Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte

Alexis Berthot

Etudiant, LSEET, UPRESA-CNRS 6017, Université de Toulon et du Var.

Vincent Rey

Maître de Conférences, LSEET, UPRESA-CNRS 6017, Université de Toulon et du Var.

Philippe Fraunié

Professeur, LSEET, UPRESA-CNRS 6017, Université de Toulon et du Var.

Résumé :

Nous avons étudié l'influence de petites variations le long de la côte de la hauteur de la houle au point de déferlement sur l'évolution du trait de côte. Le modèle a été appliqué au cas classique d'engraissement au voisinage d'un épi, et à l'évolution d'un trait de côte de forme initiale gaussienne. Nous avons montré pour le profil Gaussien que de petites variations de hauteur de houle le long de la côte montrent la présence d'effets advectifs, qui bien que faibles aux temps courts (ou aux faibles distances), ne peuvent plus être négligés de façon générale aux temps longs. Ces résultats vont dans le sens du choix d'un modèle de comportement de type advection-diffusion pour les études générales d'évolution du trait de côte à partir de méthodes d'assimilation.

Abstract :

The aim of the present study is to model the long term evolution of the shoreline. A one-line behavior oriented model for the sediment budget is used and applied to the accretion at a groin and to the evolution of the shoreline for a gaussian shape coastal line. It is demonstrated that small longshore modulations of the wave height at breaking is at the origin of advection effects, which may be included when using identification techniques for the shoreline evolution predictions.

1.Introduction

L'évolution du trait de côte concerne directement l'océanographie côtière dans son souci de compréhension des mécanismes hydrodynamiques et morphodynamiques côtiers. De façon plus appliquée, la modélisation de cette évolution, qu'elle soit due à des processus naturels ou liés à la construction d'ouvrages, reste un problème d'actualité pour les problèmes d'aménagement côtier et de gestion du littoral.

Le comportement de la côte est le résultat d'un grand nombre de processus et de mécanismes qui agissent et interagissent à des échelles de temps et d'espace différentes (De Vriend et al, 1993). Le calcul de l'évolution de la position du trait de côte peut se faire selon deux approches (De Vriend, 1991)

:

- Une approche à "moyen terme", qui utilise les données de houles significatives disponibles ou calculées au moyen de modèles numériques. Une équation de conservation de la masse sédimentaire est complètement résolue, puisque le transport sédimentaire est connu. On montre notamment que l'équation de conservation peut se réduire à une équation de diffusion pour des houles obliques de faible incidence (Pelnard-Considère, 1956) par des formulations de transport proportionnelles à l'angle d'incidence des houles.

- Une approche à plus "long terme", c'est-à-dire pour des périodes où les données de houles et surtout d'évolutions bathymétriques sont absentes, mais où l'évolution du trait de côte sur plusieurs décennies peut être connue (images satellites ou photographies aériennes). Par analogie avec les équations classiques de conservation, on peut supposer que l'équation de conservation de la masse sédimentaire peut être décrite par une équation de diffusion ou plus généralement d'advection-diffusion (Fraunié et al, 1996). Les coefficients peuvent alors être calculés par une méthode d'interpolation ou d'assimilation (Devenon et al, 1998), et l'évolution future du trait de côte extrapolée à partir de données historiques.

Nous avons considéré dans cette étude le cas simple d'un modèle de comportement basé sur la conservation de la masse sédimentaire parallèlement à la plage. Les variations de profil bathymétrique perpendiculairement à la côte ont été négligés, ce qui est communément admis pour des profils monotones à des échelles de temps suffisamment grandes (Bruun, 1954).

Les hypothèses physiques ainsi que le modèle mathématique et la méthode de résolution numérique sont présentés dans une première partie. Le modèle est ensuite appliqué au cas classique d'engrèvement au voisinage d'un épi, et à l'évolution d'un trait de côte de forme initiale gaussienne. Les rôles de chacun des paramètres physiques (conditions de houle, profil de plage,...) sur

la nature de l'évolution du trait de côte sont discutés.

2. Modèle d'évolution du trait de côte

2.1 Modèle mathématique

Le modèle d'évolution du trait de côte utilise une équation basée sur la conservation du volume de sédiment. On utilise un repère cartésien orthogonal direct où l'axe des x est dirigé parallèlement à la ligne du rivage (on assimile l'abscisse curviligne s de la ligne de rivage à l'axe des x), l'axe des y est dirigé vers le large, il représente la position du rivage (voir figure 1).

Figure 1: Vue en perspective du profil de plage, *Sketch of the beach profile*

On suppose que le profil de plage est en équilibre (profil de Bruun), et qu'il ne peut subir que des translations suivant Oy . La variation de la position de la ligne de rivage dy , d'une section dx de plage, pendant un intervalle dt est égale à la différence entre quantités entrante et sortante de sédiment, d'où l'équation de conservation :

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{-1}{D_s} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) \quad (1)$$

où $D_s = D + D_p$, avec D et D_p respectivement la profondeur de fermeture, au delà de laquelle l'effet du transport sédimentaire sur la morphodynamique est considéré comme insignifiant, et la hauteur de plage sur laquelle le transport sédimentaire est effectif, et Q est le débit sédimentaire le long de la côte.

Après études de données sur des profils de plage soumis aux vagues, Hallermeier (1981) a proposé pour D l'expression suivante :

$$D = \left[2.28 - 10.9 \frac{H_0}{L_0} \right] H_0 \quad (2)$$

où H_0 et L_0 sont respectivement la hauteur et la longueur d'onde significatives de la houle au large.

Le calcul du transport sédimentaire Q se fait à partir de la formule du Coastal Engineering Research Center (CERC, 1984) :

$$Q = (H_B^2 C_{gB}) K \sin(2\alpha_{bs}) = Q_0 \sin(2\alpha_{bs}) \quad (3)$$

où H_B est la hauteur significative des vagues au point de déferlement, C_{gB} la vitesse de groupe des vagues au niveau du déferlement et α_{bs} l'angle local entre les crêtes des vagues et la ligne de rivage au niveau du déferlement. Le coefficient K est fonction des caractéristiques physiques de l'eau et des sédiments :

$$K = \frac{K_1}{16 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - p) (1.416)^{\frac{5}{2}}} \quad (4)$$

où ρ_s ($= 2.65 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) est la masse volumique du sédiment, ρ ($= 1.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) est la masse volumique de l'eau, et p est la porosité du sédiment au niveau du fond (fixée à 0.4). Le coefficient K_1 est empirique et sert à calibrer le modèle ($= 0.77$).

Le transport Q dépend des caractéristiques de la houle au niveau du déferlement. Nous nous sommes limités dans cette étude à la transformation de houles en zone de shoaling, pour des fonds réguliers et lentement variables. Le modèle utilisé est un modèle de réfraction pour des houles linéaires (Houles d'Airy), il est basé sur la théorie des rayons. En tenant compte du shoaling, la hauteur des vagues H_B au point de déferlement est donnée par :

$$H_B = K_R \cdot K_S \cdot H_0 \quad (5)$$

où $K_R = \sqrt{\frac{\cos(\alpha_0)}{\cos(\alpha_b)}}$ et $K_S = \sqrt{\frac{C_{g0}}{C_{gB}}}$ sont les coefficients de réfraction et de shoaling. α_0 , α_b et C_{g0} , C_{gB} sont respectivement les angles d'incidence et les vitesses de groupe de la houle au large et au point de déferlement. L'angle α_b est obtenu à partir de la loi de Descartes-Snell. Le point de déferlement correspond à une profondeur d'eau d_B telle que :

$$H_B = \gamma d_B \quad (6)$$

où γ est un critère de déferlement, choisi ici constant et égal à 0.8 (Andersen and Fredsoe, 1983).

2.2 Modèle numérique

La ligne de rivage est discrétisée en N segments i ($i = 1, \dots, N$) de longueur constante Δx . La position de la ligne de rivage Y_i pour la cellule i est exprimée au centre de la cellule, les débits sont exprimés aux frontières des cellules (respectivement Q_i et Q_{i+1} pour la cellule i). La discrétisation explicite de l'équation de conservation (1) donne:

$$Y_i^{t+1} = B(Q_i^{t+1} - Q_{i+1}^{t+1}) + G_i^t \quad (7)$$

avec $B = \frac{\Delta T}{2D_s \Delta X}$ et $G_i^t = Y_i^t + B(Q_i^t - Q_{i+1}^t)$. Le transport Q est ensuite exprimé en fonction de la position du rivage Y . En écrivant que $\alpha_{bs} = \alpha_b - \alpha_s$, où α_b est l'angle entre les crêtes des vagues et l'axe Ox , et α_s l'angle entre la ligne du rivage et l'axe Ox , et en remplaçant α_s par $\frac{\partial y}{\partial x}$ (faibles angles d'incidence), on en déduit l'expression discrétisée suivante:

$$Q_i^{t+1} = E_i(Y_{i-1}^{t+1} - Y_i^{t+1}) + F_i \quad (8)$$

avec $E = 2(H_B^2 C_{gB}) K \cos(2\alpha_b) \cos^2(\alpha_s) \frac{1}{\Delta X}$

et $F = (H_B^2 C_{gB}) K \sin(2\alpha_b)(2 \cos^2 \alpha_s - 1)$. En substituant (7) dans (8), on obtient (voir Berthot (1999) pour plus de détails) le système tridiagonal :

$$-BE_i Q_{i-1}^{t+1} + (1 + 2BE_i) Q_i^{t+1} - BE_i Q_{i+1}^{t+1} = E_i(G_{i-1}^t - G_i^t) + F_i \quad (9)$$

3. Evolution du trait de côte

Nous avons dans un premier temps appliqué le modèle présenté dans la section 2 en résolvant l'équation (1) avec la formule de transport (3), dépendante des effets de shoaling et de réfraction, calculés à partir de formulations basées sur des houles linéaires. Nous avons dans un deuxième temps introduit une variation de la hauteur de la houle au point de déferlement H_B dans le but d'observer si de faibles perturbations par rapport à des conditions moyennes données pouvaient modifier de façon notable la dynamique des plages. Le but de notre démarche était de voir, dans l'hypothèse d'études de l'évolution long terme basée sur des méthodes d'assimilation, si l'évolution du trait de côte restait correctement décrit par un modèle de type diffusif. Sachant que les effets diffusifs sont importants localement, alors que les effets advectifs le sont globalement, nous nous sommes limités dans ce cas aux plages de grande extension (paragraphe 3.2).

3.1 Ensablement d'un épi et plage de profil gaussien

On considère les cas d'une plage rectiligne, délimitée à une extrémité (en $x = 0$) par un épi, et d'une plage de forme initialement gaussienne. On étudie leur évolution sous l'influence d'une houle d'incidence oblique ($\alpha_{large} = -20 \text{ deg}$) de période $T = 6 \text{ s}$ et d'amplitude $H_0 = 1 \text{ m}$. Après environ une semaine (200h), un engraissement important en amont de l'épi apparaît (figure 2a), l'avancée du trait de côte est cependant de plus en plus lente. La plage de profil gaussien présente un profil gaussien de plus en plus écrasé, l'évolution rapide aux premiers temps tend à diminuer aux temps longs (figure 2b).

Figure 2: Evolution du trait de côte, (a) épi, (b) profil gaussien.

Shoreline evolution, (a) groin, (b) gaussian shape shoreline.

La position du trait de côte exprimée sous la forme $\frac{Y}{\sqrt{t}}$ en fonction de $\frac{X}{\sqrt{t}}$ pour l'épi, et $\frac{Y}{Y_{\max}}$ en fonction de $\frac{X}{\sqrt{t}}$ pour le profil gaussien, est présentée sur les figures 3a et 3b respectivement pour l'épi et pour la gaussienne. On observe un comportement de type diffusif, puisque le carré de la progression du sable dans l'espace est proportionnelle au temps. On retrouve le comportement obtenu analytiquement par Pelnard-Considère (1956), qui imposait cependant comme condition limite sur l'épi un profil de plage parallèle à la direction de la houle au large, soit implicitement un débit nul en référence à la formule choisie pour le transport sédimentaire. En effet, si on exprime le transport Q donné dans (3) pour un angle faible, α_{bs} s'exprimant $\alpha_{bs} = \alpha_b - \frac{\partial y}{\partial x}$, l'équation (1) se réduit à une équation de diffusion :

$$\frac{\partial y}{\partial t} = a \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (10)$$

avec $a = \frac{2KH_B^2 C_{gB}}{D_S} = \frac{2Q_0}{D_S}$.

Figure 3: (a) épi, (b) profil gaussien. (a) groin, (b) gaussian shape shoreline.

3.2 Modulation de la hauteur de houle le long de la côte

Nous avons étudié ici l'influence de la variabilité de la hauteur des vagues le long de la côte due à l'influence "non-linéaire" de la forme du trait de côte. En effet, dans le cas de plages réelles, la hauteur des vagues au niveau du déferlement n'est pas identique le long de la plage. Par différentes simulations (non présentées ici), nous avons pu mettre en évidence que l'introduction d'un gradient latéral de hauteur de houle engendre un transport qui est apparu comme un phénomène "rapide" comparativement au phénomène de diffusion décrit précédemment.

Figure 4: Evolution du trait de côte, *Shoreline evolution*

Nous avons donc considéré qu'une avancée locale de la plage engendre une augmentation de la houle au niveau du déferlement. Nous avons donc introduit une variation de la hauteur locale des vagues sous la forme d'une perturbation linéaire, $H_{BY} = H_B(1 + \epsilon y)$ où ϵ est un petit paramètre, homogène à l'inverse d'une longueur, et H_B la hauteur au point de déferlement telle que calculée avec la méthode décrite précédemment. Nous avons représenté sur la figure 4 l'évolution de la plage, pour une surélévation initiale de 10cm de la hauteur de la houle en son point de déferlement, pour le point de l'avancée maximale, par rapport aux points sur les parties rectilignes (loin de la gaussienne).

Après 200h, on constate que la gaussienne a subi le phénomène de diffusion décrit précédemment (étalement de la gaussienne), mais que son maximum s'est également déplacé dans le sens du transport sédimentaire le long de la côte. Ce déplacement du pic semble à peu près proportionnel au temps. En

dérivant l'expression de transport (3), après remplacement de H_B par $H_B(1 + \epsilon y)$, on obtient :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = C_{gB} K H_B^2 \left[-2(1 + 2\epsilon y) \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} + 4\alpha_b \epsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right] + O \left(\epsilon^2, \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)^2, \epsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right) \quad (11)$$

en se limitant aux petits angles d'incidence ($O \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right) = 10^{-1}$). L'équation de conservation (1) se réduit alors à :

$$\frac{\partial y}{\partial t} = a_1 \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} - U \frac{\partial y}{\partial x} \quad (12)$$

où $a_1 = a(1 + 2\epsilon y)$ est le coefficient de diffusion, il varie faiblement dans l'espace, et $U = 2\epsilon\alpha_b a$, homogène à une vitesse, apparaît comme une vitesse d'advection de faible intensité d' $O(\epsilon)$.

L'effet advectif, bien que faible aux temps courts (ou aux faibles distances), ne peut plus être négligé aux temps longs (ou aux grandes distances), l'évolution spatiale des effets advectifs étant proportionnelle au temps, alors que celle des effets diffusifs est proportionnelle à la racine du temps.

4. Discussion et conclusion

Les modèles classiques d'évolution à long terme du trait de côte sont basés sur des équations de conservation de la masse sédimentaire. On montre que dans la limite des faibles angles, ces équations se réduisent à des équations de diffusion pour les expressions classiques de transport sédimentaire utilisées. En fait, même pour des angles de plus forte incidence, ces équations peuvent correctement être approchés par des équations de diffusion (voir par exemple De Vriend et al, 1993). Ces modèles ont le plus souvent été utilisés pour les problèmes d'impacts d'ouvrages sur la morphodynamique côtière, et ce notamment au voisinage des structures (voir par exemple Hanson et Kraus, 1989). Ils ont pour but d'étudier des effets locaux qui sont correctement décrits par ces types de modèle.

Dans le cas de l'évolution de plages, les distances caractéristiques sont parfois beaucoup plus grandes, et des évolutions locales peuvent être liés à des phénomènes observés à grande distance, ce qui peut par exemple être le cas pour des deltas (Suanez, 1997). Nous avons montré ici qu'une simple perturbation dans l'amplitude de la houle le long de la côte peut entraîner des modifications essentielles dans l'évolution du trait de côte, et donc que lorsqu'on considère des plages de grande étendue en l'absence (ou loin) de

structures, l'évolution n'est plus correctement représentée par un simple modèle de diffusion, mais d'advection-diffusion. Notons que cet aspect n'apparaît pas au voisinage des structures, d'une part car elles imposent par leurs conditions aux limites une accrétion (ou érosion) localisée, et d'autre part que le fait que leurs effets soient localisés, montrent par définition que ce sont les effets diffusifs les plus importants.

Ces résultats vont dans le sens du choix d'un modèle de comportement de type advection-diffusion pour les études générales d'évolution du trait de côte proposé par Fraunié et al (1996) , et traités à partir de méthodes d'assimilation pour la détermination des coefficients d'advection et de diffusion (Devenon et al, 1998).

Remerciements:

Ce travail a été effectué dans le cadre du programme national d'environnement côtier ART "Hydrodynamique sédimentaire des côtes sableuses"

Références

O. Andersen and H. Fredsoe, "Transport of suspended sediment along the coast," Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical Univ. of Denmark, Prog. rep. **59**, pp 33-46, (1983).

A. Berthot, "Modélisation de l'évolution à long terme du trait de côte," *Rapport de stage de DEA Sciences de L'Environnement Marin* (1999).

P. Bruun, "Coast erosion and the development of beach profiles," Technical memorandum, **44**, Beach erosion board US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, (1954).

CERC Coastal Engineering Research Center, "Shore protection manual," 4th edition, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, (1984).

J. L. Devenon, P. Fraunié et V. Rey , "Une méthode d'assimilation de données pour identifier le coefficient de diffusion d'un modèle d'évolution long terme de trait de côte," *Vèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Toulon*, 13-15 Mai, (1998).

H. J. De Vriend, "Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour," *Journal of Hydraulic Research*, **39** (6), (1991).

H. J. De Vriend, M. Capobianco, T. Chester, H. E. De Swart and M. J. F. Stive, "Approches to long-term modelling of coastal morphology: a review," *Coastal Engineering*, **21**, (1993).

P. Fraunié, J. L. Devenon and V. Rey, "Coastal evolution modelling due to

relative sea level rise," *Proc. of the International workshop on MED & Black sea ICZM, Sartgerme, Turkey*, Nov. 2-5, (1996).

H. Hallermeier, "A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate," *Coastal Eng.*, 4, pp 253-277, (1981).

H. Hanson and N. C. Kraus, "GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change," *Technical Report CERC 89-19*, (1989).

R. Pelnard-Considère, "Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage des plages de sable et de galets," *4emes Journees de l'hydraulique, les energies de la mer, question III, rapport n 1*, (1956).

S. Suanez, "Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône," *Thèse de l'Université de Provence*, (1997).