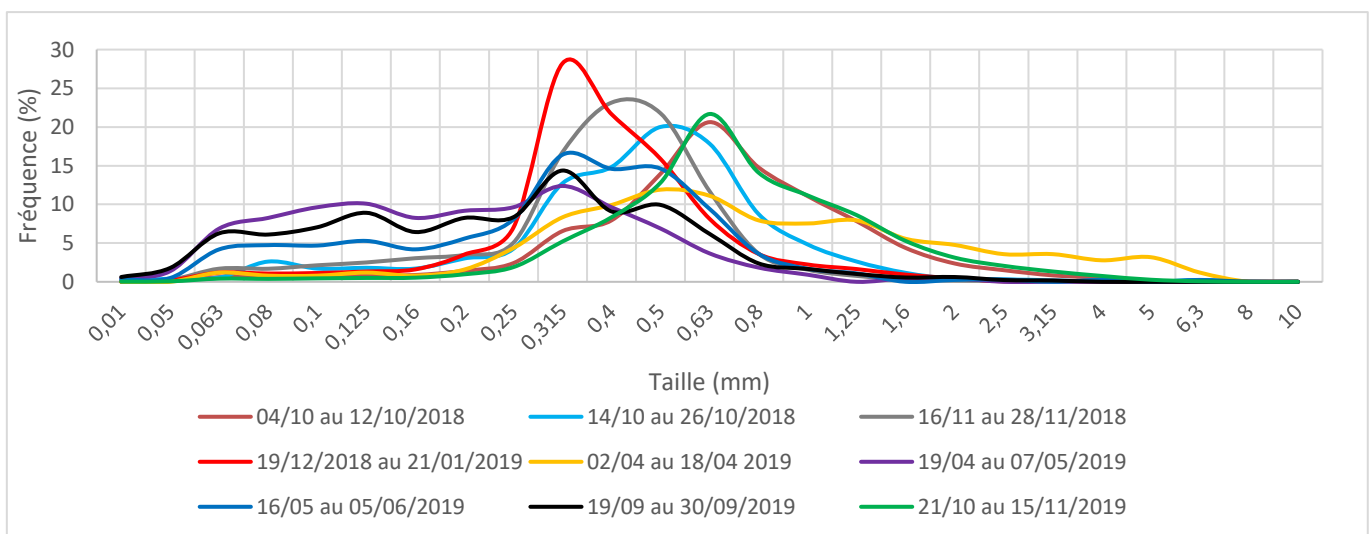


Figure 25 : Spectres de taille des sédiments supérieurs à 63 μm récupérés dans les pièges Phillipps à la station de Villelongue-de-la-Salanque.

3.4. Modélisation hydro-morphodynamique

3.4.1. Performance du modèle hydrodynamique

Le modèle hydrodynamique a été peu sensible aux variations du paramètre de Manning dans le lit de la rivière. Nous avons finalement opté pour le coefficient de Manning fournissant le plus petit RMSE : $0,04 \text{ s.m}^{-1/3}$.

Concernant la validation du modèle hydrodynamique, les hauteurs d'eau simulées pour la crue d'octobre 2019 sont proches de celles observées aux deux stations (Figure 26.a-b). Les coefficients, moyennés sur les 2 stations, de RMSE, NSE et corrélation sont respectivement de $0,76 \text{ m}$, $-1,2$ et $0,95$. La comparaison des vitesses (Figure 26.c) fournit un RMSE de $0,19 \text{ m.s}^{-1}$, un NSE de $0,57$ et une corrélation de $0,96$. La variation des indicateurs statistiques entre les deux stations de niveaux d'eau suggère une variation spatiale de la précision du modèle. Une inspection visuelle montre également que cette précision possède des variations temporelles : le modèle reproduit fidèlement la montée des eaux, et moins bien la descente après le pic de crue.

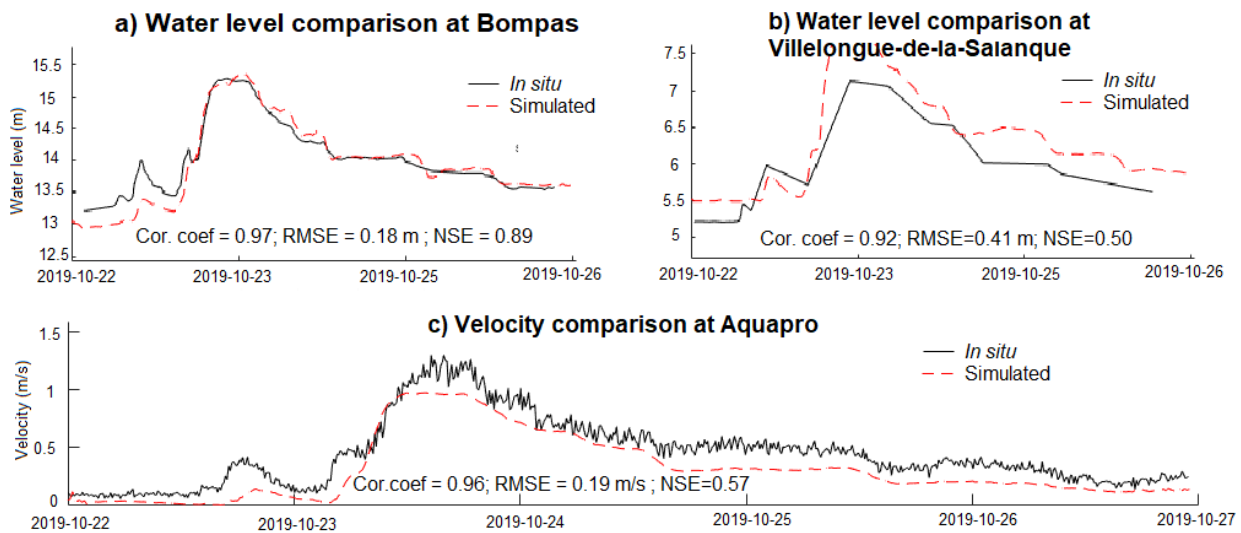


Figure 26 : Validation du modèle hydrodynamique durant la d'octobre 2019.

3.4.2. Transport sédimentaire

Estimation du transport par charriage :

La Figure 27 présente les résultats des tests de sensibilité portant sur la loi de transport introduite dans le modèle : il s'agit des débits solides de charriage simulés à l'embouchure lors de la crue d'octobre 2018. Nous observons des différences importantes dépendamment de la loi de transport utilisée. Excepté pour le transport de charriage associé avec la formule de Van Rijn, les débits solides de charriage sont proches.

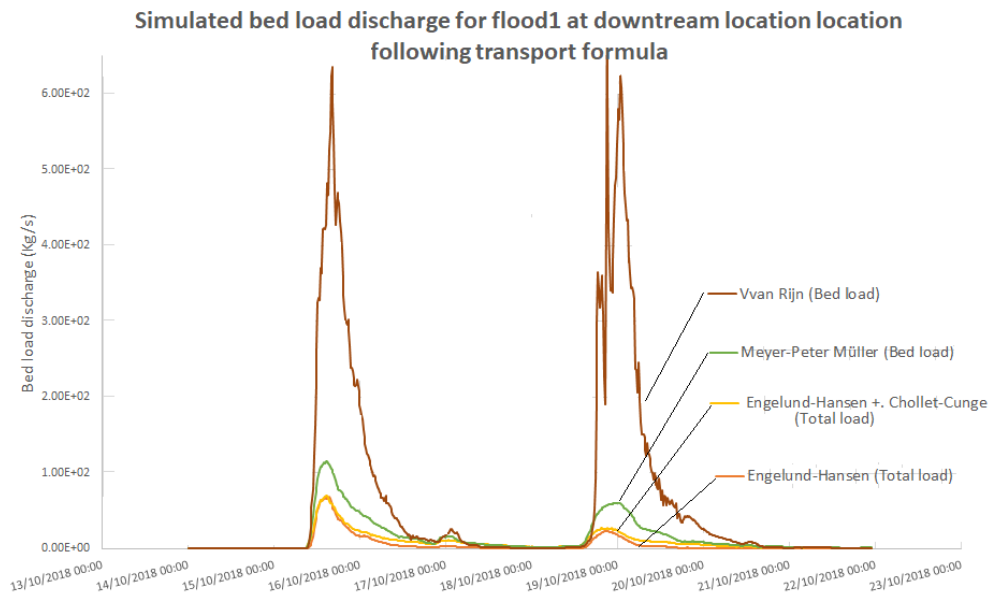


Figure 27 : Débits de charriage simulés à l'embouchure pour la crue d'octobre 2018 selon différentes formules de transport.

Les débits solides simulés ont ensuite été convertis en quantités de sédiments charriés lors de la crue d'octobre 2018. Ceux-ci, découlant des débits solides simulés, sont également variables. Les deux formules originales et améliorées de Engelund-Hansen semblent sous-estimer le transport par charriage, alors que la formule de Van Rijn le surestime. En comparant avec des quantités de sédiments charriés, dérivées de la littérature (Sadaoui et al., 2018) (Tableau 3), il se trouve que la simulation basée sur la formule de Meyer-Peter and Müller donne les meilleurs résultats (10321 t au cours de la crue d'octobre 2018). Ainsi, dans la suite de ce document, tous les résultats qui suivent sont basés sur des simulations utilisant cette loi de transport.

Tableau 3 : Quantités simulées de sédiments charriés lors de la crue d'octobre 2018 selon la formule de transport.

Formule	Quantité de sédiments charriés (t)
Meyer-Peter and Müller	10321
Van Rijn	45587
Engelund-Hansen	3454
Engelund-Hansen+Cholle-Cunge	5617

Evolution du lit de la rivière :

Les figures Figure 28.a-c présentent l'évolution de la bathymétrie au cours de la crue d'octobre 2018. Pour des raisons de visualisation, l'échelle verticale a été limitée de -1 m à +1 m. Néanmoins, lors de la fin de cette crue (Figure 28.c), il existe des zones d'érosion et de dépôt dont l'amplitude est supérieure à 4 m. Ces trois figures mettent en évidence des alternations spatio-temporelles des processus d'érosion et dépôt. Entre le pic de crue et la fin de l'évènement, il y a une grande différence dans la magnitude et les zones d'érosion et de dépôt. A la fin de l'évènement (Figure 28.c), l'érosion est plus importante dans la partie amont de la rivière, alors que la déposition est plus présente dans la partie aval.

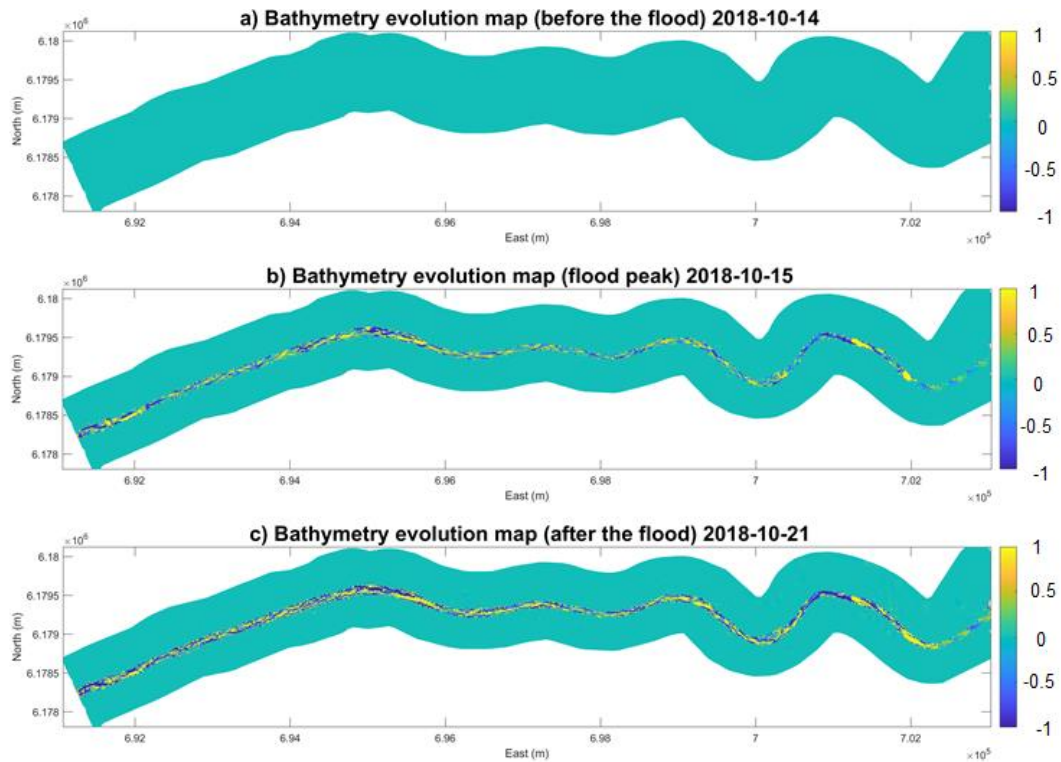


Figure 28 : Cartes d'évolution de la bathymétrie lors de la crue d'octobre 2018

Pour analyser l'évolution morphologique, une étude comparative de plusieurs sections transversales a été menée pour chaque crue : avant, un jour après le pic, et à la fin. Pour des raisons de clarté, nous ne présentons ici que les résultats liés à la crue d'octobre 2018 (Figure 29.a-c). La superposition temporelle des sections transversales indique les zones de dépôt et d'érosion le long de chaque section.

Nous pouvons observer que les changements des sections transversales ne sont pas spatialement et temporellement uniformes. En effet, la section transversale en amont (Bompas, Figure 29.a) est sujet à d'intenses phénomènes d'érosion (jusqu'à 2 m à la fin de l'évènement) et de dépôt (jusqu'à 1,1 m à la fin de l'évènement). En aval (Figure 29.c), l'érosion est nulle et la dépôt est peu élevée (< 0,5 m). Dépendamment des caractéristiques locales (pentes, méandres), l'érosion et le dépôt n'opèrent pas de la même manière (Figure 29.a-b). Également, à l'intérieur d'une section, nous pouvons observer de notables évolutions entre le pic et la fin de l'évènement.

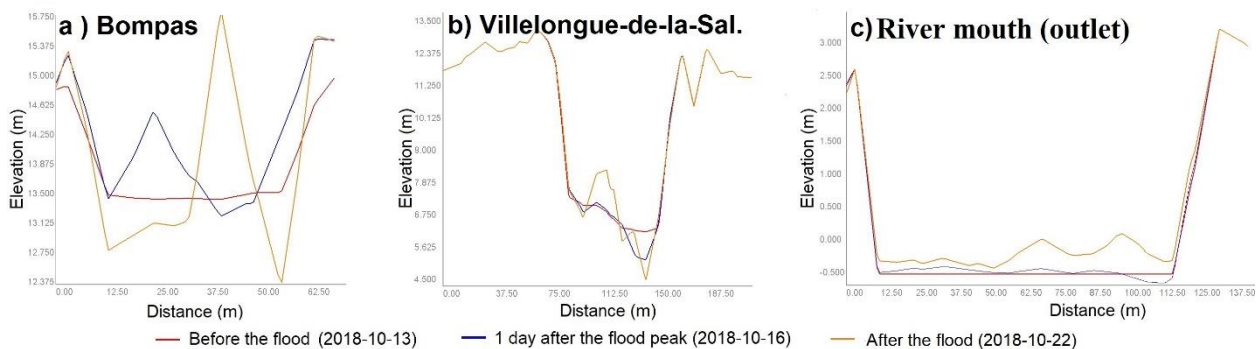


Figure 29 : Simulation de l'évolution morphologique des sections transversales pendant la crue d'octobre 2018 à a) Bompas (amont), b) Villelongue-de-la-Salanque (mi-domaine), c) Embouchure du fleuve.

Enfin, la modélisation morphodynamique (Figure 30) permet d'étudier l'évolution du profil longitudinal de la rivière. Cette analyse révèle de grandes variations de dépôt (> 4 m) et d'érosion (> 2 m). La pente globale de la portée reste la même, malgré de grandes variations locales.

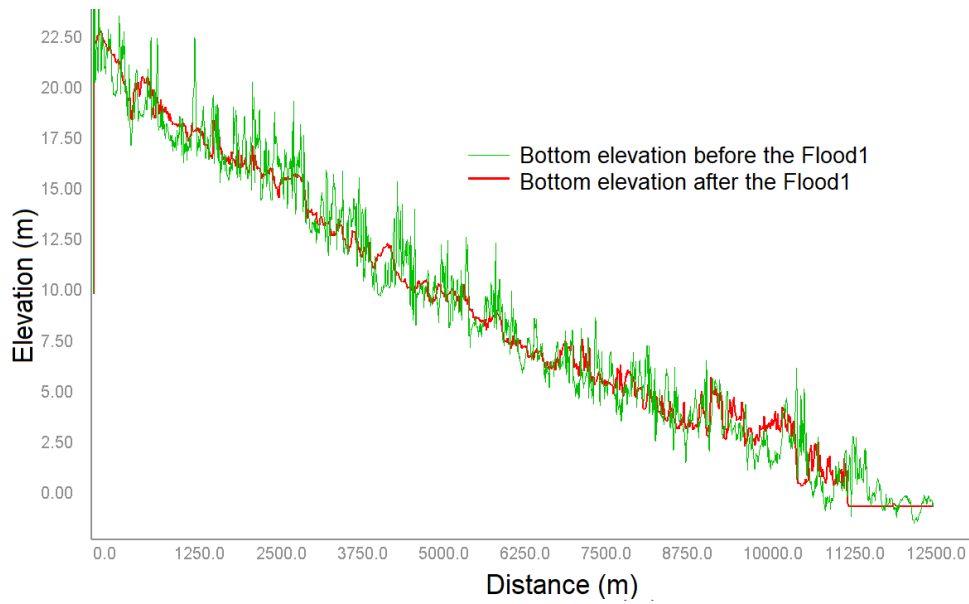


Figure 30 : Simulation de l'évolution morphologique du profil longitudinal pendant la crue d'octobre 2018.

4. Discussion

Comme nous avons pu le voir tout au long de ce rapport, la Têt est un fleuve côtier présentant un débit moyen annuel relativement faible, aux alentours de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Celui-ci peut être fortement affecté par de fortes pluviométries, typiques du climat méditerranéen, conduisant à des crues éclairs aux effets pouvant être dévastateurs. Ainsi durant notre période d'étude, nous avons pu suivre l'évolution de 4 événements de crues qui ont eu lieu du 14 au 20 octobre et du 17 au 20 novembre pour l'année 2018, du 22 au 26 octobre 2019 et du 21 au 29 janvier 2020. Les trois premières crues font parties de celles que l'on retrouve assez régulièrement sur la Têt (au moins une fois par an). En revanche celle de janvier 2020, de par son caractère exceptionnel, présente une période de retour de plus de 50 ans et n'avait encore jamais été mesurée avec précision. D'ailleurs si l'on regarde un peu plus loin que notre période d'étude, une seconde crue, vicennale, avec un débit de $875 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a pu être observé en avril, faisant de 2020 une année vraiment exceptionnelle en termes de crues. Ces événements de crues ont toujours été accompagnés de tempêtes marines plus ou moins importantes. Ainsi les 3 premières, font parties de celles que l'on retrouve de façon annuelle, avec une hauteur de houle d'environ 3 m. En revanche la tempête Gloria (crue de janvier 2020), avec une hauteur de houle allant jusqu'à 6 m, fait partie de celles que l'on retrouve environ tous les 8 ans.

Ces événements concomitants de crues et de tempêtes, et notamment l'épisode Gloria, qui reste plutôt exceptionnel à ce jour, jouent un rôle important dans la morphodynamique de l'embouchure de la Têt mais également dans les transferts du milieu terrestre vers le milieu marin. C'est sur ce propos que portera notre discussion.

4.1. HYDRODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE

L'embouchure de la Têt est une zone dynamique où la morphodynamique et les mécanismes de contournements sont principalement déterminés par des processus fluviaux et marins (FitzGerald et al., 2001, McSweeney et al., 2017). Étant située dans une zone dont le littoral est dominé par la houle (David et Hayes 1984) et micro-tidale, voir nano-tidale (Tagliapietra et Ghirardini (2006)), une flèche sableuse peut être construite par l'action de la dérive littorale et de la houle. On parle alors de « Intermittently Open/Closed Estuaries » (IOCEs, (McSweeney et al., 2018)), où la flèche sableuse va avoir un impact important en perturbant le chenal principal de la Têt, mais également en limitant l'impact des vagues et de l'augmentation du niveau marin. C'est ce que nous avons pu observer durant nos 4 événements concomitants de crues et de tempêtes.

Si l'on cherche à synthétiser les mécanismes hydrodynamiques que l'on observe à l'embouchure, nous pouvons tout d'abord remarquer que le pic de houle provoqué par la tempête marine, précède toujours celui du débit de la Têt dû à la pluviométrie. Ainsi, l'augmentation rapide de la houle provoque une hausse du niveau marin en zone côtière. Cette élévation, en plus du déferlement des vagues, conduit à un franchissement de la flèche sableuse lorsque son altitude est inférieure à celle atteinte par le jet-de-rive. De ce fait, nous avons du côté du fleuve, une augmentation du niveau d'eau, par déversement des eaux marines. Celle-ci peut également être concomitante avec l'augmentation des apports fluviaux à l'embouchure qui vient ajouter de l'eau fluviale. Cette augmentation d'eau à l'embouchure peine à se déverser en mer à cause de la présence de la flèche sableuse, mais également de la surcote marine et de la houle (Figure 31.a). Par conséquent, nous avons une compétition entre le fleuve et la mer qui se met en place et conduit à la destruction brusque de la flèche sableuse, lorsqu'un des deux forçages l'emporte sur l'autre. Ceci permet alors le déversement de l'eau accumulée dans l'embouchure, ce qui est

d'ailleurs bien mis en avant par la diminution rapide du niveau d'eau à l'embouchure ainsi qu'à l'augmentation brusque de la vitesse des courants qui s'oriente alors en direction de l'exutoire. C'est d'ailleurs durant ce phénomène de destruction de la flèche sableuse et d'augmentation brusque des courants, que nous avons perdu la station de mesure à l'embouchure pendant la tempête Gloria. Par la suite, le niveau d'eau diminue progressivement dans l'embouchure selon l'évolution de la crue et la diminution du niveau marin et de la houle, jusqu'à la fin de l'événement (Figure 31.b). La succession de ces mécanismes que nous avons pu observer a d'ailleurs été mis en avant par Balouin et al. (2020).

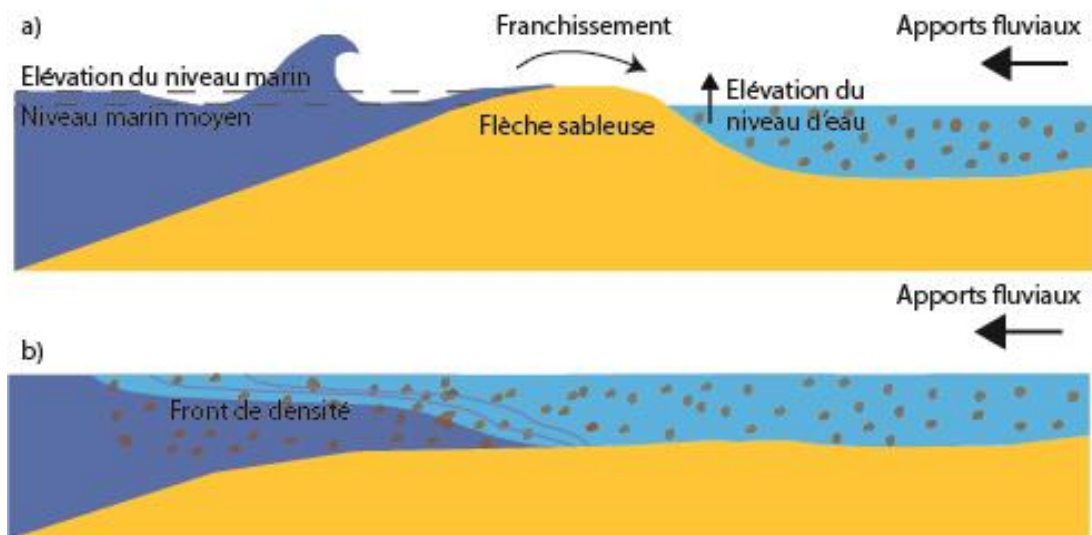


Figure 31 : Schéma des mécanismes hydrodynamiques à l'embouchure.

Même si nous avons pu mettre en avant les processus hydrodynamiques qui ont lieu au niveau de l'embouchure, il est encore difficile de déterminer l'influence relative des processus fluviaux et côtiers dans les mécanismes d'ouverture de la flèche sableuse. Ceci est dû à la complexité des interactions hydrodynamiques que l'on peut observer et à la compétition qui entre en jeu entre le débit fluvial et la surcote marine. C'est d'ailleurs dans ce cadre que ce travail sera poursuivi par la réalisation d'une thèse financée par la région Occitanie et le BRGM et qui porte sur les « Apports Sableux Par les FLeuves Côtiers méditerranéens et aléa de submersion marine » (ASPLEC). Une station vidéo a également été installée au niveau de l'embouchure et devrait permettre de mieux évaluer la cinématique de ces processus d'ouverture.

4.2. TRANSPORT SEDIMENTAIRE

La Têt apporte une part importante de sédiments en zone côtière, notamment lors des épisodes de crues, où 90% du flux d'eau et de sédiment est apporté en quelques jours (Serrat et al., 2001). Les apports solides se font sous 2 formes : transport de matières en suspension (MES) et lorsque le courant est suffisant, par charriage. Dans cette étude nous avons choisi de nous intéresser aux deux, mais avec une attention plus particulièrement sur le transport de fond, qui est encore peu documenté, du fait de la difficulté de l'estimer.

4.2.1. Transport de MES

En ce qui concerne les MES, nous avons surtout choisi de nous intéresser aux 4 périodes de crues de la Têt et dont le suivi a été réalisé au sein de la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque, située à 3 km en amont de l'embouchure. Comme indiqué dans la partie 3.2.1, il est important de noter que la crue de novembre 2018 n'a pas pu être suivie en termes de prélèvement

d'eau, la station de mesure étant hors-service. Quoiqu'il en soit, durant les 3 événements suivis, de grandes quantités de MES sont apportées à l'embouchure avec des concentrations atteignant généralement $1\ 000\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ lors du pic de crue, mais pouvant aller jusqu'à $2\ 705\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, lors de crue exceptionnelle. Comme on a pu le voir avec la Figure 19, les crues d'octobre 2018 et 2019 présentent des profils d'évolution de la concentration en MES en fonction du débit qui se ressemblent. Ainsi on peut remarquer que la concentration en MES suit une première relation linéaire entre 0 et $200\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, qui se poursuit par une seconde relation linéaire présentant une pente différente, plus élevée. On peut donc noter qu'au-delà de ce point de rupture de $200\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, la concentration en MES augmente beaucoup plus rapidement avec le débit. Cette caractéristique a d'ailleurs déjà été mise en avant par Sadaoui et al. (2016) avec l'utilisation de la méthode SiRCA sur les fleuves côtiers du Golfe du Lion. Si l'on cherche à expliquer cette augmentation plus rapide de la concentration en MES au-delà de cette valeur seuil de $200\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, on peut tout d'abord penser que l'augmentation du débit conduit à l'accélération des courants dans la colonne d'eau. Cette dernière va alors participer à la remise en suspension des matières présentes dans le fleuve par érosion, comme nous le montre le diagramme de Hjulström (Figure 32, Hjulström 1935). Ainsi, plus la vitesse augmente avec le débit, plus il y a de remise en suspension des particules grossières que le fleuve peut alors transporter. De même l'augmentation des précipitations, qui conduit à l'augmentation du débit, participe également à l'apport de sédiments supplémentaires via l'érosion du bassin versant de la Têt. De ce fait, plus il pleut, plus l'érosion des zones lessivées augmente et plus il y a d'apports de matières des versants dans le fleuve, en même temps que le débit augmente.

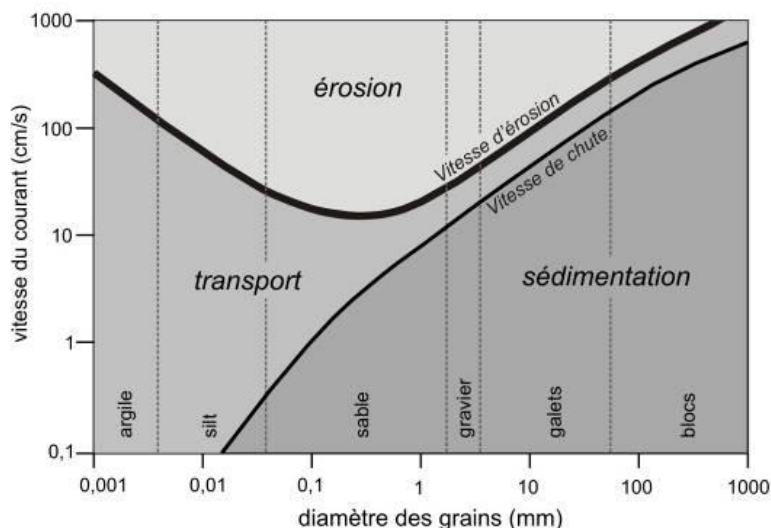


Figure 32 : Diagramme de Hjulström.

En ce qui concerne la crue de janvier 2020, nous avons pu observer qu'elle diverge fortement des deux crues d'octobre 2018 et 2019 en suivant une unique relation linéaire du début à la fin. Ceci peut être expliqué, tout d'abord, par le caractère exceptionnelle de cette crue très morphogène (présentant une période de retour de plus de 50 ans avec un débit maximum de $1280\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et qui a fortement impacté le lit de la Têt, avec de nombreux dégâts tout le long de son lit. Tout ceci a alors pu conduire à l'apport de grandes quantités de matières amenant alors les concentrations en MES jusqu'à $2705\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Ainsi ces fortes valeurs de débit et de concentration en MES ont pu aboutir à tirer la relation entre ces variables vers ces extrêmes, masquant ainsi de légères variations de relation. De même, avec la perte d'un certain nombre d'échantillons au cours de la série de prélèvements, dû au fait de l'inondation de la station de mesure du CEFREM à deux reprises, nous avons pu perdre ces légères variations. De plus il est important de noter qu'avant cette crue, des opérations de renflouement sédimentaire ont été mises en place, rendant alors disponible une grande quantité de sédiments pour le transport.

Si l'on s'intéresse maintenant à la répartition des sables au sein de ces MES, on a pu voir avec la Figure 20, que l'évolution de la concentration en sable en suspension en fonction du débit suit les mêmes tendances que celles observées pour les MES. De ce fait, nous avons les crues d'octobre 2018 et 2019 qui sont semblables et suivent deux relations linéaires distinctes avec un point de rupture à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et conduisent à des concentrations en sable en suspension atteignant au maximum $140 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. De même, celle de janvier 2020 suit une relation linéaire unique qui diverge fortement des deux précédentes crues et permet le transport en suspension des sables jusqu'à des concentrations de $415 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. Nous n'allons pas revenir sur les explications de ces variations que nous avons présenté plus haut avec l'interprétation de l'évolution des concentrations en MES en fonction du débit. Quoi qu'il en soit, nous avons pu remarquer que les sables transportés par les crues d'octobres 2018 et 2019 représentent environ 10 % de la concentration en MES totale, ce qui est en accord avec les valeurs trouvées dans la thèse de Bourrin (2009). En revanche, pour celle de janvier 2020, ce pourcentage s'élève à 15 %, avec notamment une concentration plus élevée de $19 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ en moyenne pour des débits allant de 0 à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ceci s'explique essentiellement par la mise à disposition de sédiments durant des travaux de rechargement en matériaux qui ont été effectués dans le lit de la Têt.

Ces MES, sont ensuite transportées jusqu'à l'embouchure, située 3 km en aval de la station de prélèvement du CEFREM, où elles se retrouvent alors bloquées par les forçages marins et la présence de la flèche sableuse. C'est d'ailleurs ce qui explique les faibles valeurs de flux de matières que l'on peut observer pour une grande amplitude de débits (ce qui correspond à la première relation linéaire à faible pente). En revanche dès que l'un des forçages, ou l'action concomitante des deux, aboutit à la destruction de la flèche sableuse, et donc au déversement rapide du débit fluvial, nous avons une expulsion rapide des MES en mer. Ceci peut être mis en avant par une augmentation rapide du flux de matières, sur une faible amplitude de débits (représenté par la seconde relation linéaire). Il est donc possible de dire que la variation du point de rupture que l'on a pu observer pour les différentes crues, correspond au moment où la flèche sableuse est détruite, et permet alors l'expulsion du niveau d'eau et des MES accumulés à l'embouchure (« flushing » des sédiments). Le fait que chaque crue présente son propre point de rupture nous confirme dans cette interprétation, puisque pour chacune des crues, nous avons une destruction de la flèche sableuse qui intervient à différents moments. Il est donc nécessaire de bien comprendre la morphodynamique de l'embouchure et l'interaction entre les forçages fluviaux et marins pour comprendre l'évolution de ces flux au niveau de l'embouchure.

4.2.2. Transport de fond

Afin de quantifier le transport de fond, également appelé charriage, une approche novatrice a été mise en place avec l'utilisation de pièges Phillips. Initialement fabriqués selon les cotes du dessin technique présent chez Phillips et al. 2000, nous avons pu très vite remarquer qu'avec un tube d'entrée de 0,4 cm, nous récoltions de très faibles quantités de sédiments (au maximum $57 \text{ kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ sur la période de déploiement) et que nous étions très sélectifs quant à la taille des particules récupérées (notamment vis-à-vis des sables). C'est ainsi que nous avons décidé d'améliorer ces pièges en procédant à l'agrandissement de 1 cm du tube d'entrée, nous permettant ainsi d'être plus représentatif des sédiments transportés sur le fond. La phase de déploiement des pièges au niveau du passage à gué de Villelongue-de-la-Salanque et de la station CEFREM nous a quant à elle permise de mettre en avant une forte disparité entre ces deux zones avec des différences de quantités de sédiments allant jusqu'à $929 \text{ kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{j}^{-1}$. Cela peut facilement s'expliquer par la différence de conditions hydrologiques et la variabilité du milieu naturel que l'on peut observer entre ces deux zones. De même, le fait que le piège soit situé derrière la pile de pont du passage à gué de Villelongue-de-la-Villelongue, perturbe la mesure réelle du transport de fond du fait de l'accélération des courants de façon artificielle dans cette zone. Nous avons donc décidé de rassembler les deux pièges au niveau de la station du

CEFREM à environ 30 cm d'intervalle. Ceci nous a permis de mettre en avant des quantités de sédiments récupérées et des répartitions granulométriques assez proches entre les deux pièges, sauf lorsque l'un des pièges était bouché.

Une fois les problèmes d'échantillonnage résolus avec l'amélioration du système et de la méthode, nous pouvons remarquer que le transport de fond a surtout lieu pendant les événements de crues. En effet, nous pouvons mettre en avant des valeurs de transport de l'ordre de $127 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ à l'étiage. A l'inverse, la crue de novembre 2018 présente des valeurs de transport de $1\,273 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ et celle d'octobre 2019 de $955 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$, sachant que les pièges ont été bouchés suite à un « trop plein de sable », nous laissant supposer que le transport était beaucoup plus important. L'évènement d'octobre 2018 avec ces $280 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ est quant à lui à relativiser du fait que le tube d'entrée était bouché et nous laisse mettre en avant un problème que nous détaillerons plus loin. Quoi qu'il en soit, les petits événements ont donc un rôle important dans le transport par charriage comme peuvent nous le montrer les $1\,146 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ de sédiments transportés pour la période du 4 au 12 octobre 2018, alors que le débit maximal n'était que de $48,8 \text{ m}^3. \text{s}^{-1}$.

En termes de granulométrie transportée, nous avons pu observer que le transport de fond concerne majoritairement des sédiments grossiers ($> 63 \mu\text{m}$) avec en moyenne une représentativité de 86 % des sédiments récoltés. Ceci est particulièrement mis en avant pendant les épisodes de crues, qui sont à différencier des épisodes d'étiage qui, quant à eux, transportent plutôt 60 % de sédiments fins ($> 63 \mu\text{m}$) par charriage. Ces sédiments grossiers se trouvent essentiellement entre 0,3 et 0,8 mm et suivent une répartition plutôt unimodale. Les crues sont toujours à mettre en avant car ce sont les épisodes où l'on transporte majoritairement les sédiments les plus grossiers (avec des modes de 0,5 mm pour octobre 2018, 0,4 mm pour novembre 2018 et 0,63 mm pour octobre 2019) et où la répartition granulométrique est plus centrée autour du mode principal. Ainsi on peut estimer les flux de sables à $1\,044 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ pour la crue de novembre 2018, à au moins $213 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ pour celle d'octobre 2018 et à $879 \text{ kg. m}^2. \text{j}^{-1}$ pour octobre 2019, les pièges étant bouchés pour ces deux dernières crues, sous-estimant ainsi le flux réel. De même durant ces événements les fréquences de sédiments fins sont beaucoup plus faibles que ceux rencontrés à l'étiage.

Pour conclure sur le transport sédimentaire de fond, les pièges Phillips ont été un outil innovant que nous avons dû adapter à notre milieu. Ils nous ont permis d'avoir une première approche des sédiments transportés en termes de quantité et de qualité, mais les résultats obtenus sont à prendre avec précaution. En effet, nous avons pu mettre en avant la difficulté d'échantillonnage de ces pièges, qui peut être fortement perturbés par des déchets anthropiques (sacs plastiques et même une bouteille d'eau) ou bien par le bouchage des tubes d'entrée par les sédiments (un sédiment trop grossier qui se coince, une accumulation de sédiments à l'entrée ou même un ensevelissement de l'entrée du piège). De même, il est important de noter que le piège doit toujours être placé dans le flux et que donc il peut être légèrement dévié de celui-ci lors de l'augmentation du niveau d'eau, qui peut alors conduire à un déplacement du flux principal. Enfin, le fait de limiter l'entrée des sédiments à 1 cm de diamètre est également un frein à l'échantillonnage car lors des crues, il est possible de transporter sur le fond des sédiments plus grossiers. C'est pourquoi l'étude du transport de fond va être poursuivie, notamment avec l'utilisation d'un ADCP de petit fond monté sur un drone télécommandé dans le cadre de la thèse ASPLEC.

4.3. Modèle hydro-morphodynamique

4.3.1. Performances du modèle hydro-morphodynamique

Concernant le modèle hydrodynamique, les niveaux d'eau simulés concordent avec les observations. En comparaison avec l'amplitude de l'onde de crue (3 m à Perpignan), la valeur RMSE (<0,41 m) reste faible. A Villelongue-de-la Salanque, la précision est plus faible et on peut noter un décalage constant de près de 0,50 m. Cela suggère que la jauge de référence pourrait être mal nivelée. En effet, les jauges peuvent être sujettes à des glissements de terrain pouvant être induits par des crues soudaines.

Le modèle a pu simuler les variations de vitesses de la rivière avec une légère sous-estimation. Il reproduit également que la réversion du débit lors des inondations marines. Outre l'incertitude du coefficient de Manning, la sous-estimation de la vitesse peut être liée à des erreurs de topographie non corrigées. En effet, plusieurs années séparent les relevés topographiques, des événements modélisés. Ainsi, les nombreuses inondations annuelles ont redessiné les tresses du lit de la rivière. Par conséquent, le lit de la rivière en 2018 pourrait être plus étroit et plus élevé que le lit de la rivière entré dans le modèle (celui-ci découle des données RGE-ALTI fournies par l'IGN, <https://geoservices.ign.fr/>). Les résultats des simulations soulignent que la précision du modèle est plus faible lors des décrues. Cela est probablement dû à la propagation de l'incertitude (Teng et al., 2017) et à une sous-représentation des tresses de la rivière.

La performance du modèle morphodynamique n'a été évaluée qu'en comparant le débit de charriage à l'embouchure de la rivière, à des valeurs de charriage issues de la littérature et déduites de transports en suspension (les limites de cette méthode sont examinées ci-dessous).

4.3.2. Limitation du modèle

L'analyse des performances du modèle hydrodynamique a mis en évidence l'importance des contrôles topographiques. Par conséquent, les modélisateurs doivent tenir compte à la fois de la précision et de la résolution de la topographie d'entrée. Dans le cas de la Têt, les ortho-images issues de drones mettent en évidence un lit changeant et tressé dont la largeur des tresses reste inférieure à la taille minimale du maillage (10 m). En outre, les berges et le lit de rivière non aménagés présentant une microtopographie prononcée (talus, îles) et des structures hydrauliques (seuils) affectent localement le champ de vitesse des eaux. Avec une résolution de maille de 10 m, le modèle ne permet pas de saisir des contrôles topographiques aussi fins. Cependant, ces caractéristiques sont prises en compte lors du choix du coefficient de rugosité, ajusté lors de la calibration du modèle. Les étapes de calibration et validation souffrent d'un manque de données de contrôle. En effet, concernant l'hydrodynamique, la précision horizontale (étendue des crues) n'a pas été contrôlée et les champs de vitesse ne peuvent pas être entièrement vérifiés tout au long de la rivière. Néanmoins, la qualité de la validation de la vitesse (NSE=0,57) permet d'avoir confiance sur le reste du domaine modélisé.

Les données de contrôle et d'entrée pour la morphodynamique souffrent d'un manque d'informations sur l'évolution des sédiments et du lit. Les pièges Phillips capturant les sédiments charriés se sont avérés difficiles à utiliser pour contrôler le modèle morphodynamique. En effet, les périodes de simulations et de collecte des échantillons étaient différentes. Également, lors d'une inondation, les pièges ont pu être remplis (ne prenant alors qu'une partie de l'événement de crue) ou ensablés. L'entrée des pièges Philips pouvait être également obstruée. L'acquisition de nouvelles données et la mise en place d'une convention d'échange de données avec le SMTBV (Syndicat Mixte de la Têt Bassin Versant), qui possède notamment des sections transversales bathymétriques, sont implémentées en vues d'accroître les échanges de données

et les connaissances de terrain en termes d'évolution du lit, de charriage, de distribution des sédiments, de couverture et de couches (épaisseur, nombre).

Les deux modèles auraient pu être plus sophistiqués. Par exemple, TELEMAC-2D peut inclure l'effet du vent. Selon le type d'événement pluvieux extrême (marin ou terrestre), l'ampleur du vent local peut varier. Cependant, concernant la magnitude des vitesses lors des crues, si les vents peuvent avoir un impact sur nos résultats, la topographie, les caractéristiques des couches sédimentaires et le choix de la loi de transport restent les principales sources d'incertitudes dans les modèles. Plusieurs options dans GAIA n'ont également pas été mises en œuvre : glissement des sédiments, effet de pente et courants secondaires. La non-implémentation de ces options pourrait expliquer la mauvaise représentation du lit de la rivière dans les courbes. Le dispositif LISST montre la présence de sédiments non cohésifs que nous n'avons pas pris en considération. La calibration et la validation du modèle sont évalués au moyen de trois statistiques classiques. Cependant, l'utilisation de ces paramètres pour déterminer la performance du modèle dans la prévision de l'évolution du lit de la rivière n'est pas réellement appropriée. De nouveaux indices de performance tels que l'indice de Brier (Sutherland et al., 2004) devraient être utilisés.

Malgré ces limitations, la bonne concordance entre données observées et simulées suggère que le modèle morpho-hydrodynamique est satisfaisant pour capturer les écoulements hydrauliques et le transport de sédiments dans la rivière.

4.3.3. Transport de sédiment et évolution morphologique

Le processus de transport des sédiments (érosion, transport et sédimentation) modifie la topographie du lit du fleuve (Teng et al., 2017). Les facteurs d'érosion incluent les écoulements, les vagues, le vent ou la gravité. Les matériaux érodés finissent par se déposer à un autre endroit. Les basses eaux sont associées aux dépôts et modifient lentement la topographie (Goff and Ashmore, 1994), alors que pendant les crues éclair, les deux phénomènes se produisent de manière intensive, entraînant des changements importants dans la morphologie du fleuve.

Nos résultats suggèrent qu'une fois l'onde de crue passée, érosion et dépôt continuent. Pendant la crue, il y a toujours une alternance entre les deux processus. La répartition spatiale de ces phénomènes dépend des conditions locales : pente, méandres, présence de structures hydrauliques ou de végétation (Gharbi et al., 2016). Ces conditions expliquent pourquoi nous observons à la fin de la crue d'octobre 2018 (Figure 28.c) une érosion plus importante dans la partie sans méandres en amont et un dépôt plus important dans la partie plate et sinueuse en aval. En examinant les profils longitudinaux et perpendiculaires, les conditions locales peuvent expliquer le faible dépôt à la sortie (Figures 29.c-30), et le dépôt et l'érosion accrus dans la première partie du tronçon (Figures 29.a-30).

5. Bibliographie

- Balouin, Y., Bourrin, F., Meslard, F., Palvadeau, E. and Robin, N. 2020. Assessing the role of storm waves and river discharge on sediment bypassing mechanisms at the Têt river mouth (SE, France). *Journal of Coastal Research*, SI95, 11-15.
- Bourrin (2009). Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers : cas du système Têt - Littoral roussillonnais dans le golfe du Lion. Thesis, Université de Perpignan, 2007.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X. and Ludwig, W. (2006). Contribution to the Study of Coastal Rivers and Associated Prodeltas to Sediment Supply in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie et Milieu* 56.4, p. 307-314.
- Bourrin, F., Friend, P. L., Amos, C. L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron X., and Thompson C. E. L. (2008). Sediment Dispersal from a Typical Mediterranean Flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research. Sediment Dynamics in the Gulf of Lions; the Impact of Extreme Events* 28.15, p. 1895-1910.
- Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barousseau, J.P., Aleman, N. and Raynal, O. (2014). 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology* 204, 625–637.
- Cherif, F. (2020). Estimation du transport solide par les fleuves côtiers méditerranéens à partir d'une approche de modélisation (TELEMAC/GAIA). Projet DEMAUX. (Rapport Master 2 Recherche).
- Dalrymple, R. W., Zaitlin B. A., and Boyd R. (1992). Estuarine Facies Models; Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Journal of Sedimentary Research* 62.6, p. 1130-1146. Davis, R. A. et M. O. Hayes (1984). What Is a Wave-Dominated Coast ? *Marine Geology. Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments* 60.1, p. 313-329.
- Davis, R. A. and Hayes, M. O. (1984). What Is a Wave-Dominated Coast ? *Marine Geology. Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments* 60.1, p. 313-329.
- Deines, K. L. (1999). Backscatter Estimation Using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers. Proceedings of the IEEE Sixth Working Conference on Current Measurement (Cat. No.99CH36331), p. 249-253.
- FitzGerald, D. M., Kraus, N. C., and Hands, E. B. 2001. "Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets", ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
- FitzGerald, D. M., Kraus N. C., and Hands E. B. (2000). *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets*. ERDC/CHL-CHETN-IV-30. Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer Research And Development Center, Coastal And Hydraulics Laboratory, p. 10.
- Francois, R. E. and Garrison G. R. (1982). Sound Absorption Based on Ocean Measurements. Part II: Boric Acid Contribution and Equation for Total Absorption. *The Journal of the Acoustical Society of America* 72.6, p. 1879-1890.

Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic systems. In: M.L. Broussard (Editor), *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geology Society, Houston, pp. 87-98.

Garcia-Esteves, J., Ludwig, W., Kerhervé, P., Probst J.-L., and Lespinas F. (2007). Predicting the Impact of Land Use on the Major Element and Nutrient Fluxes in Coastal Mediterranean Rivers: The Case of the Têt River (Southern France). *Applied Geochemistry* 22.1, p. 230-248.

Gartner, J. W. (2004). Estimating Suspended Solids Concentrations from Backscatter Intensity Measured by Acoustic Doppler Current Profiler in San Francisco Bay, California. *Marine Geology* 211.3, p. 169-187.

Gharbi, M., Soualmia, A., Dartus, D. and Masbernat, L. (2016). Floods effects on rivers morphological changes application to the Medjerda River in Tunisia. *J. Hydrol. Hydromechanics*, 64, 56–66.

Goff, J.R. and Ashmore, P. (1994). Gravel transport and morphological change in braided sunwapta river, Alberta, Canada. *Earth Surf. Process. Landforms*, 19.

Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig P. and Buscail R. (2006). Sediment Dynamics during Wet and Dry Storm Events on the Têt Inner Shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology*. EUROSTRATAFORM VOL. 1: Source to Sink Sedimentation on the European Margin 234.1, p. 129-142.

Haines, P. E., Tomlinson R. B. and Thom B. G. (2006). Morphometric Assessment of Intermittently Open/Closed Coastal Lagoons in New South Wales, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67.1, p. 321-332.

Hervouet, J.M. and Ata, R. (2019). *User manual of opensource software TELEMAC-2D*. www.opentelemac.org, 2019.

Hjulstrom, F. (1935) Studies of Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, 221-527.

Kjerfve, B., éd. (1994). *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Series 60. Amsterdam; New-York: Elsevier. 577 p.

Largier, J. L., Slinger J. H. and Taljaard S. (1992). The Stratified Hydrodynamics of the Palmiet – A Prototypical Bar-Built Estuary. *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone*. American Geophysical Union (AGU), p. 135-153.

Leclerc, L. (2019). Interactions Terre-Mer et flux sédimentaires à l'embouchure du fleuve Têt. Projet DEMEAUX. (Rapport Master 2 Recherche).

Lespinas, F., Ludwig W. and Heussner S. (2010). Impact of Recent Climate Change on the Hydrology of Coastal Mediterranean Rivers in Southern France. *Climatic Change* 99.3, p. 425-456.

Lespinas, F., Ludwig W. and Heussner S. (2014). Hydrological and Climatic Uncertainties Associated with Modeling the Impact of Climate Change on Water Resources of Small Mediterranean Coastal Rivers. *Journal of Hydrology* 511, p. 403-422.

- Lohrmann, A. (2001). *Monitoring Sediment Concentration with Acoustic Backscattering Instruments*. Nortek Technical Note 003. Nortek AS, p. 5.
- Ludwig, W., Serrat, P., Cesmat L. and Garcia-Estevés J. (2004). Evaluating the Impact of the Recent Temperature Increase on the Hydrology of the Têt River (Southern France). *Journal of Hydrology* 289.1, p. 204-221.
- McSweeney, S. L., Kennedy, D. M., Rutherford I. D. and Stout J. C. (2017). Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons: Their Global Distribution and Boundary Conditions. *Geomorphology* 292, p. 142-152.
- McSweeney, S. L., Kennedy D. M. and Rutherford I. D. (2018). The Daily-Scale Entrance Dynamics of Intermittently Open/Closed Estuaries. *Earth Surface Processes and Landforms* 43.4, p. 791-807.
- Météo-France (2020). *Données Publiques de Météo-France - Données SYNOP Essentielles OMM*. https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=90&id_rubrique=32
- Michaud, H., Marsaleix, P., Leredde, Y., Estournel, C., Bourrin, F., Lyard, F., Mayet C. and Ardhuin F. (2012). Three-Dimensional Modelling of Wave-Induced Current from the Surf Zone to the Inner Shelf. *Ocean Science* 8.4, p. 657-681.
- Milliman, J. D. and Farnsworth K. L. (2011). *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Milliman, J. D. and Syvitski J. P. M. (1992). Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100.5, p. 525-544.
- Moulinec, C., Denis, C., Pham, C.T., Rougé, D., Hervouet, J.M., Razafindrakoto, E., Barber, R.W., Emerson, D.R., and Gu, X.J. (2011). TELEMAC: An efficient hydrodynamics suite for massively parallel architectures.
- Mullison, J. (2017). Backscatter Estimation Using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers-Updated.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Phillips, J. M., Russell M. A. and Walling D. E. (2000). Time-Integrated Sampling of Fluvial Suspended Sediment: A Simple Methodology for Small Catchments. *Hydrological Processes* 14.14, p. 2589-2602.
- Ranasinghe, R. and Pattiaratchi C. (2003). The Seasonal Closure of Tidal Inlets: Causes and Effects. *Coastal Engineering Journal* 45.4, p. 601-627.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi C. and Masselink G. (1999). A Morphodynamic Model to Simulate the Seasonal Closure of Tidal Inlets. *Coastal Engineering* 37.1, p. 1-36.
- Reoyo-Prats, B., Aubert, D., Menniti, C., Ludwig, W., Sola, J., Pujo-Pay, M., Conan, P., Verneau O., and Palacios C. (2017). Multicontamination Phenomena Occur More Often than Expected in Mediterranean Coastal Watercourses: Study Case of the Têt River (France). *Science of The Total Environment* 579, p. 10-21.

- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Romero, E. (2018). The impact of reservoir construction on riverine sediment and carbon fluxes to the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 163, 94-111.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin F. and Raimbault P. (2016). Controls, Budgets and Variability of Riverine Sediment Fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, p. 1002-1015.
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro B., and Blazi J.-L. (2001). Variabilité Spatio-Temporelle Des Flux de Matières En Suspension d'un Fleuve Côtier Méditerranéen : La Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333.7, p. 389-397.
- Sutherland, J., Peet, A.H. and Soulsby, R.L. (2004). Evaluating the performance of morphological models. *Coast. Eng.* 51.
- Tagliapietra, D. and Ghirardini A. V. (2006). Notes on Coastal Lagoon Typology in the Light of the EU Water Framework Directive: Italy as a Case Study. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 16.5, p. 457-467.
- Tagliapietra, D., Sigovini M. and Ghirardini A. V. (2009). A Review of Terms and Definitions to Categorise Estuaries, Lagoons and Associated Environments. *Marine and Freshwater Research* 60.6, p. 497.
- Tassi, P. and Hervouet, J.M. (2019). *User manual of opensource software GAIA*. www.opentelemac.org, 2019.
- Teng, J., Jakeman, A.J., Vaze, J., Croke, B.F.W., Dutta, D. and Kim, S. (2017). Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environ. Model. Softw.* 90, 201–216.
- Tessier, C. (2006). Caractérisation et Dynamique Des Turbidités En Zone Côtière : L'exemple de La Région Marine Bretagne Sud. Thèse de doct. Université de Bordeaux 1.
- Thevenot, M. M., Prickett T. L. and Kraus N. C. (1992). *Tylers Beach, Virginia, Dredged Material Plume Monitoring Project, September 27 to October 4, 1991*. CERC-DRP-92-7. COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS.
- TRDI (1998). Calculating Absolute Backscatter in Narrowband ADCPs. *Teledyne RD Instrument, Field Service Technical Paper* 3.
- Whitfield, A. K., Bate G. C., South Africa et Water Research Commission (2007). *A Review of Information on Temporarily Open/Closed Estuaries in the Warm and Cool Temperate Biogeographic Regions of South Africa, with Particular Emphasis on the Influence of River Flow on These Systems*. OCLC: 145389723. Gezina, South Africa: Water Research Commission.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Vol. 14.

Annexe 1

Rapport d'installation des stations embouchure et mer par Nortek

RAPPORT D'INSTALLATION

MISE EN PLACE DE STATIONS DE MESURE TEMPS REEL COURANT, HOULE ET TURBIDITE



01 aout 2018

Antoine BEZILE

AF 1568



Table des matières

1	DESCRIPTION DES DISPOSITIFS INSTALLES	3
1.1	AWAC TEMPS-REEL.....	3
1.2	AQUAPRO TEMPS-REEL.....	4
2	OPERATIONS DE POSE SYSTEME AWAC TEMPS-REEL	6
2.1	POSE DE LA CAGE ANTI-CHALUT	6
2.2	POSE DE LA BOUEE MODEM ACOUSTIQUE/MODEM GPRS.....	7
2.3	POSE DES INSTRUMENTS SUR LA CAGE ANTI-CHALUT	10
3	OPERATIONS DE POSE DE L'AQUAPRO TEMPS-REEL	11
3.1	POSE DE L'AQUAPRO	11
3.2	POSE DU COFFRET TEMPS-REEL.....	13

1 Description des dispositifs installés

1.1 AWAC temps-réel

Le courantomètre ADCP AWAC 1MHz a été posé dans une cage anti-chalut sur le fond en face de l'embouchure de la Têt. Il mesure en temps-réel la houle et le courant sur toute la hauteur d'eau. Un turbidimètre est aussi installé sur la cage, il est numérisé par l'AWAC.

Les données océanographiques sont transmises via un modem acoustique jusqu'à une bouée située à la surface à 80m du système immergé ; cette bouée transmet à son tour les données en temps réel au site internet via un modem GPRS.

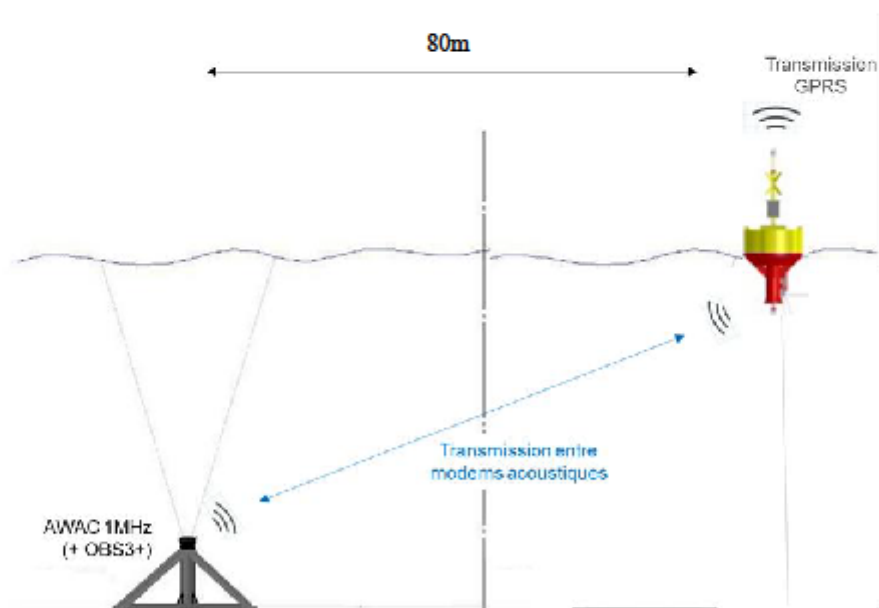


Figure 1 Schéma de l'installation AWAC-turbidimètre temps-réel



Configuration de l'acquisition des données :

- Le courant :

Taille des cellules de mesure	1m
Nombres de cellules	10
Zone blanche	0.40m
Temps de mesure	60s
Intervalle entre deux mesures	600s

La Turbidité est mesurée en même temps que le courant.

Note : la Turbidité est mesurée uniquement ponctuellement au niveau du fond.

- La houle

Nombre de points de mesure	1024
Fréquence d'échantillonnage	2Hz
Temps de mesure	510s
Intervalle entre deux mesures	1800s

1.2 AquaPro temps-réel

Un courantomètre ADCP AquaPro 1MHz ainsi qu'un turbidimètre OBS3+ sont fixés sur une cage en aluminium localisée juste en amont de l'embouchure de la Têt. Le système est relié par câble à un coffret équipé d'un système temps-réel qui transmet les données sur un site internet. Le coffret est scellé sur la rive droite de la Têt.

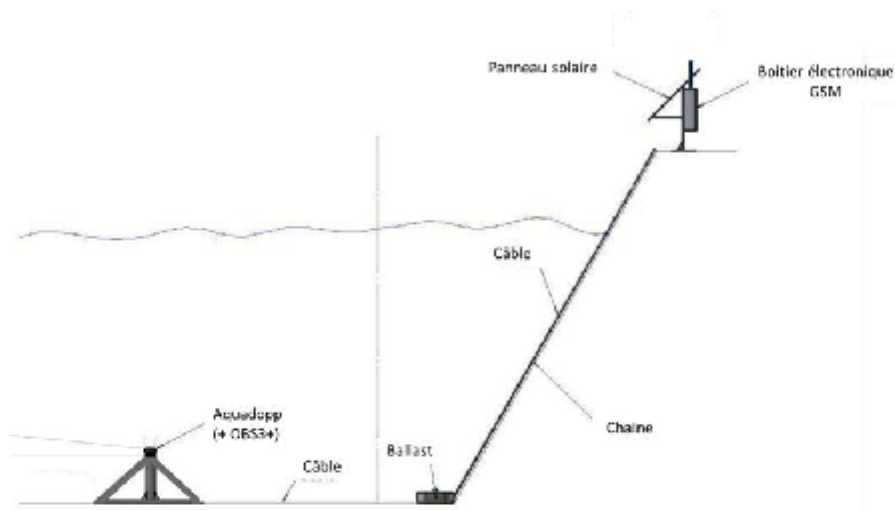


Figure 2 Schéma de l'installation AquaPro-turbidimètre temps-réel

Configuration de l'acquisition de donnée :

- Le courant :

Taille des cellules de mesure	0.1m
Nombres de cellules	30
Zone blanche	0.20m
Temps de mesure	60s
Intervalle entre deux mesures	600s

La Turbidité est mesurée en même temps que le courant.

Note : la Turbidité est mesurée uniquement ponctuellement au niveau du fond.



2 Opérations de pose système AWAC temps-réel

Date du déploiement : 13/06/2018

Moyen nautique : Bateau Micolò III

Equipe de terrain : André DOLLE, Quentin LAHAY et Antoine BEZILE, ingénieurs océanographes NortekMed.

Condition océano-météo : Vent force 4-5, Mer calme.

2.1 Pose de la cage anti-chalut

La cage anti-chalut est une structure en aluminium rempli de plomb pesant 600kg. Sa forme permet de protéger les instruments en cas de chalutage.

Date/Heure de déploiement : 13/06/2018 7h30

Position finale : 42°42.865 N 3°02.823 E

Immersion : 10.8 m

Observations : La structure anti-chalut a été posée sur un fond uniquement sablonneux en face de l'embouchure de la Têt

Nature des fonds : Sable

Précision sur le déploiement :

La structure a été mise à l'eau le matin du 13 juin depuis le port de Saintes Marie la Mer puis remorquée jusqu'à l'embouchure de la Têt, son point de mouillage. L'opération s'est déroulée sans les instruments qui ont été fixés sur la cage a posteriori pour éviter de les endommager. La position a été définie pour s'écarter du passage des pêcheurs locaux et pour être le plus représentatif possible de la houle et du courant au niveau de l'embouchure.



Figure 3 Mise à l'eau de la cage anti-chalut

2.2 Pose de la bouée modem acoustique/modem GPRS

La bouée est cylindrique de diamètre de 1m. Elle renferme une batterie, et un système d'envoi des données par GPRS ; le modem acoustique est fixé sur sa quille. Elle est équipée de panneaux solaires, d'une croix de Saint -André et d'une lumière flash.

Date/Heure de déploiement : 13/06/2018 20h

Position finale : 42°42.912 N 3°02.827 E

Observations : La bouée a été mouillée à 80m du point GPS de la cage anti-chalut.

Précision sur le déploiement :

Le mouillage de la bouée se compose d'une ancre plate de 45kg, de 20m chaine de diamètre 18mm ainsi que d'un câblot en bout de 30mm de diamètre de 20m équipé d'un flotteur sub-surface. Afin de mettre la bouée en place, tout le mouillage ainsi que la bouée ont été montés sur le bateau et amenés sur zone. Pour mouiller la bouée, le bateau s'est positionné à 80m du point GPS de la cage anti-chalut, et la bouée a été déployée.

Toutes les manilles ont été sécurisées avant la mise à l'eau.

RAPPORT D'INSTALLATION AF1568

7

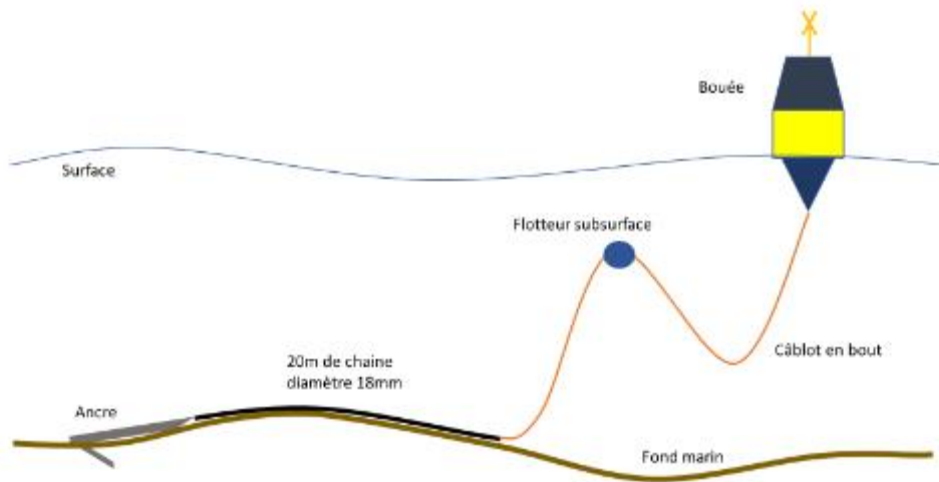


Figure 4 Schéma du mouillage de la bouée



Figure 5 Quille de la bouée



Figure 6 Corps de la bouée vue de dessus

2.3 Pose des instruments sur la cage anti-chalut

La cage anti-chalut a été instrumentée de :

- ✓ AWAC 1 MHz SN 7428
- ✓ Turbidimètre OBS3+ T9321
- ✓ Deux pack batteries de 1080Wh chacun

Date/Heure de déploiement : 13/06/2018 18h

Position finale : 42°42.865 N 3°02.823 E

Immersion : 10.8m

Observations : Les instruments montés sur une plaque ont été installés par deux plongeurs de Nortek certifiés classe 1B une fois que la structure de fond ait été installée.

Précision sur le déploiement :

Les deux plongeurs sont descendus avec la plaque et les instruments et l'ont fixée sur la structure support grâce à deux écrous.



Figure 7 Instruments de la cage anti-chalut



Figure 8 Instruments de la cage anti-chalut



3 Opérations de pose de L'AquaPro temps-réel

Moyen nautique : Installation depuis la berge

Equipe de terrain : André DOLLE, Quentin LAHAY et Antoine BEZILE, ingénieurs océanographes NortekMed.

Condition océano-météo : Vent force 3

3.1 Pose de l'AquaPro

La cage aluminium a été instrumentée de :

- ✓ AquaPro ASP 9023 AQD 14247
- ✓ Turbidimètre OBS3+ T9324

Date/Heure de déploiement : 13/06/2018 10h

Position finale : 42°42.779 N 3°02.210 E

Immersion : 1.1m

Observations : La faible profondeur de la Têt à cet endroit nous a permis d'amener tout le matériel à pied.

Nature des fonds : Fonds plutôt vaseux.

Précision sur le déploiement :

Le montage de la cage a été effectué sur la rive droite de la Têt, des plombs ont été installés sur la cage pour la stabiliser au fond. La cage a été déployée sur le site validé par les agents du BRGM présents sur place.

Une fois en place, le courantomètre a été placé dans le sens du courant pour limiter au maximum les perturbations. La cage est fixée au fond à l'aide d'une ancre à vis, la nature sablonneux/vaseuse du fond procure une très bonne tenue de celle-ci.

La communication et l'alimentation de la cage se fait par un câble relié au coffret. Le câble d'une longueur totale de 100m est plombé sur les 40 premiers mètres en partant de la cage. De plus, pour garantir une bonne tenue, au niveau du passage de la berge, une chaîne a été fixée le long du câble sur les 10 derniers mètres avant le coffret ; cette chaîne est fixée au coffret à son extrémité hors de l'eau et à une ancre à vis à son autre extrémité.

Etant donné que le plombage du câble ainsi que la connexion à la cage doivent se faire hors de l'eau, le montage du câble a été fait sur la rive puis celui-ci a été déroulé et amené sur zone avec la cage.



Figure 5 Montage de la cage AquaPro



Figure 10 Montage de la cage AquaPro



3.2 Pose du coffret temps-réel

Date/Heure de déploiement : 13/06/2018 12h

Position finale : 42° 42.731 N 3°02.210 E

Observations : Le coffret a été installé de manière à être le moins abrité possible du soleil pour permettre un maximum de rendement du panneau solaire. L'emplacement a également été réfléchi pour être un minimum en vue du passage sur la piste cyclable qui longe la berge.

Nature du sol : Roches

Précision sur le déploiement :

Le coffret est porté par un mat qui permet de le maintenir en hauteur. Le mat a été scellé avec du scellement chimique directement dans la roche, pour sécuriser le système, des haubans ont été installés.

Après avoir connecté le câble, le coffret a été refermé pour assurer son étanchéité.



Figure 6 Coffret temps réel



Figure 7 Coffret temps réel

