

UTC/ CETMEF



Rapport

Analyse et modélisation des processus de déferlement et de formation de structures morphologiques sous-marines, par un modèle aux éléments finis : REFLUX 2DV

Application : au site du ROUSTY en Camargue

SUBVENTION 05DST6008

A. LEDISSEZ, A. OUAHSINE - P. SERGENT

Aout 2007

Auteur(s) du document

A. LEDISSEZ, A. OUAHSINE et P. SERGENT

Analyse et modélisation des processus de déferlement et de formation de structures morphologiques sous-marines, par un modèle aux éléments finis : REFLUX 2DV

- Les partenaires du projet UTC-CETMEF
- Coordination du rapport : A. Ouahsine UTC

Description des révisions du document										
Rev.	Date	Commentaires	Auteur(s)	Vérificateur	Approbateur					
А	23/07/2007	Draft 1 : Création du document		A. Ouahsine et P.						
			Aurelle LEDISSEZ	Sergent						
в	31/07/2007	Draft 2 : révision du document	Aurália I EDISSEZ	A. Ouahsine et P.						
В			Aurelie EEDISSEZ	Sergent						
С	06/08/2007	Draft 3 : révision du document	Aurélie LEDISSEZ	A. Ouahsine						
D										

Liste de diffusion									
P	Externe au projet								
CETMEF	DRAST Lionel Moulin	x	UTC Abdellatif Ouahsine	x	aucun				

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une convention entre UTC- Laboratoire Roberval-LHN et le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales (CETMEF) du Ministère de l'Equipement, des Transports, du Logement, du Tourisme et de la Mer. Elle fait l'objet d'un financement de la Direction de la Recherche et des Affaires Scientifiques et Techniques (DRAST) : SUBVENTION 05DST6008.

Les auteurs remercient MM. François Sabatier (CEREGE, Université de Aix En-Provence) et Frédéric Pons (CETE Méditerranée), pour avoir mis à notre disposition les données de houles et bathymétriques de la plage de Rousty en Camargues.

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION GENERALE				
I.1 LA ZONE LITTORALE	4			
I.2 LE SYSTEME MORPHODYNAMIQUE LITTORAL	4			
I.3 ORGANISATION DU COMPTE RENDU	5			
II. INTRODUCTION AUX PROCESSUS HYDRODYNAMIQ SEDIMENTAIRES DES PLAGES SABLEUSES A BARRES	UES ET			
II.1 SYSTEME MORPHODYNAMIQUE D'UNE PLAGE SABLEUSE	6			
II.2 FACTEURS HYDRODYNAMIQUES	7			
II.3 FORMATION DES BARRES POUR LES PLAGES MICROTIDALES : THEOF	9 SIES			
II.4 ORIGINES DE LA FORMATION DES BARRES SABLEUSES				
II.5 CONCLUSION SUR LA FORMATION DES BARRES LITTORALES				
III. PRINCIPES ET VALIDATION DU MODELE POUR L'HYDRODYNAMIQUE : REFLUX 2DV				
III.1 METHODE H-S AVEC DEFERLEMENT				
III.2 ROLLER SURFACE CONCEPT				
III.3 VALIDATION DU MODELE REFLUX 2DV (METHODE H-S)				
IV. PRINCIPES ET VALIDATION DU MODELE MORPHOD	YNAMIQUE 18			
IV.1 MODELE DE TRANSPORT SEDIMENTAIRE				
IV.2 Experience de Dette [16]				
IV.3 MORPHODYNAMIQUE DU PROFIL D'EQUILIBRE				
IV.4 MORPHODYNAMIQUE D'UN PROFIL A BARRE				
V. APPLICATION A L'ETUDE D'UNE PLAGE MICROTII PLAGE DU ROUSTY	DALE A BARRE :			
VI. CONCLUSIONS				
VII. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES				

I. Introduction Générale

I.1 La zone littorale

L'impact des activités humaines, couplé à la remontée du niveau marin mesurée depuis une centaine d'année mais accélérée plus récemment sous l'effet des changements climatiques, conduisent à une érosion quasi générale, affectant 80% du littoral mondial et pouvant atteindre quelques dizaines de mètres par an .

Les littoraux sableux n'échappent pas à cette tendance. Sièges d'une dynamique très active, ces environnements, où interagissent un grand nombre de facteurs physiques, biologiques, sédimentaires, souffrent d'un déséquilibre de leur fonctionnement naturel : apport de sédiments fluviatiles réduit, extraction de matériaux dans les carrières sous-marines, aménagements portuaires ou ouvrages de protection ... sont autant de perturbations de la dynamique sédimentaire de la zone côtière.

Ainsi, la protection des infrastructures côtières contre les érosions générées par les actions humaines, mais aussi par les tempêtes, les inondations et les attaques par les vagues, est devenue une des problématiques principales de l'ingénierie côtière.

I.2 <u>LE SYSTEME MORPHODYNAMIQUE LITTORAL</u>

La paramétrisation du transport sédimentaire dans les modèles de morphodynamique côtière est un point délicat. Les paramètres prépondérants sont en effet nombreux. Les conditions de houle et de courant définissent essentiellement l'hydrodynamique. Du sédiment dépend la forme du fond, dont dépendent les conditions de couche limite auxquelles sont associés un cisaillement qui influe sur l'arrachement du sédiment, qui, une fois en suspension, contribue à modifier l'hydrodynamique. La recherche actuelle tente de mieux paramétrer les modèles numériques de morphodynamique côtière et de mieux comprendre les processus de charriage et de mise en suspension du sédiment.



Figure 1. Présentation schématique de l'organisation du processus hydro-sédimentaire

I.3 ORGANISATION DU COMPTE RENDU

Nous nous intéresserons dans ce rapport plus particulièrement à la morphodynamique de plages à barres, morphologies courantes sur les littoraux sableux. Ces barres sont reconnues comme un moyen de protection du trait de côte car dissipant l'énergie des vagues. Elles constituent également des réservoirs sableux selon des relations qu'il nous faut encore déterminer.

Souhaitant, à terme, comprendre et reproduire l'hydrodynamique et la morphodynamique d'une plage microtidale à barre sous agitation modérée, nous débuterons par une introduction des processus hydrodynamiques et sédimentaires caractéristiques de telles régions littorales et qui modèlent leur morphologie.

Dans le but de représenter précisément leur hydrodynamique, depuis la zone de shoaling jusqu'à la zone de swash, nous faisons appel à un modèle, dérivé des équations initiales de Boussinesq, développé au sein de l'UTC-Laboratoire Roberval, afin d'étendre leur domaine de validité à des eaux plus profondes et en améliorant l'équation de dispersion de la houle.

Nous présenterons donc, dans un deuxième temps, les principes du modèle pour l'hydrodynamique, REFLUX 2DV, du type Boussinesq étendu, ainsi que les résultats du modèle obtenus sur un cas-test physique permettant de juger de la pertinence du modèle numérique développé.

Le modèle de houle de Boussinesq étendu est ensuite appliqué à l'évolution bathymétrique d'un profil de plage. Pour traiter le déferlement le concept du rouleau de surface est implémenté.

Dans une troisième partie, ces modules seront explicités ainsi que les équations de transport sédimentaire auxquelles le modèle de houle est ensuite couplé. Le couplage est alors validé sur un cas test expérimental (Dette [16]) qui permet de comparer simulations et mesures bathymétriques au cours de la formation puis la migration de barre sur un profil de plage testé en canal.

Enfin, le couplage est appliqué à l'étude de la morphodynamique d'une plage réelle, microtidale et à barre, qui a fait l'objet de suivis bathymétriques précis ainsi que pour le climat de houle, de vent et de niveaux d'eau, sur le secteur de Rousty, delta du Rhône, France.

II. Introduction aux processus hydrodynamiques et sédimentaires des plages sableuses à barres

Les littoraux, environnements fortement dynamiques, sont soumis à un grand nombre de forçages, telluriques, hydrodynamiques ou anthropiques, qui les façonnent au fil du temps. Leur morphologie est fonction de la climatologie locale (tempêtes, vents dominants) et des phénomènes côtiers tels que la marée, les vagues et la turbulence.

II.1 Système morphodynamique d'une plage sableuse

La plage, élément d'un système morphodynamique global, peut être considérée comme l'objet géomorphologique qui réagit aux variations dynamiques extérieures par un ajustement morphologique. Cette réponse entraîne de nouvelles conditions de forçages, puis à nouveau un ajustement bathymétrique. La topographie des fonds marins et côtiers est ainsi en constant ajustement avec la dynamique du lieu et résulte d'un gradient de transport sédimentaire.



Figure 2 : Système phormodynamique d'une plage sableuse (by Stépanian, 2002)

Notons que cette réponse morphologique est dépendante de l'échelle de temps considérée. L'amplitude volumique des changements de topographie dépend de l'échelle temporelle donc, mais aussi de l'échelle spatiale : ainsi, la zone intertidale présente un ajustement rapide aux forçages, le plateau continental beaucoup moins.





Figure 3 : Echelles et fréquences des réponses morphologiques des différents compartiments du domaine côtiers (d'après Writht et al., 1985 in Van Rijn 1989)

II.2 Facteurs hydrodynamiques

La morphologie d'une plage dépend : de la géométrie du littoral (baie, océan ouvert, caps rocheux...), des caractéristiques tidales (marnage, période), de l'agitation (saisonnière, tempêtes), et puis de la nature et du stock sédimentaire disponible.

Tous ces facteurs conditionnent la morphodynamique de la plage. Les principaux agents dynamiques responsables de l'hydrodynamique sont la marée, les vagues incidentes et le vent.

Les vagues incidentes, qui agitent la surface libre et se propagent depuis le large vers la côte, sont les plus visibles et les plus énergétiques. Cette houle subit des transformations importantes fonction de la topographie des régions qu'elle traverse, depuis le large jusqu'aux milieux très peu profonds. Ses caractéristiques se modifient fortement au cours de sa propagation (longueur d'onde, amplitude, période), et ces modifications définissent des zones particulières au sein du domaine côtier :



Figure 4 : processus hydrodynamiques induits par les vagues incidentes T > 20s

- La zone du large, où les vagues ne subissent aucune transformation due au fond;
- La **zone de** *shoaling*, la perte d'énergie par friction sur le fond entraîne une augmentation de l'amplitude des vagues et une réduction de la longueur d'onde, soit une augmentation de la cambrure (H/L). On observe alors une asymétrisation des courants orbitaux au fond (**Fig. 4**) au profit du courant *onshore*.(Soulsby, 1997).
- La **zone des brisants**, ou *breaker zone*, où la profondeur d'eau étant devenue trop faible par rapport à l'amplitude de la vague, celle-ci déferle et voit son énergie largement dissipée. On observe plusieurs types de déferlement (glissants, plongeants, frontaux) selon la pente du fond (de faible à très forte) au droit du déferlement (Bonnefille, 1992).
- La zone de déferlement, où les vagues qui ont déferlé se propagent alors en bores, fonts d'ondes, et s'accompagnent de turbulence. La masse d'eau apportée vers la plage est compensée par la génération d'un courant orienté vers le large, courant de retour, proportionnel à la hauteur des vagues dans la zone de déferlement (Svendsen, 1984). Il se forme aussi un courant de dérive, longshore current, en cas d'incidence oblique de la houle par rapport au trait de côte.
- La **zone de** *swash*, où la couche d'eau mince oscille sous forme de jet de rive et de nappe de retrait.

REFLUX 2DV - Modélisation de l'hydrodynamique et la morphodynamique d'une plage à barres



Figure 5 : Processus hydrodynamiques dans la zone côtière. (d'après Stépanian, 2002)

Le vent joue également un rôle important dans ce processus hydrodynamique. Il agit sur la côte de la masse d'eau créant le *set up*, ou le *set down* selon son orientation (vent de mer ou vent de terre). A ces phénomènes, s'ajoutent les effets de surcotes atmosphériques, particulièrement significatives en milieu microtidal (Kroon, 1994 [18]).

Il en résulte alors des circulations et des courants de capacité érosive intense sur le fond (Hequette et al, 1993 [21]).

II.3 Formation des barres pour les plages microtidales : théories

Les barres sableuses sont des structures très fréquentes sur les plages, quel que soit de celles-ci. D'après Kroon, 1998, le marnage, le climat d'agitation, la fréquence des tempêtes, les caractéristiques sédimentologiques (diamètre du grain, densité) et morphologiques (pente de la plage et de l'avant côte) sont autant de paramètres influençant la présence des barres sableuses sur nos côtes.

Malgré l'étude assez conséquente qui leur est consacrée ces dernières années, leur fonctionnements ainsi que les mécanismes qui le régissent sont encore mal connus.

Le développement de la vidéo numérique, du traitement informatique de l'image ne nous limite plus à l'observation de plages faciles d'accès hors tempête. On dispose depuis les années 1990 des suivis haute fréquence de la ligne de déferlement, proche des barres, ce qui permet de suivre leur migration dans le temps. On étudie ainsi beaucoup les environnements microtidaux (Lee et al. 1995,1998 [32]; Ruessink, 2000,2001). Le programme PNEC français « Hydrodynamique sédimentaire des côtes sableuses » se positionne également sur d'autres cas, caractéristiques du littoral français.

• Définition

La barre est une accumulation sableuse immergée ou non, approximativement parallèle à la côte, et formée sous l'action des vagues et des courants en milieux peu profonds (Wolf, 1997 [22])

• Classification des barres sableuses (Fig.6)

On distingue parmi l'ensemble des barres observées, des types bien définis :

- Les barres et bâches,
- Les barres de swash,
- Les barres multiples parallèles,
- Les barres transverses,
- Les barres littorales (parallèles ou en croissant).

Ces types sont explicités dans Stépanian, 2002.



Figure 6 : Classification des barres sableuses

II.4 Origines de la formation des barres sableuses

Malgré les études expérimentales, en canal ou sur le terrain, ou numériques (Van Rijn, 1998 [23]), on doit admettre aujourd'hui que chaque barre est le produit non pas d'un processus de formation général et bien identifié, mais plutôt de l'interaction complexe entre forçages hydrodynamiques et réponses morphodynamiques. On ne peut rien avancer de plus exact que l'affirmation que la barre se construit dans une zone de convergence sédimentaire.

Cependant des théories ont été énoncées quant aux principaux agents de transport et, si elles restent difficiles à vérifier, nous les citons ici.

• Théorie de la formation par le déferlement

Dès 1940, Evans explique la formation des barres par la présence de vortex générés lors des déferlements plongeants : le vortex creuse une fosse au droit de la lame plongeante, mobile le sédiment en le remettant en suspension, celui-ci étant alors transporté vers le large par le courant de retour (*Fig. 7a*) Le vortex généré par déferlement glissant ne parvient pas à creuser la fosse, et dans ce cas, le transport est principalement onshore (*Fig. 7b*)



<u>Figure 7 : Hypothèse du point de déferlement par creusement de la fosse (d'après Miller, 1976) :</u> <u>a) sous déferlement plongeant</u> <u>b) sous déferlement glissant</u>

Les effets des courants résiduels peuvent être ajoutés à cette théorie : l'asymétrie de la houle augmente en s'approchant du rivage, et avec elle l'asymétrie des courants orbitaux sur le fond. Le transport onshore est alors prédominant en amont de la zone des brisants, quand le transport offshore le devient derrière le déferlement. La barre se forme au point de convergence de ces deux tendances locales.



Figure 8 : Formation d'une barre par convergence de flux sédimentaire au niveau du déferlement.

Cette théorie est la plus communément adoptée mais sa validation n'est pas évidente. La variabilité de la houle naturelle nous en empêche, les tempêtes également qui élargissent outrancièrement la zone des brisants.



Figure 9: Génération de plusieurs barres par de multiples déferlements (D'après Dhyr-Nielsen et Sorensen, 1970)

II.5 Conclusion sur la formation des barres littorales

Il est à ce jour difficile de mettre en avant une théorie générale quant à la formation des barres sableuses sur tout littoral. Les processus naturels en jeu sont trop complexes et trop en interaction constante pour envisager une simulation directe : nous sommes amenés à considérer plutôt des modèles numériques 2DV simplifiés pour approcher le problème. Nous y négligerons la composante infra gravitaire (Van Rijn *et al*, 1999).

III. Principes et validation du modèle pour l'hydrodynamique : REFLUX 2DV

Dans cette partie, on présente le modèle numérique aux éléments finis utilisé pour simuler les processus hydro sédimentaires décrit ci-dessus. Ce modèle développé par Meftah [2] est basé sur les équations de Boussinesq étendues, et adopte une approche mixte dite h-s. Cette approche permet d'exprimer la composante verticale de la vitesse sous forme d'une série de polynômes de Legendre, dépendant uniquement de z, et la vitesse horizontale sera calculée par le modèle hydrodynamique de Boussinesq étendu. Outre sa faculté à reproduire le profil vertical de vitesse lorsqu'on augmente le nombre N de fonctions de la base choisie, cette décomposition analytique permet d'améliorer implicitement la relation de dispersion linéaire du modèle et de reproduire avec une grande précision les processus de propagation de vagues sur une plus grande gamme de profondeurs que le modèle mathématique classique de Boussinesq

Une étude récente (Meftah et al. [5]) montre également que ce modèle peut traiter le shoaling linéaire ainsi que l'action des fortes pentes. Ce modèle permet également de choisir le type de bases en fonction de la nature physique de l'écoulement logarithmique pour un écoulement fluvial, hyperbolique pour une étude de houle ou des polynômes de Legendre par défaut).

III.1 Méthode h-s avec déferlement

III.1.1 Présentation des équations du modèle

Le principe de la méthode **h-s** est d'exprimer la composante horizontale de la vitesse en fonction d'une série sur la verticale:

$$u(x,z,t) = \sum_{i=1}^{N} \phi_i(z,z_f,h) u_i(x,t)$$
(1)

où z_b est la cote du fond, h le niveau de la surface libre, $\varphi_i(z)$ une base de fonctions que nous prenons par défaut des polynômes de Legendre où N est l'ordre de discrétisation du modèle. Ces polynômes de Legendre sont définis de la façon suivante :

$$\phi_{i}(\xi) = 1,$$

$$\phi_{i}(\xi) = \frac{1}{(i-1)! 2^{i-1}} \frac{d^{i-1}}{d\xi^{i-1}} (\xi^{2} - 1)^{i-1}$$
(2)

avec : $\xi = 2 \frac{z - z_f}{h - z_f}$

L'intégration de l'équation de conservation de la masse de la cote du fond z_f à la surface libre *h* donne l'équation suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \text{ avec } q = \int_{z_f}^h u dz$$
(3)

L'intégration de l'équation de la conservation de la masse de la cote du fond z_f à la cote z donne l'expression de la composante verticale de la vitesse w en fonction de différentes variables ne dépendant que de z. De la même façon, l'intégration de l'équation donnant la conservation de la composante verticale de la quantité de mouvement (en utilisant la formule de w trouvée précédemment) de la cote z à la surface libre h permet de décomposer la pression p sur des fonctions ne dépendant que de z. Le système à résoudre pour notre modèle est alors:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial r_x}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0\\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \end{cases}$$
(4)

où u, w et p sont trois fonctions pouvant s'exprimer sous forme de séries de fonctions des composantes u_i de la vitesse horizontale et de fonctions ne dépendant que de z.

La masse volumique du fluide est notée ρ . Le terme r_x est un terme de type contrainte de radiation rajouté dans notre modèle initial pour pouvoir prendre en compte le déferlement (voir ci-dessous).

Un algorithme classique aux éléments finis permet alors de trouver, pour chaque nœud du maillage, le niveau d'eau h et les différentes composantes u_i permettant de reconstituer le profil vertical de la vitesse.

III.2 Processus de déferlement : Roller Surface Concept

Dans la zone côtière, le déferlement a un rôle prédominant dans le transport sédimentaire car il est à l'origine de la mise en suspension du sable qui se trouve ensuite déplacé par les courants (dont les courants de houle générés à cette occasion). Il est donc important de bien prendre en compte ce phénomène physique complexe ainsi que ses conséquences immédiates comme le courant de retour par exemple ou le battement de la zone de swash. Notre module de déferlement est directement inspiré de celui de Madsen *et al.[10]* et il s'agit d'un modèle de type « Surface Roller Concept » qui consiste à analyser géométriquement les pentes de chaque vague pour tous les pas de temps et à comparer ces pentes avec une pente critique au

delà de laquelle on considère que la vague déferle. À partir de cet instant t_B où une vague commence à déferler, on repère de façon géométrique la forme du rouleau déferlant (l'aire se situant entre la tangente et la surface libre) que l'on modifie en le multipliant par un facteur de forme f_{δ} pour remplacer la tangente par une courbe plus réaliste. Une fois repéré, ce rouleau se voit appliquer un profil de vitesse présenté qui force le rouleau déferlant à aller plus vite que le reste de la vague et les équations de Boussinesq sont légèrement modifiées en ajoutant le terme r_x dû à la distribution non uniforme de la vitesse pour un rouleau. La célérité *C* associée au rouleau peut être calculée numériquement pour chaque pas de temps mais cela mène généralement à des instabilités numériques et c'est pourquoi on considère généralement que C = 1,3 (gH)^{1/2} avec H = h - z_{b} , $H=h-z_b$, et g la gravité.

Le terme r_x associé vaut alors :

$$r_x = \frac{\delta f_\delta}{H - \delta f_\delta} \left(C - U_0 \right)^2 \tag{5}$$

La vitesse moyenne U_0 de la vague sous le rouleau peut s'exprimer comme suit :

$$U_0(x,t) = \frac{1}{H} \int_{z_b}^{h} u(x,z,t) \, dz = \frac{1}{H} \int_{z_b}^{h} \phi_1(z) \, u_1(x,t) \, dz \tag{6}$$



Figure 10 : Description géométrique d'un rouleau déferlant et distribution verticale de la vitesse horizontale

Le modèle Reflux 2DV de déferlement est identique au modèle de Madsen *et al.* [10] en ce qui concerne le calcul de r_x . On remarque en particulier que r_x ne dépend que de u_1 qui devient de plus en plus précis lorsque N augmente. De même, l'hydrodynamique des vagues non déferlantes est de plus en plus fine lorsque le nombre N de fonctions augmente, ce qui permet alors de traiter les vagues déferlantes dans de meilleures conditions. Le déferlement a lieu quand la pente locale de la surface libre dépasse l'angle critique de valeur φ_B . De nombreux tests ont permis de trouver la valeur de ce dernier. φ_B est de 20° pour le déferlement de type 'Glissant', mais peut prendre d'autres valeurs pour d'autres types de déferlement. Après le début de déferlement du premier rouleau, l'angle critique de ce-dernier varie graduellement de φ_B jusqu'à φ_0 en suivant une loi exponentielle :

$$\tan\varphi(t) = \tan\varphi_0 + \left(\tan\varphi_B - \tan\varphi_0\right)\exp\left(-\frac{t - t_B}{t^*}\ln(2)\right)$$
(7)

 t_B est l'instant où le déferlement commence, t_* est un temps caractéristique exprimant la décroissance du rouleau, t représente la "vie" du rouleau. Le rouleau "meurt" et disparaît lorsque φ devient inférieur à φ_0 . On prend par défaut le jeu de paramètres suivant avec T la période de l'onde incidente:

$$(\varphi_B, \varphi_0, t_*, f_\delta) = (20^\circ, 10^\circ, T/5, 1.5)$$
 (8)

III.3 Validation du modèle numérique Reflux 2DV

Un test physique intéressant permet de juger de la pertinence des modèles numériques de Boussinesq pour le traitement des ondes courtes. Ce test en canal a été mené par Dingemans [14] en présence d'une barre trapézoïdale asymétrique posée sur un fond plat. Le canal fait 30 m de long pour une profondeur de 40 cm (Fig.11). Des harmoniques sont générées sur la pente ascendante et libérées durant la phase de descente.



Figure 11: Géométrie des fonds et positions des capteurs : Test de Dingemans [14]

Nous présentons ici les résultats du modèle sur deux cas-tests dont les caractéristiques de la houle incidente sont les suivantes: pour le cas A une période de 2,02 s et une hauteur de 2 cm; pour le cas B une période de 2,525 s et une hauteur de 2,9 cm.



Le modèle Reflux 2DV donne de bons résultats pour les Tests A (Figure 12) et B (Figure 13), lorsque le nombre de fonctions est égal à 3. Lorsque le nombre de fonctions est réduit à 1, le modèle Reflux 2DV est équivalent à un modèle de Boussinesq de type Peregrine. Ceci montre que les propriétés dispersives de ce type de modèle sont trop limitées pour pouvoir traiter correctement ces deux cas-tests. A noter que le test B apparaît légèrement plus difficile que le test A.

IV. Principes et validation du modèle morphodynamique

Le modèle de déferlement décrit ci-dessus a été validé quant à lui sur plusieurs cas-tests dont celui très complet présenté par Cox [13]. Les résultats de la validation sont présentés dans

Nous couplons maintenant notre modèle pour l'hydrodynamique avec une formule de transport et la réactualisation du fond pour réaliser une boucle morphodynamique (d'après Meftah *et al.*, 2005).

Puis, pour valider notre modèle morphodynamique, nous cherchons à reproduire la formation et l'évolution d'une barre sableuse sur un profil de plage étudié sur essais physiques par Dette *et al.* [16].

IV.1 Modèle de transport sédimentaire

La principale hypothèse du modèle de transport de Bailard [33] est que le débit solide est proportionnel au flux d'énergie disponible (houle + courant). Son modèle de transport de sédiments sépare aussi les deux modes de transport classiques : le transport par charriage supporté par le lit via les interactions grains-grains et le transport en suspension supporté par le courant via la diffusion turbulente.

Le modèle de transport proposé par Bailard est donné par l'expression suivante :

$$\vec{q}_{s} = \frac{f_{cw}}{g(s-1)} \left(\frac{\varepsilon_{c}}{\tan \phi} \left\langle \left| \vec{u} \right|^{2} \vec{u} \right\rangle + \frac{\varepsilon_{s}}{W_{c}} \left\langle \left| \vec{u} \right|^{3} \vec{u} \right\rangle \right)$$
(9)

εc , εs: facteurs empiriques (εc=0.02 , εs=0.1) ; φ : angle de frottement (tanφ = 0.63) ; f_{cw} : coefficient de frottement qui tient compte des interactions houle-courant; Wc est la vitesse de chute; s la densité relative; ⟨ ⟩ moyenne sur une période de la houle , $\vec{u}_t = \vec{U}_c + \vec{U}_m$; Uc : courant moyen ; Um : courant orbital. Une difficulté de cette formulation est l'estimation du coefficient du frottement dû à l'interaction houle-courant. Les coefficients de frottement dus à un courant seul ou à une houle seule n'ont pas la même physique et ont des valeurs très différentes ($f_c/f_w \approx 10$ à 100). Grand et Madsen [34] ont proposé la relation suivante :

$$f_{cw} = X_u f_c + (1 - X_u) f_w \text{ avec } X_u = \frac{U_c}{U_c + U_w}$$
 (10)

IV.2 Expérience de Dette [16]

Dans un canal à houle Dette *et al* ont cherché à étudier le développement et l'évolution des dunes sous-marines. Pour cela, ils ont mené un grand nombre d'expériences de stabilité de plage et de dunes sous diverses conditions de houle, de hauteur d'eau, avec ou sans protection... Nous nous intéressons ici plus particulièrement au Test A3, où une houle monochromatique de hauteur 1m et période 5s se propage au dessus d'un profil initialement à l'équilibre sous une hauteur d'eau en amont de 4m.

La figure suivante montre l'évolution du profil en 7 heures de sollicitation, ainsi que l'allure de la hauteur de la houle au dessus du dernier profil. On note l'effondrement de cette hauteur au droit de la barre.



Figure 14. Evolution des profils au cours du Test A3, d'après Dette et al. 2002 [16].

IV.3 Morphodynamique du profil d'équilibre

• Conditions hydrodynamiques et paramètres sédimentaires

On cherche à reproduire les tests A3 de la phase I des expériences en canal menées par Dette *et al*. Le sable est de diamètre moyen $d_{50} = 0,3$ mm et la vitesse de chute $w_s = 0.042$ m/s. La hauteur d'eau amont au-dessus du profil initial est de 4m et le profil d'équilibre initial du profil suit la loi $h = 0,12x^{(2/3)}$ où h est la hauteur d'eau and *x* la distance au rivage. La pente de l'estran est de 1:20.

Sur cette plage, on fait se propager une houle de hauteur 1m et de période 5s. La discrétisation spatiale du modèle est de $\Delta x=0.5m$, et $\Delta t=0.01s$. La profondeur amont initiale d'eau est de 4 m.

Nous montrons aussi la vitesse moyennée Uc sur une période de la houle. Cette vitesse moyennée est un terme essentiel de la morphodynamique côtière. Elle s'explique par un rééquilibrage des flux, compensant de fait l'apport d'eau vers la plage par la houle incidente : pour rétablir l'équilibre des masses, il se crée un courant dirigé vers le large, situé proche du fond. Ce courant a pour effet de faire reculer la barre sableuse vers le large.



Profil d'équilibre de la plage de Dette - TEST1

<u>Figure 15 : Profil d'équilibre de la plage de Dette- Test 1</u>

REFLUX 2DV - Modélisation de l'hydrodynamique et la morphodynamique d'une plage à barres







Figure 18 : Profils successifs de la plage issus de simulation numérique de la morphodynamique



Figure 19 : Evolution de la vitesse en fonction de la bathymétrie

REFLUX 2DV - Modélisation de l'hydrodynamique et la morphodynamique d'une plage à barres



Figure 20 : Evolution de la vitesse en fonction de la bathymétrie

Ces figures montrent un maximum relatif de la vitesse offshore au dessus de chaque barre. On reproduit bien la création de deux barres, mais au lieu de se creuser au cours du temps, elles subissent un émoussement lors de la migration offshore.

IV.4 Morphodynamique d'un profil à barre

La migration d'une dune artificiellement créée est alors tentée (Meftah, 2005 [15]) .La figure suivante donne le profil du fond après 3 heures. Une barre de sable se forme au point de déferlement de la houle. La simulation aboutit le recul de la barre d'environ 14 mètres pour une durée de 7 heures.



Figure 21 : Evolution du courant de dérive en fonction de la bathymétrie



Figure 22 : Migration de la barre sous-marine en fonction du courant de retour

V. APPLICATION A L'ETUDE D'UNE PLAGE MICROTIDALE A BARRE : PLAGE DU ROUSTY

1. Le littoral méditerranéen

Le recul quasi-général du littoral méditerranéen observé au cours du précédent siècle amène scientifiques et usagers à réfléchir au fonctionnement morphologique de ces plages sableuses afin d'établir des plans de gestion. Les vagues, la variation du niveau marin, les courants côtiers et les apports sédimentaires fluviatiles sont les principaux facteurs d'érosion ou d'accrétion des plages. Alors que l'engraissement et la stabilisation du littoral nécessitent une longue période d'accumulation de matériaux, pendant les tempêtes le trait de côte et le cordon dunaire peuvent être bouleversés en quelques heures, avec des conséquences graves sur l'environnement, les activités économiques et humaines.

Le littoral du delta du Rhône comporte des spécificités qui le distinguent des autres côtes. D'après Morellato, 2004 [27], nombre de descriptions du fonctionnement et des dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône ont été menées (thèse de Sabatier, 2001, Suanez, 1997 [24] et Bruzzi, 1998 [25]). Cependant, aucune tentative de calage de modèles numériques d'évolution de plages sur ce secteur n'avait abouti à des conclusions satisfaisantes, et c'est cette constatation qui amène aux travaux de Morellato, menés dans le cadre du programme national LITEAU 1 « Conception d'un système de gestion des plages sableuses ».

Nous proposons de reprendre cet objectif de modélisation cross-shore de la plage du Rousty pour laquelle des mesures sont disponibles, collectées au cours du programme LITEAU 1. Pour cette modélisation, nous utiliserons le code de recherche développé par Meftah REFLUX-2DV [2] ainsi que le module de transport qui lui est couplé.

2. Le site du Rousty

• Localisation



Figure 23 : Carte de localisation de la zone d'étude



Figure 24 : Zoom sur le profil de la plage du Rousty

Le profil du Rousty se situe aux coordonnées Lambert III (774750 ; 130640). C'est une plage microtidale à double barres et elle a été choisie pour l'étude car elle montre peu de variations longitudinales, ce qui est idéal pour utiliser un modèle 2DV.

• Dispositif de mesure

Les relevés topo-bathymétriques de la plage ont été réalisés au moyen d'un tachéomètre électronique Leica (TC705) et d'un écho-sondeur couplé à un DGPS équipé sur une embarcation légère.

Ils s'étendent sur un axe perpendiculaire au rivage depuis la dune jusqu'à la profondeur de fermeture (~ 6 m environ).

Nous testons 3 profils de plages significatifs d'érosion durant une tempête (26 et 28 février et 17 mars 2001). Les houles incidentes prises en compte dans les modèles proviennent d'une bouée-houlographe DATAWELL de Port Gardian. Les niveaux de la mer sont fournis par un courantomètre à pression S4ADW, à environ 3 mètres de profondeur et à 0,3m au-dessus du fond pour la période du 26 février au 3 mars 2001 et par un enregistrement automatique sur papier situé au grau de la Dent pour la période du 4 au 17 mars 2001.

Les modèles montrant peu de sensibilité au vent, ce forçage n'est pas pris en compte, tout comme l'estime Morellato, 2004.

La période entre le 26 et le 28 février est marquée par une tempête de 12 heures pendant lesquelles H_{m0} atteint 3 mètres et le niveau de la mer +0,50 m NGF.

La période entre le 28 février et le 17 mars est marquée par 6 tempêtes avec des hauteurs de houle dépassant 1,5m (2 ont une hauteur de 2,5m) entrecoupées d'accalmies. Le niveau maximal de la mer atteint + 0,90 m NGF.

Les relevés dont mous disposons encadrent une série de tempêtes à l'origine d'une situation manifestement érosive que nous allons chercher à reproduire.







Figure 26: Profil général de la morphologie de la plage de Rousty



Figure 27: Répartition granulométrique le long du profil de la plage de Rousty

(Sabatier, 2001)

• Observations bathymétriques

Entre le 28 février et le 17 mars 2001, la bâche est comblée suite au recul de la berme qui s'accompagne d'un retrait du rivage de 18 m. La pente du coté mer de la berme se raidit (3% à 8%). Bien que les deux barres avancent (9 m pour la première et 11 mètres pour la seconde), elles montrent des comportements différents. La première s'approfondit de 0,1m et son allure demeure inchangée tandis que la seconde s'élève de 3 cm et se cambre. Toutefois la distance entre les barres et le rivage augmente de 9 m et 7 m respectivement pour la barre interne et externe. Le profil du 17/03/01 est érodé de 35 m¹ (sur un mètre linéaire de plage) par rapport à celui du 28/02/01

3. Modélisation de l'hydrodynamique du 28/02/01

• Données de Houle (F. Sabatier, CEREGE, Université de Aix En-Provence)

Une bouée Datawell gérée par le CETMEF Brest a été positionnée au large de la Pointe de Beauduc pour l'enregistrement des conditions de mer. Cette bouée se trouve à une profondeur proche de 17 mètres, mais si on la repositionne sur la seule bathymétrie existante de 1974 elle se trouve vers -14 m.

Afin d'obtenir la houle forçant l'entrée de notre profil choisi – qui n'est pas située au niveau de la bouée d'acquisition-, tout un travail a été réalisé par Pons, Sabatier et Morellato , 2004, consistant à fournir pendant 3 ans la houle devant le site d'étude pour permettre ensuite l'utilisation du modèle 2DV de morphodynamique du profil de plages.

En voici les grands principes : La houle est mesurée en Camargue à la Bouée de Beauduc à 12 km du site d'étude. Cependant cette bouée est immergée à une profondeur trop faible pour que la houle mesurée soit considérée comme une houle du large. Une méthode a été mise au point, dite "de reconnaissance par interpolation de données simulées sur les données" qui est explicitée in *« Projet LITEAU Plage - Propagation de la Houle en Camargue »*. Le logiciel Swan a ensuite été utilisé pour simuler la propagation de la houle reconstituée depuis le large. Chaque cube est alors découpé en 6 tétraèdres. Ce découpage étant arbitraire, nous réalisons 7 manières différentes de mettre les tétraèdres pour faire une moyenne ensuite de toutes les interpolations.

• Autres données (F. Sabatier, CEREGE, Université de Aix En-Provence)

Nous disposons pour les années 2000-2001 des relevés bathymétriques fréquents, des niveaux moyens quotidiens, de l'orientation de la houle et de ses caractéristiques (périodes, hauteur significative) à l'entrée du profil. Toutes ces données sont compulsées in "*Rousty beach survey 2000-01 report*", 2003.

• bathymétrie interpolée du 28 Février 2001

Dans le but de modéliser la morphodynamique de la plage entre le 28 février 2001 et le 17 Mars 2001, période où la morphologie du fond est notablement modifiée, nous procédons tous d'abord à la mise en place du fichier de données de notre module de calcul de l'hydrodynamique, notamment en renseignant celui-ci de la bathymétrie.

Afin de bien modéliser la propagation de la houle, nous choisissions une discrétisation spatiale de $\Delta x = 0.5 m$; la longueur du profil est de L=535m et le pas de temps est de $\Delta t = 0.01$ s

La hauteur de la houle propagée est de : H=1, 1 m et la période de T=5s.





Les champs de hauteur et de vitesse sont ensuite injectés dans le module de calcul de transport sédimentaire. La figure suivante représentant la composante horizontale de la vitesse moyennée dans le temps montre un intense courant offshore au-dessus de chaque barre, ce qui est en accord avec la théorie rappelée dans ce rapport.



Figure 29: Vitesse horizontale moyenne issue de la simulation de la houle du 28/02/2001 sur la bathymétrie correspondante

4. Modélisation de la morphodynamique sous les conditions hydro et bathy du 28/02/01

Les simulations de la morphodynamique de la plage débutent seulement. Nous reportons ici les résultats préliminaires qui montrent juste la capacité du couplage hydrodynamique – modèle de transport à déplacer les structures sous-marines.

REFLUX 2DV - Modélisation de l'hydrodynamique et la morphodynamique d'une plage à barres



Figure 30 : Morphodynamique du profil : <u>Courbe bleue : bathymétrie du 28 Férier ;</u> <u>courbe rose : + 4h ; courbe jaune : +8h</u>

VI. Conclusion

Ce rapport vise l'analyse et la modélisation des processus hydrodynamiques et sédimentaires qui sont à l'origine de la formation des structures morphologiques (barres littorales, baïnes, bancs, dunes, rides), et de leur évolution, dans la perspective de l'amélioration de la prévision par la mise en place d'une version opérationnelle du modèle numérique REFLUX 2DV.

Pour simuler la morphodynamique de plages à barres et leur évolution suivant différentes conditions hydrodynamiques, un couplage du modèle Reflux2DV avec un modèle du transport sédimentaire est alors effectué.

Tout d'abord, la pertinence du modèle hydrodynmique a été testé sur deux cas-tests physiques menés par Dingemans [14]. Ces cas-tests concernent la propagation d'une houle, dans un canal en présence d'une barre trapézoïdale asymétrique posée sur un fond plat

Ensuite, le couplage hydro-sédimentaire est validé sur un cas test expérimental issu de Dette [16]. Ce test permet de comparer les résultats de simulation numérique avec les mesures, concernant l'évolution des profils bathymétriques au cours de la formation puis la migration de barre sur un profil de plage testé en canal.

Une application de ce couplage hydrosédimentaire du modèle Reflux2D sur un cas réel (la plage de Rousty en Camargue) a été effectuée. Cette plage à barres, a fait l'objet de suivis des évolutions bathymétriques ainsi que du climat de houle, de vent et de niveaux d'eau.

Références Bibliographiques

- [1] Boussinesq J. (1872). « Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond », J. Math. Pures Appl., vol. 17, p 55-108.
- [2] Meftah K. (1998) « Modélisation tridimensionnelle de l'hydrodynamique et du transport par suspension », Thèse de l'Université de Technologie de Compiègne
- [3] Nadaoka K., Beji S., Nakagawa Y. (1994) «A fully dispersive nonlinear wave model and its numerical solutions», Proc. 24th Int. Conf. On Coastal Engineering, ASCE, Kobe, Japan, 51, p 427-441
- [4] Meftah K., Sergent P. et Gomi P. (2003) «Simulation de la propagation des vagues à l'aide d'un modèle du type Boussinesq étendu », Revue européenne des éléments finis, vol. 12, n° 2/3, p 235-265
- [5] Meftah K., Sergent P. et Gomi P. (2004) «Linear analysis of a new type of extended Boussinesq model », Coast. Eng., vol. 51, p 185-206
- [6] Peregrine D.H. (1967) «Long waves on a beach », J. of Fluid Mech., vol. 27, p 815-827
- [7] Gobbi M.F., Kirby J.T., Wei G. (2000) «A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves: Part 2 », J. of Fluid Mech., vol. 405, p 181-210
- [8] Dingemans M.W. (1994) «Comparison of computations with Boussinesq-like models and laboratory measurements », Mast-G8M note, Project 1
- [9] Madsen P.A., Schäffer H.A. (1998) «Higher order Boussinesq-type equations for surface grvity waves : derivation and analysis », Phil. Trans. R. Soc. Lond., vol. 356, p 3123-3184
- [10] Madsen P.A., Sørensen O.R. (1992) «A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics», Coast. Eng., vol. 18, p 183-204
- [11] Gomi P., Sergent P. et Meftah K. (2005) «Comportement linéaire et non-linéaire d'un modèle de Boussinesq étendu », Revue européenne de génie civil, vol. 12, n° 7/8, p 941-961
- [12] Lynett P.J., Wu T.R. et Liu. P.L.F. (2001) «Modeling wave runup with depthintegrated equations», Coast. Eng., vol. 46, p 89-107
- [13] Cox D.T. et Kobayashi. N. (2000) «Identification of intense, intermittent coherent motions under shoaling and breaking waves», J. of Geophy. Research, 105(C6), p 223-236

- [14] Dingemans M. (1994) «Comparison of computations with Boussinesq-like models and laboratory measurements», Mast-g8-m note, Project 1
- [15] Meftah K., Sergent P. et Ouahsine A. (2005) «Modélisation du déferlement de la houle à l'aide d'un modèle de Boussinesq : application au mouvement des barres sableuses», 17ème congrès français de Mécanique, Troyes
- [16] Dette H.H., Larson M., Murphy J., Newe J., Peters K., Reniers A. et Steetzel H. (2002), «Application of prototype flume tests for beach nourishment assessment», Coast. Eng, vol. 47, n°2, p 137-177
- [17] Nwogu O. (1993), «An alternative form of the Boussinesq equations for nearshore wave propagation», J. Waterway *Port, Coast. Ocean Eng.*, vol. 119, n°6, p 618-638
- [18] Kroon, A (1994). Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, The Netherlands. Thèse de doctorat, Utrecht, Univ Utrecht, 275 p.
- [19] Kroon, A (1998). International bar dynamics. In: Geographical developments in coastal morphodynamics. A tribute to Joost Terwindt, Univ Utrecht (NL), 169-184.
- [20] Kroon, A and Masselink G., (2002). Morphodynamics of interdidal bar morphology on a macotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England, Marine Geology, 190, 591-608.
- [21] Hequette A and Hill P.R, (1993), Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface. Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea, Marine Geology, 113, 283-304.
- [22] Wolf, F.C.J., (1997), Hydrodynamics, sediment transport and daily morphological development of bar-beach system, these de doctorat, Univ. Utrecht (NL), 267 p.
- [23] Van Rijn L.C., (1998), Principles of coastal morphology. Aqua Publications, Amsterdam, 730 p.
- [24] Suanez, S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse : Université de Provence, Aix-en-Provence, 282pp.
- [25] Bruzzi, C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse : Université de Provence, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Aix-en-Provence, 325pp
- [26] Morellato, (2004), « Modélisation de l'efficacité du rechargement artificiel en sable sur une plage microtidale à barres (Site de Rousty, Delta du Rhône), *Rapport de DEA*, Université de Provence.

- [27] Morellato, D., Sabatier, F., Pons, F., Gaufres, P., (2004), Comparaison de modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, Delta du Rhône, France). VIII° Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Compiègne.
- [28] H.H. Dette, M. Larson, J. Newe, K. Peters, A. Reniers, H. Steetzel, (2002), Application of prototype flume tests for beach nourishment assessment, Coastal Engineering 47, 137–177.
- [29] Pilkey & Hume, (2001), Coastal research The shoreline erosion problem : lessonsfrom the past. Water & Atmosphere, 9(2), National Institute of Water and Amosphere, New Zealand. [http://www.niwa.cri.nz/]
- [30] Soulsby, R., (1997), Dynamics of Marine Sands, Thomas Telford, London, 249 p.
- [31] Bonnefille, R., (1992), Cours d'hydraulique maritime (3^{ème} édition), Masson, Paris, 208 p.
- [32] Lee, G., Nicholls, R. J., Birkemeier, W.A., (1998), Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. Marine Geology 148 : 163-177
- [33] J. Bailard, (1981), Identification of *intense*, intermittent coherent motions under shoaling and breaking waves J. of Geophys. Research, 86(C11): 10938-10954
- [34] W.D. Grand and O.S. Madsen, (1971). Combined wave and current interaction with a rough bottom, J. of Geophys. Research, 84(C4): 1797-1808.
- [35] K. Meftah, P Sergent, A. Ouahsine, (2005), Modélisation du déferlement de la houle avec un modèle de Boussinesq : application au mouvement des barres sableuses, 17^{ème} Congrès Français de Mécanique, Troyes.
- [36] Meftah K., Sergent P. et Gomi P. (2003) «Simulation de la propagation des vagues à l'aide d'un modèle du type Boussinesq étendu », *Revue européenne* des éléments finis, vol. 12, n° 2/3, p 235-265