



Transport sédimentaire associé à l'évolution morphologique des plages pour des vagues irrégulières : effets des asymétries de vitesse et d'accélération

Florent GRASSO^{1,2}, Hervé MICHALLET², Eric BARTHELEMY²

1. Physical Geography Research Institute, Utrecht University, Faculty of Geosciences,
P.O. box 80115, 3508 TC Utrecht, The Netherlands.

florent.grasso@hmg.inpg.fr

2. CNRS-UJF-INPG, LEGI, BP53, 38041 Grenoble cedex 9, France.

herve.michallet@hmg.inpg.fr, eric.barthelemy@hmg.inpg.fr

Résumé :

Cette étude s'appuie sur des expériences menées dans le canal à houle du LEGI pour des vagues irrégulières. Le transport sédimentaire associé à l'évolution morphologique de profils de plages a été analysé en fonction de la hauteur des vagues, des asymétries de vitesse et d'accélération, du courant de retour et du nombre de Shields. Le sédiment est majoritairement transporté vers le large pour une condition de vagues énergétiques et un climat de houle caractérisé par un nombre de Dean $\Omega=2,5$, alors que des vagues modérées et un climat de $\Omega=3,6$ transportent principalement le sédiment vers la côte. Le rôle de l'asymétrie des vagues sur la direction et l'intensité du transport sédimentaire pour les climats de houle modérés à énergétiques est mis en évidence.

Mots-clés : Morphodynamique – Hydrodynamique – Canal à houle – Profil transversal – Sédiment – Non-linéarités des vagues – Effet de déphasage

Abstract:

This study is based on experimental simulations carried out in the LEGI flume for irregular waves. Sediment transport associated to cross-shore beach profile changes has been analysed using wave height, velocity and acceleration skewness, undertow current, and Shields number. For energetic waves conditions and a wave climate with a Dean number $\Omega=2.5$, the mean sediment transport rate is mainly offshore directed. In contrast, moderate wave conditions and a wave climate with $\Omega=3.6$ are associated to an onshore sediment transport. The wave asymmetries are shown to play a determinant role on the sediment transport direction and intensity.

Key words: Morphodynamics – Hydrodynamics – Wave flume – Cross-shore profile – Sediment – Wave non-linearities – Phase-lag effect.

1. Introduction

La compréhension et la modélisation du transport sédimentaire induit par les vagues reste la problématique centrale de la morphodynamique des plages sableuses. Même si d'importants progrès ont été réalisés durant ces quarante dernières années, ce transport n'est pas encore prédit correctement aujourd'hui. Différentes approches sont proposées, allant des formules paramétrées peu coûteuses en temps de calcul à la modélisation des processus physiques, très gourmands en temps de calcul. Les modèles les plus simples sont généralement basés sur une approche "énergétique" (BAGNOLD, 1966), selon laquelle l'énergie cédée par les vagues pour transporter le sédiment est proportionnelle à la dissipation totale. ELGAR *et al.* (2001) mettent en évidence l'importance des non-linéarités des vagues pour les cas de migrations de barres vers la côte et de nombreux auteurs cherchent à intégrer ces processus aux modèles de transport sédimentaire (DRAKE & CALANTONI, 2001 ; RUESSINK *et al.*, 2007 ; CASTELLE *et al.*, sous presse). Ces asymétries de formes en vitesse (hautes crêtes et longs creux) et en accélération (dent de scie), seraient principalement responsables d'un transport sédimentaire dans le sens de propagation des vagues (vers la côte) (HSU & HANES, 2004). Les vitesses plus élevées des crêtes mobiliseraient et transporteraient plus facilement le sédiment que les creux ; l'accélération du fluide due aux fronts de vague plus raides favoriseraient la mobilisation du sédiment par les crêtes.

Par ailleurs, le transport sédimentaire moyen associé à des vagues purement et fortement asymétriques en vitesse, peut être dirigé vers le large. Il peut se produire un déphasage entre la mobilisation du sédiment et son transport (DOHMEN-JANSSEN *et al.*, 2002). Pour un forçage hydrodynamique important, la crête peut mobiliser le sédiment suffisamment longtemps pour qu'il soit transporté par le creux suivant avant de se déposer. La majorité des études se focalise sur l'effet de houles régulières asymétriques en vitesse ou en accélération. Seulement certaines analysent le transport sédimentaire associé à des houles mixtes combinant ces deux asymétries (SILVA *et al.*, 2008 ; RUESSINK *et al.*, 2009).

L'effet des asymétries sur le transport sédimentaire pour des houles irrégulières reste peu étudié. Ces conditions naturelles sont difficiles à analyser à partir des mesures de terrain. Ainsi l'environnement contrôlé des modèles physiques apporte une alternative intéressante (GRASSO *et al.*, 2009).

L'objectif de ce travail est d'étudier le transport sédimentaire associé à l'évolution morphologique des profils de plages transversaux en fonction de l'hydrodynamique des houles irrégulières. L'analyse porte sur la comparaison de différents climats de houle afin de mettre en avant l'influence de leur énergie et de leur nombre de Dean associé sur le transport sédimentaire.

2. Méthodologie

Le dispositif expérimental est décrit en détail dans GRASSO (2009). Les principales caractéristiques sont rappelées ici. Les expériences se sont déroulées dans le canal du LEGI de 36 m de long et 55 cm de large équipé d'un générateur de vague de type "piston" (Fig. 1). La profondeur d'eau au batteur est de 55,3 cm. Le fond du canal est constitué de sédiment mobile de faible masse volumique ($\rho_s=1,19 \text{ g cm}^{-3}$) ayant un diamètre médian $d_{50}=0,6 \text{ mm}$ (dont la vitesse de chute est $w_s=2,1 \text{ cm s}^{-1}$). Les premier et dernier déciles de la distribution granulométrique du sédiment sont respectivement $d_{10}=0,4 \text{ mm}$ et $d_{90}=1 \text{ mm}$. Les nombres de Froude, Shields et Rouse sont du même ordre de grandeur que ceux des plages naturelles (GRASSO *et al.*, 2009). Les échelles de temps et de longueur sont environ 1/3 et 1/10. Des houles irrégulières sont générées (spectre d'énergie de type JONSWAP - facteur de pic=3.3). L'élévation instantanée de la surface libre est mesurée à l'aide de douze sondes capacitatives (acquisition à 50 Hz). Nous vérifions que les vagues respectent la distribution de Rayleigh à 2 m du batteur. Les climats de houle générés sont caractérisés par leur hauteur significative (H_s) et leur période pic (T_p). Le nombre de Dean associé est défini comme $\Omega=H_s/(T_p.w_s)$. Les profils de fond sont relevés entre chaque série de vagues grâce à un profileur acoustique monté sur un chariot motorisé.

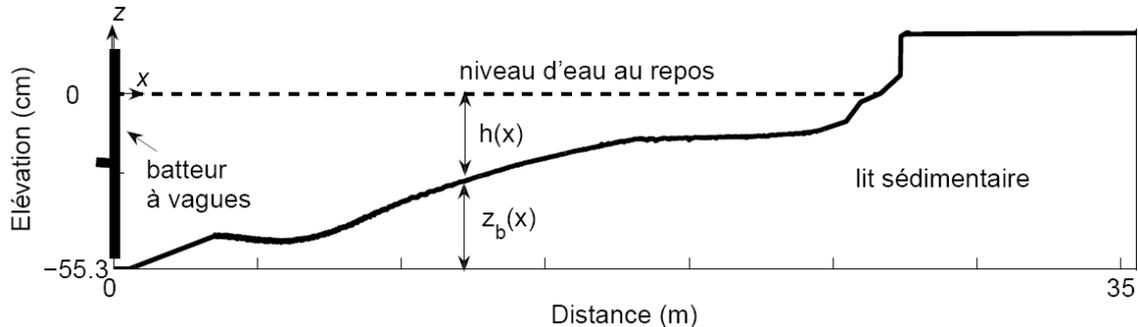


Figure 1. Schéma du canal à houle du LEGI.

Cette étude est basée sur l'évolution des paramètres hydrodynamiques des vagues le long des profils de plage. Pour des ondes dont la longueur d'onde est grande devant la profondeur d'eau, la vitesse au fond induite par les vagues est proportionnelle à l'élévation de la surface libre, ainsi l'asymétrie des vagues crête-creux (ou *skewness* de vitesse) peut être estimé comme (e.g. NIELSEN, 2006) :

$$Sk_v = \frac{\langle (\eta - \bar{\eta})^3 \rangle}{\langle (\eta - \bar{\eta})^2 \rangle^{3/2}}, \quad (1)$$

Thème 2 – Dynamique sédimentaire et transports des particules

où η est l'élévation de la surface libre, $\bar{\eta}$ le niveau d'eau moyen et $\langle \cdot \rangle$ la moyenne temporelle. L'asymétrie latérale des vagues (caractéristique des vagues en "dent de scie") peut être donnée par le *skewness* d'accélération (e.g. HSU *et al.*, 2006) :

$$Sk_a = \frac{\left\langle \left(\frac{d\eta}{dt} - \left\langle \frac{d\eta}{dt} \right\rangle \right)^3 \right\rangle}{\left\langle \left(\frac{d\eta}{dt} - \left\langle \frac{d\eta}{dt} \right\rangle \right)^2 \right\rangle^{3/2}}. \quad (2)$$

Le courant de retour induit en partie par le déferlement des vagues et au flux de quantité de mouvement dans les crêtes, est estimé à partir de l'équation de continuité (DALLY & BROWN, 1995 ; CIENFUEGOS *et al.*, 2010) :

$$\frac{d}{dx} [U(h + \bar{\eta})] + \frac{dQ_W}{dx} + \frac{dQ_R}{dx} = 0, \quad (3)$$

où U est le courant moyen sur la verticale (sous le niveau d'eau moyen), Q_W le flux volumique par largeur de crête associé aux mouvements du fluide et Q_R le flux volumique dû au rouleau de déferlement. Dans la suite, nous utilisons le modèle développé par DALLY & BROWN (1995) pour estimer Q_W et Q_R . Le modèle est forcé par la hauteur quadratique (H_{rms}) des vagues mesurées.

Le taux de transport sédimentaire instantané (q_s) est estimé indirectement à partir de l'évolution du profil de fond, par l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} = -(1-p) \frac{\partial z_b}{\partial t}, \quad (4)$$

où z_b est l'élévation du profil de fond à la position x (voir Fig. 1), et $p=0,4$ la porosité du lit sédimentaire supposée homogène le long de la plage. Pour un climat de houle donné de durée Δt , le taux de transport sédimentaire moyen se calcule comme:

$$\bar{q}_s(x) = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} q_s(x,t) dt. \quad (5)$$

$q_s > 0$ définit un transport sédimentaire vers la côte et $q_s < 0$ définit un transport vers le large.

Le nombre de Shields (θ), caractéristique de la mobilisation du sédiment au fond, est exprimé comme :

$$\theta = \frac{1}{2} f_w \frac{(A\omega_p)^2}{g(\rho_s/\rho - 1)d_{50}}, \quad (6)$$

Où g est l'accélération gravitationnelle, f_w le facteur de friction des vagues, A l'excursion des particules au fond, $\omega_p = 2\pi/T_p$ la pulsation des vagues, ρ et ρ_s les masses volumiques de l'eau et du sédiment.

L'analyse suivante porte sur la comparaison du taux de transport sédimentaire moyen \bar{q}_s avec les asymétries de vitesse Sk_v et d'accélération Sk_a , le courant de retour U et le nombre de Shields θ le long des profils de plage. Pour un scénario donné, les paramètres sont calculés à partir du profil de plage initial.

3. Résultats

3.1 Influence de l'énergie des vagues

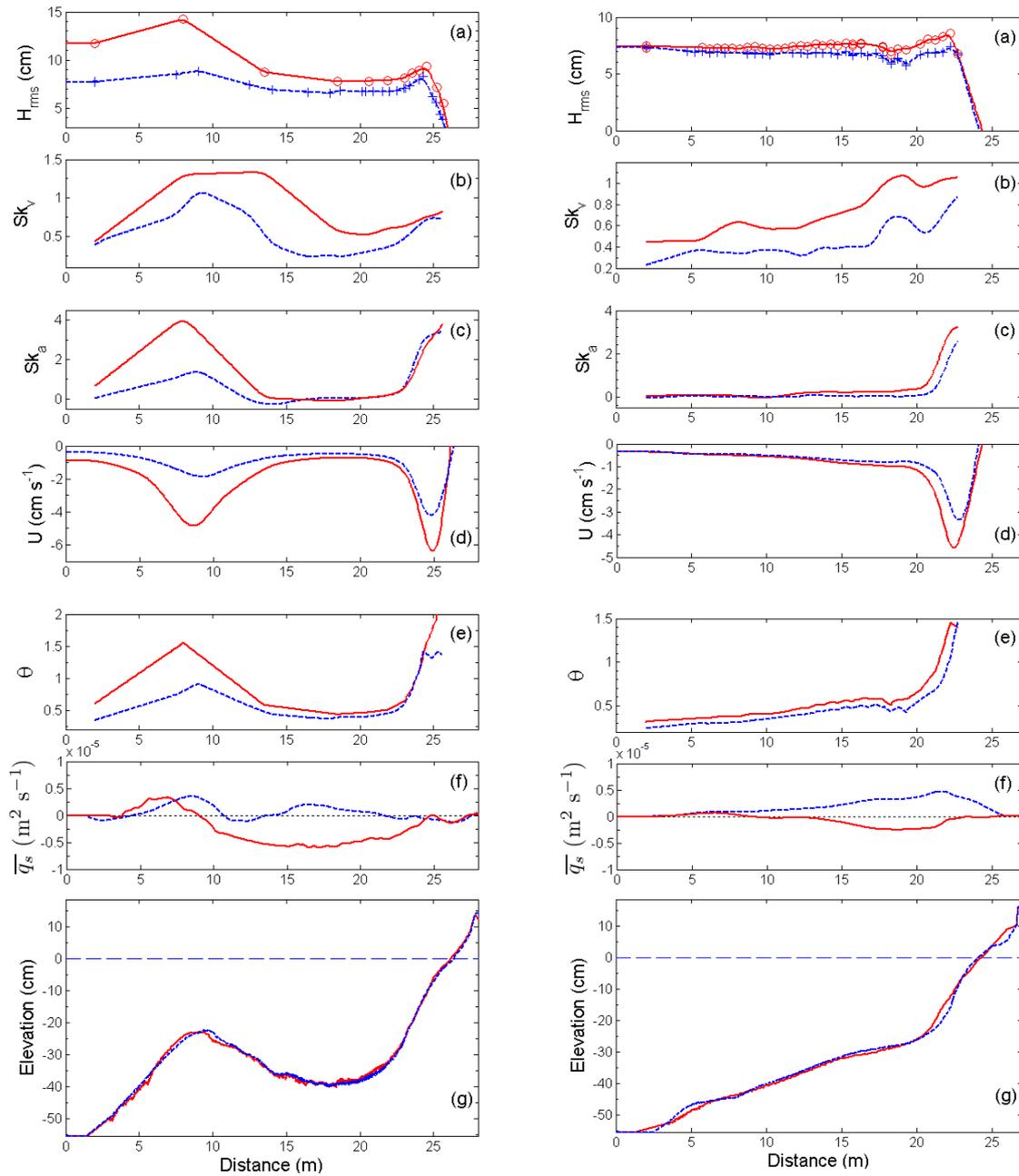
La Fig. 2 compare les caractéristiques du transport sédimentaire pour des conditions de vagues énergétiques et modérées. Le climat de houle énergétique est caractérisé par ($H_s=16$ cm, $T_p=3$ s) et le climat modéré par ($H_s=10,7$ cm, $T_p=2$ s). Ces conditions ont le même nombre de Dean ($\Omega=2,5$) et sont générées pendant une heure sur des profils de plage barrés très proches. Le transport sédimentaire associé aux vagues énergétiques est majoritairement dirigé vers le large (sauf en pied de plage) contrairement aux vagues modérées qui transportent vers la côte (Fig. 2.f). Notons qu'à 6,5 et 8,5 m les pics de \bar{q}_s vers la côte sont de même intensité pour les climats énergétique et modéré.

L'évolution du H_{rms} (Fig. 2.a) représente la variation de l'énergie contenue par les vagues. Les hauteurs de vagues de chaque climat sont très différentes au large (7,7 et 11,7 cm), puis le déferlement plus intense des vagues énergétiques tend à réduire l'écart dans la fosse et sur le haut de plage. Cela se traduit par un courant de retour plus fort de 158% sur la barre et de 52% en haut de plage (Fig. 2.d). Les évolutions de l'asymétrie d'accélération et du nombre de Shields suivent des tendances très similaires (Fig. 2.c et e). Pour les vagues énergétiques, Sk_a et θ augmentent nettement plus au passage de la barre, puis leurs valeurs sont très proches des conditions modérées à partir de la fosse. L'asymétrie de vitesse (Fig. 2.b) des vagues énergétiques reste plus forte tout le long du profil, sauf en pied et haut de plage où elle rejoint des valeurs identiques aux vagues modérées.

3.2 Influence du nombre de Dean

Considérant un sédiment ayant une vitesse de chute w_s constante, les variations du nombre de Dean $\Omega=H_s/(T_p \cdot w_s)$ peuvent être vues comme celles du rapport H_s/T_p . Analyser l'influence de Ω pour des climats de houle caractérisés par la même hauteur significative revient à faire varier la période pic. Pour $H_s=10,7$ cm, nous comparons deux climats de houle caractérisés par $T_p=1,4$ et 2 s, correspondant respectivement à $\Omega=3,6$ et 2,5 (Fig. 3). Les profils de plage initiaux sont relativement proches. Il ressort clairement que pour $\Omega=3,6$ le transport sédimentaire est dirigé vers la côte alors que pour $\Omega=2,5$ il est dirigé vers le large. Le H_{rms} est le même au large, signifiant que l'énergie fournie au modèle est comparable. Au cours de leur propagation, les vagues deviennent plus grandes pour $\Omega=2,5$. Ces vagues de cambrure plus faible ressentent davantage l'influence du fond pour une profondeur d'eau donnée. L'asymétrie de vitesse des vagues du climat $\Omega=2,5$ est ainsi largement supérieure à celle de $\Omega=3,6$. Le déferlement des vagues $\Omega=2,5$ est donc plus intense et génère un courant de retour plus fort en haut de plage. Ce déferlement se produit plus tôt que pour $\Omega=3,6$, le pic d'asymétrie d'accélération est également en avance. Tant que les vagues n'ont pas atteint la zone de levée ($x < 19$ m), Sk_a , U et θ sont peu sensibles à la différence de Ω .

Thème 2 – Dynamique sédimentaire et transports des particules



a) hauteur quadratique des vagues, b) asymétrie de vitesse, c) asymétrie d'accélération, d) courant de retour, e) nombre de Shields, f) taux de transport sédimentaire moyen et g) profil de fond.

Figure 2. Comparaison de deux climats de même $\Omega=2,5$: $H_s=10,7$ cm, $T_p=2$ s (tiret) et $H_s=16$ cm, $T_p=3$ s (trait plein).
 Figure 3. Comparaison de deux climats de Ω différents et de même $H_s=10,7$ cm au large : $T_p=1,4$ s, $\Omega=3,6$ (tiret) et $T_p=2$ s, $\Omega=2,5$ (trait plein).

4. Discussion et conclusions

Pour un même profil de plage et même nombre de Dean Ω , les climats de houle énergétiques génèrent de manière générale un transport sédimentaire vers le large contrairement aux conditions de vagues plus modérées. Nous retrouvons ainsi les tendances observées en nature, respectivement pour des scénarios de tempête (érosion du haut de plage) et des conditions estivales (reconstruction du haut de plage).

La mobilisation sédimentaire au fond est décrite par différents régimes de transport caractérisés par le nombre de Shields θ : charriage, ride, *sheet-flow*, suspension (NIELSEN, 1992). Plus θ est élevé et plus la mobilisation du sédiment est importante. Dans nos expériences les valeurs de θ sont majoritairement supérieures à 0,5, plaçant le transport sédimentaire dans un régime mixte de rides et de *sheet-flow*. Ce régime peut conduire à un déphasage de la mobilisation du sédiment par rapport à la vitesse au fond ce qui peut provoquer un transport moyen vers le large. Ce mécanisme est directement lié au rapport du temps de chute du sédiment sur la période des vagues et à l'énergie fournie au sédiment. DOHMEN-JANSSEN *et al.* (2002) définissent un paramètre de déphasage : $P = \delta / (T \cdot w_s)$, avec δ l'épaisseur de la couche de *sheet-flow* et T la période des vagues. Ainsi, le nombre de Dean $\Omega = H_s / (T_p \cdot w_s)$ apparaît également comme une sorte de paramètre de déphasage. Cela est cohérent avec le fait que des climats de houle d'énergie comparable et de Ω différents induisent des transports sédimentaires de directions opposées (Fig. 3).

L'analyse des scénarios morphologiques présentés sur les figures 2 et 3 fait ressortir certains paramètres dont l'interaction semble directement influencer la direction et l'intensité du transport sédimentaire. Ces paramètres se résument principalement aux asymétries de vitesse et d'accélération. Nous observons par exemple sur les Fig. 2 et 3 que de 15 à 20 m les valeurs de Sk_a et U sont très faibles, seuls les Sk_v présentent des variations. Il ressort que pour les Sk_v plus faibles le transport sédimentaire est dirigé vers la côte, en accord avec la théorie classique de transport pour des vagues asymétriques de type cnoïdales. En effet, le transport sédimentaire est en première approximation proportionnel au moment d'ordre 3 de la vitesse orbitale des vagues (e.g. RIBBERINK *et al.*, 2000). Quand Sk_v est plus fort (trait plein) la tendance est inversée avec un transport dirigé vers le large, ce qui s'expliquerait par le phénomène de déphasage. Nous constatons sur la Fig. 2 que sur 4-9 m (trait plein) et 5-11 m (tirets) le transport est positif malgré des Sk_v forts et des U non négligeables. Ceci semblerait s'expliquer par l'effet du Sk_a également plus fort qui accélérerait la mobilisation du sédiment dans la montée de la crête (plus courte) pour le déposer dans la descente de la crête (plus longue). Rappelons que nos expériences ne simulent pas des conditions de vagues très énergétiques, l'intensité du courant de retour est donc limitée. Cela pourrait expliquer pourquoi il semble jouer un rôle moins important que les non-linéarités dans la détermination de la direction du transport sédimentaire. Il intervient cependant dans la

dynamique du haut de plage où il atteint des valeurs plus élevées, il s'opposerait alors aux effets de l'asymétrie d'accélération.

Un concept original, de par son application à des houles irrégulières, peut être synthétisé de la manière suivante. Pour une mobilisation du sédiment suffisante le transport sédimentaire serait dirigé vers la côte (effet des asymétries). Quand Sk_v devient très fort, soit Sk_a est trop faible et le transport est dirigé vers le large (effet du déphasage), soit Sk_a est suffisamment fort et le transport est dirigé vers la côte. Ce concept s'applique relativement bien à l'ensemble de nos expériences et cette interaction des asymétries de vitesse et d'accélération a récemment été étudiée numériquement par RUESSINK *et al.* (2009) mais pour des houles régulières. Ils obtiennent également un transport négatif pour des vagues asymétriques en vitesse (déphasage) qui devient positif lorsque l'asymétrie d'accélération augmente.

5. Remerciements

Cette étude a partiellement été financée par les programmes LITEAU (MEDD), INTERREG-IIIC (EC) sous le projet BEACHMED-e, INSU (LEFE-IDAO et RELIEF-MODLIT/SHOM-DGA), et ECOS-Sud CONYCIT (contrat C07U01). Cette étude a également bénéficié du soutien technique de J.-M. Barnoud.

6. Références bibliographiques

- BAGNOLD R.A. (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. US Geological Survey Professional Paper, 442-I, 37 p.
- CASTELLE B., GRASSO F., MARIEU V., BONNETON P., BRUNEAU N. (sous presse). *Développement d'un nouveau modèle d'évolution de profil de plage*. La Houille Blanche.
- CIENFUEGOS R., BARTHÉLEMY E., BONNETON P. (2010). *Wave-breaking model for Boussinesq-type equations including roller effects in the mass conservation equation*. J. Waterw., Port, Coastal, Oc. Eng., 136(1), pp 10-26.
- DALLY W., BROWN C.A. (1995). *A modelling investigation of the breaking wave roller with application to cross-shore currents*. J. Geophys. Res., 100(C12):24873-24883. doi:10.1029/95JC02868
- DOHMEN-JANSSEN C.M., KROEKENSTOEL D.F., HASSAN W.N., RIBBERINK J.S. (2002). *Phase lags in oscillatory sheet flow: experiments and bed load modelling*. Coastal Eng., 46, pp 61-87. doi:10.1016/S0378-3839(02)00056-X
- DRAKE T.G., CALANTONI J. (2001). *Discrete particle model for sheet flow sediment transport in the nearshore*. J. Geophys. Res., 106(15):19859-19868. doi:10.1029/2000JC000611
- ELGAR S., GALLAGHER E.L., GUZA R.T. (2001). *Nearshore sandbar migration*. J. Geophys. Res., 106, pp 11623-11628. doi:10.1029/2000JC000389

- GRASSO F. (2009). *Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France.
- GRASSO F., MICHALLET H., CERTAIN R., BARTHÉLEMY E. (2009). *Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology: Transient and equilibrium states*. J. Geophys. Res., 114, C09001. doi:10.1029/2009JC005308
- HSU T.-J., HANES D.M. (2004). *Effects of wave shape on sheet flow sediment transport*. J. Geophys. Res., 109:C05025. doi:10.1029/2003JC002075
- HSU T.-J., ELGAR S., GUZA R.T. (2006). *Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration*. Coastal Eng., 53, pp 817-824. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.04.003
- NIELSEN P. (1992). *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*. In P.L.-F. Liu, editor, Advanced Series in Ocean Engineering, volume 4. World Scientific.
- NIELSEN P. (2006). *Sheet flow sediment transport under waves with acceleration skewness and boundary layer streaming*. Coastal Eng., 53(9), pp 749-458. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.03.006
- RIBBERINK J.S., DOHMEN-JANSSEN C.M., HANES D.M., MCLEAN S.R., VINCENT C. (2000). *Near-bed sand transport mechanisms under waves, a large-scale flume experiment (Sistex99)*. In 21th. Int. Conf. Coastal Eng., pages 3263-3276, Sydney, Australia.
- RUESSINK B.G., KURIYAMA Y., RENIERS A.J.H.M., ROELVINK J.A., WALSTRA D.J.R. (2007). *Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks*. J. Geophys. Res., 112(F03010). doi:10.1029/2006JF000730
- RUESSINK B.G., VAN DEN BERG T.J.J., VAN RIJN L.C. (2009). *Modeling sediment transport beneath skewed-asymmetric waves above a plane bed*. J. Geophys. Res., 114 (C11021). doi:10.1029/2009JC005416
- SILVA P., ABREU T., FREIRE P., KIKKERT G., MICHALLET H., O'DONOGHUE T., PLECHA S., RIBBERINK J., RUESSINK B.G., SANCHO F., STEENHAUER K., TEMPERVILLE A., VAN DER A.D., VAN DER WERF J. (2008). *Sand transport induced by acceleration-skewed waves and currents - the TRANSKEW project*. Physics of Estuaries and Coastal Seas.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire et transports des particules