



## MIGRAÇÃO DE ONDAS DE AREIA NAS PROXIMIDADES DE MARTHA'S VINEYARD, MASSACHUSETTS, EUA.<sup>1</sup>

Vinicius Santos Pessanha <sup>1</sup>

### RESUMO

Foi observada a migração de ondas de areia (*sand waves*) de aproximadamente 2 m de altura por quase 40 m com rotação anti-horária entre duas sondagens batimétricas realizadas no intervalo de três meses nas proximidades de Martha's Vineyard, Massachusetts. A região é caracterizada por fortes correntes de maré, eventos intermitentes de ondas superficiais e baixa profundidade local variando de 2 a 7 m. Este estudo emprega o modelo Delft3D com uma abordagem tridimensional (3D) para examinar a dinâmica das ondas de areia, incorporando ondas superficiais, ventos, correntes e observações batimétricas. O modelo simula com sucesso a migração das ondas de areia em comparação com as observações. Análises de sensibilidade do modelo mostram que a migração das ondas de areia reduz em 65% com a ausência das ondas superficiais. A velocidade de migração das ondas de areia modelada é correlacionada com o parâmetro de *Shields* para as correntes, o que permitiu

<sup>1</sup> Oficial do Corpo da Armada, Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física e Ph.D em Oceanografia Física pela Naval Postgraduate School – NPS. Encarregado da Seção de Modelagem Oceanográfica do Centro de Hidrografia da Marinha – CHM. Este artigo é uma tradução de parte do original em inglês publicado na revista International Journal of Sediment Research (Pessanha *et al.*, 2023) e que integra a tese de doutorado do autor.



observar que aumentos acentuados na velocidade de migração ocorrem quando o parâmetro de *Shields* para as ondas aumenta em resposta a eventos energéticos de ondas superficiais. O efeito combinado das marés, ondas superficiais e batimetria é a origem da rotação das ondas de areia, o que foi identificado a partir do uso do parâmetro de *Shields* como indicador da influência das correntes e das ondas superficiais na dinâmica das ondas de areia.

**Palavras-chave:** Migração de ondas de areia, Modelagem morfológica, Delft3D, Fundo marinho de areia, Martha's Vineyard

## ABSTRACT

Sand waves of approximately 2 m in height were observed to migrate nearly 40 m with counterclockwise rotation between two bathymetric surveys performed three months apart near the southeastern corner of Martha's Vineyard, Massachusetts. The region is characterized by strong tidal currents, intermittent energetic surface wave events, and shallow water with local depth ranging from 2 to 7 m. This study uses the process-based model, Delft3D, with a three-dimensional approach to examine the sand wave dynamics by incorporating surface waves, winds, currents, and bathymetric observations. The model successfully simulates sand wave migration in comparisons to observations. Model sensitivity analyses show that the sand wave migration reduces by 65% with the absence of the surface waves. The modeled sand wave migration speed is correlated with the tidal current

Shields parameter, and sharp increases in migration speed occur when the wave-driven Shields parameter increases in response to energetic surface wave events. The combined effect of tides, surface waves, and bathymetry is the origin of the rotational aspect of the sand wave, using the Shields parameter as an indicator of tidal currents and surface wave influence on sand wave dynamics.

**Keywords:** Sand wave migration, Numerical morphological modeling, Delft3D, Sandy seafloor, Martha's Vineyard

## 1. INTRODUÇÃO

Em águas rasas, formas de fundo criadas por correntes de maré ou ondas de superfície são comumente observadas no fundo marinho arenoso. A escala espacial dessas formas de fundo varia de *ripples* com comprimentos de onda e alturas característicos de alguns centímetros até bancos de areia com comprimentos de onda de vários quilômetros e alturas até 30 m (WANG *et al.*, 2019). As ondas de areia são formas de fundo em uma escala espacial intermediária, com comprimentos de onda de centenas de metros, velocidades de migração na ordem das dezenas de metros por ano e altura de ondas de vários metros (GIOVANNI BESIO *et al.*, 2004). Estas feições normalmente são encontradas em regiões com correntes de maré maiores que 0,5 m/s, como o Mar do Norte (DAMEN *et al.*, 2018; KRABBENDAM *et al.*, 2021), Estreito de Taiwan (BOGGS, 1974), costa da Argentina (ALIOTTA & PERILLO, 1987), costa

dos Estados Unidos (BARNARD *et al.*, 2006; JONES & TRAYKOVSKI, 2019; XU *et al.*, 2008), Mar da China (LI *et al.*, 2011) e Mar de Barents (BELLEC *et al.*, 2019). Além disso, a migração das ondas de areia pode afetar atividades humanas, reduzindo a profundidade de canais de navegação, expondo cabos submarinos, interagindo com linhas de gás e estações de energia eólica e causando enterramento/migração de munição no fundo do mar (BESIO *et al.*, 2008; CHU *et al.*, 2021, 2022). Portanto, o estudo das características das ondas de areia é essencial e tradicionalmente realizado analisando os dados históricos, o que pode ser melhorado pelo emprego de modelos morfodinâmicos (TONNON *et al.*, 2007).

Hulscher (1996) apresentou um modelo linear para explicar a formação de ondas de areia, no qual a interação da corrente de maré com o fundo marinho gera instabilidades morfológicas e faz com que as ondas de areia se desenvolvam. De acordo com este modelo, a oscilação da corrente de maré sobre as perturbações do fundo do mar gera células de recirculação no plano vertical, induzindo o transporte de sedimentos com fluxo divergindo nas depressões e convergindo nas cristas. O efeito gravitacional induz o transporte de sedimentos em direção às depressões, equilibrando o crescimento das ondas de areia. Németh *et al.* (2002) e Besio *et al.* (2004) adicionaram uma corrente residual à corrente de maré oscilatória apresentada no modelo de Hulscher (1996). Seus resultados mostram que a migração das ondas de areia é gerada pela assimetria do fluxo em regiões onde a maré vazante

é mais forte que a maré enchente ou vice-versa. Leenders *et al.* (2021) forneceu uma visão geral detalhada de vários processos físicos e contribuições adicionadas ao modelo proposto por Hulscher (1996). No entanto, os modelos lineares são aplicáveis apenas para as primeiras etapas do desenvolvimento das ondas de areia. Portanto, são exigidos modelos que incluam efeitos não lineares para investigar o comportamento das ondas de areia a longo prazo. Modelos, como o apresentado por Blondeaux & Vittori (2016), que incluem um modelo baseado em processos (*process-based*) e uma abordagem empírica, produzem bons resultados, mesmo que a completa evolução das ondas de areia ao longo do tempo não possa ser resolvida devido à falta de acoplamento entre a hidrodinâmica e a morfodinâmica (KRA-BBENDAM *et al.*, 2021). Campmans *et al.* (2018) propôs um modelo não linear para estudar os efeitos dos ventos e das ondas de superfície no desenvolvimento de ondas de areia, assumindo ondas monocromáticas, uma viscosidade (*eddy viscosity*) vertical constante e desconsiderando o transporte de sedimento junto ao fundo (*bed load sediment transport*) e as interações onda-corrente. Eles concluíram que os ventos e ondas de superfície diminuem a altura das ondas de areia e aumentam a migração durante as tempestades. Além disso, modelos numéricos baseados em processos foram desenvolvidos para estudar as características das ondas de areia, os processos que as impactam e sua dinâmica a longo prazo (por exemplo, VAN DEN BERG *et al.*, 2012; NÉMETH *et al.*, 2007). No entanto, esses estudos foram



limitados por parâmetros altamente idealizados, como batimetria inicial senoidal e simplificações para as forçantes de maré, equações para estimar o transporte de sedimentos e turbulência.

Os avanços na modelagem numérica permitiram um melhor entendimento das interações entre a dinâmica das ondas de areia e a turbulência próxima ao leito (LIU *et al.*, 2019; KHOSRONEJAD *et al.*, 2020). A maré e as ondas afetam a migração de ondas de areia somente se influenciarem a turbulência junto ao fundo marinho. Assim, é necessário o uso de modelos de alta fidelidade capazes de representar esses processos.

O modelo morfodinâmico Delft3D (LESSER *et al.*, 2004) é um modelo de alta fidelidade, capaz de prever a migração de ondas de areia. Borsje *et al.* (2013) e Borsje *et al.* (2014) examinaram o papel da formulação de turbulência e do transporte de sedimentos em suspensão (*suspended sediment transport*), representando satisfatoriamente a etapa inicial de formação das ondas de areia em comparação com observações de campo. Além disso, van Gerwen *et al.* (2018) consideraram os efeitos do transporte de sedimentos em suspensão e da assimetria da maré, indicando que ambos causam redução nas alturas das ondas de areia. Wang *et al.* (2019) mostraram que a inclinação do fundo marinho é essencial para modelar o comprimento de onda e a migração de ondas de areia, analisando ondas de areia sob várias combinações de forçante de marés e sedimentos. Ademais, Damveld *et al.* (2020) estudaram padrões de sedimentos de diferentes tamanhos em ondas

de areia, mostrando a influência da assimetria da maré na distribuição de sedimentos. Krabbendam *et al.* (2021) usaram um modelo Delft3D para prever com êxito as ondas de areia observadas usando batimetria realista. Por sua vez, Leenders *et al.* (2021) investigaram a migração de ondas de areia em direção à parte superior de um banco de areia, sob os efeitos da maré modificada pela topografia do banco de areia. O uso de modelos morfodinâmicos avançados permite o estudo de ondas de areia em um cenário mais realista, reduzindo o número de simplificações que limitam o desempenho dos modelos anteriores.

Recentemente, Jones & Traykovski (2019) reportaram a migração de ondas de areia observadas durante um experimento de campo perto da ponta sudeste de Martha's Vineyard, Massachusetts. Levantamentos batimétricos e dados do sonar rotativo instalado no local mostraram a migração de ondas de areia com velocidade média de 50 cm/dia, enquanto giravam no sentido anti-horário. Além disso, eles apresentaram um modelo conceitual para prever a velocidade de migração de ondas de areia e descrever a dinâmica da interação de *megaripples* menores (ondulações de areia com menos de 1 m de altura) com ondas de areia maiores. O modelo se saiu bem em fluxos dominados pela maré. No entanto, está limitado a períodos de energia de onda mínima, pois o modelo negligencia o efeito das ondas de superfície.

Os estudos anteriores foram principalmente limitados pelo uso de batimetria simplificada, de modelos com grades 2DV (bidimensional vertical) e parâmetros idealizados. Além disso, há escassez de estu-

dos em regiões com profundidades rasas, em particular sobre os processos físicos que afetam as ondas de areia de migração rápida. Portanto, este artigo complementa o trabalho anterior (JONES & TRAYKOVSKI, 2019) implementando um modelo Delft3D (com abordagem 3D) para reproduzir a morfodinâmica local, considerando a batimetria, maré, ventos e ondas de superfície observadas durante o experimento. Além disso, usando observações e os resultados da modelagem, este artigo investiga os processos físicos que causam a alta velocidade de migração e o aspecto rotacional das ondas de areia.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1. Área de estudo e experimento de campo

A área de estudo está localizada em Wasque Shoals, a cerca de 1 km da ponta sudeste de Martha's Vineyard. Esta

região se caracteriza pelas fortes correntes de maré e intermitentes eventos de ondas associadas a tempestades. As correntes de maré dessa região são dominadas pelas componentes semidiurnas M2 e N2, responsáveis por cerca de 80% e 10% da variância, respectivamente (HOPKINS *et al.*, 2017). A direção das ondas de superfície observada durante o experimento de campo é predominantemente de sul e sudeste. Wasque Shoals é caracterizada por um fundo de areia e correntes excedendo 1 m/s com direção predominantemente leste-nordeste e oeste durante a enchente e vazante, respectivamente. De acordo com Hopkins *et al.* (2017), durante a vazante a corrente se separa da linha de costa próxima ao canto sudeste de Martha's Vineyard, o que reduz o fluxo da maré vazante na área de interesse e cria um padrão assimétrico de fluxo com a maré de enchente dominante. A batimetria complexa, com profundidade variando de 2 a 7 m, inclui feições como *megaripples* e ondas de areia. A altura das

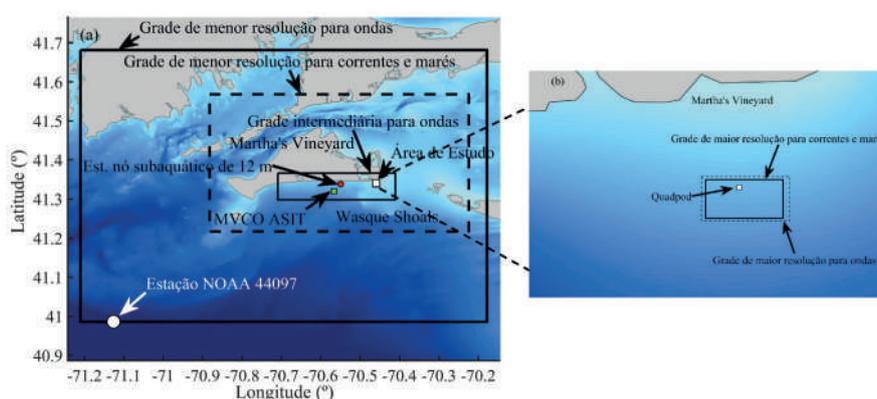


Figura 1 – Área de estudo e limites das grades do modelo. (a) Limites da grade de menor resolução para ondas (linhas sólidas grossas), da grade de menor resolução para correntes e marés (linhas tracejadas), e da grade intermediária para ondas (linhas sólidas finas) com a estação NOAA 44097 representada pelo ponto branco na borda sul da grade de menor resolução para ondas ( $40.967^{\circ}$  N,  $71.126^{\circ}$  W). O ponto vermelho indica a localização da estação de observações do nó subaquático de 12 m da MVCO ( $41.3366^{\circ}$  N,  $70.5564^{\circ}$  W), o quadrado verde representa o ASIT da MVCO em  $41.325^{\circ}$  N,  $70.567^{\circ}$  W e o marcador branco, a área de estudo. (b) Área de estudo ampliada contendo os limites da grade de maior resolução para ondas (linhas tracejadas) e da grade de maior resolução para correntes e marés (linhas sólidas finas). O quadrado branco em  $41.3404^{\circ}$  N,  $70.459^{\circ}$  W representa a localização do *quadpod* (estação de observação). Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)



ondas de areia na região varia de 2 a 4 m (TRAYKOVSKI & AUSTIN, 2017).

Durante o experimento, foi observada a migração de ondas de areia ao mesmo tempo que ondas de superfície e correntes. Uma estrutura metálica, chamada *quadpod*, foi lançada em 20 de novembro de 2013 (o quadrado branco na Fig. 1b mostra sua localização) em uma profundidade de aproximadamente 6,5 m (Fig. 2). Um sensor Aquadopp Nortek foi instalado no *quadpod* com 0,2 m de *bin* vertical para medir a velocidade do fluxo em uma faixa de 2 m, que foram usados para calcular a velocidade média da corrente a cada hora. Além disso, a altura significativa, a direção média e o período de pico das ondas foram estimados a partir de sensores de pressão dos velocímetros acústicos Doppler, *acoustic Doppler velocimeters* (ADV), fixados ao *quadpod*. Traykovski & Austin (2017) e Jones & Traykovski

(2019) apresentam informações detalhadas sobre a instrumentação.

Além disso, dois levantamentos batimétricos foram realizados no início (16 de outubro de 2013) e no final (10 de janeiro de 2014) do experimento. A batimetria foi sondada utilizando uma embarcação autônoma de pequeno porte com propulsão a jato, *Jet-yak* (KIMBALL *et al.*, 2015), equipado com um ecobatímetro monofeixe de 200 kHz e um sistema de GPS *Post-Processed Kinetic* (PPK). Os levantamentos cobriram uma área de 400 m x 800 m com o espaçamento entre linhas de 30 m. As batimetrias inicial e final (Fig. 2) mostram a migração de uma onda de areia em forma de Y, sobre o *quadpod* localizado na depressão e representado pelo ponto branco. A onda de areia migrou para o nordeste, enterrando o *quadpod* na mesma data da batimetria final (JONES & TRAYKOVSKI, 2019). Além disso, os levantamentos batimétricos mostram que a onda de areia tem uma velocidade de migração

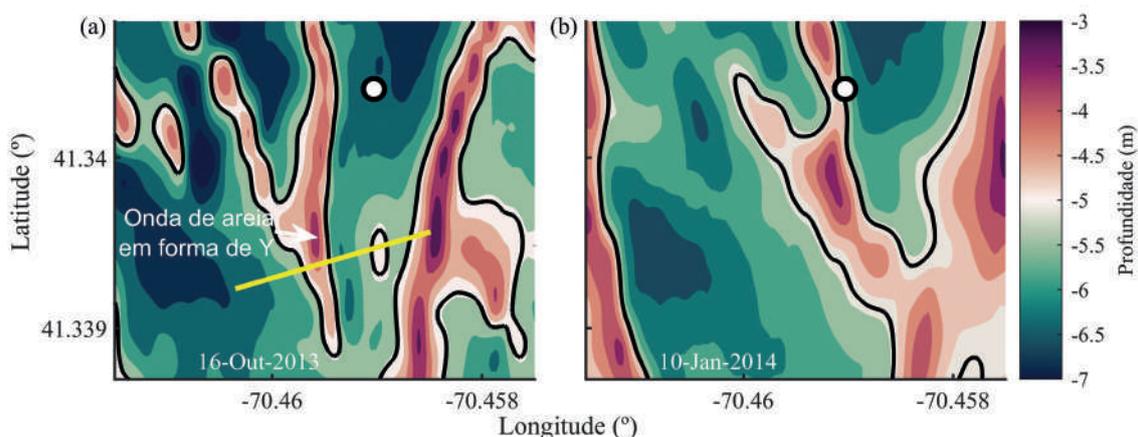


Figura 2 – Batimetria na área de estudo. Dados batimétricos do levantamento realizado em (a) 16 de outubro de 2013 e (b) 10 de janeiro de 2014. O ponto branco demarca a posição do *quadpod* e a curva preta representa a profundidade de 5 m. A linha amarela ilustra a seção usada para calibrar o modelo (160 m de comprimento). Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

maior na porção sul do que na porção norte e indicam uma rotação anti-horária.

## 2.2. Abordagem e configuração do modelo

O modelo de código aberto Delft3D, baseado em aproximação de águas rasas e capaz de examinar o impacto das ondas, correntes e transporte de sedimentos na evolução morfológica, foi implementado na área de Wasque Shoals. O modelo aplica um método numérico que se baseia em diferenças finitas usando uma grade estruturada e ortogonal para resolver as equações diferenciais parciais (LESSER *et al.*, 2004). O modelo Delft3D tem três módulos: correntes e marés (*flow*), ondas (*waves*) e morfologia (*morphology*). O módulo de correntes e marés prevê a altura da superfície do mar e as correntes, fornece estas informações para os módulos de ondas e morfologia como entrada (*input*), calcula o transporte de sedimentos e atualiza a batimetria sob a forçante de ventos e as marés. Considerando a altura da superfície do mar, batimetria, vento e correntes, o módulo de ondas prevê geração de ondas, propagação, dissipação e interações não lineares de onda-onda. Finalmente, o módulo de morfologia trabalha em ciclo com os módulos de onda e correntes e marés para atualizar a batimetria enquanto leva em consideração o transporte de sedimentos. A hidrodinâmica local também é influenciada por ondas e mudanças morfológicas, uma vez que os módulos estão conectados online. Além disso, Lesser *et al.* (2004) e o manual do usuário do Delft3D (DELTARES, 2022) fornecem mais informações sobre a descrição e as formulações do modelo.

O modelo compreende dois domínios acoplados usando o método de modelagem de aninhamento *offline* para melhorar a resolução espacial na área de interesse (Fig. 1). Nesse método, o domínio geral (menor resolução) fornece as condições de contorno para o domínio aninhado (maior resolução). Uma vez que as condições de contorno tenham sido criadas, as simulações usando o domínio aninhado podem ser executadas independentemente do domínio geral, reduzindo o custo computacional.

O domínio geral utiliza grades bidimensionais horizontais (2DH) com uma camada vertical (*depth-averaged mode*). A grade de menor resolução para correntes e marés (Fig. 1a), com uma resolução variando de 1 km a 40 m (na área de estudo), estende-se 40 km para norte e sul e 55 km para leste e oeste. A grade de menor resolução para ondas (86 km na direção norte-sul e 80 km na direção leste-oeste) tem uma resolução de 1 km, a resolução da grade intermediária de ondas é de 200 m e a resolução da grade de menor resolução para ondas é de 40 m. Semelhante a Roelvink & Walstra (2005), as grades de modelo de onda cobrem uma área maior do que as grades de correntes e marés, impedindo que as perturbações de fronteira do modelo de onda entrem no domínio de correntes e marés. Além disso, as condições de contorno do domínio geral foram definidas nas fronteiras externas da grade de menor resolução para correntes e marés e aplicando as variações de marés calculadas usando a solução inversa global de dados de altimetria (EGBERT & EROFEEVA, 2002) com os 13 principais constituintes astronômicos, incluindo M2,



S2, N2, K2, O1 e K1. A altura significativa, o período, as direções e o espalhamento direcional (*directional spreading*) das ondas foram usados para criar condições de contorno com base em observações da boia da NOAA 44097, localizada na isobatimétrica de 50 m (Fig. 1a). Além disso, os dados batimétricos do *U.S. Coastal Relief Model* (NOAA / NGDC, 1999), com resolução de 90 m, foram usados no domínio geral que não foi coberto pelo levantamento batimétrico realizado durante o experimento de campo. O passo de tempo foi escolhido em 9 segundos com base no número de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Os valores padrão do modelo Delft3D foram aplicados para a rugosidade do fundo de Chézy ( $65 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ ) e a viscosidade horizontal ( $1 \text{ m}^2/\text{s}$ ). Além disso, o tempo de acoplamento dos módulos de correntes e marés e ondas foi ajustado para 60 minutos. O componente de atrito de fundo para a dissipação de onda foi calculado usando o modelo JONSWAP (HASSELMANN, 1974). Além disso, a quebra de ondas induzida pela profundidade (*depth-induced breaking*) (BATTJES & JANSSEN, 1978) foi ajustado para  $\alpha$  igual a 1 e  $\gamma$  igual a 0,73 (valores padrão).

Fang & Wang (2000) e Fang & Rodi (2003) apresentaram um modelo tridimensional (3D) que considera o transporte de sedimento em suspensão e é capaz de prever a evolução de ondulações de areia no fundo. Seguindo uma abordagem similar, o domínio aninhado emprega uma grade 3D para examinar a dinâmica das ondas de areia, que é afetada por processos tridimensionais. A grade de menor resolução para correntes e marés (Fig. 1b)

cobre a área de estudo com uma resolução horizontal de 8 m e 20 camadas verticais (sigma não equidistante), com resolução em termos da porcentagem da profundidade local. As primeiras 5 camadas (mais próximas ao fundo) têm a maior resolução, 2% da profundidade. As 12 camadas seguintes têm uma resolução de 5% e as 3 últimas camadas (mais próximas da superfície) têm uma resolução de 10% da profundidade. O modelo utiliza as condições de contorno de Riemann nos 4 limites abertos no domínio aninhado, permitindo que as ondas passem a fronteira aberta sem serem refletidas de volta para o domínio computacional (VERBOOM & SLOB, 1984). O transporte de sedimentos, incluindo transporte de sedimento junto ao fundo e em suspensão, e a evolução morfológica foram calculados apenas no domínio aninhado permitindo a comparação com as observações de campo. Os valores padrão do modelo Delft3D foram aplicados para a camada inicial de sedimentos (5 m), altura inicial da superfície do mar (zero m) e um intervalo de *spin-up* (720 minutos) para evitar qualquer impacto de uma instabilidade hidrodinâmica inicial no cálculo da mudança de fundo. A viscosidade foi calculada usando o modelo de turbulência  $k-\epsilon$ . Além disso, os dados do levantamento batimétrico realizado em 10 de outubro de 2013 foram definidos como batimetria inicial. Com base no número CFL, um passo de tempo de 6 segundos foi estabelecido. A areia foi definida como tipo de sedimento, com um tamanho médio de grão ( $D_{50}$ ) de  $500 \mu\text{m}$  (HOPKINS *et al.*, 2018) e uma densidade específica de sedimento de  $2.650 \text{ kg}/\text{m}^3$ . Os arquivos de

entrada de vento foram configurados usando observações da *Air-Sea Interaction Tower* (ASIT), Martha's Vineyard Coastal Observatory (MVCO: <https://mvco.whoi.edu>), localizado a 3 km ao sul de Martha's Vineyard na isobatimétrica de 17 m de profundidade (Fig. 1b).

### 2.3. Simulação e avaliação de desempenho do modelo

A simulação foi projetada para prever a dinâmica da onda de areia observada durante o experimento de campo, que apresenta alta velocidade de migração e rotação no sentido anti-horário. Primeiro, o modelo foi calibrado e validado. Em seguida, os fatores que influenciam a morfodinâmica local foram analisados a partir de simulações considerando a inclusão e a ausência de ondas de superfície e vento. O desempenho do modelo simulando a hidrodinâmica local é avaliado comparando variáveis de saída do modelo com observações por meio do erro quadrático médio, *root mean square error* (RMSE), onde  $X$  é a variável de interesse (por exemplo, a altura significativa da onda),  $X_{mod}$  é o resultado do modelo,  $X_{obs}$  é a observação,  $N$  é o número de observações e  $\langle X \rangle$  é a média temporal.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (X_{mod} - X_{obs})^2} \quad (1)$$

Além disso, o desempenho do modelo também é avaliado usando o *skill score* (SS) definido por

$$SS = 1 - \frac{(\sum |X_{mod} - X_{obs}|^2)}{[\sum (|X_{mod} - \langle X_{obs} \rangle| + |X_{obs} - \langle X_{obs} \rangle|)^2]} \quad (2)$$

para representar a capacidade de previsão do modelo (WILLMOTT, 1981) com  $SS = 1$  para o resultado do modelo em total concordância com as observações; e  $SS = 0$ , por outro lado, para desacordo total. O

$$BSS = 1 - \frac{\left[ \left\langle \left( |z_{b,c} - z_{b,m}| - \Delta z_{b,m} \right)^2 \right\rangle \right]}{\left[ \left\langle \left( z_{b,0} - z_{b,m} \right)^2 \right\rangle \right]} \quad (3)$$

*Brier skill score* (BSS) foi usado para avaliar a capacidade do modelo de representar as mudanças morfológicas, conforme estabelecido por van Rijn *et al.* (2003) onde  $z_{b,c}$  é a batimetria modelada,  $z_{b,m}$  é a batimetria observada,  $z_{b,0}$  denota a batimetria inicial e  $\Delta z_{b,m}$  é a incerteza da batimetria observada, aqui assumida como 0,05 m. A qualificação do desempenho do modelo sugerida por van Rijn *et al.* (2003) é considerada excelente quando o BSS entre 1 e 0,8, boa entre 0,8 e 0,6, razoável entre 0,6 e 0,3, pobre entre 0,3 e 0 e ruim quando menor que 0.

## 3. RESULTADOS

### 3.1. Calibração do modelo

Os resultados do modelo usando a configuração descrita no item 2.2 foram comparados com dados da estação de observações do nó subaquático MVCO de 12 m por um período de um mês. A Fig. 3 indica um bom acordo entre os resultados do modelo e dados para a altura da superfície do mar ( $MWL$ ), a altura significativa das ondas ( $H_s$ ) e a velocidade média da corrente ( $V$ ), com valores positivos de  $V$  representando o fluxo se movendo na direção da maré de



enchente e valores negativos o fluxo se movendo na direção da maré de va-

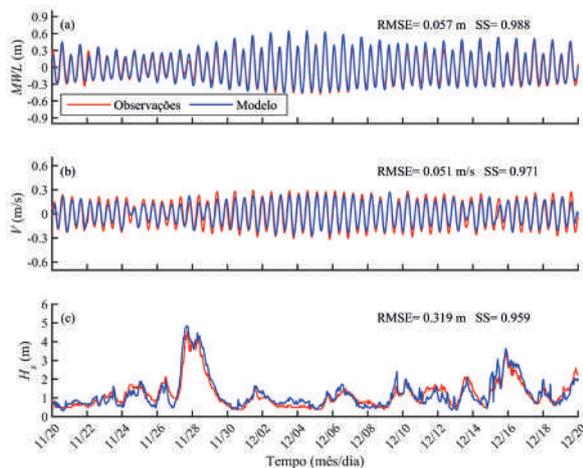


Figura 3 – Calibração do modelo para hidrodinâmica. Comparação entre os resultados do modelo (azul) e as observações coletadas no nó subaquático de 12 m do MVCO (vermelho) para (a) altura da superfície do mar (MWL), (b) velocidade média da corrente ( $V$ ) com valores positivos indicando que a corrente se move na direção da maré de enchente e valores negativos indicando que a corrente se move na direção da maré de vazante e (c) altura significativa da onda ( $H_s$ ). O *root mean square error* (RMSE) e o *skill score* (SS) para cada comparação são apresentados no canto superior direito dos painéis. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

zante. Uma vez que o modelo produziu resultados satisfatórios para  $MWL$  ( $SS = 0,988$ ),  $V$  ( $SS = 0,971$ ) e  $H_s$  ( $SS = 0,959$ ), a calibração foi realizada com relação à morfologia.

A calibração foi realizada ajustando o parâmetro de declividade do fundo definido pelo usuário, *bed slope parameter* ( $\alpha_{BS}$ ), para ajustar o fator de correção para os efeitos da declividade do fundo, *correction factor for the bed slope effects* ( $\alpha_s$ ). Este parâmetro leva em conta o efeito da declividade do fundo no transporte de sedimento junto ao fundo e deve ser calibrado para prever adequadamente a migração das ondas de areia (WANG *et al.*, 2019). Valores mais elevados de  $\alpha_{BS}$  produzem um efeito

de declividade do fundo mais forte, diminuindo o transporte de sedimento para a crista e aumentando o transporte de sedimento para a depressão da onda de areia. O resultado do modelo foi comparado com a batimetria observada ao longo da seção de calibração (160 m de comprimento) mostrado na Fig. 2, que está orientado na direção do fluxo médio. O parâmetro  $\alpha_{BS} = 0,2$  obteve o melhor resultado com  $BSS =$

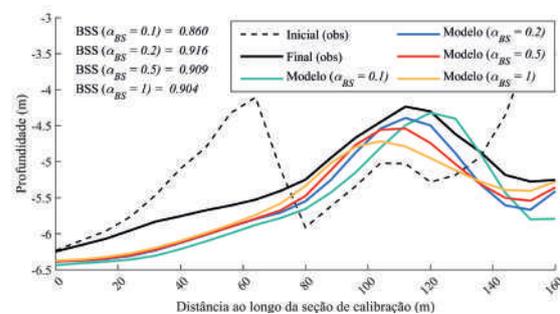


Figura 4 – Perfis verticais da batimetria ao longo da seção de calibração (apresentada na Fig. 2). Calibração do modelo para morfologia. Comparação entre os resultados do modelo para diferentes valores do parâmetro de declividade do fundo ( $\alpha_{BS}$  (0,1, 0,2, 0,5 e 1) e batimetria observada. O *Brier skill score* (BSS) para cada resultado do modelo em comparação com a batimetria observada é apresentado no canto superior esquerdo do painel. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

0,916. A Fig. 4 mostra o resultado do modelo para diferentes valores de  $\alpha_{BS}$  (0,1, 0,2, 0,5 e 1) considerando a batimetria observada e apresenta os resultados ao longo da seção de calibração.

### 3.2. Validação do modelo

O modelo foi implementado em uma região de hidrodinâmica e batimetria complexas usando uma abordagem realista que implementa observações como entrada em vez de um modelo idealizado, exigindo a necessidade de validação do modelo comparando os resultados com

observações de campo. A  $MWL$ ,  $V$  e  $H_s$  observadas na localização do *quadpod* foram comparados com o resultado do modelo por um período de 50 dias (Fig. 5). O  $MWL$  foi previsto pelo modelo (Fig. 5a) com o  $SS$  calculado (0,979) e  $RMSE$  (0,066 m). Na Fig. 5b,  $V$  é representado por valores positivos quando o fluxo se move na direção

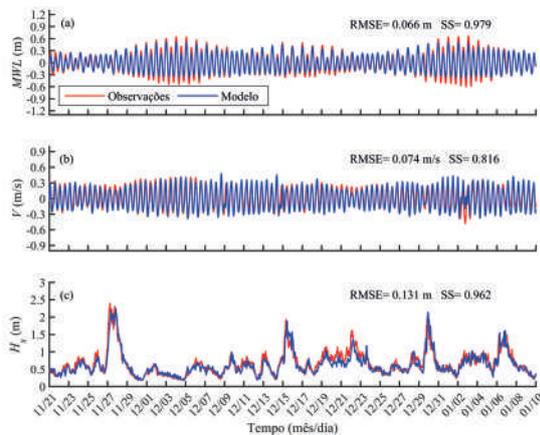


Figura 5 – Comparação entre os resultados do modelo (azul) e as observações coletadas no nó subaquático de 12 m do MVCO (vermelho) para (a) altura da superfície do mar ( $MWL$ ), (b) velocidade média da corrente ( $V$ ) com valores positivos indicando que a corrente se move na direção da maré de enchente e valores negativos indicando que a corrente se move na direção da maré de vazante e (c) altura significativa da onda ( $H_s$ ). O *root mean square error* ( $RMSE$ ) e o *skill score* ( $SS$ ) para cada comparação são apresentados no canto superior direito dos painéis. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

da maré de enchente e valores negativos quando o fluxo se move na direção da maré de vazante. O  $SS$  de  $V$  foi calculado como 0,816 e o  $RMSE$  como 0,074 m/s. Para  $H_s$  (Fig. 5c), o  $SS$  foi calculado como 0,962 e o  $RMSE$  como 0,131 m.

Para avaliar qualitativamente os resultados do modelo, as mudanças batimétricas foram calculadas subtraindo a batimetria inicial da batimetria final observada e modelada. A Fig. 6 apresenta os mapas de mudança batimétrica observada e modelada, mostrando a localização de acréscimo de sedimento (em amarelo)

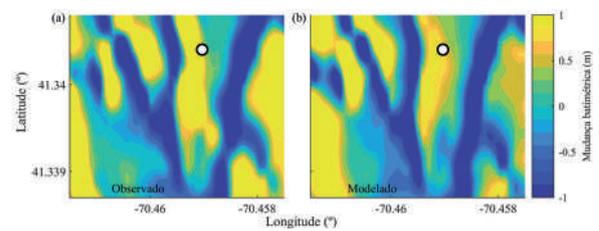


Figura 6 – Mudança batimétrica calculada a partir das batimetrias (a) observada e (b) simulada considerando a diferença entre a batimetria inicial (16 de outubro de 2013) e a batimetria final (10 de janeiro de 2014). Amarelo representa o acréscimo de sedimento e azul representa a erosão. O ponto branco define a localização do *quadpod*. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023) e erosão (em azul). O resultado do modelo representa bem o padrão de mudanças observado, com erosão nas áreas onde as cristas das ondas de areia existiam e deposição de sedimento nas áreas onde a batimetria inicial apresentou depressões.

Além disso, o desempenho do modelo foi avaliado comparando a batimetria final modelada e observada ao longo de sete seções (Fig. 7a). Estas seções paralelas estão orientadas na direção do fluxo médio e separadas por 20 m entre si. Cada seção tem 160 m de comprimento e é composta por 21 pontos igualmente espaçados por 8 m (resolução espacial do modelo), totalizando 147 pontos considerando todas as seções. A Fig. 7b mostra um gráfico de

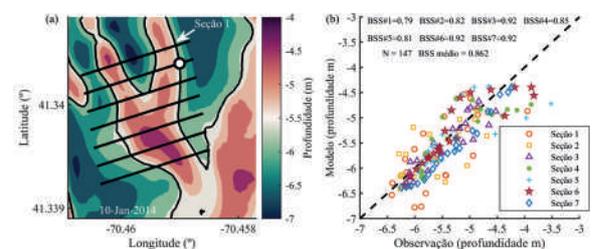


Figura 7 – (a) Resultado do modelo para a batimetria final (10 de janeiro de 2014). As sete seções e a localização do *quadpod* são representadas pelas linhas pretas e pelo ponto branco, respectivamente. (b) Gráfico de dispersão apresentando a batimetria modelada e observada em 10 de janeiro de 2014. A linha tracejada preta representa a proporção 1:1. O *Brier skill score* ( $BSS$ ) para os resultados do modelo em comparação com a batimetria observada para cada seção é apresentada na parte superior do painel (b). Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)



dispersão comparando a profundidade observada e modelada para estes 147 pontos. O modelo simulou adequadamente a evolução do fundo do mar com um *BSS* médio de 0,862 (considerando todas as seções).

### 3.3. Estudos de sensibilidade

A comparação entre os perfis das batimetrias observada e modelada ao longo da seção 3 foi realizada para determinar o impacto das ondas de superfície e dos ventos na migração de ondas de areia. Uma rodada de referência com os parâmetros descritos no item 2.2, referida como caso I, inclui as forçantes de maré, onda e vento. Uma rodada subsequente do modelo, caso II,

final observada como uma linha preta; e os perfis finais do caso I, caso II e caso III como linhas azuis, amarelas e vermelhas, respectivamente. A migração de ondas de areia foi para a direita no gráfico (direção nordeste), com uma migração média de 36 m. Para a simulação sem ondas de superfície (caso II), os resultados do modelo mostram uma redução de cerca de 65% da migração de ondas de areia em relação ao caso I, indicando que as ondas de superfície desempenham um papel relevante na migração de ondas de areia na área de estudo. Além disso, os resultados para a simulação sem vento (caso III) indicam cerca de 15% mais migração, o que indica que o vento reduz a migração de ondas de areia durante o experimento.

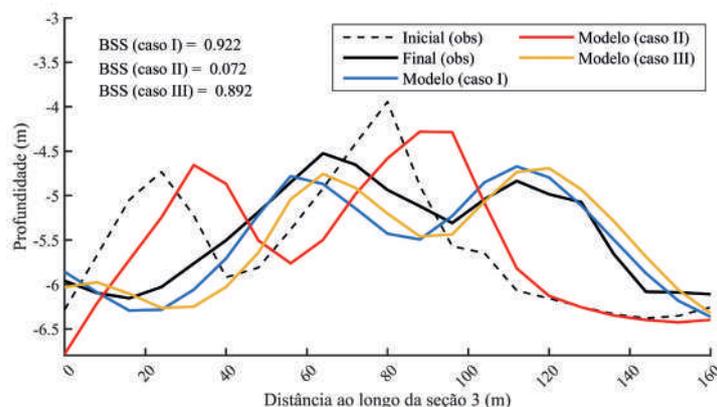


Figura 8 – Perfis de batimetria em 10 de janeiro de 2014 ao longo da seção 3. As linhas representam o resultado do modelo para o caso I, incluindo forçantes de maré, onda e vento (linha azul), caso II, incluindo forçantes de maré e vento (linha amarela) e caso III, incluindo forçantes de maré e onda (linha vermelha). A linha tracejada preta representa a batimetria inicial em 16 de outubro de 2013 e a linha preta sólida denota a batimetria final observada em 10 de janeiro de 2014. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

considera apenas as forçantes de maré e vento (sem ondas de superfície). Finalmente, o caso III inclui forçantes de maré e onda (sem vento). A Fig. 8 apresenta os perfis de batimetria para a seção 3 com a batimetria inicial representada pela linha tracejada preta; a batimetria

## 4. DISCUSSÃO

### 4.1. Assimetria de fluxo de maré, vento e ondas de superfície

A assimetria do fluxo de maré é essencial para a migração das ondas de

areia. As células de recirculação no plano vertical geradas pela oscilação da corrente de maré são distorcidas pela assimetria do fluxo de maré. Esta distorção faz com que a convergência de sedimentos não ocorra mais na crista da onda de areia, resultando em um transporte na direção do fluxo

assimétrico e migração da onda de areia (VAN GERWEN *et al.*, 2018). Embora a assimetria do fluxo de maré seja essencial para a migração da onda de areia, o vento e as ondas de superfície também podem ter um impacto substancial na migração da onda de areia (LE BOT &

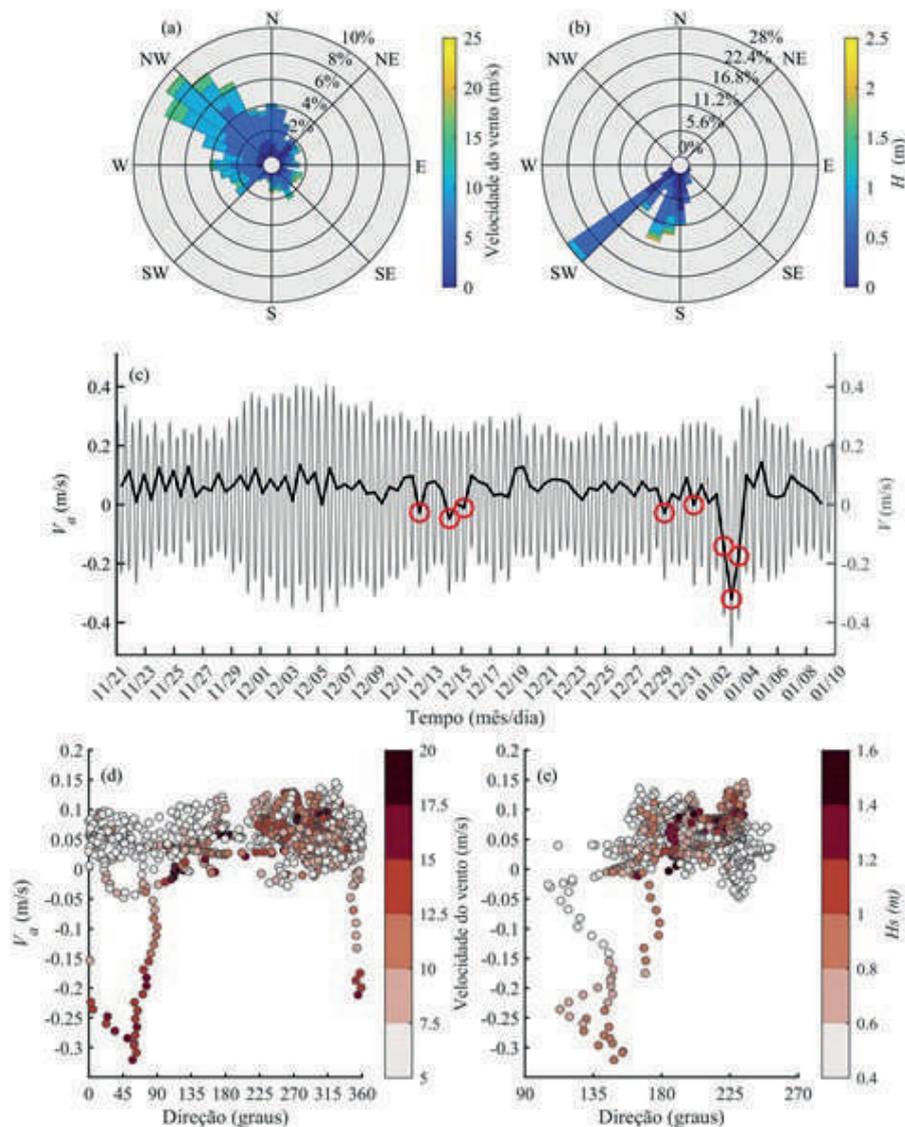


Figura 9 – Histograma radial para (a) dados de vento e (b) ondas de superfície observadas durante o experimento de campo. (c) Assimetria da velocidade de pico da corrente de maré ( $V_p$ ), em preto, e corrente média na coluna d'água ( $V$ ), em cinza. Valores positivos indicam que o fluxo se move na direção da maré de enchente (principalmente a leste-nordeste), e valores negativos denotam que o fluxo se move na direção da maré de vazante (principalmente para oeste). Os círculos vermelhos destacam a ocorrência de valores negativos de  $V_p$ . Gráfico de dispersão de (d)  $V_p$  em relação à direção do vento com cores representando a velocidade do vento; e (e)  $V_p$  em relação à direção das ondas com cores representando a altura significativa das ondas ( $H_s$ ). Os dados de vento foram obtidos da Air-Sea Interaction Tower (ASIT). Correntes e ondas foram observadas na localização do *quadpod*. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)



TRENTESAUX, 2004). O vento durante o experimento de campo foi principalmente de noroeste (Fig. 9a), embora os ventos mais fortes (15-23 m/s) viessem principalmente do sul e sudoeste. A velocidade do vento alcançou uma máxima de 23 m/s e uma velocidade média de 8,8 m/s. As ondas de superfície (Fig. 9b) vêm principalmente do sul e sudoeste, com  $H_s$  média de 0,66 m e variando de 0,2 a 2,3 m.

A assimetria da maré pode ser caracterizada pela assimetria da velocidade de pico da corrente de maré ( $V_a$ ), que é a diferença entre as velocidades máximas de enchente e de vazante no mesmo ciclo (LE BOT & TRENTESAUX, 2004). A Figura 9c mostra as séries temporais de  $V$  e  $V_a$  na localização do *quadpod*. A partir de  $V$ , as velocidades máximas de vazante e de enchente são de -0,48 m/s e 0,41 m/s, respectivamente, com média de -0,23 m/s (vazante) e 0,28 m/s (enchente). Os valores de  $V_a$  variam entre -0,32 m/s e 0,15 m/s. Durante a maior parte do período de observação, o  $V_a$  apresenta valores positivos (na direção da maré de enchente), exceto por curtos períodos de valores negativos destacados pelos círculos vermelhos, que denotam o  $V_a$  na direção da maré de vazante. A média de  $V_a$  é de 0,05 m/s na direção da maré de enchente. Valores negativos mais altos de  $V_a$  (2-4 de janeiro) correspondem a um período de vento de nordeste com 16 m/s e ondas de sul-sudoeste com  $H_s$  de 0,85 m. A variação do  $V_a$  e da velocidade do vento em relação à direção do vento, bem como a variação do  $V_a$  e do  $H_s$  em relação à direção das ondas, são mostradas nas Figuras 9d e 9e.

Valores negativos de  $V_a$  estão associados a ventos moderados principalmente de norte a leste e ondas pequenas ( $H_s < 1$  m) do sul ao sudeste, indicando que os ventos podem afetar o  $V_a$  e impactar a migração das ondas de areia, como mencionado por Le Bot & Trentesaux (2004). A influência das correntes geradas pelo vento na migração das ondas de areia é corroborada pelos resultados do modelo. O caso III (sem vento) apresentou uma migração das ondas de areia 15% maior que o caso I (com vento) (veja Fig. 8) e uma média de  $V_a$  9,8% maior na localização do *quadpod* (não apresentado).

#### 4.2. Influência das correntes de maré e das ondas de superfície na migração das ondas de areia

Para o período da simulação, de 16 de outubro de 2013 a 10 de janeiro de 2014, o modelo produziu mapas batimétricos horários. Para cada mapa batimétrico, um perfil vertical do fundo marinho ao longo da seção 2 foi determinado, a partir do qual a distância e a velocidade de migração das ondas de areia foram estimadas (Figura 10a). A influência das correntes de maré e das ondas de superfície na migração das ondas de areia é avaliada comparando (Figura 10b) parâmetros de Shields para as correntes de maré ( $\theta_t$ ) e ondas de superfície ( $\theta_w$ ) com o parâmetro Shields crítico ( $\theta_{cr}$ ), de forma semelhante a van Dijk & Kleinhans (2005) e Damen *et al.* (2018). A velocidade de migração,  $\theta_t$  e  $\theta_w$  apresentada na Figura 10 foram calculadas usando o resultado do modelo na localização do

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_w)gD_{50}} \quad (4)$$

$$\tau_t = \rho_w g \left[ \frac{V}{18 \log_{10} \left( \frac{12d}{2.5D_{50}} \right)} \right]^2 \quad (5)$$

$$\tau_w = \rho_w u_{orb}^2 \exp \left[ 5.213 \left( \frac{2.5D_{50}}{A_{orb}} \right)^{0.194} - 5.977 \right] \quad (6)$$

*quadpod*. O valor crítico  $\theta_{cr}$  foi determinado como uma função do tamanho do grão do sedimento da área de estudo (VAN RIJN, 1993) e usado como um limiar para o movimento inicial do sedimento (SHIELDS,

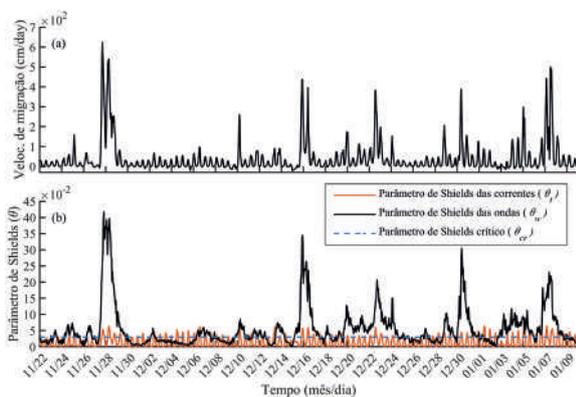


Figura 10 – (a) Média horária da velocidade de migração, (b) parâmetro de Shields para as ondas de superfície ( $\theta_w$ ) e parâmetro de Shields para a corrente de maré ( $\theta_t$ ) séries de tempo. A linha tracejada azul representa o parâmetro de Shields crítico ( $\theta_{cr}$ ) para a iniciação do movimento de sedimentos. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

1936). Os parâmetros de Shields e a tensão de cisalhamento para as correntes de maré ( $\theta_t$ ) e as ondas de superfície ( $\theta_w$ ) foram calculados seguindo van Rijn (1993): onde  $\rho_s$  é a densidade do sedimento,  $\rho_w$  é a densidade da água salgada,  $g$  é a aceleração

gravitacional,  $d$  é a profundidade local,  $u_{orb}$  é a velocidade orbital da onda e  $A_{orb}$  é a excursão orbital da onda perto do fundo.

A média da velocidade de migração ao longo da simulação de 3 meses é de 40,4 cm/dia ao longo da seção 2 e 55,8 cm/dia ao longo da seção 7, o que é coerente com a migração de ondas de areia observadas nos dados batimétricos e com a velocidade média de migração observada de 50 cm/dia durante um período de 9 meses, de 16 de outubro de 2013 a 18 de julho de 2014, relatado por Jones e Traykovski (2019). No entanto, a velocidade de migração estimada não é constante, pois grandes picos na velocidade de migração podem ser observados em 28 de novembro, 16, 22 e 30 de dezembro e 7 de janeiro (Fig. 10a). A velocidade de migração atinge uma máxima de 627,3 cm/dia e alcança mais de 200 cm/dia em várias ocasiões. Os picos menores com espaçamento regular estão relacionados a  $\theta_t$  e à migração associada pelas correntes de maré. Uma comparação

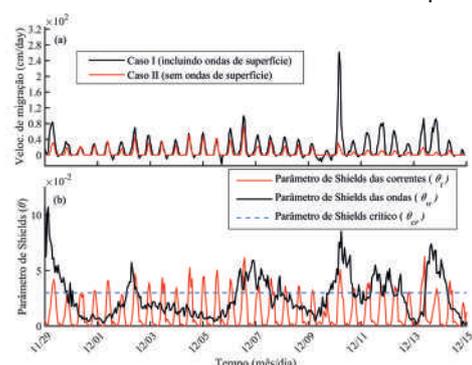


Figura 11 – (a) Média horária da velocidade de migração (b) Parâmetro de Shields para as ondas ( $\theta_w$ ) e parâmetro de Shields para a corrente de maré ( $\theta_t$ ) calculados a partir dos resultados do modelo em um período (16 dias) sem grandes eventos de ondas de superfície. A linha tracejada azul representa o parâmetro de Shields crítico ( $\theta_{cr}$ ) para a iniciação do movimento de sedimento. A velocidade média de migração foi estimada a partir de uma simulação que inclui ondas de superfície (curva preta) e de uma simulação sem ondas de superfície (curva vermelha). Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)



qualitativa entre a velocidade média de migração e o parâmetro de Shields (Fig. 10) indica que os picos da velocidade de migração estimada correspondem aos picos de  $\theta_w$ , que também coincidem com períodos de eventos de ondas quando  $H_s > 1,5$  m (Fig. 5c), o que destaca a influência das ondas de superfície na velocidade de migração da onda de areia.

De 29 de novembro a 15 de dezembro de 2013 (16 dias), nenhum grande evento de ondas de superfície ocorreu ( $H_s < 1$  m com  $H_s$  médio = 0,467 m, veja Fig. 5c), o que é refletido na  $\theta_w$  relativamente pequena durante esse tempo (Fig. 11b). A Fig. 11a mostra a média horária da velocidade de migração estimada a partir de uma simulação que inclui ondas de superfície (curva preta) e de uma simulação sem ondas de superfície (curva vermelha) durante o período. A simulação, incluindo ondas de superfície, apresentou uma velocidade média de migração de 17 cm/dia, coerente com as observações de campo de  $12 \pm 3,6$  cm/dia (intervalo de confiança de 95%) estimado a partir dos dados do sonar instalado no *quadpod* para o mesmo período da simulação (JONES e TRAYKOVSKI, 2019). Para a simulação sem ondas de superfície, a velocidade média de migração é de 5,6 cm/dia, representando uma redução de 67% na velocidade média de migração quando as ondas de superfície são consideradas. A velocidade de migração e  $\theta_t$  são correlacionados nas simulações com e sem ondas de superfície, com coeficiente de correlação ( $R$ ) de 0,70 e 0,72, respectivamente. Os picos de velocidade de migração na

simulação que leva em conta as ondas de superfície correspondem a períodos em que  $\theta_w$  é maior que  $\theta_{cr}$  (Fig. 11b).

De acordo com Campmans *et al.* (2018), embora os eventos de ondas de superfície não desencadeiem a migração de ondas de areia, eles podem aumentar a migração de ondas de areia na presença de fluxo de maré assimétrico, reduzindo o crescimento de ondas de areia e, eventualmente, reduzindo a altura das ondas de areia. Essas conclusões são resultado de simulações usando um modelo 2DV altamente idealizado considerando condições de tempestade em uma região com profundidade média de água de 30 m. No entanto, quando modelaram a migração de ondas de areia para um cenário mais realista com ondas de superfície em breves intervalos de condições de tempestade alternando com períodos de boas condições climáticas, os resultados foram semelhantes às simulações para a migração de ondas de areia considerando apenas forçamento de maré. Em contraste, o resultado apresentado na Fig. 11 implica que a influência das ondas de superfície em áreas rasas (profundidade de água menor que 10 m) é relevante mesmo durante períodos sem grandes eventos de ondas.

### 4.3. Rotação da onda de areia

A comparação entre a batimetria inicial observada e final (Fig. 2) exibe uma rotação anti-horária da onda de areia, onde a porção sul da onda de areia migra mais rápido do que a porção norte. A Fig. 12 apresenta uma comparação entre duas simulações, a primeira

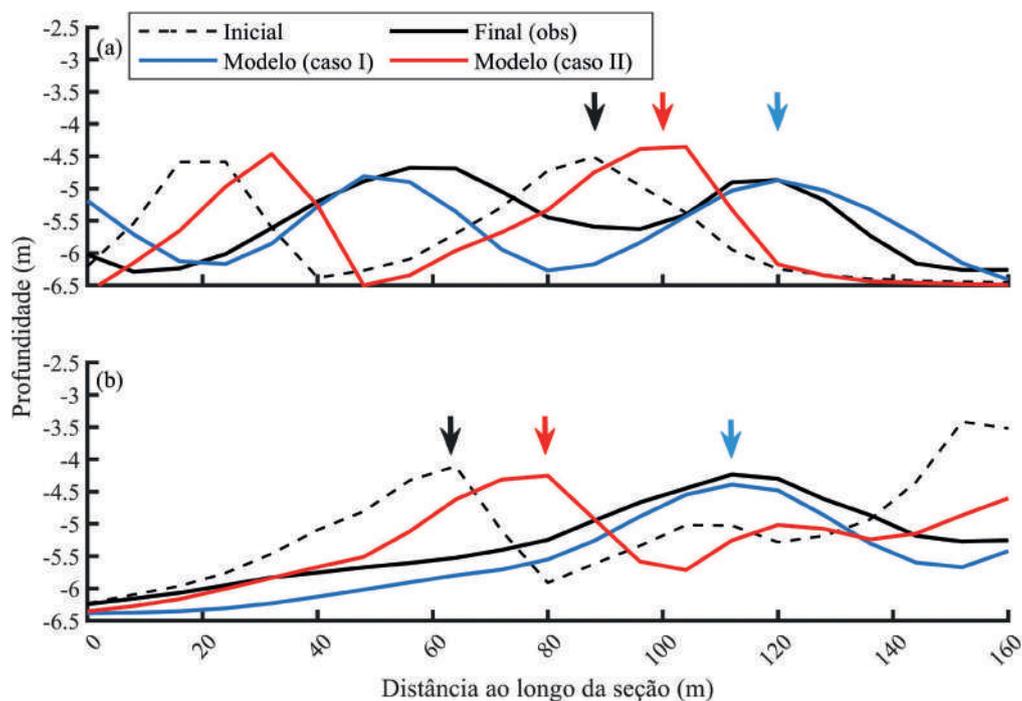


Figura 12 – Perfis de batimetria ao longo da (a) seção 1 e (b) seção 7. A batimetria em 16 de outubro de 2013 e 10 de janeiro de 2014 estão mostradas como as curvas pretas tracejadas e sólidas, respectivamente. A linha azul representa o resultado do modelo para o caso I, incluindo ondas de superfície, e a linha vermelha, para o caso II, simulação sem ondas de superfície. A seta preta indica a posição inicial observada da crista da onda de areia, as setas azuis e vermelhas indicam a posição final modelada da mesma onda de areia para os casos I e II, respectivamente. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

incluindo ondas de superfície (caso I) e a segunda uma simulação sem ondas de superfície (caso II) ao longo da seção 1 (porção norte da onda de areia) e da seção 7 (porção sul). Para o caso I, a migração da onda de areia ao longo da seção 7 é de 48 m (distância entre as setas preta e azul), o que é 16 m mais longe do que a migração na seção 1 (32 m). Ambas as seções para o caso II subestimaram a migração e a rotação da onda de areia, conforme evidenciado pela migração reduzida, distância entre as setas preta e vermelha, nas seções 1 (12 m) e 7 (16 m).

A rotação da onda de areia foi atribuída à variação espacial das velocidades de migração relacionada à profundidade,

já que as velocidades de migração tendem a ser mais lentas em locais mais profundos e mais rápidas em áreas mais rasas, o que causa a alteração do eixo original da onda de areia (TONNON *et al.*, 2007). Em áreas rasas, a aceleração da corrente devido à conservação de energia aumenta a variação espacial da corrente de maré, impactando a velocidade de migração da onda de areia, juntamente com a rotação da onda de areia. Um efeito semelhante na variação espacial da velocidade de migração da onda de areia é causado pelos movimentos orbitais das ondas de superfície, que agitam o sedimento no fundo do mar em áreas rasas quando as ondas de superfície são



suficientemente vigorosas (TONNON *et al.*, 2007); este agitação pode amplificar a migração (CAMPMANS *et al.*, 2018).

Os parâmetros de Shields ( $\theta_w$  e  $\theta_t$ ) foram calculados na área de interesse para examinar o impacto da corrente e das ondas de superfície na migração e rotação da onda de areia. A Fig. 13 mostra os mapas de  $\theta_w$  para a condição de ondas grandes ( $H_s = 2.4$  m) e para a condição de ondas pequenas ( $H_s = 0.5$  m) e os mapas de  $\theta_t$  para as condições de máxima corrente ( $V = 0.41$  m/s) durante as condições de maré

de sizígia e as condições de corrente média, considerando a média dos picos de corrente de maré ( $V = 0.28$  m/s). Os maiores valores de  $\theta_w$  e  $\theta_t$  são alcançados para as condições de ondas grande e de corrente máxima, nas quais o parâmetro de Shields excede o  $\theta_{cr}$  em toda a área de interesse (Fig. 13a e 13c). Em contraste,  $\theta_w$  e  $\theta_t$  não excedem os valores de  $\theta_{cr}$  nas áreas destacadas em cinza (Fig. 13b e 13d) para as condições de ondas pequenas e correntes médias. Todos os mapas apresentam valores mais altos do parâmetro de Shields para

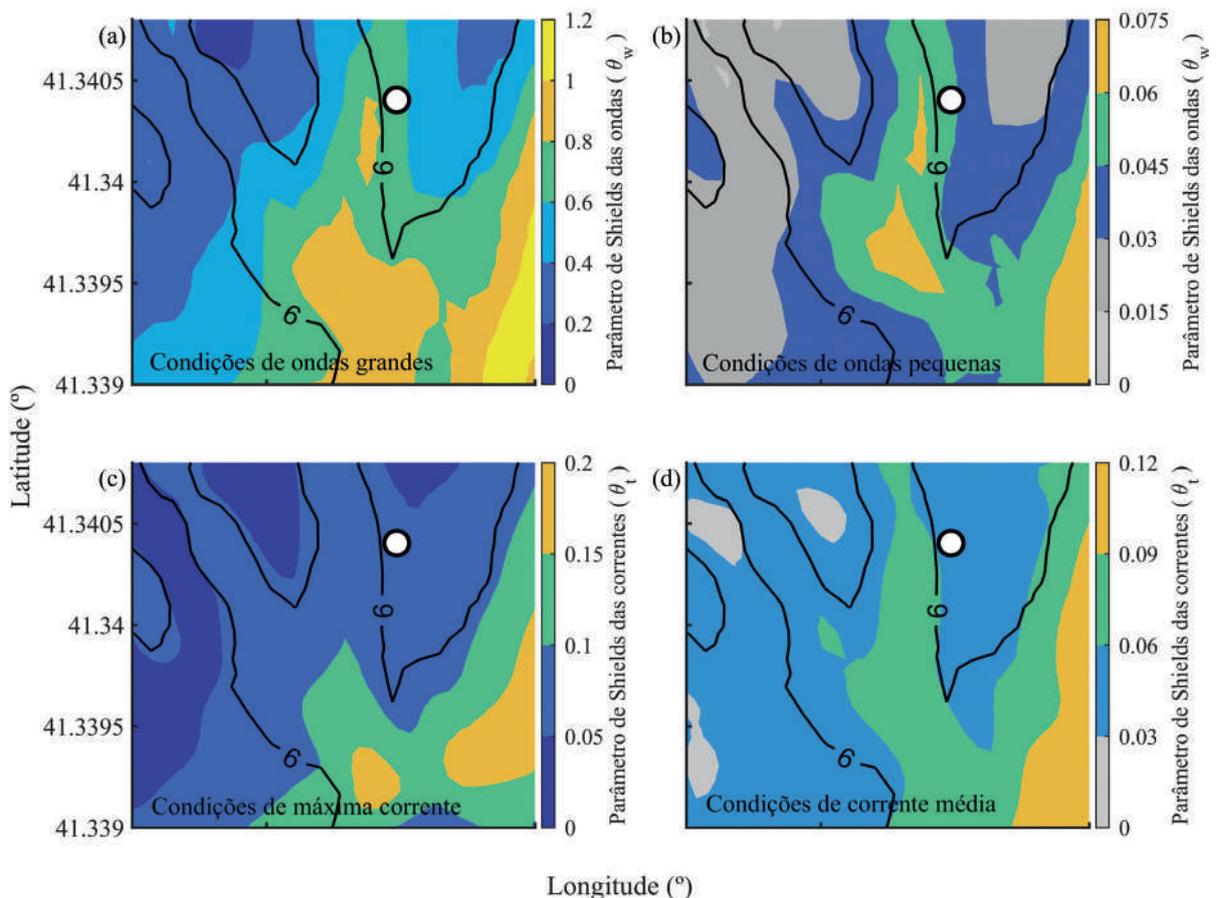


Figura 13 – Mapa do parâmetro de Shields ( $\theta_w$ ) para as ondas para (a) condição de ondas grandes ( $H_s = 2,4$  m) e (b) condição de onda pequena ( $H_s = 0,5$  m), e mapa do parâmetro de Shields ( $\theta_t$ ) para correntes de marés para (c) condições de corrente máxima ( $V = 0,41$  m/s) e (d) condições de corrente média ( $V = 0,28$  m/s). A linha preta representa o contorno de 6 m de profundidade e o local do *quadpod* é denotado pelo ponto branco. Adaptado de Pessanha *et al.* (2023)

a porção sul, onde foi observada uma maior velocidade de migração. Esses resultados revelam que os efeitos combinados do fluxo de maré e das ondas de superfície causam uma velocidade de migração mais rápida na porção sul, forçando a onda de areia a girar no sentido anti-horário.

## 5. CONCLUSÕES

A migração de ondas de areia na Wasque Shoals, ao largo da costa de Martha's Vineyard, foi examinada por meio da análise de dados observacionais e dos resultados do modelo Delft3D, o qual é capaz de simular correntes, ondas, transporte de sedimento, e mudanças morfológicas. O principal objetivo foi implementar um modelo usando a abordagem 3D que representasse de forma precisa a dinâmica das ondas de areia próximas à costa. Além disso, os processos físicos responsáveis pela alta velocidade de migração dessas ondas na área de estudo foram investigados.

As comparações entre a saída do modelo e as observações de campo indicam que o modelo descreveu corretamente a hidrodinâmica na área de estudo, pois o parâmetro *skill score* para altura da superfície do mar, velocidade da corrente e altura significativa das ondas foram 0,979, 0,816 e 0,962, respectivamente. Além disso, a capacidade do modelo de representar a evolução do fundo do mar foi verificada ao comparar as mudanças batimétricas observadas e simuladas. A comparação entre a batimetria simulada e a batimetria final observada revela que o modelo reproduziu satisfatoriamente a

evolução do fundo do mar, com um *Brier Skill Score* médio de 0,862.

Os efeitos das ondas de superfície e do vento na migração das ondas de areia foram avaliados ao rodar o modelo para diferentes cenários. A simulação sem ondas de superfície (caso II) apresentou 65% menos migração do que uma simulação que incluía ondas de superfície (caso I), o que mostra que as ondas de superfície aumentam significativamente a migração das ondas de areia. Além disso, uma simulação sem vento (caso III) superestimou a migração em 15%, indicando que o vento diminui a migração das ondas de areia durante o experimento.

A velocidade de migração das ondas de areia modelada está correlacionada com o parâmetro de Shields para as correntes ( $R = 0,7$ ). Além disso, os resultados do modelo indicam que os aumentos rápidos na migração das ondas de areia estão associados com o aumento no parâmetro de Shields para as ondas, mostrando que as ondas de superfície aumentam a velocidade de migração das ondas de areia. Comparação entre o parâmetro de Shields para as ondas e a velocidade de migração simulada para um período sem grandes eventos de ondas de superfície mostram que o efeito das ondas da superfície em áreas rasas pode ser importante mesmo quando as ondas são menores. A rotação de ondas de areia no sentido anti-horário foi associada à combinação dos efeitos das correntes de maré, ondas da superfície e variação da batimetria.

Pela primeira vez é apresentado um modelo tridimensional, usando



Delft3D, em uma área de água rasa, com uma velocidade média de migração de ondas de areia de 50 cm/dia e observações, incluindo rotação de ondas de areia. Outros estudos nesta área normalmente adotam modelos no enfoque 2DV e, na maioria das vezes, simplificações, incluindo batimetria idealizada. Além disso, considerando a batimetria complexa observada, as ondas de superfície, as forçantes de maré e vento tornam este estudo único para áreas com profundidades locais menores que 10 m. As ondas de superfície não são capazes de iniciar a migração de ondas de areia, que é causada pela assimetria da maré. No entanto, os resultados deste trabalho sugerem que a migração rápida de ondas de areia observada nas Wasque Shoals, com pelo menos uma ordem de magnitude maior

do que muitos estudos anteriores, é muito acelerada pelo forçamento das ondas e devido à natureza da batimetria da área de estudo. Além disso, as simulações demonstram que a profundidade relativamente rasa torna a influência das ondas de superfície importante mesmo durante períodos menos energéticos ( $H_s < 1$  m). Portanto, embora as correntes assimétricas sejam essenciais para a migração de ondas de areia, os resultados do modelo associados com a análise das observações permitem confirmar que em profundidades rasas os eventos de ondas são em grande parte responsáveis por períodos de migração e rotação rápidas. Embora isso possa se aplicar a áreas costeiras com condições hidrodinâmicas semelhantes, é necessário mais estudo para generalizar essas descobertas.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aliotta, S., & Perillo, G. M. E. (1987). A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76(C), 1–14. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(87\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(87)90013-2)

Bagnold, R. A. (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. U. S. Govt. Print. Off. <https://doi.org/10.3133/pp4221>

Barnard, P. L., Hanes, D. M., Rubin, D. M., & Kvitek, R. G. (2006). Giant sand waves at the mouth of San Francisco Bay. *Eos*, 87(29), 285–289. <https://doi.org/10.1029/2006eo290003>

Battjes, J. A., & Janssen, J. P. F. M. (1978). Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(16), 32. <https://doi.org/10.9753/icce.v16.32>



Bellec, V. K., Bøe, R., Bjarnadóttir, L. R., Albretsen, J., Dolan, M., Chand, S., Thornes, T. Jakobsen, F. W., Nixon, C., Plassen, L., Jensen, H. Nicole, B., Olsen, H., & Elvenes, S. (2019). Sandbanks, sandwaves and megaripples on Spitsbergenbanken, Barents Sea. *Marine Geology*, 416. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105998>

van den Berg, J., Sterlini, F., Hulscher, S. J. M. H., & van Damme, R. (2012). Non-linear process based modelling of offshore sand waves. *Continental Shelf Research*, 37, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.01.012>

Besio, G., Blondeaux, P., Brocchini, M., Hulscher, S. J. M. H., Idier, D., Knaapen, M. A. F., Németh, A. A., Roos, P.C., & Vittori, G. (2008). The morphodynamics of tidal sand waves: A model overview. *Coastal Engineering*, 55(7–8), 657–670. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.11.004>

Besio, Giovanni, Blondeaux, P., Brocchini, M., & Vittori, G. (2004). On the modeling of sand wave migration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(4). <https://doi.org/10.1029/2002JC001622>

Blondeaux, P., & Vittori, G. (2016). A model to predict the migration of sand waves in shallow tidal seas. *Continental Shelf Research*, 112, 31–45. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.011>

Boggs, S. (1974). Sand-Wave Fields in Taiwan Strait. *Geology*, 2(5), 251–253. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<251:SFITS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<251:SFITS>2.0.CO;2)

Borsje, B. W., Roos, P. C., Kranenburg, W. M., & Hulscher, S. J. M. H. (2013). Modeling tidal sand wave formation in a numerical shallow water model: The role of turbulence formulation. *Continental Shelf Research*, 60, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.023>

Borsje, B. W., Kranenburg, W. M., Roos, P. C., Matthieu, J., & Hulscher, S. J. M. H. (2014). The role of suspended load transport in the occurrence of tidal sand waves. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(4), 701–716. <https://doi.org/10.1002/2013JF002828>

Le Bot, S., & Trentesaux, A. (2004). Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes



(Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211(1–2), 143–168. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.002>

Campmans, G. H. P., Roos, P. C., de Vriend, H. J., & Hulscher, S. J. M. H. (2018). *The Influence of Storms on Sand Wave Evolution: A Nonlinear Idealized Modeling Approach*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(9), 2070–2086. <https://doi.org/10.1029/2018JF004616>

Chu, P. C., Pessanha, V. S., Fan, C., & Calantoni, J. (2021). *Coupled delft3D-object model to predict mobility of munition on sandy seafloor*. *Fluids*, 6(9), 330. <https://doi.org/10.3390/fluids6090330>

Chu, P. C., Fan, C., Calantoni, J., & Sheremet, A. (2022). *Prediction of Mobility and Burial of Objects on Sandy Seafloor*. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 47(1), 111–125. <https://doi.org/10.1109/JOE.2021.3098391>

Damen, J. M., Van Dijk, T. A. G. P., & Hulscher, S. J. M. H. (2018). *Spatially Varying Environmental Properties Controlling Observed Sand Wave Morphology*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, 262–280. <https://doi.org/10.1002/2017JF004322>

Damveld, J. H., Borsje, B. W., Roos, P. C., & Hulscher, S. J. M. H. (2020). *Horizontal and Vertical Sediment Sorting in Tidal Sand Waves: Modeling the Finite-Amplitude Stage*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(10). <https://doi.org/10.1029/2019JF005430>

Deltares. (2022). *Delft3D-Flow: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual*. Delft, Netherlands. Retrieved from [https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW\\_User\\_Manual.pdf](https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf)

Egbert, G. D., & Erofeeva, S. Y. (2002). *Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides*, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183–204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOB0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOB0>2.0.CO;2)

Fang, H.W., & Wang, G.Q. (2000). *Three-dimensional mathematical model of suspended-sediment transport*. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126 (8), 578-592. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2000\)126:8\(578\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2000)126:8(578))



Fang, H.W., & Rodi, W. (2003). Three-dimensional calculations of flow and suspended sediment transport in the neighborhood of the dam for the three gorges project (TGP) reservoir in the Yangtze River. *Journal of Hydraulic Research*, 41(4), 379-394. <https://doi.org/10.1080/00221680309499983>

Hasselmann, K. (1974). On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. *Boundary-Layer Meteorology*, 6(1-2), 107-127. <https://doi.org/10.1007/BF00232479>

Hasselmann, K.F., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H.C., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P.M., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., & Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*, 8,1-95.

Hopkins, J., Elgar, S., & Raubenheimer, B. (2017). Flow separation effects on shoreline sediment transport. *Coastal Engineering*, 125, 23-27. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.04.007>

Hopkins, J., Elgar, S., & Raubenheimer, B. (2018). Storm Impact on Morphological Evolution of a Sandy Inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), 5751-5762. <https://doi.org/10.1029/2017JC013708>

Hulscher, S. J. M. H. (1996). Tidal-induced large-scale regular bed form patterns in a three-dimensional shallow water model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C9), 20727-20744. <https://doi.org/10.1029/96JC01662>

Jones, K. R., & Traykovski, P. (2019). Interaction of Superimposed Megaripples and Dunes in a Tidally Energetic Environment. *Journal of Coastal Research*, 35(5), 948-958. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-18-00084.1>

Khosronejad, A., Kang, S., Farhadzadeh, A., & Sotiropoulos, F. (2020). On the genesis and evolution of barchan dunes: Hydrodynamics. *Physics of Fluids*, 32(8), 086602. <https://doi.org/10.1063/5.0015515>

Kimball, P., Bailey, J., Das, S., Geyer, R., Harrison, T., Kunz, C., Manganini, K., Manokoff, K., Sayre-McCord, T., Straneo, F., & Traykovski, P. (2015). *The WHOI Jetyak*:



*An autonomous surface vehicle for oceanographic research in shallow or dangerous waters. In 2014 IEEE/OES Autonomous Underwater Vehicles, AUV 2014.* <https://doi.org/10.1109/AUV.2014.7054430>

*Krabbendam, J., Nnafie, A., de Swart, H., Borsje, B., & Perk, L. (2021). Modelling the past and future evolution of tidal sand waves. Journal of Marine Science and Engineering, 9(10), 1071.* <https://doi.org/10.3390/jmse9101071>

*Leenders, S., Damveld, J. H., Schouten, J., Hoekstra, R., Roetert, T. J., & Borsje, B. W. (2021). Numerical modelling of the migration direction of tidal sand waves over sand banks. Coastal Engineering, 163.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103790>

*Lesser, G. R., Roelvink, J. A., van Kester, J. A. T. M., & Stelling, G. S. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. Coastal Engineering, 51(8–9), 883–915.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.014>

*Li, Y., Lin, M., Jiang, W. B., & Fan, F. X. (2011). Process control of the sand wave migration in Beibu Gulf of the South China Sea. Journal of Hydrodynamics, 23(4), 439–446.* [https://doi.org/10.1016/S1001-6058\(10\)60134-5](https://doi.org/10.1016/S1001-6058(10)60134-5)

*Liu, Y., Fang, H., Huang, L., & He, G. (2019). Numerical simulation of the production of three-dimensional sediment dunes. Physics of Fluids, 31(9), 096603.* <https://doi.org/10.1063/1.5108741>

*Németh, A. A., Hulscher, S. J. M. H., & Van Damme, R. M. J. (2007). Modelling offshore sand wave evolution. Continental Shelf Research, 27(5), 713–728.* <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.11.010>

*Németh, A. A., Hulscher, S. J. M. H., & De Vriend, H. J. (2002). Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. Continental Shelf Research, 22 (18-19), 2795–2806.* [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00127-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00127-9)

*NOAA/NGDC. (1999). U.S. Coastal Relief Model Vol.1- Northeast Atlantic.* Retrieved July 26, 2022, from <https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.dem:713>

*Pessanha, V. S., Chu, P. C., Gough M. K., Traykovski, P., Orescanin, M. M. (2023). Sand wave migration near the southeastern corner of Martha's Vineyard, Massachusetts,*



USA. *International Journal of Sediment Research*. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2023.04.006>

Roelvink, D. J. A. & Walstra, D. J. (2005). *Keeping it simple by using complex models*. *Advances in Hydroscience and Engineering*, 6, 1–11.

Shields, A. (1936). *Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bed-load Movement (translated version)*. *Hydrodynamics Laboratory*, 167.

Tonnon, P. K., van Rijn, L. C., & Walstra, D. J. R. (2007). *The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface*. *Coastal Engineering*, 54(4), 279–296. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.08.005>

Traykovski, P. A., & Austin, T. (2017). *Continuous Monitoring of Mobility, Burial and Re-exposure of Underwater Munitions in Energetic Nearshore Environments (Report No. MR-2319)*. Alexandria, VA. Retrieved from <https://www.serdp-estcp.org/Program-Areas/Munitions-Response/Munitions-Underwater/MR-2319>

van Dijk, T. A. G. P., & Kleinhans, M. G. (2005). *Processes controlling the dynamics of compound sand waves in the North Sea, Netherlands*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4). <https://doi.org/10.1029/2004JF000173>

van Gerwen, W., Borsje, B. W., Damveld, J. H., & Hulscher, S. J. M. H. (2018). *Modelling the effect of suspended load transport and tidal asymmetry on the equilibrium tidal sand wave height*. *Coastal Engineering*, 136, 56–64. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.01.006>

van Rijn, L. C., Walstra, D. J. R., Grasmeyer, B., Sutherland, J., Pan, S., & Sierra, J. P. (2003). *The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models*. *Coastal Engineering (Amsterdam)*, 47(3), 295–327. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00120-5](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00120-5)

van Rijn, L. C. (1993). *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, Amsterdam, Netherlands.

Verboom, G. K., & Slob, A. (1984). *Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems*. *Advances in Water Resources*, 7(4), 192–197. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(84\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0309-1708(84)90018-6)



Wang, Z., Liang, B., Wu, G., & Borsje, B. W. (2019). Modeling the formation and migration of sand waves: The role of tidal forcing, sediment size and bed slope effects. *Continental Shelf Research*, 190. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103986>

Willmott, C. J. (1981). On the Validation of Models. *Physical Geography*, 2(2), 184–194. <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>

Xu, J. P., Wong, F. L., Kvittek, R., Smith, D. P., & Paull, C. K. (2008). Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. *Marine Geology*, 248(3–4), 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.005>

