



Fernando Nogueira Calmon Sobral



**Análise do Espreadimento e das Variações
Morfológicas Associadas: uma Abordagem das**

Ondas de Infragravidade

INSTITUTO DE
OCEANOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE

Rio Grande

2013

Fernando Nogueira Calmon Sobral

**Análise do Espriamento e das Variações Morfológicas
Associadas: uma Abordagem das Ondas de Infragravidade**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de MESTRE

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

Orientador: Prof. Dr. João Luis Nicolodi

Coorientador: Prof. Dr. Lauro Julio Calliari

Rio Grande

2013

Agradecimentos

Eis que vem a parte mais difícil da dissertação! Muitas pessoas participaram desta etapa, contribuindo de diferentes formas.

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador, João Nicolodi, por ter aceitado levar pra frente minhas ideias malucas! Obrigado pelo estímulo em todo o processo, pelas conversas e amizade.

Ao grande titio Lauro Calliari! Pelo apoio, pelo mestrado, conversas enriquecedoras e pelas grandes oportunidades que colocou na minha vida acadêmica! Por comprar a ideia de instalar o SIRENA e sempre estimular sua aplicação.

Tenho que agradecer imensamente ao Rafa Guedes, pela grande paciência em inúmeras discussões por email, sempre sendo muito parceiro e atencioso nas explicações. Muito obrigado por me estimular no estudo das IGs, elas são realmente incríveis!

Também ao Patu, por mais discussões por email! Sempre dando boas dicas e ideias! E posteriormente pelas correções da minha dissertação.

Ao pessoal do SIRENA, Gonzalo Simarro e Miguel Ángel que sempre foram muito solícitos às questões relacionadas à aplicação do sistema! Também por buscarem disponibilizar uma ferramenta livre e gratuita, que sem ela meu trabalho a princípio não seria realizado e que posteriormente me abriu portas para grandes oportunidades. Mas gostaria de agradecer de coração ao Gonzalo, por sempre responder meus emails prontamente e por vezes me chamar até no gtalk, em uma conversa trilingue! Muito obrigado pela atenção e amizade remota, Gonzalo.

Sem dúvida à Elainixa! Que sempre me ajudava a clarear minhas ideias em discussões construtivas. O sucesso da aplicação do SIRENA é resultado do nosso trabalho em conjunto. Sem tu as coisas teriam sido bem mais complicadas!

À equipe do LOG: Toni, Salette, Humberto, Christian, Yuri, Milico, Camila Reichow, Natacha, Jaca e Allan! Obrigado pelas risadas e empreitadas nas saídas de campo.

Ao Caio Dalaqua, pelo suporte na coleta dos dados. Ao Curiri pela ajuda na instalação e pelo tapinha nos GCPs! Sem esse ajuste fino o GCP não teria ficado posicionado perfeitamente!

Ao Vinícius pela ajuda na implementação do SIRENA.

Aos sempre presentes guris da casa das 6!! Uma segunda família aqui do Cassinão! Obrigado pela parceria nos momentos difíceis e também nos bons momentos. Mas não posso deixar de agradecer em especial ao Pedrão, pela grande mão no Delft!

Ao Eric, Guia, Bagé e Fábio, amigos desde o primeiro ano de facul! Ao Fábio pelas dicas fundamentais na modelagem. Ao Robinho pelas conversas e por me inserir no mundo das cervejas boas!

À Laurinha, uma grande amiga e prima de coração. Amizade que provou ser capaz de superar grandes distâncias.

À Ingrid, por tudo e mais um pouco. Ótima companhia e amiga, pra qualquer situação.

À minha família, por sempre permitirem fazer o que gosto e pelo grande apoio. Mesmo à distância me sinto amparado por vocês.

Por fim, ao Cassinão e sua praia **inigualável!**

Science cannot solve the ultimate mystery of nature. And that is because, in the last analysis, we ourselves are a part of the mystery that we are trying to solve.

Max Planck

Resumo

O entendimento dos processos do espraçamento é tema de pesquisa atual. Foi verificado que os movimentos hidrodinâmicos em águas costeiras, como a dinâmica do espraçamento e correntes litorâneas, são na maior parte do tempo dominadas por movimentos de longo período, na banda de frequência de infragravidade ($f < 0.05$ Hz). Outra relação interessante com as ondas longas são as feições encontradas na zona costeira, como os bancos submersos e as cúspides praias, visto que suas escalas de comprimento são muito semelhantes com o comprimento das ondas de infragravidade. Assim, uma melhor compreensão destes processos é de grande significância. As ondas de infragravidade dominam os movimentos do espraçamento em praias dissipativas como resultado da ampla área de dissipação sobre os bancos arenosos, onde as ondas quebram e conseqüentemente transferem energia das ondas de altas frequências incidentes para as de infragravidade. Durante 8 dias, o espraçamento foi estudado na praia do Cassino, uma praia que se ajusta melhor com a definição de estados praias dissipativos e ultradissipativos. Foi visto que a banda de frequência de infragravidade das elevações do *runup* (Rig) dominaram a zona do espraçamento alcançando valores máximo e médio das elevações do *runup* significativo (Rs) de 97% e 92%, respectivamente. O *runup* significativo (Rs) teve uma correlação significativa com as ondas incidentes (Hs) de $r = 0.78$, com uma constante de proporcionalidade de $0.46Hs$. A componente de infragravidade das elevações do *runup* teve um r significativo de 0.79 e a constante de proporcionalidade de 0.45. A maior presença das frequências incidentes nas elevações do *runup* (Rss) foram obtidas quando a altura significativa das ondas era baixa, alcançando um máximo de 35% das elevações do *runup* significativo (Rs). Um Rss saturado foi encontrado, o que significa que Rss não aumenta com um aumento de Hs e a declividade de decaimento dessas bandas de frequência foi de f^{-3} . As frequências de infragravidade do espectro eram quase sempre brancas, ou seja, sem a predominância de um pico de energia. O número de Iribarren (ξ_0) não foi visto como sendo um bom parametrizador de Rig/Hs como em outros estudos. Este resultado pode ter dois significados: os valores abrangidos por ξ_0 estavam predominantemente próximos de $\xi_0 = 0.3$ onde aparentemente o padrão desta relação muda de comportamento; ou ainda devido ao fato de que o número de Iribarren não é capaz de representar todos os processos que estão correlacionados com a presença das ondas de baixa frequência nos movimentos da face praias. Uma correlação entre a variação da energia de infragravidade e o comportamento do perfil praias não foi muito claro, mas os maiores padrões erosivos encontrados na face da praia aqui, foram associados com marés meteorológicas positivas. Uma vez que a correlação entre o nível médio do mar (η) e a altura significativa de onda (Hs) não era significativa, e que os espectros dos *runups* nas bandas de frequências de infragravidade eram geralmente brancas, o que significa que um transporte líquido sedimentar efetivo não ocorre como consequência das ondas longas, um aumento da energia das bandas de alta frequência na elevação do *runup* (Rss) pode estar relacionado com a erosão do perfil praias quando associado à marés meteorológicas positivas. Este aumento de Rss nesta condição de crescimento de η pode estar relacionado com uma diminuição na probabilidade das ondas quebrarem e assim menos energia é transferida das frequências incidentes para as frequências de infragravidade.

Palavras-chave: maré meteorológica, praia dissipativa, erosão praias, vídeo-imageamento.

Abstract

The understanding of the swash processes is a current scientific research. Was verified that the hydrodynamic motions in coastal waters, like swash dynamics and alongshore currents, are most part of time dominated by long period waves, referred as infragravity waves ($f < 0.05$ Hz). Another interesting relationship to these waves are the features that are found at the nearshore zone, as the submerged sandbars and the beach cusps, once its length scales are very similar with the infragravity wave length. Thus, a better comprehension of this processes is of great significance. The infragravity waves dominate the swash motions in dissipative beaches as a result of a high dissipation area over the sand bars, where the waves break and consequently transfers energy from high frequency waves to infragravity ones. During 8 days, the swash was studied in Cassino Beach, a beach that fits with the definition of ultradissipative and dissipative states. Was seen that the infragravity band frequency of the runup elevations (Rig) dominates the swash zone reaching maximum and mean values of the significant runup elevations (Rs) of 97% and 92% respectively. The significant runup elevation (Rs) had a significant correlation with the significant incident waves (Hs) of $r = 0.78$, with a proportionality constant of $0.46Hs$. The infragravity runup elevation (Rig) achieved a significant r of 0.79 and a proportionality constant of 0.45. The higher presence of incident frequencies on runup elevations (Rss) were obtained when the significant wave height were low, reaching a maximum of 35% of the significant runup elevation (Rs). The Rss was found to be saturated, which means that Rss do not increase with an increasing of Hs and the $f - slope$ rate decay for the saturated tail was f^{-3} . The infragravity frequencies spectrum were almost always white, whitout a predominant energy peak. The Iribarren number (ξ_0) was not seen to be able to parameterize the Rig/Hs as in other studies. This result could have two meanings: the ξ_0 range stays over the values that this relationship appears to change its behavior ($\xi_0 = 0.3$), or due to the Iribarren do not represents all the processes that are correlated with the presence of low frequencies band on the foreshore motions. A relationship between the variation of infragravity energy and the beach profile behavior was not clear, but the greater erosion patterns found here were associated with positive storm surges. Once the correlation between mean sea level and short-waves was insignificant, and that the runup spectrum at infragravity frequency bands are generally white, which means that an effective net sediment transport was not a consequence of the long period oscillations, the increasing of the incident frequency band (Rss) on the runup elevation (Rs) could be related with the beach profile erosion. The increasing of the incident runup energy on the positive storm surge events might be related with a decreasing of the probability of the waves break and thus less energy is transferred from incident frequencies to infragravity frequencies.

Keywords: storm surge, dissipative beach, beach erosion, video-imagery.

Lista de ilustrações

Figura 1.1 – Espectro dos movimentos oscilatórios de superfície encontrados nos oceanos. Modificado de Holthuijsen (2007) (após Munk (1950)).	23
Figura 1.2 – Regiões hidrodinâmicas são especificadas com a nomenclatura na porção superior e as feições morfológicas com a nomenclatura na parte inferior. Modificado de Komar (1998).	24
Figura 1.3 – Diagrama esquemático com enfoque nos processos da zona do espraioamento. Nível médio do mar, <i>setup</i> , <i>setdown</i> , espraioamento e <i>runup</i> estão indicados na figura. As oscilações do <i>swash</i> (<i>runup</i>) para cima e para baixo do <i>setup</i> , são quantificadas como sendo a amplitude. A altura do <i>swash</i> (<i>runup</i>), é considerada como sendo a distância entre seu ponto máximo e mínimo alcançado tendo como referência o nível do <i>setup</i> . Modificado de Komar (1998).	26
Figura 1.4 – Recorte de 100 s de um <i>time stack</i> de tamanho total de 17 minutos coletado pela estação SIRENA no dia 27 de setembro de 2012 às 18 horas do horário local (GMT-3), na praia do Cassino. A linha preta tracejada representa o espraioamento detectado. Os dois traços verticais presentes entre 40-80 s podem ser pessoas, carros ou ainda animais de grande porte que passaram no momento da captura das imagens e sequer atrapalharam a extração do espraioamento.	28
Figura 1.5 – Gráfico de dispersão demonstrando correlação linear entre as componentes incidentes (círculos cinza) e de infragravidade (círculos pretos) do espraioamento com a altura significativa (H_s). É possível observar a banda incidente do espraioamento totalmente saturada com o aumento da energia de onda. Enquanto isso, a banda de infragravidade aumenta linearmente. Modificado de Guza & Thornton (1982).	29
Figura 1.6 – Espectro do espraioamento no espaço log-log para duas regiões com declividades da face praial diferentes. As linhas pretas sólidas demonstram a região de saturamento nos dois ambientes, com uma taxa de decaimento de f^{-4} . A linha tracejada demarca a frequência de 0.05 Hz, separando as bandas incidentes ($f > 0.05$ Hz) e de infragravidade $f < 0.05$ Hz. O triângulo indica o período de pico das ondas incidentes em águas profundas e portanto, pode-se verificar que houve uma transferência na energia das ondas incidentes para as ondas longas, visto que o espectro demonstra as mais altas energias nas porções de infragravidade. Modificado de Ruggiero et al. (2004).	31

Figura 1.7 – Declividade da taxa de decaimento das bandas saturadas variando de acordo com o nível da maré. Quando a maré está baixa (asteriscos), menores declividades são obtidas. Nas marés médias (círculos) e altas (cruzes) a inclinação aumenta. Modificado de Guedes et al. (2011a).	31
Figura 1.8 – Diagrama dos movimentos de ondas longas que podem estar presentes na zona de surfe. Modificado de Huntley & Kim (1984).	32
Figura 1.9 – Dois grupos de ondas curtos induzindo uma onda longa secundária. Fonte: Bakker (2011)	32
Figura 1.10 – Diagrama esquemático mostrando as ondas refletivas na costa sendo refrativamente aprisionadas em decorrência da variação batimétrica (linhas horizontais tracejadas) e a onda do tipo vazante, que não teve as condições necessárias para ficar aprisionada. α representa o ângulo de incidência da onda com relação a um eixo transversal à costa, c_0 é a velocidade de propagação da onda em águas profundas e c_1 a velocidade de propagação da ondas em águas rasas. Modificado de Bakker (2011).	33
Figura 1.11 – Exemplos de cúspides praias. (a) Hahei Beach, Nova Zelândia; (b) mosaico de imagens timex da praia do Cassino, no dia 31/08/2012 às 13:00 horário local, na frente do Hotel Villa Moura capturado pela estação SIRENA e (c) praia de Duck, Carolina do Norte (EUA). Fontes: (a) Coco & Murray (2007); (c) Ciriano et al. (2005).	35
Figura 2.1 – No painel superior uma imagem de satélite da praia do Cassino onde estão demarcadas as duas estação de sensoriamento remoto instaladas. No painel inferior são demonstradas as câmeras da estação Argus composta de 4 câmeras (esquerda) e a estação SIRENA, composta por 3 câmeras (direita). Fonte: Painel superior, Google Earth; Painel inferior, fotos pessoais do autor.	40
Figura 2.2 – Tabuleiro de xadrez com quadrados de 9x9 mm utilizado para a calibração das câmeras em laboratório.	41
Figura 2.3 – Produtos gerados pelo Sistema Sirena. Exemplos de imagens do tipo (a) <i>snap shot</i> , (b) <i>time x</i> , (c) <i>variance</i> e (d) <i>time stack</i> . As três imagens do painel superior foram adquiridas pela câmera mais ao norte denominada de c01 no dia 23 de setembro de 2012. Já a imagem (d) foi obtida pela câmera central, denominada de c02, para o mesmo dia das anteriores.	42
Figura 2.4 – Relação de colinearidade entre as coordenadas das câmeras (x_c, y_c, z_c), imagens (u, v) e mundo real (x, y, z) utilizadas na definição da orientação.	44

Figura 2.5 – Na parte superior as imagens oblíquas capturadas pelas câmeras c01 (esquerda, porção mais ao norte), c02 (centro) e c03 (direita, porção mais ao sul). Na parte inferior o mosaico, formado pelas três imagens oblíquas retificadas e unidas. Uma área de aproximadamente 400 m da linha d’água pode ser monitorada, além das dunas, e posições do bancos arenosos submersos (bandas brancas localizadas entre 180 m e 400 m). Esta imagem representa a região costeira na frente do Hotel Villa Moura, na praia do Cassino.	45
Figura 2.6 – Diferentes tipos de processamentos dos <i>time stack</i> para verificar qual se adequa melhor em momentos de luminosidade e condições hidrodinâmicas diferenciadas. A imagem superior esquerda representa o recorte do <i>time stack</i> original.	46
Figura 2.7 – (a) Série temporal do espriamento (<i>time stack</i>) já com o limite entre a areia úmida e a zona supersaturada em água recortado. A janela vermelha representa a porção em que se está aplicando o algoritmo de agrupamento; (b) resultado da aplicação do algoritmo <i>kmeans</i> com 4 diferentes agrupamentos de pixels e (c) representa a região do janelamento apenas com o processamento aplicado no procedimento anterior. Sua finalidade é ajudar na escolha do melhor grupo estabelecido pelo algoritmo.	46
Figura 2.8 – Porção do espriamento delimitado pela janela da Figure 2.7(a) com a sua borda detectada. Em (b) o refinamento manual aplicado.	47
Figura 2.9 – Em (a) está o <i>time stack</i> com a borda do espriamento detectada graficada sobre este. Já (b) é apenas o espriamento detectado durante os 17 minutos de amostragem.	48
Figure 3.1 – Field site, Cassino Beach. The rectangle area on the left is represented on the right with more details. The red rectangle delimits the wave propagation grid. The orange, red, green and purple solid circles are respectively, 197 m depth moored PNBOIA buoy, 9 m depth wave simulated point, Villa Moura Hotel, where the SIRENA Station is installed and Pilot’s Station, where tidal level was obtained.	53
Figure 3.2 – Time stack alignment plotted on plane image, representing the real world coordinates XYZ (a) and plotted on camera 2 oblique snap-shot image with pixel coordinates UV (b). In (a) the shore-parallel bands are a proxy of submerged sand bar position. The swash zone specific for this hour collected, is located at approximately 180 m cross-shore distance, with a different luminosity as a result of saturated sand, also visible in (b) at approximately 580 (V).	57

Figure 3.3 – (a) Beach profile envelope for the 9 days field study from Sep 19th to Sep 27th. The gray patch is the swash position (mean position $\pm 2\sigma$) for the entire period; and (b) is a more detailed vision for approximately the foreshore and bathymetry portions (solid line) and the profile maximum vertical variation (dashed line). The horizontal gray dashed line represents the mean sea level, of 0.47 m for both (a) and (b).	60
Figure 3.4 – Offshore hydrodynamic conditions and runup data for the period of Sep 19th to Sep 27th. (a) Tidal level corrected by the regression equation; (b) significant wave height; (c) offshore wave buoy peak period; (d) mean wave direction; (e) left label represents the foreshore slope (circles) and right label the Iribarren parameter (crosses); (f) total runup elevation time series; (g) swash maxima elevation and (h) significant runup elevation. The gray patches indicates the day time in which was possible to collect images.	61
Figure 3.5 – Linear correlations between significant wave height and swash parameters (a) significant runup elevations (R_s) showing a significant correlation coefficient, $r = 0.78$ and a linear regression represented by $R_s = 0.07 + 0.46H_s$; (b) the frequency component of sea-swell (R_{ss}), $r = 0.43$ and regression equation $R_{ss} = 0.05 + 0.04H_s$ and the infragravity component R_{ig} , $r = 0.79$, linear regression $R_{ig} = 0.05 + 0.45H_s$	64
Figure 3.6 – (a) Linear correlation between R_{ig} and $(H_s L_o)^{1/2}$ achieving a significant linear coefficient of $r = 0.75$ and the best fit line represented as $R_{ig} = 0.04 + 0.03(H_s L_o)^{1/2}$; (b) linear correlations between the R_{ig}/H_s and three different Iribarren number range. The black circles represents all the 59 data run and its best fit line. The brown circles are the linear correlation using just the Iribarren number in the range of $0.26 < \xi_0 < 0.38$ obtaining a regression equation represented by $R_{ig} = 0.03 + 1.42\xi_0$ and a significant coefficient of $r = 0.39$. The green circles represents the linear correlation using the Iribarren number values greater than 0.38 ($\xi_0 > 0.38$).	66

- Figure 3.7 – Upper panels are the time stack images time series. In the lower panel the detrended runup elevations detected. It is possible to verify the behavior under different wave conditions. In (a) are the higher energy waves and three active submerged sand bars (white shore-parallel bands) and runup elevation reaching a maximum of approximately 60 cm of elevation, measured between crest and trough; (b) represents a medium energy waves condition with less active but still present three submerged sand bars and runup elevation reaching approximately 40 cm; and (c) lower energy waves scenario with only one submerged sand bar active and a small runup elevation of almost 30 cm, for the maximum amplitude found. 67
- Figure 3.8 – Runup spectrum analysis on log-log space for (a) all the 59 runup time series run and (b) an average for high (red), medium (green) and low (black) wave conditions. The dashed line at $f = 0.05$ Hz are the delimitation of the incident and infragravity frequencies. 68
- Figure 3.9 – Saturation slope represented by the dashed black line, for each wave energy condition (a) high energy, $E(f) = 6.6 \cdot 10^{-7} f^{-3.6}$; (b) medium energy $E(f) = 6.32 \cdot 10^{-7} f^{-3.5}$ and (c) low energy $E(f) = 2.28 \cdot 10^{-7} f^{-3.8}$. The gray vertical dashed lines delimits the three infragravity frequencies of 0.004, 0.018 and 0.033 Hz and the limit of infragravity and incident band, in 0.05 Hz. 68
- Figure 3.10–The scatter plot shows the three infragravity frequencies band separately. The black circles represents the frequency band of $0.004 \leq f \leq 0.018$ Hz (250 s to approximately 56 s). The light gray circles are the frequency range of $0.018 < f \leq 0.033$ Hz (56 s to 30 s) and the dark gray circles are the frequencies in the range of $0.033 < f \leq 0.05$ Hz (30 sec to 20 sec). The higher infragravity frequencies are fully saturated, whereas the medium infragravity frequencies apparently become saturated after $Hs > 1$. For the lowest infragravity frequency, no saturation was observed. 69
- Figure 3.11–A compilation of the swash maximum ($+2\sigma$, black arrows) and minimum (-2σ , gray arrows) from the setup level (swash mean position) for all days that had images used. The profile for the current day is represented by the solid black line and the brown dashed line is the profile for the day before, to compare the variations on elevation. The gray patch inform where was the swash zone of the day before. Mean sea level is pointed with the gray circle on Sep 27th profile. The maximum shoreward profile elevation was 2.35 m and the minimum seaward profile elevation was 0.40 m. 71

Figure 3.12—Time series of significant wave height, runup spectrum and topo-bathymetric samples. (a) Significant wave height (right axis and solid line) and runup spectrum (left axis and background colors), shows a significant correlation between higher waves and higher infragravity energy ($f < 0.05$ Hz). (b) Daily beach profiles time series. Black solid line represents isobathymetric and gray dashed line, the setup for all data run achieved on that day. 72

Lista de tabelas

Table 1 – Dimensional and non-dimensional runup parameters.	63
Table 2 – Correlation coefficients between environmental and swash parameters. Correlations coefficient in blue are significant at 99% confidence level and have absolute values equal or more then 0.34.	65
Table A1 – Dimensional and Non-dimensional Swash Parameters for this Study. . .	74

Lista de abreviaturas e siglas

BGVD	Brazilian Geodesic Vertical Datum (Datum Vertical Geodésico Brasileiro)
CMYK	Cian-Magenta-Yellow-blacK (modelo de cor Ciano-Magenta-Amarelo-Preto)
DHN	Diretório de Hidrografia e Navegação
DOF	Degrees Of Freedom (Graus de Liberdade)
FFT	Fast Fourier Transform (Transformada Rápida de Fourier)
GCP	Ground Control Point (Pontos controle no mundo real)
IMEDEA (CSIC-UIB)	Mediterranean Institute for Advanced Studies
JONSWAP	Joint North Sea Wave Project
NDP	Nortek Doppler Profiler
PNBOIA	Programa Nacional de Bóias
PDF	Probability Density Function (Função Densidade de Probabilidade)
PSD	Power Spectrum Density (Densidade espectral de energia)
RGB	Red-Green-Blue (modelo de cor Vermelho-Verde-Azul)
SIRENA	SIstema REmoto de moNitorización costerA
SWAN	Simulating Waves Nearshore (Simulador de ondas costeiras)

Lista de símbolos

f	Frequência
c	Celeridade de onda (m/s)
L	Comprimento de onda (m)
T	Período de onda (s)
H_b	Altura de arrebentação da onda
h_b	Profundidade de arrebentação da onda
β	Declividade da praia (pós ou face da praia, será devidamente informado no contexto)
ξ_0	Número de Iribarren (ou parâmetro de similaridade de surfe)
H_0	Altura de onda em águas profundas (m)
L_0	Comprimento de onda em águas profundas (s)
T_p	Período de pico (s)
η_s	<i>Setup</i> de onda
H_s	Altura de onda significativa
ϵ	Constante dimensional relacionada com a largura do espectro de onda
g	Aceleração da gravidade (m/s^2)
α	Constante de proporcionalidade
R	Altura vertical do espraçamento
Rig	Componente da banda de infragravidade do <i>runup</i>
D_p	Direção de onda de pico ($^\circ$)
df	Intervalo de variação da frequência (Hz)
$ddir$	Intervalo de variação de direção ($^\circ$)
N	Tamanho da amostra
M	Representa metade do tamanho da janela utilizada na Transformada de Fourier

R_s	Altura do <i>runup</i> significativa
R_{ss}	Componente da banda incidente do <i>runup</i>
ζ	Máximo local do <i>runup</i>
σ	Desvio-padrão
T_{sw}	Período do espraiamento
η	Nível do mar
R_v	Elevação total do <i>runup</i>
r	Coefficiente de Correlação
r_{XYZ}	Correlação Parcial onde X , Y e Z são as variáveis que estão sendo utilizadas

Sumário

Estrutura da Dissertação	19
1 Revisão bibliográfica, Objetivos e Motivação	20
1.1 Introdução	21
1.1.1 Geração e Propagação das Ondas	22
1.1.2 Zona de Surfe	23
1.1.3 Zona de Espraçamento	25
1.1.3.1 <i>Setup e Setdown</i>	26
1.1.3.2 Métodos de Amostragem	26
1.1.3.3 Dinâmica do Espraçamento	27
1.1.4 Ondas de Infragravidade	31
1.1.4.1 Feições Morfológicas e Transporte Sedimentar	34
1.2 Objetivos	36
1.3 Motivação	37
2 Sistema SIRENA: Implementação e Processamento de Imagens	38
2.1 Introdução	39
2.2 Calibração das Câmeras	40
2.3 Instalação do Sistema SIRENA	41
2.4 Configuração para Amostragem	42
2.5 Pós-processamento das Imagens	43
2.5.1 Georreferenciamento	43
2.5.2 Retificação	43
2.5.3 Captura e Processamento do <i>time stack</i>	44
2.5.4 Detecção do Espraçamento	45
3 Manuscrito	49
3.1 Introduction	50
3.2 Field Site	53
3.3 Methodology	54
Beach Profiles	54
Waves Data	54
Tidal Level	55
Video Images	55
Time Stack	56
Swash Detection	56
Spectral Analysis	58
3.4 Results and Discussion	59
Beach Profile	59

Hydrodynamic Conditions	60
Swash Statistics	62
Spectral Analysis	66
Beach Morphology Variation	69
3.5 Concluding Remarks	73
3.6 Appendix	74
4 Síntese dos Resultados e Considerações Finais	75
Síntese dos Resultados e Conclusões	76
Considerações Finais	80
Referências	82

Estrutura da Dissertação

A presente dissertação foi escrita na forma de capítulos. Uma explanação geral do conteúdo de cada um será visto a diante.

O 1º capítulo é uma revisão bibliográfica abrangendo a geração das ondas de gravidade geradas pelo vento, as modificações quando atingem água rasas na zona de surfe, os processos da zona do espraiamento bem como uma abordagem teórica das ondas de infragravidade e as morfologias associadas a estas. Também neste capítulo se encontram os objetivos a motivação para a realização do presente trabalho.

No 2º capítulo é a metodologia da implementação do Sistema SIRENA e o processamento realizado nas séries temporais de pixels visando detectar o espraiamento.

No 3º capítulo é o manuscrito escrito em inglês e que será submetido à uma revista relacionada com o tema a ser definida ainda.

Já no 4º capítulo é uma síntese dos resultados e das conclusões encontradas no manuscrito do capítulo 2. Também neste, estão as considerações finais e as sugestões para trabalhos futuros.

Por fim está a bibliografia de todas as citações encontradas no trabalho.

Revisão bibliográfica, Objetivos e Motivação



1.1 Introdução

A dinâmica costeira envolve alta complexidade em fator de inúmeros processos estarem co-interagindo muitas vezes de maneira não-linear e que ainda não são muito bem compreendidos. É de extrema importância o estudo dessa região tendo em vista a sua influência em nossas vidas. O transporte sedimentar em decorrência das ondas e correntes, moldam a linha de costa, e seu entendimento e monitoramento é necessário para tomadas de decisões adequadas. A região do espraiamento é uma destas áreas. A ação intermitente das ondas condiciona a forma como o perfil praiial irá responder a tal processo. É nesta região que ocorre a maior mobilidade de sedimento, onde este pode ser retirado das praias e ser transportado para porções mais profundas, como a zona de surfe, formando bancos submersos. Os bancos são importantes pois dissipam a energia da onda quando esta se quebra. Estudos do espraiamento mostram que ocorre uma transferência de energia presente nas frequências incidentes ($0.05 < f < 0.2$ Hz) para frequências de infragravidade ($0.05 < f$ Hz) no momento em que a onda se quebra. Os movimentos de longo período (de infragravidade) influenciam na hidrodinâmica (Guza & Thornton, 1985; Herbers, 1995) e no fluxo do sedimento em suspensão, dominando a porção mais interna da zona de surfe, agindo como um mecanismo de advecção para o sedimento suspenso pelas ondas incidentes quando estas se quebram (Aagaard & Greenwood, 2008). Estes autores encontraram ainda que se as ondas de infragravidade estiverem se propagando longitudinalmente, na forma de ondas aprisionadas na costa, feições morfológicas, tais como bancos arenosos crescênticos ou transversais, podem se formar, enfatizando o mecanismo de formação de bancos rítmicos inicialmente proposto por Bowen & Inman (1971). Na ausência de ondas incidentes, as ondas de infragravidade podem formar feições tridimensionais na face da praia, como cúspides e embaixamentos (Bowen & Inman, 1971). Porém, ainda não é de todo claro porque movimentos de infragravidade oscilatórios poderiam ser capazes de gerar um transporte líquido de sedimento transversal (Aagaard & Greenwood, 2008). Mais estudos em praias classificadas como dissipativas e ultradissipativas são necessários para suprir essa carência de conhecimento, uma vez que movimentos de grandes períodos são dominantes nestes ambientes. A praia do Cassino (RS) se enquadra nessa classificação, possuindo uma ampla zona de arrebatção, onde podem ser encontrados até quatro bancos submersos ativos (Terra, 2003), granulometria que varia entre areia fina a muito fina e, por consequência, um pós-praia e antepraia com declividade suave (Calliari & Klein, 1993). A utilização de técnicas de sensoriamento remoto vem ajudando na solução da problemática que envolve as ondas de infragravidade devido a fácil obtenção de dados de alta resolução espaço-temporal. Para uma abordagem mais completa do tema, uma revisão será feita abrangendo a geração das ondas em águas profundas em resposta a ação dos ventos sobre a superfície do oceano, a modificação das ondas quando em águas rasas até sua ação na face da praia, na zona do espraiamento (estirâncio). No final, um enfoque também será dado aos movimentos da banda de infragravidade e na variação morfológica

possivelmente associada a tal processo.

1.1.1 Geração e Propagação das Ondas

Ondas oceânicas de superfície geradas pelo vento são importantes agentes de transferência de energia. Estas carregam consigo a energia durante sua viagem pelo oceano até chegarem à costa, onde, a partir da quebra, proporcionam a sua liberação podendo ser esta a causa primária da erosão ou podem então gerar uma variedade de correntes na costa e diferentes padrões de transporte sedimentar (Komar, 1998). A geração das ondas pelo vento depende da velocidade e da duração que este sopra na superfície do oceano, bem como da extensão da área em que está atuando. As ondas geradas no local da ação do vento são denominadas de vagas (*sea*) e caracterizadas pela ação sobreposta de diferentes alturas e períodos, que ocorrem ao mesmo tempo, devido ao fato de não apenas um tipo de onda ser formado, mas sim um abrangente e complexo espectro de ondas. A medida que a onda se afasta do seu local de geração estas vão se tornando mais regulares e se desenvolvem em ondulações (*swell*), possuindo agora uma altura e um período mais uniforme. Essa seleção se dá devido às diferentes velocidades de propagação (c) de cada tipo de onda, que é função da razão do comprimento de onda (L) pelo seu período (T) ($c = L/T$). Portanto, quanto mais longa for a onda (medida de crista a crista ou de cava a cava) maior será a sua velocidade e é por este motivo que ocorre uma seleção a partir do local de geração ao longo do tempo, processo denominado de dispersão de onda. Assim, as ondulações com maior período irão atingir primeiro a costa do que as ondas menores, que chegarão com o passar do tempo. Quando estas entram em águas rasas, a profundidade da camada de água torna-se o parâmetro controlador de seu movimento, deixando sua propagação mais lenta. No entanto, o período da onda é tido comumente como uma propriedade conservativa (teoria linear de onda), sendo portanto o mesmo independente dos processos atuantes na onda, como por exemplo, a fricção com o fundo. As ondas, diferentemente das marés, são processos estocásticos, que resulta em um espectro não estacionário (sua média varia no tempo) de oscilações em vez de simples curvas sinusoidais.

A onda em águas profundas não transporta matéria. Se observado um objeto qualquer na superfície do oceano se movimentando com o passar das ondas, será visto que este realiza um movimento circular, subindo, descendo, indo para frente e para trás, mas não saindo do seu local inicial, ou seja, sem transporte líquido. Diferentes classificações são utilizadas de acordo com a força restauradora do movimento da onda. Ondas capilares, com períodos menores ($T < 5$ seg), tem como força mais importante no seu movimento a tensão superficial. Já as ondas tratadas até o momento, são classificadas como ondas de gravidade geradas pelo vento. “De gravidade”, porque a força restauradora do movimento é a gravidade e possuem um período característico de 20 segundos. Agora, os movimentos oscilatórios com períodos maiores do que 20 segundos até 300 segundos (5 minutos) são denominadas de infragravidade, resultantes da interação onda-onda. Trabalhos realizados

com dados coletados *in situ* demonstraram que o nível de energia dos movimentos de infragravidade é máximo na linha de costa, dentro do espreadimento, e diminui no sentido do oceano (Huntley & Bowen, 1973; Huntley, 1976; Huntley et al., 1981; Oltman-Shay & Guza, 1987). Os tipos de ondas estão esquematizados na Figura 1.1, a qual possui as frequências (e períodos) para cada classificação de onda e sua energia arbitrária (Figura 1.1). Uma ênfase maior às ondas de infragravidade será dada mais adiante.

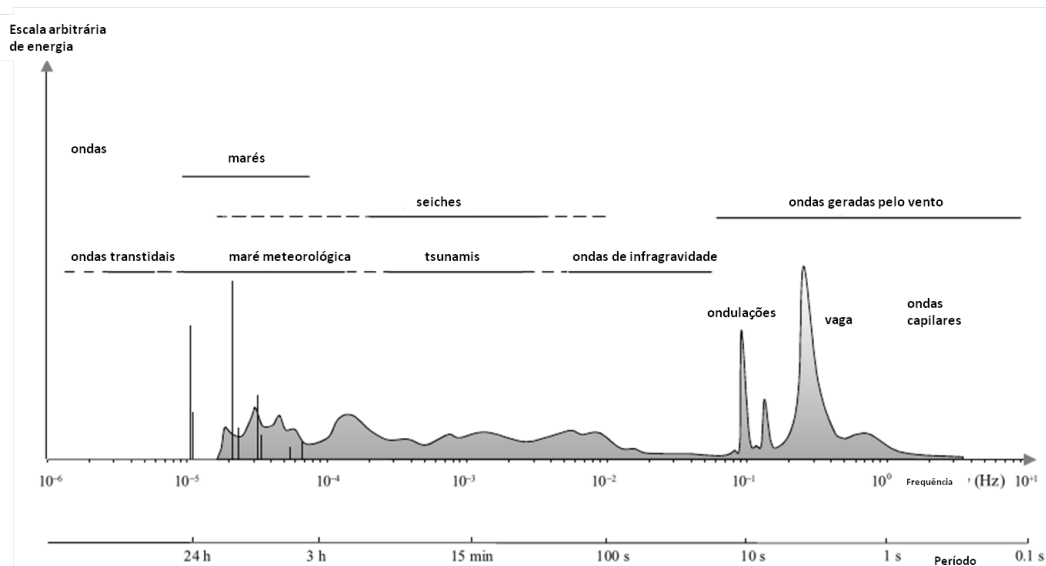


Figura 1.1 – Espectro dos movimentos oscilatórios de superfície encontrados nos oceanos. Modificado de Holthuijsen (2007) (após Munk (1950)).

1.1.2 Zona de Surfe

A medida que as ondas geradas pelo vento se propagam das águas profundas sentido à costa, a diminuição da profundidade passa a influenciar os movimentos orbitais de fundo, modificando a cinemática da onda. Quanto menor a profundidade maior a instabilidade da onda e quando atinge-se o ponto de que sua altura (H_b) é aproximadamente $0.78h_b$, sendo h_b a profundidade ($H_b = 0.78h_b$), chega-se ao ponto crítico de instabilidade, ocorrendo a quebra. A região onde as ondas predominantemente quebram é denominada de zona de arrebentação (Figura 1.2).

Praias dissipativas caracterizadas por uma declividade suave, normalmente são compostas por areia fina e podem apresentar, na maioria das vezes, uma ampla zona de surfe, com dois ou mais bancos submersos ativos, ou seja, onde as ondas preferencialmente quebram. Na zona de surfe, as ondas são classificadas como ondas do tipo vagalhão (*bore*), que representam uma mudança abrupta na profundidade da água, com sua face caracteristicamente possuindo uma variação no grau de ondas quebrando a medida que esta se propaga pela zona de surfe. Ainda, é verificado um decaimento da altura de onda a medida que esta vai liberando sua energia com a arrebentação. Quanto menor a pro-

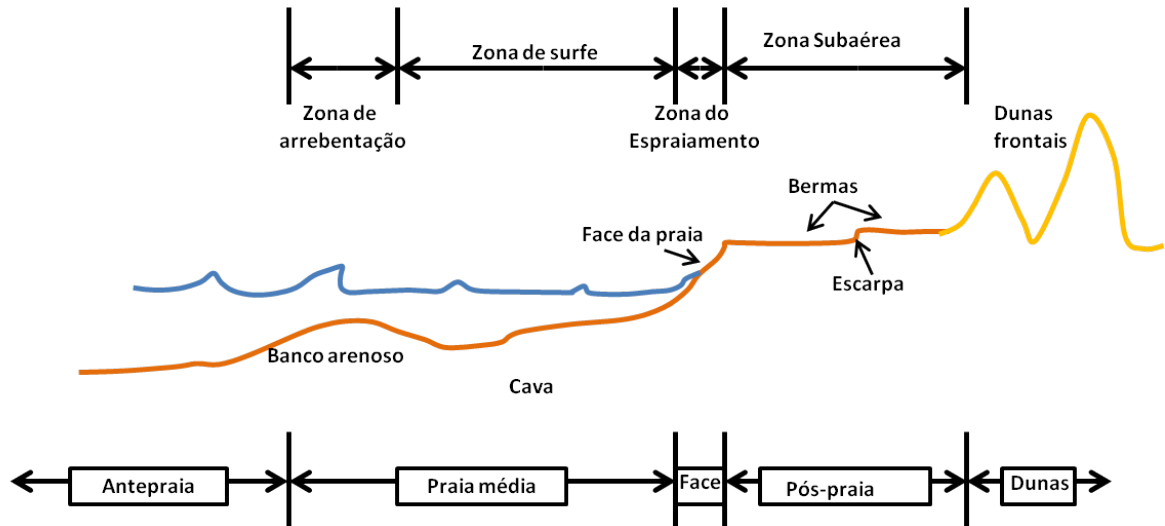


Figura 1.2 – Regiões hidrodinâmicas são especificadas com a nomenclatura na porção superior e as feições morfológicas com a nomenclatura na parte inferior. Modificado de Komar (1998).

fundidade, maior probabilidade da onda quebrar e menor sua altura em relação à onda incidente oceânica (Thornton & Guza 1983).

A classificação do estado praiial pode ser obtida a partir de um termo adimensional, conhecido como parâmetro de similaridade de surfe ou ainda como número de Iribarren (Battjes 1974), sendo este a razão entre a declividade da praia (β) pela raiz quadrada da esbelteza da onda,

$$\xi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad (1.1)$$

sendo H_0 a altura da onda e L_0 seu comprimento em águas profundas. Ainda não comentado, o comprimento de onda L_0 é obtido através da relação linear de dispersão da teoria linear, utilizando o período da onda da seguinte maneira:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}. \quad (1.2)$$

O parâmetro de Iribarren caracteriza o estado da praia ou zona de surfe em, dissipativo, intermediário ou reflectivo, e o tipo de quebra de onda correspondente (deslizante, mergulhante ou ascendente), nos dando uma relação estreita com o tipo de energia que chega à costa e como será transformada ou dissipada. A declividade (β) a ser considerada vai depender do tipo de estudo que se pretende fazer, podendo ser a declividade da face praiial ou da zona de surfe.

Dependendo do valor encontrado a partir de ξ_0 , um estado praiial é associado. Para $\xi_0 < 0.25$ atribui-se à praias ultradissipativas, o intervalo $0.25 < \xi_0 < 1$ são classificadas como dissipativas, $1 < \xi_0 < 1.25$ são as praias intermediárias e $\xi_0 > 1.25$ as praias reflectivas. O número de Iribarren vem sendo amplamente utilizado como uma importante

variável em parametrizações de processos costeiros, uma vez que correlaciona informações importantes geralmente utilizadas para se descrever um ambiente costeiro (H_0 , T_p e β) (Stockdon et al., 2006).

1.1.3 Zona de Espraimento

A zona do espraimento (*swash zone*) é aquela parte da praia alternadamente coberta e exposta pelo movimento de subida e descida do nível do mar (Figura 1.2). Esse limite entre o oceano e a costa é uma região de intenso retrabalhamento sedimentar durante eventos de tempestades. A zona do espraimento também é caracterizada por fluxos fortes e inconstantes, alto nível de turbulência, altas taxas de transporte sedimentar e rápida mudança morfológica (Puleo et al., 2000) e representa indiscutivelmente a região mais dinâmica da costa (Masselink & Puleo, 2006). Devido à sua importância, inúmeros pesquisadores tem se concentrado no estudo do *runup* analisando estas medidas em função da condição de onda oceânica e da morfologia praial. *Runup* seria, a grosso modo, o equivalente do espraimento (*swash*) porém utilizando como medida as elevações do perfil praial. No entanto, definições mais detalhadas são encontradas e uma delas seria que o *runup* consiste de três componentes principais: (1) o *setup*, o qual determina a posição média de linha de costa acima do qual o espraimento de ondas individuais ocorrem; (2) flutuações sobre a média, devido ao espraimento de ondas incidentes produzindo o *runup* e *rundown* (movimento de descida); e (3) a componente nas oscilações do espraimento tendo períodos que excedem os 20 segundos; períodos de infragravidade além do intervalo usual do período das ondas incidentes (Figura 1.3). O *runup* máximo será alcançado a partir do somatório destas três componentes (Komar, 1998). A escala temporal do movimento do espraimento é altamente variável e abrange de segundos em praias calmas, íngrimes e reflectivas (Hughes et al., 1997), a minutos em praias energéticas, de baixo gradiente e dissipativas (Butt & Russel, 2000). Ainda, variações nesse movimento oscilatório dependem fortemente da declividade da praia, onde praias mais íngrimes tem maiores amplitudes do espraimento (Huntley et al., 1977; Mase, 1988; Raubenheimer & Guza, 1996; Stockdon et al., 2006). A zona do espraimento tem como equivalente morfológica a face da praia, sendo esta a seção relativamente íngrime do perfil de praia abrangendo desde a berma (Figura 1.2) até o nível da maré baixa. A face da praia é claramente definida em praias de micromaré onde esta forma uma unidade morfológica singular e relativamente íngrime, dominada pelos processos do espraimento. No entanto é menos visível em praias macromaré, onde a maior excursão da maré expõe a face da praia a uma mistura de processos do espraimento e de surfe e empolamento das ondas (*shoaling*), resultando em uma redução considerável de seu gradiente (Masselink & Turner 1999).

1.1.3.1 Setup e Setdown

Quando ondas quebram na praia, elas produzem uma sobre-elevação do nível médio do mar, processo definido pelo termo em inglês, *setup*, que para fins de simplificação, esta denominação será utilizada a partir de agora. Estudos em laboratório (Bowen et al. 1968) demonstraram que o *setup* é confinado à zona de surfe e no sentido do continente a partir do ponto inicial de quebra da onda e consiste em uma elevação inclinada ascendente do nível do mar na direção do continente. A declividade desta elevação é menor do que a declividade da face praial, então a água intercepta a praia em uma elevação efetiva na linha de costa que é acima do nível médio do mar (Figura 1.3). Existe também um rebaixamento da superfície abaixo do nível médio do mar (do termo em inglês, *setdown*), que acontece antes da zona de arrebentação, local onde as ondas passam por rápidas alterações na sua altura e energia enquanto estas sofrem o empolamento (Figura 1.3). Guza & Thornton (1981) realizando um estudo em praias naturais mostraram que *setup* e a altura de onda significativa estão correlacionados diretamente. Porém, Holman & Sallenger (1985) viram que o *setup* adimensional normalizado pela altura de onda (η_s/H_s) e correlacionado com o número de Iribarren (ξ_0) é um melhor parametrizador.

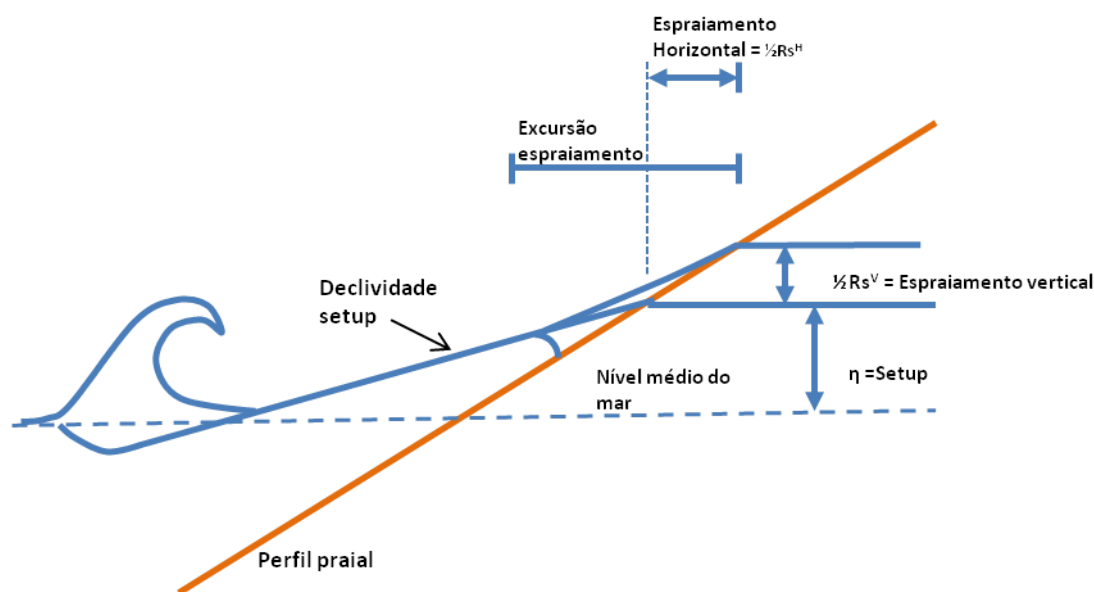


Figura 1.3 – Diagrama esquemático com enfoque nos processos da zona do espraio. Nível médio do mar, *setup*, *setdown*, espraio e *runup* estão indicados na figura. As oscilações do *swash* (*runup*) para cima e para baixo do *setup*, são quantificadas como sendo a amplitude. A altura do *swash* (*runup*), é considerada como sendo a distância entre seu ponto máximo e mínimo alcançado tendo como referência o nível do *setup*. Modificado de Komar (1998)

1.1.3.2 Métodos de Amostragem

Existe a concepção de que a zona do espraio é um local notoriamente difícil para se realizar pesquisas científicas (Hughes & Turner, 1999) e que este é um dos ambientes oceânicos mais cientificamente desafiadores para se descrever o transporte sedimentar

(Puleo et al., 2003). Por outro lado, a zona dos espraioamento é muito mais acessível do que o resto das zonas costeiras, sendo mais viável a instalação e manutenção de instrumentos e, o mais importante, medidas morfológicas podem ser feitas com alta precisão e resolução (Masselink & Puleo, 2006). As medidas em campo do *runup* são realizadas através de maneiras pouco usuais. Guza & Thornton (1981, 1982) utilizaram fios de dupla resistência com 80 m de comprimento estendido ao longo do perfil praiial e mantido a aproximadamente 3 cm acima da areia por suportes não condutores. Holman & Sallenger (1985) fizeram suas medidas do *runup* através de vídeos do espraioamento por um período prolongado. A borda do *runup* era então digitizada a cada quadro do vídeo (*frame*) a fim de se obter a variação no tempo da posição da linha d'água. Esta técnica de sensoriamento remoto tem, como vantagem, permitir a análise da dinâmica do espraioamento ao longo de todo o campo de visão da(s) câmara(s) em um mesmo instante. Ainda, fatores como pessoas e objetos carregados pelo espraioamento não inviabilizam seu imageamento. As duas técnicas foram comparadas e concluiu-se que, embora existam diferenças sistemáticas, os resultados são similares (Holman, 1984). Já Holland et al. (1995) concluíram que diferenças entre as imagens de vídeo e os fios de resistência dependem da elevação dos sensores instalados na praia. Assim, determinaram que as estimativas baseadas em vídeo correspondem a medidas com os fios de resistência posicionados muito próximos ao fundo, menos do que poucos centímetros. Atualmente utiliza-se uma outra técnica de vídeo, conhecida como *time stack* (Aagaard & Holm, 1989). O *time stack* (Figura 1.4) disponibiliza diversas informações das ondas que se aproximam da linha de costa como os locais preferenciais de arrebentação, ângulo de incidência e registra as oscilações do espraioamento ao longo do tempo, em um alinhamento transversal à praia pré-determinado a uma frequência de captura e tempo de coleta variáveis. As feições relativamente lineares da Figura 1.4 presentes no oceano, representam os raios de ondas individuais se propagando em direção à costa e a velocidade de incidência pode ser estimada uma vez que distância e tempo são conhecidos. A partir da detecção da borda do espraioamento (linha preta tracejada, Figura 1.4) nesta série temporal de intensidade luminosa de pixels, obtém-se a amplitude quantificada da oscilação do espraioamento sobre o perfil.

1.1.3.3 Dinâmica do Espraioamento

Séries temporais de dados hidrodinâmicos coletados na zona de espraioamento são descontínuas e conceitos básicos que possuem significado na zona de surfe e além desta, em águas mais profundas, tal como a altura de onda, comprimento e período, não possuem um simples mapeamento na zona de espraioamento (Masselink & Puleo, 2006). Por exemplo, pode-se definir o começo do *uprush* (movimento de subida do espraioamento) ocorrendo no instante que o vagalhão (*bore*) alcança a posição variante no tempo da linha de costa, e o fim do *backwash* (movimento de descida do espraioamento) como o instante um pouco antes do próximo *uprush* começar. Enquanto estas noções fazem sentido conceitualmente,

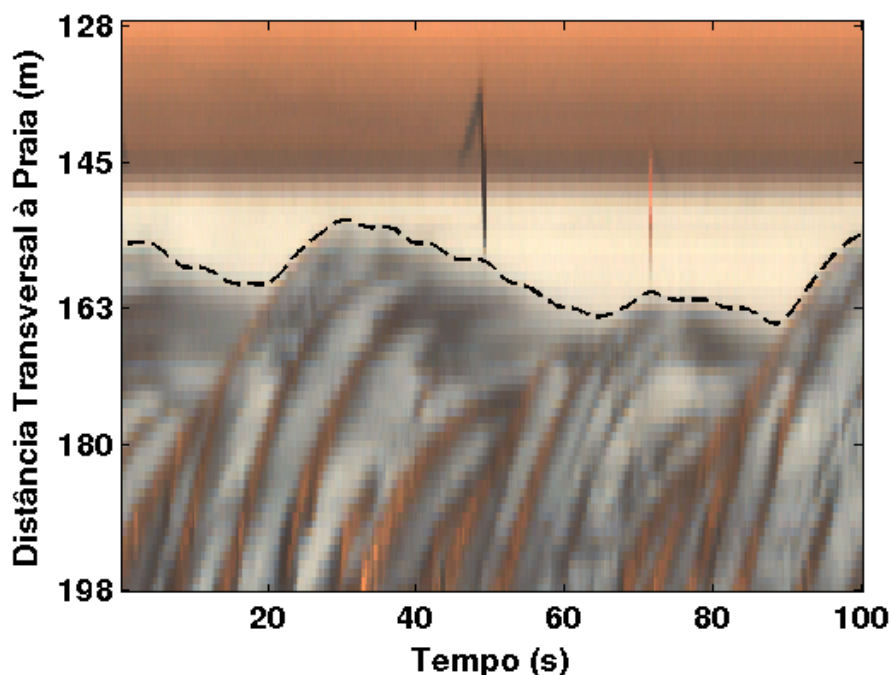


Figura 1.4 – Recorte de 100 s de um *time stack* de tamanho total de 17 minutos coletado pela estação SIRENA no dia 27 de setembro de 2012 às 18 horas do horário local (GMT-3), na praia do Cassino. A linha preta tracejada representa o espraçamento detectado. Os dois traços verticais presentes entre 40-80 s podem ser pessoas, carros ou ainda animais de grande porte que passaram no momento da captura das imagens e sequer atrapalharam a extração do espraçamento.

o tempo entre estes acontecimentos não é uma constante como, por exemplo, o período de pico (T_p) medido em oceano, devido às interações do campo natural de ondas e a oscilação do espraçamento. Por isso, o período do espraçamento ou, mais corretamente, a duração do espraçamento, não pode ser assumida como representativa para uma série de dados destas oscilações de movimentos em uma praia natural (Masselink & Puleo 2006). Na verdade, a zona de espraçamento age como um filtro passa-baixa, removendo os movimentos de alta frequência devido a estas interações (Emery & Gale, 1951; Sonu et al., 1974; Mase, 1988). Como a duração do *swash* é variável no tempo, uma ampla variação das distâncias das excursões do espraçamento são também esperadas.

Há também profundas diferenças teóricas entre o movimento da água no espraçamento e na zona de surfe: depois do vagalhão colapsar na base da zona de espraçamento, o movimento do fluido resultante se torna uma fina camada do *runup* (Shen & Meyer 1963), e analogamente tem sido comparada à uma onda rarefeita (ou expansível) (Freeman & LeMéhauté, 1964; Miller, 1968) (onde, o elemento a frente está sempre se movendo mais rápido do que os elementos que estão atrás e a pressão atuando nela será negligenciável), que não mais exhibe as características de uma combinação de uma onda longitudinal/transversal ou vagalhão, observada na zona de surfe. Por isso, o conceito das partículas de água tendo uma trajetória orbital já não é mais aplicável ao fluxo do espraçamento.

Devido à complexidade dos fatores envolvidos na dinâmica do movimento do espraçamento, estudos em laboratório em condições simplificadas e controladas passaram a ser realizados. Desta forma, hipóteses acerca dos fenômenos observados nos movimentos oscilatórios das praias começaram a surgir. Uma hipótese amplamente utilizada e cada vez mais comprovada é a de [Miche \(1951\)](#). Este autor hipotetizou que a amplitude das oscilações do espraçamento devido às ondas monocromáticas incidentes é proporcional à quantidade de reflexão da costa e também à amplitude de ondas estacionárias. Ainda, sob condições dissipativas o *runup* seria saturado e assim uma amplitude máxima do movimento oscilatório seria alcançada quando as ondas incidentes são altas o suficiente para quebrar. Um aumento na altura das ondas oceânicas aumentaria a esbeltez que, atingindo a condição de instabilidade quebraria, dissipando sua energia ao invés de refleti-la.

Saturação, no entanto, implica que a banda incidente do espraçamento não aumenta com o aumento da altura de onda. Um dos trabalhos pioneiros analisando dados coletados em praias naturais e, portanto, com ondas não monocromáticas, foi realizado por [Guza & Thornton \(1982\)](#). Estes autores analisaram uma das mais importantes séries de dados de campo para a época e obtiveram resultados surpreendentes, mostrando que a maioria das excursões do espraçamento ocorria em períodos que eram muito maiores do que o intervalo das ondas incidentes, ou seja, maiores do que 20 segundos, na banda de movimentos de infragravidade ([Figura 1.1](#)). Ainda, verificaram que os movimentos oscilatórios na banda de frequência das ondas incidentes era saturado, ou seja, não aumentava sua amplitude com um aumento da altura significativa das ondas incidentes ([Figura 1.5](#)). O estudo de [Guza & Thornton \(1982\)](#) foi realizado em uma praia dissipativa de baixa energia e uma análise espectral foi feita sobre os dados do espraçamento.

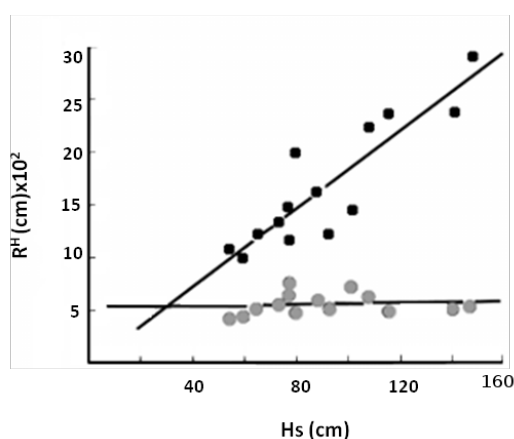


Figura 1.5 – Gráfico de dispersão demonstrando correlação linear entre as componentes incidentes (círculos cinza) e de infragravidade (círculos pretos) do espraçamento com a altura significativa (H_s). É possível observar a banda incidente do espraçamento totalmente saturada com o aumento da energia de onda. Enquanto isso, a banda de infragravidade aumenta linearmente. Modificado de [Guza & Thornton \(1982\)](#).

Estudos com ondas monocromáticas, ou seja, realizados em laboratório, confirmaram que a quantidade máxima de energia das ondas refletidas e um aumento na excursões

do *runup* ocorrem quando a declividade da praia é maior e diminuem com o aumento da frequência de onda (Morales, 1970; Guza & Bowen, 1976). Muitas investigações de campo em espraiaamentos não monocromáticos tem sido interpretadas baseadas na hipótese de saturamento de Miche (1951).

Huntley et al. (1977) calculou o espectro para séries temporais de *runup* verticais obtidas em três diferentes praias naturais e encontrou que a banda incidente é saturada. A partir disto os mesmos autores hipotetizaram que o espectro saturado do *runup* vertical poderia ser explicado por uma equação universal a partir de:

$$E(f) = \epsilon^2 g^2 \beta^4 (2\pi f)^{-4} \quad (1.3)$$

onde ϵ é uma constante dimensional relacionada com a largura da banda saturada do espectro, g é a aceleração da gravidade, β a declividade da praia e f a frequência. Isto implica que a energia de onda nas bandas incidentes é proporcional a β^4 e f^{-4} e independe da altura de onda. ϵ é definida como:

$$\epsilon = \frac{\alpha^{1/2} (2\pi)^2}{g\beta^2} \quad (1.4)$$

onde α é a constante de proporcionalidade da equação

$$E(f) = \alpha f^{-4} \quad (1.5)$$

e depende da declividade (β^4) da face praial determinando qual deve ser o nível da energia. Este parâmetro (α) e a declividade da porção saturada do espectro de energia, podem ser calculados ajustando uma estimativa espectral dentro da banda saturada na forma da Equação (1.5) no espaço log-log.

Alguns trabalhos (Ruggiero et al., 2004; Guedes et al., 2011a) encontraram um formato espectral similar para a banda saturada do *runup* (Figura 1.6), enquanto uma dependência f^{-3} tem sido observada por outros (Guza & Thornton, 1982; Ruessink et al., 1998; Ciriano et al., 2005). A implicação de diferentes taxas de decaimento da energia incidente ainda não é clara e tem sido sugerido que elas podem simplesmente estar relacionadas aos diferentes métodos de medidas (Raubenheimer & Guza, 1996). Ruessink et al. (1998) estudando praias classificadas como altamente dissipativas, foram os primeiros a verificar que não somente as bandas incidentes eram saturadas no espraiaamento, mas também algumas frequências de ondas longas. A Figura 1.6 é do trabalho de Ruggiero et al. (2004) que também verificou um saturamento adentrando as frequências de infragravidade em condições extremamente dissipativas ($\xi_0 < 0.25$).

Porém, mais recentemente, Guedes et al. (2011a) verificaram o efeito da maré na estatística do *runup* em uma praia intermediária. Os autores encontraram uma taxa de

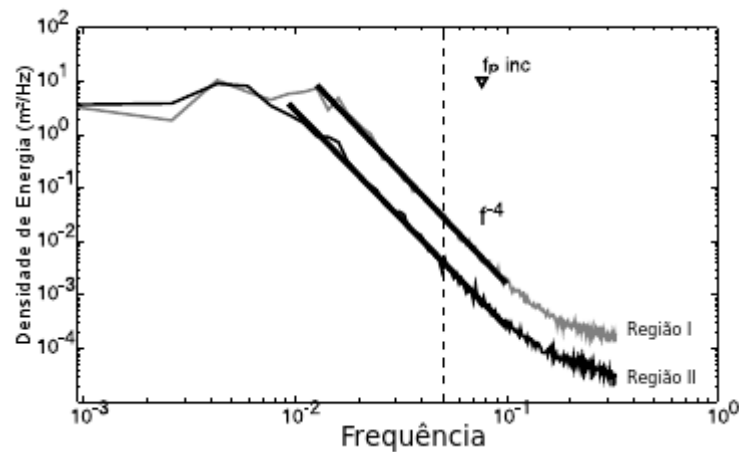


Figura 1.6 – Espectro do espriamento no espaço log-log para duas regiões com declividades da face praial diferentes. As linhas pretas sólidas demonstram a região de saturamento nos dois ambientes, com uma taxa de decaimento de f^{-4} . A linha tracejada demarca a frequência de 0.05 Hz, separando as bandas incidentes ($f > 0.05$ Hz) e de infragravidade $f < 0.05$ Hz. O triângulo indica o período de pico das ondas incidentes em águas profundas e portanto, pode-se verificar que houve uma transferência na energia das ondas incidentes para as ondas longas, visto que o espectro demonstra as mais altas energias nas porções de infragravidade. Modificado de [Ruggiero et al. \(2004\)](#).

decaimento que variou de f^{-4} a f^{-3} , sendo os decaimentos mais íngrimes normalmente associados com as marés média e alta ([Figura 1.7](#)). Nessas condições de maré, a transferência de energia das ondas incidentes para as de infragravidade é diminuída devido a uma menor probabilidade de quebra da onda sobre os bancos arenosos.

1.1.4 Ondas de Infragravidade

Na discussão sobre o *runup* em praias naturais, foi visto que muito da energia das oscilações do espriamento está dentro do alcance de infragravidade, ou seja, estas tem períodos que excedem os 20 segundos, além do alcance das ondas normais geradas pelo vento no oceano. As ondas de infragravidade em águas profundas viajam mais rápido que

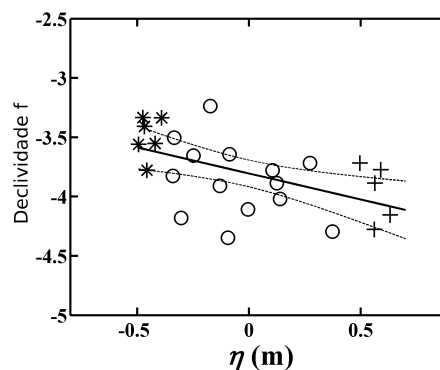


Figura 1.7 – Declividade da taxa de decaimento das bandas saturadas variando de acordo com o nível da maré. Quando a maré está baixa (asteriscos), menores declividades são obtidas. Nas marés médias (círculos) e altas (cruzes) a inclinação aumenta. Modificado de [Guedes et al. \(2011a\)](#).

o vento e por este motivo não poderiam ser diretamente geradas por este. Uma vez que o vento não é a forçante geradora das ondas longas, é geralmente aceito que estas surjam através de interações não lineares onda-onda. As possíveis formas dos movimentos de baixa frequência que são sugeridos para a zona de surfe estão esquematizados na [Figura 1.8](#).

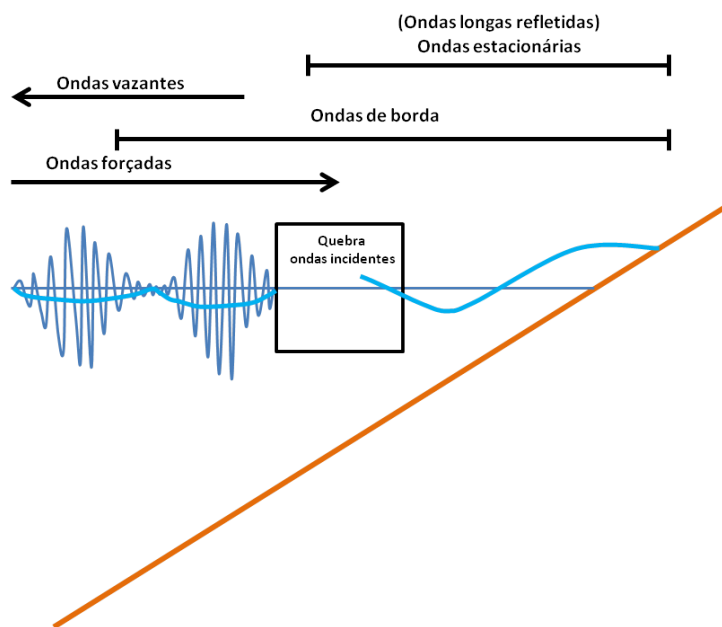


Figura 1.8 – Diagrama dos movimentos de ondas longas que podem estar presentes na zona de surfe. Modificado de [Huntley & Kim \(1984\)](#).

Existem duas categorias principais de formação das ondas de infragravidade: ondas forçadas ou ondas livres. As ondas forçadas são geradas diretamente pelas ondas incidentes, com frequências de 0.05-0.33 Hz. [Longuet-Higgins & Stewart \(1962\)](#) mostraram teoricamente, usando o conceito de radiação de estresse, que pode haver uma depressão no nível médio do mar sob fortes ondas e um correspondente aumento no nível do mar sob ondas fracas. Ainda, se ondas incidentes estão “agrupadas”, por exemplo, se ocorre uma sequência alternada de ondas fortes e ondas fracas, elas irão carregar consigo uma componente de onda forçada na frequência dos grupos de onda ([Figura 1.9](#)). A onda livre, por outro lado, é presumida em ter uma existência a qual é desacoplada a partir das ondas incidentes locais. Isto pode, a princípio, ter um número de diferentes formas:



Figura 1.9 – Dois grupos de ondas curtas induzindo uma onda longa secundária. Fonte: [Bakker \(2011\)](#)

Ondas de borda livre (*free edge waves*): ondas de borda são assim denominadas devido elas estarem aprisionadas na borda do oceano pela declividade da praia. De certo modo, elas são mantidas lá pela refração de onda – quando as ondas são refletidas pela costa em um determinado ângulo, elas primeiro viajam para o mar mas refratam devido a batimetria enquanto estão indo e eventualmente retornam para a costa para serem refletidas mais uma vez, e assim, repetir o processo (Figura 1.10). Por este motivo é que se diz que elas estão refrativamente aprisionadas à costa. O movimento líquido de tal onda de borda aprisionada é na direção longitudinal à costa, sendo portanto uma onda progressiva. Porém, tal onda de borda em períodos de infragravidade (do termo em inglês *surf beat*) são provavelmente geradas pela estrutura de grupos das ondas incidentes. Sua taxa de crescimento é relativamente lenta e depende ainda de uma média espacial da estrutura das ondas incidentes, em contraste com a resposta imediata e local das ondas forçadas (Gallagher, 1971; Bowen & Guza, 1978).

Ondas vazantes (*leaky waves*): possuem este nome devido à capacidade de se propagar no sentido do oceano, não estando portanto presas à costa como a onda de borda (Figura 1.10). Não há evidências de que ondas longas livres significativas propagassem para a costa a partir das águas profundas, mas movimentos de ondas livres podem ser gerados dentro da zona costeira.

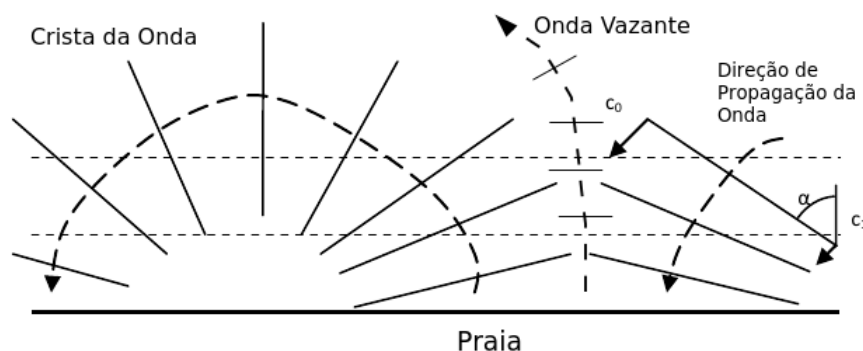


Figura 1.10 – Diagrama esquemático mostrando as ondas refletivas na costa sendo refrativamente aprisionadas em decorrência da variação batimétrica (linhas horizontais tracejadas) e a onda do tipo vazante, que não teve as condições necessárias para ficar aprisionada. α representa o ângulo de incidência da onda com relação a um eixo transversal à costa, c_0 é a velocidade de propagação da onda em águas profundas e c_1 a velocidade de propagação da ondas em águas rasas. Modificado de Bakker (2011).

Symonds et al. (1982) mostrou como a variação na posição do ponto de quebra para o grupo de ondas incidentes pode gerar a propagação de ondas livres com o período do grupo. Eles previram uma propagação de onda longa no sentido da costa a qual reflete na linha de costa para estabelecer um movimento de onda estacionária na zona de surfe, e no lado oceânico propagar uma onda livre além do ponto de arrebenção, em águas mais profundas. Também foi sugerido que as ondas forçadas trazidas para o ponto de arrebenção pelos grupos de ondas incidentes podem se libertar neste ponto e viajar

para o oceano ou talvez para a costa como uma onda livre, embora o mecanismo para isto não seja claro (Tucker, 1950; Longuet-Higgins & Stewart, 1962).

Existe ainda um quarto tipo de movimento de baixa frequência: onda cisalhante (Oltman-Shay et al., 1989). Estas ondas se manifestam como flutuações nas correntes, no plano horizontal, ao invés de um deslocamento como elevações de superfície, e como tal, são na verdade um fenômeno de vorticidade. Bowen & Holman (1989) apresentaram uma base teórica para estes movimentos sendo gerados pelo cisalhamento perpendicular à costa na corrente longitudinal média. As significâncias da descoberta destes movimentos é a percepção que as oscilações de baixas frequências (0.001 até 0.03 Hz) na zona de surfe podem não ser totalmente compostas pelas ondas de gravidade de superfície (Hathaway et al., 1998).

1.1.4.1 Feições Morfológicas e Transporte Sedimentar

Nos anos de 1970 e 1980 muita atenção científica foi investida nas ondas de infragravidade estacionárias perpendiculares à costa, parcialmente devido a se acreditar que elas contribuíam significativamente na modulação da morfologia costeira, em particular na formação, posição e na forma dos bancos costeiros. As escalas de comprimento dos movimentos das ondas de infragravidade perpendicular à costa se ajustam bem com o espaçamento transversal dos bancos (Short, 1975; Bowen, 1980), e ondas paralelamente estacionárias de borda nas frequências de infragravidade eram vistas com uma boa correlação com os padrões rítmicos (crescentes) e tridimensionais dos bancos perto da costa (Bowen & Inman, 1971; Huntley, 1980; Holman & Bowen, 1982; Bauer & Greenwood, 1990). Em teoria, tal padrão morfológico poderia ser gerado ou modificado pelas velocidades de deriva na camada de fundo abaixo das ondas estacionárias, com acreção nos anti-nós (movimentos verticais e velocidade horizontal nula) e erosão nos nós (movimentos horizontais e velocidade vertical nula). Dessa forma, o sedimento é transportado de locais com maior energia difusiva para áreas de menor energia turbulenta. No entanto, sob condições naturais, as velocidades de deriva das ondas de infragravidade provavelmente raras vezes tem um impacto significativo na formação da morfologia costeira. Enquanto o transporte sedimentar causado pela deriva das ondas de infragravidade é pequeno, medidas em campo tem amplamente demonstrado que movimentos oscilatórios de ondas de infragravidade podem contribuir significativamente para o transporte sedimentar por suspensão perpendicular à costa, particularmente na zona interna de surfe, onde as amplitudes das ondas de infragravidade podem se tornar maior em condições de tempestade (Aagaard & Greenwood, 2008). Porém, a direção do transporte sedimentar oscilatório líquido associado aos movimentos das ondas de infragravidade não é bem compreendida. A hipótese acerca das ondas subharmônicas de borda, ou seja, que possuem duas vezes o período das ondas incidentes, como formadoras de feições rítmicas ao longo da costa (Guza & Inman, 1975) foi verificada com sucesso na predição do espaçamento das cúspides praias (Coco

et al., 1999). No local dos nós, a feição morfológica correspondente seriam as cúspides, já nos anti-nós, estariam presentes os embaiamentos (Figura 1.11). Porém, mesmo com o sucesso dessa teoria, não tem sido verificado uma energia significativa das ondas de infragravidade durante a formação das cúspides praias (Holland & Holman, 1999; Masselink et al., 2004). Em contraste, observações (Coco et al., 2003) e resultados de modelos numéricos (Reniers, 2004) são consistentes com a formação das feições rítmicas devido aos mecanismos de auto-organização envolvendo a retroalimentação entre fluxo, transporte sedimentar e morfologia (Werner & Fink, 1993).

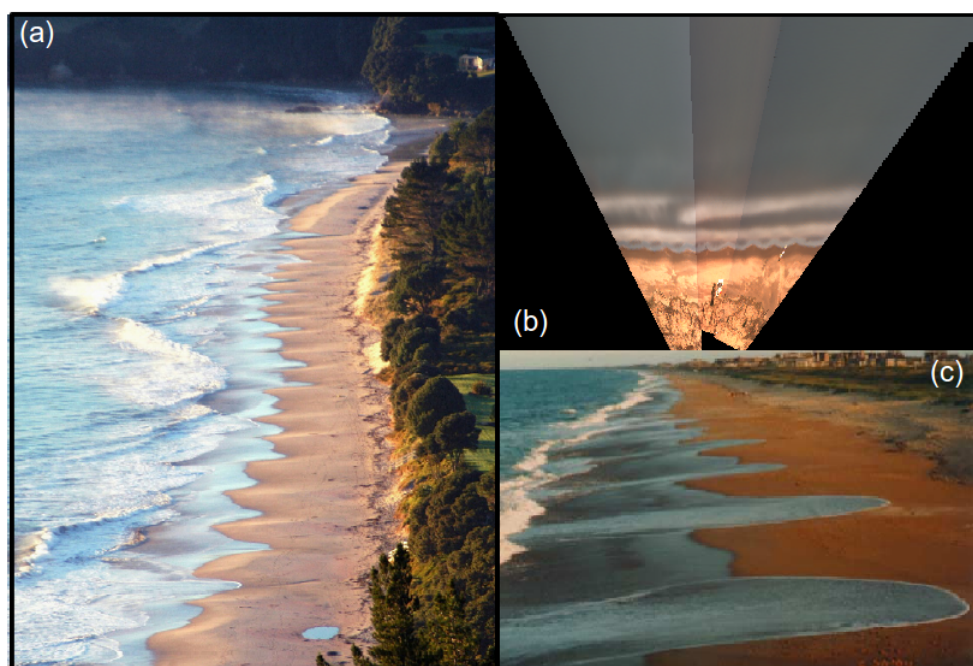


Figura 1.11 – Exemplos de cúspides praias. (a) Hahei Beach, Nova Zelândia; (b) mosaico de imagens timex da praia do Cassino, no dia 31/08/2012 às 13:00 horário local, na frente do Hotel Villa Moura capturado pela estação SIRENA e (c) praia de Duck, Carolina do Norte (EUA). Fontes: (a) Coco & Murray (2007); (c) Ciriano et al. (2005).

1.2 Objetivos

Objetivo Geral

Estudar o comportamento do espraiamento em uma praia dissipativa a ultra-dissipativa (Cassino-RS) verificando a importância das diferentes condições ambientais nas bandas de frequência incidente e de infragravidade e associar com possíveis alterações na morfologia praial.

Objetivos Específicos

- Implementar o Sistema SIRENA de vídeo monitoramento;
- Quantificar a importância de cada banda de frequência, incidente e de infragravidade, na dinâmica do espraiamento em uma praia dissipativa;
- Verificar a relação do espraiamento com as condições ambientais;
- Analisar a parte saturada do espectro em diferentes condições hidrodinâmicas;
- Observar a relação entre as variações morfológicas com a dinâmica do espraiamento.

1.3 Motivação

A motivação deste trabalho é estudar um tema de pesquisa atual e em constante discussão dentro da área de oceanografia costeira e morfodinâmica de praias. Atualmente, não existem publicações de artigos científicos com esse enfoque no Brasil. Os processos gerados pelas ondas de infragravidade na região costeira ainda não são bem compreendidos e constantes estudos são necessários.

Devido à forte presença da energia das ondas de infragravidade na região costeira, acredita-se que muitas das feições morfológicas, como os bancos arenosos e cúspides praias e movimentos hidrodinâmicos, como o *runup* e as correntes litorâneas, estejam associados à estas ondas de períodos longos. A relação dos movimentos de infragravidade com eventos extremos é direta, uma vez que as amplitudes destas ondas aparentam ter uma relação linear com a altura de onda incidente oceânica (Aagaard & Bryan, 2003).

Por fim, este trabalho visa contribuir para uma melhor compreensão dos processos oceanográficos da praia do Cassino possivelmente alterando e aprofundando o enfoque atualmente dado aos eventos erosivos.

Sistema SIRENA: Implementação e Processamento de Imagens



2.1 Introdução

Esta seção tem o objetivo de descrever todo o pré- e pós-processamento que se fez necessário para a aquisição e utilização das imagens deste trabalho. Uma vez que para se estudar os processos do espraiamento utilizando as imagens capturadas por vídeo câmeras, era preciso imagens de alta resolução, e no momento (Setembro/2013) a estação Argus não dispunha de tal requisito, uma nova estação de vídeo câmeras fôra instalada. Para tornar possível a obtenção das imagens, não somente para suprir as necessidades deste estudo mas também para se ter uma nova fonte de dados morfodinâmicos, em um ambiente relativamente diferente de onde está presente a estação Argus, foram instaladas câmeras utilizando o programa SIRENA (Nieto et al. 2010). Este produz as imagens básicas semelhantes às produzidas pelo sistema Argus. Porém, para tornar funcional a nova estação e a utilização de seus produtos, foi requerida a manipulação de rotinas computacionais a fim de gerar o produto final (imagens) com a qualidade necessária para estudos costeiros. Tais estudos vão desde áreas de oceanografia física costeira, como a morfodinâmica de praias até o gerenciamento costeiro. Para a primeira área, dados como monitoramento do ambiente praias, obtendo informações da evolução do campo de dunas (Guimarães, 2010) e da linha de praia (Pearre & Puleo, 2009; Sobral et al., 2013, entre outros), comportamento do espraiamento (Aagaard & Holm, 1989; Holland et al., 2001; Senechal et al., 2011; Guedes et al., 2011a, atual trabalho e muitos outros) e dos bancos arenosos (Guedes et al., 2011b; Pereira, 2010), batimetria (Stockdon & Holman R. A., 2000; Plant et al., 2008), correntes litorâneas (Chickadel et al., 2003) e estudos das ondas são possíveis (Holman & Stanley, 2007). Já para o gerenciamento costeiro, informações como densidade de turistas e sua segurança na praia, quando associada com a ação de processos como as correntes de retorno (Jiménez et al., 2007), podem ser obtidas a partir das imagens.

As duas estações presentes na praia do Cassino estão distanciadas por cerca de 3 quilômetros uma da outra (Figura 2.1, painel superior). A primeira estação instalada foi o Sistema Argus (Holman & Stanley 2007) durante o experimento Cassino na Estação Marinha de Aquicultura (EMA) em 2005 (Calliari et al. 2005; Holland et al. 2009). A estação Argus é composta por 4 câmeras fixadas em uma torre a uma altura de 15 m (Figura 2.1, painel inferior). Desde então os dados vem sendo coletados continuamente perfazendo um banco de dados significativo. No ano de 2012, as câmeras antigas foram substituídas por câmeras de alta resolução e o sistema atualizado.

A instalação da primeira (e até o momento única) Estação SIRENA no Brasil, também ocorreu no ano de 2012, mais precisamente no mês de agosto, sendo composta por 3 câmeras de alta resolução instaladas a uma altura de 23 m no telhado do Hotel Villa Moura (Figura 2.1). A grande vantagem do SIRENA, desenvolvido por pesquisadores da Espanha, em relação ao Argus, criado por pesquisadores dos EUA e pioneiro no

sensoriamento remoto costeiro, é que o primeiro possui uma distribuição livre e gratuita, reduzindo consideravelmente os custos de instalação de uma nova estação.



Figura 2.1 – No painel superior uma imagem de satélite da praia do Cassino onde estão demarcadas as duas estação de sensoriamento remoto instaladas. No painel inferior são demonstradas as câmeras da estação Argus composta de 4 câmeras (esquerda) e a estação SIRENA, composta por 3 câmeras (direita). Fonte: Painel superior, Google Earth; Painel inferior, fotos pessoais do autor.

2.2 Calibração das Câmeras

Antes da instalação das câmeras em campo, é necessário conhecer a distorção das imagens para que estas sejam posteriormente corrigidas, bem como os parâmetros intrínsecos, definidos como ponto principal, distância focal e o coeficiente de assimetria. Para tal, defini-se um conjunto câmera e lente exatamente como será utilizado em campo. Este conjunto tem uma distorção implícita e não muda ao longo do tempo. Por isso, a realização desta etapa se faz somente uma vez em laboratório. Caso sejam trocadas as lentes das câmeras, uma nova calibração deve ser feita. A calibração consiste na obtenção de imagens de um tabuleiro de xadrez no qual os quadrados tenham sempre um mesmo tamanho e vértices bem definidos na impressão. Para esta calibração, foi utilizado um tabuleiro de xadrez com quadrados de tamanho 9x9 mm (Figura 2.2). Um número entre 15 a 20 imagens, em diversas posições, foram retiradas, com o intuito de abranger todas as porções do campo de visão das câmeras para que as distorções radiais e tangenciais sejam bem conhecidas.

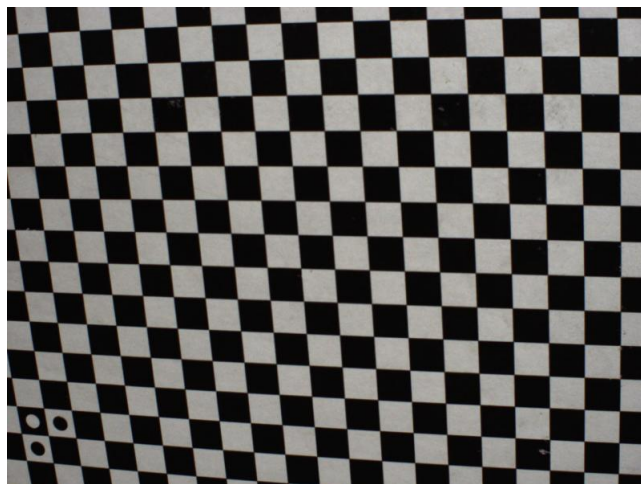


Figura 2.2 – Tabuleiro de xadrez com quadrados de 9x9 mm utilizado para a calibração das câmeras em laboratório.

O SIRENA está munido de três câmeras firewire *Point Grey* de 1.4 MP, sendo que as câmeras apontadas aproximadamente para o norte e para o sul, possuem lentes de 12.5 mm. Já a câmera central, utilizou-se uma lente de 25 mm, deixando-a com uma melhor resolução, porém com um campo de visão menor do que as outras câmeras. Em um experimento teste, anterior à instalação da Estação SIRENA, utilizou-se uma lente de 6 mm. No entanto, não foi possível retirar de maneira efetiva a distorção das imagens. Por este motivo recomenda-se a utilização de lentes com maior aproximação. As imagens em laboratório foram retiradas utilizando-se um programa criado pela empresa das câmeras, a *Point Grey*, em um sistema operacional Linux. Porém testou-se também em ambiente Windows, funcionando normalmente. O programa é gratuito¹. É importante que a abertura da câmera esteja na forma de como será utilizada em campo e com o foco no horizonte (dicas obtidas em comunicação pessoal com John Stanley) pois assim a correção da distorção torna-se otimizada.

Uma vez obtidas as imagens, as quais devem ser indentificadas de acordo com o conjunto câmera/lente, as informações intrínsecas tornam-se conhecidas utilizando-se o programa desenvolvido por Jean-Yves Bouguet para MatLab. Este também é gratuito e livre².

2.3 Instalação do Sistema SIRENA

O programa SIRENA foi desenvolvido em linguagem Java e é instalado no ambiente Linux (Nieto et al. 2010). O objetivo da criação deste programa era a disponibilização de uma ferramenta livre e gratuita de sensoriamento remoto. Ele foi baseado no Argus, pioneiro neste área, e que atualmente é comercializado, encarecendo e dificultando a ins-

¹ <http://ww2.ptgrey.com/sdk/flycap>

² http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/index.html

talação de novas estações para o monitoramento em diversos ambientes. No entanto, o sistema Argus Cassino, foi instalado em parceria com a Universidade de Óregon, não havendo, portanto, comercialização. Para inserção de parâmetros de controle e operação do sistema, é utilizado um arquivo XML, que também é onde se definem os modos de aquisição desejados. Esta parte da instalação e configuração de alguns parâmetros do sistema, foi realizada em conjunto com um técnico em computação da FURG.

2.4 Configuração para Amostragem

Utilizando o arquivo XML, foi definida a forma desejada para a obtenção dos dados. Foi definido um tempo de coleta de imagens durante 17 minutos a uma frequência de 3.125 Hz, a cada hora de luz do dia. Esta configuração serve tanto para a captura dos produtos pré-processados pelo programa e denominados de *snap shot* (Figura 2.3 a), *timex* (Figura 2.3 b), *variance* (Figura 2.3 c) como para a série temporal *time stack* (Figura 2.3 d). A imagem *snap shot* nada mais é do que a primeira imagem obtida durante estes 17 minutos, semelhante a uma fotografia. A *timex* é produto da média das intensidades luminosas adquiridas pelas 3188 imagens para cada hora. De maneira semelhante, a *variance* é a imagem relativa ao desvio-padrão destas mesmas 3188 imagens. O *time stack* é resultado da obtenção dos pixels de um mesmo alinhamento definido previamente na imagem. Então no final de cada hora, são gerados 4 produtos para cada câmera. A resolução da imagem definida foi de 960 x 1280 (linhas x colunas).

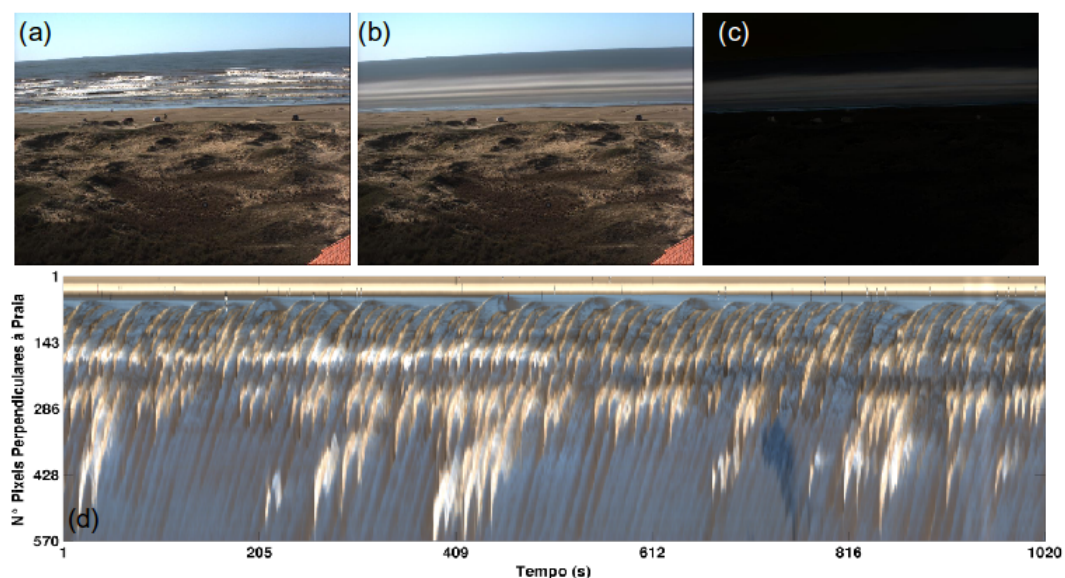


Figura 2.3 – Produtos gerados pelo Sistema Sirena. Exemplos de imagens do tipo (a) *snap shot*, (b) *timex*, (c) *variance* e (d) *time stack*. As três imagens do painel superior foram adquiridas pela câmera mais ao norte denominada de c01 no dia 23 de setembro de 2012. Já a imagem (d) foi obtida pela câmera central, denominada de c02, para o mesmo dia das anteriores.

2.5 Pós-processamento das Imagens

Uma vez obtidas as imagens em campo é de extrema importância que o pós-processamento seja realizado, a fim de retirar a distorção, determinar os ângulos de Euler e retificar a imagem.

2.5.1 Georreferenciamento

A correção foi realizada com a rotina disponibilizada em [MatLab Camera Calibration Toolbox](#) denominada *undistort_image.m*. Alterações foram feitas com o intuito de permitir ao usuário uma maior maleabilidade, como programar a correção da distorção de diversas imagens de diferentes dias e tipos (*snap shot*, *timex* e *variance*). O procedimento para o *time stack* é um pouco diferenciado e será visto mais à frente.

Tendo sido retirada a distorção, o próximo passo a ser feito é a geometria. A partir desta é que se obtém as informações extrínsecas à câmera, tais como posição da câmera no mundo real, com relação ao sistemas de coordenadas local, os ângulos de Euler (ϕ , σ , τ) e a distância focal efetiva (f) ([Figura 2.4](#)). Uma rotina foi criada pelo autor para obter os pontos dos GCPs (*Ground Control Points*) (x , y , z) do mundo real, que estão relacionados com determinados pixels na imagem (u , v). O horizonte visível nas imagens também tem suas coordenadas (u , v) coletadas, geralmente com no mínimo quatro pontos. As coordenadas dos GPCs e das câmeras (x_c , y_c , z_c) foram obtidas previamente utilizando-se uma estação total e um prisma óptico. Uma vez que temos os pixels relacionados com as coordenadas dos GCPs e as posições das câmeras, é necessário dar uma estimativa inicial com relação aos ângulos de Euler das câmeras em campo. ϕ seria o azimute de cada câmera com relação ao sistema de coordenadas local, σ , também denominado de rolamento, é o ângulo de inclinação com relação ao horizonte e τ , conhecido como tilt, é o ângulo da posição das câmeras com relação ao eixo Z ([Figura 2.4](#)). Tendo como entrada estas informações, utilizou-se a rotina *fnn110317_fndbasic.m*, disponibilizada pelo grupo SIRENA para que, através das estimativas iniciais e das coordenadas, valores mais próximos do real e possíveis correções na posição das câmeras decorrentes de fatores ambientais, como o p.e. fortes ventos, sejam encontrados utilizando-se das equações de colinearidade ([Holland et al., 1997](#)) bem como o Método dos Mínimos Quadrados (MMQ) para se chegar ao menor erro. As equações de colinearidade utilizam as informações dos ângulos de Euler bem como a distância focal (f). Descrições sobre este procedimento podem ser encontradas no manual disponibilizado pelo grupo SIRENA ([Simarro, 2011](#)).

2.5.2 Retificação

A fim de obter uma imagem plana através das imagens oblíquas capturadas pelas câmeras em campo, é necessário realizar a equação inversa de colinearidade. Inversa porque

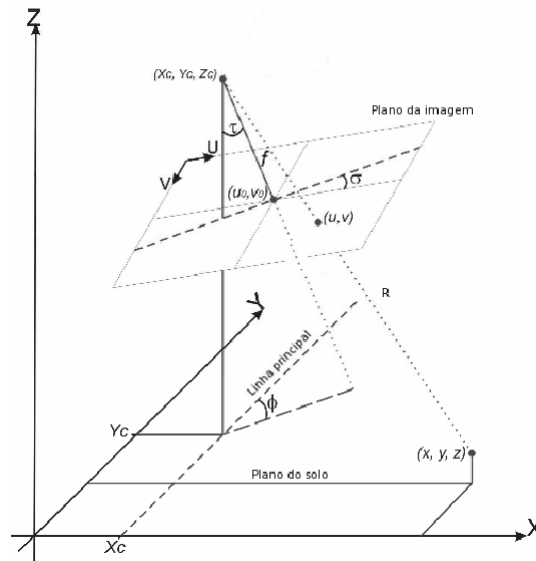


Figura 2.4 – Relação de colinearidade entre as coordenadas das câmeras (x_c, y_c, z_c) , imagens (u, v) e mundo real (x, y, z) utilizadas na definição da orientação.

parte-se agora das coordenadas das imagens (u, v) a fim de se encontrar as coordenadas do mundo real (x, y, z) . Para que isso seja possível, foi determinado para a praia do Cassino, um $z = 0$ e este valor foi relativo à elevação da posição instantânea da linha d'água coletada no mesmo dia em que se obteve as coordenadas das câmeras e dos GCPs. Após esse procedimento, utilizou-se a rotina do grupo SIRENA *fnn110317_cr_xyz.m* para que fosse possível ter uma imagem ortorretificada, ou seja, que tenham distâncias mensuráveis de acordo com as distâncias do mundo real. Assim cada píxel da imagem é alocado em uma matriz de acordo com a posição correspondente no mundo real. Visto que, pixels que abrangem regiões mais distantes das câmeras representam uma área maior, a matriz final gerada possui espaçamentos. Para ter-se uma imagem sem lacunas, os pontos foram interpolados linearmente. Esse procedimento foi realizado para cada uma das 3 câmeras. Para ter uma imagem retificada (também pode ser chamada de plana) que permita uma maior visualização do ambiente costeiro, estas são unidas, formando então um mosaico (Figura 2.5).

2.5.3 Captura e Processamento do *time stack*

O mesmo procedimento de processamento de imagens realizado nas imagens oblíquas descrito acima, deve ser realizado nas imagens *time stack*. Desta forma, para que possa ser realizada a correção dos pixels coletados no alinhamento definido e também sua retificação, para que se tenha uma medida das distâncias do mundo real, mais de uma linha deve ser capturada.

Primeiramente, utilizando o mosaico, definiu-se o alinhamento no mundo real que pretendia-se utilizar. Este alinhamento com valores de $(x, y, 0)$ foi convertido para valores de (u, v) a partir das equações de colinearidade. Para saber quais pixels deve-

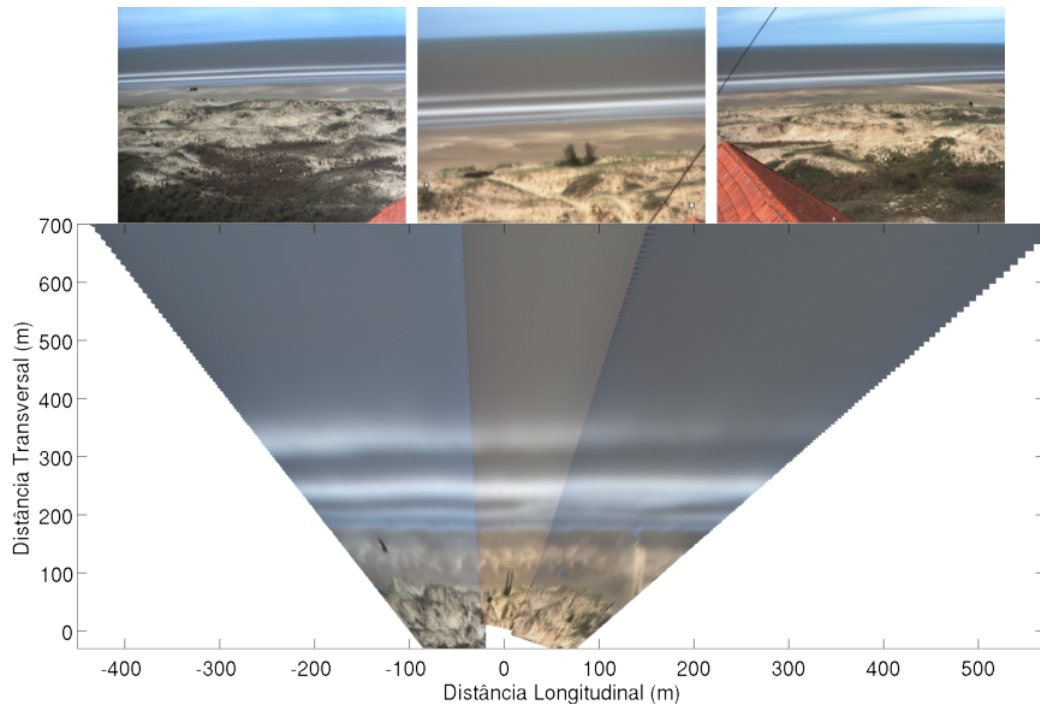


Figura 2.5 – Na parte superior as imagens oblíquas capturadas pelas câmeras c01 (esquerda, porção mais ao norte), c02 (centro) e c03 (direita, porção mais ao sul). Na parte inferior o mosaico, formado pelas três imagens oblíquas retificadas e unidas. Uma área de aproximadamente 400 m da linha d’água pode ser monitorada, além das dunas, e posições do bancos arenosos submersos (bandas brancas localizadas entre 180 m e 400 m). Esta imagem representa a região costeira na frente do Hotel Villa Moura, na praia do Cassino.

riam ser coletados nas imagens levando em conta a correção da distorção e a retificação, era necessário utilizar as rotinas do grupo SIRENA *fnn110317_tstacks_Mex.m* e *fnn110317_tstacks_Min.m*. Assim todos os pixels necessários para a realização do pós-processamento das imagens eram capturados por hora. Estas posições (u, v) foram então passadas para o arquivo XML para serem capturadas pelo sistema SIRENA. Uma rotina que realiza o pós-processamento foi criada baseando-se nas operações realizadas pelas rotinas do grupo SIRENA *fnn110317_tstacks_Mex.m* e *fnn110317_tstacks_Min.m*, convertendo as informações obtidas em campo em um *time stack* corrigido e retificado. Basicamente, para cada pixel corrigido e retificado, são necessários 8 pixels da imagem distorcida. Então o *time stack* gerado pelo SIRENA a cada hora, possui mais de um alinhamento.

2.5.4 Detecção do Espraimento

O processo de detecção do espraimento possui as seguintes etapas:

- verificação visual da qualidade da imagem;
- recorte do *time stack* na região que abrange aproximadamente a linha que representa o limite entre a areia úmida e a areia saturada e a zona de arrebenção mais próxima da costa;

- aplicação de diversos tipos de processamentos de imagens a fim de se escolher qual é o melhor para determinada hora do dia e condição de onda [Figura 2.6](#);

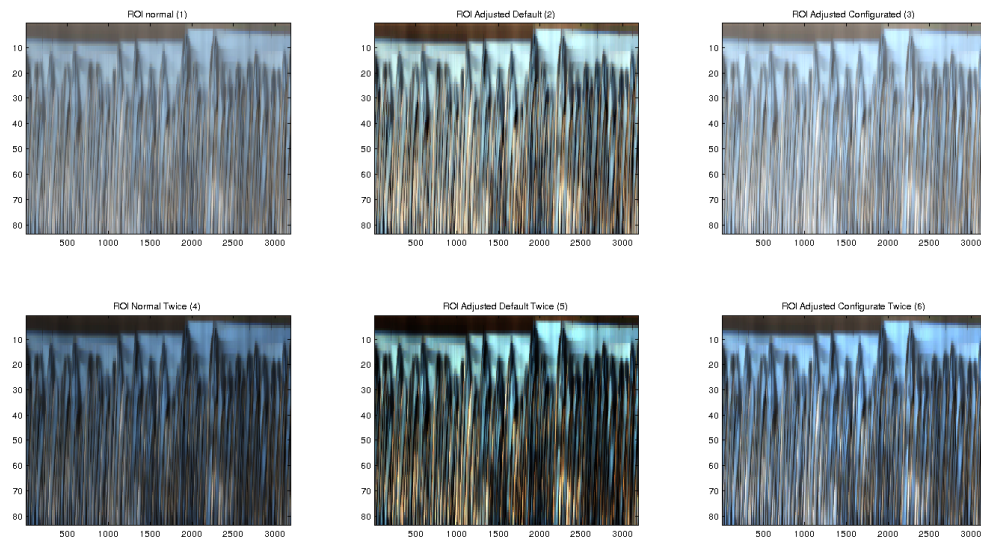


Figura 2.6 – Diferentes tipos de processamentos dos *time stack* para verificar qual se adequa melhor em momentos de luminosidade e condições hidrodinâmicas diferenciadas. A imagem superior esquerda representa o recorte do *time stack* original.

- recorte manual, eliminando o máximo possível a região de alto contraste entre a areia úmida e a zona supersaturada. Um janelamento da série temporal do espriamento foi estabelecido a fim de se diminuir os contrastes de luminosidade ao longo do tempo de captura do *time stack* ([Figura 2.7a](#), retângulo vermelho);

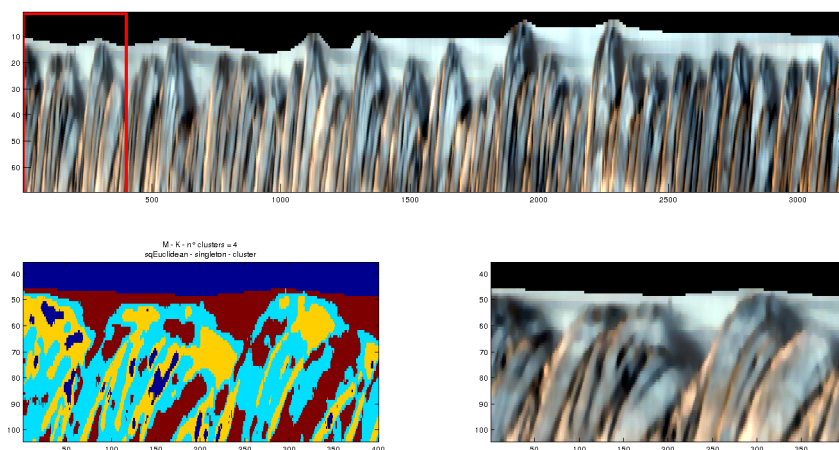


Figura 2.7 – (a) Série temporal do espriamento (*time stack*) já com o limite entre a areia úmida e a zona supersaturada em água recortado. A janela vermelha representa a porção em que se está aplicando o algoritmo de agrupamento; (b) resultado da aplicação do algoritmo *kmeans* com 4 diferentes agrupamentos de pixels e (c) representa a região do janelamento apenas com o processamento aplicado no procedimento anterior. Sua finalidade é ajudar na escolha do melhor grupo estabelecido pelo algoritmo.

- conversão do modelo de cores RGB para CMYK e aplicação do algoritmo *kmeans* na área estabelecida pela janela. Foi verificado que uma criação de 4 agrupamentos era a melhor maneira de se lidar com as diferentes intensidades luminosas dos pixels presentes na janela (Figura 2.7b). Cada cor representa um agrupamento dos pixels com intensidades luminosas mais similares. Figura 2.7c é a imagem original após o processamento dos contrastes, para ajudar na escolha do agrupamento da Figura 2.7b;
- escolha da melhor máscara gerada pelo algoritmo;
- aplicação de um filtro suavizador (*rloess*);
- por fim a borda do espraçamento é detectada (Figura 2.8 a) e caso esta não tenha ficado da melhor maneira possível, um refinamento manual era realizado, selecionando a posição visual que melhor definia o espraçamento (Figura 2.8 b).

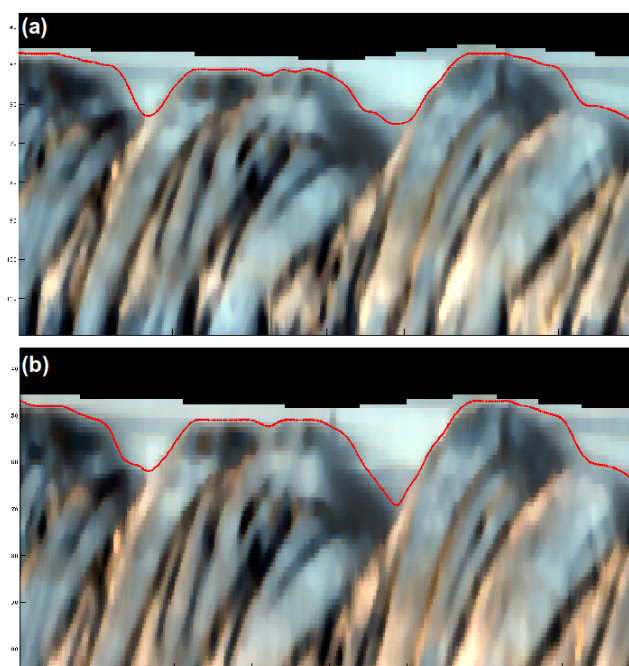


Figura 2.8 – Porção do espraçamento delimitado pela janela da Figura 2.7(a) com a sua borda detectada. Em (b) o refinamento manual aplicado.

Ao final do procedimento descrito acima, as bordas detectadas em cada janela eram agrupadas em um único vetor e graficadas sobre a série temporal inteira. Neste momento novos ajustes manuais da delimitação do espraçamento eram realizados a fim de se eliminar os erros nos limites da janela aplicada. O produto gerado pode ser visto na Figura 2.9a, onde está graficado juntamente com a imagem *time stack*. Na Figura 2.9b, está demonstrado apenas o espraçamento detectado do *time stack* em (a).

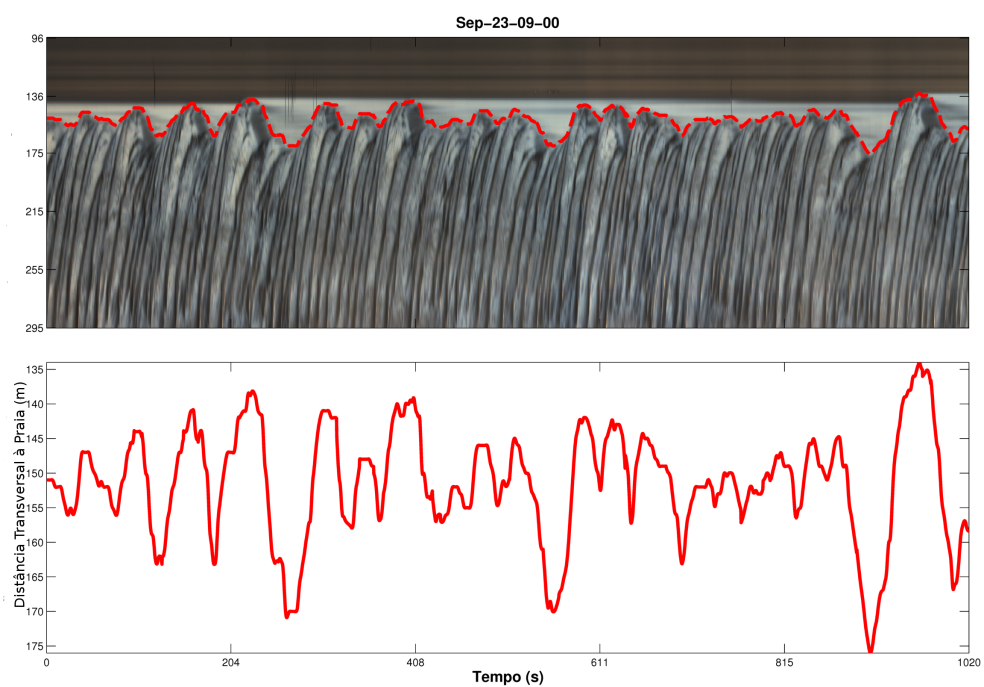


Figura 2.9 – Em (a) está o *time stack* com a borda do espraçamento detectada graficada sobre este. Já (b) é apenas o espraçamento detectado durante os 17 minutos de amostragem.

CAPÍTULO 3

Manuscrito



Swash Analysis and the Associated Beach Morphological Changes: an Infragravity Waves Approach

Fernando N. Calmon Sobral; Lauro J. Calliari; João L. Nicolodi

Universidade Federal do Rio Grande

fcalcon.sobral@gmail.com

2013

3.1 Introduction

The swash zone on dissipative beaches is dominated by the infragravity waves energy. The terminology infragravity means that the period of time of the processes stays within the frequency range of $0.003 < f < 0.05 Hz$. On the other hand, high frequencies processes are in the range of $0.05 < f < 0.33 Hz$, and are denominated sea-swell band. Many studies were done to verify the importance and consequences of such infragravity component, not only in the swash zone but also along the nearshore zone. Runup, defined as the time-varying vertical position of the water line about the mean level (setup), is the main driver of beach face hydro- and morphodynamics (Elfrink & Baldock 2002). Thus it is of great relevance when studying the sediment exchanges between the subaerial and subaqueous zones of the beach (Masselink & Hughes, 1998; Puleo et al., 2000). Laboratory experiments with monochromatic waves on a plane beach have shown that vertical swash height R increases with growing incident wave height until R reaches a threshold value (Miche, 1951). Any additional input of the incident wave energy is then dissipated in the surf zone and does not result in further growth of the vertical swash height, that is, the swash is saturated. Many field experiments have shown that infragravity energy is strongly correlated with that in the short-wave band (incident), indicating some kind of local forcing by the incident sea and swell (Guza & Thornton, 1982; Nelson et al., 1988; Elgar et al., 1992; Okiihiro et al., 1992). Mostly of the short-wave energy is dissipated in the surf zone due to breaking and, to a lesser degree, bottom friction and therefore decreases in the onshore direction. Infragravity energy, however, increases shoreward (Wright et al., 1982; Wright & Short, 1984; Guza & Thornton, 1985). But is still unclear the exact infragravity-generation mechanism.

Runup characteristics change with beach and offshore wave properties. Thus is acceptable that the Iribarren number is generally used to parameterize such motion (Holman & Sallenger, 1985), once the beach slope and wave steepness are correlated by

$$\xi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad (3.1)$$

where β is the beach slope, L_0 the deep water wavelength given by linear theory and H_0 is the offshore wave height. However, Raubenheimer & Guza (1996) doubted whether a generally valid dependence of the infragravity component of the runup normalized by the significant wave height (Rig/Hs) on Iribarren number really exists, and that this relationship could be then site specific. A strong correlation between infragravity runup elevation and offshore wave height on highly dissipative beaches, suggested that the runup could be scaled just with offshore wave height (Ruessink et al., 1998; Ruggiero et al., 2001). However, Stockdon et al. (2006) suggested that accounting for wave period the predictions of infragravity wave runup are improved.

An universal form for runup spectra has been proposed by Huntley et al. (1977) which found an incident frequency band saturated with a decay rate of f^{-4} , where f is frequency. However, other authors also found a spectral shape for the saturated band of runup of f^{-3} (Guza & Thornton, 1982; Ruessink et al., 1998; Ciriano et al., 2005). Even with Ruessink et al. (1998) and Ruggiero et al. (2004) rate decay, f^{-3} and f^{-4} respectively, not being in accordance, both found a spectral roll-off saturation extending to frequencies in the infragravity band. The roll-off saturation differences are still not clear and it has been suggested that they might simply be related to different measurement methods (Raubenheimer & Guza, 1996). More recently Guedes et al. (2011a) founded that the f -slope changes with the tidal variation, with steeper values being associated with high tide.

Setup and runup observations on sandy beaches are scattered about empirical parameterizations based on near-shoreline beach slope and deep water wave height and wavelength (Guza & Feddersen, 2012). Accurate parameterizations are needed to determine flooding and erosion risk to coastal ecosystems and communities (Guza & Feddersen, 2012). Runup also plays a critical role in dune erosion during storm conditions (Ruggiero et al., 2001). Infragravity swash motions can provide the main mechanism for sediment transport on low-sloping, dissipative beaches (Butt & Russel, 2000) and therefore predicting their occurrence and magnitude is a critical component of shoreline change models (Guedes et al., 2013).

The aim of this work is to contribute to the advances in the understanding of runup, studying a dissipative beach by means of verification of the changes in swash zone dynamics behavior under different hydrodynamic conditions and testing if there is any

correlation between runup spectra and beach profile variability.

3.2 Field Site

Located at southern most part of Brazil (Figure 3.1), Cassino beach is a multiple bared beach system, composed by very fine sand with a very gentle foreshore slope ($\beta = 1 : 45$). Also can be defined as a wave dominated microtidal system (Calliari & Klein, 1993) having mixed (dominantly diurnal) tides with mean amplitude of 0.47 m (Moller et al., 2001). Motta (1963) analyzing wave data of north part of Rio Grande do Sul, verified that the more energetic and low steepness waves comes from SE, with a more frequent significant wave period of 9 s respectively. Northeasterly (NE) winds dominate throughout the year while southwesterly (SW) winds become more important during fall and winter (Moller et al., 2001). The greatest sea level oscillations at Cassino beach are associated with storm surges, that can reach until 2 m above the predicted tide (Calliari et al., 1998; Parise et al., 2009), and about 60 m of waterline displacement across the beach in the period of time of just one hour (Sobral et al., 2013).

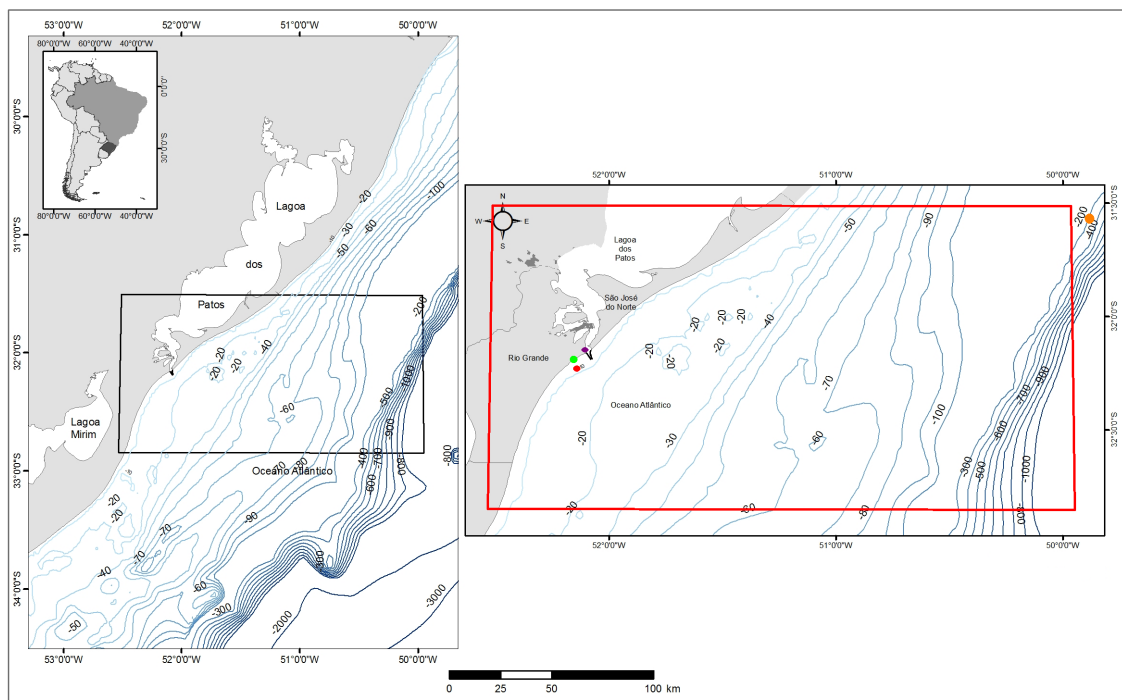


Figure 3.1 – Field site, Cassino Beach. The rectangle area on the left is represented on the right with more details. The red rectangle delimits the wave propagation grid. The orange, red, green and purple solid circles are respectively, 197 m depth moored PNBOIA buoy, 9 m depth wave simulated point, Villa Moura Hotel, where the SIRENA Station is installed and Pilot's Station, where tidal level was obtained.

Three-dimensional beach morphology is not very common at Cassino Beach (Figueiredo & Calliari, 2006). However, beach cusps features sometimes appears, as can be seen in the plane images (not shown). Rhythmic patterns were also found in the surfzone (Guedes, 2006).

3.3 Methodology

During a period of nine days, comprising between Sep 19th and 27 of 2012, were obtained for Cassino Beach, video image data, waves directional spectrum and tidal levels, as well as daily beach profiles. The data set is described bellow.

Beach Profiles

The beach profiles were performed always over the same alignment, transversal to the beach, using a total station and an optical prism to monitoring the beach changes over different hydrodynamic conditions. The local coordinate system was established by a benchmark installed on the foredunes which elevation is relative to the Brazilian Geodesic Vertical Datum (BGVD), after calculating the orthometric elevation, as found by [Teixeira \(2011\)](#). The beach profiles were then processed to remove outliers and interpolated on each meter. The profile cross-shore length varied according with the wave energy at the time of sampling and was also limited by the prism rod height. The beach profile maximum vertical variation was calculated using the minimum and maximum elevation for each cross-shore position. The values obtained will be used as additional information in the data analysis and to convert the horizontal swash position to vertical.

Wave Data

Wave data were acquired hourly by a directional wave buoy moored at the shelf break ($31^{\circ}34'S$, $49^{\circ}53'W$), at a depth of 197 m and distant approximately 260 Km from the field site ([Figure 3.1](#)). The buoy is part of the National Buoy Program (PNBOIA) with the aim to improve the knowledge of the oceanic circulation of the Southern Atlantic Ocean. To better represent the wave characteristics in shallower water, the wave data were propagated using the model DELFT3D-WAVE, that uses the Simulating Waves Nearshore (SWAN) to waves simulation. SWAN is an Eulerian, phase-averaged, refraction wave model, that simulates the evolution of the wave spectrum ([Booij et al., 1999](#)). Because of refraction, frictional dissipation across the shelf ([Herbers et al., 2000](#)) and white-capping, the wave height measured at a buoy located in deep water may be significantly higher than that which actually reaches the nearshore, so runup predictions using deep-water buoy measurements may be anomalously high ([Stockdon et al., 2006](#)). The simulation was forced using the buoy wave data as significant wave height (H_s), wave peak period (T_p) and dominant direction (D_p), the direction with the highest energy integrated over all frequencies. The directional wave spectrum was used to calculate H_s from equation

$$H_s = 4 \cdot \sqrt{\sum PSD(f) \cdot df \cdot ddir} \quad (3.2)$$

where PSD is the Power Spectrum Density, df is the frequency variation interval (of 0.005 Hz) and $d\text{dir}$ is the direction variation interval (here is of 3°). The model was run in a non-stationary mode using a JONSWAP parametric spectrum and was set to calculate the wave conditions to every 15 minutes giving a hourly 2D spectrum output. The grid resolution was $\approx 1.2 \times 0.50$ Km (horizontal x vertical) and the whole area simulated cover $\approx 242 \times 148$ Km (horizontal x vertical). Even with a satisfactory results of the simulated hydrodynamic conditions, the simulation generally smooth the data and in order to optimize the swash and wave parameters statistic, was decided that the wave peak period (T_p) would be the buoy data, once this is a conservative wave property. As reported by the SWAN validation study (Ris et al., 1999), the simulations tend to overestimate the significant wave height and underestimate the mean wave period, both in 10%. The bathymetric data used was a combination of ETOPO1, a global, integrated bathymetric-topographic, digital elevation model (Amante & Eakins, 2009). and the Brazilian Navy DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) Nautical Chart. The chosen point to represent the shallow water wave conditions was determined at approximately 9 m depth in front of the study area (Figure 3.1).

Tidal Level

The tidal level was obtained from the Pilot's Station situated inside the Pato's Lagoon estuary (Figure 3.1). As the lagoon's level can vary accordingly with wind and freshwater discharge (Moller et al., 2001), the use of a linear regression equation became necessary to approximate the offshore tidal level. Comparing three months data between the Pilot's Station tidal level and the level measured at the nearshore (≈ 8 m depth) by a Nortek Doppler Profiler (NDP), installed during Cassino Experiment (Calliari et al., 2005; Holland et al., 2009), Goulart (2010) found a significant linear correlation ($r = 0.91$). The regression equation used was $y = 1.319x + 0.322$, where x is the estuary and y the coastal tidal level.

Video Images

High resolution images (960x1280, lines x columns) were acquired by a SIRENA Station composed by three digital cameras. The system was installed on August 2012 over a building roof of approximately 23 m height, located behind the dunes field. SIRENA is a low cost open-source software, developed by the Mediterranean Institute for Advanced Studies (IMEDEA, CSIC-UIB) (Nieto et al., 2010). The cameras were calibrated in laboratory using a chess boarder with squares of known dimensions and a MatLab Camera Calibration Toolbox, developed by Jean-Yves Bouguet (MatLab Toolbox). After finding the intrinsic parameters (focal length, principal point, skew coefficient and radial-tangential distortions), the oblique images were then undistorted. Photogrametric

transformations, between the image (2D) and the corresponding real world (3D) coordinates were done by means of the collinearity equations using the extrinsic parameters as, camera position and orientation relative to the reference coordinate system, and intrinsic parameters (Holland et al., 1997). However, to solve that coordinates transformation, is necessary to have ground coordinates information, and this is obtained using Ground Control Points (GCPs). The GCPs are ground fixed points easily viewable on the images with the known coordinates captured by a total station. The rectification processes, transforming the oblique images onto a plane image able to give real world features lengths, was performed using the inverse collinearity equations (Holland et al., 1997). Finally, the rectified images were then merged onto a single image in order to provide a more wide field observation and a better visualization of the beach system (Figure 3.2a). Approximately 300 m of shoreline is monitored by the 3 cameras using the SIRENA. The merged image demonstrated in Figure 3.2 was composed by the timex images, a statistical product generated by averaging 3188 frames (each frame is a snap-shot, Figure 3.2b) captured over 17 minutes in a frequency of 3.125 Hz. However, in order to study the swash dynamics at Cassino Beach, the swash oscillations on the foreshore was recorded over time, resulting in a time stack image described bellow.

Time Stack

Time stack is a time series of pixel luminosity intensity, capturing always the same cross-shore position (Aagaard & Holm, 1989). The cross-shore position was first defined on the plane image (black dashed line, Figure 3.2a), representing the real world coordinates, and those are converted onto image coordinates (black open squares, Figure 3.2b). The time stack serie used was provided by camera 2 due to its better image resolution. At the ending of each hour, the result of the 17 minutes at 3.125 Hz frequency capture, generated a pixel intensity time series of 3188 frames. In the field of view of camera 2 and purposely in the same alignment used to obtain the time stack, all the beach profiles were done. The aim for this coincidence will be explained latter.

Sometimes, the hour collected of time stack was not full hour (e.g. hh:30) and thus, an rounding adjustment for the last nearest hour was done.

Swash Detection

The swash oscillations captured by time stack were automatic digitized using a clustering algorithm on pre-processed images. Pre-processed images means that the Red-Green-Blue (RGB) color model was converted to Ciano-Magenta-Yellow-black (CMYK) color model to become easier to find the cutoff between water (swash) and wet/dry sand. The swash line definition on time stack images is the most shoreward edge of water identifiable, being consistent with swash measurements obtained using resistance wires deployed near the bed (Holman & Guza, 1984; Holland et al., 1995). The automatic

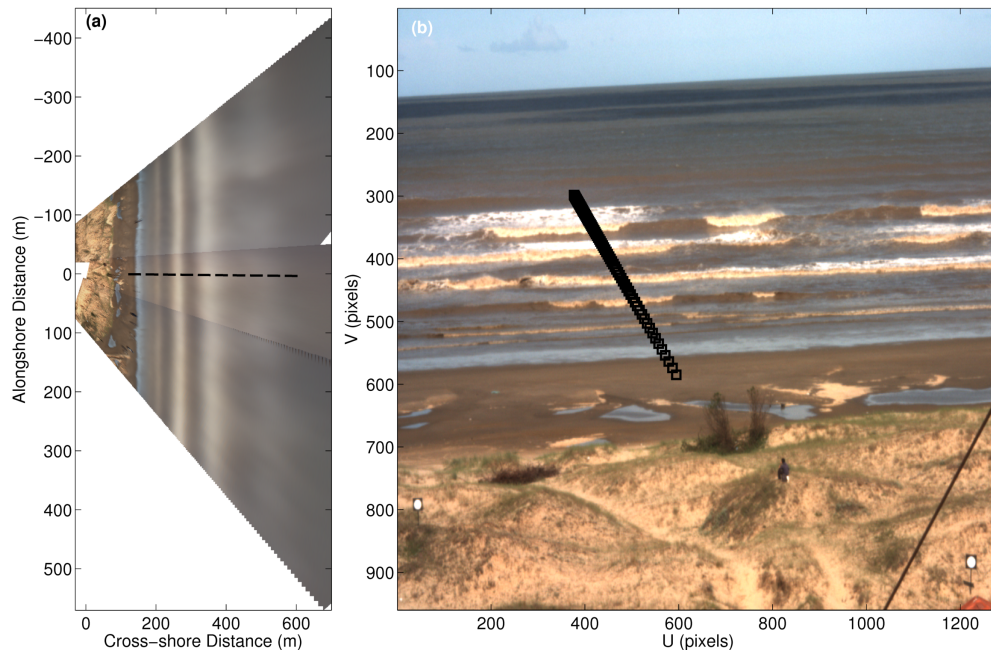


Figure 3.2 – Time stack alignment plotted on plane image, representing the real world coordinates XYZ (a) and plotted on camera 2 oblique snap-shot image with pixel coordinates UV (b). In (a) the shore-parallel bands are a proxy of submerged sand bar position. The swash zone specific for this hour collected, is located at approximately 180 m cross-shore distance, with a different luminosity as a result of saturated sand, also visible in (b) at approximately 580 (V).

detection method obtained doubtful results generally over the backwash, mainly due to swash-swash interaction between the fall of the earlier swash wave and the start of the incoming uprush. In those cases a manual refinement was performed.

Differently from intermediate and reflective beaches, the border of swash on dissipative beaches is not very well defined due to the absence of foam and also because of the water supersaturated swash zone (Huisman et al., 2011), turning more difficult its determination. As the experiment period occurred predominantly during strong winds conditions, principally on Sep 19th, with wind gusts of 110 km/h, images with visual excess of camera movement were excluded. Images where the swash border was not clearly visible, e.g. on low energy waves and very cloudy days (Sep 24th), were excluded. To eliminate some wind noise on time stack, a median filter, with a window of 5x5 pixel was used. By visual analysis, it was verified that the filter does not mischaracterized the swash movements. Once the beach profile was accurately known over the same time stack cross-shore position, the swash position extracted was converted into runup elevations. This conversion is to make easier to compare the runup elevations with the offshore significant wave height and find runup parameterizations. If the transversal location of the swash position did not exist on the profile, a linear interpolation was done to get that point. A total of 59 time stack (runup time series) were used here. In this work, the total runup elevation is represented by two components: wave setup and the swash elevations (Holman & Sallenger, 1985). However, sometimes were used swash elevations as a synonymous of runup elevation or

just runup, that are the elevations of the fluctuations about the mean runup level (setup) of the detrended time series.

Spectral Analysis

The spectral analysis was computed using a Fast Fourier Transform (FFT) from linear detrended runup elevation time series, tapered with a Hanning window with 50% overlap, segmented in 300 s (937.5 points) giving typically 57 degrees of freedom (DOF). The equation to calculate the DOF, $(8/3)(N/M)$, was based on [Priestley \(1981\)](#), with N being the sample size in time (in this case 3188) and M is the half size of the window. The aim to detrend the time series, is to remove any tidal fluctuations and the wave induced setup, leaving only the swash signal ([Holland & Holman, 1993](#)). For this reason, to not alias the results, all the swash statistic were done using detrended time series and all the correlations made in this work was based on a 99% significant level, which means that the absolute correlation coefficients equal or greater than 0.34 are significant. Through the spectral results, the significant runup heights (R_s), were calculated using the [Equation \(3.3\)](#)

$$R_s = 4 \cdot \sqrt{\sum PSD(f) \cdot df} \quad (3.3)$$

and was divided in two bands: runup at sea-swell frequencies (R_{ss}) $f \geq 0.05Hz$ and at infragravity frequencies (R_{ig}) $f \leq 0.05Hz$, to estimate the energy contribution of each frequency band to runup height. Applying the [Equation \(3.3\)](#) over the different frequencies gives the respective value for R_{ss} and R_{ig} elevations. Runup maxima (ζ) were identified following [Holland & Holman \(1993\)](#) as the difference in elevation between any local crest and the setup level (mean level of each time series), using the zero-crossing method. The foreshore slopes were calculated for each existent time stack hour as the best linear fit of the beach profile portion between the swash mean $\pm 2\sigma$. Thus, the slope is characterized as the angular coefficient of the regression line. To estimates the swash periods (T_{sw}) the zero down crossing method in the time domain of the swash time series was applied. We use sea-swell, incident and short-wave frequency with the same meaning.

3.4 Results and Discussion

The study period was marked by very high winds with the wind gusts reaching a maximum velocity of 110 km/h (not shown here). Deep water waves, measured by the oceanographic buoy moored at the shelf break, reached 5.92 m significant height (H_s), on Sep 20th. A maximum wave peak period (T_p) of 14.29 s, both for Sep 20th and 27, also was recorded by the buoy. However, fair weather conditions were also present, with waves height of 1.75 m and peak period of 5.88 s on Sep 24th. This hydrodynamic variability allowed the study of the swash dynamics in adverse situations.

Beach Profile

The topo-bathymetric beach profiles envelope is shown in [Figure 3.3](#). Only on day Sep 24th, when the significant wave height was low, the first submerged sand bar was entirely sampled by the profile, reaching a maximum cross-shore distance of 312 m. As can be seen in [Figure 3.3b](#), most of the maximum vertical variation occurred roughly between cross-shore distance of 100 to 200 m. Higher variation occurred over the foreshore, between an approximated cross-shore distance of 127 and 198 m, and around 220 m, being approximately 50 cm for both locations ([Figure 3.3b](#)). Even with a smaller number of beach profiles samples, obtained at high temporal frequency (daily), the maximum vertical profiles changes, observed on the present study, was very similar with those found by [Calliari & Klein \(1993\)](#), that verified similar foreshore variation rates. The area covered for the mean swash positions $\pm 2\sigma$ for all 59 data runs, where σ is the standard deviation of each swash time series, is represented by the gray patch in [Figure 3.3a](#). This swash area covered approximately 71 m. The swash maximum, mean and minimum displacement for the period were 31.8 m (Sep 23th at 7:00 am), 20.9 m and 10.4 m (Sep 24th at 2:00 pm), respectively. The tidal level relative to BGVD stayed on 0.47 m (gray dashed line, [Figure 3.3a](#) and [b](#)).

The foreshore slope (β) ranged from 0.018 to 0.032 (1.03° to 1.8°) with an Iribarren number (ξ_0) from 0.20 to 0.48, which characterizes highly dissipative ($\xi_0 < 0.25$, $\beta < 0.02$) to dissipative ($0.25 < \xi_0 < 1$) beach conditions. Just two samples were classified as ultra-dissipative, on Sep 24th and Sep 25th, representing 3.4% of the total data. Accordingly to [Pereira et al. \(2010\)](#), the slope found for the same region was 1.5° .

Mostly part of time there were 3 active sandbars, with the fourth active just in moments of more energetic waves (Sep 20th, 23th, 26th and 27th). The sand bars appeared predominantly parallel to the beach and with a mean distance from the benchmark installed on the foredunes of 206 m, 263 m, 357 m and 517 m, for the first, second, third and fourth sand bar, respectively.

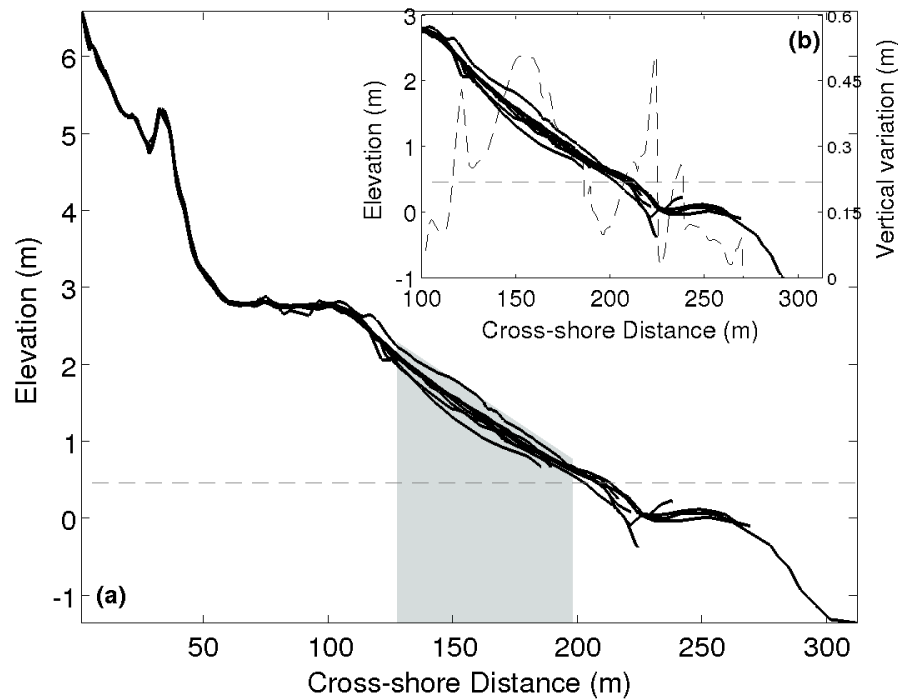


Figure 3.3 – (a) Beach profile envelope for the 9 days field study from Sep 19th to Sep 27th. The gray patch is the swash position (mean position $\pm 2\sigma$) for the entire period; and (b) is a more detailed vision for approximately the foreshore and bathymetry portions (solid line) and the profile maximum vertical variation (dashed line). The horizontal gray dashed line represents the mean sea level, of 0.47 m for both (a) and (b).

Hydrodynamic Conditions

The hydrodynamic conditions for the studied period are exposed in [Figure 3.4](#). Sea level (η) ranged between -0.95 m and 0.70 m, and the last was achieved on Sep 20th and on Sep 23th ([Figure 3.4a](#)). The maximum sea level on Sep 20th was associated with a subtropical cyclone (center of low atmospheric pressure), resulting in a positive surge, displacing the waterline into the foredunes toe, the most gentle part of the beach profile ([Figure 3.3a](#)). This position was not covered by the transversal time stack alignment and it was not possible to obtain the swash oscillation. On day Sep 23th the waterline do not achieved the same cross-shore position as on Sep 20th even with higher waves and tidal level, being thus located more seaward.

Although offshore deep water significant wave height almost reaching 6 m, the wide (approximately 300 km) and gentle continental shelf, dissipate the wave energy while it travels to the coast. Thus, the maximum and minimum wave height observed for the period, for a 9 m simulated depth, were 1.26 m on Sep 23th and 0.40 m on Sep 24th ([Figure 3.4b](#)), respectively. Wave peak period (T_p) lies between a maximum of 14.29 s and a minimum of 5.88 s ([Figure 3.4c](#)), mean of 9.95 s and the waves approaches to the shore with a southeast (130.3°) mean wave direction ([Figure 3.4d](#)), almost shore-normal. The wave steepness ranged between $0.0021 < H_s/L_o < 0.011$. The foreshore slope and

the Iribarren number time series can be seen in [Figure 3.4e](#).

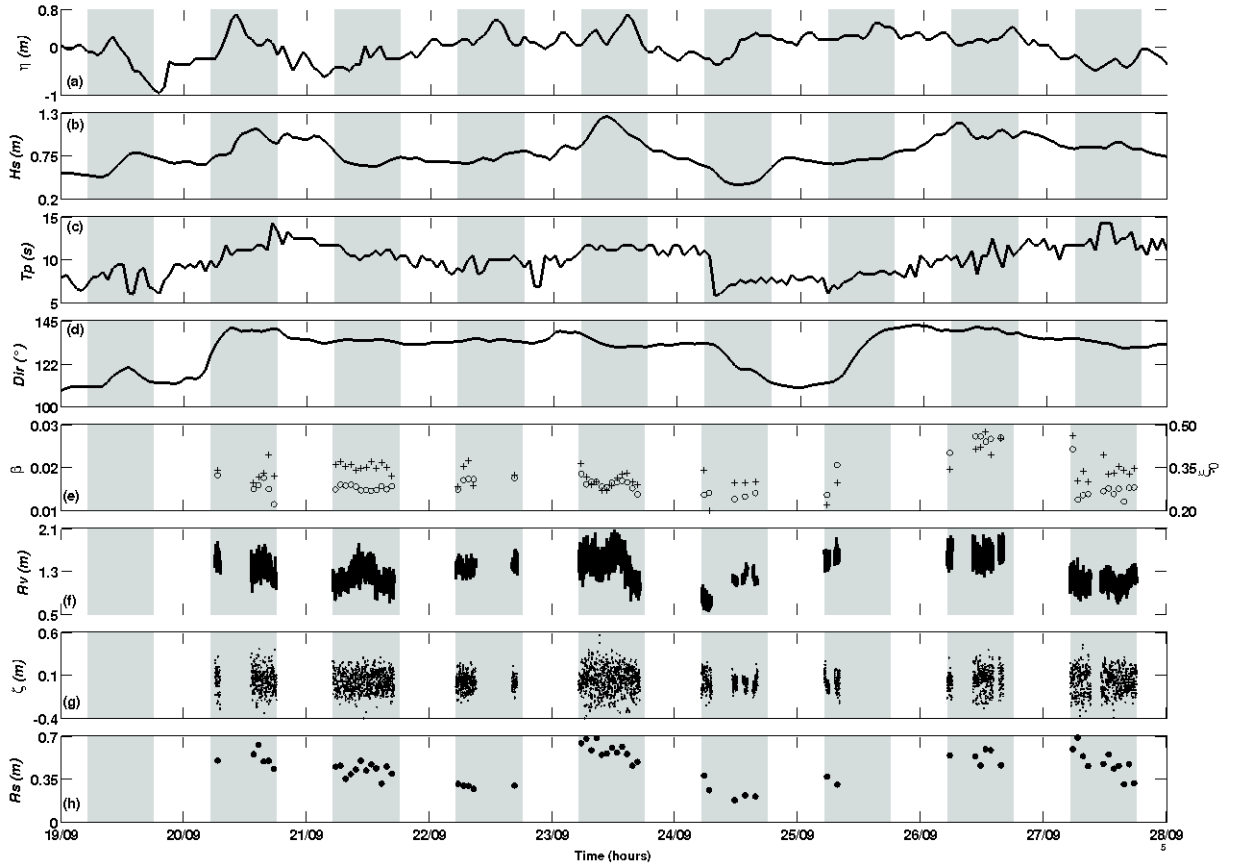


Figure 3.4 – Offshore hydrodynamic conditions and runup data for the period of Sep 19th to Sep 27th. (a) Tidal level corrected by the regression equation; (b) significant wave height; (c) offshore wave buoy peak period; (d) mean wave direction; (e) left label represents the foreshore slope (circles) and right label the Iribarren parameter (crosses); (f) total runup elevation time series; (g) swash maxima elevation and (h) significant runup elevation. The gray patches indicates the day time in which was possible to collect images.

The total runup elevation represented by the R_v ([Figure 3.4f](#)), composed by the wave setup, swash and the longer period oscillations that occur on the 17 min of the time stack capture, is dominated by the tidal oscillations, which governs its cross-shore position. The local swash maxima (ζ) changes its behavior accordingly with changes in significant wave height and apparently with wave peak period ([Figure 3.4g](#)). The greater are the parameters previously cited, the greater will be range of the swash maxima, achieving as high and low values (Sep 23th and Sep 27th). The swash maxima in this work is a complementary data for the swash hydrodynamics. [Figure 3.4h](#) is the significant runup (R_s) time series, that will be extensively compared below.

To give more information about the behavior of the hydrodynamic conditions for the Cassino Beach environment, linear correlations were calculated. The coefficient correlation r between T_p and H_s obtained a positive correlation of $r = 0.58$. The correlation between wave steepness and the significant wave height for all data series, not just for those with time stack data collected, showed no significant correlation. For this last com-

parisson, after excluding three hours, one on Sep 24th and two on Sep 25th, the correlation coefficient achieved was $r = 0.56$. These “outliers” are explained by a rapidly change in wave mean direction, governed by wind direction changes (not shown here), that led on Sep 24th a concomitant Tp decay (drastically), and a reverse behavior between Hs and Tp on Sep 25th. When the first was slightly growing the second was slightly decaying (Figure 3.4b and c). The variability in ξ_0 was about equally related to that in the square root of the offshore wave steepness ($\sqrt{Hs/L_0}$, $r = -0.55$) and beach slope ($r = 0.63$), which means that sometimes the beach state (dissipative or ultradissipative) was defined by the foreshore slope and sometimes by the wave steepness.

Swash Statistics

It is known that swash zone on dissipative beaches is predominantly dominated by the infragravity energy ($f < 0.05$ Hz). To verify the importance of the incident (Rss , $f > 0.05$ Hz) and infragravity (Rig) frequency component band on the significant runup elevation (Rs) measured for Cassino Beach, the significant elevations relative to each frequency range were calculated separately, using the Equation (3.3). Table 1 summarize the mean, standard deviation, minimum and maximum for each dimensional (Rs , Rss and Rig) and non-dimensional (Rss/Rs , Rig/Rs , Rs/Hs , Rss/Hs and Rig/Hs) swash parameters. All the values, used to calculate the results of Table 1 can be seen in Table A1.

Once the sea-swell frequency band on runup is supposedly saturated, which means that an increase in wave height do not increase the runup elevation for this component, an expected small standard deviation ($\sigma = 0.021$ m) is observed for the Rss . Conversely, the standard deviation of the infragravity band of the runup elevation (Rig) is an order higher ($\sigma = 0.12$ m). This higher standard deviation basically means that changes in offshore wave conditions will be reflected on the runup behavior. The minimum, maximum and mean values for Rig , 0.15 m, 0.65 m and 0.42 m, respectively, are almost an order higher than the sea-swell component (Rss), 0.047 m, 0.141 m and 0.083 m, respectively, and explain most of the Rs elevation (compare column 1, 2 and 3 of Table 1). The variability of Rs explained by the infragravity band, reached a maximum of 97% (on Sep 20th 14:00 hours) and exhibit a mean value of approximately 92%. Whereas, the incident frequency maximum explained only approximately 35%, on Sep 24th 16:00 hours, on the day that the smaller offshore waves were measured (Figure 3.4b). The normalization of Rig by Hs (Table 1, column 8), shows a mean value of 0.501, approximately $1/2 Hs$, reaching a maximum of 0.75. Meanwhile, the Rss/Hs ratio is only 0.102, with a maximum of 0.166 (Table 1, column 7). Again, the standard deviation of normalized runup by Hs is higher for the infragravity component, thus implying that there is a relationship between Rig and Hs , and apparently, not being saturated.

As in previous studies (Guza & Thornton, 1982; Ruessink et al., 1998; Ruggiero

et al., 2004), a significant correlation was obtained between significant runup (Rs) and offshore short-wave (Hs), $r = 0.78$, meaning that an increase of the significant wave height is related with high runup elevations (Figure 3.5a). On the other hand, Rss presented saturated, as had been supposed due to its low standard deviation. By calculating separately the correlation between Rss and Rig with Hs (Figure 3.5b), Rss remained almost unchanged for an increasing wave height ($r = 0.43$). In contrast, Rig always increases with higher offshore incident waves ($r = 0.79$), with a linear regression of $Rig = 0.45Hs + 0.05$. This equation is similar with the one achieved by Ruggiero et al. (2004) for dissipative beaches on Oregon (USA), with a slope (also known as constant of proportionality) of 0.33. However, the constant of proportionality obtained in the present work is 2.5 larger than the 0.18 found by Ruessink et al. (1998) on an ultra-dissipative beach of Neatherlands, but smaller than the value of 0.7 found by Guza & Thornton (1982).

Table 1 – Dimensional and non-dimensional runup parameters.

	Rs (m)	Rss (m)	Rig (m)	Rss/Rs	Rig/Rs	Rs/Hs	Rss/Hs	Rig/Hs
Mean	0.460	0.083	0.423	0.190	0.916	0.547	0.102	0.501
σ	0.125	0.021	0.120	0.057	0.037	0.100	0.029	0.097
Minimum	0.182	0.047	0.153	0.116	0.819	0.366	0.055	0.318
Maximum	0.688	0.141	0.652	0.349	0.971	0.800	0.166	0.750

In order to verify if there is some swash dependence on tidal level (η) for Cassino Beach as already described by Guedes et al. (2011a), the correlations between runup components (Rss and Rig) and η were calculated, obtaining a significant r value for Rss and η of $r = 0.46$. However for Rig component no significant correlation was observed ($r = 21$, both not shown here). Somehow, the tidal level variation increase the incident energy of the runup and this could be related with the decreasing of the probability of the wave to break over the submerged sand bars. Although Cassino Beach is a microtidal environment, the greater oscillations of the level related with the meteorological tide could have some influences on this modulation. Yet, there was no significant correlation between Hs and η ($r = 0.16$), which means that it is possible that this processes happened. If a correlation between significant wave height and tidal level exist, this hypothesis would not be true, because a concomitant increase in wave height and tidal level will maintain the waves breaking far from the coast. Yet, this hypothesis needs to be seen with care, because the tidal level used here was obtained inside of an estuary and is subject to the processes that affect its level (wind and river discharge).

To investigate the dependence of swash parameters on environmental conditions such as short-wave height, period, and local beach slope, least squares linear regressions were obtained as in Ruessink et al. (1998) and the correlation coefficients are shown in Table 2. The correlations not significant at 0.01 are showed in red and the significant in blue. As recommended by the authors (Ruessink et al., 1998), some care is needed in order to evaluate these correlation coefficients, because some of the short-wave parame-

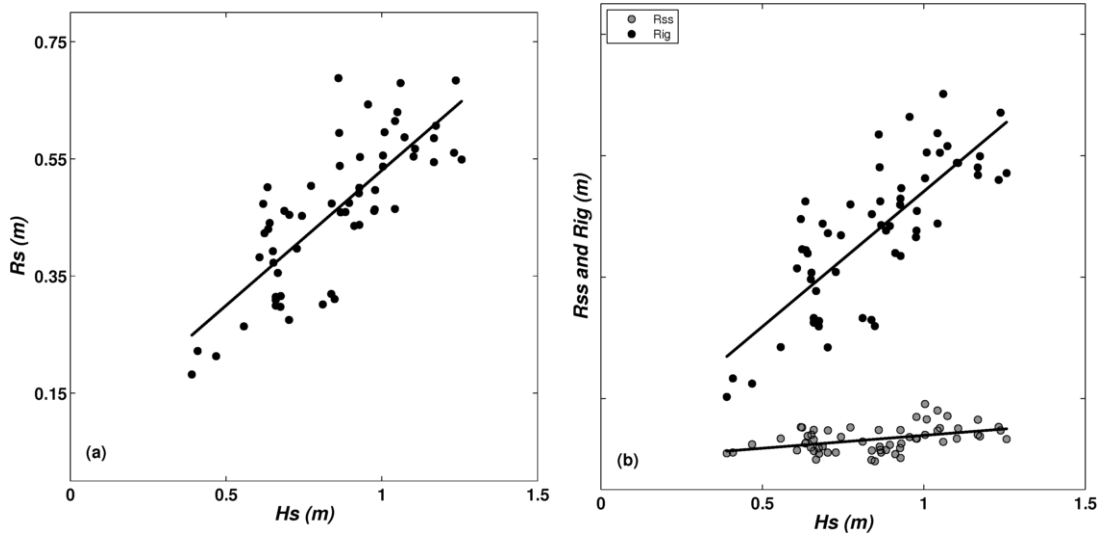


Figure 3.5 – Linear correlations between significant wave height and swash parameters (a) significant runup elevations (R_s) showing a significant correlation coefficient, $r = 0.78$ and a linear regression represented by $R_s = 0.07 + 0.46H_s$; (b) the frequency component of sea-swell (R_{ss}), $r = 0.43$ and regression equation $R_{ss} = 0.05 + 0.04H_s$ and the infragravity component R_{ig} , $r = 0.79$, linear regression $R_{ig} = 0.05 + 0.45H_s$.

ters were intercorrelated (see Hydrodynamic Conditions and its correlations). Therefore the first-order partial correlation was calculated in order to verify which influence other hydrodynamic parameters has in a correlation. For example, the partial correlation $r_{XY.Z}$ is the correlation between X and Y removing or controlling Z . What we want to ensure is that no variance predictable from Z enters the relationship between X and Y . X here will be always a swash parameter and Y and Z hydrodynamic parameters. The partial correlation $r_{R_s T_p H_s}$ verified that the wave peak period do not explain the scatter around the general trend ($r = 0.27$). For the partial correlation $r_{R_{ig} T_p H_s}$ T_p is again not able to explain the unresolved part. This results demonstrates a strong dominance of H_s against T_p in swash motions. The significant correlation between sea-swell runup component (R_{ss}) and foreshore slope (β) ($r = 0.68$, Table 2), indicates that the steeper foreshore the higher will be sea-swell component. The small constant of proportionality between R_{ss} and H_s (0.04) and the strong β dependence of R_{ss} are qualitatively consistent with the saturation of short-wave swash (Ruessink et al., 1998). Another interesting relationship was between Iribarren number and T_{sw}/T_p ($r = -0.57$), showing that they are inversely proportional, and that the less dissipative the foreshore is, lower is the difference between T_{sw} and T_p . Was also found a significant correlation between T_{sw}/T_p and β of $r = -0.48$ and no correlation with the wave steepness (H_s/L_0), which means that, in this case, the foreshore slope is more important than the wave steepness on the Iribarren number for T_{sw} and that the β have more influence on determining the swash period (T_{sw}). An inverse significant correlation was found between T_{sw} and β , $r = -0.55$. In a more dissipative foreshore slope range (0.005 to 0.025), Ruggiero et al. (2004) obtained a strong correlation between the both parameters, with an $r = -0.90$.

Table 2 – Correlation coefficients between environmental and swash parameters. Correlations coefficient in blue are significant at 99% confidence level and have absolute values equal or more then 0.34.

	R_s	R_{ss}	R_{ig}	T_{sw}	R_{ss}/R_s	R_{ig}/R_s	R_s/H_s	R_{ss}/H_s	R_{ig}/H_s	T_{sw}/T_p
H_s	0.78	0.43	0.79	0.01	-0.49	0.41	-0.17	-0.58	-0.09	-0.41
T_p	0.59	0.02	0.58	0.33	-0.70	0.28	0.14	-0.59	0.18	-0.40
H_s/T_p	-0.01	0.34	0	-0.35	0.39	0.06	-0.33	0.16	-0.30	0.13
β	0.27	0.68	0.30	-0.55	0.23	0.31	-0.08	0.16	-0.02	-0.48
ξ_0	0.20	0.22	0.30	-0.22	-0.07	0.22	0.21	0.06	0.24	-0.57

More recently, [Stockdon et al. \(2006\)](#), analyzing an extensive dataset from 10 field experiments covering all beach states, proposed that the magnitude of infragravity runup was linearly independent of the foreshore beach slope and could be parameterized as $R_{ig} = 0.06(H_s L_0)^{1/2}$. For Cassino Beach, this relationship can also be parameterized with a significant regression obtained of $R_{ig} = 0.04 + 0.03(H_s L_0)^{1/2}$, with a small intercept close to the origin and correlation coefficient of $r = 0.75$ ([Figure 3.6a](#)).

An aspect that differentiate the swash statistics found here from other authors, is the absence of significant correlations of the R_{ig}/H_s with the Iribarren number ($r = 0.24$), because it is well accepted the ξ_0 as a parameterizator of the infragravity runup elevations. Further analysis on Cassino Beach data was done to verify this differentiation. A possible explanation might be on the R_{ig}/H_s dependence of Iribarren number, that appears to change near a value of approximately 0.3 ([Ruessink et al., 1998](#); [Ruggiero et al., 2004](#)). The ξ_0 dataset for Cassino Beach lies principally over the range of 0.26-0.38, with a mean of 0.34, covering thus approximately the values of possible changes. On [Figure 3.6b](#), the black line represents the uncorrelated relationship between R_{ig}/H_s and all the Iribarren numbers (black circles) found in this experiment. To verify if choosing determined Iribarren number range, a significant correlation could be obtained, the values above and below the range $0.26 < \xi_0 < 0.38$ were eliminated from the analysis and a weak correlation coefficient of $r = 0.39$ was achieved ([Figure 3.6b](#), brown circles). Another correlation was made using the values of $\xi_0 > 0.38$, but there is no significant correlation with a r value of 0.27 ([Figure 3.6b](#), green circles). Nevertheless, the proportional constant of 1.42 for the best fit line of the brown circles in [Figure 3.6b](#), is very close to that found by [Ruggiero et al. \(2004\)](#) of 1.12 for $\xi_0 < 0.3$. Maybe if done a statistic calculation using more data, ranging others Iribarren values, a similar and significant relationship could exist. If, even with more data, this correlation do not achieve significant values, maybe [Raubenheimer & Guza \(1996\)](#) could be right about the site specific dependence for this parameterization. Or that the amount of infragravity energy does not only depend on local short-wave parameters but may also could be a function of the large-scale morphology, like the continental shelf width, as found by [Herbers et al. \(1995\)](#), verifying the infragravity energy at different water depths along the continental shelf.

In order to assess how runup behaves according to wave energy we classified the observed significant wave height in low, medium and high energy conditions. The energy

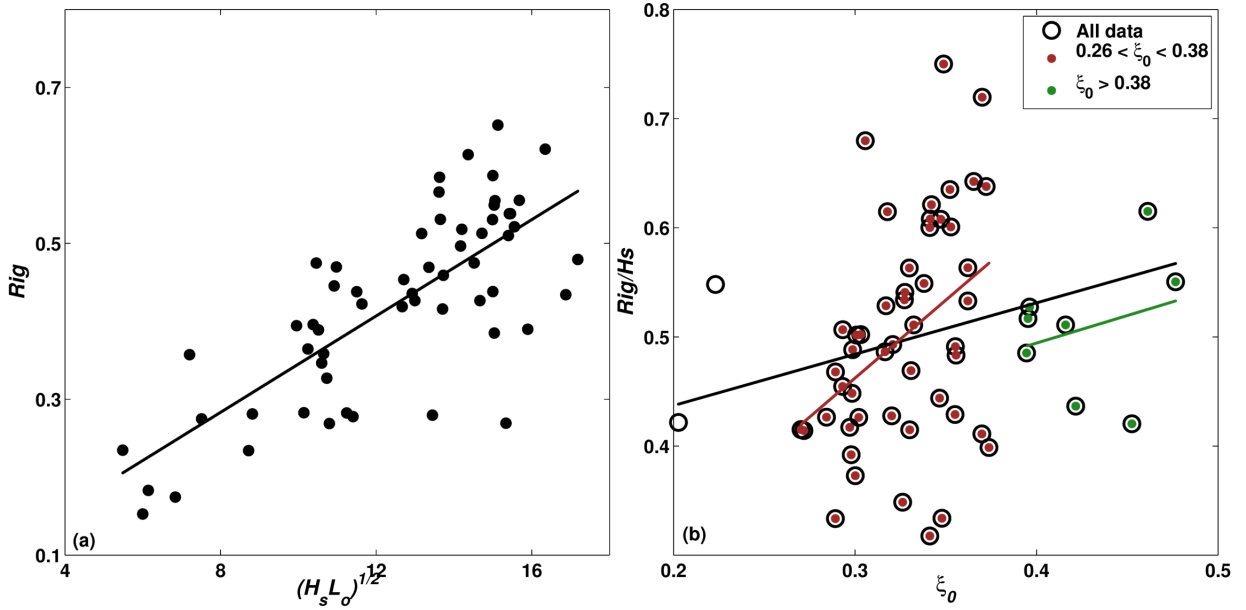


Figure 3.6 – (a) Linear correlation between Rig and $(H_s L_o)^{1/2}$ achieving a significant linear coefficient of $r = 0.75$ and the best fit line represented as $Rig = 0.04 + 0.03(H_s L_o)^{1/2}$; (b) linear correlations between the Rig/H_s and three different Iribarren number range. The black circles represents all the 59 data run and its best fit line. The brown circles are the linear correlation using just the Iribarren number in the range of $0.26 < \xi_0 < 0.38$ obtaining a regression equation represented by $Rig = 0.03 + 1.42\xi_0$ and a significant coefficient of $r = 0.39$. The green circles represents the linear correlation using the Iribarren number values greater than 0.38 ($\xi_0 > 0.38$).

wave classification was performed using the probability density function (PDF) distribution of H_s . The H_s values between the mean and ± 1 standard deviation were defined as medium energy waves. All above and below this limit were considered high and low wave energy conditions, respectively. The modulation of swash by significant waves is visible on the time stack images (Figure 3.7). In the upper panel of Figure 3.7a, represents the situation with high energy waves, as defined in this work, for Sep 23th with H_s of 1.29 m. The lower panel is the runup detected and detrended for that time stack run. Similarly, Figure 3.7b and c (upper and lower panel) show medium and low H_s situation. The differences between each wave scenario are evident. The higher waves the higher runup amplitudes varying of 60 cm, 40 cm and 30 cm, for high, medium and low H_s , respectively. It is also possible to verify an increase in cross-shore distance where the waves are breaking, represented by the white band shore-parallel.

Spectral Analysis

The results of runup spectral analysis (Figure 3.8a and Figure 3.8b) clearly indicates an incident band saturated and almost always a white infragravity band, which means the absence of a defined energy peak. High energy variation is observed on the low frequencies, varying accordingly with environmental parameters as foreshore slope, wave period and height. On the other hand, over the high frequencies a smaller variation oc-

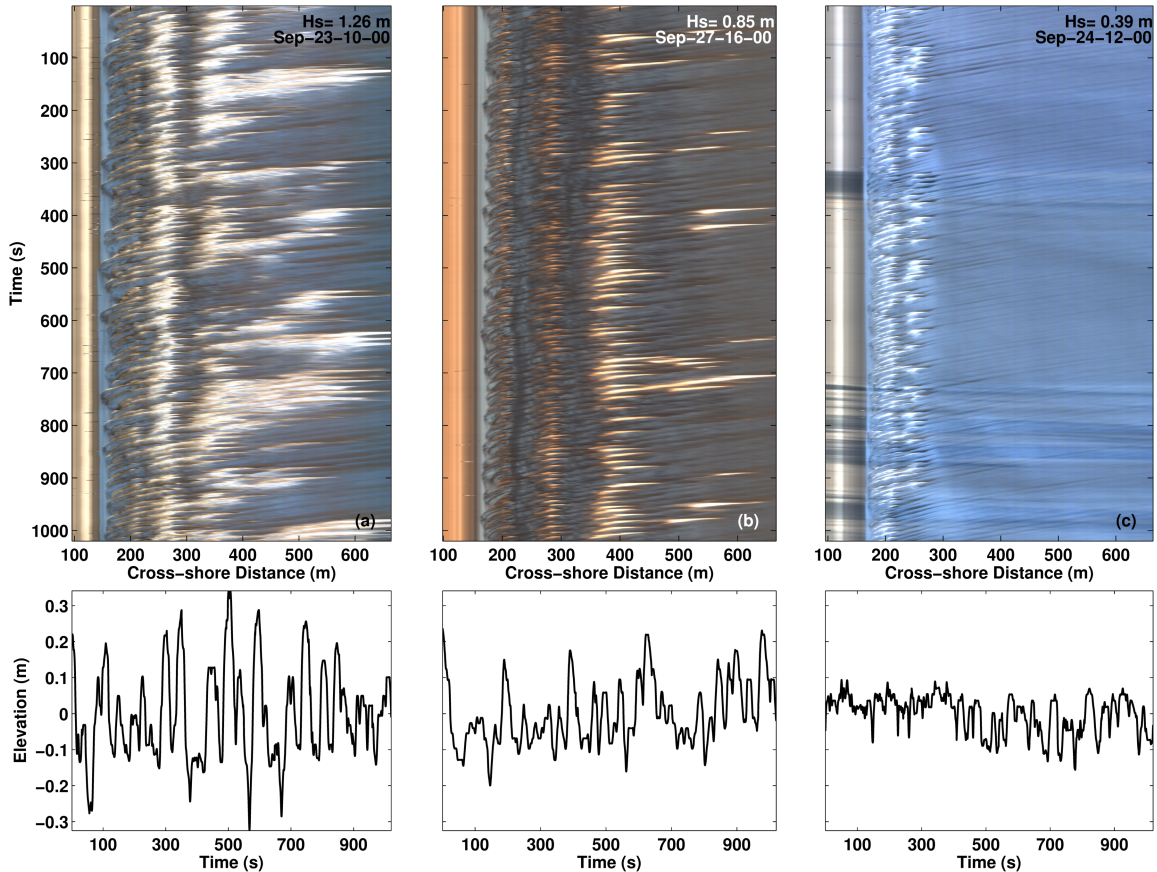


Figure 3.7 – Upper panels are the time stack images time series. In the lower panel the detrended runup elevations detected. It is possible to verify the behavior under different wave conditions. In (a) are the higher energy waves and three active submerged sand bars (white shore-parallel bands) and runup elevation reaching a maximum of approximately 60 cm of elevation, measured between crest and trough; (b) represents a medium energy waves condition with less active but still present three submerged sand bars and runup elevation reaching approximately 40 cm; and (c) lower energy waves scenario with only one submerged sand bar active and a small runup elevation of almost 30 cm, for the maximum amplitude found.

occurs due to the energy saturation. Figure 3.8b exposes the differences of a mean spectrum shape over different wave energy conditions and represents the quantification for what we could observe in Figure 3.7. Under high waves, the runup responds with more energetic spectrum (red line) and consequently achieved higher runup elevations. The green line is the mean spectrum for the medium wave scenario and presents a decreasing in runup elevations detected on the beach face. For the smaller energy waves (black line), less energy in runup is found and also seems that the higher incident frequencies ($f > 0.3$ Hz) not achieved its full saturation point, because the spectrum is less energetic than the spectrum for medium and high wave conditions (black line below the green and red line). Two pronounced peaks exist at the infragravity frequencies for this wave condition.

The meaning for the saturation tail is that all runup spectra have approximately the same energy level in the saturated frequency range, regardless of incident wave conditions. The Huntley et al. (1977) dimensional proportionality, α (see equation (2) in his paper), depends on the foreshore slope and determine what this energy level should be.

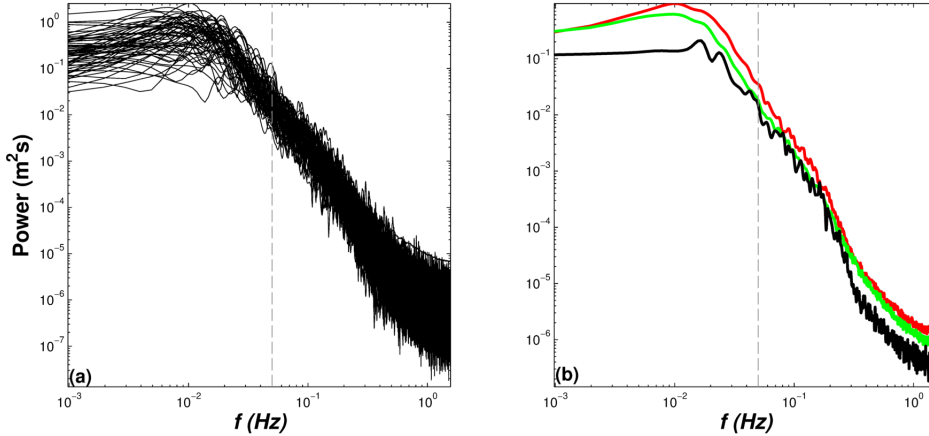


Figure 3.8 – Runup spectrum analysis on log-log space for (a) all the 59 runup time series run and (b) an average for high (red), medium (green) and low (black) wave conditions. The dashed line at $f = 0.05$ Hz are the delimitation of the incident and infragravity frequencies.

This parameter, and the actual power of the roll off of the saturated runup energy density spectrum, can be calculated by fitting spectral estimates within the saturated band (to the form of equation(2), see [Huntley et al. 1977](#)) in log-log space. So, the saturation slope decay was performed for each averaged spectrum wave condition of [Figure 3.8b](#). The slope roll off found was f^{-3} for all the spectra ([Figure 3.9](#)) and this value is in agreement with previous studies ([Guza & Thornton, 1982](#); [Ruessink et al., 1998](#)). Note that the line of the log-log space of the saturated spectrum portion entering deep in the infragravity frequencies ([Figure 3.9](#)), a characteristics already observed in other dissipative beaches ([Ruessink et al., 1998](#); [Ruggiero et al., 2004](#)).

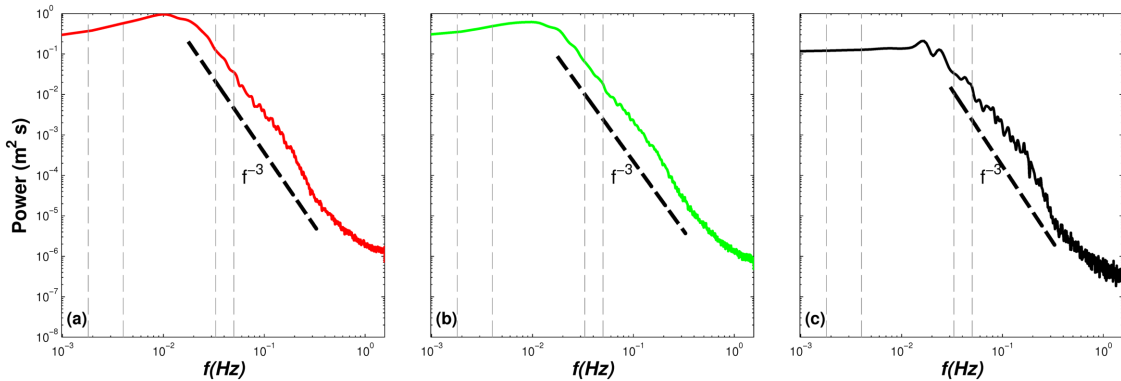


Figure 3.9 – Saturation slope represented by the dashed black line, for each wave energy condition (a) high energy, $E(f) = 6.6 \cdot 10^{-7} f^{-3.6}$; (b) medium energy $E(f) = 6.32 \cdot 10^{-7} f^{-3.5}$ and (c) low energy $E(f) = 2.28 \cdot 10^{-7} f^{-3.8}$. The gray vertical dashed lines delimit the three infragravity frequencies of 0.004, 0.018 and 0.033 Hz and the limit of infragravity and incident band, in 0.05 Hz.

Similar to [Ruessink et al. \(1998\)](#) we separate the infragravity band in three groups, $0.004 \leq f \leq 0.018$ Hz, $0.018 < f \leq 0.033$ Hz and $0.033 < f \leq 0.05$ Hz, in order to compare the behavior of significant runup elevation for each of these groups controlling by significant wave height (Hs). The three infragravity band groups are demonstrated in [Figure 3.9](#) by the gray dashed lines. The results of the scatter plots between R_s ,

related with each infragravity band, and H_s are shown in [Figure 3.10](#). The significant runup elevation related to the higher infragravity band ($0.033 < f \leq 0.05$ Hz) are clearly saturated for practically all H_s values (dark gray circles). The significant runup of the medium infragravity frequencies band, $0.018 < f \leq 0.033$ Hz (light gray circles), increases initially with an increase of H_s , but becomes saturated approximately at the same $H_s > 1$ m. However, lower infragravity frequencies ($0.004 \leq f \leq 0.018$ Hz) represented by the black circles in [Figure 3.10](#) do not seem to reach a saturation level. [Ruessink et al. \(1998\)](#) analyzing wave runup on a very gentle slope beach conclude that, the medium infragravity frequencies are saturated with a H_s value of 3 m and that the lowest frequency did not support possible saturation, for an wave data set that reach almost 5 m height (measured at 15 m depth). However, [Senechal et al. \(2011\)](#) studying wave runup during extreme wave conditions on a steeper beach slope ($\beta \approx 0.06$), found for their lower frequencies, ranged between $0.004 < f < 0.025$ Hz, to be saturated when H_s reaches a higher threshold, between 4 and 5 m. To this discrepancy the authors associated with the greater energetic conditions experienced in their work comparing with [Ruessink et al. \(1998\)](#).

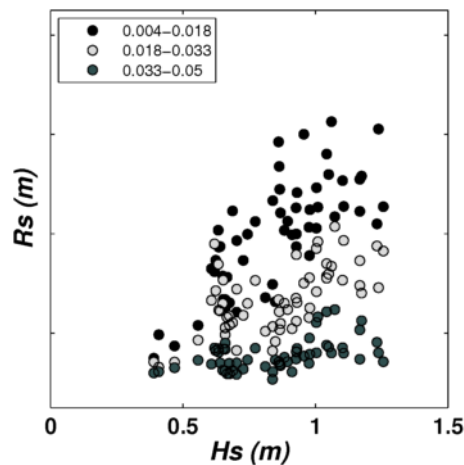


Figure 3.10 – The scatter plot shows the three infragravity frequencies band separately. The black circles represents the frequency band of $0.004 \leq f \leq 0.018$ Hz (250 s to approximately 56 s). The light gray circles are the frequency range of $0.018 < f \leq 0.033$ Hz (56 s to 30 s) and the dark gray circles are the frequencies in the range of $0.033 < f \leq 0.05$ Hz (30 sec to 20 sec). The higher infragravity frequencies are fully saturated, whereas the medium infragravity frequencies apparently become saturated after $H_s > 1$. For the lowest infragravity frequency, no saturation was observed.

Beach Morphology Variation

[Figure 3.11](#) shows approximately the foreshore position for all beach profiles sampled that had the swash detected, with the aim to compare the profile variation and the swash behavior between consecutive days. On Sep 19th do not have the swash detected but just for the information, the beach profile vertical variation between Sep 19th and Sep 20th was the major found in the period of time of this study. Probably, this difference was performed by the positive storm surge occurred on Sep 20th, the greatest observed

in this work. The black solid line represents the approximate foreshore for the indicated day. The black arrows are the swash maximum and the gray arrows the minimum swash. Each swash maximum and minimum was calculated as $+2\sigma$ and -2σ , respectively, from the setup position (mean swash position), for each data run. The dashed brown line and the gray patch are respectively the beach profile and the swash maximum extension of the day before of that indicated. Y axis is both time and elevation, which the earlier stayed in the maximum range of 2.35 m and 0.40 m. The mean sea level (0.47 m) is the gray circle visible only on Sep 27th (Figure 3.11), which means that none swash passed through this level.

From Figure 3.11 it is possible to observe that the foreshore profile barely changes until Sep 24th, even occurring along Sep 20th and Sep 23th time period the highest tidal level, significant wave height and swash maxima (Figure 3.4a, b and g, respectively) with a wide swash zone (Figure 3.11). However, only on days Sep 25th and Sep 26th an erosion was observed. It is relevant to keep in mind that, once the topo-bathymetric samples were daily and that the images were just available on day light hours, the erosion found in day Sep 25th is related with the day before. Thus, note that this analysis has some missing information of the processes acting over the foreshore, giving us just a simple scenario of what could really be happening. Nevertheless, even with a lack of swash information, due to unused time stacks as a result of cameras motions or the difficulty in determining the swash border, and of course the absence of day light, the hydrodynamical conditions can give us support on the interpretation of the environmental processes. On Sep 24th we experienced the most calm hydrodynamic conditions for this work and probably associated to this, the beach profile could recomposed itself. On this day, the tidal level rise up and maintained almost in the same level until Sep 25th while the wave height also experienced an increase between these days (Figure 3.4a and b). Thus, the combination of calm periods and an increase of the wave and tide from Sep 24th to Sep 25th, could explain the erosion found. For the period between Sep 25th and Sep 26th the erosion was probably caused by a positive surge occurred on Sep 25th reaching the backshore embryonary dunes, confirmed looking the plane images, associated as well with an increasing in wave height (Figure 3.4b). No time stack image was able to be used on this moment as a consequence of the camera movement due to the strong winds. An accretion beach profile feature appears on Sep 27th at 160 m and could be associated with the swash zone action being more shoreward and in a narrow area (Figure 3.11, observe the gray patch on Sep 27th), occurred approximately between cross-shore distance of 130 and 150 m, related with the time stack images that were able to detected swash oscillations.

In order to help in the understanding of the coupling processes between the beach profile behavior and hydrodynamic conditions, the Figure 3.12 shows the H_s and the power spectrum density (Figure 3.12a) and topo-bathymetric survey time series variability (Figure 3.12b). The strong correlation between significant wave height (H_s) and the

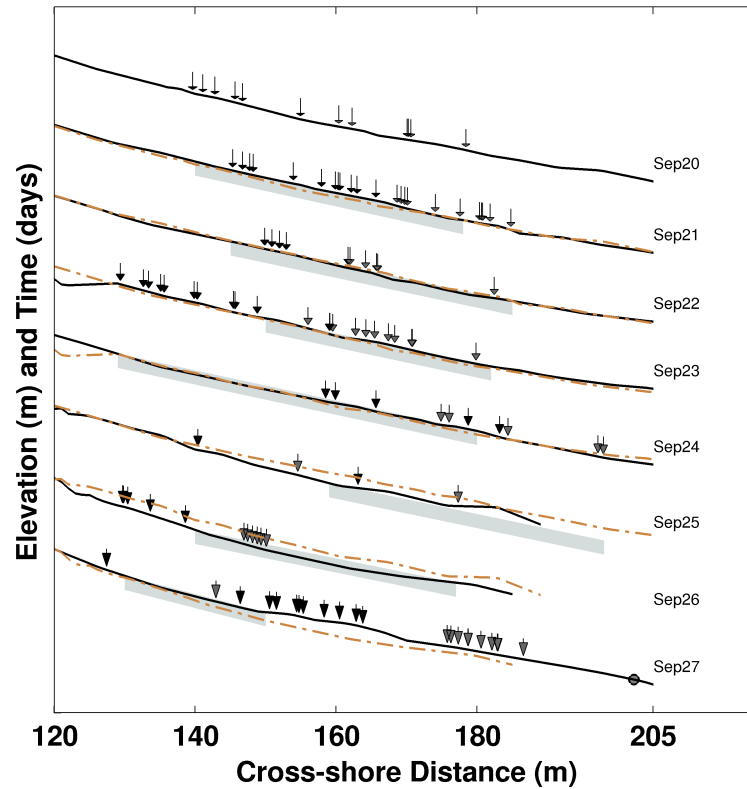


Figure 3.11 – A compilation of the swash maximum ($+2\sigma$, black arrows) and minimum (-2σ , gray arrows) from the setup level (swash mean position) for all days that had images used. The profile for the current day is represented by the solid black line and the brown dashed line is the profile for the day before, to compare the variations on elevation. The gray patch inform where was the swash zone of the day before. Mean sea level is pointed with the gray circle on Sep 27th profile. The maximum shoreward profile elevation was 2.35 m and the minimum seaward profile elevation was 0.40 m.

runup elevations represented by the low frequencies band (R_{ig}), as verified by the linear regression (Figure 3.5b), is also visible in Figure 3.12a. The solid black line represents the H_s and the colors the PSD. Generally, when the H_s is high, the energy found at low frequencies is higher. This direct relationship also stands for the opposite condition, with low H_s and low energy at high frequencies. In Figure 3.12b the white dashed lines indicates the setup position for all data run obtained in each day. Analyzing the topo-bathymetric behavior over time, the erosion already discussed above, is observed on Sep 25th and 26th indicated by the isobathymetric lines moving shoreward (Figure 3.12b). The erosion found on Sep 25th associated with the processes that occurred on Sep 24th, apparently is not related with a strong presence of the incident band component, once this day was verified the higher percentage for this component, 35% of the total runup (R_s) (Table A1, column 5). However, the substantial presence of the incident component on runup could had acted as a recovering beach profile factor. Unfortunately there is no enough spectra information on Sep 25th to improve our understanding about the relationship between storm surge, the presence of the higher frequency band on the runup elevations and the beach profile

erosion.

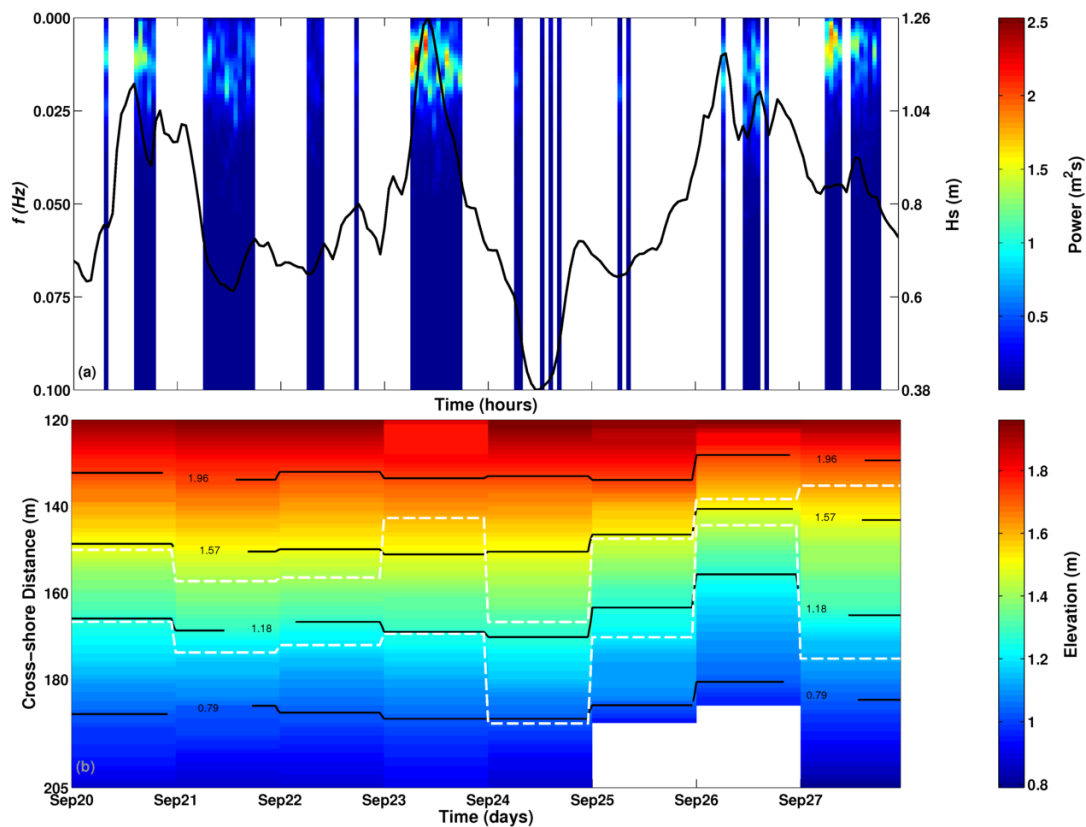


Figure 3.12 – Time series of significant wave height, runup spectrum and topo-bathymetric samples. (a) Significant wave height (right axis and solid line) and runup spectrum (left axis and background colors), shows a significant correlation between higher waves and higher infragravity energy ($f < 0.05$ Hz). (b) Daily beach profiles time series. Black solid line represents isobathymetric and gray dashed line, the setup for all data run achieved on that day.

Yet, accordingly with [Holman & Sallenger \(1993\)](#) and [Aagaard & Greenwood \(1994\)](#) a standing infragravity wave field having a white shoreline spectrum does not result in a net sediment transport and cannot form or modify nearshore bars. Thus, even the runup elevation of Cassino Beach being dominated by long period waves, the changes on the beach profile might be related with an increasing in the short-waves runup component associated with a positive storm surges. The positive surges could have a relationship with an increase of incident energy in swash motions, once there is no significant correlation between tide and wave height, at least for the present work, and the tide seems to influence the incident frequencies on runup. However, further analysis in positive storm surge events must be performed with the aim to verify this hypothesis.

3.5 Concluding Remarks

Cassino Beach showed most part of time a dissipative beach state, with few samples of a very dissipate condition ($\xi_0 < 0.25$). Greatest beach profile changes occurred at foreshore and on the proximity of the first submerged sand bar.

Strong dominance of the infragravity component in the runup motions, reached a mean percentage of approximately 92% and a maximum of 97%. The most significant values for the high frequency band component of runup reaches a maximum of approximately 35% in Sep 24, associated with the lowest incident wave energy. Saturated portion of the spectrum entered in the infragravity frequency band, as in other field studies on very dissipative beach state (Ruessink et al., 1998; Ruggiero et al., 2004).

R_s and H_s were significantly correlated ($r = 0.78$) with a proportionality constant of 0.46, which means that runup elevations were almost half part of significant incident wave. By the calculation of partial correlations, wave peak period (T_p) was not able to explain the unresolved part of the correlation between H_s and Rig .

The dependence between infragravity band of runup motions and Iribarren number shows no significant correlation, and part of this was explained due to a predominance of ξ_0 right in values that seems to change the linear behavior (Ruessink et al., 1998).

Slope spectrum saturation obtained was f^{-3} , for all wave conditions, and was not just limited at the higher frequencies, but also entered in the infragravity frequencies.

The major beach profile elevations variability was associated with positive storm surge events and further studies of swash dynamics over these events must be carried with the aim to verify with more emphasis the contribution of each frequency component in the beach erosion, once the infragravity white spectra supposedly does not result in a net sediment transport.

The study time period, with different hydrodynamics condition had a positive role by giving the possibility to verify how is the swash behavior in each situation. However, as the runup dynamic involves many environmental variables, a field study in more stable situation could be better to isolate some principal factors that modulates the swash spectrum.

3.6 Appendix

Table A1 – Dimensional and Non-dimensional Swash Parameters for this Study.

	R_s	R_{ss}	R_{ig}	R_{ss}/R_s	R_{ig}/R_s	R_s/H_s	R_{ss}/H_s	R_{ig}/H_s
1. Sep-20-07	0.504	0.103	0.470	0.203	0.932	0.652	0.133	0.608
2. Sep-20-14	0.554	0.084	0.538	0.152	0.971	0.503	0.076	0.488
3. Sep-20-15	0.630	0.101	0.555	0.161	0.881	0.600	0.096	0.529
4. Sep-20-16	0.497	0.084	0.459	0.169	0.924	0.508	0.086	0.469
5. Sep-20-17	0.501	0.098	0.479	0.196	0.957	0.540	0.106	0.517
6. Sep-20-18	0.436	0.058	0.390	0.134	0.895	0.478	0.064	0.428
7. Sep-21-06	0.453	0.087	0.419	0.192	0.925	0.609	0.117	0.563
8. Sep-21-07	0.461	0.071	0.438	0.154	0.949	0.672	0.104	0.638
9. Sep-21-08	0.355	0.050	0.327	0.140	0.920	0.534	0.074	0.491
10. Sep-21-09	0.392	0.069	0.346	0.176	0.883	0.604	0.106	0.533
11. Sep-21-10	0.430	0.077	0.394	0.180	0.917	0.677	0.122	0.621
12. Sep-21-11	0.502	0.076	0.475	0.152	0.946	0.793	0.120	0.750
13. Sep-21-12	0.423	0.102	0.396	0.242	0.935	0.679	0.164	0.635
14. Sep-21-13	0.473	0.103	0.445	0.218	0.941	0.765	0.166	0.720
15. Sep-21-14	0.441	0.088	0.389	0.200	0.883	0.688	0.138	0.608
16. Sep-21-15	0.316	0.059	0.278	0.187	0.879	0.468	0.087	0.411
17. Sep-21-16	0.454	0.097	0.422	0.215	0.929	0.647	0.139	0.601
18. Sep-21-17	0.397	0.061	0.358	0.154	0.904	0.546	0.084	0.493
19. Sep-22-06	0.314	0.063	0.281	0.202	0.894	0.477	0.096	0.426
20. Sep-22-07	0.299	0.082	0.283	0.275	0.944	0.454	0.125	0.429
21. Sep-22-08	0.297	0.068	0.269	0.228	0.904	0.441	0.101	0.399
22. Sep-22-09	0.275	0.061	0.234	0.222	0.852	0.392	0.087	0.334
23. Sep-22-17	0.301	0.079	0.282	0.262	0.937	0.372	0.097	0.349
24. Sep-23-06	0.643	0.087	0.614	0.135	0.955	0.673	0.091	0.642
25. Sep-23-07	0.680	0.079	0.652	0.116	0.959	0.641	0.074	0.615
26. Sep-23-08	0.585	0.090	0.531	0.154	0.906	0.502	0.077	0.455
27. Sep-23-09	0.684	0.097	0.621	0.142	0.908	0.553	0.079	0.502
28. Sep-23-10	0.549	0.083	0.521	0.151	0.950	0.437	0.066	0.415
29. Sep-23-11	0.561	0.103	0.510	0.184	0.910	0.455	0.084	0.414
30. Sep-23-12	0.607	0.088	0.549	0.145	0.905	0.517	0.075	0.468
31. Sep-23-13	0.567	0.101	0.538	0.178	0.949	0.513	0.091	0.486
32. Sep-23-14	0.615	0.097	0.587	0.158	0.955	0.590	0.093	0.563
33. Sep-23-15	0.556	0.090	0.513	0.162	0.923	0.554	0.090	0.511
34. Sep-23-16	0.461	0.084	0.416	0.183	0.902	0.473	0.086	0.426
35. Sep-23-17	0.491	0.068	0.469	0.139	0.955	0.530	0.074	0.507
36. Sep-24-06	0.382	0.065	0.364	0.169	0.954	0.629	0.106	0.600
37. Sep-24-07	0.264	0.084	0.235	0.319	0.890	0.474	0.151	0.422
38. Sep-24-12	0.182	0.060	0.153	0.329	0.840	0.467	0.153	0.392
39. Sep-24-14	0.222	0.061	0.183	0.275	0.825	0.543	0.150	0.448
40. Sep-24-16	0.213	0.074	0.174	0.349	0.819	0.455	0.159	0.373
41. Sep-25-06	0.373	0.091	0.357	0.243	0.959	0.572	0.139	0.548
42. Sep-25-08	0.309	0.098	0.275	0.318	0.889	0.469	0.149	0.417
43. Sep-26-06	0.544	0.115	0.518	0.211	0.952	0.466	0.099	0.444
44. Sep-26-11	0.537	0.141	0.513	0.262	0.955	0.535	0.140	0.511
45. Sep-26-12	0.464	0.120	0.427	0.258	0.920	0.475	0.122	0.437
46. Sep-26-13	0.596	0.116	0.555	0.194	0.932	0.590	0.115	0.550
47. Sep-26-14	0.587	0.121	0.566	0.206	0.964	0.547	0.113	0.527
48. Sep-26-16	0.464	0.130	0.438	0.280	0.943	0.446	0.125	0.420
49. Sep-27-06	0.594	0.071	0.531	0.119	0.893	0.689	0.082	0.615
50. Sep-27-07	0.688	0.098	0.585	0.143	0.850	0.800	0.114	0.680
51. Sep-27-08	0.538	0.065	0.475	0.121	0.882	0.622	0.075	0.549
52. Sep-27-09	0.459	0.061	0.436	0.133	0.950	0.529	0.070	0.502
53. Sep-27-12	0.475	0.074	0.434	0.155	0.914	0.531	0.082	0.485
54. Sep-27-13	0.553	0.076	0.497	0.137	0.898	0.595	0.082	0.534
55. Sep-27-14	0.437	0.052	0.385	0.119	0.880	0.471	0.056	0.415
56. Sep-27-15	0.459	0.065	0.427	0.142	0.929	0.520	0.074	0.483
57. Sep-27-16	0.311	0.047	0.269	0.151	0.867	0.366	0.055	0.318
58. Sep-27-17	0.474	0.064	0.454	0.136	0.957	0.565	0.077	0.541
59. Sep-27-18	0.319	0.049	0.280	0.153	0.876	0.381	0.058	0.334
Mean	0.460	0.083	0.423	0.190	0.916	0.547	0.102	0.501
Std	0.125	0.021	0.120	0.057	0.037	0.100	0.029	0.097
Minimum	0.182	0.047	0.153	0.116	0.819	0.366	0.055	0.318
Maximum	0.688	0.141	0.652	0.349	0.971	0.800	0.166	0.750

Síntese dos Resultados e Considerações Finais



Síntese dos Resultados e Conclusões

A partir da análise dos dados dos perfis topo-batimétricos verificou-se que as maiores variações de elevação foram associadas às porções da face praial, em decorrência da ação do espraiamento nesta área e na porção subquosa antes do primeiro banco. Ambos tiveram uma variação vertical máxima de 50 cm para todo o período de 9 dias analisado. No entanto a porção subaquosa teve sua amostragem limitada pelas condições hidrodinâmicas bem como pela haste do prisma. Em situações de energia mais elevada das ondas incidentes, o perfil amostrado era mais curto, visto a dificuldade em se continuar com o procedimento dentro da água. Por este motivo, a amostragem se estendeu no máximo até o primeiro banco arenoso submerso.

Mesmo com ondas de 6 m registradas pela bóia fundeada na quebra da plataforma do Rio Grande do Sul, na posição de $31^{\circ}34'S$ e $49^{\circ}53'W$, em decorrência da extensa e suave plataforma continental, que por sua vez dissipa a energia das ondas, o máximo da altura significativa de onda propagada através do modelo SWAN foi de 1,26 m, no dia 23 de setembro de 2012. A bóia está a aproximadamente 260 km de distância do local de estudo. Para a praia do Cassino, onde as ondas viajam sobre uma ampla e suave plataforma continental atingindo uma região costeira com características dissipativas, as respectivas alturas de onda são consideradas medianas, não sendo uma condição de tempestade. No período estudado, de 19 a 27 Setembro/2012, foram observadas marés meteorológicas que atingiram a base das dunas frontais, no dia 20 de setembro.

A declividade da face da praia (β) variou entre $1,03^{\circ}$ (0,018) a $1,8^{\circ}$ (0,032), medida estimada a partir do $setup \pm 2\sigma$, onde por sua vez o $setup$ foi considerado como a posição média das séries temporais do espraiamento, obtido através do *time stack*. Estes valores de declividade da face da praia estão de acordo com estudos já realizado na mesma área (Pereira et al. 2010). Utilizando β , Hs e L_0 , encontrou-se valores do número de Iribarren (ξ_0) entre 0,2 e 0,48, definindo um estado praial de ultradissipativo a dissipativo. Poucos estudos foram realizados neste estado praial visando o estudo do espraiamento (Ruessink et al. 1998; Ruggiero et al. 2004) e este trabalho visa contribuir para o entendimento deste tipo de ambiente.

A direção média das ondas incidentes verificada foi de $130,3^{\circ}$ o que implica em ondas atingindo a costa praticamente em um ângulo perpendicular. O período de pico de onda (Tp) oscilou entre 5,88 s a 14,29 s, sendo o maior valor associado ao dia 20 de setembro. Através do cálculo de correlações lineares entre o número de Iribarren e a declividade da face da praia e a raiz quadrada da esbeltez das ondas (Hs/L_0) foi verificado, que ambos atribuem uma variabilidade significativa em ξ_0 , sendo $r = -0,55$ para o primeiro e $r = 0,63$ para o segundo. Não foi encontrada uma correlação significativa entre a altura significativa de onda (Hs) e o nível do mar (η), calculada utilizando todos os dados horários disponíveis de ambos.

Através da realização de estatísticas do espriamento foi verificado que grande parte da energia da elevação do *runup* significativo (R_s) é em decorrência das ondas de infragravidade, que possuem um período entre 20 s e aproximadamente 300 s. O *runup* significativo das bandas de infragravidade (R_{ig}) chegaram a explicar um máximo de 97% do *runup*. Já as elevações de R_s que são explicadas pelas bandas de frequências incidentes ($R_{ss}, f > 0,05$ Hz) alcançaram um máximo de apenas 35%, sendo este valor obtido no dia de menor energia de onda oceânica, em 24 de setembro. Correlações lineares entre R_{ig} e R_{ss} contra H_s mostraram que R_{ss} pouco é influenciada pelo aumento da energia de onda, um indicativo de que esta banda de frequência se encontra saturada.

Foi verificado que uma boa parametrização do *runup* das ondas de infragravidade pode ser obtida utilizando-se os valores de altura significativa de onda, sendo a equação encontrada para esta relação: $R_{ig} = 0,45H_s + 0,05$. O elevado valor do coeficiente angular de 0,45 e uma reta que intersepta o eixo y praticamente na origem, demonstra essa forte correlação acima citada. Valor semelhante foi encontrado por [Ruggiero et al. \(2004\)](#), estudando o *runup* em uma praia altamente dissipativa nos EUA, de 0,33. Através do R_{ig} normalizado por H_s foi encontrado um valor máximo de 75%, enquanto que o valor máximo da razão R_{ss}/H_s foi de apenas 16,6%. Isso significa que R_{ig} explica uma grande parte da energia de onda incidente H_s e que por isso R_{ig} reflete a condição de onda oceânica.

Ao contrário da componente de infragravidade do *runup*, R_{ig} , a porção das altas frequências (R_{ss}) possuem uma correlação significativa com o nível do mar (η) com $r = 0,46$. Os movimentos de alta frequência do *runup* se mostraram dependentes da declividade da praia, sendo que quanto mais esta é refletiva maior é a presença de R_{ss} . Isto pode ser explicado pelo fato de que, sendo a praia mais ingrime o número de zonas de arrebenção diminuem e conseqüentemente, ocorre uma menor transferência de energia das altas frequências para as baixas frequências.

Calculando-se correlações parciais ($r_{XY,Z}$), foi encontrado que o período de pico T_p não explica o espalhamento encontrado pela correlação linear entre H_s e R_s nem entre H_s e R_{ig} , o que implica que este parâmetro (T_p) tem um efeito secundário na parametrização das elevações do *runup*. Mas uma correlação significativa entre R_s e $\sqrt{H_s \cdot L_0}$ foi obtida com $r = 0,75$, sendo menor do que quando utilizado apenas H_s . A utilização de $\sqrt{H_s \cdot L_0}$ como um bom parâmetro de parametrização foi sugerida por [Stockdon et al. \(2006\)](#).

O número de Iribarren não teve uma correlação significativa com R_{ig}/H_s , como proposto por [Holman & Sallenger \(1985\)](#) como sendo o melhor parametrizador do *runup*, uma vez que o parâmetro de similaridade de surfe representa bem os processos costeiros. Porém, observou-se que os valores de ξ_0 se encontravam predominantemente entre 0,26 e 0,38, com uma média de $\xi_0 = 0,34$. [Ruessink et al. \(1998\)](#) observou que o comportamento da reta entre R_{ig} e ξ_0 muda perto do valor de $\xi_0 = 0,3$. Levando em conta esta suposição,

foi feita uma correlação entre Rig/Hs e ξ_0 apenas utilizando o intervalo que melhor contém ξ_0 (entre 0,26 e 0,38) e foi encontrado $r = 0,39$. A partir disso, duas conclusões podem ser feitas: 1. realmente ocorre uma mudança no padrão de como Rig/Hs se comporta a partir de $\xi_0 = 0,3$; e 2. que talvez o número de Iribarren seja específico para cada ambiente praiial (Raubenheimer & Guza, 1996).

Uma análise espectral foi realizada nas 59 séries temporais estudadas aqui. Pôde-se ver que a banda de frequências de infragravidade é dominante com relação as frequências incidentes. Ainda as baixas frequências foram praticamente brancas, ou seja, que não era verificado um pico predominante de energia, possuindo também as maiores variações. Já as frequências incidentes encontraram-se saturadas, não tendo um crescimento da densidade de energia com um aumento de Hs . Essa cauda de saturação teve uma declividade de f^{-3} estando entre os valores encontrados na literatura. Também calculou-se a declividade da porção saturada em separado para cada condição de onda previamente estabelecida. Em ambas as situações a taxa de decaimento foi a mesma (f^{-3}). Ainda, o saturamento não estava limitado apenas às altas frequências, mas também às baixas.

Com o intuito de se analisar o comportamento de diferentes divisões de baixas frequências com a altura de onda significativa (Hs), a porção das ondas de infragravidade foi dividida em três grupos: $0.004 \leq f \leq 0.018$ Hz, $0.018 < f \leq 0.033$ Hz e $0.033 < f \leq 0.05$ Hz. Esta separação foi baseada em Ruessink et al. (1998). A correlação entre os parâmetros acima citados, nos mostrou que as frequências mais altas da banda de infragravidade ($0.033 < f \leq 0.05$ Hz) estavam saturadas em praticamente todas as condições de onda. Já $0.018 < f \leq 0.033$ Hz mostrou um certo grau de saturamento a partir de $Hs > 1$. Somente as frequências mais baixas é que não mostraram sinal de saturamento. É importante notar que a variação das ondas incidentes (Hs) foi baixa. Senechal et al. (2011), estudando a praia Truc Vert (França), mostrou que até mesmo as mais baixas frequências tornam-se saturadas na presença de alta energia de onda, com um valor limite de Hs entre 4 e 5 m. Apenas como nota, vale ressaltar, que Hs com essas proporções dificilmente será registrado na praia do Cassino, visto sua posição geográfica e suas características geológicas: ampla e suave plataforma continental, além do fator local, a lama, que possui um papel grande na atenuação da energia de onda (Pereira et al., 2011).

A maior variação morfológica ocorreu no período no qual infelizmente não foram adquiridas imagens, em decorrência dos fortes ventos ocorridos no dia 19 de setembro. No dia 20, foi verificada a maior elevação do nível do mar, causado por uma maré meteorológica positiva, como resposta a um ciclone extratropical (centro de baixa pressão) que estava na região. No período entre o dia 20 e o dia 23, onde ocorreram os maiores valores de altura significativa de onda, maré e máximos do espraiamento, pouca mudança no perfil praiial foi observada. No dia 24 de setembro, onde foram detectados os menores valores de altura de onda (Hs), o perfil pode ter passado por uma fase de reconstrução, para que no dia 25 de setembro, uma nova erosão fosse registrada. Neste mesmo dia,

houve novamente a ação de uma maré meteorológica positiva que, conjuntamente com a ação das ondas incidentes, podem ter sido a principal causa da erosão. Porém devido aos fortes ventos novamente, não se obteve informação suficiente para uma análise espectral e assim não pôde-se atribuir a erosão com as respostas do espraiamento. No dia 27 de setembro, uma feição acresciva entre as distâncias de 130 m e 150 m transversais à praia surgiu e esta foi relacionada com a ação do espraiamento em uma região limitada no dia anterior, retrabalhando o sedimento desta porção e produzindo a feição citada. No dia 24 de setembro, no qual o perfil pode ter sofrido uma recuperação do pacote sedimentar devido à baixa energia de onda, foi também o dia em que os maiores valores das frequências incidentes estavam presentes, correspondendo a 35% da elevação do *runup* calculada.

A análise da variação deve ser vista com cuidado devido à sua simplicidade frente à um processo tão complexo como o transporte sedimentar que ocorre nas zonas costeiras, e ainda mais complexa na zona do espraiamento. Porém, a hipótese de que em dias de marés meteorológicas a componente das altas frequências da elevação do *runup* pode ter um papel importante nas variações morfológicas erosivas do perfil, foi sugerida. Isto se deve ao fato de que para o presente estudo, não houve uma correlação significativa entre a altura de onda incidente (H_s) e o nível do mar (η) e um r significativo entre η e R_{ss} . Este comportamento permite a interpretação de que com a subida do nível do mar causada pela maré meteorológica positiva, pode haver uma diminuição na probabilidade de quebra das ondas sobre os bancos arenosos submersos, o que acarretaria em uma menor taxa de transferência da energia das ondas incidentes para as frequências de infragravidade. Para completar, segundo [Holman & Sallenger \(1993\)](#) e [Aagaard & Greenwood \(1994\)](#) um campo de ondas de infragravidade estacionário tendo um espectro branco, como o encontrado para a praia do Cassino, não resulta em um transporte líquido de sedimento e portanto não pode formar ou modificar bancos arenosos. Por fim, estudos mais aprofundados devem ser realizados para verificar essa hipótese.

Considerações Finais

O presente trabalho conseguiu cumprir todos os objetivos apresentados. Primeiramente, o Sistema SIRENA foi implementado com sucesso, sendo não somente uma ferramenta para o presente trabalho, mas também como uma fonte de dados para estudos futuros. Foram verificadas as correlações entre as condições ambientais, tais como declividade da face praial, condições de onda (Hs , Tp) e nível do mar (η) e as características do espraçamento. Também foi comprovado que a energia de infragravidade governa os movimentos do espraçamento e também que o espectro é saturado de maneira muito semelhante em diferentes condições de onda. A análise da variação morfológica da praia foi simplificada tendo em vista os dados disponíveis para tal estudo. Porém, um ponto positivo foi gerar-se uma hipótese para futuras discussões a fim de verificar um efeito relacionado entre nível do mar, características do espraçamento e modificações no pacote sedimentar da praia.

Considerando o enfoque do trabalho, comparar o espectro de ondas verificado no espraçamento com variações morfológicas na escala espacial condizente com a abrangência de um perfil topo-batimétrico (porção emersa até no máximo o primeiro banco arenoso submerso), o número de amostragem do perfil de praia é o suficiente.

Informação complementar: O motivo da utilização do Período de Pico T_p é explicado pelo fato de este ser o período correspondente à frequência de onda que possui a maior energia do espectro. Sendo assim, sabe-se qual é o período da onda que mais contribui energeticamente na série temporal de Hs e que explica as maiores alterações no comportamento do espraçamento.

Sugestões para Trabalhos Futuros

Para futuros trabalhos sugere-se que dados *in situ* de onda, próximos do local de estudo, sejam obtidos para que possíveis discrepâncias nos resultados em decorrência de uma modelagem não seja uma dúvida, visto que ocorre uma suavização do resultado das condições hidrodinâmicas. Também, é de extrema importância ter-se dados de maré que não tenham influência dos processos estuarinos, sendo portanto, coletados na região costeira oceânica.

Ainda, se possível, realizar um estudo não somente com um equipamento *in situ* mas uma cadeia de equipamentos perpendiculares à praia, abrangendo desde águas rasas na zona de surfe até águas mais profundas, fora da zona de surfe, a fim de se verificar a estrutura de uma possível onda estacionária bem como quantificar a taxa de transferência de energia das ondas incidentes para frequências de infragravidade.

Também sugere-se que seja realizado um experimento no qual uma amostragem ao longo da praia seja feita, tanto topo-batimétrica como do espraçamento a partir das

imagens, de alta frequência (p.e. horário), analisando-se a estrutura dos movimentos nesta direção, bem como, o transporte sedimentar em decorrência de correntes litorâneas, que também podem ser governados pelos processos de baixas frequências.

Experimentos de curtas durações e em momentos com condições mais controladas, como em uma situação de altura de onda incidente constante, podem facilitar a análise e correlações de processos.

Por fim, a realização de um experimento em situações de marés meteorológicas positivas também se vê necessário, com o intuito de analisar os agentes moduladores do perfil nessas condições de maior alteração morfológica.

Referências

- Aagaard, T. & Bryan, K. R. Observations of infragravity wave frequency selection. *Continental Shelf Research*, 23:1019–1034, 2003. doi: 10.1016/S0278-4343(03)00082-7.
- Aagaard, T. & Greenwood, B. Infragravity wave contribution to surf zone sediment transport — The role of advection. *Marine Geology*, 251(1-2):1–14, May 2008. ISSN 00253227. doi: 10.1016/j.margeo.2008.01.017. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322708000297>.
- Aagaard, T. & Greenwood, B. Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. *Marine Geology*, 118(1-2):23–48, April 1994. ISSN 00253227. doi: 10.1016/0025-3227(94)90111-2. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0025322794901112>.
- Aagaard, T. & Holm, J. Digitization of Wave Run-up Using Video Records. *Journal of Coastal Research*, 5(3):547–551, 1989.
- Amante, C. & Eakins, B. W. Etopo1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*, 111(2):19, 2009.
- Bakker, A. Infragravity waves Propagation , dissipation and sediment transport in the inner surf zone. Master's thesis, 2011.
- Battjes, J. A. Surf similarity. *Proceedings of the Fourteenth Coastal Engineering Conference, Copenhagen*, pages 466–480, 1974.
- Bauer, B. O. & Greenwood, B. Modification of a linear bar-trough system by a standing edge wave. *Marine Geology*, 92(3-4):177–204, May 1990. ISSN 00253227. doi: 10.1016/0025-3227(90)90003-3. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0025322790900033>.
- Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4): 7649, 1999. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/98JC02622. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02622http://www.agu.org/pubs/crossref/1999/98JC02622.shtml>.

- Bowen, A. J. & Guza, R. Edge Waves and Surf Beat. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4):1913–1920, 1978. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC083iC04p01913. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1978/JC083iC04p01913.shtml>.
- Bowen, A. J. & Holman, R. Shear Instabilities of the Mean Longshore Current 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 94(1), 1989.
- Bowen, A. J. & Inman, D. L. Edge Waves and Crescentic Bars. *Journal of Geophysical Research*, 76(36):8662–8671, 1971. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC076i036p08662. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1971/JC076i036p08662.shtml>.
- Bowen, A. *Simple models of nearshore sedimentation*, volume 80-10. 1980.
- Bowen, A., Inman, D., & Simmons, V. Wave 'Set-Down' and Set-Up. *Journal of Geophysical Research*, 73(8):2569–2577, 1968.
- Butt, T. & Russel, P. Suspended sediment transport mechanism in high-energy swash. *Marine Geology*, pages 361–375, 2000.
- Calliari, L. & Klein, A. H. F. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(I), 1993.
- Calliari, L., Tozzi, H. A. M., & Klein, A. H. F. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70:231–247, 1998.
- Calliari, L., Holland, K., Dias, M., Vinzon, S., Thornton, E., & Stanton, T. P. Experimento Cassino 2005: uma síntese dos levantamentos efetuados na ante-praia e zona de arrebentação. 2005.
- Chickadel, C. C., Holman R. A., & Freilich, M. H. An optical technique for the measurement of longshore currents. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11):1–17, 2003. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2003JC001774. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2003/2003JC001774.shtml>.
- Ciriano, Y., Coco, G., Bryan, K., & Elgar, S. Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *Journal of Geophysical Research*, 110(C2):C02018, 2005. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2004JC002485. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004JC002485>.
- Coco, G. & Murray, A. B. Patterns in the sand : From forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91:271 – 290, 2007. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.04.023.
- Coco, G., O'Hare, T. J., & Huntley, D. A. Beach cusps: A comparison of data and theories for their formation. *Journal of Coastal Research*, 15, 1999.

- Coco, G., Burnet, T. K., & Werner, B. T. Test of self-organization in beach cusp formation. *Marine Geology*, 108:1–11, 2003. doi: 10.1029/2002JC001496.
- Elfrink, B. & Baldock, T. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45:149–167, 2002.
- Elgar, S., Herbers, T., Okihiro, M., Oltman-Shay, J., & Guza, R. Observations of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 97(C10):15573–15577, 1992.
- Emery, K. & Gale, J. Swash and swash mark. *American Geophysical Union*, 32:31–36, 1951.
- Figueiredo, S. A. & Calliari, L. Sedimentologia e suas Implicações na Morfodinâmica das Praias Adjacentes às Desembocaduras da Linha de Costa do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 4:73–87, 2006.
- Freeman, J. & LeMèhauté, B. Wave breakers on a beach and surges on a dry bed. *Journal of the Hydraulics Division*, 90:187–216, 1964.
- Gallagher, B. Generation of surf beat by non-linear wave interaction. *Journal of Fluid Mechanics*, 15(3):741–749, 1971.
- Goulart, E. S. Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição : litoral médio do RS . Dissertação de mestrado, 2010.
- Guedes, R. M. C., Bryan, K. R., & Coco, G. Observations of wave energy fluxes and swash motions on a low-sloping, dissipative beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(June):1–19, July 2013. ISSN 21699275. doi: 10.1002/jgrc.20267. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrc.20267>.
- Guedes, R. Morfodinâmica de alta frequência de um sistema praia com bancos triplos durante o experimento cassino 2005. Trabalho de conclusão de curso, 2006.
- Guedes, R., Bryan, K. R., Coco, G., & Holman, R. The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. *Journal of Geophysical Research*, 116(January):1–13, 2011a. doi: 10.1029/2010JC006660.
- Guedes, R., Calliari L.J., Holland, K. T., Plant, N. G. N., Pereira, P., Alves, F. N., & Calliari, L. J. Short-term sandbar variability based on video imagery: Comparison between Time–Average and Time–Variance techniques. *Marine Geology*, 289(1-4):122–134, November 2011b. ISSN 00253227. doi: 10.1016/j.margeo.2011.09.015. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322711002039>.
- Guimarães, P. V. Morfodinâmica do pós-praia e duna frontal com auxílio de video-monitoramento: Cassino, RS. Trabalho de conclusão de curso, 2010.

- Guza, R. T. & Bowen, A. J. Resonant interactions for waves breaking on a beach. In *Proceedings of the 15th Conference on Coastal Engineering*, New York, 1976. American Society of Civil Engineers.
- Guza, R. & Feddersen, F. Effect of wave frequency and directional spread on shoreline runup. *Geophysical Research Letters*, 39(11):1–5, June 2012. ISSN 0094-8276. doi: 10.1029/2012GL051959. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2012GL051959.shtml>.
- Guza, R. & Inman, D. L. Edge Waves and Beach Cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21):2997, 1975. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC080i021p02997. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1975/JC080i021p02997.shtml>.
- Guza, R. & Thornton, E. Wave Set-Up on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 86(C5):4133–4137, 1981.
- Guza, R. & Thornton, E. Swash Oscillations on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(1):483–491, 1982.
- Guza, R. & Thornton, E. Velocity moments in nearshore. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111(2):235–256, 1985.
- Hathaway, K., Oltman-Shay, J., Howd, P., & Holman, R. Infragravity waves in the Nearshore Zone. Technical Report September, 1998.
- Herbers, T. Generation and propagation of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 1995.
- Herbers, T., Elgar, S., Guza, R., & O'Reilly, W. C. Infragravity-Frequency (0.005-0.05 Hz) Motions on the Shelf. Part II: Free Waves. *Journal of Physical Oceanography*, page 17, 1995.
- Herbers, T., Hendrickson, E., & O'Reilly, W. Propagation of swell across a wide continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8):19729–19737, 2000.
- Holland, K. & Holman, R. The Statistical Distribution of Swash Maxima on Natural Beaches. *Journal of Geophysical Research*, 98:271–278, 1993.
- Holland, K. & Holman, R. Wavenumber-frequency structure of infragravity swash motions. *Journal of Geophysical Research*, 104(C6):13479–13488, 1999. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/1999JC900075. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1999/1999JC900075.shtml>.

- Holland, K., Raubenheimer, B., Guza, R., & Holman, R. Runup kinematics on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 100(C3):4985–4993, 1995. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/94JC02664. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1995/94JC02664.shtml>.
- Holland, K., Holman, R., Lippmann, T. C., Stanley, J., & Plant, N. G. Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE JOURNAL OF OCEANIC ENGINEERING*, 22(1):81–92, 1997.
- Holland, K., Puleo, J. A., & Kooney, T. Quantification of swash flows using video-based particle image velocimetry. *Coastal Engineering*, 44(2):65–77, December 2001. ISSN 03783839. doi: 10.1016/S0378-3839(01)00022-9. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383901000229>.
- Holland, K., Vinzon, S., & Calliari, L. A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3):503–514, March 2009. ISSN 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2008.09.023. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308003634>.
- Holman, R. A. & Sallenger, A. H. Sandbar generation: A discussion of the duck experiment series. *Journal of Coastal Research*, SI(15):76–92, 1993.
- Holman, R. Longshore Structure of Infragravity Wave Motions. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 89(x):6446–6452, 1984.
- Holman, R. & Bowen, A. J. Bars, Bumps, and Holes: Models for the Generation of Complex Beach Topography. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1):457–468, 1982. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC087iC01p00457. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1982/JC087iC01p00457.shtml>.
- Holman, R. & Guza, R. Measuring run-up on natural beach. *Coastal Engineering*, 8 (1951):129–140, 1984.
- Holman, R. & Sallenger, A. H. Setup and Swash on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 90:945–953, 1985.
- Holman, R. & Stanley, J. The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7):477–491, June 2007. ISSN 03783839. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.01.003. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S037838390700018X>.
- Holthuijsen, L. H. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge Press, New York, 2007.
- Hughes, M. & Turner, I. *The beach face*. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Wiley, Chichester, 1999.

- Hughes, M., Masselink, G., & Brander, R. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138:91–103, 1997.
- Huisman, C. E., Bryan, K. R., Coco, G., & Ruessink, B. The use of video imagery to analyse groundwater and shoreline dynamics on a dissipative beach. *Continental Shelf Research*, 31(16):1728–1738, 2011. ISSN 02784343. doi: 10.1016/j.csr.2011.07.013. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434311002640>.
- Huntley, D. A. Long-period waves on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 81 (36):6441–6449, December 1976. ISSN 01480227. doi: 10.1029/JC081i036p06441. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JC081i036p06441>.
- Huntley, D. A. & Bowen, A. J. Field Observations of Edge Waves. *Nature*, 243:160–161, 1973.
- Huntley, D. A. & Kim, C. S. Is Surf Beat Forced or Free? *Coastal Engineering*, pages 871–885, 1984.
- Huntley, D. A., Guza, R., & Bowen, A. J. A Universal Form for Shoreline Run-Up Spectra? *Journal of Geophysical Research*, 82(18):2577–2581, 1977. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC082i018p02577. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1977/JC082i018p02577.shtml>.
- Huntley, D. A., Guza, R., & Thornton, E. Field Observations of Surf Beat 1. Progressive Edge Waves. *Journal of Geophysical Research*, 86:6451–6466, 1981.
- Huntley, D. *Edge waves in a crescentic bar system*, volume 80–10. 1980.
- Jiménez, J., Osorio, a., Marino-Tapia, I., Davidson, M., Medina, R., Kroon, a., Archetti, R., Ciavola, P., & Aarninkhof, S. Beach recreation planning using video-derived coastal state indicators. *Coastal Engineering*, 54(6-7):507–521, June 2007. ISSN 03783839. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.01.012. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383907000208>.
- Komar, P. D. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 1998.
- Longuet-Higgins, M. & Stewart, R. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf-beats". *Journal of Fluid Mechanics*, 13:481–504, 1962. doi: 10.1017/S0022112062000877.
- Mase, H. Spectral characteristics of random wave run-up. *Coastal Engineering*, 12:175–189, 1988.
- Masselink, G. & Hughes, M. Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18:1179–1199, 1998.

- Masselink, G. & Puleo, J. A. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26:661–680, 2006. doi: 10.1016/j.csr.2006.01.015.
- Masselink, G. & Turner, I. *The effect of tides on beach morphodynamics*. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Wiley, Chichester, 1999.
- Masselink, G., Russell, P., Coco, G., & Huntley, D. A. Test of edge wave forcing during formation of rhythmic beach morphology. *Seven*, 109(April):1–10, 2004. doi: 10.1029/2004JC002339.
- Miche, M. Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés a l'action de la houle. *Ann. Ponts Chaussees*, 121:285–319, 1951.
- Miller, R. Experimental determination of run-up of undular and fully developed bores. *Journal of Geophysical Research*, 73:4497–4510, 1968.
- Moller, O., Castaing, P., Salomon, J., & Lazure, P. The Influence of Local and Non-Local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2):297–311, 2001.
- Moraes, C. d. C. Experiments of wave reflexion on impermeable slopes. In *Proceedings of the 12th Conference on Coastal Engineering*, pages 509–521, New York, 1970. American Society of Civil Engineers.
- Motta, V. Relatório-análise e previsão das alturas de ondas em tramandaí. *Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS*, 111(2):235–256, 1963.
- Munk, W. Origin and generation of waves. *Proc. 1st Conf. Coastal Engineering (Long Beach)*, New York, ASCE, pages 1–4, 1950.
- Nelson, R., Treloar, P., & Lawson, N. V. The dependency of inshore long waves on the characteristics of offshore short waves. *Coastal Engineering*, 12:213–231, 1988.
- Nieto, M. a., Garau, B., Balle, S., Simarro, G., Zarruk, G. a., Ortiz, a., Tintoré, J., Álvarez Ellacuría, a., Gómez-Pujol, L., & Orfila, a. An open source, low cost video-based coastal monitoring system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14):1712–1719, November 2010. ISSN 01979337. doi: 10.1002/esp.2025. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.2025>.
- Okihiro, M., Guza, R., & Seymour, R. Bound infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 97(C10):11453—11469, 1992.
- Oltman-Shay, J. & Guza, R. Observations on Two California Beaches. *Journal of Physical Oceanography*, 17:644–663, 1987.

- Oltman-Shay, J., Howd, P. A., & Birkemeier, W. A. Shear Instabilities of the Mean Longshore Current 2.Field Observations. *Journal of Geophysical Research*, 94(c12): 18031–18042, 1989.
- Parise, C. K., Calliari, L., & Krusche, N. Extreme Storm Surges in the South of Brazil: Atmospheric Conditions and Shore Erosion. *BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY*, 57(3):175–188, 2009.
- Pearre, N. S. & Puleo, J. A. Quantifying Seasonal Shoreline Variability at Rehoboth Beach, Delaware, Using Automated Imaging Techniques. *Journal of Coastal Research*, pages 900–915, 2009. doi: 10.2112/08-1029.1.
- Pereira, P. Morfodinâmica da praia do Cassino RS: variabilidade temporal dos bancos arenosos e alterações das ondas pela presença de depósitos lamínicos. Tese de doutorado, 2010.
- Pereira, P., Calliari, L., & Barletta, R. Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach. *Continental Shelf Research*, 2010. doi: 10.1016/j.csr.2009.11.007.
- Pereira, P., Calliari, L., Holman, R., Holland, K., Guedes, R., Amorin, C., & Cavalcanti, P. Video and field observations of wave attenuation in a muddy surf zone. *Marine Geology*, 279(1-4):210–221, January 2011. ISSN 00253227. doi: 10.1016/j.margeo.2010.11.004. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322710003099>.
- Plant, N. G., Holland, K. T., & Haller, M. C. Ocean Wavenumber Estimation From Wave-Resolving Time Series Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(9):2644–2658, 2008.
- Priestley, M. *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press, London, 1981.
- Puleo, J., Beach, R., Holman, R., & Allen, J. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research*, pages 17021–17044, 2000.
- Puleo, J., Holland, K., Plant, N., Slinn, D., & Hanes, D. Fluid acceleration effects on suspended sediment transport in the swash zone. *Journal of Geophysical Research*, 108: 3350, 2003.
- Raubenheimer, B. & Guza, R. T. Observations and predictions of run-up. *Journal of Geophysical Research*, 101(C11):25575–25587, 1996.
- Reniers, a. J. H. M. Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1):C01030, 2004. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2002JC001586. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JC001586>.

- Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., & Booij, N. A third-generation wave model for coastal regions 2. Verification. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4):7667–7681, 1999. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/1998JC900123. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1998JC900123>.
- Ruessink, B., Kleinhans, M. G., & van den Beukel, P. G. L. Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2):3111–3118, 1998. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/97JC02791. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1998/97JC02791.shtml>.
- Ruggiero, P., Komar, P., McDougal, W., Marra, J., & Beach, R. Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. *Journal of Coastal Research*, 17(2):13, 2001.
- Ruggiero, P., Holman, R., & Beach, R. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research*, 109(C6):1–12, 2004. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2003JC002160. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2003JC002160.shtml>.
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R., & Holman, R. Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116(C7):1–13, July 2011. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2010JC006819. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JC006819.shtml>.
- Shen, M. & Meyer, R. Climb of a bore on a beach: Part 3, run-up. *Journal of Fluid Mechanics*, 16:113–125, 1963.
- Short, A. Multiple Offshore Bars and Standing Waves. *Journal of Geophysical Research*, 80(27):3838–3840, 1975.
- Simarro, G. Georreferenciación de imágenes de las cámaras. Technical report, 2011.
- Sobral, F., Pereira, P., Cavalcanti, P., Guedes, R., & Calliari, L. Intertidal Bathymetry Estimation Using Video Images on a Dissipative Beach. *Journal of Coastal Research*, (65):1439–1444, 2013. doi: 10.2112/SI65-243.1.
- Sonu, C., Pettigrew, N., & Fredericks, R. Measurement of swash profile and orbital motion on the beach. *Proceedings of the International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis, ASCE*, pages 621–638, 1974.
- Stockdon, H. F. & Holman R. A. Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9):22,015–22,033, 2000.

- Stockdon, H. F., Holman, R., Howd, P. A., & Sallenger, A. H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53:573 – 588, 2006. doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005.
- Symonds, G., Huntley, D. A., & Bowen, A. J. Two-Dimensional Surf Beat: Long Wave Generation by a Time-Varying Breakpoint. *Journal of Geophysical Research*, 87(1): 492–498, 1982.
- Teixeira, D. L. Elaboração da carta de ondulações geoidais da metade sudoeste do balneário Cassino, Rio Grande-Rs, com o uso do sistema GNSS/Nivelamento. 2011.
- Terra, S. Construção de um Trenó Marítimo (Sea Sled) para o Levantamento Topográfico do Perfil do Fundo do Mar na Zona de Surfe em Rio Grande - RS. Dissertação de mestrado, 2003.
- Thornton, E. & Guza, R. Transformation of Wave Height Distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88:5925–5938, 1983.
- Tucker, M. Surf beat: Sea waves of 1 to 5 minutes period. *Froc. R. Soc.*, 202:565–573, 1950.
- Werner, B. T. & Fink, T. M. Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260:968–971, 1993.
- Wright, L. D. & Short, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4):93–118, 1984. ISSN 00253227. doi: 10.1016/0025-3227(84)90008-2. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0025322784900082>.
- Wright, L. D., Guza, R., & Short, A. Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. *Marine Geology*, 45(1982):41–62, 1982.