



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA



PEDRO LINS DE SOUZA

DINÂMICA DA ZONA DE SURFE DE UMA PRAIA COM RECIFES

Recife
2017

PEDRO LINS DE SOUZA

DINÂMICA DA ZONA DE SURFE DE UMA PRAIA COM RECIFES

Trabalho de Monografia apresentado ao Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como pré-requisito para a conclusão do curso de Bacharelado em Oceanografia

Área de concentração: Dinâmica costeira

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira

Recife

2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicea Alves, CRB-4 / 1260

S729d Souza, Pedro Lins de.

Dinâmica da zona de surfe de uma praia com recifes / Pedro Lins de Souza - 2017.

52 folhas, Il., e Tabs.

Orientador(a): Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.

TCC (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Graduação em Oceanografia, 2017.

Inclui Referências.

1. Oceanografia. 2. Dinâmica costeira. 3. Ondas de infragravidade. 4. Corrente de retorno. 5. Recifes. I. Pereira, Pedro de Souza (Orientador). II. Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG/2018-488

PEDRO LINS DE SOUZA

DINÂMICA DA ZONA DE SURFE DE UMA PRAIA COM RECIFES

Trabalho de monografia apresentado ao departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como pré-requisito para a conclusão do curso de Bacharelado em Oceanografia.

Data de aprovação: 15/12/2017

Nota: 8,50

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira (orientador)
Departamento de Oceanografia – UFPE

Prof. Dr. Carlos Augusto França Schetinni (titular)
Departamento de Oceanografia – UFPE

Prof. Dr. Eduardo Siegle (titular)
Departamento de Oceanografia – UFPE

Dedico este trabalho ao meu pai amigo, a pessoa que mais comemorou minha entrada e minha saída (temporária) da universidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço enormemente às minhas origens. Agradeço ao meu pai por fazer questão de fazer parte dessa conquista. Por todos os conselhos, ouvidos, viagens de avião, dia dos pais no laboratório e por ter me ensinado a dar meu melhor nas condições de temperatura e pressão atuais. Agradeço a minha mãe por me apoiar em momentos difíceis, pelos puxões de orelha e ter ajudado a por meus pensamentos no papel.

Ao meu orientador e xará Pedro Pereira, pela paciência, por sempre acreditar e pelo entusiasmo transmitido a cada campo e a cada gráfico! A todos os meus amigos do Labogeo, a Tulio, Victor, Anderson, Cícero e tantos outros.

A Aline, que me segurou por semanas de estudo, bibliotecas e noites em claro. A quem eu serei eternamente grato.

A Felipe e Iran, amigos irmãos sempre presentes.

A todos os grandes amigos que fiz no Docean. Se eu cheguei no final desse curso, a culpa é toda de vocês. Julia, Syumara e todos que só me botaram pra frente, muito obrigado!

Finalmente, agradeço ao CNPq pelo apoio financeiro.

*“Cast your eyes on the ocean
Cast your soul to the sea”*

(Loreena McKennitt)

RESUMO

Ambientes praias são sistemas costeiros energéticos de dinâmica acentuada. A maior parte da energia que adentra esses sistemas provém de ondas de vento, em particular, as ondas de gravidade nas faixas de frequência de ondulações e vagas. Praias arenosas são historicamente o foco de estudo de dinâmica costeira. No entanto, faz-se necessário compreender os processos de onda e a dinâmica de correntes costeiras em praias que possuem recifes naturais como feição morfológica marcante. As ondas incidentes, ao se propagarem sobre as barreiras de recifes, perdem parte de sua energia por atrito, pela arrebentação e ainda por transferência de energia para outros tipos de onda, como ondas de infragravidade e ondas super-harmônicas das ondas incidentes. A energia dispersada pela quebra das ondas também gera correntes costeiras, como as correntes de retorno, que são fortes, estreitas e direcionadas da praia para o mar, que podem ocorrer de maneira permanente em depressão topográfica natural. No dia 21 de Novembro de 2014 foi realizado um experimento de campo na Praia de Boa Viagem, PE, uma praia parcialmente fechada por linhas de recifes sob regime de meso-maré semi-diurna. Foram utilizados no experimento de campo 3 perfiladores acústicos coletando perfis de velocidade e pressão da coluna d'água e quatro derivadores lagrangeanos equipados com GPS, lançados de meia em meia hora. Os derivadores simulam seres humanos em forma, peso e flutuação. Um único perfilador permaneceu em campo até o dia 24. A velocidade média da componente transversal da corrente de retorno foi de $0,23 \text{ m/s}$ em direção ao mar. A maior velocidade média horária encontrada foi $0,52 \text{ m/s}$ durante a baixa-mar e a menor velocidade foi próxima a zero durante a preia-mar. As médias horárias foram direcionadas ao mar a cada hora. Apenas um lançamento com derivadores percorreu a trajetória da corrente, momento em que também foi identificada circulação em célula retornando o derivador para a corrente de retorno. As velocidades vetoriais médias registradas no pescoço da corrente foram $0,24$ e $0,48 \text{ m/s}$. A partir de espectros de elevação foi encontrada dominação da incidência de ondas por ondulações de 12 s de período médio. A altura de onda significativa foi fortemente modulada por maré no local do recife interno e na parte protegida pelo mesmo. Foram identificadas também ondas de infragravidade de período de 28 s e transferência de energia do pico incidente para ondas super-harmônicas.

Palavras-chave: Dinâmica costeira. Ondas de infragravidade. Corrente de retorno. Recifes.

ABSTRACT

Beach environments are energetic coastal systems of accentuated dynamics. The higher portion of the energy input to these systems comes from gravity waves at the frequencies of swell and sea. Sandy beaches are historically the main subject of research in coastal dynamics. However, research aimed at comprehension of wave processes and current dynamics are still needed at beaches that possess natural reefs as dominant geologic feature. As incident waves propagate over reef barriers, their energy is lost through friction, wave breaking and even through energy transfer to other wave types, such as infragravity waves and super-harmonics. Energy dissipated through wave breaking also generate coastal currents, such as rip currents, which are strong, narrow jets directed from the beach to the sea, which can occur permanently in a natural topographic depression. On the 21th of November of 2014 an field experiment was conducted at Boa Viagem Beach (PE), a beach partly enclosed by lines of reef barriers and under semidiurnal mesotidal regime. Three acoustic profilers were employed, collecting velocity profiles and pressure from water column above. Additionally, four Lagrangian drifters equipped with GPS devices were launched every half hour. The drifters simulate human bodies in shape, weight and buoyancy. A single acoustic profiler remained in the field until the 24th. The rip current's transversal component mean velocity was 0.23 m/s directed to the sea. The maximum mean hourly velocity found was 0.52 m/s during low tide and the minimum velocity was close to zero during high tide. The mean flow was directed to the sea at every hour. Only one launch among the drifter launches escaped through the rip current. In this occurrence an eddy pattern was found leading the drifter back toward the rip current. Mean vectorial velocities registered at the current's neck were 0.24 and 0.48 m/s. From elevation spectra the research found domination of the incident waves by swell of period of 12 s. The significant wave height was strongly modulated by tide on the site of the internal reef line and in the portion sea-wise of it. The research also found infragravity waves with 28 s period and energy transfer from the incident peak to super-harmonic waves.

Keywords: Coastal dynamics. Infragravity waves. Rip currents. Reefs.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa da área de estudo	20
Figura 2 – Posição de fundeio dos perfiladores acústicos	22
Figura 3 – Fotografia de um derivador especializado	25
Figura 4 – Nível, altura significativa e período de pico	34
Figura 5 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 20 horas do dia 20 às 2 horas do dia 21.	39
Figura 6 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 3 às 9 horas do dia 21	40
Figura 7 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 10 às 16 horas do dia 21.	41
Figura 8 – Exerto de 180 segundos do perfil vertical da componente de veloci- dade transversal à praia para o ADCP intermediário	42
Figura 9 – Média móvel da componente transversal do ADCP intermediário vs. altura de maré	43
Figura 10 – Lançamento de derivador iniciado as 10:22 que percorreu a corrente de retorno (a) e lançamento de derivador iniciado as 12:32 que per- correu a corrente alimentadora (b).	45
Figura 11 – Lançamento iniciado as 10:12 (a) e iniciado as 11:34 (b).	46
Figura 12 – Lançamento de derivador iniciados as 13:03 (a), 14:04 (b), 14:30 (c) e 15:12 (d).	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Configuração dos ADCPs	22
Tabela 2 – Retirada de Tendência	28

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	18
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3	METODOLOGIA	19
3.1	LOCAL DO ESTUDO	19
3.2	EXPERIMENTO DE CAMPO E AQUISIÇÃO DE DADOS	21
3.3	PERFILADORES ACÚSTICOS – ADCPS	23
3.4	DERIVADORES	24
3.5	VÍDEO IMAGEAMENTO	25
3.6	PRÉ-PROCESSAMENTO, PROCESSAMENTO E ANÁLISE DOS DADOS	26
3.6.1	Pré-tratamento e Geração de Base de Dados	26
3.6.2	Retirada de tendência linear e quadrática	28
3.6.3	Densidade espectral de potência	28
3.6.4	Altura da coluna d’água e parâmetros de onda	30
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	32
4.1	COMPOSIÇÃO DE ONDAS E PROPAGAÇÃO EM DIREÇÃO AO ESPRAIAMENTO	32
4.1.1	Análise espectral	35
4.2	DINÂMICA DA CORRENTE DE RETONO	42
4.2.1	Derivadores Lagrangeanos	44
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
	REFERÊNCIAS	49

1 INTRODUÇÃO

Na superfície livre dos oceanos, interface entre os oceanos e a atmosfera, as forçantes de geração de ondas são meteorológicas em sua maioria. Ondas de gravidade, assim chamadas por ter a gravidade como força restauradora que permite a propagação, são geradas pela transferência de energia do vento para água (LEBLOND; MYSAK, 1978). A principal forçante de transferência de energia do vento para as ondas é a pressão induzida pelo vento na superfície da água (HOLTHUIJSEN, 2010; WRIGHT; COLLING; PARK, 1999).

Ao incidir sobre a superfície da água, o vento é parcialmente bloqueado pelas cristas das ondas, gerando baixa pressão nas faces das ondas contrárias ao vento. A diferença de pressão entre a face da onda voltada para o vento e a face contrária ao vento possibilita a transferência de energia na forma de altura de onda. Como esse mecanismo é dependente da altura da crista, tende a se retroalimentar e, consequentemente, aumentar a taxa de crescimento da altura de onda ao longo do tempo.

Se o vento incide com velocidade aproximadamente constante por tempo suficiente, um equilíbrio dinâmico é estabelecido no passo que as ondas dissipam energia na mesma proporção que recebem energia do vento e a altura máxima de onda para essas condições é atingida. Por essa razão, a área da superfície do mar, conhecida nesse contexto como pista de vento e a duração de um evento de incidência do vento são parâmetros que determinam características das ondas geradas (WRIGHT; COLLING; PARK, 1999).

Ambientes que sofrem influência direta de vento incidente possuem composição de ondas característica. Nesses ambientes, as ondas geradas localmente por ventos de velocidades variáveis compõem um campo de ondas irregulares e de crista baixa (LEBLOND; MYSAK, 1978). O campo de ondas é gerado ao longo de uma faixa de período de 1 a 10 segundos com altura e direção pouco homogênea. Por esse motivo, as ondas que ocorrem nessa faixa de períodos são chamadas de vagas. Ambientes são ditos dominados por vagas ou por ventos locais quando picos nos intervalos de vaga são as feições dominantes do espectro de onda.

No entanto, frequentemente, ao se analisar ondas em uma localidade, são encontradas ondas incidentes de frequência menor do que as frequências de vaga. Essas ondas não são geradas por ventos locais, mas por ventos de tempestades oceânicas e podem se propagar a grandes distâncias. Por conta da dispersão durante a propagação, as ondulações, como são conhecidas, são mais uniformes do que as vagas, ou seja, essas ondas possuem frequência, direção e altura mais homogênea entre si (LEBLOND; MYSAK, 1978). Ocorrem na faixa de períodos de ondulações, entre 10 a 25 segundos e podem dominar um regime de ondas local, inclusive em ambientes costeiros.

Anteriormente à formação das ondulações, o campo de ondas gerado no local da tempestade possui características de vagas. Em águas profundas, a velocidade de propagação da energia de onda depende da frequência do componente de onda considerado. As componentes de baixa frequência se propagam mais rápido do que as componentes de alta frequência, resultando na decomposição do campo de ondas randômico gerado no local das tempestades em ondas de velocidade diferentes, processo conhecido como dispersão de frequência. As ondulações atingirão um ponto distante da tempestade com período longo e levemente decrescente ao longo do tempo. Analogamente, ocorre dispersão de direção, na medida que as componentes de onda de direção próxima se propagam juntas (HOLTHUIJSEN, 2010). Deriva dessas definições que quanto mais distante estiver a tempestade, mais regulares serão as ondas finais mensuradas em um determinado ponto.

As ondas, ao se propagarem e incidirem sobre zonas costeiras, são modificadas por diferentes processos, e, por sua vez, também modificam a morfodinâmica desses ambientes. As ondas de vento constituem a principal fonte de energia para o litoral e geram uma dinâmica acentuada com formação de correntes costeiras e formação de outros tipos de ondas. Em contrapartida, a altura, comprimento, direção e velocidade dessas ondas são transformadas, embora o período de pico tenda a permanecer o mesmo (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

A maioria dos processos de zona costeira que modificam as ondas incidentes ocorrem devido a interação das ondas com o fundo marinho, possível apenas em águas rasas, quando a profundidade local se torna comparável ao comprimento de onda. Dessa forma, ocorrem processos que mudam a direção das ondas incidentes, como a refração e difração, processos que dissipam a energia, como a fricção com o fundo e um processo que aumenta a altura das ondas, o empinamento de onda (DAVIDSON-ARNOTT, 2010; WRIGHT; COLLING; PARK, 1999).

O empinamento ocorre devido a conservação da energia frente a diminuição da profundidade e ocasiona a deformação das ondas, tornando-as mais altas, íngremes e menos velozes (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). O empinamento ocasiona eventualmente a quebra da onda induzida pela batimetria, quando a onda se torna muito íngreme e a velocidade da crista é maior do que a velocidade da base. A quebra da onda, ou arrebentação, dispersa energia de forma turbulenta e constitui um importante processo de transformação em ambientes praias.

Nesses ambientes praias, as ondas se quebram em áreas denominadas zonas de arrebentação. Em praias de declividade baixa também é caracterizada a zona de surfe, que compreende a primeira zona de arrebentação até a face da praia (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). Energia continua a ser dissipada de forma turbulenta ao longo da zona de surfe e posteriormente na região do espriamento, após a zona

de surfe. Em praias arenosas de sedimento inconsolidado, a arrebentação ocorre em diferentes porções da zona de surfe de modo randômico.

Em praias que possuem recifes naturais, as ondas arrebentam preferencialmente sobre os recifes, ocasionando redução da altura de onda logo após o mesmo. Os recifes agem como barreiras ou quebra-mares naturais, pois geram uma transição brusca entre águas profundas e águas rasas (LOWE et al., 2005). Após a barreira, ocorre uma transição para uma região de águas mais profundas onde ocorre pouca quebra de onda. Dessa forma, essa região atua como uma zona de regeneração onde as ondas se reformam. As ondas regeneradas formam novas zonas de arrebentação próximo à praia. Em praias com grande amplitude de maré, a quebra de onda será mais intensa durante a baixa-mar (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). Outro efeito decorrente da quebra de onda sobre a barreira recifal é a geração de ondas secundárias e crescimento de energia em componentes superharmônicos das ondas incidentes por transferências não-lineares de energia. As ondas forçadas possuem período menor que as ondas geradas pela interação se propagam a aproximadamente a mesma velocidade das mesmas (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

As ondulações e vagas geram ainda ondas longas de período maior que as ondas incidentes, denominadas ondas de infragravidade (faixa de frequência entre 0,004 a 0,04). Em zonas costeiras, essas ondas são forçantes morfodinâmicas importantes, participando, por exemplo, no crescimento de bancos arenosos (SYMONDS; BOWEN, 1984) e modulação de correntes costeiras (MACMAHAN, 2004). As ondas de infragravidade se tornam mais influentes na dinâmica em direção à linha de costa a medida que a energia de ondas curtas é dissipada por arrebentação, podendo dominar a dinâmica no espriamento (GUZA; THORNTON, 1982; WRIGHT; SHORT, 1984). Em ambientes rasos que possuem recife de franja, ondas de infragravidade representam a principal forçante dinâmica após o cume recifal (NWOGU, 1995; POMEROY et al., 2012a; GAWEHN et al., 2016).

As ondas de infragravidade são geradas a partir de ondas curtas tanto em mar profundo quanto em zonas costeiras por processos físicos possíveis diferentes. Os processos físicos, embora distintos, baseiam-se no estresse de radiação, o excesso de fluxo de momento de ondas curtas em propagação (LONGUET-HIGGINS; STEWART, 1960) e na característica de ondas curtas de se propagar em grupos, formando um envelope contendo as maiores ondas no centro do grupo. Ondas de infragravidade foram descritas em praias a princípio como *surf beat*, quando foi observado que possuíam período similar ao período dos grupos de ondulação incidente (MUNK, 1949; TUCKER, 1950).

Longuet-Higgins e Stewart (1962) proporam abordagens matemáticas para a geração de ondas de infragravidade vinculadas a grupos de onda curtas, denominando-

as ondas de infragravidade vinculadas (tradução livre do termo *bound infragravity waves*). O gradiente de estresse de radiação em um grupo de ondas gera uma depressão no nível médio da água sob as maiores ondas, e, possivelmente, uma elevação sob ondas menores. Na primeira demonstração matemática abordada, uma onda sub-harmônica é formada a partir de interação onda-onda de segunda ordem entre duas ondas de Stokes primárias. Ao se propagar em direção a costa, as ondas longas podem ser dissipadas no momento da arrebentação das ondas curtas ou ser liberadas como ondas livres durante o empinamento e arrebentação das ondas curtas. A liberação como ondas livres ocorre quando ambas as ondas curtas e ondas de infragravidade são ondas de águas rasas (BALDOCK, 2012).

Alternativamente, ondas de infragravidade podem ser geradas em águas rasas pelo mecanismo de oscilação do ponto de arrebentação, que consiste na variação temporal da posição na praia onde se inicia a zona de surfe (SYMONDS; HUNTLEY; BOWEN, 1982). Esse processo é característico de zonas costeiras e baseia-se na arrebentação de ondas de amplitude diferentes; relacionado, portanto, a incidência de ondas em grupos. As ondas maiores em um grupo arrebentam numa profundidade maior que as menores gerando a oscilação, que produz simultaneamente ondas de infragravidade em direção à praia e em direção ao oceano. Em ambientes naturais, ondas de infragravidade são geradas simultaneamente pelos dois mecanismos citados, embora a contribuição relativa de cada mecanismo seja diferente em razão das características da praia e das ondas incidentes. Em geral, a geração de ondas de infragravidade vinculadas a grupos de onda é predominante em praias com menor declividade e a geração por oscilação do ponto de quebra é predominante em praias com maior declividade (SYMONDS; HUNTLEY; BOWEN, 1982; BALDOCK, 2012). Adicionalmente, as ondas de infragravidade podem ser refletidas na praia e se propagar em direção ao oceano ou ainda se tornar estacionárias no sentido transversal à praia (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

Além de ondas longas, o estresse de radiação, ou seja, o excesso de fluxo de momento gerado pela incidência de ondulação e marulho, está relacionado também a ocorrência de correntes costeiras. Dentre as correntes costeiras, as correntes de retorno são correntes fortes e estreitas, que se originam na zona de surfe e se estendem através da região próxima à costa em direção ao mar (BRANDER; SHORT, 2000). Atuam dessa forma no equilíbrio hidrodinâmico escoando o excesso de massa transportado ao espraimento pela ação de ondas. Essas correntes possuem atributos de jatos: possuem um região de pescoço, onde fluxo é mais confinado e mais rápido, e uma região de cabeça, onde o fluxo é mais lento, a massa transportada menos coesa e há ocorrência de pequenos vórtices pela interação com a água parada dos arredores. Correntes alimentadoras que fluem paralelo à praia para as correntes de retorno também estão associadas a esse sistema (SHEPARD; EMERY; FOND, 1941;

JOHNSON; PATTIARATCHI, 2004).

A variação de altura de onda no sentido longitudinal à praia gera gradientes longitudinais de estresse de radiação, que, por sua vez, geram elevação/depressão do nível médio da água, resultando em um gradiente longitudinal de pressão. O gradiente de estresse de radiação e de pressão forçam conjuntamente o fluxo de água dentro da zona de surfe na direção da região de ondas baixas (MACMAHAN, 2004). A variação de altura de onda em que se baseia esse mecanismo ocorre frequentemente por irregularidades da batimetria de praia, que geram empinamento e arrebentação de onda de forma desigual no sentido longitudinal à praia.

Ondas incidindo sobre uma batimetria de banco arenoso e cava foram frequentemente observadas gerando corrente de retorno tanto em laboratório como na natureza (BOWMAN et al., 1988; HALLER; DALRYMPLE; SVENDSEN, 1997; MACMAHAN et al., 2005; CALLAGHAN et al., 2005), constituindo um caso bem documentado de corrente de retorno permanente, ou forçada pela batimetria, onde há regiões topográficas mais baixas e onde naturalmente o gradiente de pressão tende a concentrar o fluxo de água.

Dessa forma, a ocorrência, localização, direção e velocidade das correntes de retorno são determinadas pela batimetria praial e o clima de ondas (altura, período e direção das ondas) (DALRYMPLE et al., 2011). No entanto, a velocidade das correntes é modulada por marés e cresce de maneira inversamente proporcional a altura de maré, atingindo velocidade máxima relativa na baixa-mar e tornando-se imperceptível durante a preia-mar (BRANDER, 1999; BRANDER; SHORT, 2001; MACMAHAN et al., 2005). As correntes de retorno foram observadas ainda pulsando (tornando-se mais velozes temporariamente) em intervalos de tempo de grupos de onda (BRANDER; SHORT, 2001; MACMAHAN, 2004). No entanto, pouco se sabe sobre a relação ondas e marés e a dinâmica das correntes de retorno em um ambiente de meso-maré com a presença de estruturas rígidas confinantes de fluxos, tais como os recifes de arenito.

2 OBJETIVOS

Analisar a incidência e propagação de ondas e a circulação da zona de surfe em uma praia abrigada por recifes.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Caracterizar a composição de ondas que incidem sobre a praia de Boa Viagem;
- b) Analisar o efeito dos recifes na dinâmica costeira;
- c) Utilizar métodos eulerianos e lagrangeanos no estudo de correntes costeiras;
- d) Verificar a ocorrência de corrente de retorno topográfica em uma falha entre recifes e caracterizar sua dinâmica;
- e) Verificar o comportamento da corrente longitudinal que ocorre paralela à praia na parte protegida pelo recife.

3 METODOLOGIA

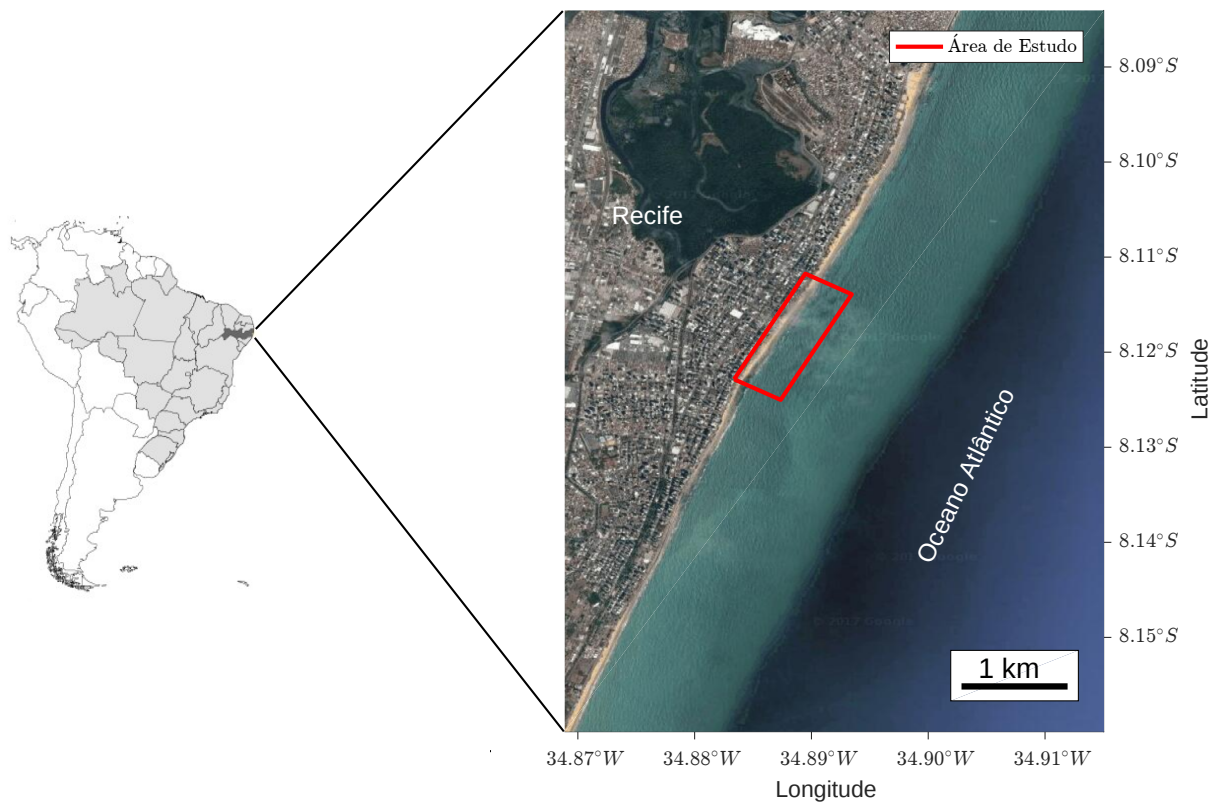
Em Novembro de 2014 foi realizado um experimento de campo na Praia de Boa Viagem, em Recife – Pernambuco (Latitude 8.119° e Longitude -34.893°) como parte do Projeto ‘Dinâmica das Correntes de Retorno’ (CNPq, Universal 2012). Previamente ao experimento, foi identificada uma corrente de retorno ocorrendo nas proximidades de uma abertura entre os recifes da área de estudo (posição do ADCP Intermediário na Figura 2) por meio de video-imageamento (SOUZA; PEREIRA, 2014). Durante o experimento, foi monitorada a morfologia praial (resultados discutidos em Ferreira Júnior (2015)) e a hidrodinâmica costeira. O presente trabalho utiliza os dados hidrodinâmicos obtidos para a caracterização da propagação de ondas, da dinâmica da corrente de retorno ocorrendo na falha entre os recifes e corrente alimentadora associada, e, de modo geral, a influência dos recifes na dinâmica da zona de surfe.

3.1 LOCAL DO ESTUDO

A praia de Boa Viagem (Recife - PE) é localizada na costa do Nordeste do Brasil entre as coordenadas $8,09^\circ$ S e $8,15^\circ$ S de latitude e $34,88^\circ$ O e $34,90^\circ$ O de longitude. As praias do litoral de Pernambuco tem como traço morfológico mais característico a presença de recifes de arenito paralelos à costa (MANSO, 2003). O perfil da área de estudo contém uma linha de recife interna, uma região de canal e uma faixa de recife externa. O recife interno, mais próximo à praia, possui dimensões de 100 m de largura e 2,8 m pro topo. O canal entre os recifes possui 400 m de comprimento e profundidade de 8 m. O recife externo possui 1,1 km de largura e 3,5 m de profundidade até o topo (COSTA et al., 2016).

A praia possui regime de maré semidiurno de período médio de 12,42 h. Em cada dia lunar ocorrem duas preamares e duas baixa-mares.

Figura 1 – Mapa da área de estudo



Fonte: O autor.

Nota: A área de estudo, delimitada em vermelho, corresponde à área de cobertura do sistema de video-imageamento Argus de Boa Viagem (mais detalhes nas sessões 3.2 e 3.5). Imagem de satélite obtida a partir da API do Google Maps.

3.2 EXPERIMENTO DE CAMPO E AQUISIÇÃO DE DADOS

O experimento programado para o dia 21 de Novembro contou com 3 ADCPs (acrônimo em inglês para *Acoustic Doppler Profiler*) de modelo *Aquadop profiler* (Nortek) montados em estruturas de metal e com 4 derivadores lagrangeanos equipados com GPS portátil para coleta de dados hidrodinâmicos. Os ADCPs, no entanto, foram fundeados no dia 20 de Novembro e um dos equipamentos, o ADCP intermediário (posição na Figura 2), ficou fundeado até o dia 23 (o momento de posicionamento e retirada de cada ADCP, bem como outras configurações dos equipamentos, podem ser conferidos na Tabela 1). Adicionalmente, o sistema Argus de vídeo-cameras (mais informações sobre o sistema na sessão 3.5) forneceu imagens retificadas e georreferenciadas da área do estudo durante o dia 21. O sistema Argus foi instalado a partir da colaboração com o *Coastal Imaging Lab* (CIL – Oregon State University).

Dessa forma, o experimento de campo foi planejado para obtenção de dados eulerianos, a partir dos ADCPs, que são perfiladores acústicos de velocidade equipados com sensores de pressão (descritos na sessão 3.3), e dados lagrangeanos, a partir de derivadores especializados com aplicação em gestão costeira (descrição dos derivadores utilizados na sessão 3.4). Os ADCPs foram utilizados na medição do perfil de velocidades e altura da coluna d'água segundo a segundo em local fixo, enquanto os derivadores traçaram a trajetória do fluido sujeito à dinâmica da zona de surfe.

Os 3 ADCPs foram dispostos como mostra a Figura 2. O ADCP interno foi posicinado na parte interna ao recife, onde foi verificada corrente alimentadora da corrente de retorno. O ADCP intermediário foi posicionado na abertura entre os recifes, local próximo ao pescoço da corrente de retorno. O ADCP externo foi fundeado fora da zona de surfe e foi usado para coleta de dados de onda adentrando o sistema fechado por recifes. Os 3 perfiladores são oriundos da parceria com o Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LaHiCo).

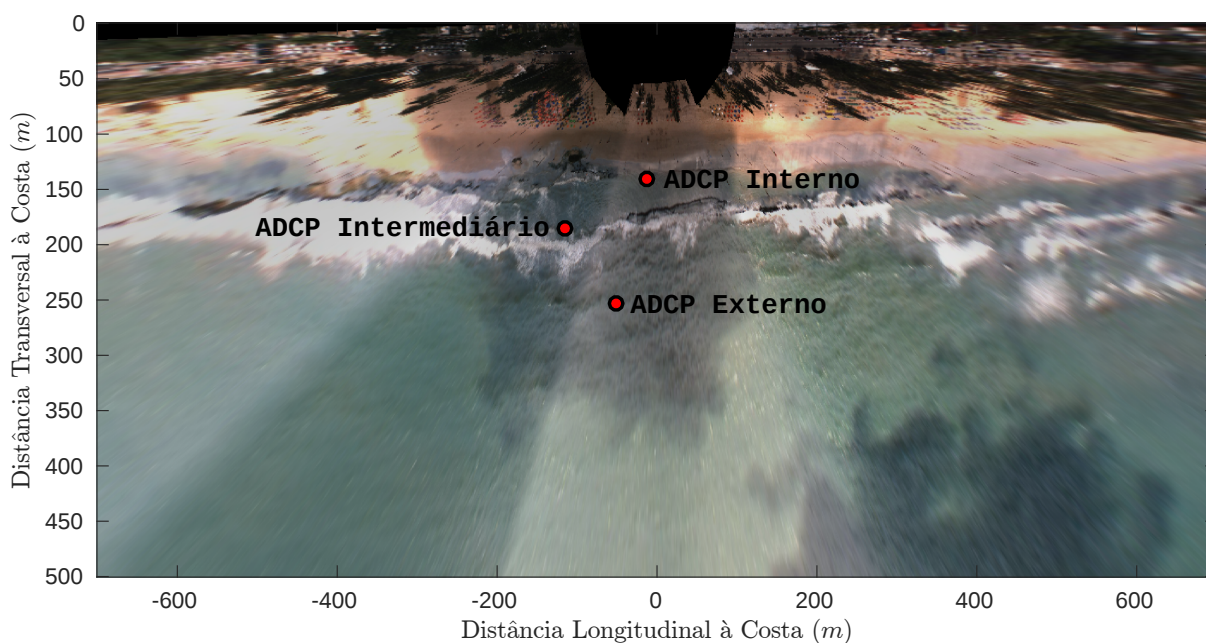
Tabela 1 – Configuração dos ADCPs

	ADCP interno	ADCP intermediário	ADCP externo
Horário de fundeio (dia-Hora:Minuto)	20 – 19:19	20 – 19:00	20 – 18:00
Horário de retirada (dia-Hora:Minuto)	21 – 17:15	24 – 11:20	21 – 15:49
Profundidade na preia-mar (m)	2,8	5,9	5,05
Frequência de aquisição (Hz)	1	1	1
Tamanho de célula (cm)	10	35	35
Número de células	30	18	15
Ponto cego (cm)	20	40	40

Fonte: O autor.

Nota: Características do fundeio e configuração dos ADCPs. Ponto cego denota a distância entre o ADCP e a primeira célula de medição. O ADCP interno foi configurado com células menores e ponto cego mais curto devido a baixa profundidade.

Figura 2 – Posição de fundeio dos perfiladores acústicos



Fonte: O autor

Nota: Imagem da área de estudo com indicação da posição de fundeio dos perfiladores acústicos. A imagem é oblíqua e retificada do tipo *snap* do sistema de video-imageamento Argus de Boa Viagem (mais detalhes na seção 3.5). A imagem foi obtida às 9:30 do dia 21 de Novembro, próximo à baixa-mar. É possível visualizar os recifes próximos à costa expostos pela maré e a quebra de onda ocorrendo sobre as linhas de recifes.

O experimento contou ainda com a parceria do Comitê Estadual de Monitoramento de Incidentes com Tubarões (CEMIT) para o uso dos derivadores lagrangeanos no âmbito do projeto ‘Deriva de Corpos’. Os 4 derivadores especializados foram lançados na zona de surfe equipados com GPS portátil, modelo Garmin etrek 10, com

período de aquisição de dados de 2 segundos. Os derivadores foram lançados em intervalos fixos de meia hora e recolhidos apenas quando identificado o encalhe, isto é, derivaram livremente até encalharem na areia naturalmente. Os mesmos eram então lançados novamente no começo do próximo intervalo de meia hora.

Através da observação das imagens do sistema de vídeo e observação visual, a posição da corrente de retorno foi pré-identificada e utilizada para o lançamento dos derivadores. A maioria dos lançamentos ocorreu o mais próximo possível da posição da corrente de retorno. Alguns lançamentos tiveram início ao sul da corrente, para que fossem obtidos dados da circulação na parte interna protegida ao recife. Em momentos de maré alta foi necessário o auxílio de motonáutica para o lançamento e recuperação dos derivadores.

3.3 PERFILADORES ACÚSTICOS – ADCPS

ADCPS são instrumentos comumente utilizados para medições de velocidade e direção de corrente na zona costeira. São capazes de medir o *perfil* de velocidade acima de seus transdutores em uma frequência alta de aquisição de dados. Baseiam-se nas propriedades da propagação de ondas sonoras em corpos d'água naturais. Os ADCPS emitem ondas sonoras de alta frequência e captam as ondas refletidas por partículas suspensas na água. A utilização como medidores de velocidade parte então de dois princípios: que o corpo d'água possua dispersadores de ondas sonoras em suspensão em quantidade suficiente e que essas partículas se movam em média na mesma velocidade que água adjacente (GORDON, 1996). Ambas as presunções são razoáveis para ambientes marinhos.

A medição da velocidade das partículas suspensas é possível porque a onda sonora emitida e seu eco tem frequências diferentes graças ao *efeito Doppler*. O desvio de frequência entre a onda emitida e a onda captada é diretamente proporcional à componente de velocidade da partícula paralela ao feixe de emissão da onda. O efeito Doppler é causado pela velocidade relativa do receptor do som com relação ao emissor. O receptor intercepta mais comprimentos de onda se estiver se movendo em direção à fonte do som do que se estivesse estacionário com relação a fonte do som (GORDON, 1996). Como o comprimento de onda está relacionado à frequência pela velocidade da onda, a onda sonora será “percebida” pelo receptor como dotada de uma frequência mais alta. De forma análoga, se o receptor estiver se afastando do emissor, a frequência será mais baixa. O efeito discutido acontece tanto com as ondas sonoras emitidas pelos ADCPS quando para as ondas refletidas de volta para os equipamentos.

Os ADCPS são capazes de obter o perfil de velocidades a partir de outra propriedade da propagação das ondas sonoras: o tempo que as ondas emitidas levam

para atingir um dispersador e serem refletidas de volta. Quanto maior o tempo, mais distante estava a partícula que teve sua velocidade medida. Para medir velocidades tridimensionais, os ADCPs são equipados com ao menos 3 transdutores. Definindo células de profundidade, ou seja, dividindo o perfil em distâncias uniformes de medição, é possível converter as componentes de cada transdutor para componentes de velocidade em um sistema de coordenadas de maior interesse técnico-científico, como coordenadas geográficas. A velocidade no interior de cada célula é assumida como homogênea.

Os modelos *Aquadop profiler* de marca Nortek possuem três transdutores inclinados 25° uns aos outros. Também são equipados com sensor de pressão, bússola, sensor de inclinação, memória e bateria internas (NORTEK, 2008). Utilizando-se do *software* AquaPro foi possível configurar os ADCPs para a campanha, e, após o experimento, converter os arquivos binários dos equipamentos para arquivo texto. As velocidades foram expressas como suas componentes Norte-Sul, Leste-Oeste e Topo-Fundo, tendo como referência o Norte magnético medido pela bússola.

3.4 DERIVADORES

Derivadores lagrangeanos equipados com GPS são utilizados para quantificar a dinâmica da corrente de retorno e obter a trajetória de partículas expostas a ela, que são representativas do campo de fluxo do escoamento (AUSTIN et al., 2009; MACMAHAN et al., 2010). Foram utilizados derivadores especialmente desenvolvidos para medir o perigo oferecido por correntes a seres humanos. Os derivadores simulam corpos humanos em flutuação, apresentando forma e peso semelhantes a seres humanos. Com isso, espera-se contribuir com avaliação de riscos costeiros. No entanto, compreende-se que a trajetória dos derivadores propostos é sempre uma resultante da ação de correntes costeiras, ventos e onda por ondas e vento, ou seja, a forma dos derivadores não é otimizada para medir correntes costeiras de subsuperfície.

Figura 3 – Fotografia de um derivador especializado



Fonte: Quadro retirado de vídeo disponível em: <<http://glo.bo/1qh4SLO>>, acesso em 21 dez. 2017.

3.5 VÍDEO IMAGEAMENTO

O sistema Argus de video-imageamento é um sistema de monitoramento costeiro baseado em câmeras de vídeo desenvolvido e mantido pelo CIL. As imagens utilizadas no presente estudo são oriundas da estação Argus de Boa Viagem, que possui um conjunto de 5 câmeras fixas instaladas no topo do Edifício Hotel Jangadeiro a 42 m de altura. Os quadros de vídeo obtidos pelas câmeras são processados pelo conjunto de softwares desenvolvidos para o sistema Argus para atrelar aos pixels das imagens geradas significado físico e permitir a quantificação de fenômenos oceanográficos. A descrição completa do modelo matemático utilizado para sistemas Argus pode ser conferida em Holland et al. (1997).

O tratamento base das imagens do sistema de câmeras envolve um modelo de calibração das câmeras e retificação, georreferenciamento e junção das imagens das cinco câmeras. A retificação converte as imagens oblíquas obtidas pelas lentes, representativas da realidade tri-dimensional, em imagem retificadas em duas dimensões. As imagens são distorcidas, especialmente nos pontos distantes do centro focal, mas a área real que cada pixel representa é padronizada. Com isso, distâncias medidas nas imagens são proporcionais a distâncias no ambiente real.

A retificação é realizada aplicando-se equações colineares, do campo da fo-

togrametria, para conversão de coordenadas bi-dimensionais em coordenadas tri-dimensionais. Faz-se necessária, durante a calibração, para a resolução do sistema de equações colineares, a medição de parâmetros *in situ* de posicionamento e orientação das câmeras em relação à pontos de controle estabelecidos em solo. Para compensar distorções causadas por características intrínsecas ao sistema lentes-câmera-*hardware*, são determinados e validados em laboratório parâmetros como coeficiente de distorção e fatores de escalonamento. Adicionalmente, para o georreferenciamento, foi necessário conhecer a posição e ângulo das câmeras com relação às coordenadas geográficas.

3.6 PRÉ-PROCESSAMENTO, PROCESSAMENTO E ANÁLISE DOS DADOS

O pré-tratamento, tratamento e análise dos dados obtidos foi realizado em *software* específico para a manipulação de dados matriciais. O *software* utilizado foi escolhido pelo suporte à rotinas computacionais que possibilitam a automatização de parte do tratamento dos dados. Também foi possível a criação de instrumentos de visualização e interação com os dados, bem como a criação de gráficos para publicação pós análise.

3.6.1 Pré-tratamento e Geração de Base de Dados

Em laboratório, os arquivos texto gerados pelo *AquaPro* foram pré-tratados para análise. Primeiramente, foram selecionados do conjunto dados momentos em que os equipamentos estiveram fundeados e coletando dados corretamente. Em seguida, foram criados vetores de tempo sequencial representando o momento das medições dos equipamentos e vetor de posição, representando as células espaciais medidas por cada equipamento. Cada célula foi representada por sua altura no centro da célula. Portanto, a posição da primeira célula foi calculada pela altura do trenó + distância cega do equipamento + $1/2$ altura de célula (valores na Tabela 1). Os vetores de posição foram definidos somando-se a altura de uma célula ao valor anterior. De forma análoga, os vetores de tempo foram deslocados meio segundo a mais para representar o centro do intervalo de tempo.

As medições de velocidade dos ADCPs foram realizadas para cada célula de profundidade. O número de células é fixo e foi estimado para medir toda a coluna d'água durante a maré cheia. Dessa forma, algumas células de medição estiveram fora do coluna d'água em determinados momentos. Portanto, para cada observação dos ADCPs, foram eliminados iterativamente dados acima da profundidade indicada pelo sensor de pressão. Exceto na caracterização vertical do perfil de velocidade da corrente, a velocidade instantânea nos pontos em que estavam fundeados os ADCPs foi tomada como a média vertical de todas as células medidas para cada medição.

Os dados dos GPS foram selecionados para que se obtivessem somente os momentos em que os derivadores flutuaram livremente. Cada lançamento foi separado e copiado para o banco de dados utilizando a planilha de campo como referência. As velocidades ponto a ponto foram calculadas pela distância euclidiana entre os pontos e o intervalo de tempo entre os mesmos. A velocidade média da corrente na região do canal foi obtida a partir do vetor velocidade resultante dos pontos que passam pela área delimitada visualmente como canal e provável região do pescoço da corrente de retorno.

Do conjunto de imagens *timex* obtidas, foram selecionadas imagens de momentos de saída de pluma de sedimentos pela abertura entre os recifes. A forma das plumas de sedimento foram identificadas visualmente e digitalizadas. A velocidade de propagação das plumas foi calculada para cada par de imagens consecutivas a partir da distância entre os pontos mais a frente da pluma e o intervalo de tempo entre as duas imagens. Também foi estimado o ângulo da corrente com relação a linha de costa.

Para possibilitar a comparação entre os dados de campo obtidos de diferentes fontes, as informações de tempo de cada dado foram expressas com o mesmo sistema de tempo sequencial e as velocidades medidas e posições no mesmo sistema de coordenadas locais. Foi adotado o sistema de coordenadas do sistema Argus, dotado de um eixo longitudinal à praia e de um eixo transversal à praia, pois as componentes de velocidade nesses eixos possuem mais significado para dinâmica costeira. Dessa forma, as posições dos derivadores e velocidades medidas pelos ADCPs foram transferidos do sistema de coordenadas geográficas para o sistema de coordenadas locais a partir dos dados de calibração das câmeras Argus. Anteriormente, foi necessário rotacionar as medidas de velocidade dos ADCPs utilizando-se do ângulo de declinação magnética, adotado como 22°10,8' Oeste para todos os pontos. Essa etapa é necessária pois as componentes de velocidade dos ADCPs são referenciadas para o norte magnético, medido pela bússola interna. É necessário então corrigir as medidas para o norte geográfico. As rotações de mudança de eixo de coordenadas foram realizadas de acordo com a Equação 3.1. Os ângulos de entrada foram o ângulo de declinação magnética (para dados dos ADCPs) e o ângulo de calibração do sistema de câmeras Argus.

$$\begin{bmatrix} x'' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} \quad (3.1)$$

3.6.2 Retirada de tendência linear e quadrática

As análises espectrais realizadas, como os espectros de densidade de potência e cálculo de parâmetros de onda, têm como condição de aplicação a periodicidade das séries temporais analisadas (mais informações na sessão 3.6.3). Portanto, foi necessário retirar a tendência da maré dos intervalos analisados, menores do que um ciclo de maré. Foi utilizado o método linear ou quadrático de retirada de tendência, dependendo da aplicação. Ou seja, a tendência de maré foi estimada com polinômios de primeiro ou segundo grau nas formas descritas na Tabela 2, linha "Equação". Foi utilizado o método dos mínimos quadrados ordinários para estimar os polinômios que melhor se ajustam aos dados. Este método minimiza o quadrado do Residual (Tabela 2, linha "Residual"), isto é, encontra o polinômio cujo somatório do quadrado do erro residual de cada ponto i seja mínimo.

Tabela 2 – Retirada de Tendência

	Linear	Quadrático
Equação	$y = a_0 + a_1 x + \varepsilon$	$y = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + \varepsilon$
Residual	$R^2 = \sum \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - (a_0 + a_1 x_i)]^2$	$R^2 = \sum \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - (a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2)]^2$
Condição*	$\frac{\partial R^2}{\partial a_0} = \frac{\partial R^2}{\partial a_1} = 0$	$\frac{\partial R^2}{\partial a_0} = \frac{\partial R^2}{\partial a_1} = \frac{\partial R^2}{\partial a_2} = 0$
Resolução	$\begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & x_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}$ $X \quad a \quad y$	$\begin{bmatrix} 1 & x_1 & x_1^2 \\ 1 & x_2 & x_2^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & x_n & x_n^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}$ $X \quad a \quad y$

Fonte: O autor.

Nota: Equações de aproximação da tendência, erros residuais quadrados, condições para resolução por mínimos quadrados e sistemas lineares simplificados e espessos em sua forma matricial.

* Condição para resolução por mínimos quadrados

Calcula-se então os coeficientes $a = X/y$, e, posteriormente, a tendência por $y_{tendência} = X * a$. Para retirar a tendência do trecho de interesse subtrai-se aos dados a $y_{tendência}$ calculada: $y_{destendenciado} = y_{medido} - y_{tendência}$.

3.6.3 Densidade espectral de potência

Para melhor compreender a propagação de onda na zona de surfe, foram estimadas as densidades espectrais de potência a partir das séries temporais de elevação

da superfície da água de cada ADCP. A densidade espectral de potência é uma estimativa de energia concentrada por frequência para uma observação temporal (CERNA; HARVEY, 2000). A superfície do mar desloca-se em relação ao nível médio da água devido à propagação de diversas ondas que atuam em escalas temporais diferentes. Dessa forma, decompor o sinal, complexo em seu domínio temporal, em termos de seu conteúdo de frequência, ajuda a caracterizar a composição de ondas e como a energia está distribuída.

A análise espectral de onda, ou seja, a representação das ondas por seu domínio de frequências, é possível se utilizarmos teoria linear de onda e o modelo de amplitude e fase randômicas para representar a superfície do mar. Ou seja, ao analisarmos a elevação da superfície da mar em um determinado local como uma função do tempo ($\eta(t)$), é possível representar essa função como a soma de um grande número de componentes de onda harmônicos (3.2). Assume-se que a superfície da água em cada momento é resultado da sobreposição de uma série de ondas senóides de altura e fases constantes e independentes entre si (HOLTHUIJSEN, 2010).

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(2\pi f_n t + \theta_n) \quad (3.2)$$

Utilizando a análise de *Fourier*, é possível calcular os harmônicos que compõem a série. A transformada de *Fourier* é a série de funções de frequência que encontram coeficientes para o cálculo da amplitude (a) e do ângulo de fase (θ) de cada harmônico da série. Na transformada, a função de elevação da superfície do mar $\eta(t)$ é multiplicada por uma "função avaliadora", de modo que em ponto que as duas funções são similares a multiplicação gera coeficientes altos. Como as séries temporais obtidas pelos ADCPs são discretas, foi utilizada a transformada *discreta* de *Fourier*, que encontra os coeficientes para cada compartimento discreto de frequência (SMITH et al., 1997; HOLTHUIJSEN, 2010). Aplicando relações trigonométricas, a transformada discreta de *Fourier* pode ser expressa por:

$$y[k] = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \eta_n [\cos(2\pi kn/N) - i \cdot \sin(2\pi kn/N)] = A_k - i \cdot B_k, \quad (3.3)$$

Onde n é cada observação temporal, N o número total de observações e k compartimento discreto de frequências (SMITH et al., 1997). A condição para aplicação da transformada de Fourier sobre um intervalo finito é que a função seja periódica e que o intervalo de observação seja um período fundamental (T) (HOLTHUIJSEN, 2010). A transformada discreta de Fourier calcula os coeficientes para a frequência fundamental ($\omega_T = \frac{2\pi}{NT}$) e seus harmônicos ($\omega_T \cdot k$) de $k = 0$ até $N - 1$. A magnitude, ou amplitude, para cada compartimento de frequência (k) é dado por $a_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2}$ e a

fase é dada por $\theta_k = \tan^{-1} \frac{B_k}{A_k}$ (CERNA; HARVEY, 2000). Os espectros foram definidos da frequência 0 até a frequência de Nyquist (f_n), que é igual a frequência de aquisição de dados (1 Hz) dividida por dois. Fora desse intervalo o espectro é redundante, efeito da aplicação da transformada em um domínio temporal discreto (SMITH et al., 1997). Para o domínio de frequências definido, a densidade espectral de potência é definida como $2 \cdot a_k^2$ (CERNA; HARVEY, 2000).

Algumas dificuldades decorrem da aplicação da transformada de Fourier nos dados de campo obtidos. A transformada requer que o sinal seja periódico no período de observação, ou, em outras palavras, a aplicação deve ser feita sobre um múltiplo inteiro de ciclos da forma de onda. Se a forma de onda for truncada no intervalo de observação, ocorrerá o vazamento espectral de energia para outras frequências. Outro fator que adiciona erro aos espectros é que estes são obtidos a partir de observações pontuais, sendo possível calcular apenas uma amplitude por compartimento de frequência, conferindo um aspecto ruidoso aos mesmos. Dessa forma, os espectros de densidade espectral de potência foram estimados pelo método de Welch para suavização da forma espectral (a custo da resolução).

O método de Welch consiste em subdividir o período de observação em trechos menores, multiplicar $\eta(t)$ por uma função janela, aplicar a transformada discreta de Fourier e obter a estimativa pela média dos espectros (WELCH, 1967). As funções janela afunilam os valores nas extremidades dos trechos até zero ou próximo a zero, resolvendo o vazamento espectral. Como o janelamento aumenta a influência dos dados no centro do intervalo, foi usada a sobreposição de meio intervalo para compensar esse efeito. No presente trabalho, foi utilizada a janela de Hanning e 8 trechos por espectro, levando em conta a sobreposição.

3.6.4 Altura da coluna d'água e parâmetros de onda

Os dados de pressão coletados foram utilizados para obtenção da altura da coluna d'água instantânea e para cálculo de altura significativa e período de pico, parâmetros estatísticos de onda. A altura da coluna d'água acima dos sensores está relacionada a pressão medida por meio da Equação 3.4 (DEAN; DALRYMPLE, 1991), assumindo ondas lineares progressivas. O primeiro termo da equação 3.4 é puramente hidrostático e proporcional a altura da superfície livre, enquanto o segundo termo, chamado de pressão dinâmica, estima a variação de pressão devido ao deslocamento e aceleração da superfície da água durante a propagação de ondas progressivas.

$$p = -\rho g z + \rho g \eta K_p(z) \quad (3.4)$$

onde:

p = Pressão

ρ = Calor específico da água

g = Aceleração gravitacional

z = Altura da superfície livre da água

η = Deslocamento da superfície da água a partir da altura média

K_p = Fator de correção para atenuação da pressão

Foi utilizado o método de Tucker e Pitt (2001), que utiliza o método espectral para resolução da Equação 3.4 e obtenção da altura da superfície livre da água. O método escolhido mantém a forma espectral do sinal e estima o fator de correção da pressão em função da frequência angular ($K_p(\omega)$), permitindo restringir a correção às frequências de ondas de vento, adotadas como o intervalo entre as frequências 0,05 Hz e 0,33 Hz. Assumindo que a faixa do espectro de incidência de ondas seja estreita, o espectro da elevação da superfície está relacionado ao espectro de pressão pela equação abaixo (TUCKER; PITT, 2001) :

$$S_{\eta\eta}(\omega) = \frac{1}{K_p^2} S_{pp}(\omega) \quad (3.5)$$

onde:

$S_{\eta\eta}$ = Espectro de elevação da superfície

ω = Frequência angular de onda

K_p = Fator de correção para atenuação da pressão

S_{pp} = Espectro de pressão

As séries temporais foram divididas em trechos de, aproximadamente, 20 minutos 1152 (s) dos quais foram calculados a altura da coluna d'água instantânea e parâmetros estatísticos de onda. Foi retirada a tendência quadrática dos trechos, que foi readicionada posteriormente à série de altura da coluna d'água instantânea obtida. Como mencionado na sessão 3.6.3, as séries de altura da coluna d'água foram utilizadas para estimativa da densidade espectral de potência pelo método de *Welch*.

Os parâmetros de onda calculados para caracterização da propagação de onda na zona de surfe foram a altura significativa e período de pico. A altura significativa foi calculada pelo método cruzamento zero, onde ondas são identificadas individualmente com base no nível médio da água e a altura significativa foi definida como a altura média do terço mais alto das ondas encontradas ($H_{1/3}$). O período de pico (T_p) foi definido como o período do maior pico encontrado no espectro de elevação da superfície para cada trecho.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados de composição e propagação de onda na seção 4.1 e resultados de corrente de retorno e corrente alimentadora na seção 4.2.

4.1 COMPOSIÇÃO DE ONDAS E PROPAGAÇÃO EM DIREÇÃO AO ESPRAIAMENTO

A figura 4 apresenta parâmetros de onda e nível d'água sobre os ADCPs por todo o tempo do experimento. Os níveis medidos mostram a flutuação da altura da onda de maré característica de uma praia de meso-maré de regime semi-diurno. A diferença de nível em consequentes maré baixa e alta dos ADCPs intermediário e externo variou de 2,03 a 2,18 *m*, em concordância com a amplitude prevista pela tábua de maré da DHN para o porto de Recife. No entanto, a amplitude dos níveis registrados pelo ADCP interno foi menor do que nos demais perfiladores. A segunda baixa-mar durante o tempo de experimento, por volta das 9 horas do dia 21, registrou nível maior para o ADCP interno do que para os demais, indicando retenção de água na parte abrigada por recifes e resultante assimetria da onda de maré causada pelo confinamento dos recifes. O gradiente de pressão que impulsiona o movimento geostrófico da água tem sentido da praia para o mar nesse momento, enquanto que o mesmo gradiente durante a preia-mar tem sentido do mar para a praia.

A altura significativa de onda também variou entre os equipamentos fundeados em posições diferentes ao longo do perfil. A altura significativa na parte interna (ADCPs interno) foi menor do que na parte externa aos recifes e na abertura entre os recifes (ADCPs intermediário e externo). Em praias onde recifes estão presentes, a quebra de onda ocorre preferencialmente sobre os mesmos. Dentre as interações que ocorrem entre os recifes e as ondas incidentes, a arrebentação é a principal responsável pela dissipação da energia (HARDY et al., 1991; GOURLAY; COLLETER, 2005). As imagens do sistema de câmeras indicam quebra de onda sobre os recifes evidenciando a causa da menor altura de onda na parte interna.

As maiores alturas foram encontradas na preamar para todos os ADCPs, embora as alturas significativas nos ADCPs interno e intermediário tenham sido fortemente moduladas pela maré. A altura significativa medida na parte externa apresentou apenas leve modulação por maré e tendência de crescimento durante todo o experimento. Forte modulação de altura de onda por maré dentro da zona de surfe e menor modulação fora da zona de surfe foi observado em outros experimentos de campo (HOWD; OLTMAN-SHAY; HOLMAN, 1991; THORNTON; KIM, 1993; DAVIDSON; O'HARE; GEORGE, 2008; MASSELINK; SHORT, 1993; COSTA et al., 2016). Thornton e Kim (1993) encontraram que a modulação está fortemente relacionada à variação de profundidade durante o ciclo de maré e a influência da profundidade na

altura de quebra de onda, sendo este último fenômeno característico da zona de surfe.

No entanto, a quebra de onda não justifica a modulação positiva encontrada próximo à preia-mar, isto é, a maior altura de onda encontrada para o ADCP intermediário do que para o ADCP externo nas proximidades desta fase de maré. Durante esses momentos, foi identificado nas imagens, por meio da espuma gerada pela arrebentação, diminuição da quebra de onda sobre o recife e ocorrência de arrebentação próximo à praia. Dessa forma, parte das ondas que não arrebentam sobre o recife aumentam de altura devido ao empinamento de onda ocasionado pela diminuição brusca de profundidade. A diferença de altura de onda entre o ADCP intermediário e externo durante a preia-mar foi maior durante a primeira preia-mar registrada, ocorrendo próximo a 1 hora do dia 21. Dessa forma, tanto o empinamento quando a quebra de onda atuam na modulação da altura de onda dentro da zona de surfe.

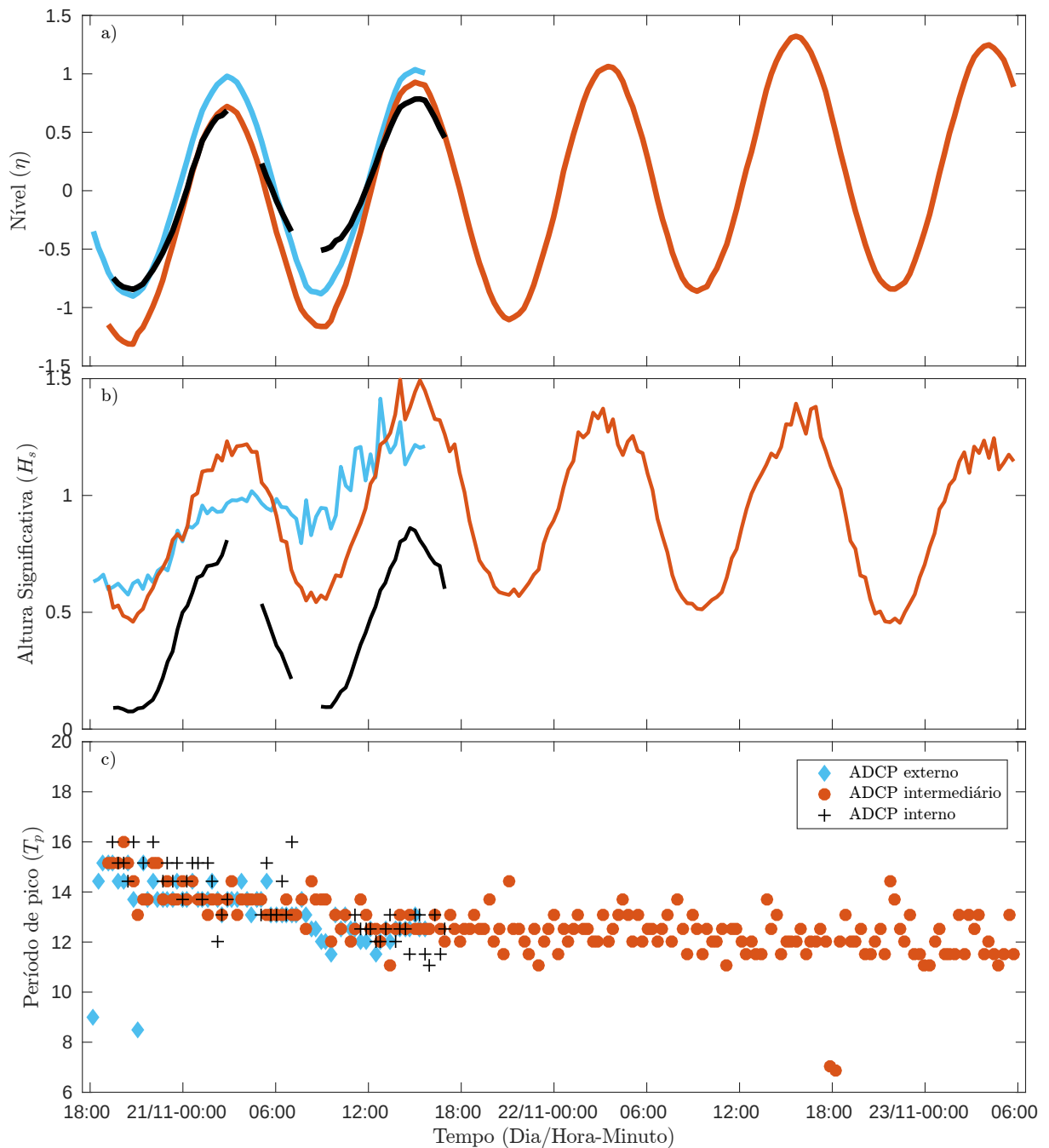
A altura de onda significativa adentrando a zona de surfe (medições do ADCP externo) variou de 0,58 a 1,41 com média 0,93 *m*. Costa et al. (2016) encontrou valores menores (0,3 a 0,9 *m*) para um sensor posicionado no canal entre os recifes interno (dentro da zona de surfe) e externo que da área de estudo do presente trabalho. No entanto, a variação de altura está em concordância com a variação encontrada em Pereira e Neto (2010) para o mês de Novembro, que indica alturas de onda significativa entre 1,2 e 1,6. A caracterização do clima de ondas no referido artigo se utiliza de um ondógrafo direcional localizado próximo a quebra da plataforma continental. Dessa forma, as alturas de onda esperadas próximo à costa serão menores devido à perda de energia durante sua propagação até a costa. Costa et al. (2016) encontrou para um localidade próxima da área de estudo do presente trabalho que a faixa externa de recifes atenua dentre 35 a 60% da altura significativa de onda incidente na parte do recife voltada para o mar.

Os períodos de pico encontrados estiveram em concordância para os três ADCPs na maior parte do tempo. A maioria das medições se encontram entre 12 e 16 s, dentro do intervalo de períodos de ondulação, indicando dominação do regime de ondas por esse tipo de onda durante o tempo do experimento. Os períodos significativos apresentaram tendência de diminuição ao longo do tempo. Foram encontrados períodos de pico de aproximadamente 8,5 e 9 segundos às 18 e 19 horas do dia 20 para o ADCP externo e períodos de pico de 7 segundos por volta das 18 horas do dia 21 para o ADCP intermediário (única fonte de dados para disponível para esse horário). Esses dados indicam que, nesses momentos, a influência das vagas, ondas de vento locais, foi maior do que a influência das ondulações.

Os maiores períodos de pico, não visíveis nos limites do gráfico de período significativo (Figura 4, c), foram registrados para o ADCP interno durante a maré baixa, momento em que os recifes estavam emergidos e bloqueando a propagação de ondas.

Os valores mais extremos encontrados para o ADCP interno podem estar relacionados a baixa incidência de ondas e erros decorrentes do método espectral utilizado.

Figura 4 – Nível, altura significativa e período de pico



Fonte: O autor.

Nota: Nível e parâmetros estatísticos de onda: altura significativa e período de pico para os ADCPs interno (preto), intermediário (laranja) e externo (azul). As séries temporais completas de profundidade obtidas pelos aparelhos foram utilizadas para cálculo dos parâmetros por trechos de 1152 s. O ADCP interno foi desligado por 1 hora e 20 minutos às 03:18 e 07:18 do dia 21.

4.1.1 Análise espectral

Para caracterizar as componentes de onda adentrando e se propagando na área de estudo e compreender como a energia é distribuída ao longo da zona de surfe, os dados de altura da coluna d'água dos 3 ADCPs foram analisados pelo seu conteúdo de frequência calculando-se a densidade espectral de potência. As Figuras 5, 6 e 7 reúnem espectros calculados para cada hora durante o tempo em que todos os ADCPs estiveram fundeados e coletando dados sincronicamente. Os espectros calculados para o ADCP externo indicam as características das ondas adentrando a zona de surfe (Figuras 5, 6 e 7, a). A feição mais marcante de cada hora é o pico de incidência de período 12 segundos, valor inserido no intervalo de períodos de ondulação. No entanto, alguns espectros exibiram outros picos de interesse. Das 20 horas do dia 20 à 1 hora do dia 21 houve incidência de ondas de frequências de vagas, geradas mais próximas à costa. Durante o intervalo de tempo citado, o regime de onda foi bimodal, caracterizado pela coexistência de dois picos espectrais.

Embora coexistentes, a energia de ondulação e de vagas está bem separada, pois é possível distinguir os picos energéticos de ambos. O pico de ondulação é mais energético e estreito, enquanto a faixa de frequências de vagas é menos energética, menos definida e mais ampla, de forma que a energia está mais espalhada entre frequências próximas. A forma espectral indica que as ondulações são mais regulares do que as vagas, ou seja, são ondas de período, altura e direção mais uniformes. As vagas geradas localmente por meio da incidência do vento possuem períodos e direções mais variados. A forma dos espectros se assemelha à forma do modelo de espectro proposto por Torsethaugen (1996) utilizando como entrada períodos de pico incidente de baixa-frequência. Espectros de tal forma indicam regime de ondas bimodal, dominado por ondulações e condições de mar não completamente desenvolvidas (GARCIA-GABIN, 2015). Após esse intervalo de tempo discutido, o sistema passou a ser dominado somente por ondulações.

A análise espectral dos ADCPs interno e intermediário, posicionados sobre a linha de recifes e na parte interna ao recife, respectivamente, também revela o pico de ondulação incidente bem definido. No entanto, a forma desses espectros é distinta com relação ao ADCP externo devido a transformações sobre as ondas incidentes que ocorrem devido a diminuição da profundidade. Como discutido anteriormente a partir das imagens das câmeras e alturas da coluna d'água obtidas, ocorre sobre a barreira interna de recifes arrebentação nas proximidades da baixa-mar e empinamento de onda (e menor arrebentação) nas proximidades da preia-mar devido à brusca mudança de profundidade. Além disso, ocorrem também outras transformações como refração, reflexão, dissipação de energia e transferência de energia para frequências harmônicas das ondas incidentes (DAVIDSON-ARNOTT, 2010; WRIGHT; COLLING;

PARK, 1999). Por influência principalmente da quebra de ondas, os espectros estimados a partir dos ADCPs interno e intermediário apresentaram, no geral, energia mais distribuída ao longo do eixo de frequências (como exemplo, os espectros calculados para as 6 horas do dia 21, Figura 6), distribuídas tanto no sentido das altas quanto baixas frequências.

No sentido das baixas frequências (frequências abaixo de 0,04 *Hz*), os espectros dos ADCPs intermediário e interno apresentaram mais energia em comparação com os espectros do ADCP externo. Dentre os picos encontrados, os que ocorreram em frequências muito baixas (abaixo de 0,004 *Hz*) durante e nas proximidades da baixa-mar são, provavelmente, provenientes do sinal de maré não completamente retirado pelo tratamento de retirada de tendência quadrática. No entanto, ocorreram picos energéticos de período aproximado de 28 s (0,036 *Hz* de frequência) de forma recorrente durante o tempo do experimento que correspondem a ondas de comprimento longo ocorrendo dentro da zona de surfe. A ocorrência desses picos de mesmo período ao longo do tempo do experimento está relacionada, provavelmente, a dois fatores que pouco variaram ao longo do experimento: a ondulação incidente, que manteve o mesmo período, ou a morfologia da parte da praia fechada por recifes, que pouco varia na escala de tempo do estudo.

Dessa forma, os picos de infragravidade medidos pelos espectros são estimativas da resultante da interação (construtiva ou destrutiva) de ondas de infragravidade incidentes na costa, geradas pela oscilação do ponto de arrebentação e/ou geradas por variações de estresse de radiação em grupos de onda (ondas vinculadas a grupos), e, ainda, ondas que possivelmente são refletidas na face da praia em direção ao mar e refletidas no recife interno em direção à praia. As ondas de infragravidade medidas correspondem a uma parcela maior da energia total de onda em direção ao espriamento, ou seja, do ADCP externo em direção ao ADCP interno, devido a dissipação das ondas curtas (GUZA; THORNTON, 1982; WRIGHT; SHORT, 1984), principalmente por arrebentação sobre a barreira recifal.

Ondas de infragravidade frequentemente são encontradas em campo conjuntamente com ondulação, sendo classificadas como ondas de infragravidade vinculadas a grupos de onda (GUZA; THORNTON, 1985; MASSELINK, 1995; WRIGHT; SHORT, 1984), formadas pela depressão do nível d'água sob as maiores ondas em um grupo. No presente experimento, as ondas de infragravidade ocorreram conjuntamente ao pico de ondulação em todos os espectros em que estão evidentes. Através de interações não-lineares de segunda ordem, os componentes de ondulação forçam ondas de infragravidade nas frequências sub-harmônicas das ondas originais (LONGUET-HIGGINS; STEWART, 1962). Em águas rasas, a taxa de transferência de energia para as ondas longas aumenta devido ao empinamento das ondas cur-

tas, que são forçantes desse mecanismo, ocasionando no aumento da amplitude das ondas de infragravidade (MASSELINK, 1995; WRIGHT; SHORT, 1984). Embora vinculadas aos grupos de onda durante a geração, essas ondas podem se desvincular durante o empinamento e/ou quebra das ondas curtas e continuar a se propagar em direção ao espraimento como ondas livres, mesmo que os grupos de ondas geradores arrebeentem-se sobre o recife. A dissipação brusca das ondas curtas tende a liberar as ondas de infragravidade vinculadas (HERBERS; ELGAR; GUZA, 1995; NIELSEN et al., 2008), bem como o empinamento dos grupos de onda quando ambas as ondas curtas e ondas de infragravidade estão em água rasa (BALDOCK, 2012).

Embora a ocorrência de ondas de infragravidade vinculadas seja bastante comum, Symonds, Huntley e Bowen (1982) sugerem que em praias mais íngremes o mecanismo de oscilação é mais eficiente e domina a geração de ondas de infragravidade. Svendsen (2006) argumenta ainda que a oscilação do ponto de arrebentação é o principal mecanismo de geração de infragravidade em zonas de surfe, pois ambos os processos dependem dos gradientes de estresse de radiação, mas a arrebentação de onda gera gradientes muito maiores do que a modulação de altura em um grupo de onda. A relação com a declividade da praia foi corroborada por Pomeroy et al. (2012a) por meio de experimento de campo e modelagem em um recife de franja com incidência de ondulação. No experimento citado, o local de arrebentação das ondas curtas e consequente geração de infragravidade foi o cume do recife. De maneira similar, a barreira interna de recife no presente experimento pode funcionar como zona de geração de ondas de infragravidade, gerando ondas no sentido praia e sentido mar simultaneamente.

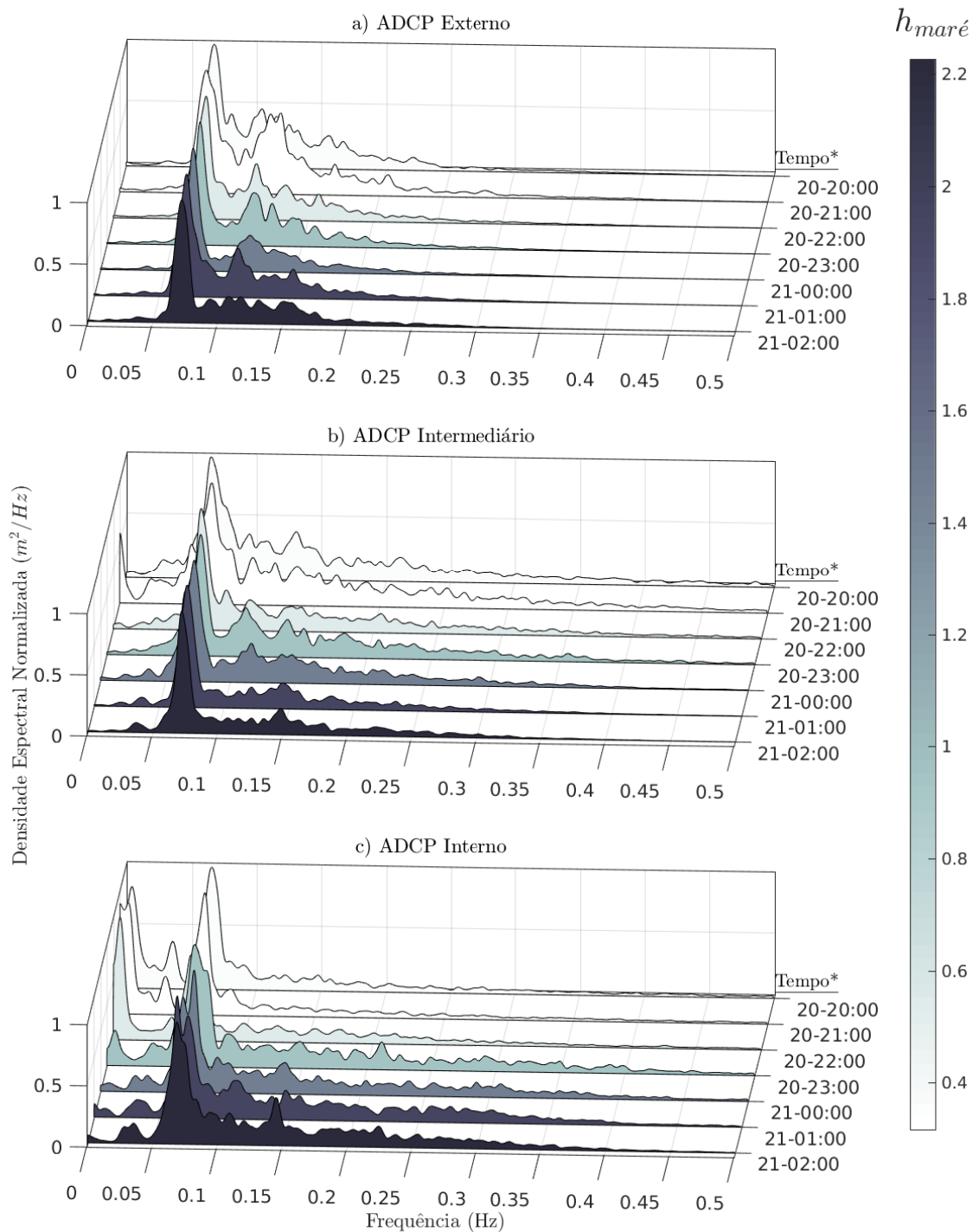
Em ambientes recifais, as ondas de infragravidade podem tornar-se estacionárias no sentido transversal à praia se a profundidade for suficiente para minimizar a perda de energia por fricção e possibilitar a reflexão na linha de costa (PÉQUIGNET et al., 2009; POMEROY et al., 2012b; GAWEHN et al., 2016). A ocorrência de ondas estacionárias ressonantes entre o recife interno e a praia, conjuntamente com a dissipação de ondas curtas, é uma possível causa para a maior proporção de energia dos picos de infragravidade medidos pelo ADCP interno. As ondas estacionárias podem ser aprisionadas na parte fechada e amplificadas de forma ressonante, caso os períodos de grupos de onda incidentes se aproxime de um dos períodos dos modos de oscilação natural do recife, determinadas apenas pela forma desses ambientes (LUGO-FERNÁNDEZ et al., 1998; PÉQUIGNET et al., 2009; NWOGU; DEMIRBILEK, 2010).

Nwogu e Demirbilek (2010) encontraram ainda, por meio de experimento de laboratório e modelo de Boussinesq, que, enquanto as ondas se propagaram sobre a face do recife, energia foi transferida do pico incidente para frequências sub-

harmônicas e super-harmônicas. A transferência de energia para harmônicos ocorre em águas rasas por meio de interações não-lineares onda-onda entre três componentes de onda (HOLTHUIJSEN, 2010; NWOGU, 1995), que Nwogu e Demirbilek (2010) sugerem ser estar relacionado ao empinamento não-linear das ondas curtas sobre a barreira. No caso da transferência para ondas sub-harmônicas, a tríade de ondas é composta por dois componentes de ondulação de frequência similar e uma onda de infragravidade de frequência que equivale a diferença entre as frequência das duas componentes de ondulação ($f_{\text{sub-harmônica}} = f_{\text{ondulação 1}} - f_{\text{ondulação 2}}$), dessa forma, amplificando ondas de infragravidade de frequência compatível. A frequência das ondas de infragravidade medidas no presente experimento não são compatíveis com a transferência de energia para frequências sub-harmônicas. O período de 28s encontrado pode ser melhor explicado pela frequência de grupos de onda ou pela frequência de oscilação natural da parte fechada pelo recife.

No entanto, foram encontradas evidências de transferência de energia do pico incidente para a primeira frequência super-harmônica, que equivale a aproximadamente o dobro da frequência de ondulação incidente ($f_{\text{super-harmônica}} = f_{\text{ondulação 1}} + f_{\text{ondulação 2}}$). No registro das 12 e 13 horas do dia 21 para o ADCP intermediário (Figura 7, b), é possível identificar um pico menor, embora distinto, de 0,15 Hz de frequência, ocorrendo nos horários das 12 e 13 horas do dia 21. A transferência de energia para frequências super-harmônicas foi identificada anteriormente em experimento de campo (FRANKLIN; MARIÑO-TAPIA; TORRES-FREYERMUTH, 2013) e laboratório (BEJI; BATTJES, 1993; NWOGU; DEMIRBILEK, 2010), ocorrendo após a arrebentação das ondas curtas sobre uma barreira recifal.

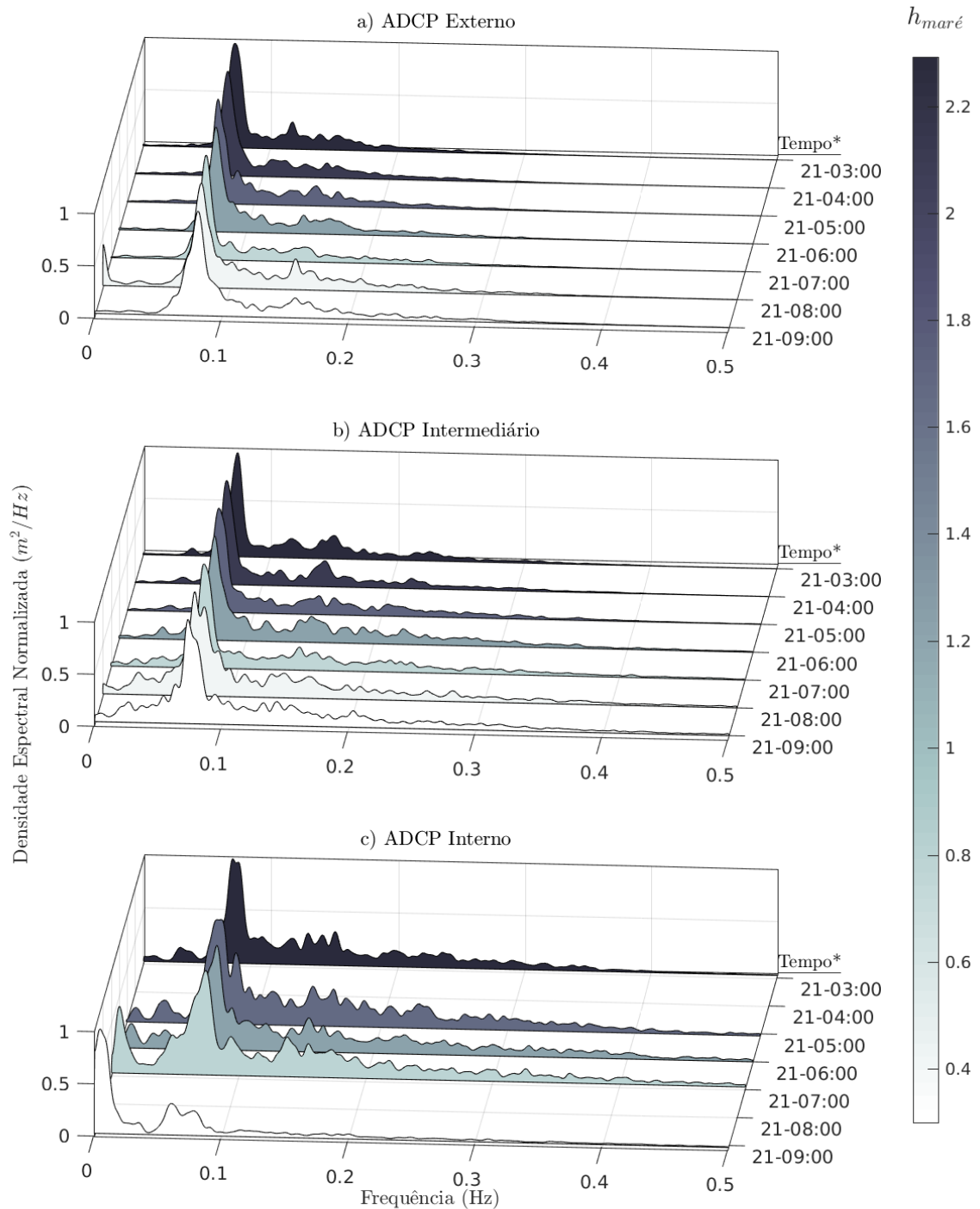
Figura 5 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 20 horas do dia 20 às 2 horas do dia 21.



Fonte: O autor.

Nota: * Tempo expresso como 'dia-Hora:Minuto'

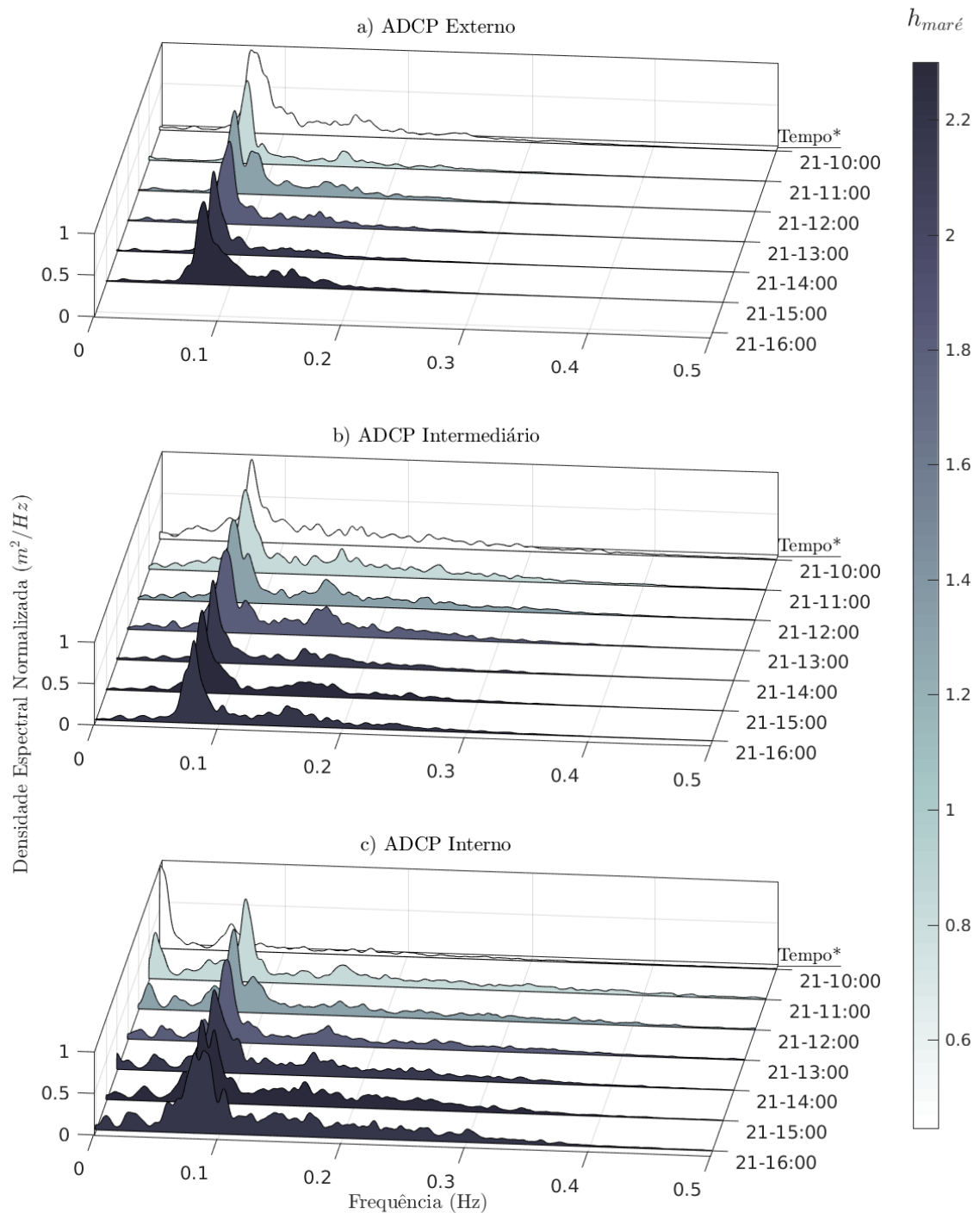
Figura 6 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 3 às 9 horas do dia 21



Fonte: O autor.

Nota: * Tempo expresso como 'dia-Hora:Minuto'

Figura 7 – Espectros de Densidade de Energia Normalizados para cada hora das 10 às 16 horas do dia 21.



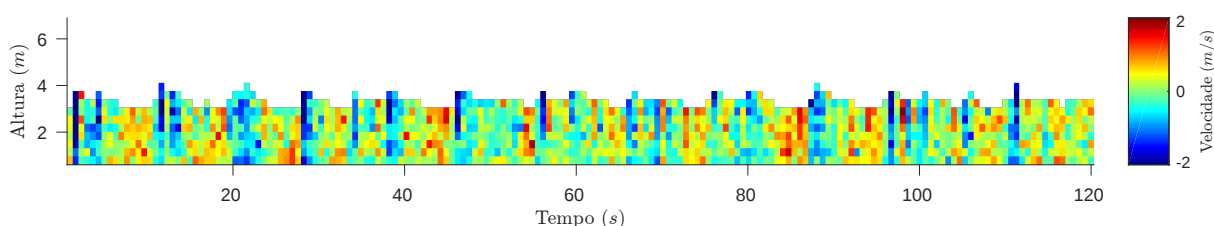
Fonte: O autor.

Nota: * Tempo expresso como 'dia-Hora:Minuto'

4.2 DINÂMICA DA CORRENTE DE RETONO

A componente de velocidade transversal à praia registrada pelo ADCP intermediário apresentou uma média $0,23 \text{ m/s}$, próximo ao intervalo de $0,2$ a $0,65 \text{ m/s}$ encontrado em experimentos anteriores (MACMAHAN; THORNTON; RENIERS, 2006). A maior velocidade média horária registrada no sentido da corrente foi de $0,52 \text{ m/s}$, no início da maré enchente do dia 21 de Novembro e a menor média encontrada foi de $0,005 \text{ m/s}$ no momento da primeira preamar no dia 22 de Novembro, ambas no sentido para fora da costa. Dessa forma, o fluxo médio no pescoço da corrente de retorno é sempre no sentido para fora da costa (CALLAGHAN et al., 2005), apesar de que na preamar a corrente é de baixa magnitude ou mesmo inexistente (MACMAHAN et al., 2005; MACMAHAN; THORNTON; RENIERS, 2006).

Figura 8 – Exerto de 180 segundos do perfil vertical da componente de velocidade transversal à praia para o ADCP intermediário



Fonte: O autor.

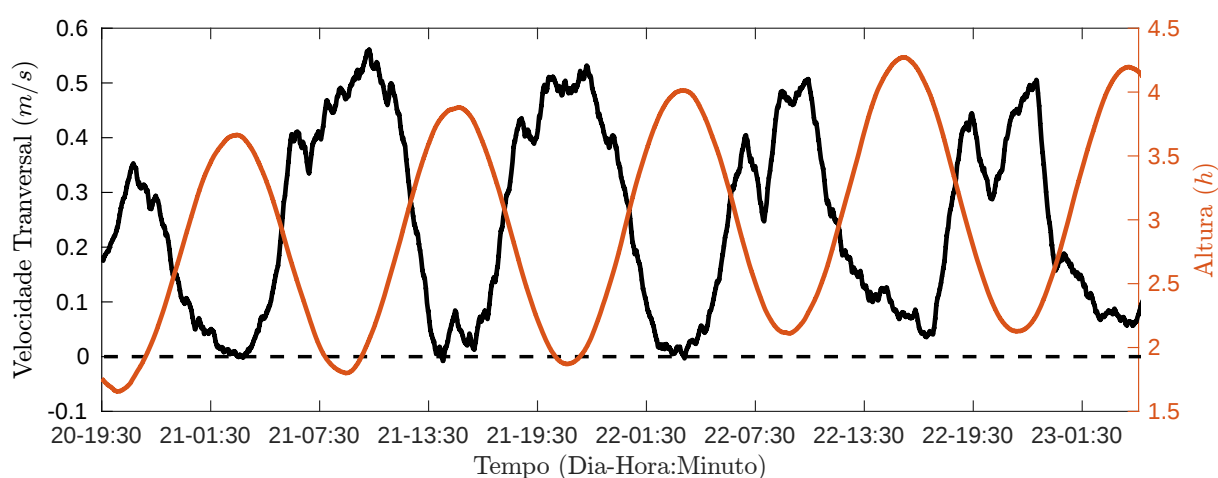
Nota: Valores positivos indicam movimento para fora da costa. É possível observar, além do perfil vertical de velocidades, ondas individualmente através da altura da coluna d'água.

A Figura 8 mostra um exerto de 180 segundos, representativo dos dados da componente u do ADCP intermediário. O perfil de velocidades oscila em direção à costa e em direção ao mar relacionado à passagem de ondas sobre o equipamento. As ondas de superfície geram no fluido velocidades oscilatórias, que aumentam a velocidade do fluxo em direção à praia com a entrada de onda (e aumento do nível d'água) e aumento da velocidade no sentido contrário à praia nas cavas de onda (SALMON, 2008).

Para todo o perfil vertical (equivalente há uma linha na Figura 8), aparentemente, o fluxo prevalece em um sentido, como encontrado experimentalmente por MacMahan et al. (2005) e Haas e Svendsen (2002). Abaixo da zona de ondas e cavas há pouca variação no perfil (HAAS; SVENDSEN, 2002). Há cisalhamento pelo movimento das ondas transportando massa em direção à praia (pela deriva de Stokes) e retardo da corrente na superfície (MACMAHAN et al., 2005). As maiores velocidades instantâneas em direção a praia medidas pelo ADCP intermediário foram no topo do perfil.

Em decorrência da influência da velocidade orbital de onda nas medições instantâneas de período de 1 segundo, que sobrepõem a assinatura da corrente de retorno no sinal do equipamento, foi necessário aplicar um filtro. Velocidades oscilatórias de alta frequência podem ser separadas do sinal com uma técnica de filtragem de médias móveis (BOWMAN et al., 1988; CALLAGHAN et al., 2005). Os valores obtidos não são direcionados à costa em nenhum momento, como é característico do fluxo da corrente de retorno na região do pescoço (BOWMAN et al., 1988).

Figura 9 – Média móvel da componente transversal do ADCP intermediário vs. altura de maré



Fonte: O autor.

Nota: Média móvel de 1 hora de intervalo da componente de velocidade transversal à praia do ADCP intermediário (em preto) e altura de maré medida pelo ADCP intermediário para o mesmo período (em laranja).

A corrente apresentou modulação por maré (Figura 9). A velocidade da corrente aumenta com a diminuição da maré, em geral atingindo um valor máximo relativo na maré baixa (BRANDER; SHORT, 2001; MACMAHAN et al., 2005; MACMAHAN; THORNTON; RENIERS, 2006). O aumento da influência do fundo na maré baixa pode ser responsável pela modulação: maior constrição do canal da corrente, aumento da zona de surfe, maior ocorrência de quebra de onda sobre o recife durante as alturas de maré mais baixas (DALRYMPLE et al., 2011).

As duas marés baixas do dia 22 apresentam queda de velocidade um pouco antes da maré baixa. Apenas o ADCP intermediário permaneceu fundeado no dia 22, impossibilitando a obtenção de dados de onda incidente e a altura da água na parte protegida do recife. Uma possível razão para esse padrão observado é a diminuição do volume de água na parte interna ao recife nas proximidades da maré baixa. O recife fica emerso durante a maré baixa, impedindo a passagem de ondas. É possível que

durante esse período a porção do pescoço da corrente de retorno de maior velocidade se desloque no sentido fora da costa.

4.2.1 Derivadores Lagrangeanos

Foram obtidos dados de 13 lançamentos com derivadores. Desses lançamentos, 10 foram iniciados próximos à corrente alimentadora e 3 foram iniciados próximo à corrente de retorno. Apenas um lançamento efetivamente foi transportado pela corrente de retorno para fora da área protegida pelos recifes. Quatro desses lançamentos contém a trajetória da corrente alimentadora longitudinal à praia, no entanto, esses derivadores não foram carreados pela corrente de retorno verificando-se o encalhe na praia em seguida. Os demais 7 lançamentos derivaram para costa em razão da ação das ondas.

O lançamento que teve início às 10:22 foi lançado próximo à corrente de retorno e o derivador é influenciado pela dinâmica da corrente e flui para fora da área protegida (Figura 10, a). A velocidade média nesse momento é de $0,24 \text{ m/s}$. O derivador então recircula sobre os recifes para dentro da corrente de retorno, movimentando-se para fora da costa a uma velocidade média de $0,48 \text{ m/s}$. O derivador então volta à descrever um movimento de célula para cair sobre a corrente de retorno. Esse movimento em célula foi observado anteriormente em praias abertas (MACMAHAN et al., 2005; MACMAHAN et al., 2010; MCCARROLL et al., 2013; MCCARROLL et al., 2014), porém com células de diâmetro maior. A corrente de retorno e corrente alimentadora seriam, nos casos vistos anteriormente, braços da circulação em célula.

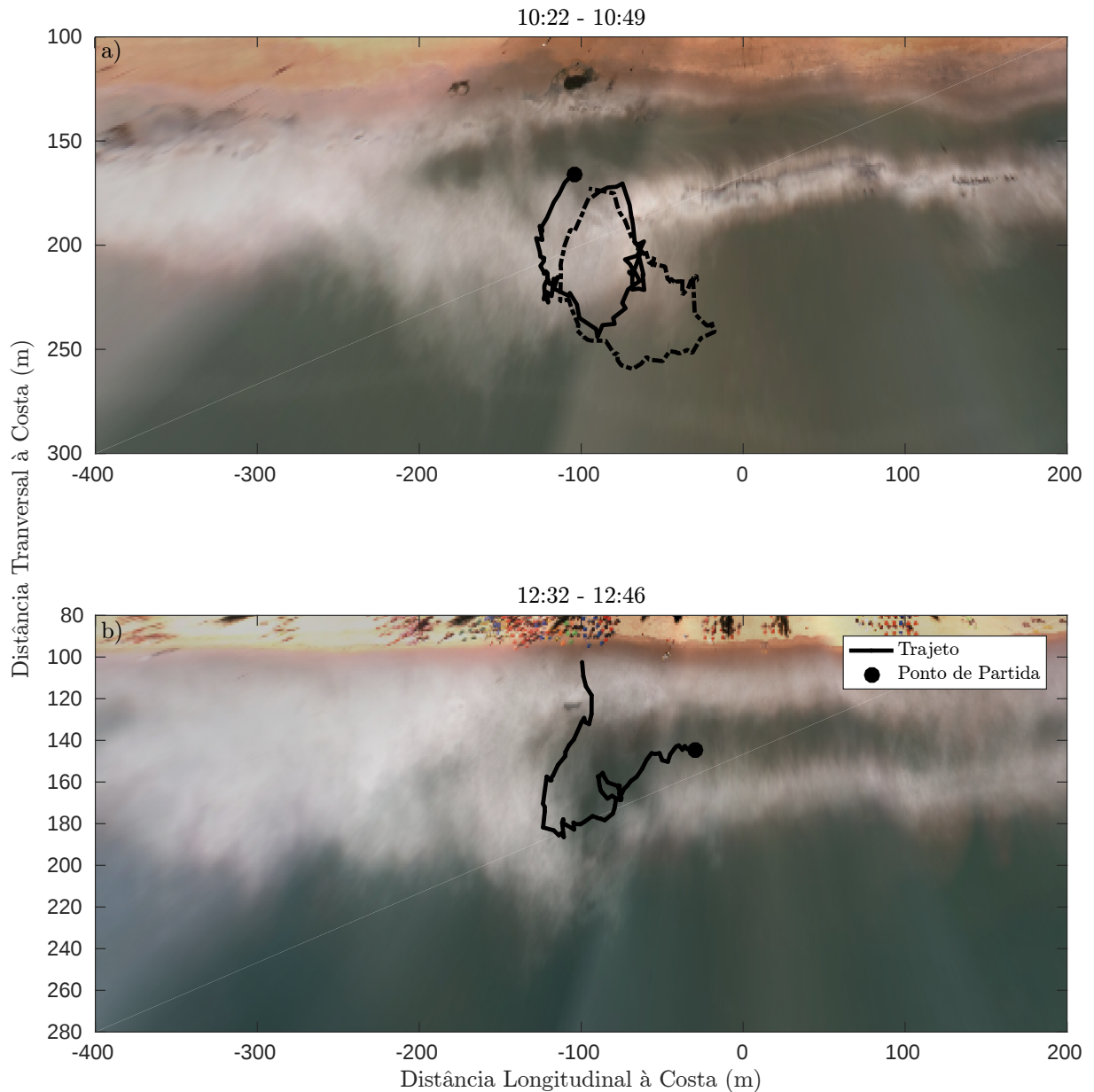
O mecanismo que pode ter gerado o retorno do derivador ao canal da corrente ainda nas proximidades do recife é o proposto por Dalrymple (1978) sobre ondas incidindo sobre barras arenosas (nesse caso, no lugar da barra arenosa, um arrefice de arenito). Devido às ondas quebrarem sobre os recifes em torno da falha e não quebrarem sobre a própria falha, ocorre um gradiente de pressão em direção à falha, que movimenta a água excedente em direção à mesma. Quando se encontram os fluxos opostos, de ambos os lados da falha, a resultante compõe a corrente de retorno, em direção ao mar.

No lançamento que teve início às 12:31 (Figura 10, b), o derivador percorreu a corrente alimentadora e fez pequenas voltas bem à frente da falha nos recifes, onde acredita-se ser o canal da corrente permanente. O derivador não escapa pela falha, indicando que a corrente não teve competência de pender o movimento resultante para fora da costa nesse momento. Após algum tempo, as ondas exerceram uma influência mais forte sobre o derivador, trazendo-o de volta à linha de costa.

A corrente alimentadora da corrente de retorno foi evidenciada em 3 lançamentos (Figura 10, baixo e Figura 11). Os lançamentos tiveram início ao norte da corrente

de retorno e derivaram em direção à corrente de retorno até eventualmente cessar o movimento com o encalhe.

Figura 10 – Lançamento de derivador iniciado as 10:22 que percorreu a corrente de retorno (a) e lançamento de derivador iniciado as 12:32 que percorreu a corrente alimentadora (b).



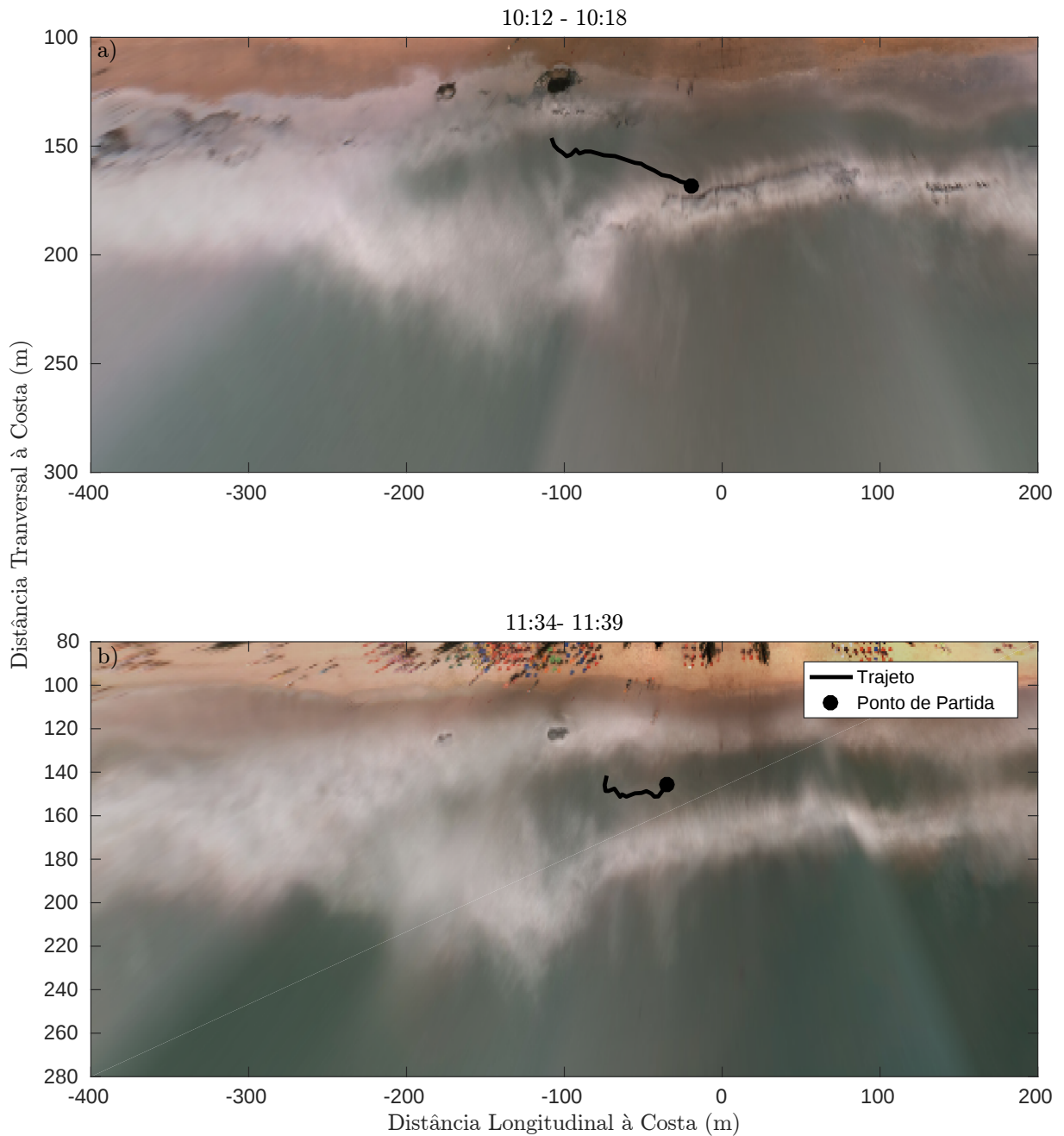
Fonte: O autor.

Nota: A trajetória dos derivadores está plotada sobre imagens do sistema Argus de câmeras obtidas no mesmo horário. A trajetória na imagem (a) muda de linha sólida para tracejada para indicar recirculação na corrente de retorno.

Para os demais lançamentos, a influência das ondas foi a força majoritária sobre o movimento dos mesmos, fazendo-os permanecer próximos ao local que foram

lançados, variando de posição levemente, ou fazendo-os derivar em direção à costa, atribuído aqui à deriva de Stokes. A Figura 12 apresenta lançamentos nos quais os derivadores retornam à costa pela ação de ondas.

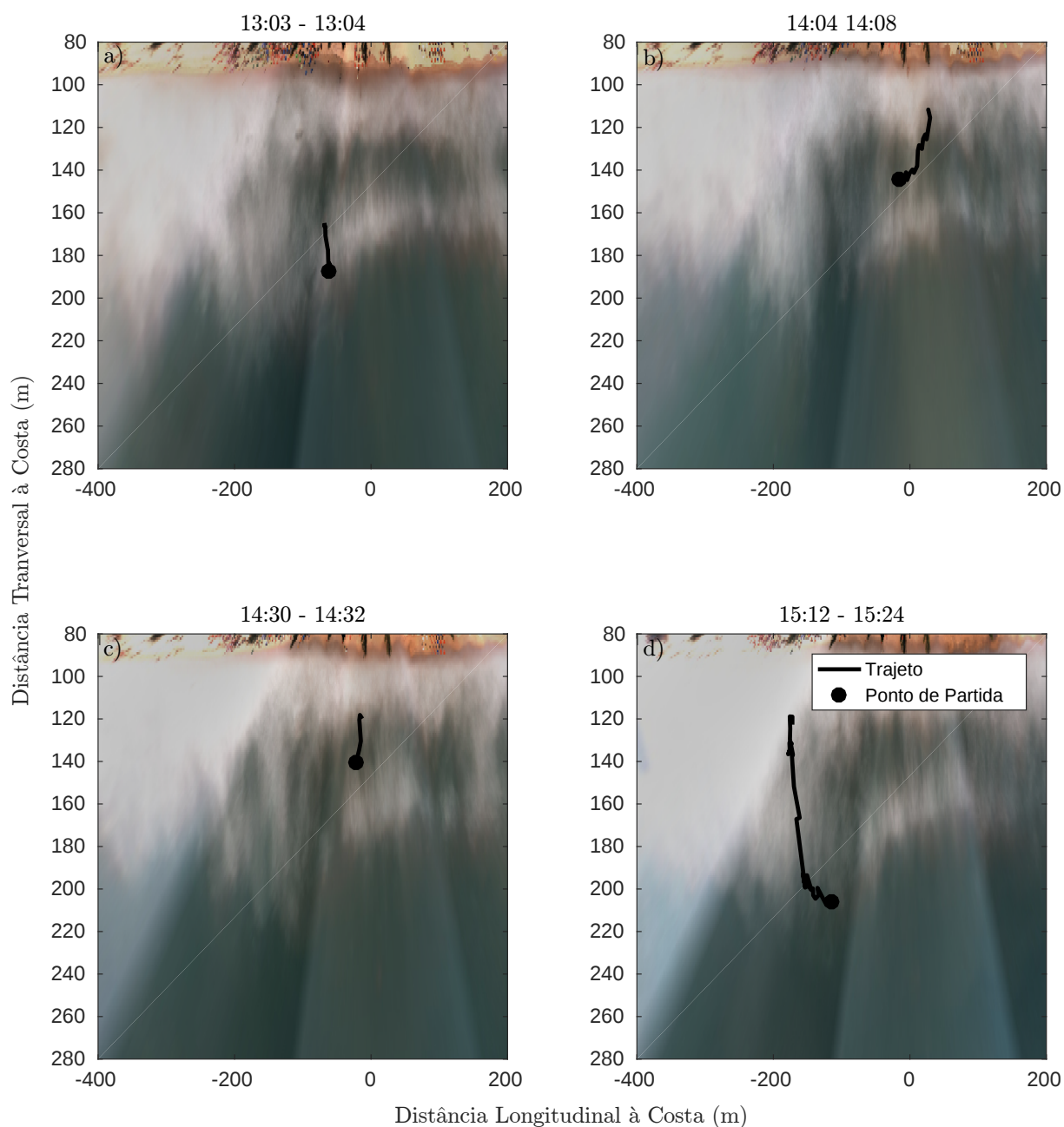
Figura 11 – Lançamento iniciado as 10:12 (a) e iniciado as 11:34 (b).



Fonte: O autor.

Nota: Os derivadores seguiram percorreram a trajetória da corrente alimentadora. A trajetória está plotada sobre imagens do sistema Argus de câmeras e o gradiente de cores representa a magnitude da velocidade para cada trecho.

Figura 12 – Lançamento de derivador iniciados as 13:03 (a), 14:04 (b), 14:30 (c) e 15:12 (d).



Fonte: O autor.

Nota: Os derivadores não escaparam pela corrente de retorno e retornaram à costa. A trajetória está plotada sobre imagens do sistema Argus de câmeras e o gradiente de cores representa a magnitude da velocidade para cada trecho.

É possível, no entanto, que caso dados não tivessem se perdido com a perda de um aparelho de GPS e constantes quedas do sinal desses equipamentos quando submersos, a razão entre o número de lançamentos que derivaram pela corrente de retorno e o número total de lançamentos fosse maior.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foi realizado um experimento de campo de 3 dias de duração e esforços concentrados no dia 21 de Novembro de 2014 em um trecho da praia de Boa Viagem parcialmente fechado por linhas de recifes. O estudo que se propôs a quantificar e caracterizar a dinâmica costeira local se utilizou de perfiladores acústicos eulerianos e derivadores lagrangeanos. Para investigar a incidência de onda sobre a costa e a transformação de onda ocorrendo na zona de surfe, foram utilizados parâmetros estatísticos, como a densidade espectral de potência e a altura significativa sobre a altura da coluna d'água obtida de cada perfilador acústico. Para a estimativa e caracterização das correntes costeiras, foram utilizados os sinais de velocidade filtrados dos perfiladores acústicos e velocidade e trajetória dos derivadores.

A análise da incidência de ondas verificou a dominância de ondulações durante todo o tempo do experimento com pico incidente de aproximadamente 12 segundos. Por um curto intervalo entre os dias 20 e 21 foi identificada bimodalidade dos espectros, com energia de ondulações e de vagas bem definidas. A altura das ondas incidentes foi modificada na zona de surfe sobre e após a primeira linha de recifes. A altura significativa apresentou forte modulação por maré devido ao empinamento durante a preia-mar e à arrebentação durante a baixa-mar sobre a barreira de recifes interna.

A velocidade da corrente de retorno também foi fortemente modulada por maré, mas de forma inversamente proporcional. A magnitude da corrente atingiu a máxima na baixa-mar e foi inexistente na preia-mar. A componente longitudinal medida pelos perfiladores apresentou, como esperado, velocidade média próxima aos $0,2 \text{ m/s}$ e velocidades mais altas da magnitude de $0,5 \text{ m/s}$. Os derivadores indicaram o trajeto da corrente de retorno em um lançamento na maré baixa e a ocorrência da corrente alimentadora longitudinal em outros três lançamentos. O método lagrangeano empregado também indicou circulação em célula envolvendo a corrente de retorno, promovendo recirculação para dentro da corrente.

Foram encontradas ondas de infragravidade de período de 28 s ocorrendo de forma recorrente, de amplitude crescente espacialmente em direção à praia e crescente temporalmente em direção à baixa-mar. As ondas de infragravidade representadas pelo pico foram geradas provavelmente por oscilação do ponto de arrebentação sobre o recife interno. A arrebentação e empinamento sobre o recife interno forçaram também a transferência de energia do pico incidente para frequências super-harmônicas durante algumas horas do dia 21.

REFERÊNCIAS

- AUSTIN, M. et al. Macrotidal rip current experiment: circulation and dynamics. *Journal of Coastal Research*, JSTOR, p. 24–28, 2009.
- BALDOCK, T. Dissipation of incident forced long waves in the surf zone—implications for the concept of “bound” wave release at short wave breaking. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 60, p. 276–285, 2012.
- BEJI, S.; BATTJES, J. Experimental investigation of wave propagation over a bar. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 19, n. 1-2, p. 151–162, 1993.
- BOWMAN, D. et al. Flow characteristics along the rip current system under low-energy conditions. *Marine Geology*, v. 82, n. 3-4, p. 149–167, 1988. ISSN 00253227.
- BRANDER, R.; SHORT, A. Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand. *Marine Geology*, v. 165, n. 1-4, p. 27–39, apr 2000. ISSN 00253227. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322700000049>>.
- BRANDER, R. W. Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system. *Marine Geology*, v. 157, n. 3-4, p. 199–217, may 1999. ISSN 00253227. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322798001522>>.
- BRANDER, R. W.; SHORT, A. D. Flow kinematics of low-energy rip current systems. *Journal of Coastal Research*, JSTOR, p. 468–481, 2001.
- CALLAGHAN, D. et al. Pulsing and circulation in RIP current system. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, v. 2005-Janua, p. 1493–1505, 2005. ISSN 01613782.
- CERNA, M.; HARVEY, A. F. The fundamentals of fft-based signal analysis and measurement. *National Instruments, Junho*, p. 54, 2000.
- COSTA, M. B. et al. Influence of reef geometry on wave attenuation on a brazilian coral reef. *Geomorphology*, v. 253, p. 318–327, 2016.
- DALRYMPLE, R. Rip currents and their genesis. In: *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, Hamburg*. [S.l.: s.n.], 1978.
- DALRYMPLE, R. a. et al. Rip Currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 43, n. 1, p. 551–581, 2011. ISSN 0066-4189.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010.
- DAVIDSON, M.; O’HARE, T.; GEORGE, K. Tidal modulation of incident wave heights: Fact or fiction? *Journal of Coastal Research*, v. 24, n. 2, p. 151–159, 2008.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. *Water wave mechanics for engineers and scientists*. [S.l.]: world scientific publishing Co Inc, 1991. v. 2.
- Ferreira Júnior, C. V. Mestrado em Oceanografia, *Estudo da Dinâmica da Zona de Espraimento da Praia de Boa Viagem Através de Vídeo Imagens*. 2015.

FRANKLIN, G.; MARIÑO-TAPIA, I.; TORRES-FREYERMUTH, A. Effects of reef roughness on wave setup and surf zone currents. *Journal of Coastal Research*, Coastal Education and Research Foundation, v. 65, n. sp2, p. 2005–2010, 2013.

GARCIA-GABIN, W. Wave bimodal spectrum based on swell and wind-sea components. *IFAC-PapersOnLine*, Elsevier, v. 48, n. 16, p. 223–228, 2015.

GAWEHN, M. et al. Identification and classification of very low frequency waves on a coral reef flat. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 121, n. 10, p. 7560–7574, 2016.

GORDON, R. L. *Principles of operation: A practical primer*. [S.l.], 1996.

GOURLAY, M. R.; COLLETER, G. Wave-generated flow on coral reefs—an analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 52, n. 4, p. 353–387, 2005.

GUZA, R.; THORNTON, E. B. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 87, n. C1, p. 483–491, 1982.

GUZA, R.; THORNTON, E. B. Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 90, n. C2, p. 3161–3172, 1985.

HAAS, K. A.; SVENDSEN, I. A. Laboratory measurements of the vertical structure of rip currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 107, n. C5, 2002.

HALLER, M. C.; DALRYMPLE, R.; SVENDSEN, I. Rip channels and nearshore circulation. *Proc. Coast. Dyn*, p. 594–603, 1997.

HARDY, T. et al. Wave attenuation on an offshore coral reef. In: *Coastal Engineering 1990*. [S.l.: s.n.], 1991. p. 330–344.

HERBERS, T.; ELGAR, S.; GUZA, R. Generation and propagation of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 100, n. C12, p. 24863–24872, 1995.

HOLLAND, K. T. et al. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of oceanic engineering*, IEEE, v. 22, n. 1, p. 81–92, 1997.

HOLTHUIJSEN, L. H. *Waves in oceanic and coastal waters*. [S.l.]: Cambridge university press, 2010.

HOWD, P. A.; OLTMAN-SHAY, J.; HOLMAN, R. A. Wave variance partitioning in the trough of a barred beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 96, n. C7, p. 12781–12795, 1991.

JOHNSON, D.; PATTIARATCHI, C. Transient rip currents and nearshore circulation on a swell-dominated beach. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. C02026, p. doi:10.1029/2003JC001798, 2004. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003JC001798>>.

LEBLOND, P.; MYSAK, L. *Waves in the Ocean*, 602 pp. [S.l.]: Elsevier, New York, 1978.

LONGUET-HIGGINS, M. S.; STEWART, R. Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *Journal of Fluid Mechanics*, Cambridge University Press, v. 8, n. 4, p. 565–583, 1960.

LONGUET-HIGGINS, M. S.; STEWART, R. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Journal of Fluid Mechanics*, Cambridge University Press, v. 13, n. 4, p. 481–504, 1962.

LOWE, R. J. et al. Spectral wave dissipation over a barrier reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 110, n. C4, 2005.

LUGO-FERNÁNDEZ, A. et al. Water level and currents of tidal and infragravity periods at tague reef, st. croix (usvi). *Coral Reefs*, Springer, v. 17, n. 4, p. 343–349, 1998.

MACMAHAN, J. et al. Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channelled beach: A new perspective. *Marine Geology*, Elsevier B.V., v. 268, n. 1-4, p. 1–15, 2010. ISSN 00253227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.011>>.

MACMAHAN, J. H. Infragravity rip current pulsations. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, p. 1–9, 2004. ISSN 0148-0227.

MACMAHAN, J. H.; THORNTON, E. B.; RENIERS, A. J. Rip current review. *Coastal Engineering*, v. 53, n. 2-3, p. 191–208, feb 2006. ISSN 03783839. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383905001353>>.

MACMAHAN, J. H. et al. Ripex: Observations of a rip current system. *Marine Geology*, Elsevier, v. 218, n. 1, p. 113–134, 2005.

MANSO, V. A. *Definição dos pontos de contorno da linha de preamar mxima atual do litoral do município de Ipojuca – PE.*: Relatório final. [S.l.], 2003. 36 p. Termo de referência MMA/PNMA II - SECTMA N°249.

MASSELINK, G. Group bound long waves as a source of infragravity energy in the surf zone. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 15, n. 13, p. 1525–1547, 1995.

MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, JSTOR, p. 785–800, 1993.

MCCARROLL, R. J. et al. Evaluation of swimmer-based rip current escape strategies. *Natural Hazards*, v. 71, n. 3, p. 1821–1846, dec 2013. ISSN 0921-030X. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s11069-013-0979-1>>.

MCCARROLL, R. J. et al. Lagrangian observations of circulation on an embayed beach with headland rip currents. *Marine Geology*, Elsevier B.V., v. 355, p. 173–188, 2014. ISSN 00253227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.020>>.

MUNK, W. Surf beats. *Transactions, Amer. Geophys. Union*, v. 30, p. 849–854, 1949.

NIELSEN, P. et al. Transient dynamics of storm surges and other forced long waves. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 55, n. 6, p. 499–505, 2008.

NORTEK, AS. *Aquadopp current profiler user guide*. [S.l.], 2008.

NWOGU, O. Nonlinear evolution of directional wave spectra in shallow water. In: *Coastal Engineering 1994*. [S.l.: s.n.], 1995. p. 467–481.

NWOGU, O.; DEMIRBILEK, Z. Infragravity wave motions and runup over shallow fringing reefs. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 136, n. 6, p. 295–305, 2010.

PÉQUIGNET, A. C. N. et al. Forcing of resonant modes on a fringing reef during tropical storm man-yi. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 36, n. 3, 2009.

PEREIRA, P.; NETO, A. N. Caracterização do clima de ondas ao largo da costa de pernambuco a partir de dados da pnboia recife. *SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEANICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE*, v. 11, 2010.

POMEROY, A. et al. The dynamics of infragravity wave transformation over a fringing reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 117, n. C11, 2012.

POMEROY, A. W. M. et al. Low frequency wave resonance in fringing reef environments. *Coastal Engineering Proceedings*, v. 1, n. 33, p. 25, 2012.

SALMON, R. Introduction to ocean waves. *Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego*, 2008.

SHEPARD, F.; EMERY, K.; FOND, E. L. Rip currents: a process of geological importance. *The Journal of Geology*, University of Chicago Press, v. 49, n. 4, p. 337–369, 1941.

SMITH, S. et al. The scientist and engineer's guide to digital signal processing. California Technical Pub. San Diego, 1997.

SOUZA, P. L.; PEREIRA, P. S. Pulsação de uma corrente de retorno fixa numa praia de meso-maré. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 6., 2014, Itajaí. *Anais de Resumos do VI Congresso Brasileiro de Oceanografia*. Santa Catarina: Associação Brasileira de Oceanografia – AOCEANO, 2014. p. 1443.

SVENDSEN, I. A. *Introduction to nearshore hydrodynamics*. [S.l.]: World Scientific, 2006. v. 24.

SYMONDS, G.; BOWEN, A. Interactions of nearshore bars with incoming wave groups. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 89, n. C2, p. 1953–1959, 1984.

SYMONDS, G.; HUNTLEY, D. A.; BOWEN, A. J. Two-dimensional surf beat: Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 87, n. C1, p. 492–498, 1982.

THORNTON, E. B.; KIM, C. S. Longshore current and wave height modulation at tidal frequency inside the surf zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 98, n. C9, p. 16509–16519, 1993.

TORSETHAUGEN, K. Model for a doubly peaked wave spectrum. *SINTEF report STF22 A*, v. 96204, 1996.

TUCKER, M. Surf beats: Sea waves of 1 to 5 min. period. *Proc. R. Soc. Lond. A*, The Royal Society, v. 202, n. 1071, p. 565–573, 1950.

TUCKER, M. J.; PITT, E. G. *Waves in ocean engineering*. [S.l.]: Elsevier, 2001. 521 p.

WELCH, P. The use of fast fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on audio and electroacoustics*, IEEE, v. 15, n. 2, p. 70–73, 1967.

WRIGHT, J.; COLLING, A.; PARK, D. *Waves, tides, and shallow-water processes*. [S.l.]: Gulf Professional Publishing, 1999. v. 4.

WRIGHT, L.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology*, Elsevier, v. 56, n. 1-4, p. 93–118, 1984.