UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA

ANDRÉ MATTOS BRANDÃO

Características Sazonais do Campo de Ondas e Limites da *Shoreface* no Litoral Norte da Bahia

SALVADOR
2019

ANDRÉ MATTOS BRANDÃO

Características Sazonais do Campo de Ondas e Limites da *Shoreface* no Litoral Norte da Bahia

Monografia apresentada ao curso de graduação em Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

Salvador

2019

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer especialmente aos meus pais, minhas irmãs e minha namorada pelo companheirismo, por terem me acompanhado e me dado todo o suporte necessário ao longo da minha jornada na Universidade e durante a elaboração deste trabalho.

À toda minha família, pelo apoio e pelos conselhos ao longo do meu amadurecimento como profissional.

A todos os meus amigos, por tornarem essa jornada muito leve e divertida, e em especial à turma de 2015.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Guilherme Lessa, pelo entusiasmo, por todo o conhecimento profissional compartilhado, pelas oportunidades e pela excelente orientação, possibilitando a realização deste trabalho.

Agradeço em especial à Mariana Thévenin, Lucas Fonseca, Paulo Lara, Júlia Porto e Rafael Mariani pela disposição e amizade durante as saídas de campo. Sem vocês este trabalho não seria possível.

Agradeço ao Projeto TAMAR por todo o apoio logístico nos trabalhos de campo e a Base Náutica por deixá-los ainda mais agradáveis.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica - UFBA pela aquisição do ADCP e ao CNPq (UNIVERSAL/2014, 443695/2014-8), à FAPESB (Projeto PIE00005/2016 do Edital de Infraestrutura da FAPESB 003/2015), e ao REDE ONDAS pelos recursos disponibilizados.

RESUMO

Longas séries temporais das condições de ondas de gravidade ainda são raras no Brasil, e muitos estudos relacionados à dinâmica sedimentar e de circulação da região costeira se baseiam em dados gerados por simulações numéricas. O fundeio de um perfilador acústico doppler (ADCP) RDI/Workhorse na isóbata dos 33m da plataforma continental do litoral norte da Bahia em 2014 permitiu a aquisição de quase 4 anos contínuos de dados de correntes e ondas. A análise de cluster identificou dois períodos distintos das características de onda: um período de baixa energia de onda (6s<Ts<7s; 1m<Hs<1.5 m) entre outubro e março, e outro entre maio e setembro com maior energia de onda (7s<Ts<8s; 1.5m<Hs<2.0 m). A direção das ondas não é alterada sazonalmente de forma considerável, com a maioria das frentes de onda chegando de ESE-SE. Tensões de cisalhamento acima do limite crítico para transporte de sedimento ocorreram durante toda a estação de alta energia, quando ripples de granulação grossa (CGR) foram observados. Durante o período de baixa energia o fundo esteve coberto por algas, cujo crescimento é resultado de longos períodos de imobilidade do fundo. A ressurgência de quebra de plataforma durante o período de baixa energia estabeleceu uma circulação média verticalmente cisalhada (62% do tempo) orientada para o continente próximo ao fundo, mas sem transporte de sedimento associado. A mobilização dos sedimentos durante a estação de alta energia coincidiu com processos de subducção da massa d'água costeira e fluxos médios próximos ao fundo em direção ao oceano (56% do tempo), o que causou um transporte líquido de sedimentos costa afora.

Palavras-chave: Transporte de areia. Ondas. *Shoreface*. ADCP.

ABSTRACT

Long time series of ocean wave conditions are still rare in Brazil, and several studies related to ocean coastal dynamics need to rely on synthetic descriptions of the wave field. The deployment of an RDI Workhorse Waves Array at 33 m of depth off the north coast of Bahia in 2014, has allowed for the acquisition of almost 4 years of continuous current and directional wave measurements. A cluster analysis of the data identified two distinct periods: one period of low wave energy (6s<Ts<7s; 1m<Hs<1.5 m) between October and April, and another between May and September with high wave energy (7s<Ts<8s; 1.5m<Hs<2.0 m). Wave direction did not change considerably on a seasonal basis, arriving mostly from SE-SSE. Threshold shear stress for sediment transport was overcome during the high-energy season, when rolling (coarse grained) and vortex (fine grained) ripples populated the bed. A blanket of algae covered the bed during the low-energy season, indicating long quiescent periods with no sediment erosion. Shelf-break upwelling during the low-energy season established a vertically sheared mean flow (62 % of the time) that was oriented landwards close to the bed, but with no associated sediment transport. Sediment mobilization during the high energy season coincided with downwelling processes and seaward oriented bed flows (56% of the time) causing net-seaward transport.

keywords: Sand Transport. Waves. *Shoreface*. ADCP.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 9
2 Área de Estudo 12
3 Metodologia 14
4 Resultados 18
4.1 Ondas 18
4.2 Correntes 25
4.3 Transporte de Sedimentos 26
5 Discussão 30
6 Conclusão 35
7 REFERÊNCIAS 36

ÍNDICES DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema *Shoreface* 10
Figura 2 – Localização da área de estudo no litoral norte do Estado da Bahia e contornos batimétricos. 13
Figura 3 – Mapeamento de "coarse grained ripples" (CGR - pontos brancos) Campos e Domingues (2010) 100km ao norte da área de estudo. CGR's são observados até cerca de 50m de profundidade próximo a quebra da plataforma, se concentrando principalmente entre os 20-30m de profundidade. Região cinza escuro = área de remobilização dos grãos em condições medias de altura e Período significativos. 14
Figura 4 –Série temporal de parâmetros de onda para todo o período monitorado (dezembro 2014 a junho 2018). Em amarelo (azul) ondas de águas profundas (intermediárias). a) Altura significativa (Hs). b) Período significativo (Ts). c) Direção de Pico (Dp). 19
Figura 5 - Variação temporal da distribuição estatística mensal das ondas. Boxplot representa a distribuição da altura e período significativos (a e b), e direção de pico (c). Os pontos pretos correspondem às alturas e períodos máximos observados. Quadrados azuis = 25% e 75%, linha vermelha = média, traços pretos = variância. 20
Figura 6 – Distribuição estatística dos parâmetros médios mensais de onda e distribuições de frequências anuais. a) Distribuição das médias mensais da altura significativa (Hs) e pontos pretos representam a média da altura máxima observada. b) Curva de frequência acumulada da altura significativa c) Distribuição das médias mensais do período significativo (Ts), pontos pretos representam a média do período máximo observada. d) Curva de frequência acumulada do período significativo e) Distribuição das médias mensais da direção de pico (Dp). f) Histograma de frequência da direção de pico. 21
Figura 7 – a) Assinatura espectral média mensal. b) Análise de cluster aplicada a assinatura espectral mensal. Em azul (vermelho) grupo de baixa (alta) energia. Quanto menor (maior) a distância no eixo y entre determinados meses, maior (menor) a similaridade entre eles. 23
Figura 8 - Rosa dos ventos da altura significativa e período significativo para os períodos de outubro a abril e de maio a setembro. 24
Figura 9 - Comparação entre ADCP e WW3. A e B) Altura Significativa. C e D) Período de Pico. 25
Figura 10 – Série temporal a) dos valores médios mensais da magnitude do vetor velocidade ao longo da coluna d'água; b) da magnitude média do vetor velocidade

dentro da camada limite logarítmica; e c) da velocidade transversal à costa ao longo coluna d'água (eixo y). 26
Figura 11 - Distribuição granulométrica dos sedimentos superficiais de fundo realizadas no local de fundeio do ADCP. Amostra #1 (#2) realizada em agosto (janeiro). 26
Figura 12 - Caracterização do leito marinho no local de fundeio. Em A, presença de algas no substrato durante período de baixa energia. Em B, desenvolvimento de CGR e desaparecimento das algas. 27
Figura 13 – Serie temporal a) do excesso da velocidade de cisalhamento. b) Da velocidade de cisalhamento por ação das ondas. Em azul está representado a velocidade de cisalhamento menores que a velocidade crítica. c) da corrente transversal a costa junto ao fundo. d) do transporte de fundo considerando a ação conjunta de ondas e correntes. 28
Figura 14- Transporte de sedimentos de fundo e turbidez na coluna d'água em novembro e agosto de 2017. A e B) Em azul (vermelho), no eixo y da esquerda (direita) tem-se a velocidade de cisalhamento por ação das correntes (altura significativa das ondas). C e D) Transporte de sedimentos de fundo por ação de ondas e corrente. Offshore (onshore) positivo (negativo). E e F) Índice de turbidez ao longo da coluna d'água (eixo y) e do tempo (eixo x) obtidos através do sinal acústico de retorno. G e H) Perfis verticais de correntes cross-shore ao longo do tempo. 29
Figura 15 - Esquema do transporte de sedimento na *shoreface*. A) No período de baixa energia entre outubro e abril. B) No período de alta energia entre maio e setembro. C) modelo da *shoreface* considerando a profundidade até a qual o prisma de areia é preservado. 34
Figura 16 – Perfil estratigráfico de praias com diferentes condições hidrodinâmicas extraído de Lessa et al. (2000). Em branco pontilhado está representado os prismas de areia da *shoreface*. 35

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Valores máximos, mínimos e médios de altura significativa (H), período de pico (T) e direção observados neste trabalho, no ponto (-12.5; -37.5) do WW3 e no trabalho de Pianca et al. 2010. 22

Tabela 2 – Profundidades limites da shoface superior (d_s) e inferior (d_i) estimadas neste trabalho, Lessa et al. 2000 e Figueiredo 2013. 29

Tabela 3 – Comparação entre valores médios utilizados por Bittencourt et al. 2000 e dados levantados por este trabalho. 31

1 INTRODUÇÃO

A região mais rasa da plataforma continental é uma zona extremamente dinâmica, que em costas arenosas assumem um perfil côncavo suavizado em direção ao mar. Essa região é denominada face da costa, ou *shoreface*. Ao longo da *shoreface*, o movimento orbital das ondas de gravidade e as correntes geradas pelo vento interagem com os sedimentos de fundo (Grant, 1979), gerando processos de transporte importantes para a estabilidade morfológica da zona costeira.

O termo *shoreface* foi introduzido por Barrell (1912) para definir uma feição costeira de superfície côncava delimitada na sua parte superior, anterior à quebra das ondas, por uma inclinação de 1:200, e na parte inferior, na transição com a plataforma interna, por uma inclinação de 1:2000. Apesar da crescente importância da *shoreface* no entendimento de processos costeiros e da vasta quantidade de estudos sobre a hidrodinâmica e sedimentação, principalmente no que diz respeito à profundidade na qual variações batimétricas se tornam insignificantes (*i.e.*, profundidade de fechamento do perfil) e um menor transporte liquido de sedimentos é esperado, não existe ainda uma definição utilizada de forma consistente (**Figura 1**). Cowell *et al.* (1999) e Woodroffe (2002) verificaram diversas definições com diferentes limites de inclinação topográfica e zonas de profundidade compreendendo desde a zona de surf até a plataforma interna, podendo ser até mesmo sinônimo desta. Niederoda *et al*. (1984) definiram que em uma costa arenosa dominada por ondas, a *shoreface* se estende entre a região imediatamente após a zona de surf e o limite superior da plataforma interna. Ortiz e Ashton (2016) entenderam a *shoreface* coma a região desde a linha de praia até a profundidade na qual as ondas começam a sentir o fundo, compreendendo a zona de surf, a plataforma interna e a plataforma média. Já Kinsela e Cowell (2015) definiram a *shoreface* como a superfície entre a zona de espraiamento e a profundidade na qual as ondas gravitacionais efetivamente modelam a morfologia do fundo de acordo com a escala temporal de interesse. Neste sentido, Cowell *et al.* (2003) consideraram o limite externo da *shoreface* como a quebra da plataforma, baseando-se em uma escala de tempo geológica e uma visão mais sistêmica de todo o trato costeiro. Wright (1991) estabeleceram a *shoreface* como a região de *shoaling*, associada à movimentação de sedimentos de fundo passíveis de serem transportados em direção à costa. A diversidade de definições reflete, de certa

forma, a heterogeneidade temporal dos processos hidrodinâmicos e sedimentares envolvidos no modelamento da zona costeira e plataforma continental, com escalas de tempo que variam de eventos, envolvendo períodos de horas a dias, à escala geológica, que inclui processos operantes ao longo de séculos e milênios, quando ocorrem ajustes morfológicos da plataforma relacionados a lentas variações do nível do mar (Larson e Kraus 1995, Cowell e Thom 1997).

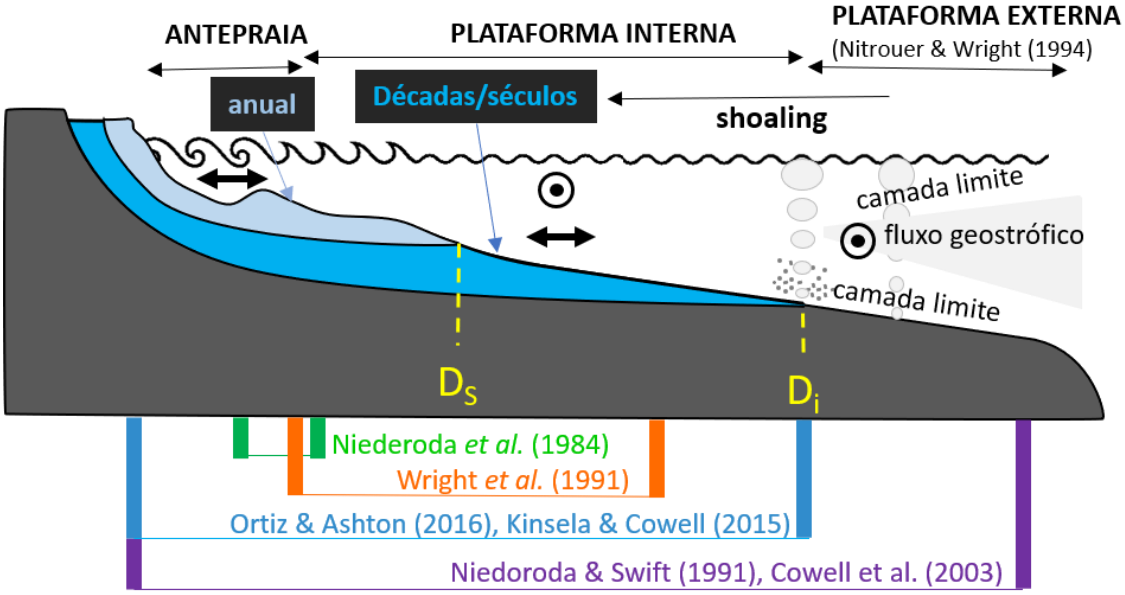

Figura 1 – Esquema Shoreface

É também impreciso quais os critérios a serem utilizados na delimitação da *shoreface*. Características hidrodinâmicas, morfológicas e sedimentares são frequentemente utilizadas para tanto. Wright (1991), Niederoda *et al.* (1984), Vicente *et al.* (1983), Aagard (2014), Ortiz and Ashton (2016) se basearam na dinâmica das ondas e correntes para definir a extensão da *shoreface*. Já Gruber *et al.* (2004), Patterson (2012), Kinsela e Cowell (2015), Figueiredo (2015) e Lessa *et al.* (2000) utilizaram a morfologia e estratigrafia como principal viés de aproximação. Por fim, há autores que se basearam na sedimentologia para o estudo dessa feição costeira (Thieler *et al.*, 2015; Midtgaard 1996; Stolper *et al.*, 2005). Apesar dos diferentes critérios utilizados, é consenso nos trabalhos citados o relevante papel do campo de ondas no modelado.

Hallermeyer (1981) definiu os limites superior (***d_s***) e externos (***d_i***) da *shoreface* em função da climatologia anual das ondas e da característica dos sedimentos de fundo. Devido à escala temporal de engenharia proposta na metodologia do autor, ela tem sido utilizada amplamente em estudos sedimentológicos e projetos de engenharia (Stive e Vriend, 1995; Stive *et al.*, 1991; Cowell, 1999; Dashtarg *et al.*, 2010; Aagard *et al.*, 2012; Kinsela e Cowell, 2015; Figueiredo, 2015) voltados para a gerência de ambientes costeiros.

Nicholls *et al.* (1998) discutiram a relação entre os limites superior estimado por Hallermeier e a profundidade de fechamento do perfil, com base em 12 anos de monitoramento do perfil da costa. Eles concluíram que, apesar de um pouco superestimada, a profundidade $\boldsymbol{d_s}$ representa uma estimativa robusta da profundidade de fechamento em costas com prevalência de erosão.

No Brasil, onde longos monitoramentos do campo de ondas são ainda escassos, os trabalhos de investigação da *shoreface* se concentraram na costa do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Figueiredo 2015; Figueiredo e Calliari, 2015), havendo uma carência de informações principalmente na costa Norte e Nordeste. Dentre os trabalhos levantados, um bom número investiga a extensão da *shoreface* com base na textura dos sedimentares de fundo e na morfologia (Toldo *et al.*, 2006; Gruber *et al.*, 2006; Calliari *et al.*, 2007), sendo que apenas quatro trabalhos utilizam dados observacionais de onda. Lessa *et al.* (2000) estimaram a profundidade da *shoreface* utilizando um ano de medições de ondas obtidas por radar e publicadas por Young e Olland (1996), e 5 meses de medições com wave rider. No litoral norte da Bahia, a dinâmica de mobilização dos sedimentos de fundo foi investigada por Campos e Domingues (2010) utilizando dados sedimentológicos, registros sonográficos e parâmetros estatísticos de ondas de água profunda obtidos pelo modelo WAVEWATCH III na latitude de Recife (PE). Figueiredo (2013) e Figueiredo e Calliari (2017) identificaram a variabilidade espacial da profundidade da *shoreface* no Rio Grande do Sul através de dados sedimentológicos e uma série temporal de altura e período de onda entre 1997 e 1999.

A instalação de um perfilador de correntes Doppler na isóbata de 33 m no litoral norte do Estado da Bahia (**Figura 2**) desde novembro de 2014 permitiu a coleta de mais de 3 anos de registros contínuos de ondas e correntes, sendo uma das séries temporais de dados observacionais mais consistente de todo litoral brasileiro. Dessa forma, o objetivo do presente trabalho é: 1) caracterizar o campo de ondas para o estabelecimento de valores médios de referência pare o litoral norte, 2) investigar a correspondência entre a profundidade de fechamento da *shoreface* calculada pela equação de Hallermeyer (1981) com observações de campo, e 3) investigar a influência do padrão sazonal do campo de ondas e correntes no transporte de sedimentos transversal à costa de modo a contribuir para a determinação da profundidade de fechamento do perfil.

Neste trabalho será adotada uma definição morfodinâmica para a *shoreface*, entendida como o perfil que se estende desde a zona de espraiamento até a profundidade em que ocorre a movimentação do fundo por ação das ondas. Esta definição está de acordo com a definição adotada por Roy *et al.* (1994) e Figueiredo (2013), que consideram que a profundidade de fechamento da *shoreface* varia regionalmente com alterações do clima

de ondas e tamanho dos sedimentos de fundo, e pode ser inicialmente estimada aplicando-se a equação proposta por Hallermeyer (1981) para o cálculo do limite externo da zona de shoaling (***di***), mesmo sem considerar as correntes médias. Desta forma, a *shoreface* é uma região de agitação sedimentar pelas ondas ao longo da qual os sedimentos, a depender da direção do fluxo cross-shore, podem ser carreados em direção à praia, auxiliando na manutenção do prisma de sedimentos, ou em direção ao mar profundo, reduzindo a ação de proteção destes contra a erosão da linha de costa.

2 ÁREA DE ESTUDO

A região norte da costa baiana (**Figura 2**) é caracterizada por apresentar a plataforma continental mais estreita e uma das mais rasas do litoral brasileiro, com largura média de 14 km e profundidade média no seu ponto de quebra de 70 - 80 m (Campos e Dominguez, 2010; Dominguez *et al*., 2013). Os sedimentos de fundo são majoritariamente areia siliciclástica entre a linha de praia e a isóbata dos 25m, profundidade a partir da qual areia e cascalho bioclástico se tornam predominantes (Dominguez 2003, Dominguez *et al.* 2011). Nas reentrâncias da borda da plataforma, como é visto em frente à Praia do Forte, os percentuais de lama variam de 20 % a 40% em profundidades maiores que 30 m.

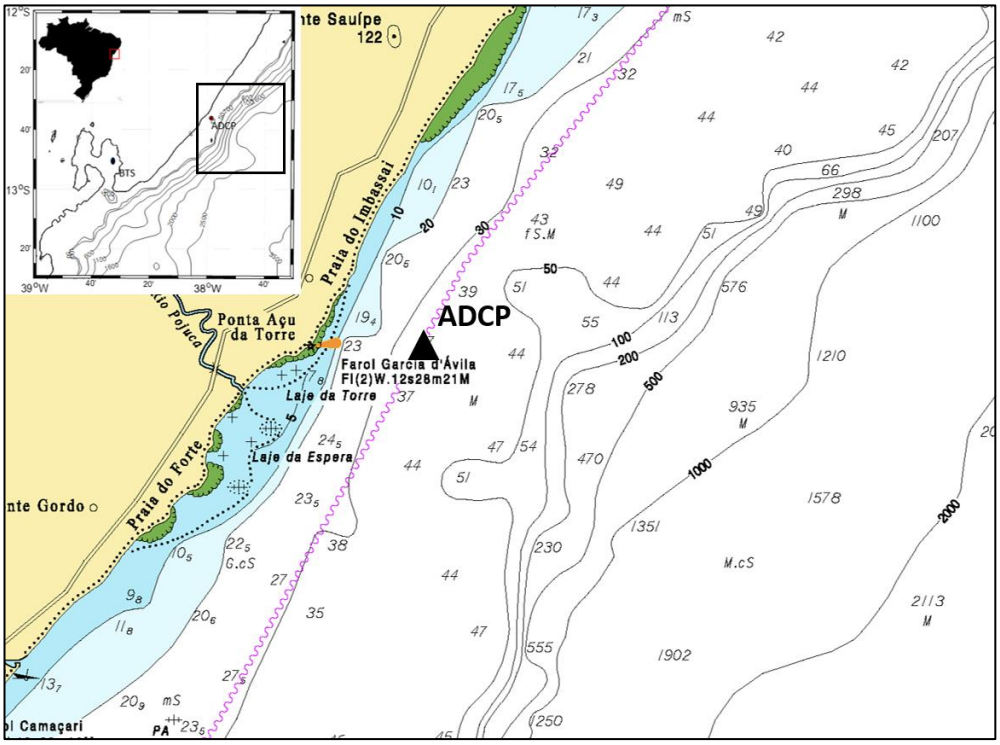

Figura 2 – Localização da área de estudo no litoral norte do Estado da Bahia e contornos batimétricos.

A circulação da plataforma é fortemente influenciada pelo padrão sazonal dos ventos que chegam à costa. Durante os meses de primavera e verão, quando predominam alísios de E/NE, a componente das correntes médias de superfície paralela à costa é para sul, apresentando valores máximos em janeiro (Amorim *et al.*, 2013). Já nos meses de inverno, quando os ventos preferenciais são de E/SE, a componente das correntes médias de superfície paralela à costa é para norte. Pode-se também observar uma sazonalidade da componente de corrente transversal à costa. Nos meses de primavera e verão, principalmente associados a eventos de ressurgência, são observados fluxos direcionados para oceano na superfície e para o continente no fundo (Thévenin *et al. 2019*). Já no outono e inverno, o fluxo médio direciona-se para o oceano.

Dados observacionais de ondas são poucos na região. Pianca *et al.* (2010), através da reanálise de dados com o modelo de ondas WWIII, estabeleceu uma climatologia de ondas para setores da costa brasileira. No setor Leste, compreendendo a região entre 6 ºS e 14 ºS, predominam as ondas de leste com alturas entre 1 m e 2 m e períodos entre 6 s e 8 s no verão. Já no inverno predominam ondas de sudeste com alturas entre 2 m e 3 m e períodos variando de 8 s a 10 s. Cabe ressaltar que o ponto analisado por Pianca *et al*. (2010) para caracterizar o setor Leste se encontra a cerca de 300 km ao norte de Praia do Forte, ao largo da costa pernambucana.

Em uma região 100 km ao norte da área de estudo, Campos e Dominguez (2010) sugeriram, com base nos dados de Pianca et al. (2010), que a tensão de cisalhamento crítica para movimentar os sedimentos de fundo é excedida ao longo da plataforma até os 60 m de profundidade (**Figura 3**), e que *coarse grain ripples* ocorrem em profundidades maiores que 50 m, mas principalmente entre 20 m e 30 m de profundidade.

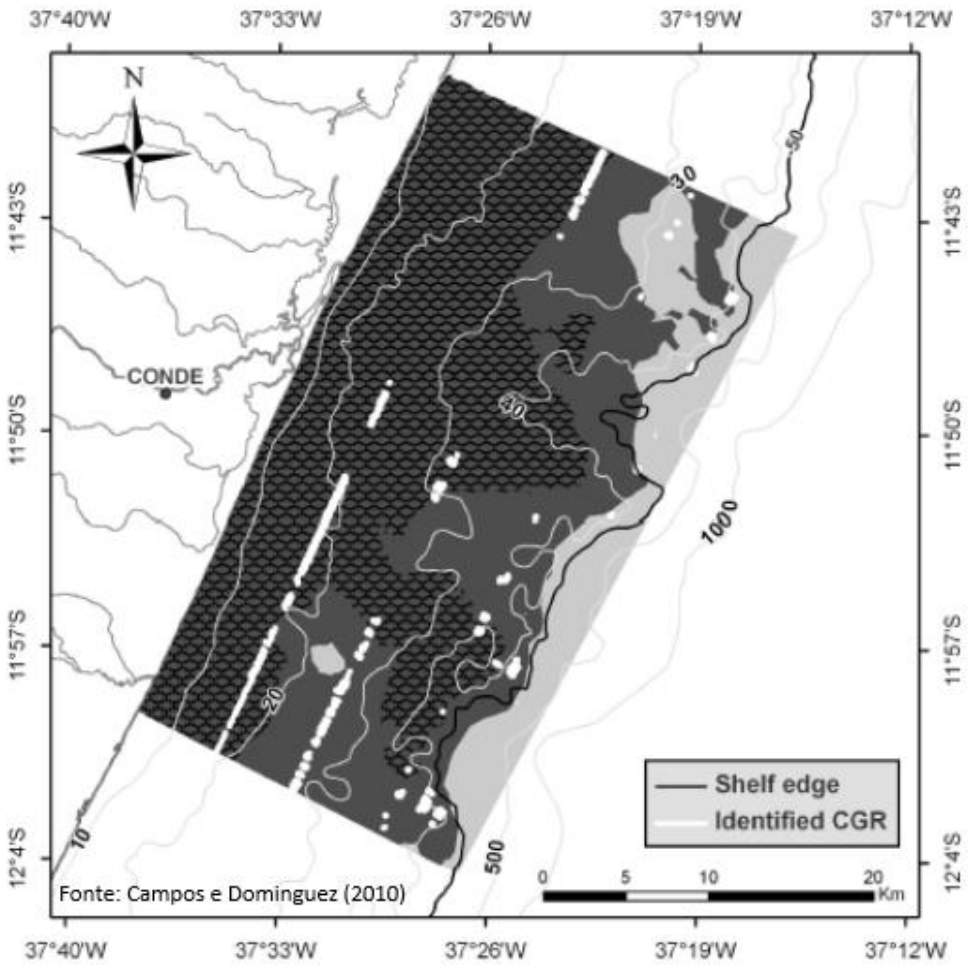

Figura 3 – Mapeamento de "coarse grained ripples" (CGR - pontos brancos) Campos e Domingues (2010) 100km ao norte da área de estudo. CGR's são observados até cerca de 50m de profundidade próximo a quebra da plataforma, se concentrando principalmente entre os 20-30m de profundidade. Região cinza escuro = área de remobilização dos grãos em condições medias de altura e Período significativos.

3 METODOLOGIA

O monitoramento do campo de correntes e de ondas foi realizado através do fundeio de um ADCP RDI/TELEDYNE Workhorse Waves Array 600 Mhz a uma profundidade de 33 metros e a cerca de 4 km a leste da Praia do Forte (-12.60ºS/-37.97º W). O aparelho foi configurado para discretizar a coluna d'água em 37 células com 1 m de altura, promediando, em intervalos horários, leituras de 1 minuto de duração a uma frequência de 2 Hz. A altura do centro da primeira célula em relação ao fundo foi de 2,24 m. Dados de ondas de gravidade foram obtidos a cada 3 horas com "bursts" de leitura do campo de velocidade junto à superfície, e dos campos de pressão ou do rastreamento de superfície,

a depender da qualidade dos dados obtidos verificada automaticamente pelo aparelho. As leituras foram feitas durante 20 min, também a uma frequência de 2 Hz.

No processamento dos dados, células acima da superfície da água, fora do alcance do aparelho, foram eliminadas. A qualidade dos dados foi verificada através das medidas de erro fornecida pelo aparelho, tendo sido descartados registros com erro superior ao erro médio + 2 desvios padrões. Também foi considerada uma medida de qualidade relativa do sinal acústico (*percent of good*) fornecida pelo aparelho, tendo sido descartados os registros com qualidade inferior a 99%. O restante da série foi submetido a um tratamento estatístico para eliminação dos dados espúrios. Lacunas de dados inferiores a 6 horas foram preenchidas com interpolação cúbica. Após o processamento, observou-se que a qualidade dos dados das colunas referentes aos cinco primeiros metros da coluna d'água estava comprometida, de forma que apenas 27 m da coluna d'água foram considerados neste estudo. O campo de correntes foi automaticamente corrigido para a declinação magnética local (-23.43°) e então rotacionado em 40° para ser alinhado à costa. O vetor velocidade foi decomposto em suas componentes paralela (v) e transversal (u) à costa. Um filtro espectral Lanczos passa-baixa (Thomson and Emery, 2014), com frequência de corte de 53 horas (frequência inercial nesta latitude), foi aplicado à série temporal para extrair o campo subinercial das correntes.

As séries temporais de onda foram processadas no programa WavesMon da Teledyne, o qual forneceu 18 parâmetros de ondas (Hs, Tp, Dp, Tp_{sea}, Dp_{sea}, Hs_{sea}, Tp_{swell}, Dp_{swell}, Hs_{swell}, $H_{máx}$, $T_{máx}$, $H_{1/3}$, $T_{1/3}$, H_m, T_m, $H_{1/10}$, $T_{1/10}$, D_m) para cada intervalo de medição. O espectro das ondas de cada *burst* foi extraído do WavesMon em 64 intervalos de frequência com largura de $1.56x10^{-3}$ Hz, sendo a primeira banda iniciada em $8.79x10^{-5}$ Hz. Para análise da sazonalidade do campo de ondas, foi realizada inicialmente uma análise de cluster a partir da assinatura espectral média de cada mês. Os parâmetros estatísticos considerados para o teste foram a média e a distância euclidiana.

Dados de reanálise de altura significativa e período de pico do modelo WAVEWATCH3, com resolução de 0,5° de latitude e 0,5° de longitude, foram utilizados para fins de comparação com os dados observados neste trabalho. Uma série temporal de 10 anos (janeiro 2006 a dezembro de 2016) foi extraída do ponto de grid (-12.5° S/ -37.5° W), em águas profundas, adjacente ao local do trabalho.

Duas amostras de sedimento de superfície de fundo foram coletadas, próximas ao ponto de fundeio, entre a parte superior dos ripples e o início da face de deslizamento. A amostra #1 foi coletada no mês de agosto, enquanto a amostra #2 foi obtida no mês de janeiro, tendo sido ambas lavadas para remoção do sal, secas e então peneiradas a seco em intervalos de 0,5 phi.

A tensão de cisalhamento causada pelas ondas junto ao fundo foi estimada pelas equações da teoria linear de onda (Komar e Miller, 1973). Primeiramente foram identificadas as situações de águas intermediárias e águas profundas a partir dos comprimentos de onda calculado com a aproximação de águas profundas ($L_{o\ (m)}$) pela equação $L_o = (g/2\pi)T_S^2$, onde T_S é o período significativo (s). Quando de águas intermediárias ($L_o/2 < L_i < L_o/20$), o comprimento em metro das ondas foi calculado a partir da equação

$$L_i = L_o \tanh\left(\frac{2\pi h}{L_o}\right) \qquad \textit{Equação 1}$$

onde T_s é o período significativo (em segundos) das ondas e h é a profundidade da coluna d'água em metros.

A velocidade orbital (U_w) em m/s foi calculada a partir da equação

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T_s} \sinh^{-1}\left(\frac{2\pi h}{L_i}\right) \qquad \textit{Equação 2}$$

na qual H_s é a altura significativa das ondas em metros. O fator de fricção do fundo (F_w):

$$F_w = Exp\left(5.5\left(\frac{K_{s1}+K_{s2}}{D_o}\right)^{0.2} - 6.3\right) \qquad \textit{Equação 3}$$

onde k_{s1} é a rugosidade do grão (m). K_{s2} é a rugosidade associada às formas de leito (m):

$$K_{s2} = 8\left(\frac{{H_{Ripple}}^2}{L_{Ripple}}\right) \qquad \textit{Equação 4}$$

e o diâmetro orbital, D_o (m), dado por

$$D_o = H_s \sinh^{-1}\left(\frac{2\pi h}{L_i}\right) \qquad \textit{Equação 5}$$

Por fim, a tensão de cisalhamento (T_w), em N/m^2, e a consequente velocidade de cisalhamento (U_{Cw}), em m/s, foram obtidas através das equações abaixo, onde ρ é a densidade média da água em kg/m^3

$$T_w = 0.5\rho F_w {U_w}^2 \qquad \textit{Equação 6}$$

$$U_{Cw} = \left(\frac{T_w}{1000}\right)^{0.5} \qquad \textit{Equação 7}$$

Para verificar a capacidade de remobilização dos sedimentos devido unicamente ao cisalhamento do fluxo gerado por correntes, foi estimada a espessura da camada limite

logarítmica, através da validação de perfis logarítmicos de velocidade, e então calculado a velocidade de cisalhamento dentro desta camada, como proposto por Sternberg 1972

$$U_c = \frac{U_{z2} - U_{z1}}{5.75\, ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}$$

Equação 8

onde U_c é a velocidade de cisalhamento em m/s, U_{z2} e U_{z1} são a velocidade em nos níveis Z_2 e Z_1 (células 2 e 1 do ADCP, respectivamente).

O transporte total de fundo por tração associado à ação conjunta das ondas e correntes na região do fundeio foi calculado a partir das equações propostas por Van Hijn (2013), onde

$$Q_b = a\rho_s Uh\left(\frac{D50}{h}\right)^{1.2} M_e{}^{1.5}$$ *Equação 9*

sendo Q_b = transporte de fundo em kg/m/s, a = 0.15, ρ_s=densidade do sedimento (kg/m^3), U=velocidade média na camada limite (m/s), h=profundidade da camada limite (m) e D_{50}=diâmetro mediano do sedimento (m).

Me é o parâmetro de mobilidade, dado por

$$M_e = \left(\frac{U_e - U_{crwc}}{\left((S-1)gD_{50}\right)^{0.5}}\right)$$ *Equação 10*

sendo S a densidade específica do sedimento e g a gravidade. Ue é a velocidade efetiva (11) e U_{CRwc} é a velocidade crítica de mobilização dos sedimentos (12) considerando tanto onda como correntes:

$$U_e = U + 0.8U_w$$ *Equação 11*

$$U_{CRwc} = \beta U_{CRc} + (1-\beta)U_{CRw}$$ *Equação 12*

na qual β é dado por U/(U+U_w), U_{CRw} é a velocidade crítica de mobilização relativa às ondas e Ucr_c é a velocidade crítica em relação às correntes com base em Shields. Depois de calculado, o vetor transporte de fundo foi decomposto em componente transversal e perpendicular à costa.

Para estimar extensão da *shoreface*, foi utilizado a metodologia proposta por Hallermeyer (1981), através do cálculo das profundidades superior (***d_s***), a qual representa o limite entre a zona de surf e a zona de *shoaling*, e inferior (***d_i***), a qual limita a ação significativa das

ondas sobre a mobilização dos sedimentos superficiais de fundo. O cálculo de $\boldsymbol{d_s}$ e $\boldsymbol{d_i}$ é dado por, respectivamente.

$$d_s = 2H_{sm} + 11std_{Hs} \qquad \textit{Equação 13}$$

$$d_i = (H_{sm} - 0.3std_{Hs})T_{sm}\left(\frac{g}{5000D_{50}}\right)^{0.5} \qquad \textit{Equação 14}$$

sendo H_{sm} a altura significativa média (m), $stdH_s$ o desvio padrão da altura significativa, T_{sm} o período significativo médio (s) e g a gravidade.

Uma medida indireta (*proxy*) da distribuição de turbidez na coluna d'água foi obtida a partir da intensidade dos sinais sonoros de retorno (S_v), como proposto por Mullison (2017), de acordo com a equação

$$S_v = C + 10\,log_{10}(T + 273.16)R^2 - 10\,log_{10}(L)) - B_p + 20\,log_{10}\left(\frac{42}{32}\right) + 2aR + 10\,log_{10}\left(10^{\left(\frac{K_c(E_c - E_r)}{10}\right)} - 1\right) \qquad \textit{Equação 15}$$

onde C = constante, T = temperatura do transdutor (°C), R = distância do ADCP ao centro da célula (m), L = comprimento do pulso transmitido (m), B_p = força do sinal acústico (db), V = voltagem da bateria (Volts), a = coeficiente de absorção do som (db/m), K_c = coeficiente de conversão de *counts* para decibel, E_c = intensidade do echo de retorno em *counts*, e E_r = ruído em *counts*. Para o cálculo da energia do retroespalhamento é necessário que a distância R entre o ADCP e a célula de interesse seja maior que $R_o = \pi/4R_d$, neste caso igual a 0.5 m, o que ocorreu para todas as células, visto que a distância entre o centro da primeira célula e o ADCP é de 1.84 m (Mullison, 2017).

4 RESULTADOS

4.1 Ondas

Os registros de onda obtidos mostram uma clara oscilação sazonal do período e altura das ondas, mas não necessariamente da direção. A Figura 3a-b apresentam a série temporal horária da altura e período significativos de dezembro de 2015 a junho de 2018, com exceção dos meses de maio a julho de 2015 quando um erro na programação do instrumento impediu a aquisição dos dados. Pode ser observada uma sazonalidade na distribuição de valores de ambos os parâmetros de onda, com um período mais (menos) energético com as maiores (menores) alturas e períodos se concentrando nos meses outono/inverno (primavera/verão). A altura significativa máxima (mínima) observada foi de 4,04 m (0.47 m) com período significativo associado de 8,2 s (5,8 s), em julho de 2017 (março de 2018).

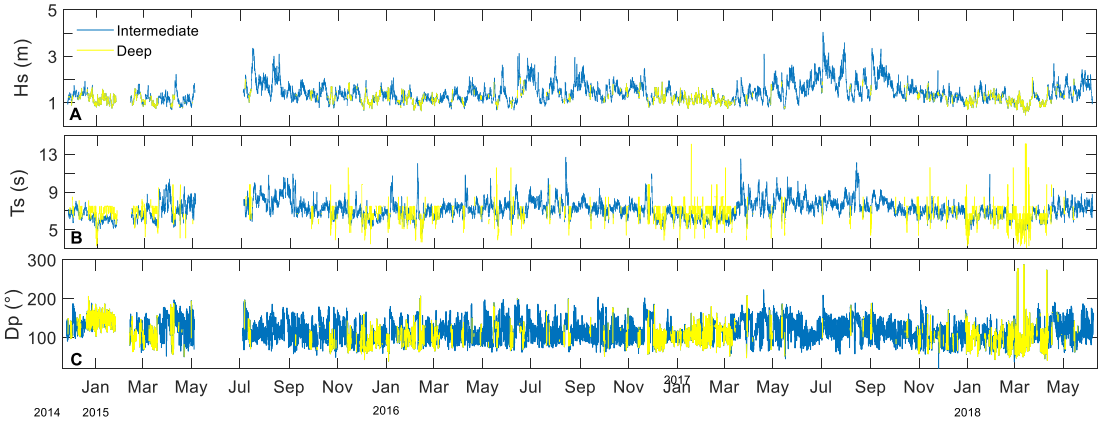

Figura 4 –Série temporal de parâmetros de onda para todo o período monitorado (dezembro 2014 a junho 2018). Em amarelo (azul) ondas de águas profundas (intermediárias). a) Altura significativa (Hs). b) Período significativo (Ts). c) Direção de Pico (Dp).

A sazonalidade dos parâmetros de onda é evidente na **Figura 5**. As maiores (menores) alturas e períodos ocorreram nos meses de outono-inverno (primavera-verão), com maior variância desses dois parâmetros acontecendo no inverno. A altura e período significativo médios nos meses de outono-inverno (primavera-verão) variaram de 1,30 m a 2,28 m e de 7,3 s a 8 s (1,0 m a 1,6 m e de 5,9 s a 7,1 s). As maiores alturas (períodos) observadas no inverno foram 2,6 (2,0) vezes maiores que no verão. Julho de 2017 foi o mês com maior altura média (2,3 m), e agosto 2017 foi o mês que apresentou maior período médio (7,7 s). Também em 2017, no mês de março, foram medidas a menores alturas (1,0 m) e períodos (5.9 s) de ondas. Quanto à direção, as maiores alturas e períodos ondas tendem a chegar de SE, enquanto as menores e mais curtas tendem a chegar de E.

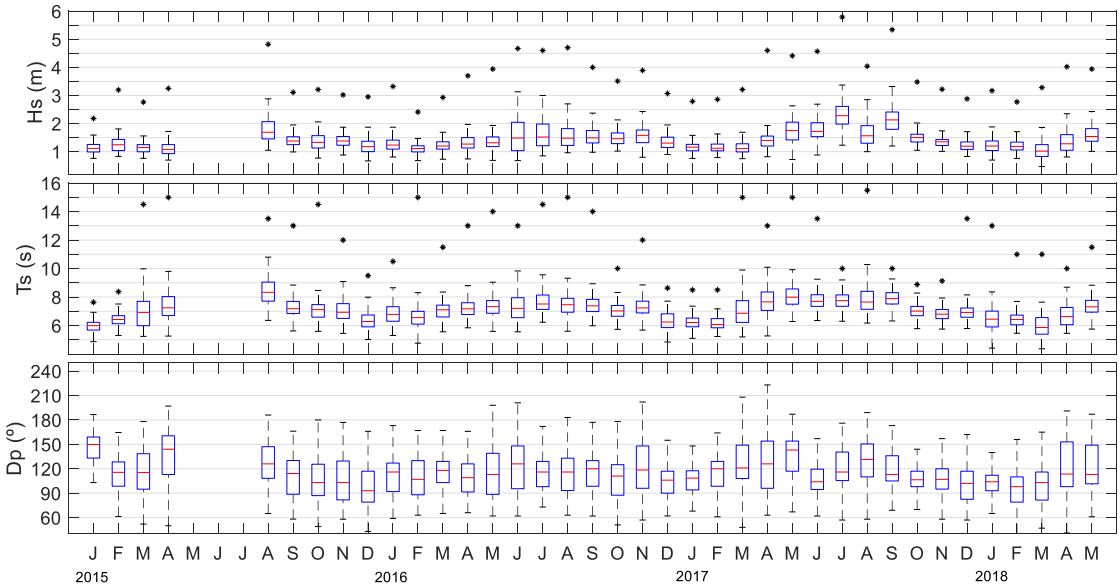

Figura 5 - Variação temporal da distribuição estatística mensal das ondas. Boxplot representa a distribuição da altura e período significativos (a e b), e direção de pico (c). Os pontos pretos correspondem às alturas e períodos máximos observados. Quadrados azuis = 25% e 75%, linha vermelha = média, traços pretos = variância.

A **Figura 6** mostra o campo médio mensal dos parâmetros de ondas obtido ao longo dos 41 meses de monitoramento. Os meses de verão (janeiro-março) foram os que apresentaram as menores altura e período, bem como os menores desvios, indicando presença quase exclusiva de ondas locais (T<8s). Março foi o mês que apresentou o menor valor médio de altura, com 1,14 ± 0,25m, com período médio de 6,8 ± 1,1s e direção média de 115 ± 29°. As maiores alturas de onda ocorrem nos meses de junho e julho, sendo que os maiores períodos ocorrem nos meses de julho e agosto, este último com período e altura médias de 8,0 ± 1,2s e 1,7 ± 0,4 m, respectivamente. Grandes variações na direção de pico ocorreram no período de outono, quando as ondas tenderam a se aproximar pelo quadrante sul. O mês de abril e maio foram os que apresentaram maior frequência de ondas de SE e maiores variações de direção, com direção de pico média de 123º. A faixa de direção de incidência das ondas mais frequente foi de 100º - 130º. Valores médios sazonais de altura significativa e período, estão expostos na **Tabela 1**.

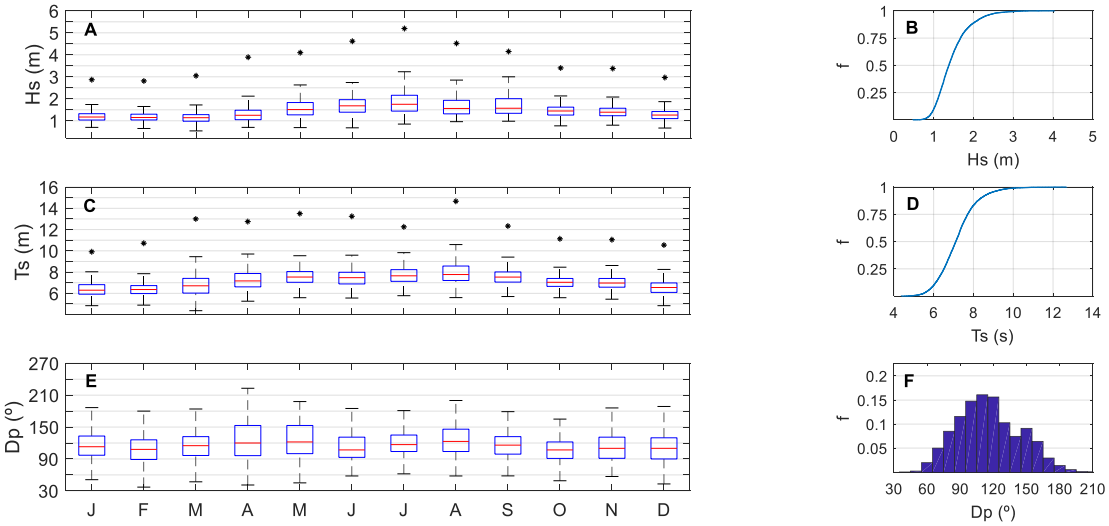

Figura 6 – Distribuição estatística dos parâmetros médios mensais de onda e distribuições de frequências anuais. a) Distribuição das médias mensais da altura significativa (Hs) e pontos pretos representam a média da altura máxima observada. b) Curva de frequência acumulada da altura significativa c) Distribuição das médias mensais do período significativo (Ts), pontos pretos representam a média do período máximo observada. d) Curva de frequência acumulada do período significativo e) Distribuição das médias mensais da direção de pico (Dp). f) Histograma de frequência da direção de pico.

O espectro médio mensal, apresentado na **Figura 7**a, mostra as maiores (menores) concentrações de energia no meses de julho e agosto (fevereiro e março), com os maiores níveis de energia sendo associados à banda de ~ 0,118 Hz ou 8,5 s (0,134 Hz ou 7,5 s). A análise de cluster aplicada à assinatura espectral revelou a existência de dois grupos de dados distintos. Como pode ser visto na **Figura 7**b, há um primeiro nível hierárquico de bifurcação separando os meses em dois intervalos, um de baixa energia (outubro a abril) e outro de alta energia (maio a setembro).

Tabela 1 – Valores máximos, mínimos e médios de altura significativa (H) e período de pico (T), observados neste trabalho, no ponto (-12.5; -37.5) do WW3 e no trabalho de Pianca et al. 2010.

	Hmin (m)			**Hmax (m)**			**Hmean (m)**			**Std. Deviation (m)**		
	Este trabalho	WW3	Pianca et al. 2010	Este trabalho	WW3	Pianca et al. 2010	Este trabalho	WW3	Pianca et al. 2010	Este trabalho	WW3	Pianca et al. 2010
Verão	0.5	0.8	1.0	2.1	2.3	2.7	1.2	1.4	1.7	0.2	0.2	0.5
Outono	0.7	0.8	0.9	2.5	3.9	3.8	1.4	1.7	1.8	0.3	0.5	0.4
Inverno	0.9	1.0	0.9	4.0	3.9	4.3	1.7	2.0	2.2	0.5	0.5	0.5
Primavera	0.7	0.9	1.1	3.1	3.8	4.0	1.5	1.6	2.0	0.4	0.3	0.5
	Tmin (s)			**Tmax (s)**			**Tmean (s)**			**Std. Deviation (s)**		
Verão	3.1	4.4	4.2	18.6	17.6	19.4	7.6	7.8	8.8	1.8	1.9	3.3
Outono	3.9	4.2	3.5	16.8	18.0	21.3	8.6	9.2	8.3	2.1	2.3	2.5
Inverno	4.4	5.3	4.0	16.3	18.1	17.4	8.8	9.0	8.7	1.8	1.6	2.1
Primavera	3.4	4.5	4.4	15.5	15.3	16.3	8.0	8.1	8.9	1.7	1.6	2.6

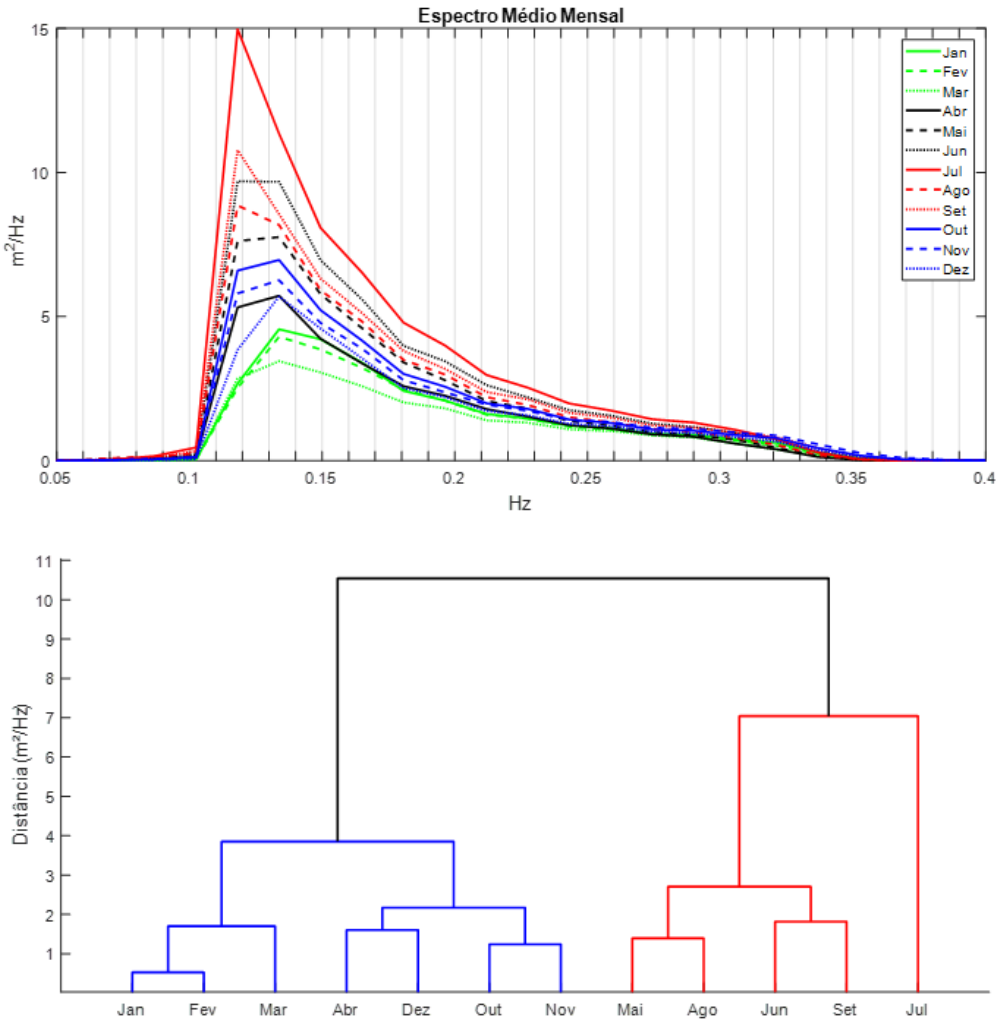

Figura 7 – a) Assinatura espectral média mensal. b) Análise de cluster aplicada a assinatura espectral mensal. Em azul (vermelho) grupo de baixa (alta) energia. Quanto menor (maior) a distância no eixo y entre determinados meses, maior (menor) a similaridade entre eles.

A **Figura 8** mostra as diferenças de altura, período e direção entre os intervalos de alta e baixa energia utilizando gráfico polar. É observado um espectro direcional semelhante nos dois intervalos, variando entre 60° e 200°, mas com as maiores frequências de observação entre as direções de 120° e 170°. No intervalo de Out–Abr houve predomínio de ondas de ESE e SE (41 % dos registros), com alturas variando entre 1 m e 1,5 m e períodos entre 6 s e 7s. Uma menor percentagem de ondas com as mesmas características foi também observada com direções menores que 90º (maiores que 130º), com frequências de 21% (29%). Ondas de SE e ESE também predominaram no intervalo de Mai-Set, com alturas e períodos significativos mais frequentes variando entre 1,5 m e 2,5 m e entre 7 s e 10 s, respectivamente. Ondas com altura superior a 2 m (26%) ocorreram em praticamente todo o quadrante leste – sul, mas períodos superiores a 10 s (2%) só foram registrados nas ondas de SE e SSE.

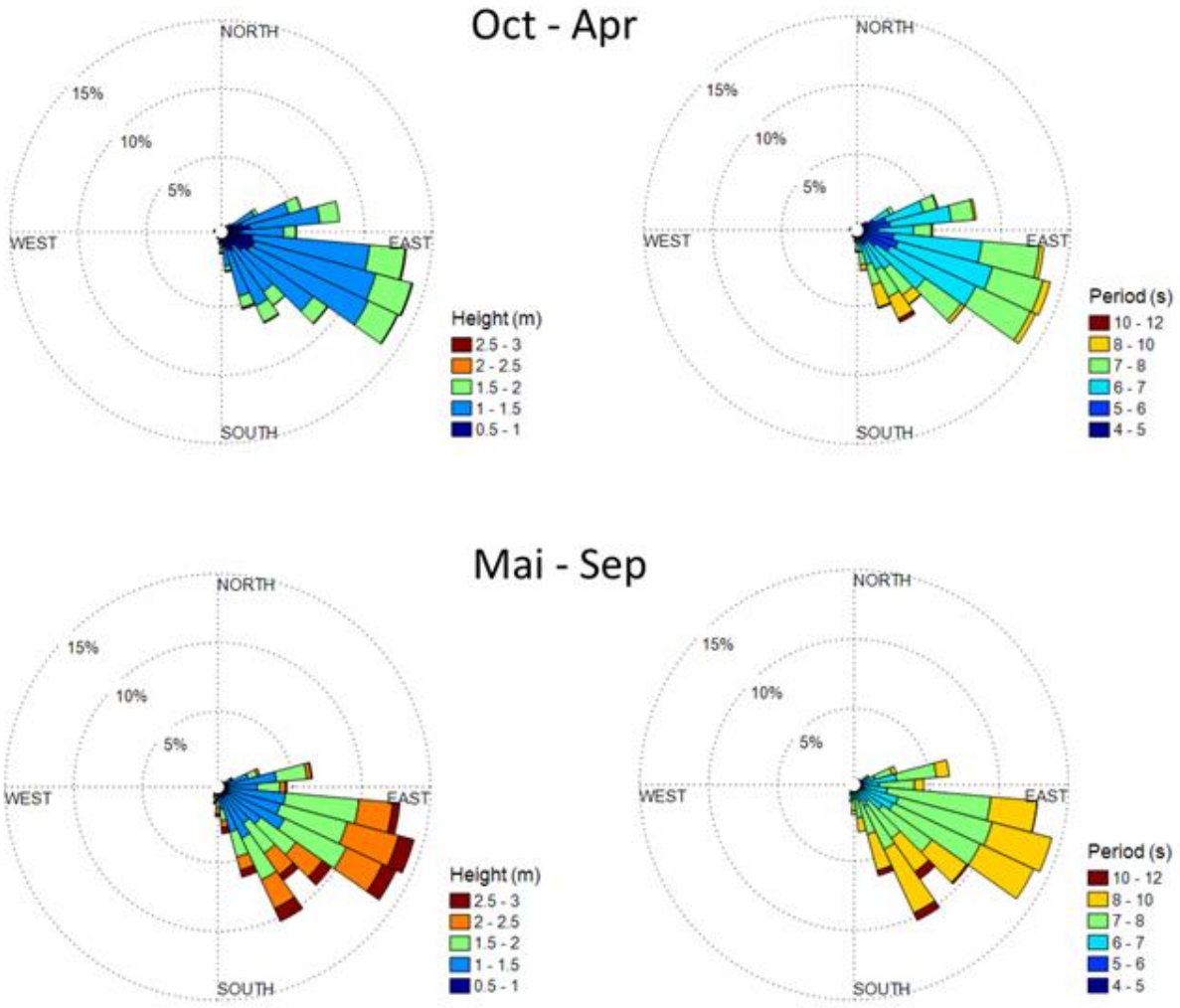

Figura 8 - Rosa dos ventos da altura significativa e período significativo para os períodos de outubro a abril e de maio a setembro.

A comparação entre a altura significativa estimada pelo WW3 e a medida em campo entre os anos de 2014 e 2016 mostra boa correlação (R^2=0,80), com erro quadrático médio de 0,18 m (**Figura 9**a-b). De uma forma geral, as alturas das ondas modeladas são maiores que as observadas, principalmente nos meses de verão quando as alturas são menores. Apenas em alguns eventos de alta energia as alturas medidas foram superiores às alturas do modelo, como indicam as alturas máximas de inverno na **Tabela 1**. Ainda de acordo com a **Tabela 1**, observa-se que a maior diferença entre os dados ocorreu no outono, com altura máxima do modelo 1,6 vezes maior que a altura máxima observada. As diferenças entre as alturas médias medidas e modeladas variaram de 0,1m na primavera a 0,3m no outono e inverno. Já a comparação entre o período de pico dos dados simulados do WWIII

e os medidos de campo mostra baixa correlação (R^2 = 0,27), com erro quadrático médio de 1,6 s (**Figura 9**c-d). De acordo com a **Tabela 1**, observa-se que a os períodos médios foram um pouco superestimados, com maior diferença ocorrendo no outono (0,6s).

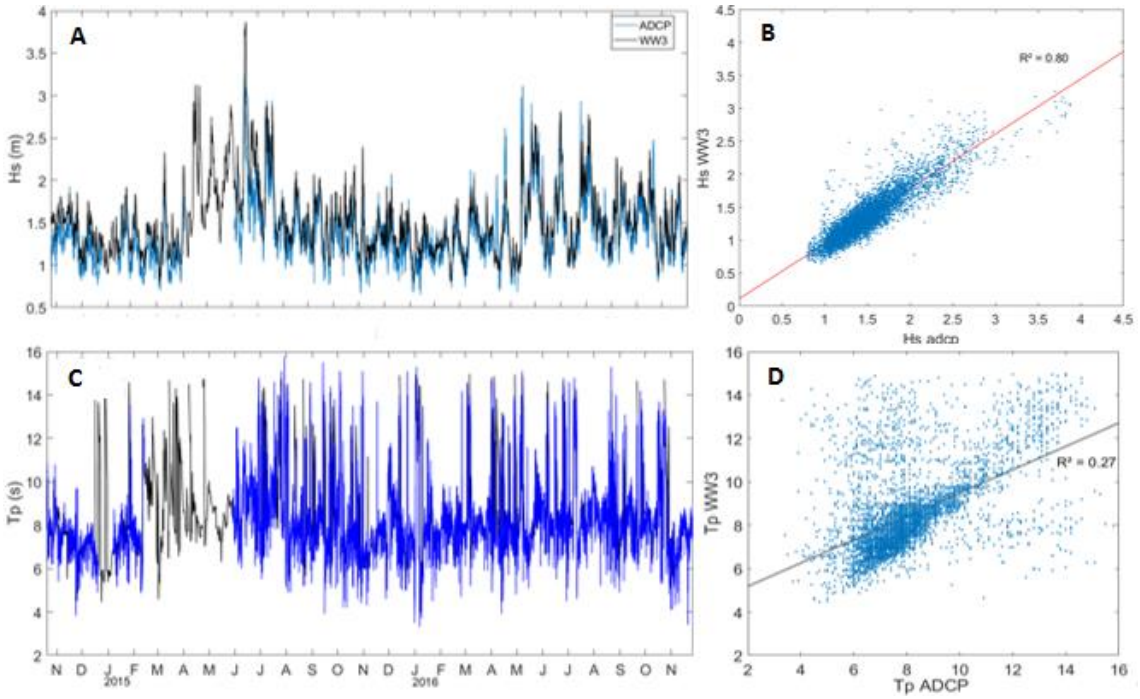

Figura 9 - Comparação entre ADCP e WW3. A e B) Altura Significativa. C e D) Período de Pico.

4.2 Correntes

A velocidade média ao longo da coluna d'água (**Figura 10**a) apresentou sazonalidade com maiores (menores) velocidades médias ocorrendo nos meses de setembro a março (abril a agosto), comumente orientadas para o sul (para o norte). As velocidades médias do fluxo dentro da camada limite variaram de 0,01 m/s a 0,37 m/s, com média de 0,09 m/s (**Figura 10**b) e picos de velocidade podendo ser registrados em qualquer momento do ano, mas principalmente nos meses de outubro a março, como sugere os maiores valores de velocidade média na **Figura 10**a. O campo de correntes transversal foi caracterizado por valores médios de velocidade, na superfície e no fundo, de 0,021 m/s e 0,017 m/s, respectivamente, e por uma clara sazonalidade (**Figura 10**c). Nos meses de outubro a março, pode ser observado uma estratificação da coluna d'água a cerca de 20 m acima do fundo, com fluxo costa afora (positivos) na superfície e costa adentro (negativos) junto ao fundo. Já nos meses de maio a setembro ocorrem fluxos unidirecionais na coluna d'água, orientados costa afora na maior parte do tempo.

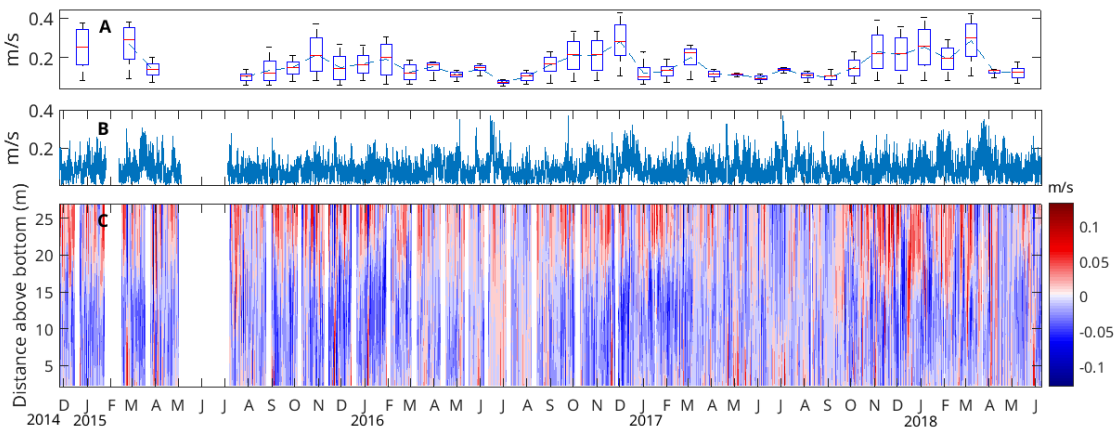

Figura 10 – Série temporal a) dos valores médios mensais da magnitude do vetor velocidade ao longo da coluna d'água; b) da magnitude média do vetor velocidade dentro da camada limite logarítmica; e c) da velocidade transversal à costa ao longo coluna d'água (eixo y).

4.3 Transporte de Sedimentos

Os resultados da análise granulométrica dos sedimentos superficiais de fundo (**Figura 11**) mostram uma distribuição bimodal, com moda principal na classe de areia média (0,5mm) e moda secundária na classe areia muito fina (0,09mm). Para a amostra #1, coletada em agosto (#2, coletada em janeiro) os picos em areia média e areia muito fina representaram 26% (14%) e 17% (28%) do total de massa da amostra, respectivamente. A cobertura do leito marinho alterna-se entre um manto de algas no período de baixa energia (**Figura 12**a) e uma sequência de ripples de onda no período de alta energia (**Figura 12**b). As dimensões dos ripples são condicionadas pela granulometria, com "coarse grained ripples" (0,3m de comprimento e 0,1m de altura) ocorrendo onde predomina a areia média.

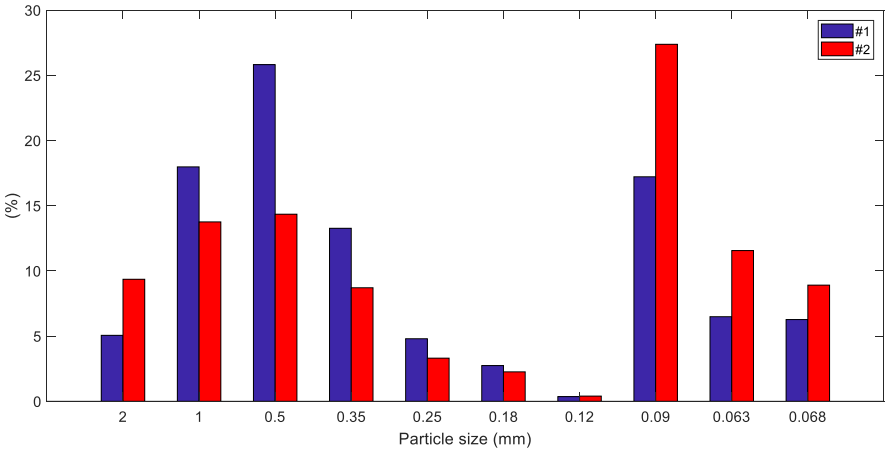

Figura 11 - Distribuição granulométrica dos sedimentos superficiais de fundo realizadas no local de fundeio do ADCP. Amostra #1 (#2) realizada em agosto (janeiro).

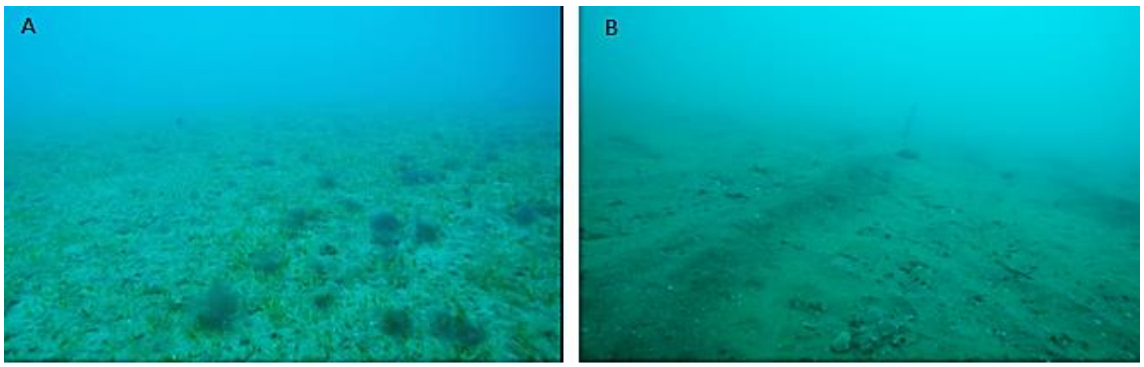

Figura 12 - Caracterização do leito marinho no local de fundeio. Em A, presença de algas no substrato durante período de baixa energia. Em B, desenvolvimento de CGR e desaparecimento das algas.

Os cálculos de velocidade de cisalhamento por ação das ondas mostram que a tensão crítica para mover grãos de 0,5 mm foi ultrapassada em grande parte do tempo entre os meses de abril e outubro (Figura 13b), quando 73% das ondas observadas foram classificadas como de águas intermediárias (Figura 3 a e b). Já entre os meses de novembro e março, quando 91% das ondas observadas trafegaram como ondas de águas profundas (3a e b), a tensão de cisalhamento crítica não é atingida.

A velocidade de cisalhamento no fundo gerada por correntes apresentou sazonalidade, com picos ocorrendo em maioria no período de outubro a março (**Figura 13**a), quando se desenvolvem maiores velocidades na coluna d'água. Entretanto, as tensões no fundo são fracas, tendo ultrapassado a o valor crítico para erosão em apenas 8% do tempo. Estes intervalos passíveis de mobilização dos sedimentos pelas correntes ocorreram preferencialmente entre outubro e marco (85% das ocorrências), quando as ondas têm o menor potencial de ação erosiva. Portanto, a ação das ondas é fundamental para a dinâmica dos sedimentos de fundo no local de monitoramento no período de abril-setembro, coincidente com os meses de maior energia de ondas.

Considerando a direção da componente da corrente transversal à costa em instantes de mobilização dos grãos por ação de ondas e correntes, observa-se que as direções de transporte onshore e offshore apresentaram frequências de ocorrência similares, 49% e 48% do tempo, respectivamente (**Figura 13**c). No entanto, se computados os valores de transporte estimados pela equação de Van Rijn (Equação 9), verifica-se que o transporte médio para fora da plataforma foi 49% maior ou mais volumoso, isto é, a estimativa de transporte integrado costa afora foi superior ao transporte em direção à costa.

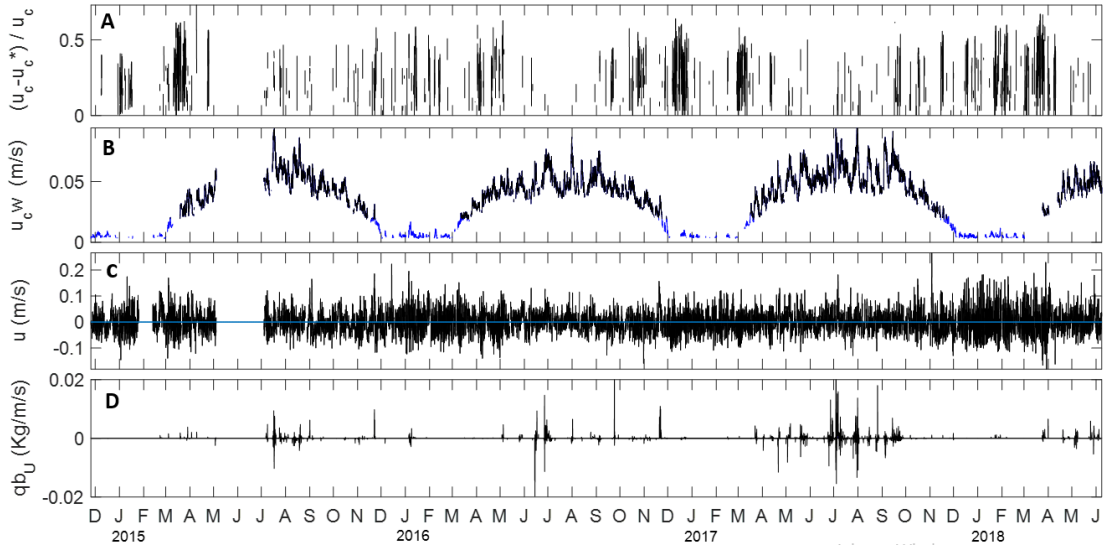

Figura 13 – Serie temporal a) do excesso da velocidade de cisalhamento. b) Da velocidade de cisalhamento por ação das ondas. Em azul está representado a velocidade de cisalhamento menores que a velocidade crítica. c) da corrente transversal a costa junto ao fundo. d) do transporte de fundo considerando a ação conjunta de ondas e correntes.

A turbidez na coluna d'água apresentou também dois períodos com características distintas, estabelecidos pela sazonalidade dos campos de ondas e de correntes *cross-shore*. Nos meses de outubro a abril, quando as ondas se propagam como ondas de água profunda no local do fundeio e a ressurgência costeira gera fluxos transversais direcionados para a costa junto ao fundo, a coluna d´água é menos turva e estratificada, apresentando menores níveis de turbidez próximo ao fundo. Já no período de maio a setembro, a coluna d'água é mais turva e sem estratificação pela turbidez. Situações características dos períodos de baixa (setembro-dezembro de 2017) e alta (junho-agosto de 2017) energia foram selecionados para detalhar os resultados (**Figura 14**). Durante o período de menor energia de ondas as velocidades de cisalhamento pelas correntes é elevada (superior à crítica), mas os valores de altura e período de ondas são pequenos e o transporte de sedimentos transversal à costa é insignificante (**Figura 14**a e c). A coluna d'água apresenta-se estratificada (**Figura 14**e), com turbidez junto ao fundo 30% menor que na superfície. Esse período coincidiu com um campo de correntes cross-shore também estratificado (**Figura 14**g), com fluxo orientado contra a costa junto ao fundo, coincidente com a menor turbidez (**Figura 14**e). Já no período de maior energia, as velocidades de cisalhamento por ação das correntes é pequena, mas os valores de altura e período das ondas são grandes e o transporte de sedimentos transversal à costa se torna significativo (**Figura 14**b e d). A coluna d'água apresenta-se mais homogênea, com pouca variação de turbidez com a profundidade. Nesse período, as correntes cross-shore de

fundo predominam costa a fora, pequenos intervalos de menor turbidez são observados quando a corrente no fundo é invertida (costa a dentro) (**Figura 14**f e h).

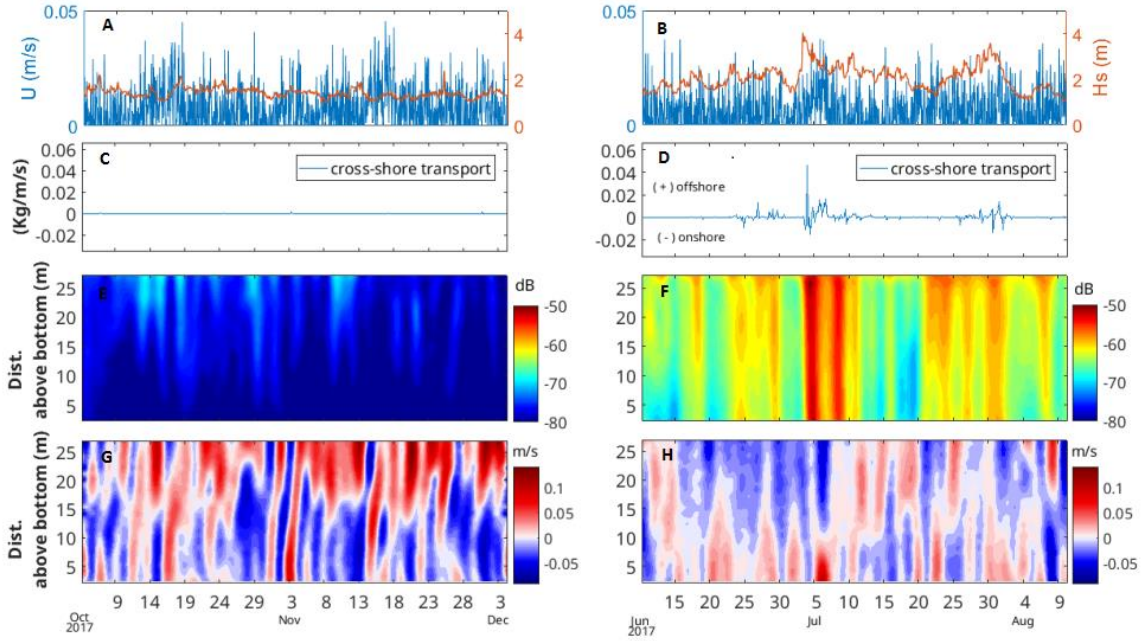

Figura 14- Transporte de sedimentos de fundo e turbidez na coluna d'água em novembro e agosto de 2017. A e B) Em azul (vermelho), no eixo y da esquerda (direita) tem-se a velocidade de cisalhamento por ação das correntes (altura significativa das ondas). C e D) Transporte de sedimentos de fundo por ação de ondas e corrente. Offshore (onshore) positivo (negativo). E e F) Índice de turbidez ao longo da coluna d'água (eixo y) e do tempo (eixo x) obtidos através do sinal acústico de retorno. G e H) **Perfis verticais de correntes cross-shore ao longo do tempo.**

Estimativa da profundidade de fechamento da *shoreface* superior e inferior através da equação de Hallermeyer (1981), utilizando altura e período significativos médios de 1,5 m e 7,2 s, com desvio padrão da altura de 0,5m, resultaram em profundidades de 7,5m e 27,2 m, respectivamente (**Tabela 2**).

Tabela 2 – Profundidades limites da shoface superior (d_s) e inferior (d_i) estimadas neste trabalho, Lessa et al. 2000 e Figueiredo 2013.

	Lat. (°)	Mean Hs (m)	Std. Hs (m)	Mean Ts (s)	D50 (mm)	d_s (m)	d_i (m)
Esse trabalho	12 S	1.5	0.5	7.2	0.25	7.5	27.2
Lessa *et al.* 2000	25 S	1.4	0.2	10	0.25	4.8	36
Figueiredo 2013	32 S	1.3	0.5	7.2	0.18 (0.09)	7.2	26.8 (37.9)

5 DISCUSSÃO

Os estudos de processos costeiros, como a dinâmica sedimentar da plataforma continental e a deriva litorânea, estão intimamente ligados ao clima de ondas que incide em determinado trecho de costa. Em investigações sobre a deriva litorânea ao longo da costa nordeste brasileira, Dominguez *et al*. (1983), Bittencourt *et al.* (2000), Bittencourt *et al.* (2005) e Livramento (2013) utilizaram as alturas e períodos de ondas levantados por Hogben and Lumb (1967) a partir de observações visuais em navios de ocasião, sendo que Bittencourt *et al.* (2000) calcularam a frequência das direções a partir da climatologia dos ventos alísios. Uma comparação dos valores de altura, período e direção usados como referência para costa baiana em estudos anteriores e os obtidos neste trabalho é apresentada na **Tabela 3**. Observa-se que os valores de altura significativa das ondas de NE – E utilizados por Bittencourt *et al.* (2000) foram subestimados em 30% quando comparados aos valores observados neste trabalho (**Tabela 3**). Por outro lado, a altura das ondas provenientes de SE-SSE foi coincidente. Os valores de período das ondas de NE-E (SE-SSE) também foram subestimados, sendo 25% (11%) menores que os valores medidos. As frequências de direção de incidência das ondas apresentaram resultados distintos. As ondas incidentes de NE (SE e SSE) foram 6 vezes (1.5 e 1.8 vezes) mais (menos) frequentes nos dados apresentados por Bittencourt et al. (2000) (**Tabela 3**). Essa diferença pode estar relacionada a dois fatores: i) à localização do ADCP em uma reentrância da plataforma continental (**Figura 2**), gerando uma situação local particular de refração das ondas (efeito mais local), e ii) à relação direta entre direção das ondas e ventos alísios feita por Bittencourt et al. (2000), que por considerar apenas efeitos locais do vento subestima a percentagem de ondas de swell de SE-SSE geradas em latitudes médias com diferentes condições atmosféricas. Portanto, os resultados mostram que as ondas de NE-E apresentaram altura (frequência de ocorrência) subestimada (superestimada), e que as ondas de SE-SSE tiveram frequência de ocorrência subestimada. Isto sugere que a deriva litorânea direcionada para norte deve ser mais efetiva que aquela estimada nos estudos citados.

Investigações sobre o transporte de sedimentos na Praia do Forte foram executadas por Silva *et al.* (2016) utilizando-se o modelo numérico Sistema de Modelagem Costeira (SMC). O SMC simula a aproximação das ondas na praia e calcula o transporte de sedimentos nesta tendo como dados de entrada a batimetria (obtida de cartas náuticas) e os resultados de reanálise do WW3 entre 1948 a 2008, com resolução de 1,0° de latitude x 1,5° de longitude. A propagação das ondas na plataforma foi feita a partir de um ponto controle, situado na cota batimétrica de 19 m no estudo de Silva et al. (2016). Os autores

relataram que as direções principais de incidência das ondas foram ESE e SE, o que está de acordo com os dados observados neste trabalho. Isso sugere que as direções de incidência das ondas medidas pelo ADPC talvez não sofram tanta influência da reentrância da plataforma continental localizada em frente à Praia do Forte. No entanto, a frequência de ondas de E e SSE foram subestimadas, representando menos de 1% das ocorrências. A altura (período) significativo média no ponto controle do estudo (19 m de profundidade) foi estimada em 1,3 m (7,1 s), sendo 0,2 m (0,1 s) menor que a altura (período) significativa média observada nesse trabalho.

Tabela 3 – Comparação entre valores médios utilizados por Bittencourt et al. 2000 e dados levantados por este trabalho.

Direção de Ondas				
	NE	**E**	**SE**	**SSE**
Bittencourt *et al.* (2000)	18%	47%	30%	5%
este trabalho	3%	45%	43%	9%

Altura e período médios				
	NE-E		**SE-SSE**	
	(m)	(s)	(m)	(s)
Bittencourt *et al.* (2000)	1.0	5	1.5	6.5
este trabalho	1.3	6.7	1.5	7.3

Campos e Dominguez (2010) examinaram a mobilidade dos sedimentos na plataforma continental da Bahia 100 km ao norte de Praia do Forte. Para isso, foram utilizados valores médios (H = 2,5m, T = 9s e Dir = 135°) e significativos (H = 3m, T = 13s e Dir = 135°) dos parâmetros de ondas publicados por Pianca *et al.* (2010) para simular numericamente a propagação das ondas na plataforma utilizando o modelo MIKE21. Como pode ser visto na **Figura 6**b-d, os dados utilizados parecem superestimar as condições locais de energia, uma vez que a curva de frequência acumulada mostrou que menos de 10% das ondas registradas tinham altura e período significativos maiores que 2,5m e 9s, respectivamente. Dessa forma, a menor frequência de ondas altas e longas observada sugere uma profundidade mais rasa para mobilização dos sedimentos, e ocorrendo em menor frequência (**Figura 3**, região cinza escuro), do que aquela sugerida por Campos e Domingues (2010).

A profundidade de fechamento da *shoreface* inferior aqui calculada através do método de Hallermeier foi de 27,2 m. Esse valor é inferior à profundidade de fundeio do ADCP (33 m), onde no inverno é observada intensa mobilização dos sedimentos e desenvolvimento de ripples de granulação grossa (CGR's). No sul do Brasil, Figueiredo (2011), com base em uma série de dados observacionais obtidos entre 1997 e 1999 a 16 m de profundidade, obteve, também pelo método de Hallermeier, profundidades de fechamento da *shoreface* variando entre 26,8 m e 37,9 m no litoral do RS (29°S a 34°S). Ainda aplicando esta mesma metodologia, Lessa *et al.* (2000) calcularam a profundidade de 36 m na plataforma do Paraná (25° S) (**Tabela 1**). Curiosamente, dado o aumento de energia das ondas em direção às latitudes médias, a profundidade calculada de fechamento da *shoreface* não aumenta com a latitude. Como é observado, Paranaguá foi o local de maior profundidade limite da *shoreface* inferior (36 m) devido ao maior período médio das ondas. O período e altura média ao largo da Lagoa dos Patos foram os menores dentre os trabalhos listados, com a profundidade de fechamento da *shoreface* inferior de 26,8 m, mais rasa que a profundidade de fechamento calculada para Praia do Forte/BA (27,2 m).

As ondas têm importante papel na mobilização dos sedimentos de fundo, mas não necessariamente no seu transporte efetivo. A presença dos ripples no período de alta energia aumenta a rugosidade do fundo e amplifica a tensão de cisalhamento, aumentando a capacidade erosiva. (**Figura 4**c). No entanto, dada à limitada capacidade das ondas de advectar sedimentos, a direção preferencial do transporte acaba sendo definida pela circulação média da plataforma continental. No local de estudo as ondas mais altas e longas no outono/inverno estão associadas a ventos de SE-S que estabelecem uma circulação média, transversal à linha de costa, de subducção (downwelling), a qual tende a advectar os sedimentos suspensos pela ação das ondas costa afora (**Figura 15**b). No período de primavera-verão, com a predominância dos ventos de NE-E, a circulação na plataforma é invertida para uma situação de ressurgência, e os sedimentos em movimento são advectados em direção à costa. Entretanto, nesse período há a predominância de ondas locais, que são menores e mais curtas, de forma que o nível de base das ondas é mais raso e apenas um pequeno trecho da *shoreface* tem os sedimentos remobilizados (**Figura 15**a).

O padrão de circulação exposto acima foi há muito desvendado por Wright *et al.* (1991), o qual examinou os principais mecanismos de transporte cross-shore na *shoreface* na costa leste dos EUA, concluindo que correntes médias de fundo tem papel preponderante no transporte transversal de sedimentos. Em situação análoga à costa brasileira, Wright et. al (1991) mostraram que a circulação de downwelling dominou o transporte liquido de sedimentos costa afora durante eventos de maior energia com ventos de NE (downwelling), enquanto a circulação de upwelling foi o principal agente de transporte adentro em períodos de baixa energia e ventos de SE. Os autores também constataram

que as ondas foram a principal fonte de tensões cisalhantes no fundo, mas que a ação dispersiva das ondas transportando sedimentos em direção à costa só foi predominante em eventos de elevado swell com pequena intensidade de ventos e circulação cross-shore. Como pode ser visto na **Figura 14**(b e h), essa situação é pouco comum no local de fundeio, uma vez que os picos de altura de onda, e maior transporte, estão associados a correntes transversais à costa direcionadas para o oceano.

Quando considerado o papel do fluxo médio no transporte de sedimento transversal à costa, a profundidade de fechamento do perfil (ou da *shoreface* superior - $\boldsymbol{d_s}$) passa a ser função da ação conjunta de ondas e correntes, sendo mais propriamente definida como a profundidade na qual o transporte residual onshore e offshore se igualam, ou se cancelam (**Figura 15**c). Este limite varia ano após ano com a intensidade e frequência de tempestades, o que acaba por estabelecer uma zona de divergência de transporte, e não uma profundidade específica. Como discutido por Nicholls *et al.* (1988) ao analisar 12 anos de variação topográfica da *shoreface* superior no leste dos EUA, ciclos de acreção e erosão tem frequências anuais na parte superior do perfil e frequências decenais no segmento inferior. Isto sugere que, como sustentado por Cowell *et al.* (2003), o limite inferior do prisma de sedimentos costeiros pode se expandir até a quebra da plataforma se escalas temporais milenares forem consideradas. No entanto, pelo menos no contexto da costa leste americana e costa leste brasileira, esta probabilidade parece remota, uma vez que os eventos mais significantes de transporte de sedimentos estão associados a uma circulação de downwelling que direciona os sedimentos costa a fora. Dessa forma, o modelo morfodinâmico de Hallermeier (1981), ao não considerar a circulação média da plataforma, termina por superestimar a profundidade de fechamento da *shoreface* inferior, utilizada como referência para determinar a profundidade máxima do prisma costeiro de sedimentos.

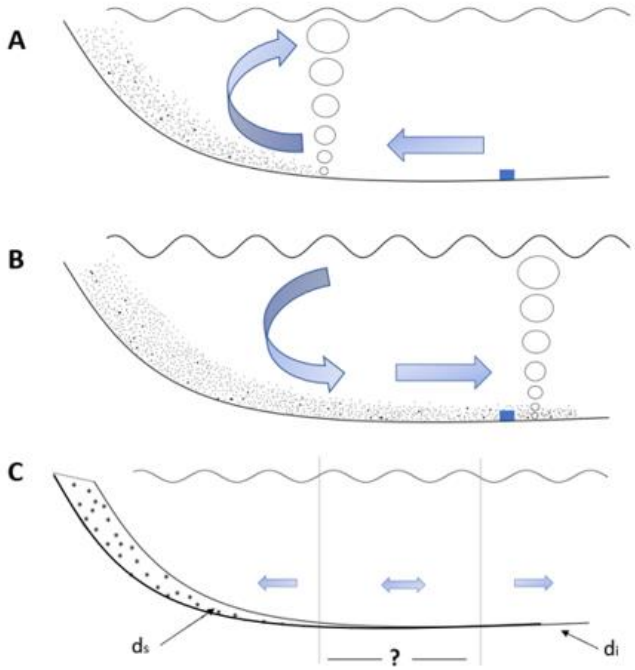

Figura 15 - Esquema do transporte de sedimento na shoreface. A) No período de baixa energia entre outubro e abril. B) No período de alta energia entre maio e setembro. C) modelo da shoreface considerando a profundidade até a qual o prisma de areia é preservado.

Lessa *et al.* (2000) compararam a profundidade de perfis estratigráficos da *shoreface* de algumas planícies costeiras holocênicas com a profundidade de fechamento da *shoreface* superior e inferior calculados por pela equação de Hallermeyer (1981) (**Figura 16** c). Foi observado que no litoral sul do Paraná, com moderada energias de ondas, o prisma arenoso da paleo-*shoreface* se estende até a isóbata de 12–13m, ou 20 m mais raso que $\boldsymbol{d_i}$ e 8m m mais fundo que o $\boldsymbol{d_s}$. O mesmo ocorre em Tuncurry (Austrália), onde a o limite basal da paleo-*shoreface* (23 m) é 40 m mais raso que a profundidade $\boldsymbol{d_i}$ e 13m mais fundo que o $\boldsymbol{d_s}$ estimado. A profundidade de 8 m da paleo-*shoreface* na ilha de Galveston (EUA), costa de baixa energia no Golfo do México é 23 m mais rasa que o $\boldsymbol{d_i}$ calculado pelo método de Hallermeier e 4 m mais rasa que o $\boldsymbol{d_s}$. Portanto, a profundidade do limite basal da paleo-*shoreface* se encontra numa zona de divergência de transporte de sedimento entre o $\boldsymbol{d_s}$ e $\boldsymbol{d_i}$ estimados por Hallermeier.

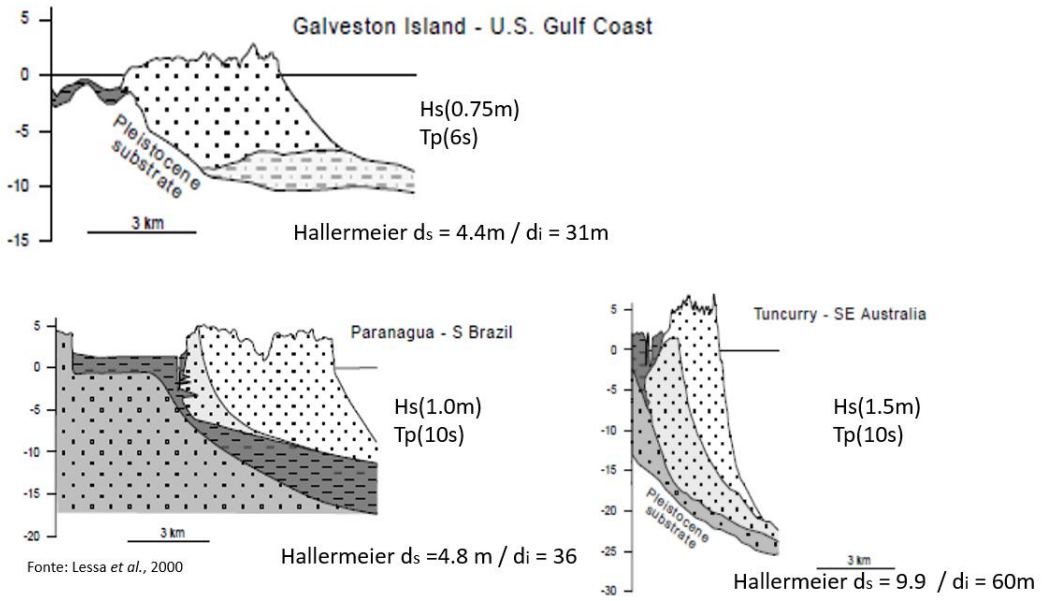

Figura 16 – Perfil estratigráfico de praias com diferentes condições hidrodinâmicas extraído de Lessa et al. (2000). Em branco pontilhado está representado os prismas de areia da shoreface.

O conhecimento da profundidade de divergência de transporte, ou do real fechamento do perfil, é relevante para processos de engordas de praia, uma vez que jazidas arenosas offshore se constituem em opções normalmente viáveis de fontes de sedimento para alimentação artificial da costa. Se a profundidade d_S é tomada como referência para o limite superior de extração de areia, pode ocorrer que a área dragada ainda se encontre dentro do sistema de troca de sedimentos da *shoreface*, o que não soluciona o problema de erosão. Hilton and Hesp (1996) relataram o impacto de um caso de mineração de areia na isóbata dos 8 m em Nova Zelândia, profundidade muito próxima aos valores de d_S apresentados acima. Foi observado que o local minerado demorou entre 8 e 16 anos para se recuperar de 2 eventos severos de tempestade, tempo maior que o necessário para costas de regiões vizinhas se recuperassem, indicando que possivelmente a mineração removeu parte do volume de areia que seria retransportado em direção à costa.

6 CONCLUSÃO

O campo de ondas apresentou uma clara sazonalidade, com um período de baixa energia (outubro a abril) com ondas de altura significativa de 1 - 1,5 m, e outro de alta energia (maio a setembro) com ondas de 1,5 - 2,5 m. No entanto, quanto à direção de incidência das ondas, não ocorreu clara sazonalidade nesses dois períodos, com maiores frequências de ocorrência entre 100° e 130° em ambos.

O modelo morfodinâmico de Hallermeier (1981), ao não considerar a circulação média da plataforma, termina por superestimar a profundidade de fechamento da *shoreface* inferior, utilizada como referência para determinar a profundidade máxima do prisma costeiro de sedimentos.

As ondas apresentaram importante papel na mobilização dos sedimentos de fundo, mas não no seu transporte efetivo. Dada à limitada capacidade dessas em advectar sedimentos, a direção preferencial do transporte transversal à costa é definida pela circulação média da plataforma continental, resultando em transporte de sedimentos *cross-shore* preferencial para fora da plataforma.

Os resultados mostram que quando considerado o papel do fluxo médio no transporte de sedimento na *shoreface*, a profundidade de fechamento do perfil passa a ser função da ação conjunta de ondas e correntes, sendo mais propriamente definida como a profundidade na qual o transporte residual onshore e offshore se igualam, ou se cancelam. Estes resultados corroboram com estudos realizados por Wright *et al.* (1991) na costa leste Norte Americana. Mais estudos posteriores devem ser realizados para definir a direção do fluxo de sedimentos transversal a costa na plataforma, para que a extensão da *shoreface* seja determinada.

7 REFERÊNCIAS

AAGAARD, Troels. Sediment supply to beaches: cross-shore sand transport on the lower *shoreface*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, v. 119, n. 4, p. 913-926, 2014.

AAGAARD, Troels; SØRENSEN, Per. Coastal profile response to sea level rise: a process-based approach. Earth Surface Processes and Landforms, v. 37, n. 3, p. 354-362, 2012.

AMORIM, F. N. et al. The seasonal circulation of the Eastern Brazilian shelf between 10° S and 16° S: A modelling approach. Continental Shelf Research, v. 65, p. 121-140, 2013.

BARRELL, Joseph. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bulletin of the Geological Society of America, v. 23, n. 1, p. 377-446, 1912.

BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto et al. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. Marine Geology, v. 219, n. 4, p. 219-234, 2005.

BITTENCOURT, Abilio Carlos da Silva Pinto et al. Patterns of sediment dispersion coastwise the State of Bahia-Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 72, n. 2, p. 271-287, 2000.

CALLIARI, Lauro J. et al. The Influence of Mud on the Inner Shelf, *Shoreface*, Beach, and Surf Zone Morphodynamics — Cassino, Southern Brazil. In: Coastal Sediments' 07. 2007. p. 1455-1465.

CAMPOS, Raissa Helena Simões; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Mobility of sediments due to wave action on the continental shelf of the Northern coast of the state of Bahia. Brazilian Journal of Oceanography, v. 58, n. SPE2, p. 57-63, 2010.

COWELL, P. J.; ROY, P. S.; JONES, R. A. *Shoreface* translation model: computer simulation of coastal-sand-body response to sea level rise. Mathematics and computers in simulation, v. 33, n. 5-6, p. 603-608, 1992.

COWELL P.J. and THOM B.G., 1997. Morphodynamics of coastal evolution. In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe, Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics, Cambrich University Press, 33-86

COWELL, Peter J. et al. Simulating coastal systems tracts using the *shoreface* translation model. 1999.

COWELL, Peter J. et al. The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modeling of low-order coastal change. Journal of Coastal Research, p. 812-827, 2003.

DASHTGARD, Shahin E. et al. Tidal effects on the *shoreface*: towards a conceptual framework. Sedimentary Geology, v. 279, p. 42-61, 2012.

DOMINGUEZ, JOSÉ MARIA L.; BITTENCOURT, ABÍLIO CARLOS SP. O Papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas as desembocaduras dos Rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira de Geociências, v. 13, n. 2, p. 98-105, 1983.

DOMINGUEZ, J. M. L. Diagnóstico Oceanográfico e Proposição de Disciplinamento de Usos da Faixa Marinha do Litoral Norte do Estado da Bahia. Projeto de Gerenciamento Costeiro. Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (SEMARH) e Centro de Recursos Ambientais (CRA). Report, 2003.

DOMINGUEZ J.M.L., RAMOS J.M.F., REBOUÇAS R.C., NENES A.S. and MELO L.C.F. 2011. A plataforma continental do município de Salvador: geologia, usos múltiplos e recursos minerais. Série Arquivos Abertos vol. 37, CBPM, Salvador, 72 p.

FIGUEIREDO, Salette Amaral. Modelling climate change effects in southern Brazil. Journal of Coastal Research, v. 65, n. sp2, p. 1933-1938, 2013.

FIGUEIREDO, S. A.; CALLIARI, L. J. LOWER *SHOREFACE* EFFECTS ON COASTAL RESPONSE TO SEA LEVEL RISE. In: The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. 2015.

FIGUEIREDO, S. A. External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil. 164p. 2011. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, Universidade de Sidnei, Sidnei, Austrália. Disponível on-line em http://www. praia. log. furg. br/Publicacoes/2011/2011b.

GRANT, William D.; MADSEN, Ole Secher. Combined wave and current interaction with a rough bottom. Journal of Geophysical Research: Oceans, v. 84, n. C4, p. 1797-1808, 1979.

GRUBER, Nelson Luiz Sambaqui et al. Morphodynamic limits of *shoreface* and inner shelf at the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of Coastal Research, p. 664-668, 2006.

GRUBER, Nelson Luiz Sambaqui et al. Morphodynamic limits of *shoreface* and inner shelf at the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of Coastal Research, p. 664-668, 2006.

HALLERMEIER, Robert J. Seaward limit of significant sand transport by waves: an annual zonation for seasonal profiles. Coastal Engeneering Research Centet Fort Belvoir Va, 1981.

HALLERMEIER, Robert J. Uses for a calculated limit depth to beach erosion. In: Coastal Engineering 1978. 1978. p. 1493-1512.

HILTON, Michael J.; HESP, Patrick. Determining the limits of beach-nearshore sand systems and the impact of offshore coastal sand mining. Journal of Coastal Research, p. 496-519, 1996.

IH - CANTÁBRIA. Ondas: Documento Temático. IHCANTABRIA, Universidad de Cantabria/UFSC/IO-USP,155p. 2013a.

KINSELA, MICHAEL A.; COWELL, PETER J. Controls on *shoreface* response to sea level change. In: The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. 2015.

KOMAR, P. D. Beach Process and Sedimentation. [SI]. 1976.

KOMAR, Paul D.; MILLER, Martin C. The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. Journal of Sedimentary Research, v. 43, n. 4, 1973.

LARSON, Magnus; KRAUS, Nicholas C. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. Marine geology, v. 126, n. 1-4, p. 111-127, 1995.

LESSA, G. C. et al. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. Marine Geology, v. 165, n. 1-4, p. 87-108, 2000.

LIVRAMENTO, Fabiano Cruz do. O Papel da Herança Geológica, das Ondas e da Deriva Litorânea no Condicionamento das Características Morfodinâmicas e Texturais das Praias da Costa dos Coqueiros/Ba. 2013.

MIDTGAARD, Helle H. Inner-shelf to lower-*shoreface* hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. Journal of Sedimentary Research, v. 66, n. 2, p. 343-353, 1996.

MULLISON, Jerry. Backscatter Estimation Using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers-Updated. Teledyne RD Instruments 2017.

NICHOLLS, Robert J.; BIRKEMEIER, William A.; LEE, Guan-hong. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. Marine Geology, v. 148, n. 3-4, p. 179-201, 1998.

NIEDORODA, Alan William et al. *Shoreface* morphodynamics on wave-dominated coasts. Marine Geology, v. 60, n. 1-4, p. 331-354, 1984.

ORTIZ, Alejandra C.; ASHTON, Andrew D. Exploring *shoreface* dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, v. 121, n. 2, p. 442-464, 2016.

PATTERSON, Dean. Shoreward sand transport outside the surfzone, northern Gold Coast, Australia. Coastal Engineering Proceedings, v. 1, n. 33, p. 26, 2012.

PIANCA, Cássia; MAZZINI, Piero Luigi F.; SIEGLE, Eduardo. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. Brazilian Journal of Oceanography, v. 58, n. 1, p. 53-70, 2010.

REGUERO, B. G. et al. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. Coastal Engineering, v. 65, p. 38-55, 2012.

RODRIGUES, Tais Kalil; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Utilização do sistema de modelagem costeira (SMC-BRASIL) no estudo da dinâmica do litoral do município de Aracaju-Sergipe. Revista GeoNordeste, n. 2, p. 95-116, 2017.

ROY, P. S. et al. Wave-dominated coasts. Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics, p. 121-186, 1994.

SILVA, Iracema Reimao et al. Modelling wave climate and sediment transport using the SMC-BRASIL: Applications for the Praia do Forte, north coast of the state of Bahia. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 17, n. 4, p. 743-761, 2016.

STERNBERG, Richard W. Predicting initial motion and bedload transport of sediment particles in the shallow marine environment. In: Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, 1972.

STIVE, Marcel JF; DE VRIEND, Huib J. Modelling *shoreface* profile evolution. Marine Geology, v. 126, n. 1-4, p. 235-248, 1995.

STIVE, Marcel JF; NICHOLLS, Robert J.; DEVRIEND, Huib J. Sea-level rise and shore nourishment: a discussion. Coastal Engineering, v. 16, p. 147-163, 1991.

STOLPER, David; LIST, Jeffrey H.; THIELER, E. Robert. Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST). Marine Geology, v. 218, n. 1-4, p. 17-36, 2005.

THIELER, E. Robert et al. Geology of the Wrightsville Beach, North Carolina *shoreface*: Implications for the concept of *shoreface* profile of equilibrium. Marine Geology, v. 126, n. 1-4, p. 271-287, 1995.

THOMSON, Richard E.; EMERY, William J. Data analysis methods in physical oceanography. Newnes, 2014.

TOLDO JR, E. E. et al. Coastal dunes and *shoreface* width as a function of longshore transport. Journal of Coastal Research, p. 390-394, 2006.

VAN RIJN, L. C. Simple general formulae for sand transport in rivers, estuaries and coastal waters. Retrieved from www. leovanrijn-sediment. com, p. 1-16, 2013.

VINCENT, Christopher E.; YOUNG, Robert A.; SWIFT, Donald JP. Sediment transport on the Long Island *shoreface*, North American Atlantic Shelf: role of waves and currents in *shoreface* maintenance. Continental Shelf Research, v. 2, n. 2-3, p. 163-181, 1983.

YOUNG, I.R., OLLAND, G.J., 1996. Atlas of the Ocean: Wind and Wave Climate, Interactive Series, Pergamon and Elsevier, Amsterdam.

WOODROFFE, Colin D. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press, 2002.

WRIGHT, L. D. et al. Modes of cross-shore sediment transport on the *shoreface* of the Middle Atlantic Bight. Marine Geology, v. 96, n. 1-2, p. 19-51, 1991.