

Evolution morphodynamique cross-shore d'un estran vaseux

V. Monbet^(a) C. Maisondieu^(a) P. Le Hir^(b)

IFREMER

^(a)DCB/ERT/HO & ^(b)DCB/DYNECO/PHYSED

Résumé

La présente étude a pour objet d'évaluer l'influence des régimes combinés de houle et de courant cross-shore sur l'évolution à long terme du profil d'un estran vaseux. On y met en œuvre une méthode originale de génération de données de vent et d'états de mer réalistes, appliquée à un modèle morphosédimentaire basé sur les processus d'érosion/transport en suspension/dépôt. Une analyse de simulations de longue durée est proposée.

Abstract

The main goal of this study consists in evaluating the combined effect of cross-shore waves and current on the long term evolution of a mud flat profile. An original method is used to create a database of realistic wind fields and sea states. These data are applied to a numerical model of sediment transport and morphological changes. A description of long term simulations is proposed.

Mots clé morphodynamique, estran vaseux, courant de marée, états de mer, mer du vent

1. Introduction

La pertinence d'une modélisation morphodynamique est dépendante de notre capacité à générer des séries de forçages réalistes et représentatifs dans un avenir qui échappe à la modélisation prédictive. La présente étude a pour objet d'évaluer l'influence de la variabilité météorologique sur l'évolution à long terme du profil d'un estran vaseux sous l'effet combiné de la houle et d'un courant cross-shore. La modélisation utilisée porte sur l'évolution morphodynamique suivant un axe perpendiculaire à la côte d'un site de topographie arbitrairement définie mais réaliste (inspiré par de la vasière de Brouage dans le bassin de Marennes-Oléron), soumis à l'action de la houle et du courant de marée.

Les données d'agitation locale (vagues) sont générées à partir de modèles de transfert vent-mer du vent. La construction de la climatologie d'historiques de vent est issue de l'analyse des bases de données de hindcast disponibles et basée sur des modèles statistiques⁵ de l'évolution temporelle du vent en mer (intensité, direction). Ces modèles prennent en compte, non seulement les statistiques climatologiques classiques (rose des vents), mais aussi celles décrivant les durées et propriétés de succession de tempêtes/calmes.

Les données de courant sont évaluées en fonction du modèle de marée pris en compte dans le modèle morphodynamique SAM2DV⁹. Les processus sédimentaires pris en compte sont largement simplifiés. L'étude réalisée ici porte donc essentiellement sur la sensibilité d'un tel modèle à la variabilité climatique. Les résultats peuvent être cependant très informatifs sur la stratégie de modélisation à développer ultérieurement, pour prédire l'évolution des zones côtières à moyenne échelle de temps.

Une analyse des jeux de simulations de longue durée, ici quelques années, permet d'étudier les statistiques d'évolution du processus morphodynamique. Une étude similaire menée sur l'évolution d'un estuaire sur 3 mois a été publiée récemment par Elias *et al.* (2006)¹.

2. Modèle de forçage et modèle morphodynamique

Dans cette première partie, nous allons décrire la méthodologie utilisée pour générer les forçages océano-météorologiques qui sont ici le vent et les vagues (mer du vent). Ensuite nous listerons les principaux ingrédients du modèle morphodynamique.

2.1. Génération des données de vent

La base de données de vent est constituée de séquences simulées selon des techniques de rééchantillonnage. L'idée est de générer des séries temporelles ayant les mêmes propriétés statistiques qu'un signal de référence. Ici, des données issues d'un modèle de hindcast (OceanWeather) en un point de référence. Les propriétés statistiques que l'on a choisi de restituer sont la rose des vents (distribution instantanée des intensités et des directions de vent) et les statistiques de persistance telles que le nombre de tempêtes, leur durée, les temps d'inter-arrivée des tempêtes...

Il existe plusieurs méthodes de rééchantillonnage pour les séries temporelles. Ici, nous avons choisi d'utiliser la méthode des plus proches voisins. Elle a été introduite par Young (1994)¹⁰ pour simuler des températures journalières et des précipitations. Indépendamment Lall *et al.* (1996)⁴ a proposé une approche analogue pour générer les séries temporelles hydrologiques. Plus récemment ces méthodes ont été adaptées et comparées pour simuler des séquences temporelles et spatiotemporelles de vent mais aussi d'état de mer⁵.

Le principe de la technique de rééchantillonnage par plus proches voisins est le suivant. Notons notre série temporelle de référence $\{y_t\}_{t=1,\dots,T}$. Considérons que nous avons déjà généré $y_1^{(sim)}, \dots, y_{t-1}^{(sim)}$, les $t-1$ valeurs de la série simulée. On cherche dans les données les k plus proches voisins de $y_{t-1}^{(sim)}$. Puis on sélectionne aléatoirement un de ces voisins, notons le y_{tk} , et on affecte à $y_t^{(sim)}$ la valeur y_{tk+1} . La loi de probabilité utilisée pour « choisir » y_{tk} varie d'un algorithme à l'autre. Ici, nous utilisons une estimation empirique lissée de la densité⁶.

Le principal avantage des méthodes de rééchantillonnage pour la simulation est qu'elles sont faciles à mettre en oeuvre et à adapter à divers problèmes. Leur inconvénient majeur est que si les paramètres des algorithmes sont mal choisis, on risque de générer des séries temporelles peu innovantes (i.e. à l'extrême, de générer exactement le signal de référence...).

Dans l'application considérée, il est important de générer des séries de vents dans lesquelles on retrouve l'alternance des saisons. Il existe plusieurs façons de prendre en compte la non stationnarité des données. Une première approche consiste à « stationnariser » la série de référence. Cette approche n'a pas été retenue car nous pensons qu'elle induit la plupart du temps des biais. Ici nous avons préféré utiliser un modèle différent pour chaque mois de l'année (voir Monbet *et al.* (2005)⁵). En pratique, on restreint l'ensemble de recherche des plus proches voisins dans une fenêtre temporelle.

2.2 Modélisation des séries temporelles de vagues

L'état de mer ou état d'agitation de la surface libre soumise à l'action du vent est caractérisé par les paramètres de hauteur significative H_s , exprimée en m et de période moyenne T_m exprimée en secondes. Ces paramètres sont évalués à chaque pas de temps en fonction des données de vitesse (m/s) et direction ($^\circ$) du vent ainsi que de la longueur de fetch F (m) et de la profondeur moyenne d (m). Les longueurs de fetch et profondeur moyenne doivent être préalablement calculées pour chaque direction de vent et condition de marée. H_s et T_m sont calculés par les formules suivantes qui ont l'avantage de donner directement un transfert entre

les paramètres de vent (intensité, direction) et les paramètres de houle (hauteur, période), Hurdle *et al* (1989)² :

$$H_s = \frac{1}{4} \tanh(0.6 d^{0.75}) \tanh^{1/2} \left[\frac{4.3 \cdot 10^{-5} F}{\tanh^2(0.6 d^{0.75})} \right], \quad T_m = 8.3 \tanh(0.76 d^{0.375}) \tanh^{1/3} \left[\frac{4.1 \cdot 10^{-5} F}{\tanh^3(0.76 d^{0.375})} \right]$$

$t_{lim} = 65.9 F^{2/3}$ si la durée effective du vent t_e est inférieure à la durée d'établissement t_{lim} , le fetch à considérer est $F' = \left(\frac{t_e}{65.9} \right)^{3/2}$. Dans ces formules, les longueurs, temps et durées sont adimensionalisés :

$$d = d \frac{g}{U_a^2} \quad F = F \frac{g}{U_a^2} \quad t_e = t_e \frac{g}{U_a}$$

de sorte que $H_s = H_s \frac{U_a^2}{g}$ $T_m = T_m \frac{U_a}{g}$ avec $U_a = 0.71 (R_t U_{10})^{1.23}$ où R_t est un facteur d'ajustement ($R_t = 1.1$ par défaut).

2.3 Modèle hydrosédimentaire

Le modèle hydrosédimentaire est détaillé dans l'article de Waeles *et al.* (2004)⁹. Nous nous contentons ici d'en donner les grandes lignes. Le modèle est intégré selon la dimension verticale. Il est décomposé en plusieurs modules pour les calculs respectifs des courants, des vagues et du transport de sédiment en suspension. Le bilan érosion/dépôt est effectué à un pas de temps supérieur au pas de temps hydrodynamique.

Les vagues sont propagées le long de l'estran. Nous supposons que le critère de déferlement n'est jamais atteint et qu'une vague voit les variations du niveau de l'eau dues à la bathymétrie mais pas celles liées à la marée (la propagation des vagues le long de l'estran est bien plus rapide que le taux de variation du niveau de marée).

Les hauteurs de vagues sont propagées en utilisant la conservation d'énergie, la dissipation d'énergie par frottement sur le fond dépendant essentiellement de la vitesse orbitale maximale, de la masse volumique de l'eau et du facteur de frottement f_w . La houle étant irrégulière, nous utilisons les formules de Myrhaug *et al.* (2001)⁷ pour modéliser f_w .

Nous supposons ainsi que $f_w = c \left(\frac{A}{z_0} \right)^d$ avec A l'amplitude de la vitesse orbitale des vagues sur le fond, z_0 la rugosité du sédiment et

$$c = 18, d = 1.0 \text{ pour } 20 \leq A/z_0 < 200$$

$$c = 1.39, d = .52 \text{ pour } 200 \leq A/z_0 < 11000$$

$$c = .112, d = .25 \text{ pour } 11000 \leq A/z_0$$

C'est la principale évolution du modèle par rapport à la version décrite dans Waeles *et al.* (2004)⁹ qui ne considérait pas des états de mer instationnaires. Nous avons choisi une longueur de rugosité z_0 de 0.33 mm ce qui est cohérent avec la nature vaseuse du sédiment considéré.

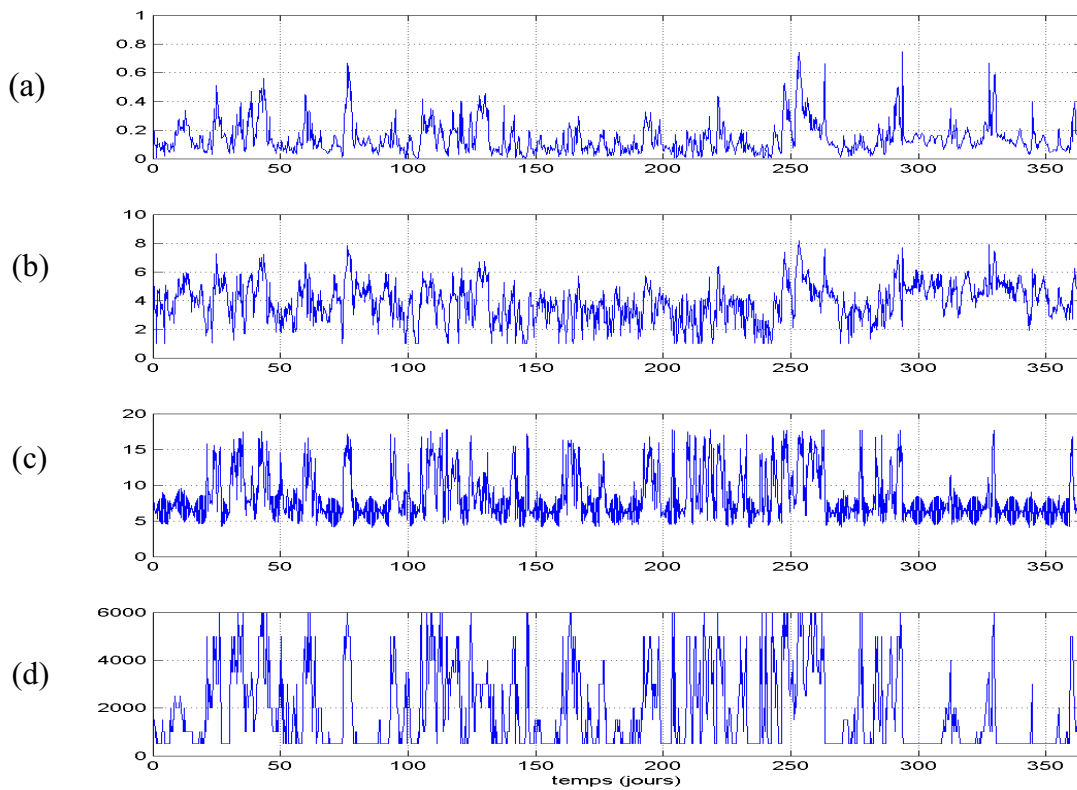


Figure 1 : Exemple de l'évolution des paramètres de houle sur une année pour un point de référence dans l'estran. Hauteur des vagues (a), période des vagues (b), profondeur moyenne le long de la direction du vent (c), fetch (d).

Les contraintes de cisaillement sur le fond susceptibles d'éroder ou d'empêcher le dépôt de sédiment prennent en compte l'interaction de la houle et du courant. Ici la formule de Soulsby (1997)⁸ est utilisée pour modéliser la contrainte de cisaillement maximale et, conformément à Waeles et al. (2004), l'érosion est intégrée au cours de chaque période de vague en supposant une variation sinusoïdale de la contrainte de cisaillement selon Huyn-Thanh (1990)³.

Le transport de la concentration de matière en suspension est simulé par une équation classique d'advection-dispersion. Le phénomène de tassement n'étant pas pris en compte, le dépôt n'a lieu que si la tension critique de dépôt n'est pas dépassée. D'autre part, la loi d'érosion est la loi de Partheniades.

Finalement, la réactualisation de la bathymétrie résulte directement du bilan érosion dépôt, effectué après chaque pas de temps sédimentologique.

3. Résultats et discussion

Dans un premier temps, nous allons valider la méthode de génération de la base de séries temporelles de vent, dans un second temps nous allons spécifier la paramétrisation du modèle et enfin nous discuterons les résultats obtenus pour le transport de sédiments.

3.1. Paramétrisation du modèle

Le domaine géographique d'étude pris en compte ici est défini de manière théorique. Il correspond cependant, par ses dimensions principales (étendue, bathymétrie), à une zone du type de la vasière de Brouage dans le bassin de Marennes-Oléron. L'hypothèse majeure sur les forçages est l'orthogonalité des courants et des vagues par rapport au littoral.

Les pas de temps morphodynamique et hydrodynamique sont respectivement 30 secondes et 5 secondes. Le pas d'espace est 100 m. Les principaux paramètres sédimentaires sont la densité des grains (2.6), la concentration limite marine en flot 0.1 g.l^{-1} , la vitesse de chute 0.5 mm.s^{-1} , la tension critique de dépôt 0.1 N.m^{-2} . La tension critique d'érosion est de 0.3 N.m^{-2} et la constante d'érosion vaut $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Le courant cross-shore résulte d'un signal de marée semi-diurne (marnage 4 m) à la limite aval. La pente initiale du fond dans la zone dynamique est constante et égale à 0.0007, sauf à la limite aval. L'épaisseur initiale de sédiment le long du profil est de 4 m.

3.2. Validation de la base de vent

La série de référence utilisée ici consiste en 22 ans de données hindcast au point de coordonnées (46.25N,1.67E) localisé au large de l'Ile d'Oléron. On dispose de la vitesse du vent à 10 mètres et de la direction du vent. Le pas de temps d'échantillonnage est de 6 heures.

Roses des vents

Nous donnons un exemple de résultats pour les mois de janvier. Les résultats sont équivalents pour les autres mois de l'année. Nous avons simulé 100 fois 22 mois de janvier. La validité des simulations de vent est contrôlée suivant plusieurs critères tels que la répartition des vitesses et directions de vents mais aussi l'occurrence et la durée des tempêtes par exemple.

Dans la base de données de vent simulé, il est indispensable de retrouver la même répartition de vitesse et de direction de vent que celle observée dans les données. On utilise ici des roses des vents pour représenter cette répartition. Dans les figures 2 et 3, la longueur de chaque barre est proportionnelle à la fréquence du vent soufflant dans la direction indiquée par la barre. Les barres sont ensuite décomposées en 4 sous-barres dont la longueur correspond à la proportion de vent ayant une certaine force. Le trait le plus fin correspond à des vents de moins de 5 ms^{-1} , le trait suivant à des vents de moins de 10 ms^{-1} et les deux traits les plus épais respectivement à des vents de moins de 15 ms^{-1} et plus de 15 ms^{-1} .

On constate que les roses des vents sont similaires pour les données et pour les simulations. Dans les 2 cas les vents soufflent majoritairement du Sud Ouest et les vents les plus forts viennent aussi de cette direction. On observe néanmoins du vent dans toutes les directions. Les vents les moins fréquents viennent du Sud. Ceci correspond bien à la climatologie de la zone étudiée.

Durées de persistance

Parmi les caractéristiques statistiques que l'on souhaite restaurer dans les simulations, on accorde une importance particulière aux durées de persistances. En effet, la durée des tempêtes par exemple et la façon dont elles se succèdent ainsi que la durée des temps calmes sont déterminantes dans le transport de sédiments.

Dans les figures ci-dessous, on représente la répartition des durées de tempêtes, et de temps calmes pour des seuils de vitesses de vent fixés respectivement à 14 ms^{-1} et 6.5 ms^{-1} .

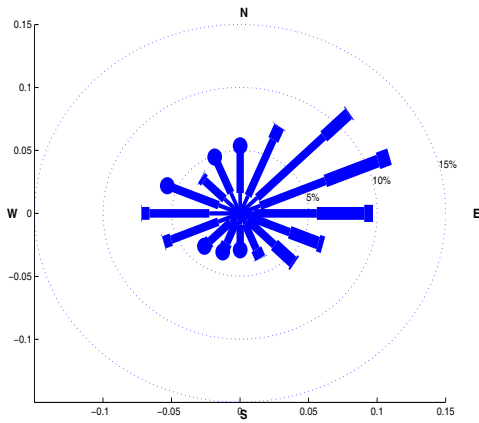


Figure 2 - Rose des vents (données AES) en janvier

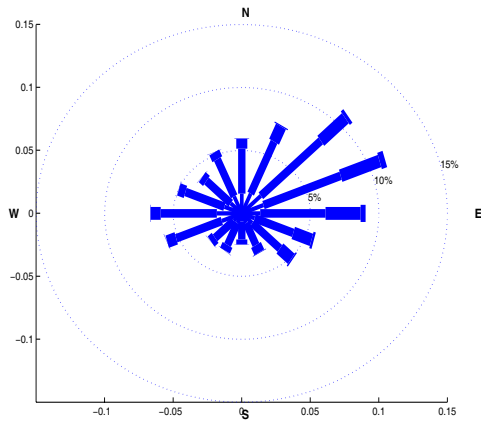


Figure 3 – Rose des vents (simulations) en janvier

Pour toutes les figures, le trait plein (noir) représente les données de référence, le trait en tirets (rouge) représente la série simulée et les traits en pointillés un intervalle de fluctuation à 95%. Cet intervalle de fluctuation représente la variabilité du modèle. On peut considérer que, si le trait plein est compris entre les traits pointillés, la statistique observée aurait pu être générée par le modèle.

On remarque que, dans l'ensemble, la répartition des tempêtes et des temps calmes, de même que celle des maxima annuels, sont bien similaires dans la série de référence et dans les séries simulées. On observe cependant, que le modèle sur-estime légèrement la durée des inter-arrivées de tempêtes (Figure 6) ce qui pourrait conduire à des temps de dépôt de sédiment un peu plus longs que dans la réalité. Cependant, le modèle de transport de sédiment étant simplifié, ce léger biais ne nuira pas à l'analyse des résultats.

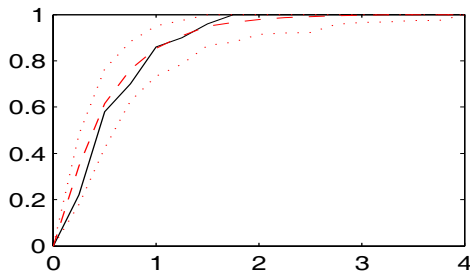


Figure 4 - Distribution des durées de tempête en jours (vitesse de vent supérieur à 14 ms-1)

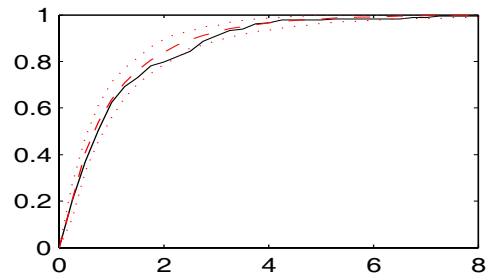


Figure 5 - Distribution des durées de temps calme en jours (vitesse du vent inférieure à 6.5 ms-1)

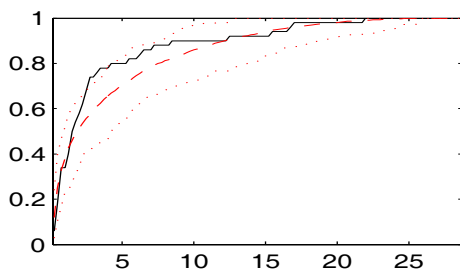


Figure 6 - Distribution des temps d'inter-arrivées des tempêtes en jours (vitesse de vent inférieur à 14 ms-1)

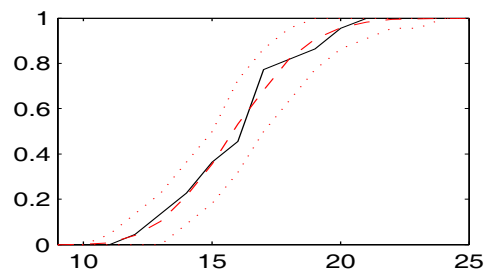


Figure 7 - Répartition des maxima annuels de la vitesse du vent

3.3. Transport sédimentaire

Nous avons simulé plusieurs évolutions du profil sédimentaire sur une durée de 2 ans et correspondant à plusieurs historiques de vent différents. Nous montrons ci dessous 2 exemples choisis au hasard. Les figures 8a et 8b montrent chacune les plus haut et plus faible niveaux d'eau observés au cours des 2 ans (hz1), l'épaisseur de sédiment et la cote du fond après respectivement, 6 mois, 12 mois, 18 mois et 24 mois. Nous observons que dans les 2 cas la tendance est la même : lors des premiers mois on observe une forte érosion puis l'érosion persiste mais devient moins importante. Il semble qu'on tende vers une sorte d'équilibre et que l'on retrouve un profil d'équilibre proche de celui avancé par Waeles et al. (2004).

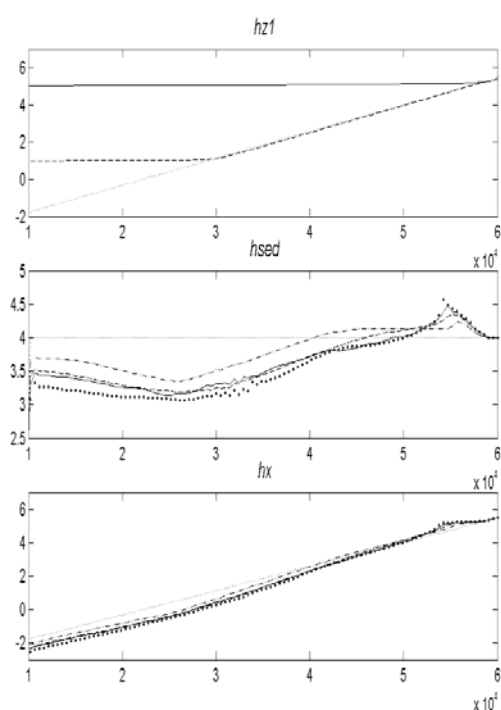


Figure 8a –Simulation 1

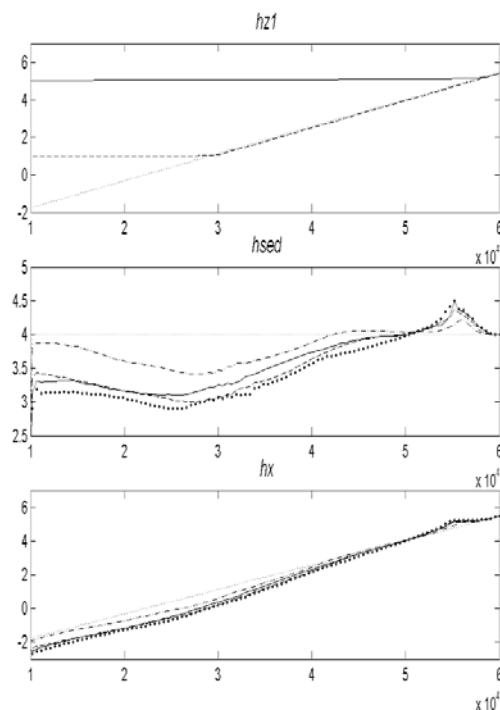


Figure 8b - Simulation 2

Haut : hauteur d'eau min (- -) et max (-) tracée sur le profil du fond(...), Milieu : Evolution de l'épaisseur de sédiment le long du profil, Bas : Evolution du profil du fond (liée aux variations sédimentaires)

Légende (hsed et hx) : profil initial (...), 6 mois (- -), 12 mois (- -), 18 mois (-), 24 mois (..)

La figure 9 représente l'évolution en fonction du temps sur près de quatre mois de l'érosion et des dépôts cumulés sur la longueur du profil. On y a superposé la hauteur significative de la houle. On observe, sans surprise, que le dépôt est fort à la suite de chaque « tempête », durant les périodes de calme et que l'érosion se fait proportionnellement à l'intensité des vagues. Il semble de plus que lors des premiers mois la succession des réactions soit un peu différente de ce qu'on observe par la suite. Ceci confirmerait le fait qu'on tende vers un profil d'équilibre. La dépendance de cet équilibre aux conditions de forçage et en particulier aux successions des tempêtes ainsi qu'aux variations d'orientation du vent reste à évaluer.

4. Conclusion

Cette étude a permis de mettre en œuvre une méthode originale de génération d'une base de données de champs de vent et d'états de mer réalistes, appliquée à un modèle de transport sédimentaire. Elle a également montré la capacité du modèle morphodynamique à répondre à

l'action d'un forçage environnemental hydrodynamique et à reproduire l'évolution d'un profil d'estran vaseux soumis à l'action conjointe du courant de marée et des vagues. L'application de la méthode à un grand nombre de séries temporelles représentatives d'états de mer de durée variable et correspondant à des chronologies d'orientations successives de vents différentes permettra de réaliser une étude statistique approfondie sur la sensibilité d'un site réaliste à la variabilité climatique.

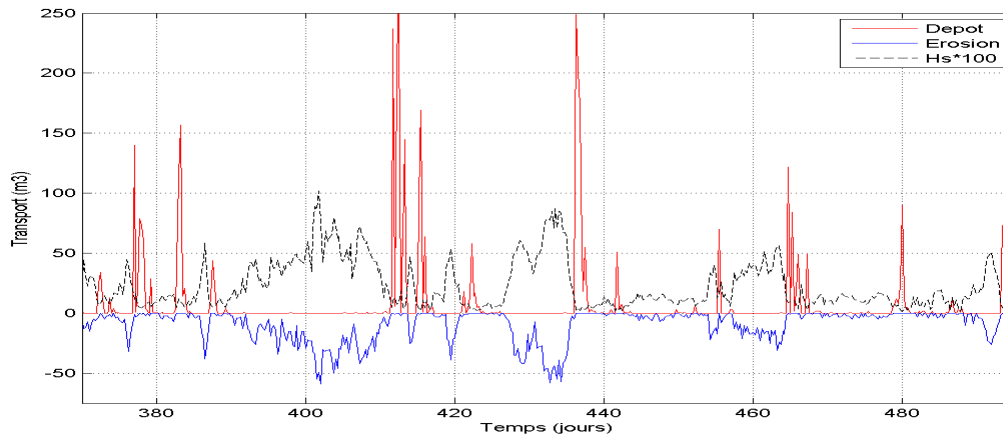


Figure 9 – Evolution des apports et des érosions sur 6 heures cumulés le long du profil en fonction du temps. Erosion : trait fin en dessous de 0, Apports : trait fin au-dessus de 0, $100 \cdot H_s$: trait épais.

Bibliographie

- 1 Elias E.P.L., Cleveringa J., Buijsman M.C., Roelvink J.A., Stive M.J.F. (2006), Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coastal Engng*, 53, 505-529.
- 2 Hurdle D.P., Stive M.J.F., (1989) Revision of SPM 1984 wave hindcast model to avoid inconsistencies in engineering applications. *Coastal Engng*, 12, 339-357.
- 3 Huyn-Thanh S., (1990) Etude numérique de la couche limite turbulente oscillatoire générée par l'interaction houle-courant en zone côtière, *thèse INPG*.
- 4 Lall, U., Sharman, A., (1996) A nearest neighbor bootstrap for resampling hydrologic time series. *Water Resources Res.*, 32, 679-693.
- 5 Monbet V., Ailliot P., Prevosto M., (2005) A survey of stochastic models for wind and sea state time series. *En révision Probabilistic Engng Mechanics*
- 6 Monbet V., Marteau P.F. (2005) Local Grid Bootstrap for Stationary Markov Processes, *in press in J. Statistical Planning and Inference*.
- 7 Myrhaug D., Holmedal L.E., Simons R.R., MacIver R.D., (2001) Bottom friction in random waves plus current flow. *Coastal Engng*, 43, 75-92.
- 8 Soulsby R.L., (1997) Dynamic of marine sands. *Thomas Telford, London*.
- 9 Waeles B., Le Hir P., Jacinto R.S., (2004) Modélisation morphodynamique cross-shore d'un estran vaseux. *C.R. Geoscience*, 336, 1025-1033.
- 10 Young A., Lee S.M.-S., (1994) Practical higher-order smoothing of the bootstrap. *Statistica Sinica*, 4, 445-459.