

DINÂMICA HIDRO-SEDIMENTAR: MODELAÇÃO DE PERFIS DE PRAIA

Tiago ABREU

Departamento de Engenharia Civil – ESTGV – Instituto Politécnico de Viseu, Campus de Repeses, 3504-510 Viseu, +351232480586, tabreu@estv.ipv.pt;

RESUMO

Neste trabalho procura-se avaliar o desempenho de alguns modelos de transporte sedimentar na previsão da evolução morfológica de perfis transversais de praia. Para o efeito, recorreu-se a dados provenientes de um trabalho experimental obtidos no projeto europeu “Large Installations Plan - LIP”, onde se mediram migrações de barras litorais. Os registos de velocidades e de elevações da superfície livre efetuados em diversas posições diferentes da coluna de água serviram para a validação de parametrizações que caracterizam a hidrodinâmica observada. Esses resultados são introduzidos nos modelos de transporte selecionados. A análise efetuada neste estudo evidencia que uma boa previsão morfológica depende de um correto balanço sedimentar associado a processos hidrodinâmicos de ondas não lineares e de correntes médias.

Palavras-chave: barras litorais, morfodinâmica, transporte de sedimentos, assimetrias, correntes de fundo

1 - INTRODUÇÃO

A correta predição dos perfis transversais de praia apresenta um desafio para a comunidade costeira. O seu entendimento é imprescindível em projetos de previsão da evolução temporal da morfologia das zonas costeiras. Atualmente há um conjunto de modelos que procura prever o transporte transversal à linha de costa. Estes arquétipos assumem que existe uniformidade ao longo da linha de costa e que são negligenciados efeitos morfodinâmicos de natureza bidimensional. Apesar dessas simplificações, dada a natureza complexa dos processos inerentes à mecânica sedimentar, ainda subsistem lacunas no que concerne ao conhecimento detalhado dos processos envolvidos. Desta forma, o desempenho dos modelos relativamente às previsões morfológicas pode ser notavelmente distinto, podendo acarretar erros indesejáveis em estudos de engenharia.

A análise e a previsão de alterações morfológicas passam pelo conhecimento da hidrodinâmica das ondas e correntes que atuam sobre o perfil de praia. Aquando da propagação para a linha de costa, com a diminuição da profundidade, as ondas de superfície sofrem modificações começando a apresentar assimetrias (Elgar and Guza, 1985; Doering and Bowen, 1995). Enquanto, em águas profundas, a superfície livre e a velocidade orbital podem ser consideradas lineares, i.e., serem bem representadas por uma forma sinusoidal, em águas intermédias ou pouco profundas, as formas alteram-se, tornando-se gradualmente pontiagudas sobre a crista, mais largas na cava e relativamente íngremes na face onde se vem dar a rebentação. Estas modificações podem ser encontradas em perfis de praia naturais (e.g., Elfrink et al., 2006; Ruessink et al., 2009; Rocha et al., 2013) e de laboratório (e.g., Abreu et al., 2011; Sancho *et al.*, 2011). Reconhece-se que estas assimetrias estão associadas à mobilização dos sedimentos e, conseqüentemente, à variação morfológica das praias e em particular, à migração de barras (e.g., Hoefel e Elgar et al., 2003; Houser e Greenwood, 2007).

Os modelos de evolução morfológica para as zonas costeiras podem acoplar a evolução do fundo e a agitação incidente de formas distintas. Neste trabalho, propõe-se um modelo baseado em processos que pretende contemplar e resolver, ao nível da onda, o maior número de princípios físicos intervenientes (por exemplo, não linearidades das ondas e correntes de retorno junto ao fundo). Sabe-se que ao longo da direção de propagação da onda, os sedimentos podem ser arrastados num sentido preferencial, quer no da propagação da onda quer no oposto, dependendo fundamentalmente da forma das ondas e das correntes médias (no tempo) por elas induzidas. Importa, assim, prever a direção e a magnitude do transporte de sedimentos responsáveis pelas variações morfológicas. A análise efetuada é bidimensional (2D), considerando ondas que se propagam perpendicularmente à costa. Desta forma, o trabalho contribui para um maior entendimento dos perfis transversais de praia e, particularmente, na modelação de migração de barras litorais.

Neste trabalho procura-se avaliar o desempenho de alguns modelos de transporte sedimentar na previsão da geração e migração de barras litorais (Bailard, 1981; Hoefel and Elgar, 2003; Silva et al., 2006; Nielsen, 2006; Abreu et al., 2013). Para o efeito, comparam-se os resultados numéricos do modelo morfodinâmico com dados provenientes de um trabalho experimental obtidos no projeto europeu "Large Installations Plan - LIP" (Arcilla et al., 1994; Roelvink e Reniers, 1995), onde se registaram evoluções morfológicas de perfis transversais de praia para diferentes climas de agitação. Os resultados permitem evidenciar os processos associados ao trânsito sedimentar induzido pelas ondas e correntes, bem como as capacidades e limitações dos modelos de transporte na reprodução das evoluções morfológicas.

2 - TRABALHO EXPERIMENTAL LIP

No âmbito do projeto europeu "Large Installations Plan - LIP", entre Abril e Junho de 1993, realizou-se um conjunto de experiências no canal de ondas de 240 m da Deltares, Holanda (Arcilla et al., 1994; Roelvink e Reniers, 1995). O principal objetivo do projeto foi o de obter dados de hidrodinâmica e de transporte sedimentar com elevada qualidade e resolução espaço-temporal de um perfil transversal de praia sujeito a condições de acreção e de erosão. Durante as experiências, registaram-se alterações morfológicas e mediram-se diversos

parâmetros físicos como, por exemplo, alturas de onda, velocidades e concentrações de sedimentos em diversas posições da coluna de água. O material utilizado para o leito é composto por uma granulometria uniforme com sedimentos de areia de diâmetro mediano $d_{50} = 0,22$ mm. Neste trabalho, investigam-se os casos LIP 1B e LIP 1C que conduziram à migração de uma barra litoral para o largo e para a linha de costa, respectivamente.

Na Figura 1, apresentam-se perfis de praia medidos para ambas as condições. Considera-se o ponto $x = 0$ como a linha de costa, onde a elevação da superfície livre é, em média, nula. A elevação $z_b = 0$ identifica o nível médio da superfície livre considerado para a análise deste trabalho. No caso LIP 1B – Figura 1a), assiste-se a uma migração da barra para o largo, ao longo de um período experimental de 18 horas. As variações morfológicas denotam um ligeiro crescimento da crista da barra, havendo uma translação de cerca de 10 m na direção oposta à propagação das ondas. No caso LIP 1C – Figura 1b), a barra migra em direção à linha de costa, ao longo de 13 horas de testes. As variações morfológicas evidenciam um crescimento pronunciado da barra, observando-se uma translação da crista da barra de cerca de 5 m na direção de propagação das ondas. Em suma, conclui-se que a migração da barra litoral em ambas as situações é distinta, devendo-se a questões relacionadas com a convergência do transporte sedimentar. A migração da barra litoral surge como resultado de um balanço delicado entre o transporte de sedimentos em direção às maiores profundidades, associado às correntes de retorno junto ao fundo, que é contraposto com o transporte em direção à costa causado pelas não linearidades das ondas numa região próxima do ponto de rebentação. Desta forma, compreende-se que uma boa caracterização da dinâmica hidro-sedimentar é um requisito fundamental para a correta modelação de perfis de praia.

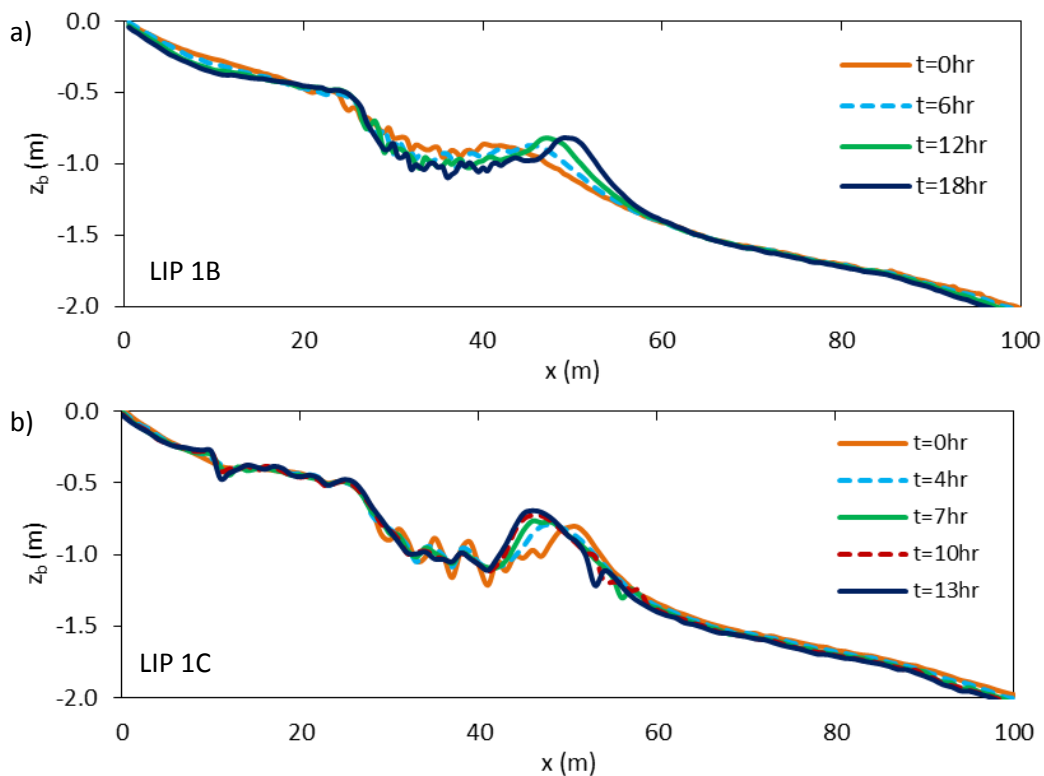


Figura 1: Perfis de praia medidos durante as experiências: (a) LIP 1B e (b) LIP 1C.

Para se modelar a evolução morfodinâmica de um perfil transversal de praia é necessário ter um bom conhecimento da hidrodinâmica das ondas e correntes que atuam sobre a mesma. Nas duas experiências, o bater de ondas encontrava-se posicionado em

$x = 200$ m, com uma profundidade da coluna de água igual a 4,1 m, gerando ondas irregulares de acordo com o espectro de Jonswap. Em frente ao bater, no caso das condições erosivas, LIP 1B, registou-se uma altura significativa de onda $H_s = 1,4$ m e um período de pico $T_p = 5$ s. No caso LIP 1C, registou-se $H_s = 0,6$ m e $T_p = 8$ s.

Na Figura 2 apresentam-se os valores medidos da altura significativa de onda, H_s , e da corrente de retorno junto ao fundo (*undertow*), U_b , referenciados relativamente às batimetrias iniciais de ambos os casos. Estas correntes médias (no tempo) surgem como resultado das ondas em rebentação e de forma a compensar o fluxo de massa associado à propagação de uma frente de onda (*bore*) que se desloca para a costa. Por conseguinte, apresentam um sentido contrário ao da propagação das ondas. Para o domínio de dados apresentado, as condições erosivas do caso LIP 1B evidenciam uma redução constante de H_s , indicando uma zona de surf ampla, típica de uma praia bastante dissipativa. Pelo contrário, as condições de agitação do teste 1C revelam que a primeira rebentação ocorre sobre a barra litoral situada a $x \approx 55$ m. Subsequentemente, as correntes induzidas pelas ondas exibem comportamentos distintos. As magnitudes das correntes médias no caso LIP 1B são notoriamente superiores às do LIP 1C. Em ambos os casos, é sobre a forma de fundo “barra-fossa” ($30 < x < 60$ m) que se assinalam os valores mais significativos de U_b . De referir ainda que, no caso LIP 1B, os valores de U_b permanecem sensivelmente constantes e com alguma relevância ($\approx 0,13$ m/s) para as maiores profundidades, devendo-se à maior extensão da zona de rebentação observada. As linhas a tracejado da Figura 2 foram obtidas por interpolação linear entre os valores medidos. Estes resultados servem de base de entrada para a malha numérica utilizada nos cálculos morfodinâmicos posteriores.

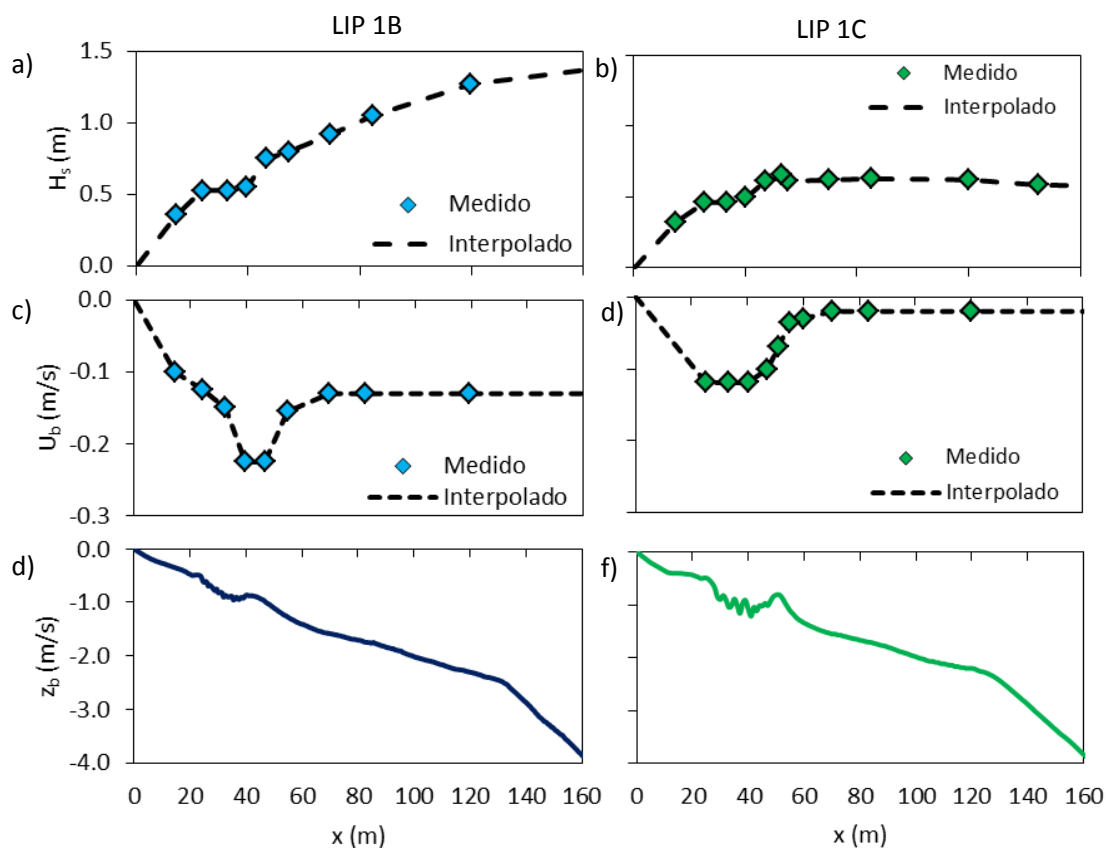


Figura 2: Variação espacial de H_s , U_b e z_b para os casos LIP 1B (à esquerda) e LIP 1C (à direita).

3 - MODELAÇÃO DA DINÂMICA HIDRO-SEDIMENTAR

3.1. HIDRODINÂMICA

Para caracterizar a velocidade orbital horizontal sob ondas não lineares, utilizou-se a expressão analítica sugerida por Abreu et al. (2010). A fórmula contém 4 parâmetros livres: dois relacionados com a amplitude da velocidade orbital, U_w , e a frequência angular da onda, ω , e dois relacionados com as assimetrias do movimento orbital, nomeadamente, um índice de assimetria, r , e um parâmetro de forma, ϕ .

$$u(t) = U_w \sqrt{1-r^2} \frac{\left[\sin(\omega t) + \frac{r \sin \phi}{1 + \sqrt{1-r^2}} \right]}{[1 - r \cos(\omega t + \phi)]}. \quad (1)$$

No estado-de-arte atual, é possível encontrar diversos trabalhos que permitem a aplicação prática da equação (1), relacionando r e ϕ com saídas standard de modelos hidrodinâmicos como, por exemplo, a altura de onda significativa, H_s , o período de onda, T , e a profundidade local, h (e.g., Dibajnia et al., 2001; Elfrink et al., 2006; Ruessink et al. 2012). Neste trabalho, utilizam-se as parametrizações propostas por Ruessink et al. (2012) para o cálculo dos parâmetros associados às não linearidades das ondas, tendo como base um vasto conjunto de dados experimentais de ondas irregulares. Os autores providenciam expressões para obtenção de r e ϕ em função do número de Ursell, U_r , e de um parâmetro não linear adimensional, B :

$$U_r = \frac{3}{8} \frac{Hk}{(kh)^3}, \quad (2)$$

$$B = p_1 + \frac{p_2 - p_1}{1 + \exp\left(\frac{p_3 - \log U_r}{p_4}\right)}, \quad (3)$$

onde k representa o número de onda e $p_1 = 0$, $p_2 = 0,857$, $p_3 = -0,471$ e $p_4 = 0,297$.

De acordo com a metodologia descrita, as Figuras 3 e 4 apresentam as estimativas da variação espacial de U_w , r , ϕ e da velocidade orbital horizontal $u(t)$ para os casos LIP 1B e LIP1C, respetivamente. A amplitude da velocidade junto ao fundo, U_w , foi estimada usando a Teoria de Airy. O perfil inicial das praias está representado no fundo (Figuras 3e e 4e), servindo de referência à análise de cada parâmetro. Em ambos os casos, à medida que a profundidade diminui (com o decrescimento de x), a evolução espacial de U_w apresenta um comportamento muito sincrónico ao de H_s , i.e., ambos os valores aumentam ou diminuem para a mesma profundidade. Contudo, há alguns casos onde isso não se verifica em que os valores de U_w crescem ou mantêm-se constantes e os de H_s decrescem. Por exemplo, na zona da barra litoral, entre $24 < x < 40.5$ m, as valores de U_w tendem a manter-se constantes, mas os valores de H_s diminuem.

A evolução espacial dos parâmetros r e ϕ providencia um bom esclarecimento de como a forma das ondas evolui em águas pouco profundas. As subfiguras f), g), e h) ajudam a complementar essa análise, apresentando os resultados do movimento orbital junto ao fundo $u(t)$ obtidos pela equação (1) para três localizações do perfil transversal de praia. Assim, essas representações permitem visualizar mais facilmente o carácter não linear da propagação das ondas.

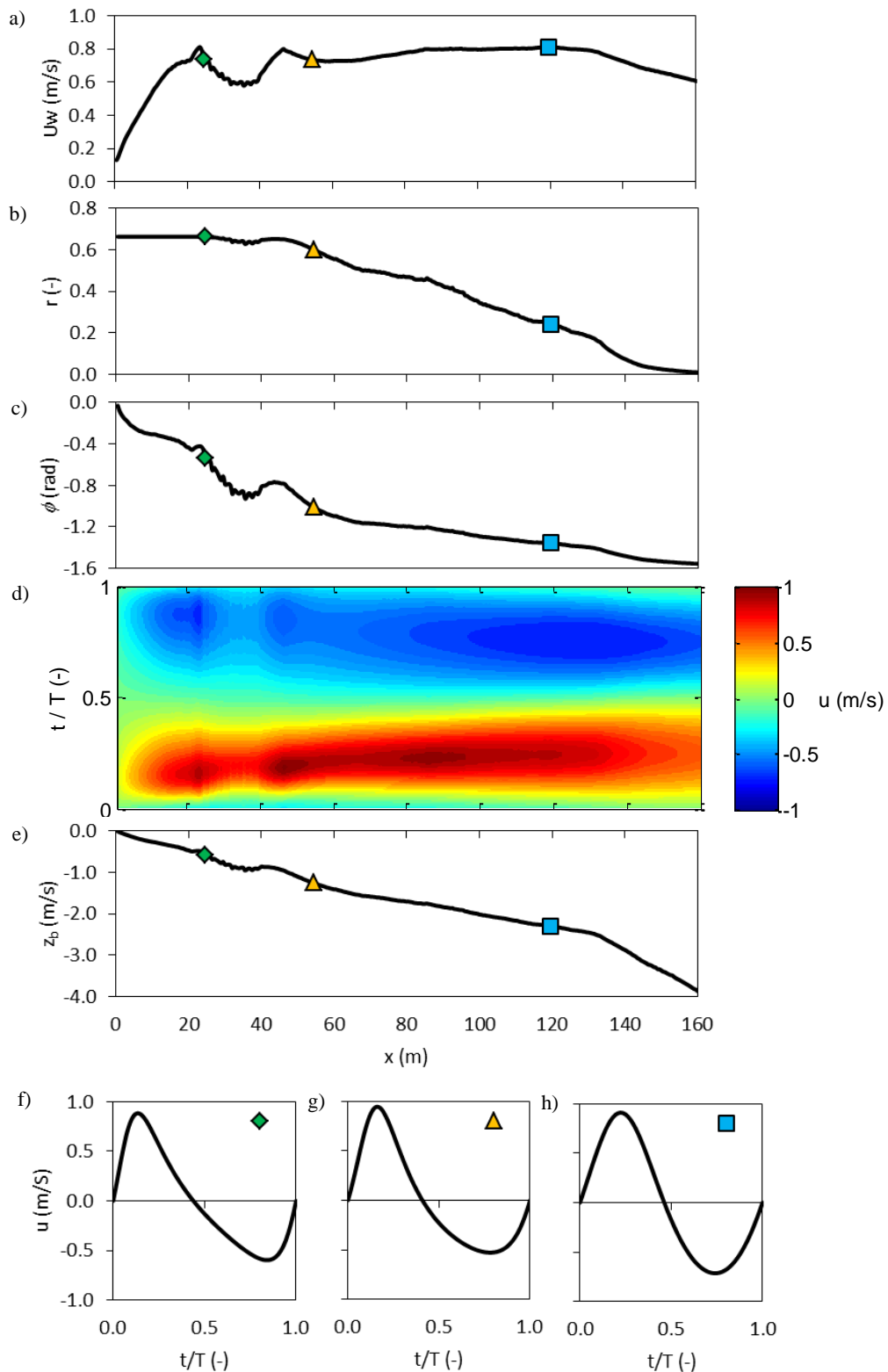


Figura 3: LIP 1B - Variação espacial de (a) velocidade orbital junto ao fundo, U_w , (b) índice de assimetria, r , (c) parâmetro de forma, ϕ , (d) velocidade horizontal $u(t)$ e (e) elevação do fundo, z_b . Os painéis (f), (g) e (h) mostram a variação temporal de $u(t)$ em três localizações assinaladas com símbolos (diamante – $x=24.5$ m; triângulo – $x=54.5$ m; retângulo – $x=119.5$ m).

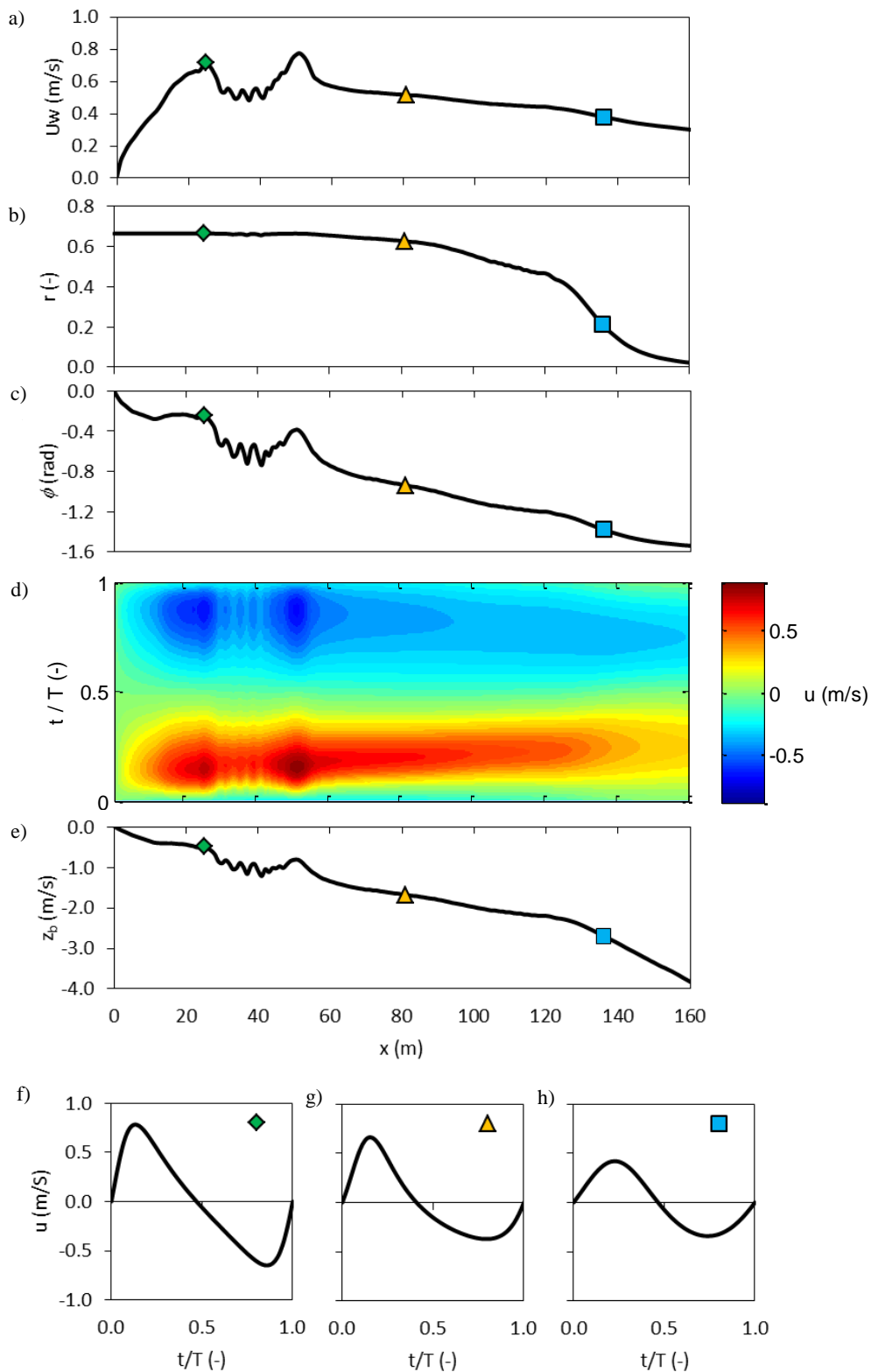


Figura 4: LIP 1C - Variação espacial de (a) velocidade orbital junto ao fundo, U_w , (b) índice de assimetria, r , (c) parâmetro de forma, ϕ , (d) velocidade horizontal $u(t)$ e (e) elevação do fundo, z_b . Os painéis (f), (g) e (h) mostram a variação temporal de $u(t)$ em três localizações assinaladas com símbolos (diamante – $x=25$ m; triângulo – $x=80$ m; retângulo – $x=135$ m).

De referir que, no caso particular de $r = 0$, a onda converte-se numa onda sinusoidal como na Teoria de Airy. O aumento (em módulo) do valor de r faz crescer as não linearidades da forma da onda. Em ambos os casos, observa-se que existe um aumento gradual de r à medida que a profundidade diminui, atingindo-se valores próximos de 0,66 para $x \approx 0$. Este comportamento confirma que existe um crescimento das não linearidades com a diminuição da profundidade. Relativamente ao parâmetro de forma ϕ , para as maiores profundidades representadas, aproximamo-nos de $\phi \sim -\pi/2$. Isso significa que existe uma assimetria de velocidades de $u(t)$, pois há preponderância para ondas com cristas acentuadas, mas de curta duração. Gradualmente, os valores reduzem-se até $\phi \sim 0$ à medida que nos aproximamos da linha de costa, sugerindo que a forma da onda se inclina gradualmente para a frente (com a face frontal da crista mais inclinada), passando a assimetria da aceleração a ter um papel igualmente proeminente. Realça-se que muitas das tendências aqui observadas podem ser encontradas em inúmeros perfis de praia em condições naturais e de laboratório (e.g., Elfrink et al., 2006; Abreu et al., 2011; Sancho et al., 2011).

Durante as experiências, efetuaram-se medições dos valores significativos das velocidades máximas (u_{max}) e mínimas (u_{min}) junto ao fundo em algumas localizações. Desta forma, é possível aferir se a metodologia apresentada corrobora os valores medidos. A Figura 5 apresenta essa confrontação, podendo-se observar que, no caso LIP 1 B, o ajuste é excelente. Para o caso LIP 1C, há algumas diferenças entre as medições e as previsões de u_{max} , pois os valores calculados são ligeiramente subestimados. No entanto, de uma forma geral, a combinação das parametrizações de Abreu et al. (2010) e de Ruessink et al. (2012) reproduzem eficazmente as tendências e magnitudes das medições efetuadas. Dessa forma, considera-se que as características do escoamento estão bem caracterizadas, o que é um requisito importante para cálculos morfodinâmicos.

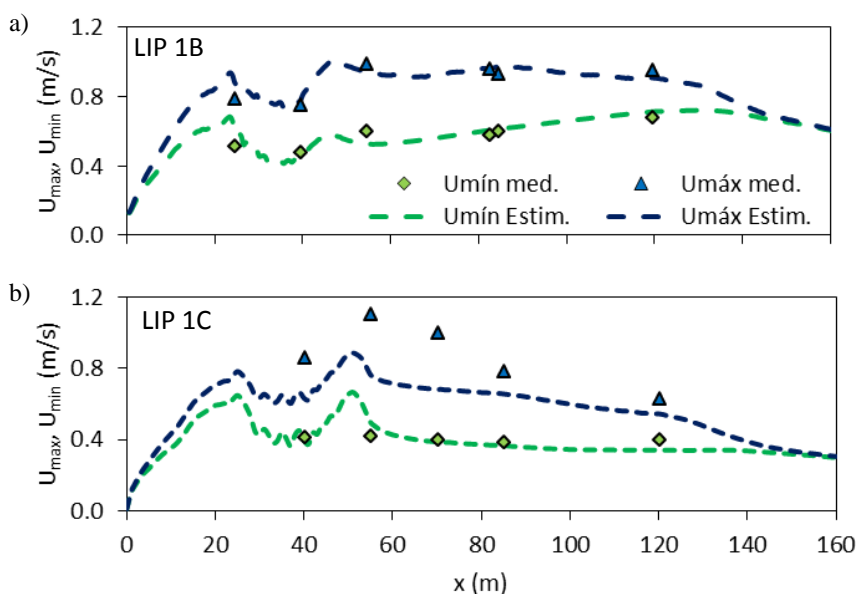


Figura 5: Valores significativos das velocidades máximas (u_{max}) e mínimas (u_{min}) junto ao fundo para os casos LIP 1B e LIP 1C. Os símbolos assinalam as medições e as linhas tracejadas as estimativas.

3.2. MODELOS DE TRANSPORTE SEDIMENTAR

Neste trabalho procura-se avaliar o desempenho de alguns modelos práticos de transporte sedimentar quanto à previsão da migração de barras litorais. Reconhece-se que a interação entre ondas e correntes e as características não lineares de ondas em águas pouco profundas estão intrinsecamente relacionadas com o trânsito sedimentar (e.g., Watanabe e

Sato, 2004; Silva et al., 2011; Dong et al., 2013). A importância das assimetrias das ondas tem motivado o desenvolvimento de modelos práticos de transporte para incorporar estes processos (Drake e Calantoni, 2001; Hoefel e Elgar, 2003; Nielsen, 2006; Silva et al., 2006; Gonzalez-Rodriguez e Madsen, 2007; van Rijn, 2007). Esses modelos são extensões de formulações bem conhecidas da comunidade científica (e.g., Meyer-Peter e Müller, 1948; Bailard, 1981), descrevendo o efeito das assimetrias das ondas no transporte sedimentar mediante a predição de tensões de atrito geradas sobre o fundo ou através da inclusão direta de séries temporais de velocidades e acelerações. Neste trabalho, selecionaram-se alguns desses modelos para a predição da evolução do perfil de praia. Refira-se que a introdução da velocidade total instantânea nesses modelos é efetuada através da equação (1), acrescida da velocidade média, U_b , medida/interpolada.

3.2.1. Bailard (1981) – B81; Hoefel and Elgar (2003) – HE03

Bailard (1981) alargou a formulação clássica de modelos de transporte sedimentar do tipo energético de Bagnold (1966) para escoamentos permanentes, incorporando os efeitos do movimento oscilatório. O modelo pretende incluir os efeitos das não linearidades na zona de surf através do cálculo direto de parâmetros estatísticos de velocidade orbital junto ao fundo.

Drake e Calantoni (2001) modificaram a formulação de Bailard (1981) de modo a considerar o efeito da assimetria da aceleração, a . Esse melhoramento deveu-se à introdução de um descriptor da aceleração na taxa de transporte por arrastamento que pode ser calculado em termos de momentos estatísticos da aceleração junto ao fundo a_{spike} :

$$a_{spike} = \langle a^3 \rangle / \langle a^2 \rangle. \quad (4)$$

Nesta equação, os parênteses $\langle \rangle$ denotam uma média temporal na fase da onda. O transporte associado a efeitos de aceleração é ativado quando a_{spike} excede um determinado valor crítico, a_{cr} .

Posteriormente, Hoefel e Elgar (2003) estenderam o trabalho de Drake e Calantoni (2001) para ondas irregulares, passando a contemplar o sinal de a_{cr} . Por ajuste a um conjunto de dados de campo (Duck94) onde se assistiu a uma migração de barra, os autores otimizaram os valores de K_a e de a_{cr} (1.4×10^{-4} ms e 0.2 m/s², respetivamente). Neste trabalho, o transporte em suspensão, q_{ss} , é calculado de acordo com Bailard (1981) de forma a obter a taxa de transporte sedimentar total $q_s (= q_b + q_{ss})$.

3.2.2. Silva et al. (2006) – S06

Silva et al. (2006) basearam-se no trabalho de Dibajnia e Watanabe (1992), desenvolvendo um modelo prático de transporte semi-não estacionário que calcula taxas de transporte sedimentar para escoamentos oscilatórios puros ou para combinações de ondas e correntes. A taxa média de transporte de sedimentos num ciclo da oscilação com período T é calculada integrando o transporte em cada meio ciclo da oscilação, com durações T_c e T_t , e tomando posteriormente a diferença entre as quantidades calculadas:

$$\frac{q_s}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = \alpha |\Gamma|^\beta \frac{\Gamma}{|\Gamma|}, \quad (5)$$

sendo

$$\Gamma = \frac{u_c T_c (\Omega_c^3 + \Omega_t'^3) - u_t T_t (\Omega_t^3 + \Omega_c'^3)}{2(u_c T_c + u_t T_t)}. \quad (6)$$

O parâmetro s representa a densidade relativa dos sedimentos (≈ 2.65 para quartzo). A quantidade de sedimentos transportados na direção positiva tem duas contribuições: uma refere-se à quantidade de sedimento que foi mobilizado, transportado e depositado durante o primeiro meio ciclo da oscilação ($0 < t < T_c$) - Ω_c (o índice c refere-se à crista); a outra refere-se à quantidade de sedimento que tendo sido mobilizado durante o meio ciclo da oscilação precedente ($-T_t < t < 0$) não chegou a depositar-se sendo agora transportado no sentido de propagação da onda - Ω_t' (o índice t refere-se à cava). O mesmo raciocínio aplica-se para a quantidade de sedimento transportado na direção negativa (segundo meio ciclo da oscilação): as duas contribuições são, neste caso, representadas pelas grandezas Ω_t e Ω_c' . Este comportamento é expresso pela grandeza Γ , a partir da qual se irá calcular o transporte sedimentar (equação (5)).

Na equação (6), u_c e u_t representam as amplitudes da velocidade equivalente sinusoidal para o meio ciclo de onda positivo e negativo do perfil da velocidade, respetivamente. Os valores de Ω_c e Ω_t são calculados em função do parâmetro de Shields, fazendo intervir as velocidades equivalentes na equação (6). A assimetria da aceleração durante o ciclo da onda é traduzida através da tensão de atrito junto ao fundo que é calculada para cada meio ciclo da onda a partir da fórmula de Swart (1974).

Os parâmetros α e β da equação (5) são duas constantes empíricas. Os seus valores foram determinados por ajuste a um conjunto extenso de dados experimentais, obtendo-se $\alpha = 3.2$ e $\beta = 0.55$.

3.2.3. Nielsen (2006) – N06; Abreu et al. – A13

Para estimar os valores da taxa de transporte, q_s , Nielsen (2006) propõe uma fórmula de transporte por arrastamento quase permanente, representando uma versão modificada da fórmula de Meyer-Peter- Müller:

$$\frac{q_s}{12\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = (\theta(t) - \theta_{cr}) \sqrt{\theta(t)} \frac{u_*}{|u_*|}, \quad \theta > \theta_{cr}, \quad (7)$$

sendo θ o parâmetro de Shields ($\theta(t) = \tau(t) / (\rho(s-1)gd_{50})$) e θ_{cr} o valor crítico de θ para o qual se inicia o movimento dos sedimentos. Para o tipo de sedimentos considerado, assumiu-se um valor típico de $\theta_{cr} = 0.05$. A tensão tangencial junto ao fundo ($\tau(t) = \rho u_* (t) |u_* (t)|$) é calculada através de uma velocidade de atrito, u_* (Nielsen, 1992, 2002):

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \frac{du(t)}{dt} \right), \quad (8)$$

onde ρ representa a massa volúmica da água, f_w o fator de atrito da onda e o ângulo φ é um parâmetro de calibração que, no caso de uma harmónica simples, é aproximadamente igual à diferença de fase entre a tensão de atrito e a velocidade orbital do escoamento no topo da

camada limite de fundo associada à onda. O parâmetro φ estabelece um balanço entre duas componentes: uma relativa à força do gradiente de pressão do escoamento, que é função da aceleração do escoamento, e outra relativa à força de atrito que o escoamento exerce sobre o fundo. Os valores de φ são determinados por ajuste a resultados experimentais, tendo sido proposto um valor ótimo de 51° a partir dos dados de Watanabe e Sato (2004). O cálculo do fator de atrito da onda, f_w , segue a expressão de Nielsen (1992).

Recentemente, Abreu et al. (2013) estendeu os trabalhos de Nielsen (1992, 2002), propondo uma nova formulação das tensões tangenciais para escoamentos oscilatórios assimétricos. A velocidade de atrito passa a incluir os parâmetros r e ϕ , descrevendo de uma forma conveniente o grau de não linearidade associado às ondas:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \left[\frac{du(t)}{dt} - S(t, \phi, r) \right] \right), \quad (9)$$

com

$$S(t, \phi, r) = \omega \cdot f \cdot U_w \frac{r[-(-1+f)\cos\phi - 2r\cos(\omega t) + (1+f)\cos(2\omega t + \phi)]}{2(1+f)[-1+r\cos(\omega t)]^2}. \quad (10)$$

A equação (9) pode ainda ser expressa por:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) - \sin(\varphi) \mathcal{H}(u(t)) \right), \quad (11)$$

sendo $\mathcal{H}(u(t))$ a transformada de Hilbert de $u(t)$.

Ao reescrever a equação (9) pela equação (11), existe a vantagem de que o novo estimador das tensões pode ser aplicado a qualquer sinal temporal de $u(t)$ para o qual a transformada de Hilbert possa ser definida.

Saliente-se ainda que enquanto Nielsen (2006) recomenda, para o cálculo da taxa de transporte sedimentar, q_s , um valor de $\varphi = 51^\circ$ com uma rugosidade de fundo $k_s = 2.5d_{50}$, Abreu et al. (2013) mostram que o novo estimador das tensões de atrito melhora os resultados experimentais de q_s com $\varphi = 51^\circ$ and $k_s = 15d_{50}$.

3.3. MODELO MORFODINÂMICO

Para simular as variações morfológicas desta análise bidimensional (2D), é necessário resolver a equação de continuidade do fundo ao longo do tempo:

$$\frac{dz_b}{dt} = -\frac{1}{1-\varepsilon_0} \frac{dq_s}{dx}, \quad (12)$$

onde ε_0 representa a porosidade dos sedimentos. De acordo com Thornton et al. (1996), assume-se um valor $\varepsilon_0 = 0.3$.

Para resolver a equação (12) é necessário recorrer a esquemas numéricos. Na literatura é possível encontrar inúmeras soluções propostas com esquemas de diferenças finitas. Neste trabalho, utilizou-se a metodologia de dois passos de Lax-Wendroff (discretização por diferenças progressivas no tempo e centradas no espaço) sugerida por Richtmyer (1962). O esquema numérico pode ser expresso por:

$$z_{b,i}^{k+1/2} = \frac{z_{b,i+1}^k + z_{b,i}^k}{2} - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \frac{1}{(1-\varepsilon_0)} \left[\hat{q}_{s,i+1}^k - \hat{q}_{s,i}^k \right], \quad (13)$$

$$z_{b,i}^{k+1} = z_{b,i}^k - \frac{\Delta t}{(1-\varepsilon_0)\Delta x} \left[\hat{q}_{s,i}^{k+1/2} - \hat{q}_{s,i-1}^{k+1/2} \right], \quad (14)$$

onde Δx representa a resolução espacial da malha na direção x , Δt o passo temporal de cálculo, $z_{b,i}^{k+1}$ a elevação do fundo atualizada no passo de tempo $k+1$. Os valores de \hat{q}_s são aproximações das taxas de transporte sedimentar q_s , sendo obtidos por aplicação de um operador de suavização linear de 4ª ordem construído para funções discretizadas (Shapiro, 1975):

$$\hat{q}_{s,i} = \frac{1}{256} \left(-q_{s,i-4} + 8q_{s,i-3} - 28q_{s,i-2} + 56q_{s,i-1} + 186q_{s,i} + 56q_{s,i+1} - 28q_{s,i+2} + 8q_{s,i+3} - q_{s,i+4} \right). \quad (15)$$

Conforme sugerido por de Vriend et al. (1993), em adição aos filtros de Shapiro, considerou-se a inclusão de um novo termo no cálculo de \hat{q}_s , de forma a incluir os efeitos da inclinação do fundo:

$$\hat{q}_{s,i} = \hat{q}_{s,i} - \varepsilon_s \left| \hat{q}_{s,i} \right| \frac{dh}{dx}, \quad (16)$$

onde $\varepsilon_s = 2$.

Para os nós computacionais das condições de fronteira assumiu-se $h_1^{k+1} = h_1^{k+1/2}$ e $h_{end}^{k+1/2} = h_{end}^k$, representando, respetivamente, $i = 1$ e $i = end$ as posições mais próxima e mais afastada da linha de costa.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

A figura 6 ilustra os resultados da evolução de fundo para as diversas formulações de transporte selecionadas. No lado esquerdo da figura, apresentam-se os resultados do caso LIP 1B para um período de simulação de 18 horas. No lado direito, apresentam-se os resultados do caso LIP 1C para um período de simulação de 13 horas.

Relativamente ao caso LIP 1B, observa-se que o modelo clássico de B81 é o que conduz aos melhores resultados, concernente à migração da barra litoral para o largo. A posição da crista da barra está bem reproduzida, embora se assista a uma subestimação dos valores de z_b na zona da barra. Pelo contrário, a extensão do modelo clássico através da formulação HE03

leva aos piores resultados, prevendo-se uma migração da barra no sentido contrário ao das medições. Neste caso, parece que o termo adicional, que contempla o efeito da assimetria da aceleração, exagera fortemente o movimento em direção à linha de costa. Os resultados obtidos por S06 corroboram uma migração da barra litoral para o largo, mas verificam-se diferenças morfológicas algo significativas. A migração simulada é inferior aos valores observados e assiste-se a um crescimento muito pronunciado da barra. Relativamente aos resultados dos modelos N06 e A13, ambos sugerem o crescimento da barra, mas não a sua migração.

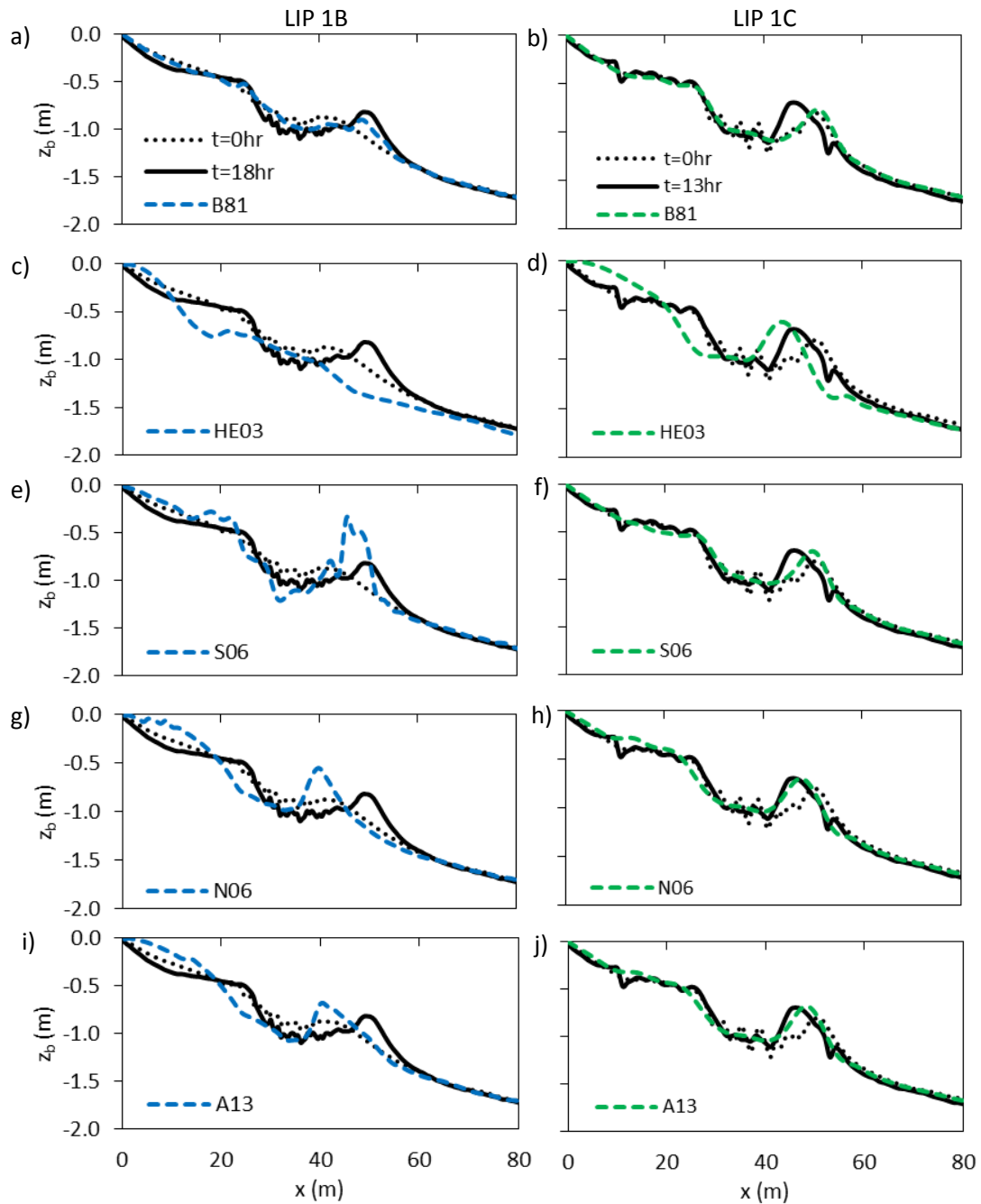


Figura 6: Resultados experimentais (linhas ponteadas e contínuas) e estimativas da evolução de fundo (linhas tracejadas) para os casos LIP 1B (à esquerda) e LIP 1C (à direita), utilizando os modelos B81, HE03, S06, N06 e A13.

Relativamente ao caso LIP 1C, observa-se que o modelo B81 não consegue reproduzir a migração da barra em direção à linha de costa. Essa limitação é sobejamente reconhecida, tendo sido o que levou Drake e Calantoni (2001) a incluir um termo novo de acelerações na formulação clássica B81. Supostamente, a formulação de HE03 deveria corrigir essa limitação. De facto o sentido da migração da barra é bem reproduzido, mas o modelo tende a exagerar novamente a migração da barra para a linha de costa. Dessa forma, apresenta bastantes diferenças face às observações. Relativamente ao modelo S06, existe agora uma boa predição quanto ao aumento da barra, mas a migração simulada continua inferior aos valores registados. As simulações conduzidas pelos modelos N06 e A13 denotam um acordo muito bom com a migração da barra, apresentado o modelo A13, ligeiras melhorias para o domínio espacial apresentado.

Face ao exposto, depreende-se que o caso LIP1B apresentou uma maior variabilidade quanto à resposta dos modelos de transporte utilizados. Com exceção de B81 e S06, todos os modelos falham na previsão de migração da barra litoral para o largo. Recorda-se ainda que, de acordo com a Figura 5a, o caso LIP1B indiciava a existência de uma boa descrição a nível das assimetrias e magnitude da velocidade orbital junto ao fundo. As falhas na previsão poderão advir dos valores de U_b utilizados, pois reconhece-se que o transporte transversal associado à assimetria das ondas é, de forma geral, contraposto com o das correntes de fundo. No caso LP1B, as correntes médias são substancialmente mais fortes que no caso LIP 1C e atuam como um mecanismo preponderante para a migração observada. Deste modo, é conveniente investigar se a introdução de ligeiras diferenças das correntes médias podem acarretar resultados diferentes. A obtenção dessas correntes pode efetuar-se recorrendo às taxas médias de transporte sedimentar resultantes da integração da equação de continuidade do fundo entre os instantes inicial e final das experiências.

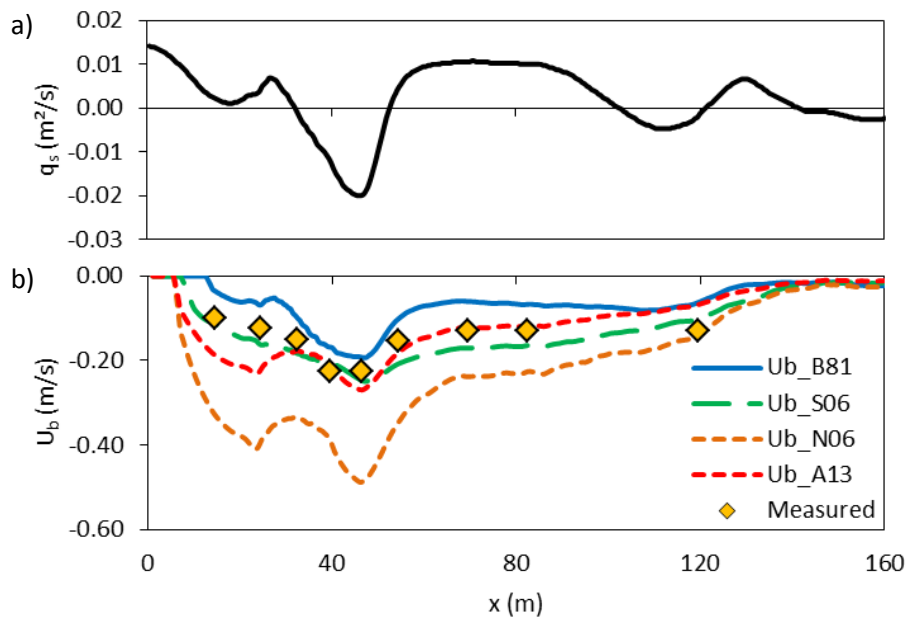


Figura 7: Caso LIP 1 B - (a) Transporte de sedimentos estimado a partir da integração da equação de continuidade do fundo entre $t=0$ e $t=18$ h; (b) valores medidos e estimados de U_b para os modelos B81, S06, N06 e A13.

Na Figura 7 apresentam-se os resultados de U_b obtidos pelo processo descrito, para as diversas formulações de transporte. Apenas os resultados de HE03 não são exibidos, pois os valores obtidos para U_b são muito exagerados, extravasando o domínio de valores apresentado. Nota-se ainda que os valores provenientes de B81, S06 e A13 estão dentro da gama de erro das medições. Os resultados de N06 são consonantes com os de A13,

mostrando dois picos de U_b perto da linha de costa. Contudo, os valores de N06 são praticamente o dobro dos experimentais e de A13. Saliente-se ainda que as estimativas de U_b para A13 corroboram os resultados do trabalho de van Rijn et al. (2007) cujos valores foram obtidos de forma alternativa, usando o modelo CROSMOR. Assim, com o intuito de investigar a diferença que as novas estimativas de U_b produzem no modelo morfodinâmico para o caso LIP 1B, refizeram-se as simulações, utilizando o modelo de transporte A13.

A Figura 8 apresenta a evolução do fundo refeita com os novos valores de U_b , tendo-se introduzido, igualmente, os resultados que se obteriam se não se considerasse qualquer corrente média ($U_b=0$). Acrescentou-se também a solução para o caso LIP 1C para elucidar que, nesse caso, as correntes de fundo não são o mecanismo preponderante para as evoluções morfológicas. Confirma-se na Figura 8b que o processo de migração para a linha de costa deve-se praticamente às características não lineares das ondas, pois a magnitude dos resultados de U_b é bastante reduzida e, conseqüentemente, uma análise de sensibilidade aos valores de U_b não acarretaria grandes diferenças nos resultados. Relativamente ao caso LIP 1B (Figura 8a), como espectável, a ausência de correntes médias conduz à migração da barra litoral em direção à linha de costa. A introdução das estimativas de U_b contraria o sentido de migração da barra, corrigindo o balanço sedimentar entre o transporte associado às não linearidades das ondas e às correntes. A migração da barra simulada permite concluir que uma pequena alteração dos valores de U_b conduz a melhorias significativas da solução final. Para isso, bastou substituir as interpolações lineares da Figura 2c pela nova curva U_b_{A13} , que muito aproxima os valores experimentais. Assim, torna-se premente ter bons estimadores das correntes de fundo para obter evoluções morfológicas mais precisas. Frisa-se que, apesar de se observarem melhorias significativas quanto à evolução e tendência de migração da barra, notam-se pequenos desajustes com a batimetria medida. Isso é compreensível pois as formulações de transporte apresentadas não contemplam todos os processos físicos como, por exemplo, efeitos relacionados com a rebentação das ondas, induzindo turbulência e suspensão de sedimentos. É porquanto relevante efetuar medições detalhadas da dinâmica hidro-sedimentar aquando deste género de experiências. A recolha desses dados possibilita uma validação adequada deste tipo de metodologias e de parametrizações que apresentam um tempo computacional muito reduzido, face a muitos modelos numéricos existentes, sem comprometer a solução final.

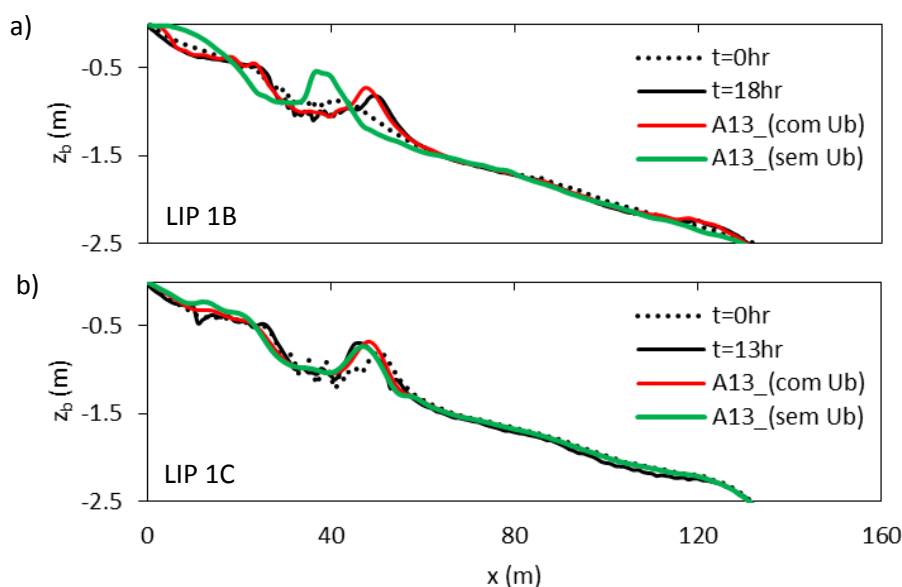


Figura 8: Resultados experimentais e estimativas da evolução de fundo de acordo com o modelo de transporte A13, considerando e desprezando os valores estimados de U_b : (a) caso LIP 1B; (b) caso LIP 1C.

5 - CONCLUSÕES

Com este trabalho pretendeu-se avaliar o desempenho de cinco modelos práticos de transporte sedimentar na previsão da evolução morfológica de perfis transversais de praia. Para o efeito, recorreu-se a dados provenientes de um trabalho experimental do projeto europeu “Large Installations Plan - LIP”. A análise reporta duas situações onde se observou a migração de uma barra litoral para o largo (caso LIP 1B) e para a linha de costa (caso LIP 1C). Os resultados evidenciam os processos associados ao transporte sedimentar induzido pelas ondas e correntes, bem como as capacidades e limitações dos modelos de transporte na reprodução das evoluções morfológicas.

A caracterização da velocidade orbital é efetuada através da combinação das parametrizações de Abreu et al. (2010) e Ruessink et al. (2012). Sempre que possível, os resultados foram validados com os registos das velocidades medidas nas experiências. Para ambos os casos testados, a metodologia mostrou-se eficaz na reprodução das tendências e magnitudes das velocidades medidas. Dessa forma, considera-se que as características do escoamento estão bem caracterizadas em águas pouco profundas, o que é um requisito importante para modelos morfológicos.

Relativamente às variações morfológicas do caso LIP 1B, verificou-se que o modelo energético de Bailard (1981) foi o que apresentou melhores predições da evolução de fundo. O modelo conseguiu capturar o movimento da barra no sentido oposto ao da propagação das ondas, bem como a generalidade das modificações do perfil transversal de praia. Os outros modelos apresentam resultados inferiores aos de Bailard. Todavia, é feita uma análise de sensibilidade aos valores das correntes de fundo médias, U_b , evidenciando-se que os resultados dependem fortemente deste parâmetro. De facto, a introdução de valores de U_b obtidos pelas taxas médias de transporte sedimentar, resultantes da integração da equação de continuidade do fundo, conduzem igualmente a boas estimativas da evolução de fundo com o modelo de Abreu et al. (2013). Assinala-se ainda que os valores de U_b estimados por esta metodologia aproximam-se muito dos valores experimentais e corroboram as estimativas de van Rijn et al. (2007) pelo modelo CROSMOR. Assim, conclui-se que, para obter evoluções morfológicas precisas, é imperativo ter bons estimadores das correntes de fundo.

Para o caso LIP 1C, constata-se que há uma migração da barra litoral para a linha de costa. Esta encontra-se associada, sobretudo, às não linearidades das ondas. Nessa situação o modelo de Bailard (1981) não consegue simular esse tipo de evolução transversal, sendo os modelos de Nielsen et al. (2013) e de Abreu et al. (2013) que melhor reproduzem as evoluções morfológicas observadas.

Este trabalho contribui, sem dúvida, para um maior entendimento da dinâmica sedimentar. A análise efetuada neste estudo evidencia que uma boa previsão morfológica depende de um correto balanço sedimentar, associado a processos hidrodinâmicos de ondas não lineares e de correntes médias. Os resultados alcançados permitem concluir que as parametrizações apresentadas simulam convenientemente a evolução da topografia de fundo para diversas condições hidrodinâmicas e com baixo custo computacional. Existe a convicção de que, pelo menos nas próximas décadas, se justifica um crescente empenho no aperfeiçoamento de parametrizações face à facilidade das suas utilizações.

AGRADECIMENTOS

O trabalho foi realizado no âmbito do projeto nacional de I&D “EROS - Erosion of Rocky Shores” (PTDC/CTE-GIX/111230/2009), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT).

BIBLIOGRAFIA

Abreu, T., Silva, P.A., Sancho, F., Temperville, A. (2010). Analytical approximate wave form for asymmetric waves. *Coastal Engineering*, 57, pp. 656-667.

- Abreu, T., Silva, P.A., Sancho, F. (2011). Ondas assimétricas mobilizadoras de sedimentos em praias com barra. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 11(3), pp. 297-306.
- Abreu, T., Michallet, H., Silva, P.A., Sancho, F., van der A, D.A. Ruessink, B.G. (2013). Bed shear stress under skewed and asymmetric oscillatory flows. *Coastal Engineering*, 73, pp. 1-10.
- Arcilla, A. Roelvink, J., O'Conner, B., Reniers, A., Jiménez, J. (1994). The delta flume '93 experiment. *Coastal Dynamics'94*, ASCE, pp. 488-502.
- Bagnold, R.A. (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. US Geological Survey Washington, USA.
- Bailard, J.A. (1981). An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research*, 86(C11), pp. 10938–10954.
- De Vriend, H.J., J. Zyserman, J. Nicholson, J.A. Roelvink, P. Pechon, Southgate, H.N. (1993). Medium-term 2DH coastal area modeling. *Coastal Engineering*, 21, pp. 193-224.
- Dibajnia, M., Watanabe, A. (1992). Sheet flow under nonlinear waves and currents. *Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering*. ASCE, Venice, Italy, pp. 2015–2028.
- Dibajnia, M., Moriya, T., Watanabe, A. (2001). A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate. *Coastal Engineering Journal*, 43(1), pp. 1-38.
- Doering, J.C., Bowen, A.J. (1995). Parametrization of orbital velocity asymmetries of shoaling and breaking waves using bispectral analysis. *Coastal Engineering*, 26(1-2), pp. 15-33.
- Dong, L.P., Sato, S., Liu, J. (2013). A sheetflow sediment transport model for skewed-asymmetric waves combined with strong opposite currents. *Coastal Engineering*, 71, pp. 87-101.
- Drake, T.G., Calantoni, J. (2001). Discrete particle model for sheet flow sediment transport in the nearshore. *Journal of Geophysical Research*, 106, C9, pp. 19859-19868.
- Elfrink, B., Hanes, D.M., Ruessink, B.G. (2006). Parameterization and simulation of near bed orbital velocities under irregular waves in shallow water. *Coastal Engineering*, 53, pp. 915-927.
- Elgar, S.L., Guza, R.T. (1985). Observations of bispectra of shoaling surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 167, pp. 425-448.
- Gonzalez-Rodriguez, D., Madsen, O.S. (2007). Seabed shear stress and bedload transport due to asymmetric and skewed waves. *Coastal Engineering*, 54(12), pp. 914-929.
- Hoefel, F., Elgar, S. (2003). Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science* 299, pp. 1885–1887.
- Houser, C., Greenwood, B. (2007). Onshore migration of a swash bar during a storm. *Journal of Coastal Research*, 23 (1), pp. 1-14.
- Meyer-Peter, E., Müller, R. (1948). Formulas for bed-load transport. *IAHR, 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research*, Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- Nielsen, P. (1992). *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*, Advanced Series on Ocean Engineering, 4. World Scientific, 324 pp.
- Nielsen, P. (2002). Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling. *Coastal Engineering*, 45(1), pp. 53-60.
- Nielsen, P. (2006). Sheet flow sediment transport under waves with acceleration skewness and boundary layer streaming. *Coastal Engineering*, 53(9), 749-758.
- Richtmyer, R.D. (1962). A survey of difference methods for nonsteady fluid dynamics, *Natl. Cent. Atmos. Res. Tech.*, Note 63-2.

Rocha, M., Silva, P., Michallet, H., Abreu, T., Moura, D., Fortes, C.J. (2013). Parameterizations of wave nonlinearity from local wave parameters: a comparison with field data. *Journal of Coastal Research*, SI 65, pp. 374-379.

Roelvink, J.A. and Reniers, A.J.H.M. (1995). LIP 11D Delta Flume experiments, a profile dataset for profile model validation. Report H2130. The Netherlands: Delft Hydraulics.

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. *Journal of Geophysical Research*, 114(C11), C11021.

Ruessink, B.G., Ramaekers, G. and L.C. van Rijn. (2012). On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models. *Coastal Engineering*, 65, pp. 56–63.

Sancho, F., Abreu, T., D'Alessandro, F., Tomasicchio, G.R. and Silva, P.A. (2011). Surf hydrodynamics in front of collapsing coastal dunes. *Journal of Coastal Research*, SI 64, pp. 144-148.

Shapiro, R. (1975). Linear filtering. *Mathematics of computation*, 29 (132), pp. 1094-1097.

Silva, P.A., Temperville, A., Seabra Santos, F. (2006). Sand transport under combined current and wave conditions: A semi-unsteady, practical model. *Coastal Engineering*, 53(11), pp. 897-913.

Silva, P.A., Abreu, T., Van der A, D., Sancho, F., Ruessink, G.B., Van der Werf, J., Ribberink, J.S. (2011). Sediment transport in non-linear skewed oscillatory flows: Transkew experiments. *Journal of Hydraulic Research*, 49, sup1, pp. 72-80.

Swart, D.H. (1974). Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles. Publ. No. 131, Delft. Hydraulics Lab, Delft, The Netherlands, 302 pp.

Thornton, E.B., Humiston, R.T., Birkemeier, W., (1996). Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5), pp. 12097-12110.

van Rijn, L.C. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6), pp. 649-667.

van Rijn, L.C., Ruessink, B.G., Grasmeijer, B.T., van der Werf, J.J., Ribberink, J.S. (2007). Wave-related transport and nearshore morphology. *Proc. Coastal Sediments '07*, ASCE, New Orleans, Louisiana, Vol I, pp. 1-14.

Watanabe, A., Sato, S. (2004). A sheet-flow transport rate formula for asymmetric, forward-leaning waves and currents. *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Lisbon, pp. 1703-1714.