

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO TECNOLÓGICO

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

KARLA MARIA GOULART TREDEZINI STRAIOTO

Caracterização de ondas extremas ao largo de Santa Catarina

Orientador: Davide Franco ¹

Florianópolis, agosto de 2009.

¹E-mail: franco@ens.ufsc.br

Karla Maria Goulart Tredezini Straioto

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS EXTREMAS AO LARGO DE
SANTA CATARINA

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Davide Franco

Florianópolis, 2009.

Karla Maria Goulart Tredezini Straioto

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS EXTREMAS AO LARGO DE SANTA
CATARINA

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no
Curso de Pós Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de
Santa Catarina.

Orientador: _____

Prof. Dr. Davide Franco
Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, UFSC

Prof. Dr. Masato Kobiyana
Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, UFSC

Prof. Dr. Elói Melo Filho
Escola de Engenharia, FURG

Prof. Dr. Carlos Eduardo Parente Ribeiro
Programa de Engenharia Oceânica, UFRJ

Prof. Dr. Rodrigo do Carmo Barletta
Departamento de Geociências, UFSC
Coastal Planning do Brasil

Dedico este trabalho a minha família que tanto amo, em especial a meus pais maravilhosos que me apoiam, confiam, compreendem, ajudam e sempre estiveram ao meu lado em todas as fases da minha vida.

Meus agradecimentos vão à toda equipe do Laboratório de Hidráulica Marítima da UFSC pela colaboração e apoio , ao professor Davide Franco pela paciência e orientação, ao professor Elói Melo por ter mostrado um novo caminho em minha jornada acadêmica, aos meus colegas de trabalho da Fundação do Meio Ambiente pela compreensão, e aos que me iluminam Miguel, Poiel e Anael.

Sumário

Resumo	xv
Abstract	xvi
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	6
1.2 Objetivos Específicos	6
2 Propriedades Estatísticas de Ondas Geradas pelo Vento	7
2.1 Introdução	7
2.2 Definição dos parâmetros de onda	8
2.3 Definição de ondas representativas	14
2.4 Distribuição de alturas de onda no oceano	15
2.4.1 Trem de onda simples: onda monocromática	15
2.4.2 Grupos de onda: ondas bi-cromáticas	16
2.4.3 Ondas com espectro de banda estreita	18
2.4.4 Função Densidade de Probabilidade de Rayleigh	21
2.5 Ondas Extremas	24
3 Metodologia	26
3.1 Introdução	26
3.2 Dados de campo	27
3.2.1 Caracterização geográfica	27
3.2.2 Ondógrafo <i>Wave Rider Mark II</i>	28
3.2.3 Registro de dados	29
3.2.4 Análise de consistência	30

3.3	Método de análise	32
3.3.1	Análise de Estacionariedade	34
3.3.2	Análise no domínio do tempo	34
3.3.3	Distribuição de alturas de ondas no oceano	35
3.3.4	Identificação de ondas extremas: sensibilidade à duração do registro amostral	35
3.3.5	Caracterização das ondas extremas	36
4	Resultados e Discussão	37
4.1	Análise de estacionariedade	37
4.2	Distribuição de alturas de ondas no oceano	38
4.2.1	Ajuste de histograma	38
4.2.2	Relação entre alturas médias características	41
4.2.3	Previsão de alturas extremas	43
4.3	Identificação de ondas extremas: sensibilidade à duração do registro amostral	45
4.3.1	Quadro meteorológico do caso maior onda extrema	55
4.4	Caracterização das ondas extremas	66
4.4.1	Empinamento e assimetria das ondas extremas	66
4.4.2	Estatística dos parâmetros de onda	71
4.4.3	Influência da altura de onda significativa	78
5	Conclusões	82

Lista de Figuras

2.1	Definição <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i> para um registro de onda	8
2.2	Definição para ondas assimétricas do oceano	9
2.3	Coefficiente que relaciona a altura e o período <i>down crossing</i>	11
2.4	Coefficiente que relaciona a altura e o período <i>up crossing</i>	11
2.5	Coefficiente que relaciona a altura <i>down crossing</i> e o período da frente da onda	11
2.6	Relaciona a altura <i>up crossing</i> e o período de trás da onda	12
2.7	Relaciona a altura da crista e o período da parte da frente da crista da onda	12
2.8	Relaciona a altura da crista e o período da parte de trás da crista da onda	12
2.9	Relaciona a altura e o período do cavado da frente da onda	13
2.10	Relaciona a altura e o período do cavado da parte de trás da onda	13
2.11	Coefficiente que relaciona a altura <i>down crossing</i> e a crista da onda	13
2.12	Coefficiente que relaciona o período de trás e o período da frente da onda .	14
2.13	Registro de onda resultante da soma de duas senoides	16
2.14	Grupo de ondas	17
2.15	Deslocamento vertical $\eta(t)$ e sua função envelope $B(t)$	19
2.16	Distribuição de Rayleigh	22
3.1	Ondógrafo <i>Waverider</i> da UFSC e mapa do local do monitoramento .	27
3.2	Ondógrafo e fundeio	28
3.3	Esquema de transmissão dos dados	29
3.4	Diagrama de fluxo da análise dos dados	33
4.1	Perda percentual de registros por não estacionariedade em função do tamanho do registro no período de estudo e regressão linear	38

4.2	Histograma e distribuição de alturas de ondas em 2004 e 2005 para registros com uma hora de medição contínua.	39
4.3	Histograma e distribuição de alturas de ondas em 2004 e 2005 para registros com 20 minutos de medição contínua.	40
4.4	Relação entre alturas significativas e alturas médias identificadas pelo método <i>down crossing</i>	42
4.5	Relação entre alturas um décimo e alturas médias identificadas pelo método <i>down crossing</i>	42
4.6	Quantidade de ondas extremas em função do tamanho do registro e regressão linear para os caso <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i>	46
4.7	Quantidade de ondas extremas em função do tamanho do registro e regressão linear para os caso <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i>	46
4.8	Histograma das alturas das ondas extremas identificadas pelo método <i>up crossing</i>	47
4.9	Histograma das alturas das ondas extremas identificadas pelo método <i>down crossing</i>	47
4.10	Histograma dos períodos das ondas extremas identificadas pelo método <i>up crossing</i>	48
4.11	Histograma dos períodos das ondas extremas identificadas pelo método <i>down crossing</i>	48
4.12	Gráfico de ocorrência de ondas extremas identificadas pelo método <i>up crossing</i> em relação aos meses	49
4.13	Gráfico de ocorrência de ondas extremas identificadas pelo método <i>down crossing</i> em relação aos meses	49
4.14	Relação entre as alturas extremas e alturas significativas identificadas pelo método <i>up crossing</i>	52
4.15	Relação entre as alturas extremas e alturas significativas identificadas pelo método <i>down crossing</i>	52
4.16	Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 13/11/2004 onde foi encontrada a onda extrema pelo método <i>up crossing</i>	52

4.17 Foco na maior onda extrema encontrada pelo método <i>up crossing</i> em 13/11/2004 às 22:19:37	52
4.18 Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 28/10/2004 onde foi encontrada a onda extrema pelo método <i>up crossing</i>	53
4.19 Foco na onda extrema com maior altura relativa a altura significativa, encontrada pelo método <i>up crossing</i> em 28/10/2004 às 02:37:56	53
4.20 Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 13/11/2004 onde foi encontrada a onda extrema	54
4.21 Foco na maior onda extrema encontrada pelo método <i>down crossing</i> em 13/11/2004 às 22:19:30	54
4.22 Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 03/01/2005 onde foi encontrada a onda extrema	54
4.23 Foco na onda extrema com maior altura relativa a altura significativa, encontrada pelo método <i>down crossing</i> em 03/01/2005 às 02:48:04	54
4.24 Média diária da direção e intensidade do vento em 10 de novembro de 2004	56
4.25 Média diária da direção e intensidade do vento em 11 de novembro de 2004	57
4.26 Média diária da direção e intensidade do vento em 12 de novembro de 2004	58
4.27 Média diária da direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004	59
4.28 Média diária da direção e intensidade do vento em 14 de novembro de 2004	60
4.29 Média diária da direção e intensidade do vento em 15 de novembro de 2004	61
4.30 Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 6 horas da manhã	62
4.31 Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 12 horas	63
4.32 Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 18 horas	64

4.33 Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 a meia noite	65
4.34 Comparação entre coeficientes de <i>up crossing</i> e <i>down crossing steep-</i> <i>ness</i> calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo	66
4.35 Comparação entre coeficientes de <i>back</i> e <i>front steepness</i> calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo	67
4.36 Comparação entre coeficientes de <i>crest back</i> e <i>crest front steepness</i> calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo .	67
4.37 Comparação entre coeficientes de <i>trough back</i> e <i>trough front steepness</i> calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo .	68
4.38 Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 23/03/2005 onde foi encontrada a onda extrema	69
4.39 Plot focando a onda extrema encontrada pelo método <i>down crossing</i> em 23/03/2005 às 00:00:22	69
4.40 Comparação entre coeficientes assimetrias vertical e horizontal	69
4.41 Onda com maior coeficiente de assimetria vertical e horizontal	70
4.42 Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 03/07/2004 onde foi encontrada a onda extrema	71
4.43 Plot focando a onda extrema encontrada pelo método <i>down crossing</i> em 03/07/2004 às 00:29:57	71
4.44 Aproximação linear entre os coeficientes de <i>front</i> e <i>down crossing</i> <i>steepness</i>	73
4.45 Aproximação linear entre os coeficientes de <i>back</i> e <i>up crossing steepness</i>	73
4.46 Aproximação linear entre os coeficientes de assimetria vertical e <i>crest</i> <i>front steepness</i>	74
4.47 Aproximação linear entre os coeficientes de assimetria vertical e <i>crest</i> <i>back steepness</i>	75
4.48 Aproximação linear entre cristas e coeficientes de <i>down crossing steep-</i> <i>ness</i>	76
4.49 Aproximação linear entre cristas e coeficientes de <i>up crossing steepness</i>	76

4.50	Aproximação linear entre assimetrias horizontais e coeficientes de <i>front steepness</i>	77
4.51	Aproximação linear entre assimetrias horizontais e coeficientes de <i>back steepness</i>	78
4.52	Aproximação linear entre alturas significativas e cristas de ondas extremas	79
4.53	Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de <i>down crossing steepness</i> de ondas extremas	79
4.54	Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de <i>front steepness</i> de ondas extremas	80
4.55	Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de <i>crest front steepness</i> de ondas extremas	80

Lista de Tabelas

2.1	Relações entre alturas médias características	23
3.1	Classificação de Ondas no Oceano	30
3.2	Definição das campanhas de monitoramento	31
4.1	Percentual de perda de registros por não estacionariedade em função da duração do registro amostral	38
4.2	Número de ondas encontradas na cauda da distribuição em função da duração do registro amostral	41
4.3	Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i> em função do tamanho dos registros	45
4.4	Percentual de ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i> em função da altura das ondas	48
4.5	Períodos das ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i>	49
4.6	Ocorrências das ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i>	50
4.7	Quantidade mensal de ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i>	50
4.8	Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i> por estação	51
4.9	Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos <i>up crossing</i> e <i>down crossing</i> por ano	51
4.10	Coefficientes de correlação linear	72

Lista de Símbolos

Símbolo	Descrição
a_h	Assimetria horizontal
AI	Índice de Anormalidade
a_v	Assimetria vertical
cr	Crista da onda
f_H	Função densidade de probabilidade
F_H	Função de distribuição de probabilidade
h	Profundidade local do oceano
H	Altura
\bar{H}	Altura média
H_1	Altura média
$H_{\frac{1}{10}}$	Altura média do décimo superior
h_b	Altura da parte de trás da onda
H_d	Altura <i>down crossing</i>
H_{ext}	Altura extrema
h_f	Altura da parte da frente da onda
H_{max}	Altura máxima
H_{rms}	Altura média quadrática
H_s	Altura significativa
H_u	Altura <i>up crossing</i>
k	número de onda
L_0	Comprimento da onda em águas profundas
s	<i>Steepness</i> médio
S_b	Coefficiente de <i>back steepness</i>

Símbolo	Descrição
S_{cb}	Coeficiente de <i>crest back steepness</i>
S_{cf}	Coeficientes de <i>crest front steepness</i>
S_D	Coeficiente de <i>down crossing steepness</i>
S_f	Coeficiente de <i>front steepness</i>
S_{tb}	Coeficiente de <i>trough back steepness</i>
S_{tf}	Coeficiente de <i>trough front steepness</i>
S_U	Coeficiente de <i>up crossing steepness</i>
t	Tempo
T	Período
\bar{T}	Período médio
T_D	Período <i>down crossing</i>
tr	Cavado da onda
tr'	Cavado da onda
T_U	Período <i>up crossing</i>
ε	Fase da componente de frequência
η	Deslocamento da superfície da água em relação ao nível médio
σ	frequência angular

Resumo

Este trabalho analisa aspectos estatísticos das alturas de ondas individuais da agitação marítima medidas pelo ondógrafo do LahHiMar/UFSC, ao largo de Santa Catarina, durante o período que se estende de 11/05/2004 à 07/05/2005. A teoria de Rayleigh é apresentada sucintamente e testada contra dados de campo. Ondas extremas (*freak waves*) são identificadas, averiguando-se a influência do tamanho do registro sobre a identificação das mesmas, e caracterizadas segundo parâmetros de empinamento e assimetria. Os testes indicam que a função densidade de probabilidade de Rayleigh ajusta-se bem ao histograma de alturas individuais. As relações entre alturas significativas e alturas médias teórica foi verificada nos dados. A teoria estatística (linear) de Rayleigh não apresentou resultados tão bons na previsão da probabilidade de ocorrência de ondas extremas ($H \geq 2H_s$), mas foi capaz de prever com um erro aceitável o valor da maior altura relativa (altura extrema/altura significativa) de onda esperada para o total de ondas individuais observado. Para o caso de Santa Catarina as ondas extremas identificadas geralmente são assimétricas e inclinadas para frente não mostrando tendência de o cavado ser maior do que a crista ou vice e versa.

PALAVRAS-CHAVE: distribuição de Rayleigh, alturas de ondas, empinamento e assimetria de ondas extremas, estacionariedade.

Abstract

This paper examines statistical aspects of the individual wave heights of the sea measured by shaking ondógrafo of LahHiMar / UFSC, off the coast of Santa Catarina during the period extending from 11/05/2004 to 07/05/2005. The theory of Rayleigh is briefly presented and tested against data from the field. Extreme waves are identified, by searching for the influence of the size recorded on the identification of them, and characterized by following parameters of steepness and asymmetry. The tests indicate that the probability density function of Rayleigh adjusts very well to the histogram of individual wave heights. The significant relationship between height and height medium theory was approached in the data. The statistical theory (linear) from Rayleigh had not good results in predicting the probability of occurrence of extreme waves, but was able to predict with an acceptable error the value of the relative height (height extreme / significant height) for the total of individual waves observed. In the case of Santa Catarina the extreme waves are usually asymmetric and inclined forward, showing no tendency to be troughs more than crests and the oposit also is true.

KEYWORDS: Rayleigh distribution, height of waves, tilt and asymmetry of extreme waves, stationarity.

Capítulo 1

Introdução

As ondas superficiais do oceano são reconhecidamente o agente dominante da dinâmica costeira e o parâmetro mais importante para o projeto de obras costeiras e oceânicas. Elas são a principal e mais constante forma de transporte da energia no mar, exercendo papel preponderante na determinação das feições costeiras e constituindo-se na mais efetiva ameaça às obras costeiras, à segurança da navegação e às operações navais. Cardoso (2004) afirma que o conhecimento do clima de ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima são de fundamental importância para todas as atividades ligadas ao oceano, onde um dos pontos críticos no projeto de estruturas *offshore* é a estimativa da magnitude dos esforços físicos, devidos à ação de componentes naturais (ventos, ondas e corrente), a que a estrutura estará exposta em seu tempo de serviço, onde esta deve ser projetada para suportar, com alguma margem de segurança, esforços extremos que podem ocorrer em um longo período.

A interpretação espectral considera que as ondas irregulares geradas pelo vento sejam o resultado da composição de uma gama de "componentes regulares" com diferentes frequências, amplitudes e direções com fases aleatórias. Segundo Ochi (1982) essa é a idéia básica que fundamenta o conceito do Espectro Direcional do mar. Adicionalmente, o mecanismo de geração pelo vento faz com que a energia das ondas tenda a se concentrar em torno de uma determinada frequência caracterizando um processo de banda estreita, Longuet-Higgins (1952). Os modelos de geração de onda utilizam a teoria espectral para prever a evolução das condições do

mar em função do vento atuando sobre a superfície. Para aplicações práticas, faz-se necessário determinar aspectos objetivos da agitação marítima, como por exemplo, informações referentes às alturas de ondas individuais numa dada condição.

Segundo Longuet-Higgins (1952), numa situação de águas profundas e, assumindo-se adicionalmente que a altura da onda é igual a duas vezes a sua amplitude, a distribuição de alturas de ondas é dada teoricamente pela lei de Rayleigh, desde que se garanta a estacionariedade do processo, ou seja, as propriedades estatísticas da série temporal não mudam com o tempo.

Cherneva et al.(2005) afirmam que esta distribuição sistematicamente subprediz os valores observados, e isto justamente devido as condições empregadas para validação da mesma, como espectro estreito, simetria entre cristas e cavados e a condição de águas profundas.

Dessa forma, a inabilidade da lei de Rayleigh para descrever ondas reais seria devido ao fato de que esta não leva em consideração as interações não-lineares entre componentes espectrais de onda responsáveis pela assimetria vertical no perfil da onda, o que foi discutido recentemente por Guedes Soares e Antão (2004).

Segundo Cherneva et al.(2005), devido a não-linearidades as cristas são maiores e mais inclinadas e os cavados são mais rasos e suaves, o oposto do caso linear, onde estes são simétricos e, como um resultado desta interação não-linear ondas muito altas podem ser encontradas tanto em águas rasas como em águas profundas.

Histórias sobre embarcações que se viram subitamente acoissadas por ondas imensas sempre abundaram na literatura, mas por muito tempo a comunidade científica considerou o assunto como simplesmente fruto da imaginação de marinheiros amedrontados. Entretanto, estudos feitos por Tomita e Kawamura (2000), Liu e Pinho (2004), Stansell (2004, 2005), Didenkulova et al. (2006), Mori et al. (2007), por exemplo, demonstram que essas ondas gigantes (chamadas em inglês de *freak* ou *rogue waves*) são, sim, uma possibilidade real e, além disso, os vários mecanismos possíveis para sua geração vem sendo identificados, como revisto em White e Fornberg (1998), Kharif e Pelinovsky (2003), Guedes Soares et. al. (2004b) e outros.

O potencial dessas ondas de causar estragos para marinheiros, navios e es-

truturas *offshore* é muito grande e, de fato, existem muitos relatos de tais acontecimentos, como nos trabalhos de Stansell (2004), Stansell (2005), Didenkulova et al. (2006).

White e Fornberg (1998) explicaram o aparecimento de *freak waves* pela amplificação da onda devido a corrente. Já Kharif e Pelinovsky (2003) consideram como mecanismos não-lineares de formação de *freak waves* à interação onda-corrente, o aumento de dispersão de grupos de ondas transientes (focamento espaço-temporal) e o focamento geométrico em bacias de profundidade variável. Para Mori et al. (2005) a geração de *freak waves* são consequências de superposição linear das ondas, interação das ondas com correntes, sistemas de mar local e *swell* ocorrendo concomitantemente e ainda processos de interação de ondas quasi-ressonantes.

Entretanto, a natureza e o mecanismo de geração das *freak waves* não são totalmente conhecidos e não há um consenso generalizado sobre o critério que classifica uma onda extrema como onda anormal ou *freak wave*, Guedes Soares e Antão (2004).

Uma aproximação comum é aceitar que as ondas do mar são descritas por qualquer modelo de onda linear ou não linear e então observar os diferentes parâmetros cujos valores são preditos por estas teorias. O termo *freak wave* ou onda anormal é dado a onda que é maior que aquela que normalmente seria esperada ocorrer nessa condições. Isto se torna claro que usando teorias de alta ordem o limite entre o qual onda é considerada "normal" ou "anormal" muda, Guedes Soares et al. (2004b).

Freak waves, que neste trabalho serão chamadas de ondas extremas (com relação ao registro na qual esta onda é medida), são ondas raras e muito grandes comparadas com outras ondas ocorrendo em relativa proximidade. Segundo Dean (1990), Stansell (2004), Stansell (2005), Didenkulova et al. (2006) e Mori et al. (2007), por exemplo, uma onda é considerada uma *freak wave*, ou onda extrema como terminologia adotada nesta dissertação, se sua altura excede duas vezes a altura significativa do registro de ondas do qual ela é medida, onde a altura significativa é um parâmetro largamente utilizado para caracterizar o estado do mar. Segundo Kharif e Pelinovsky (2003), uma onda é extrema, ou *freak wave*, se sua altura excede 2 à 2,2 vezes a altura significativa do registro no qual ela é medida.

Dean (1990) considerou que *freak waves* são aquelas que ocorrem em uma seqüência de ondas que são identificadas como sendo maiores do que o esperado pela distribuição de Rayleigh de alturas de ondas. Ele notou que a probabilidade para altura máxima em um registro com aproximadamente 2000 ondas é de quase 2 vezes a altura de onda significativa de acordo com a distribuição de Rayleigh. Dessa forma, uma *freak wave* nesse registro deveria ter uma altura maior que este limite.

Tomita e Kawamura (2000) usam uma condição adicional para definir o que eles chamam de uma " *freak wave* genuína". Além da condição da altura da candidata a *freak wave* ser maior que duas vezes a altura significativa do registro, a razão entre a altura da crista e a altura significativa para esta onda deve ser maior que 1,3. Isto implica que a onda máxima deve ter uma grande assimetria vertical devido a grande crista, excluindo as ondas máximas que tem um cavado muito profundo.

Por outro lado Clauss (2002) define uma onda anormal como sendo uma onda na qual a altura ultrapassa duas vezes a altura significativa do registro na qual ela é medida e, adicionalmente, a altura da crista é 60% da altura total desta onda.

Contudo, para a identificação de *freak waves* ou ondas extremas o interesse aqui é focado nas ondas que tem o índice de anormalidade (AI) maior que 2, quando AI é definido como a razão entre a altura máxima de onda e a altura significativa do registro.

Segundo Guedes Soares et al. (2004b), os parâmetros das maiores ondas individuais em um estado de mar que identifica *freak waves*, ou ondas extremas como terminologia aqui utilizada, não mostra nenhuma tendência clara, os presentes critérios de identificação de ondas extremas tanto não são satisfatórios, como não levam em conta a natureza do estado de mar em que as ondas ocorrem e, dependendo se é adotada a definição de alturas de ondas individuais *up crossing* (crista anterior ao cavado) ou *down crossing* (cavado anterior a crista), as ondas que satisfazem a desigualdade do índice de anormalidade são diferentes. Isto mostra que quando é possível identificar ondas que tem valores altos de determinados parâmetros, como a razão entre a altura de onda máxima ou a altura de sua crista e a altura de onda significativa, estas razões não são suficientes para definir *freak waves*, ou ondas extremas. De fato estes parâmetros sozinhos não refletem as características não-

lineares e não estacionárias do estado do mar em que as *freak waves* ocorrem.

Usualmente as características de ondas individuais são descritas usando diferentes definições de *steepness*. A definição comum é que o *steepness* médio das ondas num estado de mar é a razão da elevação vertical da superfície livre pelo comprimento de onda medido, ou seja, um parâmetro que relaciona altura com período da onda. Porém, esta definição não é capaz de descrever assimetrias que possam existir na onda. Como freqüentemente as *freak waves* são assimétricas, uma forma de caracterizá-las é definindo coeficientes de *steepness*, como fez Myrhaug e Kjeldsen (1986), Niedzwecki et al. (1999) e Guedes Soares et al.(2004a), onde são propostos conjuntos de parâmetros geométricos para caracterizar em detalhes o *steepness*, ou o "empinamento", das ondas. O conjunto de parâmetros utilizados por Guedes Soares et al. (2004a) são os que motivam a caracterização das *freak waves*, ou ondas extremas, desta dissertação.

Com a finalidade de fornecer subsídios ao conhecimento das condições de agitação marítima para a costa de Santa Catarina, entre janeiro de 2002 e Agosto de 2005, o LaHimar monitorou em tempo real as condições de agitação marítima ao largo da ilha de Santa Catarina. Um ondógrafo direcional foi fundeado a 35 km ao largo da Ilha de Santa Catarina, em 80 m de profundidade. Nos primeiros dois anos de funcionamento do Programa de Informação Costeira (janeiro de 2002 - novembro de 2003) registros de onda foram coletados durante 20 minutos a cada hora. Entre maio de 2004 e agosto de 2005 as medições foram realizadas em modo contínuo no tempo.

Os registros de ondas coletados durante o ano de 2002 foram analisados no trabalho de Straioto (2006) e Melo et al. (2006), onde foi verificado que a distribuição de Rayleigh descreve bem as alturas de ondas na costa de Santa Catarina, o que é válido tanto para ondas definidas pelo método *up crossing* como pelo método *down crossing*, porém, a teoria superestimou a quantidade de ondas extremas esperadas para o conjunto de dados analisados.

1.1 Objetivos

Esse trabalho investigou a identificação e as características das *freak waves*, ondas extremas, ao largo de Santa Catarina a partir das medições realizadas pelo LaHiMar durante o período onde as medições foram contínuas no tempo (maio de 2004 - agosto de 2005)

1.2 Objetivos Específicos

- (i) Através da análise de dados reais de ondas, verificar se a distribuição de Rayleigh é eficiente na descrição matemática da distribuição de alturas de ondas ao largo de Santa Catarina, em condições ideais.
- (ii) Investigar a existência de ondas extremas, *freak waves*, ao largo de Santa Catarina, averiguando a influência do tamanho do registro (de 20 min até 6 horas) sobre o resultado.
- (iii) Analisar estatisticamente as ondas extremas, *freak waves*, do litoral de Santa Catarina em termos de parâmetros de assimetria, conforme metodologia sugerida por Guedes Soares e Antão (2004).

A referida pesquisa se caracteriza como bibliográfica e descritiva. É bibliográfica, por que procura explicar um problema a partir de referências teóricas publicadas em livros e artigos científicos, buscando a análise do assunto já discutido anteriormente por diversos autores aqui referenciados. Também é descritiva, pois, observa, registra e correlaciona fatos sem manipulá-los.

Assim, para um melhor entendimento, essa dissertação está subdividida da seguinte forma: o segundo capítulo trata de ondas geradas pelo vento, no terceiro capítulo é apresentada a metodologia de análise, o quarto capítulo traz os resultados e discussão e, finalmente, no quinto capítulo as conclusões e considerações finais.

Capítulo 2

Propriedades Estatísticas de Ondas Geradas pelo Vento

2.1 Introdução

Considerando que a superfície do oceano é composta por uma superposição de uma grande variedade de ondas monocromáticas, movendo-se em diferentes direções e com diferentes frequências, fases aleatórias e amplitudes, além disso, como em Dean e Dalrymple (1984), admite-se também que essas diferentes frequências estão concentradas em torno de um certo valor. Isto significa considerar processos de banda estreita (em que todas as frequências estão numa faixa estreita em torno de um valor σ).

Assumindo ainda que o estado do mar representa um processo estacionário, ou seja, nenhuma das suas estatísticas (momentos) é afetada por alterações no tempo, uma distribuição estatística de ondas do oceano chamada de distribuição de Rayleigh é usada neste trabalho.

A distribuição de Rayleigh foi originalmente obtida por Lord Rayleigh no final do século XIX para descrever a distribuição da intensidade dos sons emitidos por um número infinito de fontes. Em 1952, Longuet-Higgins demonstrou que esta distribuição também é aplicável à ondas no oceano, e desde então esta tem sido universalmente empregada para descrever alturas de ondas. Estritamente falando, Longuet-Higgins verificou a aplicabilidade da distribuição de Rayleigh para ondas

irregulares que têm uma pequena flutuação nos períodos de ondas individuais e suas alturas exibem uma batida como uma flutuação, Goda (1985).

2.2 Definição dos parâmetros de onda

Considerando-se que a elevação η da superfície do oceano num ponto fixo é uma função somente do tempo t .

Definir ondas individuais em um registro de ondas não é uma tarefa trivial e, de fato, não existe nenhum método absoluto de definição. Entretanto, como em Goda (1985), tem-se utilizado freqüentemente em análise de ondas o método de cruzamento de *up crossing*, crista anterior ao cavado, ou *down crossing*, cavado anterior a crista, como técnica padrão para definir as ondas individuais, ou seja, as ondas podem ser definidas entre dois *up crossings* ou *down crossings* consecutivos do nível médio da água. As ondas sinusoidais são simétricas horizontal e verticalmente e, assim, suas alturas e períodos são iguais para ambas as definições, *up crossing* ou *down crossing*.

Já para registros de ondas reais do oceano esse padrão não aparece com frequência e, a situação aproximada do que se teria para uma série temporal medida em oceano aberto pode se refletir na Figura 2.1.

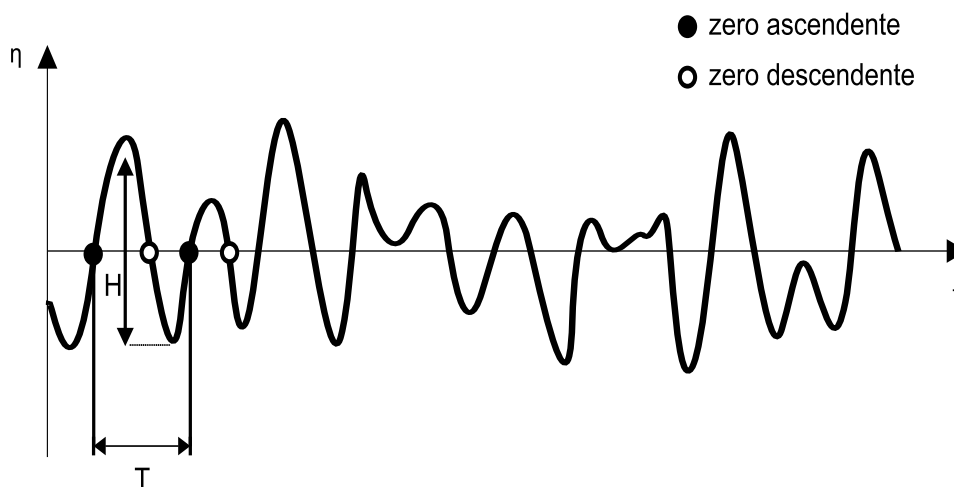
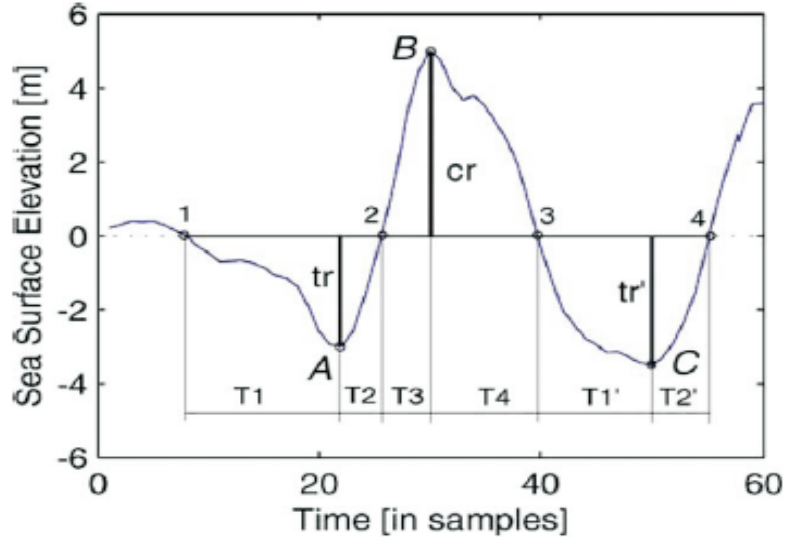


Figura 2.1: Definição *up crossing* e *down crossing* para um registro de onda

Segundo Guedes Soares e Antão (2004), ondas reais geradas pelo vento geral-

mente tem cristas maiores que os cavados e são inclinadas para frente, como se observa na descrição esquemática da Figura 2.2.



Fonte: Guedes Soares et al. (2004a.)

Figura 2.2: Definição para ondas assimétricas do oceano

Para a definição *down crossing* a onda é o deslocamento da superfície entre os pontos 1 e 3 na Figura 2.2. Então o cavado t_r é a distância entre o nível médio e o ponto A, enquanto que a crista c_r é a distância entre o nível médio e o ponto B. No intervalo de tempo entre o ponto 1 e 2 a superfície livre está abaixo do nível médio e este intervalo está dividido pelo ponto A em dois períodos de tempo: T_1 e T_2 . O intervalo de tempo entre os pontos 2 e 3, onde a superfície livre está acima do nível médio, é dividido em duas partes, T_3 e T_4 pelo ponto B. Então, o período e a altura da onda no método down-crossing, T_D e H_D são, respectivamente:

$$T_D = T_1 + T_2 + T_3 + T_4$$

$$H_D = t_r + c_r$$

A elevação da superfície entre os pontos 2 e 4 forma uma onda de acordo com a definição *up crossing*. Os pontos B, C e 3 dividem o período da onda *up crossing* em quatro partes e, portanto, o período da onda definida através deste método é $T_U = T_3 + T_4 + T_1' + T_2'$. Neste caso o cavado t_r' é a distância entre o nível médio do

mar e o ponto C e, a altura da onda *up crossing* é $H_U = c_r + t'_r$

Pode-se observar que o intervalo de tempo entre os pontos A e B é menor que o intervalo entre os pontos B e C . Por esse motivo a onda pode ser definida como o deslocamento da superfície entre os pontos A e C . Dessa forma, AB define a parte da frente da onda e BC a parte de trás e, portanto, a onda tem uma altura de frente h_f e uma altura de trás h_b , quais sejam, respectivamente: $h_f \equiv H_D$ e $h_b \equiv H_U$. Assim, o período desta onda é $T_N = T_2 + T_3 + T_4 + T'_1$.

O *steepness* médio das ondas num estado de mar é definido como a razão da elevação vertical da superfície livre pelo comprimento de onda medido $s = \frac{2\pi\bar{H}}{g\bar{T}^2}$. Guedes Soares e Antão (2004) afirmam que, devido a assimetria das ondas, tanto horizontal como verticalmente, não é possível ter-se apenas um parâmetro de *steepness* que caracterize a onda completamente. É necessário que se caracterize o *steepness* das cristas e dos cavados e então da correspondente onda, dependendo se foi adotada a definição *up crossing* ou *down crossing*.

Na busca por definições alternativas, vale lembrar que o comprimento de onda definida pelo método *down crossing* (ou *up crossing*) pode ser calculada como $\frac{gT_D^2}{2\pi}$ (ou $\frac{gT_U^2}{2\pi}$), usando a relação de dispersão linear das ondas geradas pelo vento

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh) \quad (2.1)$$

onde k é o número de onda e h é a profundidade. Porém, as distâncias horizontais entre os pontos 1 e A , A e 2, 2 e B , e assim por diante, na Figura 2.2, não podem ser calculados como $\frac{gT_1^2}{2\pi}$, $\frac{gT_2^2}{2\pi}$ ou $\frac{gT_3^2}{2\pi}$, porque estes comprimentos caracterizam ondas completamente diferentes, e não partes de uma onda, com números de ondas diferentes. Neste sentido que as características de *steepness* propostas abaixo não são razões entre alguma distância vertical ou horizontal de determinada onda. Para evitar esta confusão, as características de *steepness* de ondas individuais aqui propostas são nomeadas coeficientes de *steepness*:

Sendo $H_D = t_r + c_r$ então

$$a_v = \frac{t_r + c_r}{c_r} \implies a_v = \frac{t_r}{c_r} + 1$$

Para ondas com simetria vertical as cristas são iguais aos cavados e portanto

Coeficiente de *down crossing steepness* :

$$S_D = \frac{H_D}{gT_D^2} \quad (2.2)$$

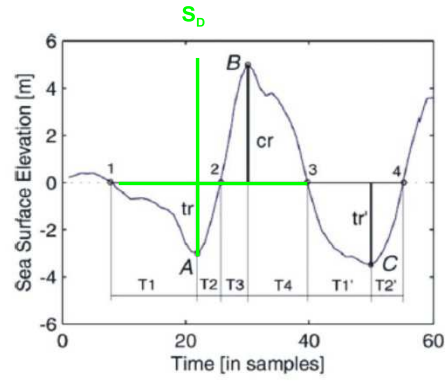


Figura 2.3: Coeficiente que relaciona a altura e o período *down crossing*

Coeficiente de *up crossing steepness* :

$$S_U = \frac{H_U}{gT_U^2} \quad (2.3)$$

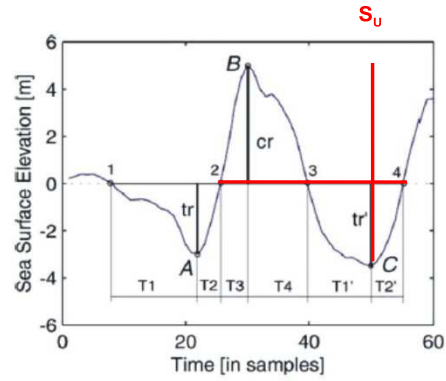


Figura 2.4: Coeficiente que relaciona a altura e o período *up crossing*

Coeficiente de *front steepness* :

$$S_f = \frac{H_D}{g(T_2 + T_3)^2} \quad (2.4)$$

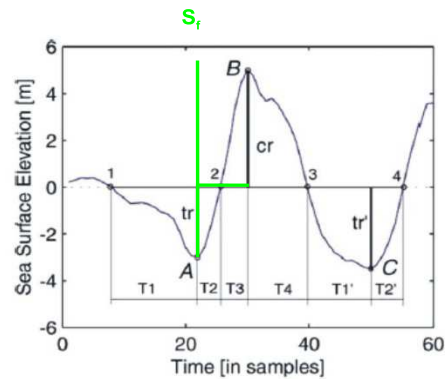


Figura 2.5: Coeficiente que relaciona a altura *down crossing* e o período da frente da onda

Coeficiente de *back steepness* :

$$S_b = \frac{H_U}{g(T_4 + T_1')^2} \quad (2.5)$$

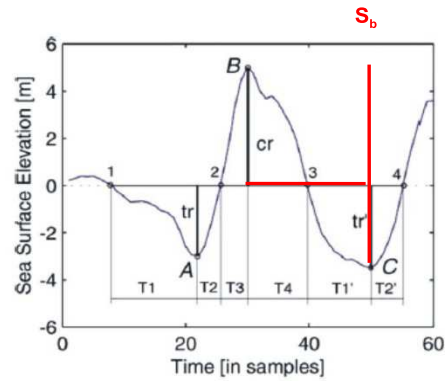


Figura 2.6: Relaciona a altura *up crossing* e o período de trás da onda

Coeficiente de *crest front steepness* :

$$S_{cf} = \frac{c_r}{gT_3^2} \quad (2.6)$$

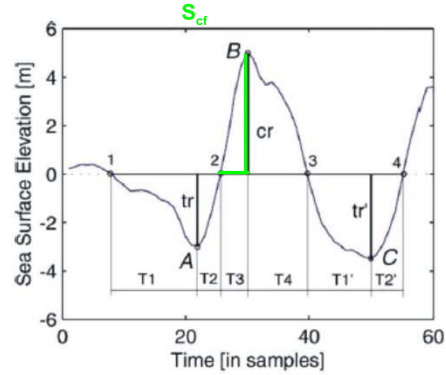


Figura 2.7: Relaciona a altura da crista e o período da parte da frente da crista da onda

Coeficiente de *crest back steepness* :

$$S_{cb} = \frac{c_r}{gT_4^2} \quad (2.7)$$

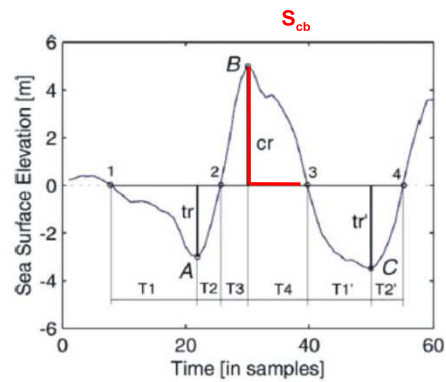


Figura 2.8: Relaciona a altura da crista e o período da parte de trás da crista da onda

Coefficiente de *trough front steepness* :

$$S_{tf} = \frac{t_r}{gT_2^2} \quad (2.8)$$

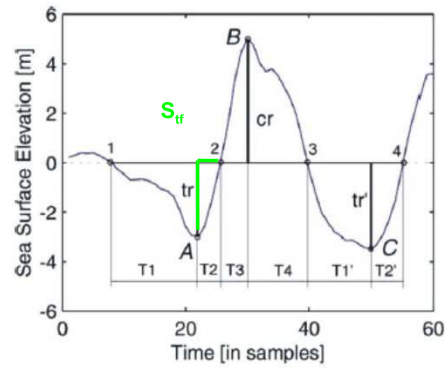


Figura 2.9: Relaciona a altura e o período do cavado da frente da onda

Coefficiente de *trough back steepness* :

$$S_{tb} = \frac{t'_r}{g(T'_1)^2} \quad (2.9)$$

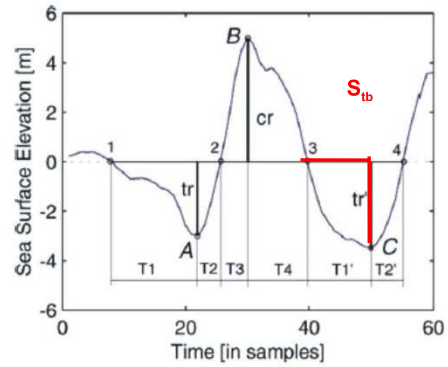


Figura 2.10: Relaciona a altura e o período do cavado da parte de trás da onda

Coefficiente de assimetria vertical :

$$a_v = \frac{H_D}{c_r} \quad (2.10)$$

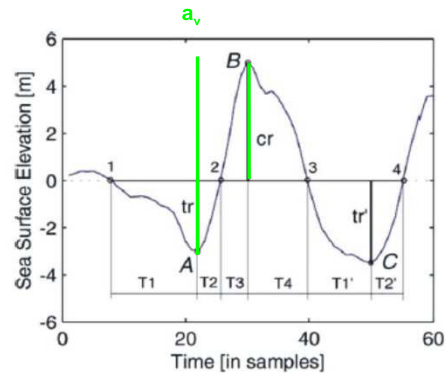


Figura 2.11: Coeficiente que relaciona a altura *down crossing* e a crista da onda

$a_v = 2$. Se $a_v < 2$ então as cristas são maiores que os cavados e, no caso contrário, quanto tem-se $a_v > 2$ significa que os cavados são maiores que as cristas.

Coefficiente de assimetria horizontal:

$$a_h = \frac{T_4 + T_1'}{T_2 + T_3} \quad (2.11)$$

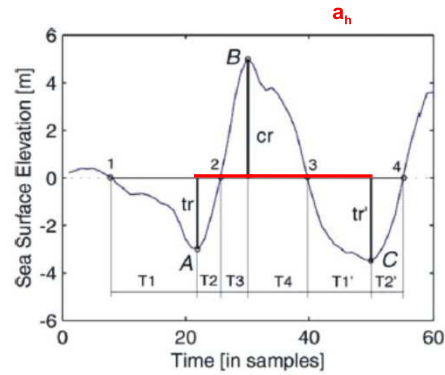


Figura 2.12: Coeficiente que relaciona o período de trás e o período da frente da onda

A onda tem simetria horizontal quando $a_h = 1$. Para $a_h > 1$, o intervalo de tempo da crista ao cavado, que é $(T_4 + T_1')$, é maior e para $a_h < 1$ o intervalo de tempo do cavado até a crista, que é $(T_2 + T_3)$, é maior.

A relação entre a altura máxima do registro e a altura de onda significativa dá uma indicação de quão distante da cauda da distribuição de alturas de onda esta onda se encontra e, às vezes, isto é usado como um critério para identificar uma *freak wave*, ou onda extrema. A razão entre a altura da maior onda do registro e a altura de onda significativa do mesmo:

$$AI = \frac{H_{max}}{H_s} \quad (2.12)$$

É denotado aqui como índice de anormalidade, AI , e esta relação com os diferentes coeficientes de *steepness* será estudada posteriormente.

2.3 Definição de ondas representativas

Segundo Longuet-Higgins (1952), historicamente várias alturas de ondas tornaram-se populares na caracterização do estado do mar, estas são H_s (altura significativa), H_{max} (altura máxima), H_{rms} (valor médio quadrático de altura) e

outras. Para melhor entender o que estas definições significam, Dean e Dalrymple (1984) e Goda (1985) consideram um grupo de N alturas de onda medidas num determinado ponto. Ordenando estas ondas da maior para menor e numerando-as de 1 à N , H_s é definida como a média do primeiro maior terço de ondas $\left(\frac{N}{3} \text{ ondas}\right)$. Correspondentemente, H_p seria definido como a média das primeiras pN ondas, com $p \leq 1$. (H_1 seria a média de todas as alturas de onda).

Se H_{max} é o valor máximo de H no intervalo temos $H_{max} = H_{\frac{1}{N}}$ e assim

$$H_{max} \geq H_p \geq H_1 \quad (2.13)$$

A altura de onda valor médio quadrático, H_{rms} , do nosso grupo de ondas é definido como

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_i)^2} \quad (2.14)$$

onde H_i é a altura da i -ésima onda elementar, note que H_{rms} que é sempre maior que H_1 (altura média das ondas) no oceano real, Dean e Dalrymple (1984), Goda (1985), Longuet-Higgins (1952).

2.4 Distribuição de alturas de onda no oceano

Seja H a variável aleatória altura de onda, \hat{H} um possível valor real que a função H pode tomar.

Em conformidade com Dean e Dalrymple (1984), a probabilidade de uma altura de onda ser maior que uma altura de onda arbitrária \hat{H} é

$$P(H > \hat{H}) = \frac{n}{N} \quad (2.15)$$

onde n é o número de ondas maior que \hat{H} . Notemos ainda que $P(H \leq \hat{H}) = 1 - \frac{n}{N}$.

2.4.1 Trem de onda simples: onda monocromática

A forma mais simples possível de se representar uma onda na superfície da água é através de uma função senoidal e o símbolo η denota o deslocamento da superfície da água em relação ao nível médio

$$\eta(t) = \frac{H_0}{2} \cos \sigma t \quad (2.16)$$

Como, nesse caso as alturas de onda são todas iguais, $H_{max} = H_p = H_{rms} = H_0$ para todo p , Dean e Dalrymple (1984), Longuet-Higgins (1952).

2.4.2 Grupos de onda: ondas bi-cromáticas

Sendo um trem de ondas simples com frequência σ representado por (2.16), para criar grupos de onda pode-se sobrepor dois trens de ondas, com uma ligeira diferença de frequência, Figura 2.13.

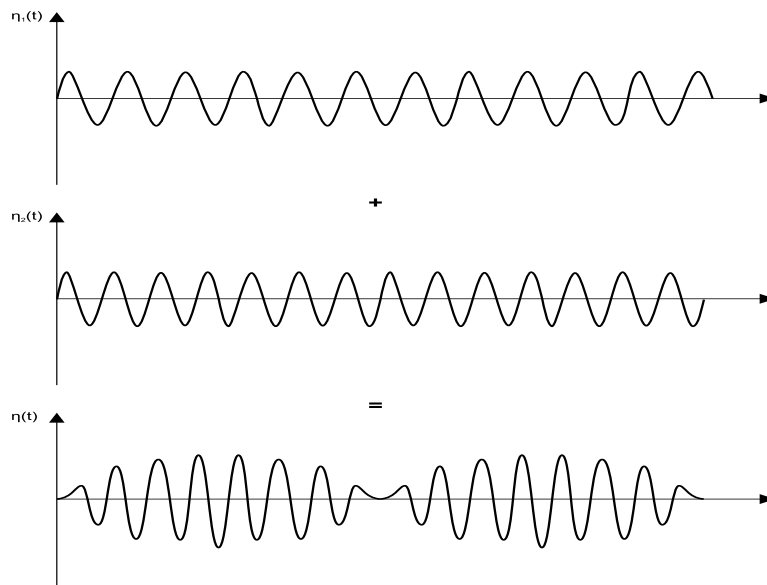


Figura 2.13: Registro de onda resultante da soma de duas senoides

Assim, para $\Delta\sigma$ suficientemente pequeno tem-se $\eta = \eta_1 + \eta_2$, onde $\eta_1 = \frac{H_0}{2} \cos \left[\left(\sigma - \frac{\Delta\sigma}{2} \right) t \right]$ e $\eta_2 = \frac{H_0}{2} \cos \left[\left(\sigma + \frac{\Delta\sigma}{2} \right) t \right]$, logo:

$$\begin{aligned} \eta &= \frac{H_0}{2} \cos \left[\left(\sigma - \frac{\Delta\sigma}{2} \right) t \right] + \frac{H_0}{2} \cos \left[\left(\sigma + \frac{\Delta\sigma}{2} \right) t \right] \\ &= H_0 \cos \sigma t \cos \frac{\Delta\sigma}{2} t \\ &= \frac{H(t)}{2} \cos \sigma t \end{aligned}$$

que representa um trem de onda de altura variável avaliado em $x = 0$.

O trem de onda resultante tem uma frequência σ e uma altura de onda lentamente modulada

$$H(t) = 2H_0 \cos \left[\left(\frac{\Delta\sigma}{2} \right) t \right],$$

cujo período é mais longo que o período das ondas individuais. $H(t)$ define os valores máximo e mínimo de $\eta(t)$ e é comumente denominado função envelope. Assim, para examinar a distribuição de altura de onda para esse trem de onda, se faz necessário apenas considerar o envelope de $t = 0$ à $\frac{\pi}{\Delta\sigma}$, ou de um anti nó até o primeiro nó, Dean e Dalrymple (1984), Longuet-Higgins (1952), Figura 2.14.

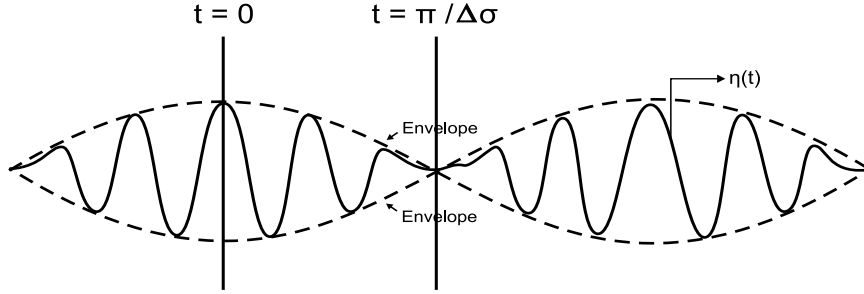


Figura 2.14: Grupo de ondas

Para determinar H_p faz-se a média das alturas de onda no envelope de $t = 0$ à $t = \frac{p\pi}{\Delta\sigma}$, desde que as alturas de onda decresçam monotonamente.

$$H_p = \frac{1}{p\pi/\Delta\sigma} \int_0^{\frac{p\pi}{\Delta\sigma}} 2H_0 \cos \frac{\Delta\sigma}{2} t dt \quad (2.17)$$

Então

$$H_p = \frac{\Delta\sigma}{p\pi} \cdot 2H_0 \cdot \left(\frac{2}{\Delta\sigma} \right) \int_0^{\frac{p\pi}{\Delta\sigma}} \cos \frac{\Delta\sigma}{2} t \left(\frac{\Delta\sigma}{2} \right) dt$$

fazendo $u = \frac{\Delta\sigma}{2} t$ temos $du = \frac{\Delta\sigma}{2} dt$ e assim

$$H_p = \frac{4H_0}{p\pi} \sin \left(\frac{p\pi}{2} \right) \quad (2.18)$$

O valor médio quadrático da altura de onda pode ser obtido da seguinte maneira

$$H_{rms}^2 = \frac{1}{\pi/\Delta\sigma} \int_0^{\frac{\pi}{\Delta\sigma}} 4H_0 \cos^2 \frac{\Delta\sigma}{2} t dt \quad (2.19)$$

assim

$$H_{rms}^2 = \frac{\Delta\sigma}{\pi} \cdot 4H_0^2 \cdot \left(\frac{2}{\Delta\sigma} \right) \int_0^{\frac{\pi}{\Delta\sigma}} \cos^2 \frac{\Delta\sigma}{2} t \cdot \left(\frac{\Delta\sigma}{2} \right) dt$$

fazendo $u = \frac{\Delta\sigma}{2}t \implies du = \frac{\Delta\sigma}{2}dt$ e obtém-se

$$H_{rms}^2 = \frac{8H_0^2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos^2 u du$$

utilizando a identidade trigonométrica $\cos^2 x = \frac{1 + \cos 2x}{2}$ vem que

$$H_{rms} = \sqrt{2}H_0 \quad (2.20)$$

Dessa forma, através dos resultados (2.18) e (2.20) pode-se expressar H_p em termos de H_{rms} como segue

$$\begin{aligned} H_p &= \frac{4H_0}{p\pi} \sin\left(\frac{p\pi}{2}\right) \\ &= \frac{4}{p\pi} \cdot \frac{H_{rms}}{\sqrt{2}} \sin\left(\frac{p\pi}{2}\right) \end{aligned}$$

ou

$$H_p = \frac{2\sqrt{2}}{p\pi} \cdot H_{rms} \cdot \sin\left(\frac{p\pi}{2}\right) \quad (2.21)$$

2.4.3 Ondas com espectro de banda estreita

Para uma representação mais realista das ondas oceânicas geradas pelo vento, e considerado que a superfície do mar seja composta pela superposição de um grande número de senóides, mas com suas frequências próximas de um valor comum σ . Conforme Dean e Dalrymple (1984), nessa descrição admite-se que o estado de mar tenha espectro de banda estreita. Portanto, para M componentes de frequência tem-se:

$$\eta(t) = \sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} \cos(\sigma_m t - \epsilon_m) \quad (2.22)$$

onde ϵ_m representa a fase da componente.

Pode-se escrever (2.22) equivalentemente em notação complexa, para isso lembrando que e^{ix} pode ser representado por seu desenvolvimento em série de Maclaurin, onde tem-se

$$\begin{aligned} e^{ix} &= 1 + ix + \frac{(ix)^2}{2!} + \frac{(ix)^3}{3!} + \dots \\ &= \left(1 - \frac{x^2}{2!} + \frac{x^4}{4!} \dots\right) + i \left(x - \frac{x^3}{3!} + \frac{x^5}{5!} \dots\right) \\ &= \cos x + i \sin x \end{aligned}$$

e dessa forma

$$\eta(t) = \operatorname{Re} \left[\sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} e^{i(\sigma_m t - \epsilon_m)} \right] \quad (2.23)$$

onde a notação $\operatorname{Re}[\cdot]$ significa que está sendo tomada apenas a parte real, $\operatorname{Re}[e^{i\sigma_m t}] = \cos \sigma_m t$.

Sendo σ a frequência de pico do espectro, faz-se a seguinte fatoração

$$\begin{aligned} \eta(t) &= \operatorname{Re} \left[\frac{e^{i\sigma t}}{e^{i\sigma t}} \sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} e^{i(\sigma_m t - \epsilon_m)} \right] \\ &= \operatorname{Re} \left[e^{i\sigma t} \sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} e^{i(\sigma_m t - \epsilon_m) - i\sigma t} \right] \\ &= \operatorname{Re} \left[e^{i\sigma t} \sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} e^{i[(\sigma_m - \sigma)t - \epsilon_m]} \right] \\ &= \operatorname{Re} [e^{i\sigma t} B(t)] \end{aligned}$$

Novamente, para definir a distribuição de alturas de ondas, se faz necessário apenas analisar a estatística da variação lenta do envelope $B(t)$, sendo

$$B(t) = \sum_{m=1}^M \frac{H_m}{2} e^{i[(\sigma_m - \sigma)t - \epsilon_m]} \quad (2.24)$$

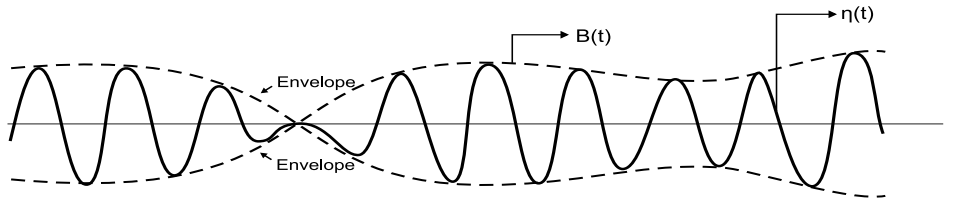


Figura 2.15: Deslocamento vertical $\eta(t)$ e sua função envelope $B(t)$

A energia da onda recebida por algum ponto na costa será originada em diferentes lugares de uma grande área. Pode-se imaginar que a área de geração das ondas é dividida num grande número de regiões diferentes em que cada qual contribuirá para a altura de onda η e para função envelope B . Se cada região da área de geração é suficientemente grande em comparação com o comprimento de onda, assume-se que as fases das contribuições das diferentes regiões são independentes uma da outra. Dessa forma é natural admitir que B é uma soma de um grande número de componentes de fases aleatórias, Longuet-Higgins (1952). Ressalta-se

que essa hipótese traz implicitamente a idéia de que as componentes se superpõem linearmente sem qualquer tipo de iteração (não-linear) entre si.

Sendo as componentes individuais de $B(t)$ estatisticamente independentes e um número grande M é usado, Dean e Dalrymple (1984) mostram que a probabilidade de uma altura de onda ser maior que uma altura de onda arbitrária (\hat{H}) é dada por,

$$P(H > \hat{H}) = e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \quad (2.25)$$

Essa probabilidade teórica pode ser comparada com o grupo de N ondas ordenadas através de (2.15), obtendo assim

$$\frac{n}{N} = e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \quad (2.26)$$

e dessa forma

$$P(H \leq \hat{H}) = 1 - e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \quad (2.27)$$

que é chamada de distribuição de Rayleigh.

Assim sendo, a função de distribuição cumulativa, CDF - também chamada de função de distribuição de probabilidade - da variável aleatória contínua altura de onda do oceano H é a distribuição de Rayleigh

$$F_H(\hat{H}) = P(H \leq \hat{H}) = 1 - e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \quad (2.28)$$

A expressão (2.26) fornece uma maneira de determinar o número de ondas de um total de N , que tem uma altura maior ou igual a uma certa altura \hat{H} , ou também para determinar a altura \hat{H} excedida por n ondas no grupo de N .

Aplicando logaritmo natural à ambos os lados da equação (2.26) tem-se

$$\begin{aligned} \ln\left(\frac{n}{N}\right) &= \ln e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \\ &= -\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2 \end{aligned}$$

Multiplicando pelo oposto de 1 obtém-se

$$\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2 = -\ln\left(\frac{n}{N}\right) \implies (\hat{H})^2 = (H_{rms})^2 \ln\left(\frac{N}{n}\right)$$

e assim

$$\hat{H} = H_{rms} \sqrt{\ln \frac{N}{n}} \quad (2.29)$$

e dessa forma, a altura que é excedida por pN ondas é portanto

$$\hat{H}_p = H_{rms} \sqrt{\ln \frac{1}{p}} \quad (2.30)$$

2.4.4 Função Densidade de Probabilidade de Rayleigh

A função densidade de probabilidade, PDF, de altura de onda f_H segue da distribuição de probabilidade de Rayleigh $P(H \leq \hat{H})$

$$\begin{aligned} f_H(\hat{H}) &= \frac{d}{d\hat{H}} (P(H \leq \hat{H})) = \frac{d}{d\hat{H}} (1 - e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2}) \\ &= 0 - e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \cdot \ln e \cdot \frac{d}{d\hat{H}} \left[- \left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}} \right)^2 \right] \\ &= -e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2} \cdot \frac{-2\hat{H}}{H_{rms}^2} \end{aligned}$$

e assim

$$f_H(H) = \frac{2He^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2}}{H_{rms}^2} \quad (2.31)$$

A função f_H é a função densidade probabilidade (PDF) para a variável aleatória contínua altura de ondas do oceano, mais conhecida como função densidade de probabilidade de Rayleigh. É interessante observar que a PDF de Rayleigh, ao contrário de uma Gaussiana, por exemplo, não é uma função simétrica, mas apresenta uma cauda na região de alturas grandes a qual decai gradativamente, ver Figura 2.4.4. Essa característica tem implicações importantes para a estatística de casos extremos.

Dean e Dalrymple (1984) definem a altura média de onda como

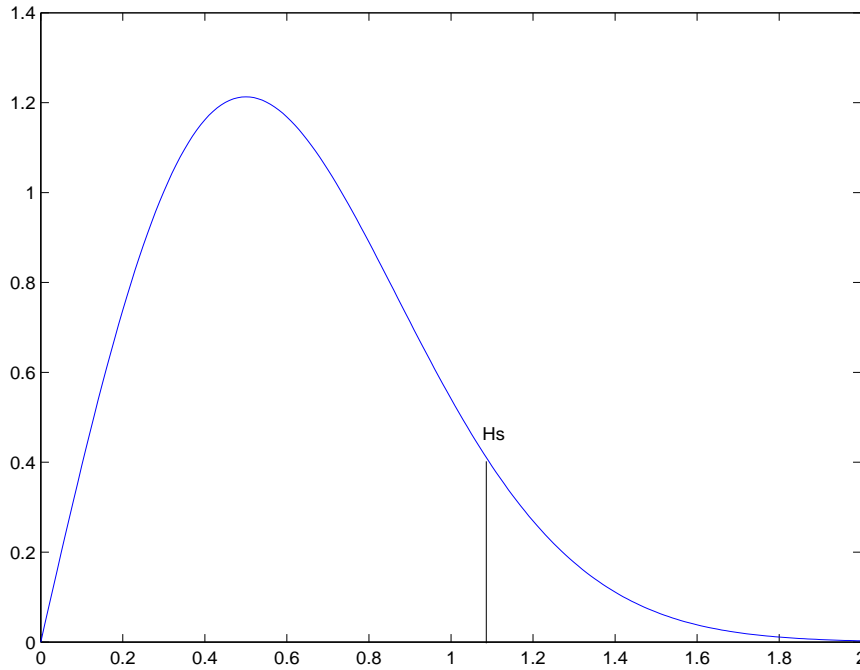


Figura 2.16: Distribuição de Rayleigh

$$H_1 = \frac{\int_0^{\infty} H f_H(H) dH}{\int_0^{\infty} f_H(H) dH}$$

$$= \frac{\int_0^{\infty} H \frac{2H e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2}}{H_{rms}^2} dH}{\int_0^{\infty} \frac{2H e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2}}{H_{rms}^2} dH}$$

Usando a substituição de variável $x = \frac{H}{H_{rms}}$ e $dx = \frac{dH}{H_{rms}}$ e integrando por partes obtém-se

$$H_1 = \frac{\sqrt{\pi}}{2} H_{rms}$$

e assim aproximadamente

$$H_1 = 0,866 H_{rms}.$$

Já que a altura \hat{H}_p excedida por pN ondas é representada por (2.30), pode-se determinar a altura média das alturas das pN ondas H_p

$$\begin{aligned} H_p &= \frac{\int_{\hat{H}_p}^{\infty} H f_H(H) dH}{\int_{\hat{H}_p}^{\infty} f_H(H) dH} \\ &= \frac{\int_{\hat{H}_p}^{\infty} \frac{2H^2 e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2}}{H_{rms}^2} dH}{\int_{\hat{H}_p}^{\infty} \frac{2H e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2}}{H_{rms}^2} dH} \end{aligned}$$

Utilizando a substituição de variável $x = \frac{H}{H_{rms}}$, integração por partes e a expressão (2.30) tem-se:

$$\frac{H_p}{H_{rms}} = \sqrt{\ln \frac{1}{p}} + \frac{\sqrt{\pi}}{2p} - \frac{1}{p} \int_0^{\left(\sqrt{\ln \frac{1}{p}}\right)} e^{-x^2} dx$$

Logo, como em Dean e Dalrymple (1984) e Longuet-Higgins (1952),

$$\frac{H_p}{H_{rms}} = \sqrt{\ln \frac{1}{p}} + \frac{\sqrt{\pi}}{2p} \left(1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\left(\sqrt{\ln \frac{1}{p}}\right)} e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2} dx \right).$$

A Tabela 2.1 mostra alguns valores de $\frac{H_p}{H_{rms}}$.

Tabela 2.1: Relações entre alturas médias características

Relação entre H_p e H_{rms} usando a distribuição de Rayleigh
$H_{\frac{1}{10}} = 1,80H_{rms}$
$H_s = 1,416H_{rms}$
$H_1 = 0,886H_{rms}$

Fonte: Dean e Dalrymple (1984).

Conforme Dean e Dalrymple (1984), Goda (1985) e Longuet-Higgins (1952), as relações acima devem ser válidas se as hipóteses de banda estreita e de linearidade

do processo forem atendidas. Nesse caso, a distribuição de Rayleigh descreve a distribuição estatística de alturas de ondas de forma precisa.

Para validade deste resultado é essencial que a fração da amostra contendo as pN alturas de ondas H não seja muito pequena, de outra maneira a presente aproximação não é válida, Longuet-Higgins (1952).

Ochi (1982) faz uma aproximação para a maior onda de um registro de N ondas, H_{max} , tomando $p = \frac{1}{N}$ e encontrando $H_{\frac{1}{N}} \approx H_{max}$, obtendo assim

$$H_{\frac{1}{N}} = \sqrt{\ln N} H_{rms} \quad (2.32)$$

ou ainda

$$H_{\frac{1}{N}} \approx \sqrt{\frac{\ln N}{2}} H_s \quad (2.33)$$

Para um registro de 170 ondas por exemplo, a aproximação (2.33) provinda da distribuição de Rayleigh estima que a altura da maior onda deste registro será

$$H_{\frac{1}{170}} \approx \sqrt{\frac{\ln 170}{2}} H_s$$

$$H_{\frac{1}{170}} \approx 1,60 H_s \quad (2.34)$$

Portanto, como também em Longuet-Higgins (1952), o valor esperado para H_{max} , a maior altura, dependeria fundamentalmente do tamanho da amostra.

Goda (1985) coloca que o valor de H_{max} seria estimado considerando a duração da tempestade de ondas, *storm waves*, do número de ondas e por reservar alguma tolerância para uma escala de desvio. A predição empregada geralmente cai dentro do intervalo

$$H_{max} = (1,6 \sim 2,0) H_s.$$

2.5 Ondas Extremas

A estimativa de altura máxima acima citada remete aos casos de ondas excepcionalmente grandes que são muitas vezes observadas no mar como citado na introdução. Uma primeira questão que se coloca é: qual o critério para se considerar uma altura de onda como excepcional ou extrema ou, como denominada na literatura

internacional, uma *freak wave* ? O estabelecimento de um critério abrangente ainda é motivo de controvérsia na comunidade científica.

Segundo Kharif (2003), uma onda é considerada uma *freak wave* se sua altura exceder 2,2 vezes a altura significativa do registro no qual ela foi medida. Entretanto, o critério mais aceito pela comunidade científica em geral considera que uma onda seja extrema se sua altura exceder 2 vezes a altura significativa do Estado de Mar no qual ela ocorreu. Ainda não há consenso se um simples critério estatístico desse tipo basta para definir se uma dada onda é uma *freak wave* ou não. É possível que características envolvendo a forma da onda (assimetria, altura da crista, etc) também devam ser consideradas. Neste trabalho optou-se por usar como critério a relação $H_{ext} > 2H_s$, onde H_{ext} é a altura de uma onda extrema e H_s é a altura significativa do registro, ou seja, serão consideradas ondas extremas as ondas que tem o índice de anormalidade, da expressão 2.12, maior que 2.

Capítulo 3

Metodologia

3.1 Introdução

Este capítulo apresenta a metodologia utilizada para a realização desta dissertação.

A pesquisa iniciou-se com o estudo de um modelo matemático linear de estatística de ondas no oceano, que carrega consigo uma função de densidade de probabilidade característica, a função densidade de probabilidade de Rayleigh, bem como a teoria matemática envolvendo ondas extremas com seus parâmetros de assimetria e, análises estatísticas de extremos.

Após este estudo a pesquisa passa para etapa de aplicação desta teoria a registros de ondas reais do oceano.

Os dados registrados pelo ondógrafo direcional *Datawell Waverider Mark II* foram selecionados e lidos por rotinas elaboradas em Matlab, baseadas no pacote de rotinas *WAFO - A Matlab Toolbox for Analysis of Random Waves and Loads*, os quais correspondem ao último ano de monitoramento que se estendeu de 11/05/2004 à 07/05/2005.

A análise de consistência se deu com base no controle de qualidade para validação de dados oceanográficos sugerido em UNESCO (1993), onde foram observados falhas nas medições, valores discrepantes ou *outliers* e ainda os limites fisicamente possíveis.

A interferência do tempo de duração dos registros na estacionariedade dos

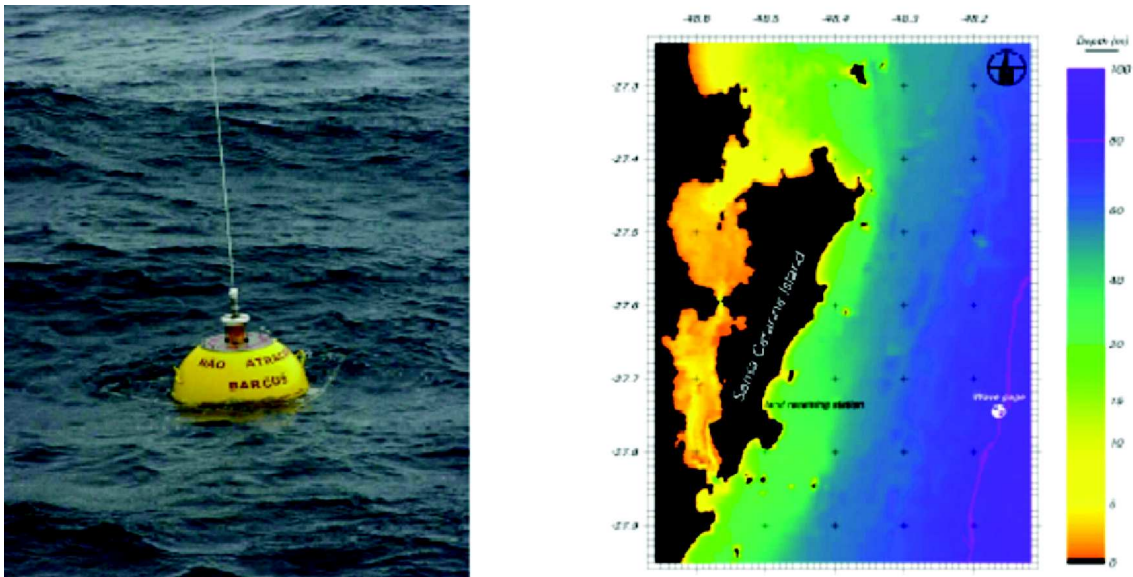
mesmos foi observada a fim de se trabalhar com registros com a maior duração temporal possível, sem que se comprometa a garantia de estacionariedade dos dados.

Feito isto, foi observado se a distribuição de Rayleigh é um modelo matemático adequado para representar a distribuição de alturas de ondas ao largo de Santa Catarina, em condições ideais, para o caso de ondas individuais definidas pelo método *down crossing*.

Na seqüência este estudo trata de identificar as ondas extremas no litoral de Santa Catarina bem como verificar de que maneira o tamanho do registro interfere na identificação destas ondas e, além disso, as ondas extremas encontradas são caracterizadas segundo parâmetros de assimetria, como sugerido em Guedes Soares et.al, (2004).

3.2 Dados de campo

3.2.1 Caracterização geográfica



Fonte: Melo (2004)

Figura 3.1: Ondógrafo *Waverider* da UFSC e mapa do local do monitoramento

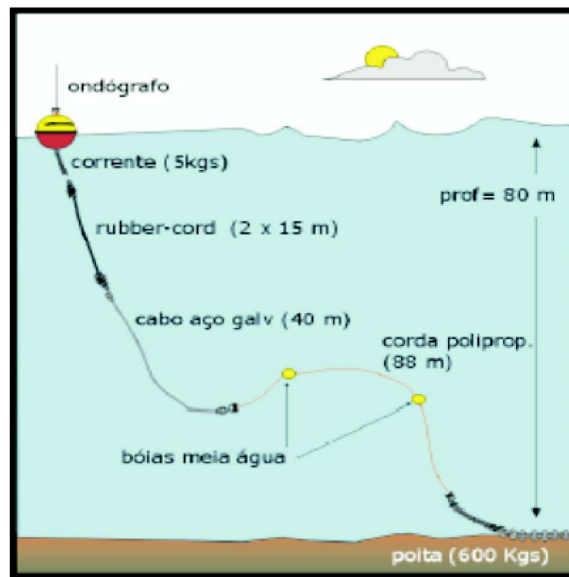
Florianópolis, capital do estado de Santa Catarina, uma ilha localizada na

costa sul do Brasil, possuindo aproximadamente 80 km de distância entre o norte e o sul, na posição aproximada $27^{\circ}60'21''$ lat. sul e $48^{\circ} 34'53''$ long. oeste.

O ondógrafo utilizado para medições de onda tipo *Datawell Waverider Mark II* ficou fundeado de janeiro de 2002 à agosto de 2005 ao largo da Ilha de Santa Catarina, em frente a Praia da Armação, a uma distância da costa de cerca de 35 km, posição $27^{\circ}44'34''$ lat sul, $48^{\circ} 09'53''$ long oeste, num trecho com profundidade de 80 metros conforme mostrado na Figura 3.1.

3.2.2 Ondógrafo *Wave Rider Mark II*

As observações do estado do mar foram feitas através do ondógrafo direcional, Figura 3.2, do Laboratório de Hidráulica Marítima da UFSC.



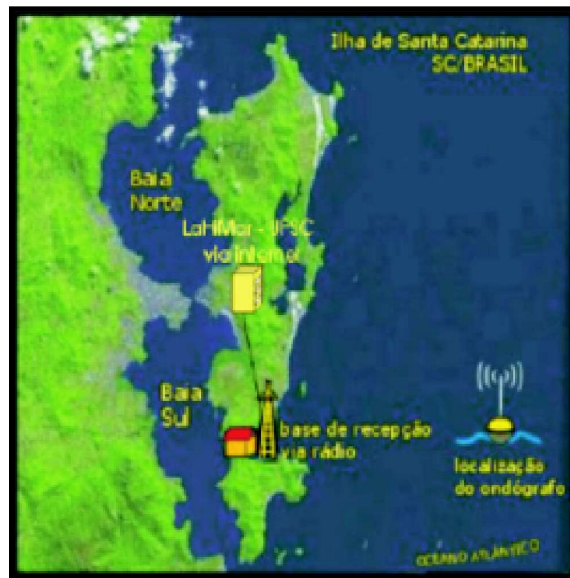
Fonte: Melo (2004)

Figura 3.2: Ondógrafo e fundeio

O aparelho consiste de uma esfera de aço com 0,9 m de diâmetro e 250 kg de peso equipada com sensores capazes de medir as acelerações (componentes vertical e horizontais) da superfície do mar as quais permitem, após elaborado processamento, determinar as características do campo de ondas incluindo sua direção. A posição do aparelho, medida através de um localizador GPS, e a temperatura da água também

são monitoradas pelo instrumento sendo todos os dados transmitidos para terra via rádio com alcance de recepção de cerca de 50 km, Melo (2004), Araújo et.al(2003).

As medições do estado do mar foram transmitidas pelo ondógrafo para uma estação receptora montada no Laboratório de Peixes de Água Doce (LAPAD) da UFSC localizado na Praia da Armação - Florianópolis - que, por sua vez, as retransmitiu, via internet, para o LAHIMAR no campus da UFSC



Fonte: Melo (2004)

Figura 3.3: Esquema de transmissão dos dados

3.2.3 Registro de dados

Os dados de ondas analisados neste trabalho correspondem aos dados com medições contínuas no tempo que foram coletados no período que se estende de 11/05/2004 à 07/05/2005.

O ondógrafo registrou de forma contínua a elevação vertical e os deslocamentos horizontais (2 componentes) em centímetros da superfície do mar com um intervalo de amostragem de 0,78125 segundos, estando este equipamento fundeado em um local com profundidade de 80 metros. Apenas o deslocamento vertical foi usado nesse trabalho.

A relação de dispersão, equação 2.1, e a Tabela 3.1 podem indicar se as análises de ondas acontecem em águas profundas, intermediárias ou rasas, sendo L_0 o comprimento da onda em águas profundas e h a profundidade local do oceano.

Tabela 3.1: Classificação de Ondas no Oceano

Classificação	Relação $\frac{h}{L_0}$	Sendo $h = 80$ metros
Águas Profundas	$\frac{h}{L_0} > 0,5$	$T < 10$ segundos
Águas Intermediárias	$0,5 > \frac{h}{L_0} > 0,05$	$10 \text{ segundos} < T < 32 \text{ segundos}$
Águas Rasas	$\frac{h}{L_0} < 0,05$	$T > 32$ segundos

Já que o ondógrafo se encontra em local com profundidade de 80 metros, pode-se observar que nesta profundidade ondas com comprimentos menores que aproximadamente 160 metros estão em águas profundas. Pela teoria linear de ondas, usando a relação $L_0 = \frac{g}{2\pi}T^2$, o período de uma onda com 160 metros de comprimento seria de mais de 10 segundos. Araújo et.al (2003) confirmam a presença de mares com período maior que 12 segundos, o que na teoria linear, equivaleria ondas com comprimento de 224 metros e, ondas com esse comprimento se propagando a uma profundidade de 80 metros estão na faixa de transição de águas profundas para águas intermediárias. Neste intervalo, as diferenças não são significativas ao se considerar águas de profundidade intermediária ou profunda, sendo assim, é certo dizer que o ondógrafo está em águas profundas para maioria das ondas de gravidade por ele medida.

3.2.4 Análise de consistência

Os dados que foram analisados nesta dissertação foram coletados em 5 campanhas durante o ano de 2004 e uma campanha no ano de 2005, que estão identificadas na Tabela 3.2.

A análise de consistência aqui realizada se deu com base no controle de qualidade para validação de dados oceanográficos sugerido por UNESCO (1993).

Tabela 3.2: Definição das campanhas de monitoramento

Tipo	Campanha	Início [UTC]	Fim [UTC]	Duração [dias]	Latitude [° S]	Longitude [° W]	H [m]
DTWL	2002.1	28/1/2002 00:00	4/12/2002 19:00	310.79	(27° 43' 59") 27° 44' 34"	(48° 10' 00") 48° 09' 53"	78
	2003.1	8/1/2003 19:00	12/4/2003 08:00	93.54	(27° 42' 40") 27° 44' 02"	(48° 07' 47") 48° 11' 23"	77
	2003.2	7/6/2003 09:30	20/11/2003 12:30	166.13	27° 42' 40" 27° 42' 40"	48° 07' 47" 48° 07' 48"	77
GDIP	2004.1	11/5/2004 20:14:42	18/6/2004 20:32:58	38.00	27° 42' 17" 27° 42' 16"	48° 08' 02" 48° 08' 03"	80
	2004.2	18/6/2004 21:30:00	5/7/2004 16:00:00	16.77	27° 43' 04" 27° 43' 08"	48° 07' 49" 48° 07' 50"	75
	2004.3	27/10/2004 16:00:00	4/12/2004 06:00:00	37.58	27° 42' 18" 27° 42' 18"	48° 08' 11" 48° 08' 13"	75
	2004.4	4/12/2004 11:30:00	14/12/2004 17:00:00	10.23	27° 45' 42" 27° 45' 40"	48° 09' 44" 48° 09' 44"	75
	2004.5	14/12/2004 21:00:00	7/5/2005 09:00:00	143.50	27° 54' 48" 27° 54' 51"	48° 14' 23" 48° 14' 21"	72
	2005.1	2/8/2005 17:30:00	12/8/2005 23:30:00	10.25	27° 55' 43"	48° 13' 45"	75

Fonte: Melo F^o, E.; *PIC - M.AGO: Programa de Informação Costeiras Manutenção.Análise de registros de onda*, Relatório Final Parte 2.

Os dados fornecidos pelo ondógrafo foram processados em Matlab verificando sua confiabilidade através do parâmetro status. Segundo o Manual "Directional Waverider" Mark II este parâmetro representa o quão confiável foi aquela medição com relação a transmissão dos dados. Assim, para efeito de análise, foram considerados apenas os registros confiáveis segundo este parâmetro do equipamento.

Os registros selecionados pelo teste de qualidade acima foram analisados individualmente, sendo as falhas temporais e os pontos onde as medições foram consideradas fisicamente impossíveis, como medições com valores de 2047 cm e -2047 cm, que se traduzem em falhas nas medições, foram substituídos por NaN.

A identificação e "retirada" dos *outliers*, que são valores discrepantes na série de dados temporais, foi realizada com base na referência *WAF0 - A Matlab Toolbox for Analysis of Random Waves and Loads*, onde foram considerados *outliers* as medições que ultrapassam 6 vezes o desvio padrão da série temporal em questão. Foram realizadas três rodadas para cada registro ou, se os *outliers* já tivessem sido substituídos por NaN antes das três rodadas o *loop* é interrompido e a análise de *outliers* passa para o próximo registro.

Os registros sem *outliers* e sem erros de medição (2047 cm e -2047 cm) foram agrupados e as subsequências contínuas, ou seja, com falhas temporais internas

menores do que aproximadamente 5,47 segundos foram utilizadas para análise.

Outro controle de qualidade realizado nos dados se refere aos limites fisicamente possíveis de terminados parâmetros, como período e *steepness*. Nesta etapa foram consideradas apenas as ondas onde o período se encontra dentro do intervalo (2, 16) segundos e o valor do *steepness* não ultrapassa aquele que estabelece o parâmetro de quebra da onda, ou seja, o *steepness* da onda deve ser menor que $\frac{1}{7}$.

Um diagrama de fluxo é apresentado na Figura 3.4 para melhor entendimento das etapas da análise de dados aqui realizada.

3.3 Método de análise

Após realização de análise de consistência dos dados, foram identificadas alturas de ondas através do método de definição de ondas individuais *down crossing* e estas foram agrupados em um único registro que abrange o período de 11/05/2004 à 07/05/2005. Dessa forma foi possível fazer uma aplicação da teoria linear de distribuição de alturas de ondas descrita no capítulo 2 e ainda testar os parâmetros que validam a adequabilidade da distribuição de Rayleigh para o período de estudo.

A teoria de distribuição estatística de alturas de onda estudada nesta dissertação, a distribuição de Rayleigh, baseia-se em assumir que o espectro de onda contém uma única faixa estreita de frequências, mares unimodais, e que a energia da onda está sendo recebida de um grande número de fontes diferentes cujas fases são aleatórias, Longuet-Higgins (1952).

Goda (1985), afirma que na maioria dos casos a distribuição de Rayleigh fornece uma boa aproximação para a distribuição de alturas de ondas individuais definidas pelo método *up crossing* e, isso é verdade não só para mares locais e *swell* individualmente mas também para o estado de mar local e *swell* combinados.

Segundo Romeo (1999), que estudou a validade da distribuição de Rayleigh para o caso de mares unimodais e bimodais, a distribuição ajusta-se bastante bem aos histogramas cujos espectros são unimodais, e a diferença encontrada para os histogramas de espectro bimodal é pequena. Dessa forma a distribuição de Rayleigh é válida para alturas de ondas em mares unimodais e bimodais.

Assim sendo, não foi feita uma análise espectral nos dados de ondas para

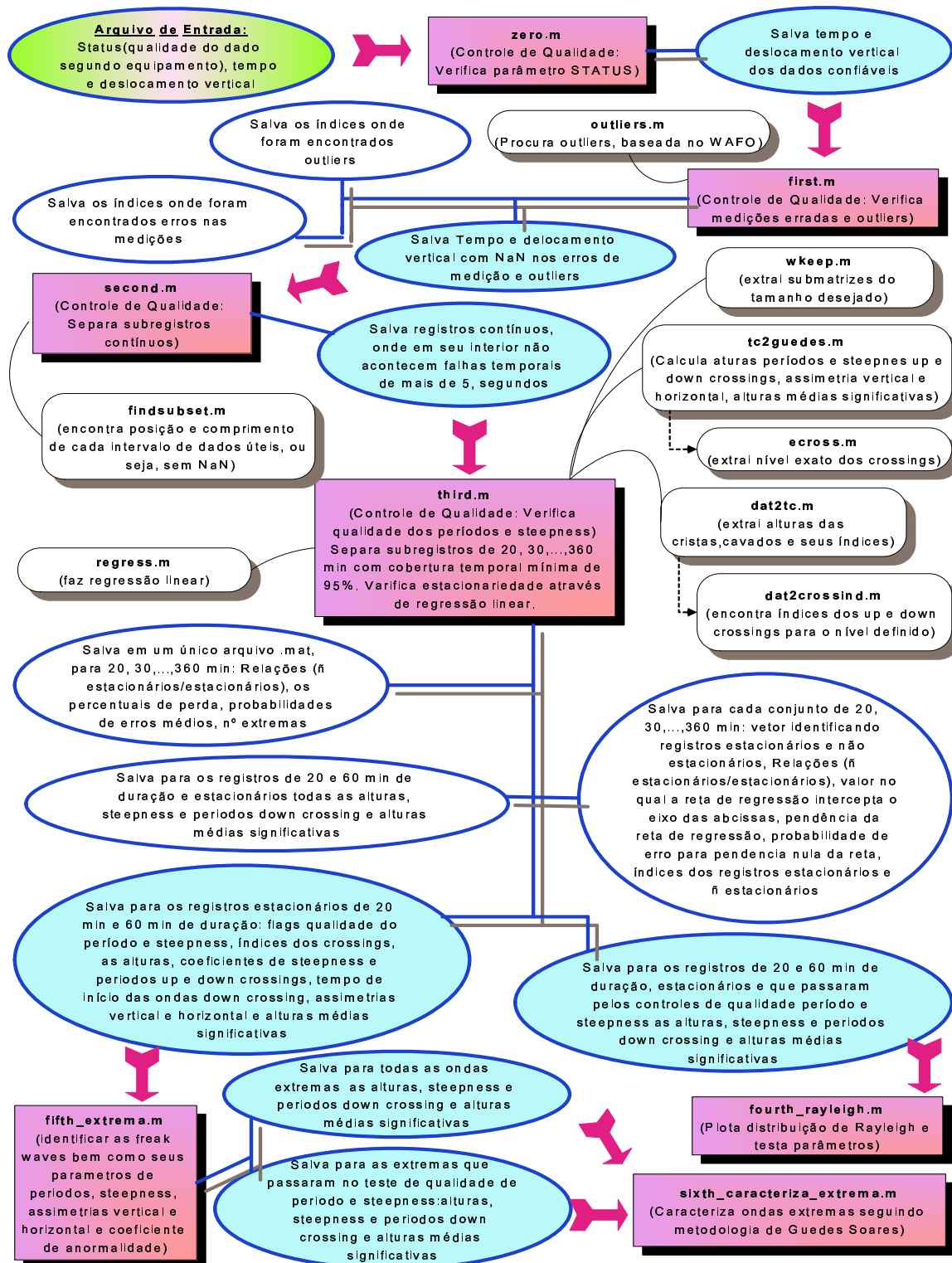


Figura 3.4: Diagrama de fluxo da análise dos dados

identificação de mares uni e bimodais. Foi levado em consideração que a distribuição de Rayleigh é válida para ambos os casos e a análise se restringiu somente ao domínio

do tempo.

Para definição de qual a maior duração temporal dos registros que seriam usados, sem que se comprometesse a estacionariedade dos mesmos, se fez necessário avaliar a sensibilidade do registro amostral com relação a perda percentual por não estacionariedade, bem como com relação a identificação de ondas extremas.

Garantida a estacionariedade dos registros com maior tempo de duração possível para análise, as ondas extremas identificadas foram caracterizadas segundo parâmetros de assimetria conforme sugerido em Guedes Soares et.al (2004).

3.3.1 Análise de Estacionariedade

Os subregistros contínuos foram seccionados em registros de 20, 30, 40, ...até 360 minutos (6 horas de duração), para viabilizar a análise de qual seria a maior cobertura temporal possível de se usar garantindo a hipótese de estacionariedade dos dados. Para as análises posteriores só foram levados em conta os registros individuais com um percentual mínimo de cobertura temporal de 95%.

O método utilizado para a verificação da estacionariedade dos dados foi o de regressão linear das medições no tempo, isso foi feito para cada registro amostral, considerando-se estacionários os registros que não mostraram tendência de inclinação da reta de regressão, aceitando um erro de 1%.

Para a decisão de qual duração temporal de registro utilizar para análises de ondas extremas, garantindo a estacionariedade dos dados e com maior duração amostral, um dos pontos considerados foi o percentual de perda de registros considerados não estacionários.

3.3.2 Análise no domínio do tempo

Para análise temporal, utilizou-se o método *up crossing* e *down crossing* como técnicas para definir as ondas individuais do oceano. A descrição desses métodos é apresentada no capítulo 2.

3.3.3 Distribuição de alturas de ondas no oceano

No intuito de tirar o máximo proveito estatístico dos dados, o seguinte procedimento de adimensionalização de alturas, sugerido por Goda (1985), foi adotado. Calculou-se, para cada registro, a respectiva altura média. Cada altura média foi então usada como referência para adimensionalizar as alturas de onda do registro em questão. Com esse artifício, cada um dos registros originou um grupo de alturas adimensionais com valores em torno de 1. Essa adimensionalização das alturas possibilitou o agrupamento de todos os registros num mesmo conjunto de dados.

Para a verificação da validade da distribuição de Rayleigh para a massa de dados foi observado se a curva de distribuição e o histograma de alturas adimensionalizadas mostram boa coerência e, além disso, foram testados os parâmetros, a partir da tabela 2.1, que relaciona H_p com H_{rms} , onde $H_s = 1,6H_1$ e $H_{\frac{1}{10}} = 2,0H_1$, sendo H_1 a altura média, $H_{\frac{1}{10}}$ a média das alturas do maior décimo de ondas do registro e H_s a altura significativa.

3.3.4 Identificação de ondas extremas: sensibilidade à duração do registro amostral

A identificação de ondas extremas foi realizada através do seguinte critério: Uma onda é extrema se quando a sua altura individual H_{ext} resulta em $H_{ext} > 2H_s$, onde H_{ext} significa altura da onda extrema e H_s é a altura significativa do registro no qual tal onda foi medida.

Com os dados já classificados, foi elaborada uma rotina em Matlab, baseada no pacote WAFO, que identifica, para cada grupo de medições de duração de 20, 30, 40...até 360 minutos, as alturas de cristas e cavados de cada onda, alturas individuais das ondas, alturas significativas dos registros individuais, períodos das ondas, ondas extremas, coeficientes de *steepness* das ondas extremas como sugerido em Guedes Soares et.al (2004), assimetrias vertical e horizontal das ondas extremas, índices de anormalidade das ondas extremas, $AI = \frac{H_{ext}}{H_s}$, e o tempo do início da medição de cada onda extrema.

Nesta etapa do trabalho, já analisadas as influências do tamanho do registro na estacionariedade dos dados e na identificação de ondas extremas, escolheu-se qual

a maior duração de registro amostral que será analisada.

3.3.5 Caracterização das ondas extremas

Com inspiração no trabalho de Guedes Soares et al.(2004a), para caracterização de ondas extremas foram examinados coeficientes de assimetria e *steepness* como descritos no capítulo 2, com a intenção de verificar as feições geométricas das ondas extremas registradas no período que se estende de 11/05/2004 à 07/05/2005.

Neste trabalho são verificadas, explicitamente, as relações entre a parte da frente e a parte de trás das ondas extremas identificadas, assimetrias verticais e horizontais, influência da altura de onda significativa, bem como são analisados as correlações entre os parâmetros de onda definidos no capítulo 2 pelas equações 2.2 à 2.12.

Capítulo 4

Resultados e Discussão

4.1 Análise de estacionariedade

Através de regressão linear foi analisada a estacionariedade dos registros em função do seu período amostral. A Figura 4.1 mostra os percentuais de perdas devido a registros não estacionários em função dos tamanhos amostrais dos registros com medições contínuas e a regressão linear com intervalo de confiança de 95%, já a Tabela 4.1 traz esses valores explicitamente.

Nota-se que a curva de perda percentual de registros por não serem estacionários é relativamente suave até aproximadamente 70, 80 minutos de medições contínuas no tempo e, com registros de duração mais longa essas perdas vão apresentando valores maiores, ultrapassando os 10%. Portanto, para efeito de análise, o estudo dará foco aos registros de 20 à 60 minutos de medições contínuas no tempo, onde as perdas percentuais por não estacionariedade não ultrapassam 8%.

Tabela 4.1: Percentual de perda de registros por não estacionariedade em função da duração do registro amostral

Minutos	20	30	40	50	60	70	80
% Perda	5,55	5,38	5,88	6,37	7,81	8,31	9,10
Minutos	90	100	110	120	130	140	150
% Perda	11,62	12,85	13,51	15,14	16,94	17,62	20,76
Minutos	160	170	180	190	200	210	220
% Perda	22,91	24,83	26,86	26,53	31,44	31,96	33,72
Minutos	230	240	250	260	270	280	290
% Perda	35,30	36,10	40,26	40,97	41,56	46,29	45,99
Minutos	300	310	320	330	340	350	360
% Perda	48,68	49,39	50,39	52,39	53,19	55,09	56,00

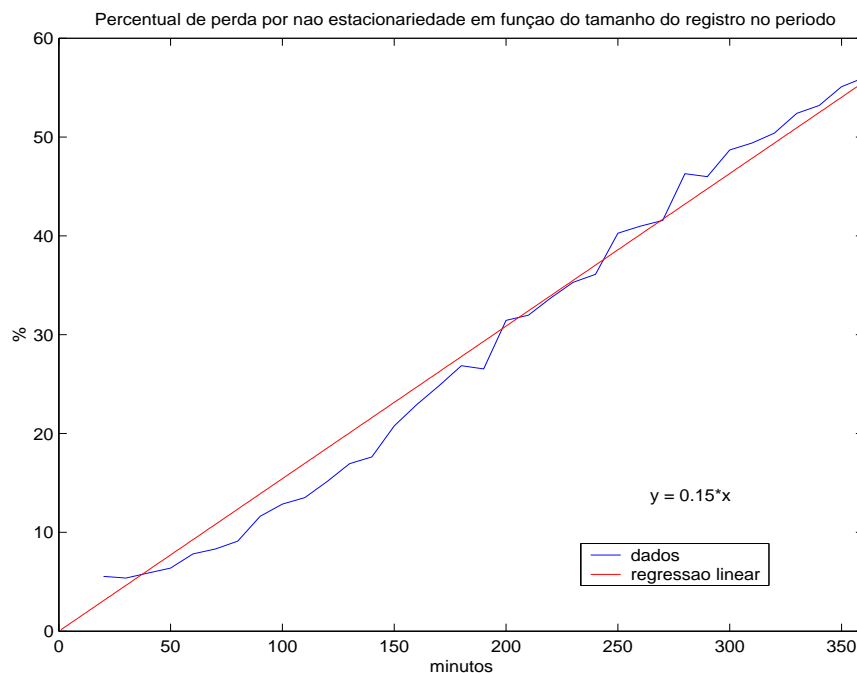


Figura 4.1: Perda percentual de registros por não estacionariedade em função do tamanho do registro no período de estudo e regressão linear

4.2 Distribuição de alturas de ondas no oceano

4.2.1 Ajuste de histograma

Sob a hipótese de comportamento linear do estado do mar pode-se considerar que os métodos de definição de ondas individuais *up crossing* e *down crossing* são

estatisticamente equivalentes, Goda (1985), Melo et al.(2006) e Straioto (2006). Sendo assim, nesta fase da análise optou-se por utilizar o método de definição de ondas individuais *down crossing*.

Para os registros com uma hora e com vinte minutos de medições contínuas no tempo foram identificadas, respectivamente, 1.752.317 e 1.799.405 ondas estatisticamente independentes no conjunto amostral, que compreende o período de 11/05/2004 à 07/05/2005. Utilizando o método de definição de ondas individuais *down crossing*, calculou-se a distribuição de alturas de ondas de Rayleigh para a massa de dados em análise, conforme descrito no capítulo 2, medidos ao largo de Santa Catarina. As Figuras 4.2 e 4.3 mostram graficamente essa distribuição para registros com uma hora e com vinte minutos de medições contínuas, respectivamente, em conjunto com o histograma de observações das alturas de ondas adimensionais registradas.

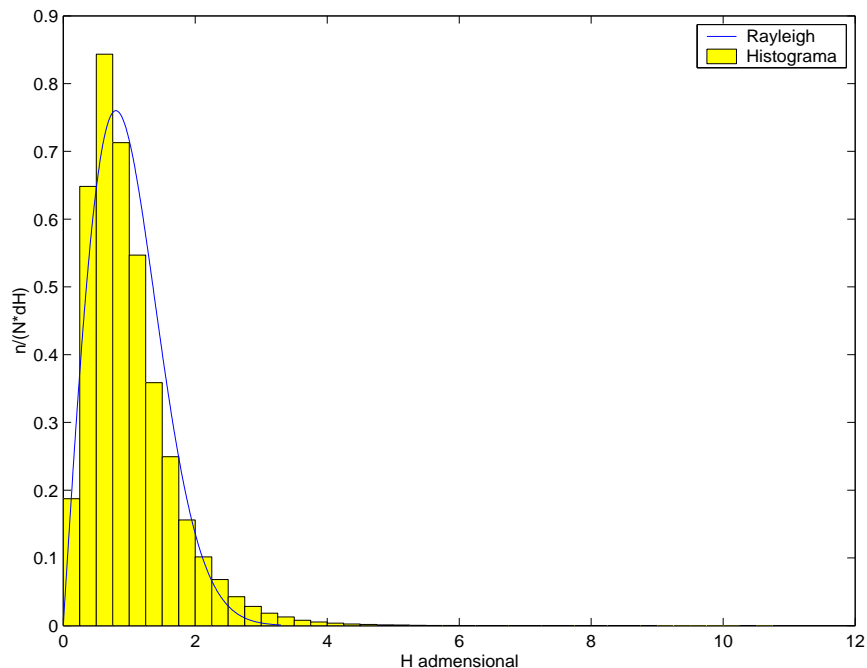


Figura 4.2: Histograma e distribuição de alturas de ondas em 2004 e 2005 para registros com uma hora de medição contínua.

As alturas de ondas adimensionalizadas estão representadas no eixo das abscissas, o eixo das ordenadas representa a densidade de frequência relativa, n representa o número de ocorrências no setor, N é o número total de ondas e ΔH é o intervalo

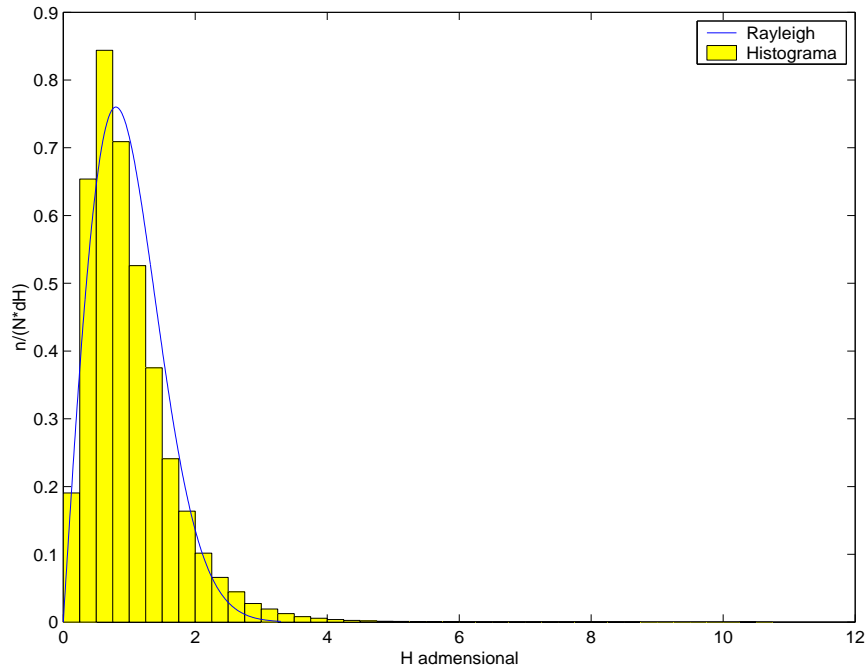


Figura 4.3: Histograma e distribuição de alturas de ondas em 2004 e 2005 para registros com 20 minutos de medição contínua.

de classe, utilizado 0,25.

A Tabela 4.2 traz o número de ondas encontradas na cauda da distribuição para o caso de registros medidos durante uma hora e vinte minutos contínuos no tempo.

Mesmo sendo diferentes o número de ondas encontradas para registros com uma hora de medições contínuas e com vinte minutos, nota-se que a distribuição de alturas de ondas individuais aqui proposta, a distribuição de Rayleigh, ajustou-se bem aos histogramas de observações para ambos os casos suportando, portanto, a validade da teoria, o que está de acordo com outros trabalhos realizados nesta região como o de Straioto (2006) e Melo et.al (2006). Todavia, uma inspeção mais cuidadosa na cauda da PDF sugere que o ajuste para valores altos de alturas adimensionais não é tão bom quanto para valores menores. Esse aspecto tem implicações importantes para a análise de valores extremos. Nota-se também que os histogramas obtidos para ambos os casos de medições contínuas são quase idênticos.

Tabela 4.2: Número de ondas encontradas na cauda da distribuição em função da duração do registro amostral

Alturas	Uma hora de medições contínuas	Vinte minutos de medições contínuas
$4 < H < 5$	3560	3621
$5 < H < 6$	856	812
$6 < H < 7$	118	180
$7 < H < 8$	30	30
$8 < H < 9$	9	7
$9 < H < 10$	0	0
$10 < H < 11$	1	1

4.2.2 Relação entre alturas médias características

Como visto anteriormente, a teoria de Rayleigh estabelece relações determinadas entre alturas médias características (H_{rms} , H_1 , H_s , etc). Assim, uma outra maneira de se averiguar a validade da teoria é verificar a compatibilidade dessas relações com as observações de campo. Escolheu-se as relações entre alturas significativa (H_s) e média (H_1) e entre alturas um décimo ($H_{\frac{1}{10}}$) e média (H_1), para o teste da teoria. Usando os resultados expressos na Tabela 2.1, as relações previstas pela teoria são : $H_s = 1,6H_1$ e $H_{\frac{1}{10}} = 2,0H_1$.

Considerando-se registros com uma hora de medições contínuas no tempo, a altura significativa média foi de 1,57 metros , a altura $H_{\frac{1}{10}}$ média foi de 1,96 metros, enquanto a altura média foi de 1,07 metros no período de análise. Dessa forma, os parâmetros testados para verificação da adequabilidade da distribuição de Rayleigh à massa de dados resultaram

$$H_s = 1,54H_1 \quad e \quad H_{\frac{1}{10}} = 1,92H_1$$

onde H_1 é a altura média, $H_{\frac{1}{10}}$ é a média das alturas do maior décimo de ondas do registro e H_s é a altura significativa.

As Figuras 4.4 e 4.5 mostram as relações existentes entre as alturas médias e as alturas significativas, bem como as relações existentes entre as alturas médias e alturas um décimo, respectivamente, identificadas para a massa de dados analisada. A reta de regressão para ambos os casos tem intervalo de confiança de 95%.

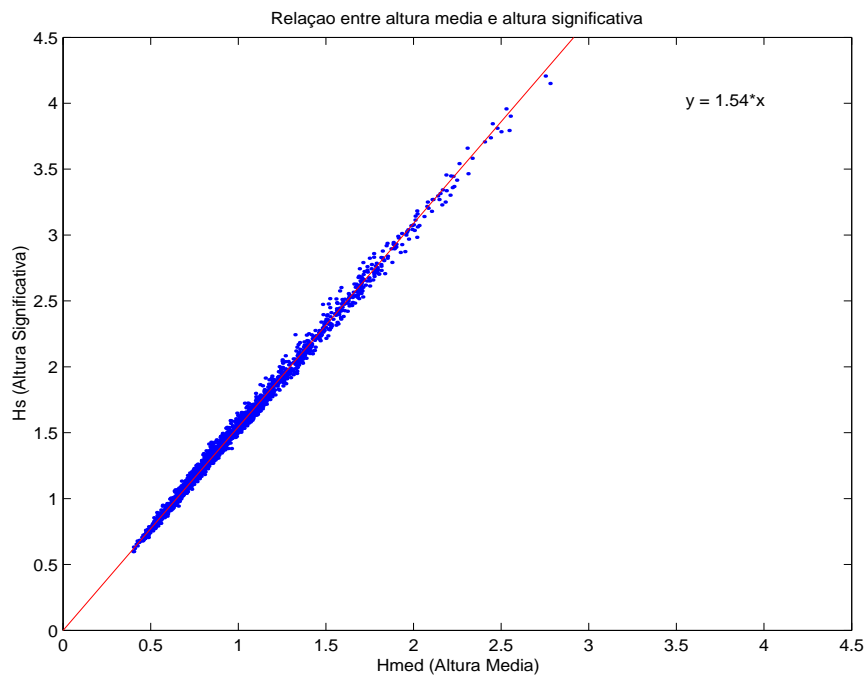


Figura 4.4: Relação entre alturas significativas e alturas médias identificadas pelo método *down crossing*

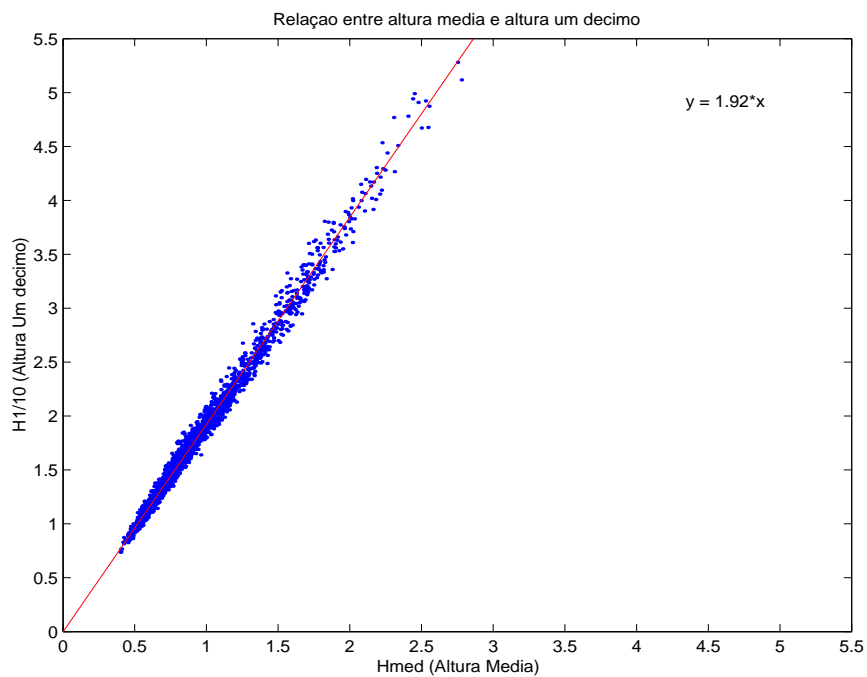


Figura 4.5: Relação entre alturas um décimo e alturas médias identificadas pelo método *down crossing*

A mesma análise realizada com registros de 20 minutos de medições contínuas no tempo mostram resultados similares aos anteriores, onde a altura significativa média foi de aproximadamente 1,56 metros, a altura $H_{\frac{1}{10}}$ média foi de aproximadamente 1,93, enquanto a altura média foi de aproximadamente 1,01 metros no período de análise. Dessa forma, os parâmetros testados para verificação da adequabilidade da distribuição de Rayleigh à massa de dados resultaram

$$H_s = 1,53H_1 \quad e \quad H_{\frac{1}{10}} = 1,90H_1$$

Sendo assim, os parâmetros testados, $\frac{H_s}{H_1}$ e $\frac{H_{\frac{1}{10}}}{H_1}$, tanto para registros com uma hora de medições contínuas no tempo, como para registros com vinte minutos de medições contínuas, condizem com as relações encontradas na teoria

$$H_s = 1,6H_1 \quad e \quad H_{\frac{1}{10}} = 2,0H_1.$$

Os valores de altura significativa, altura média e altura $H_{\frac{1}{10}}$ obtidas para registros com uma hora de medições contínuas, bem como para registros com vinte minutos de medições contínuas, foram praticamente os mesmos e, as Figuras 4.4 e 4.5 mostram a relação linear existente para altura significativa e altura média, tal qual para altura um décimo e altura média. Portanto, a distribuição de Rayleigh descreve bem as relações entre alturas de ondas médias características da agitação marítima, o que também condiz com os estudos realizados por Straioto (2006) e Melo et. al (2006).

4.2.3 Previsão de alturas extremas

Os bons resultados obtidos anteriormente credenciam a distribuição de Rayleigh para ser usada com confiança, inclusive no que concerne a previsão de alturas extremas. Sob a hipótese de completa linearidade, essa previsão, na verdade, está contemplada na cauda da PDF de Rayleigh (ver Figuras 4.2 e 4.3).

Um dos pontos para investigar esta questão se dá através da expressão (2.26) em conjunto com a relação $H_s = 1,416H_{rms}$, que determinam o número de ondas extremas, ou ondas onde $H > 2H_s$, que deverão ser encontradas para essa massa de dados. Onde se consideram registros de uma hora de medições contínuas, deverão

ser encontradas 576 ondas extremas e, para o caso de se considerar registros com vinte minutos de medições contínuas, o número de ondas extremas estimado é de 591 ondas, ou seja, estima-se que 0,03% das ondas identificadas para ambos os casos devam ser enquadradas como extremas. Entretanto, foram identificadas 306 ondas extremas para o conjunto de registros de uma hora de medições contínuas e, para registros com vinte minutos de medições contínuas foram identificadas 270 ondas extremas, ou ainda 0,017% e 0,015% respectivamente.

De fato, para o caso de uma hora de medições contínuas, apesar de indicar valores na mesma ordem de grandeza do que o que a teoria prevê, os dados apresentam probabilidades de ocorrência para ondas extremas cerca de 53% menores do que a esperada e, para o caso de medições contínuas em intervalos de 20 minutos, os dados apresentam probabilidade de ocorrência cerca de 45% menores do que a esperada. Este resultado causou surpresa, pois está em contradição com o observado em outros locais. Liu e Pinho (2004), por exemplo, encontraram um número de ondas extremas na Bacia de Campos maior que o previsto por Rayleigh. A interpretação do porque a teoria superestimou a probabilidade de ocorrência de ondas extremas nos dados de SC requer um aprofundamento da investigação, já que isto também aconteceu nos trabalhos de Straioto (2006) e Melo et.al (2006). No entanto, um dos fatores que podem ter contribuído para este resultado é a grande quantidade de falhas nas medições dos dados, onde, devido a isto, diversas ondas extremas não foram consideradas para análises.

Finalmente, pode-se usar a teoria estatística apresentada para inferir qual seria a maior altura relativa de onda esperada para o total de ondas individuais observadas. Para tanto, basta usar a expressão 2.33. Mantendo um nível compatível de precisão, o valor máximo esperado para $\frac{H}{H_s}$ considerando registros tanto de uma hora como de vinte minutos de medições contínuas deverá ser de aproximadamente 2,68. No entanto, na massa de dados analisada as maiores relações $\frac{H}{H_s}$ encontradas para registros com uma hora de medições contínuas no tempo e para registros com vinte minutos de medições contínuas foram de 2,77 e 2,62 respectivamente. Portanto, no que se refere à previsão do valor máximo para a altura relativa, os dados forneceram um valor aproximadamente 3% maior que o previsto pela teoria

para registros medidos continuamente em intervalos de uma hora. Já para registros de vinte minutos de medições contínuas no tempo os dados forneceram um valor aproximadamente 3% menor que o previsto pela teoria, o que está em consonância com os trabalhos realizados na região por Straioto (2006) e Melo et.al (2006).

4.3 Identificação de ondas extremas: sensibilidade à duração do registro amostral

Depois de calculadas as alturas médias características em intervalos contínuos de 20, 30, 40, ... até 360 minutos dos deslocamentos verticais da superfície do oceano, foram identificadas na massa de dados disponível todas as ondas que se enquadravam como extremas de acordo com o critério mencionado no capítulo 2, $H_{ext} > 2H_s$. Essa identificação foi feita registro a registro (i.e., usando a altura significativa de cada registro como referência) para as ondas *up crossing* e *down crossing*. Esses resultados foram comparados entre si com relação ao total de ondas extremas registradas para todo o período de estudo, o que se apresentam na Figura 4.6. A regressão linear presente nesta figura tem intervalo de confiança de 95%.

A Figura 4.7 traz a quantidade de ondas extremas encontradas para registros com tamanho amostral tal que garanta a estacionariedade do processo e a Tabela 4.3 traz esses valores explicitamente.

Tabela 4.3: Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing* em função do tamanho dos registros

Duração dos registros amostrais (min)	20	30	40	50	60	70	80
n° de extremas método <i>up crossing</i>	357	391	409	405	407	413	397
n° de extremas método <i>down crossing</i>	270	297	306	298	306	318	311

O primeiro ponto a observar é que, para ondas extremas, o método usado para definir a altura das ondas influenciou sobremaneira o número de ondas observado. Fisicamente, isso significa que, para ondas extremas, usar o cavado anterior à crista não é estatisticamente equivalente a usar o cavado posterior na determinação da altura. Esse fato talvez possa ser interpretado como um indício de assimetria

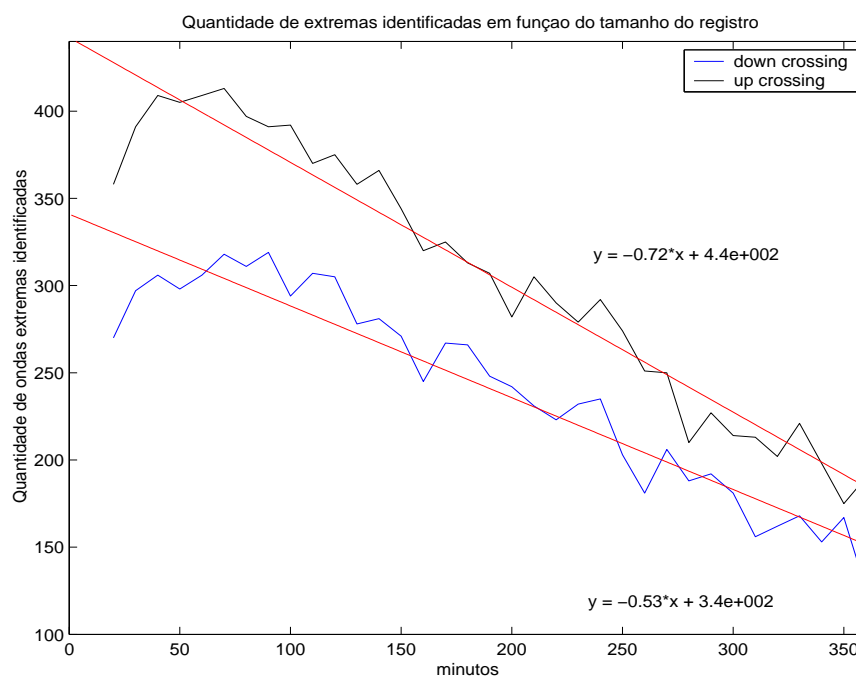


Figura 4.6: Quantidade de ondas extremas em função do tamanho do registro e regressão linear para os caso *up crossing* e *down crossing*

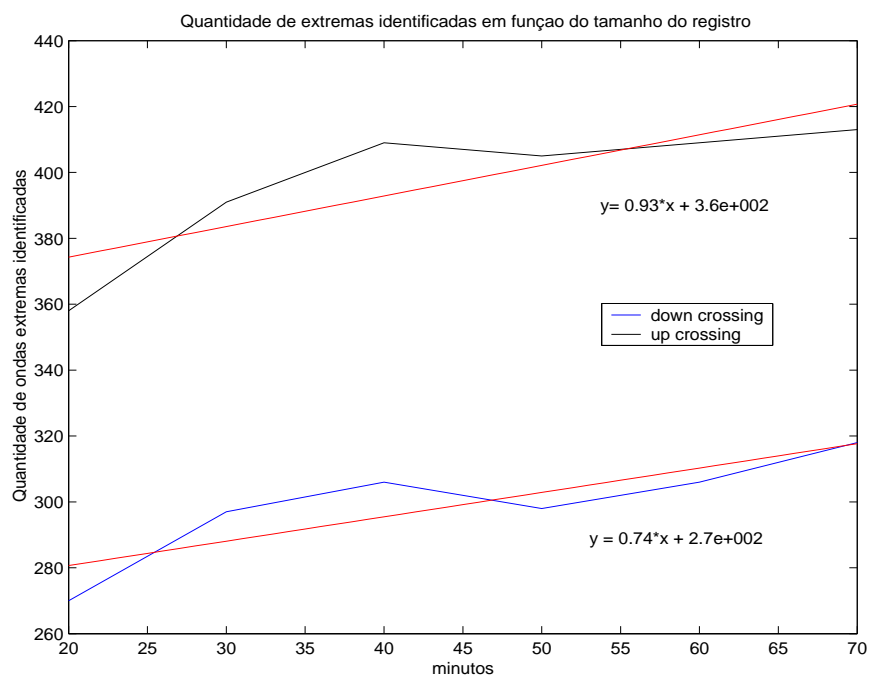


Figura 4.7: Quantidade de ondas extremas em função do tamanho do registro e regressão linear para os caso *up crossing* e *down crossing*

na forma dessas ondas extremas o que não seria consistente com a hipótese de linearidade do processo.

Nota-se que, os registros com uma hora de medições contínuas no tempo identificam mais ondas extremas do que os registros com vinte minutos de medições contínuas e, isto acontece tanto para ondas identificadas pelo método *up crossing* como para ondas identificadas pelo método *down crossing*. Como o interesse neste estudo é de investigar registros com o maior tempo de duração de medições contínuas possível, garantindo a estacionariedade dos mesmos, a partir desse momento as análises se darão na massa de dados considerando registros de uma hora de medições contínuas no tempo.

Portanto, para registros com uma hora de medições contínuas no tempo, utilizando o método *down crossing* de definição de ondas individuais foram identificadas 306 ondas extremas durante o período de estudo e, para o método *up crossing* foram encontradas 407 ondas extremas. As Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11 mostram os histogramas das alturas e períodos das ondas extremas identificadas pelo método de definição de ondas individuais *up crossing* e *down crossing*, respectivamente.

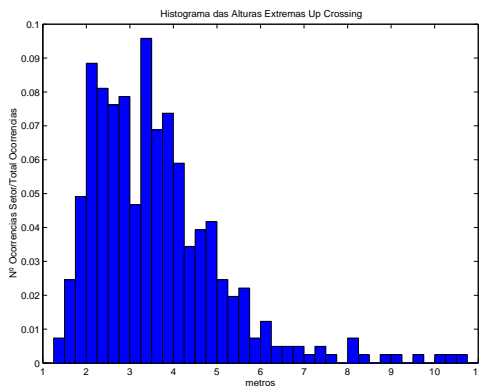


Figura 4.8: Histograma das alturas das ondas extremas identificadas pelo método *up crossing*

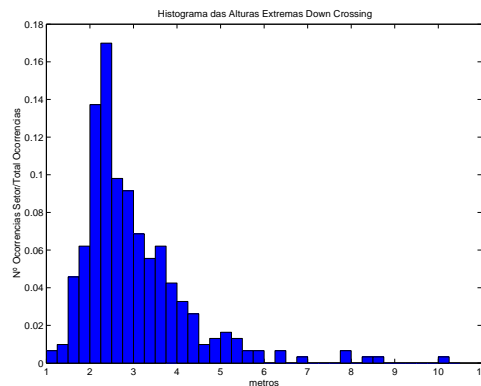


Figura 4.9: Histograma das alturas das ondas extremas identificadas pelo método *down crossing*

Para o método de definição de ondas individuais *up crossing*, das ondas extremas identificadas 8, 10% são da ordem de até um metro, 32, 43% da ordem de dois metros, 28, 50% da ordem de três metros, 17, 44% da ordem de quatro metros, 7, 37% da ordem de cinco metros, 2, 70% da ordem de seis metros, 0, 98% da ordem de sete metros, 1, 22% da ordem de oito metros metros, 0, 49% da ordem de nove

metros e 0,73% são da ordem de dez metros.

Já para ondas extremas identificadas pelo método *down crossing* de definição de ondas individuais, 12,41% são da ordem de um metro, 49,67% são da ordem de dois metros, 22,87% são da ordem de três metros, 8,16% são da ordem de quatro metros, 4,24% são da ordem de cinco metros, 0,98% são da ordem de seis metros, 0,65% são da ordem de sete metros, 0,65% são da ordem de oito metros e 0,32% são da ordem de dez metros. A tabela 4.4 traz uma compilação dessas informações para os métodos *up crossing* e *down crossing*.

Tabela 4.4: Percentual de ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing* em função da altura das ondas

Alturas	<i>Up crossing</i>	<i>Down crossing</i>
Até ordem 2 metros	40,5%	62,1%
Ordem 3 à 4 metros	46,0%	31,1%
Ordem 5 à 6 metros	10,1%	5,2%
Ordem 7 à 8 metros	2,2%	1,3%
Ordem 9 à 10 metros	1,2%	0,3%

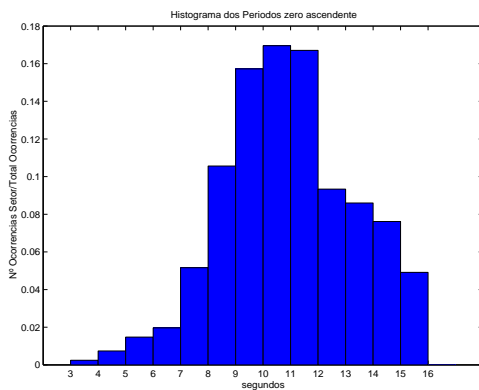


Figura 4.10: Histograma dos períodos das ondas extremas identificadas pelo método *up crossing*

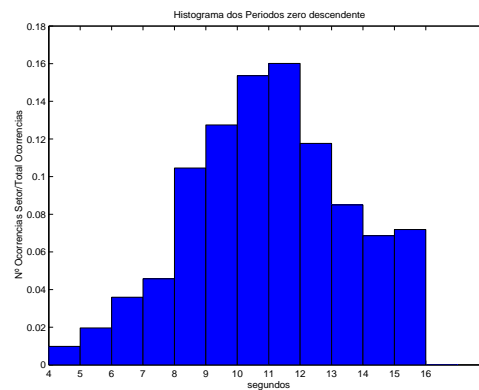


Figura 4.11: Histograma dos períodos das ondas extremas identificadas pelo método *down crossing*

A tabela 4.5 traz uma compilação das informações trazidas por estes histogramas.

Tabela 4.5: Períodos das ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing*

Períodos	<i>Up crossing</i>	<i>Down crossing</i>
De 2 à 4 segundos	1,0%	1,0%
De 5 à 6 segundos	3,0%	5,6%
De 7 à 8 segundos	16,0%	15,0%
De 9 à 10 segundos	<u>33,0%</u>	<u>28,1%</u>
De 11 à 12 segundos	26,0%	27,8%
De 13 à 15 segundos	21,0%	22,5%

As Figuras 4.12 e 4.13 mostram a ocorrência das ondas extremas em relação aos meses do período de estudo para ambos os métodos de definição de ondas individuais, e a tabela 4.6 traz essas informações explicitamente.

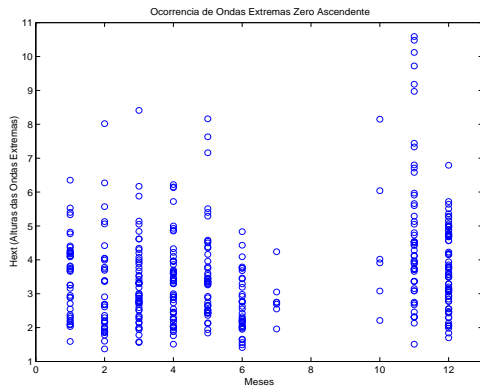


Figura 4.12: Gráfico de ocorrência de ondas extremas identificadas pelo método *up crossing* em relação aos meses

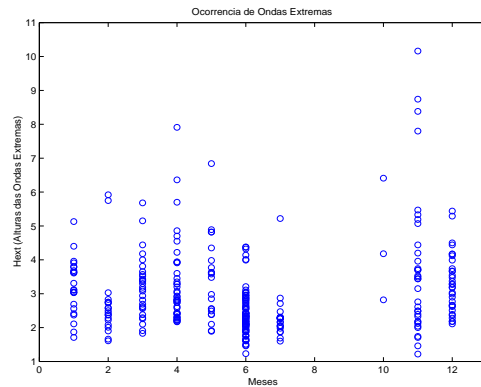


Figura 4.13: Gráfico de ocorrência de ondas extremas identificadas pelo método *down crossing* em relação aos meses

Tabela 4.6: Ocorrências das ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing*

	<i>Up crossing</i>	<i>Down crossing</i>
Verão	<u>37,6%</u>	24,5%
Outono	37,3%	29,1%
Inverno	10,6%	<u>34,3%</u>
Primavera	14,5%	12,1%
<u>2004</u>	52,1%	62,4%
2005	47,9%	37,6%
Meses de maior ocorrência	Dezembro e Abril	Abril e Junho
Meses sem registros	Agosto e Setembro	Agosto e Setembro
Meses de ocorrência das maiores	Novembro	Novembro

As Tabelas 4.7, 4.8 e 4.9 indicam a quantidade de ondas extremas registradas por mês, por estação e por ano, respectivamente, para ambos os métodos de definição de ondas individuais, *up crossing* e *down crossing*.

Tabela 4.7: Quantidade mensal de ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing*

Mês	Ondas Extremas <i>up crossing</i>	Ondas Extremas <i>down crossing</i>
Janeiro	41	23
Fevereiro	36	20
Março	53	28
Abril	54	40
Maio	45	21
Junho	36	83
Julho	7	22
Agosto	0	0
Setembro	0	0
Outubro	6	3
Novembro	53	34
Dezembro	76	32

Tabela 4.8: Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing* por estação

Estação	Ondas Extremas <i>up crossing</i>	Ondas Extremas <i>down crossing</i>
Verão - (Dez/Jan/Fev)	153	75
Outono - (Mar/Abr/Mai)	152	89
Inverno - (Jun/Jul/Ago)	43	105
Primavera - (Set/Out/Nov)	59	37

Tabela 4.9: Quantidade de ondas extremas identificadas pelos métodos *up crossing* e *down crossing* por ano

Ano	Ondas Extremas <i>up crossing</i>	Ondas Extremas <i>down crossing</i>
2004	212	191
2005	195	115

Das ondas extremas identificadas pelo método *up crossing* 37, 59% foram registradas no verão, 37, 34% no outono, 10, 56% no inverno e na primavera 14, 49%. No entanto, Para ondas extremas identificadas pelo método *down crossing* os resultados mostram que no verão ocorreram 24, 5% das ondas extremas, no outono 29, 08%, no inverno 34, 31% e na primavera 12, 09%.

Pelo método *up crossing*, os meses de dezembro e abril foram os que tiveram maior ocorrência, os meses de agosto e setembro não registraram ondas extremas e o mês de novembro é o mês onde a ocorreram as maiores ondas extremas.

Para o método *down crossing* abril e junho foram os meses onde observou-se a maior ocorrência de ondas extremas e, como para o caso do método *up crossing*, nos meses de agosto e setembro não foram identificadas ondas extremas e, o mês de novembro registrou as maiores ondas extremas.

As Figuras 4.14 e 4.15 mostram as relações existentes entre as alturas das ondas extremas identificadas e as alturas significativas dos registros nos quais essas ondas foram medidas para o método *up crossing* e *down crossing*, respectivamente. O coeficiente de inclinação da reta de regressão para ambos os casos é 2,1.

A maior onda extrema identificada pelo método *up crossing* foi registrada no dia 13/11/2004 às 22:19:37, com 10,59 metros de altura e 14,35 segundos de

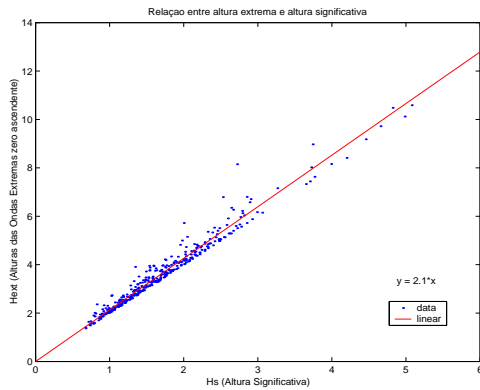


Figura 4.14: Relação entre as alturas extremas e alturas significativas identificadas pelo método *up crossing*

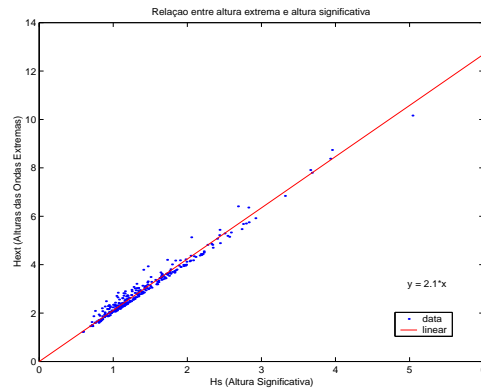


Figura 4.15: Relação entre as alturas extremas e alturas significativas identificadas pelo método *down crossing*

período, num registro com altura significativa de 5,07 metros, obtendo assim a relação $H_{ext} = 2,08H_s$. O registro no qual essa onda foi identificada mediu 296 ondas num intervalo de tempo de 1 hora. Na Figura 4.16 encontra-se o deslocamento vertical da superfície do oceano do registro onde esta onda foi identificada e, na Figura 4.17 observa-se esta onda especificamente.

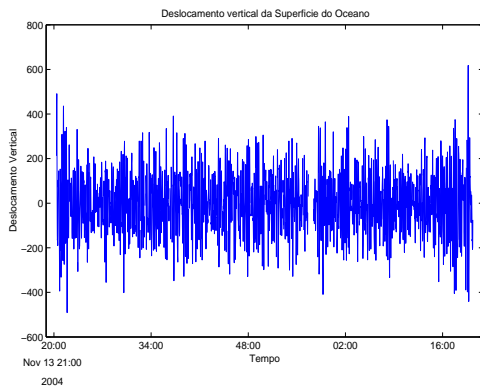


Figura 4.16: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 13/11/2004 onde foi encontrada a onda extrema pelo método *up crossing*

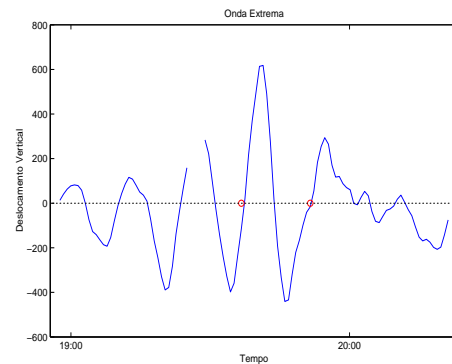


Figura 4.17: Foco na maior onda extrema encontrada pelo método *up crossing* em 13/11/2004 às 22:19:37

Das ondas extremas identificadas por este método, a que mostrou maior relação $\frac{H_{ext}}{H_s}$ ocorreu no dia 28/10/2004 às 02:37:56, com 8,15 metros de altura e 9,76 segundos de período, num registro de altura significativa de 2,72 metros, dessa

forma $\frac{H_{ext}}{H_s} = 2,99$. O registro no qual essa onda foi identificada mediu 434 ondas num intervalo de tempo de 1 hora. Na Figura 4.18 encontra-se o deslocamento vertical da superfície do oceano do registro onde esta onda foi identificada e, na Figura 4.19 observa-se esta onda especificamente.

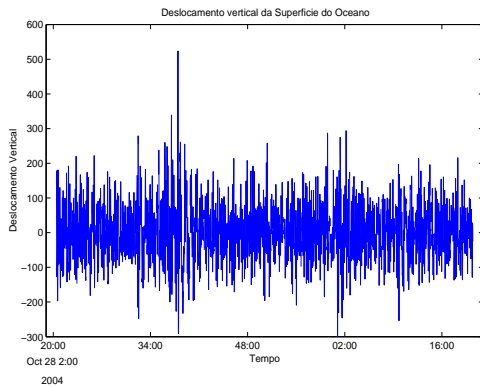


Figura 4.18: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 28/10/2004 onde foi encontrada a onda extrema pelo método *up crossing*

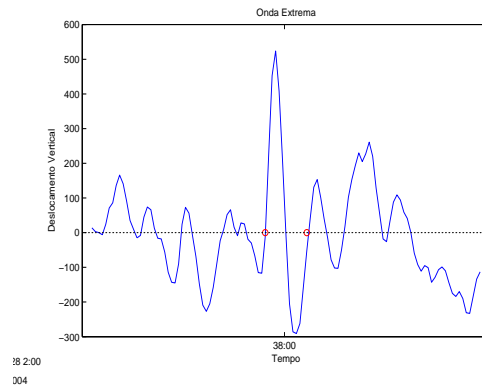


Figura 4.19: Foco na onda extrema com maior altura relativa a altura significativa, encontrada pelo método *up crossing* em 28/10/2004 às 02:37:56

A maior onda extrema identificada pelo método *down crossing* foi registrada no dia 13/11/2004 às 22:19:30, com 10,16 metros de altura e 12,73 segundos de período, num registro com altura significativa de 5,03 metros, obtendo assim a relação $H_{ext} = 2,01H_s$. O registro no qual essa onda foi identificada mediu 297 ondas num intervalo de tempo de 1 hora. Na Figura 4.20 encontra-se o deslocamento vertical da superfície do oceano do registro onde esta onda foi identificada e, na Figura 4.21 observa-se esta onda especificamente.

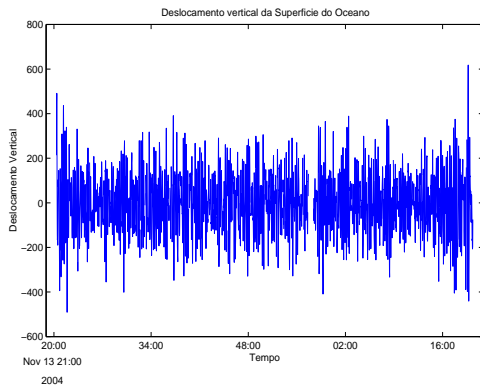


Figura 4.20: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 13/11/2004 onde foi encontrada a onda extrema

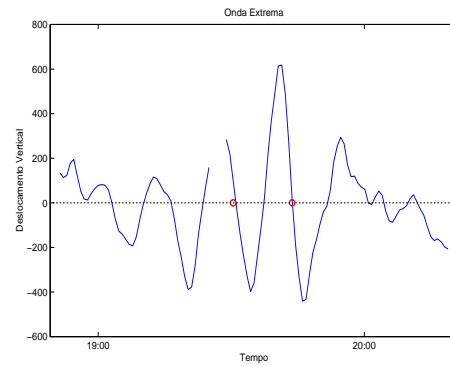


Figura 4.21: Foco na maior onda extrema encontrada pelo método *down crossing* em 13/11/2004 às 22:19:30

Das ondas extremas identificadas por este método, a que mostrou maior relação $\frac{H_{ext}}{H_s}$ ocorreu no dia 03/01/2005 às 02:48:04, com 3,79 metros de altura e 12,21 segundos de período, num registro de altura significativa de 1,40 metros, dessa forma $\frac{H_{ext}}{H_s} = 2,69$. O registro no qual essa onda foi identificada mediu 454 ondas num intervalo de tempo de 1 hora. Na Figura 4.22 encontra-se o deslocamento vertical da superfície do oceano do registro onde esta onda foi identificada e, na Figura 4.23 observa-se esta onda especificamente.

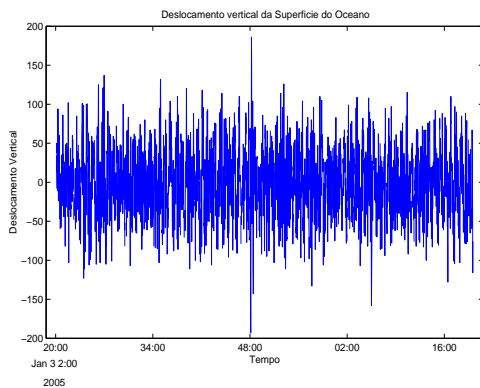


Figura 4.22: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 03/01/2005 onde foi encontrada a onda extrema

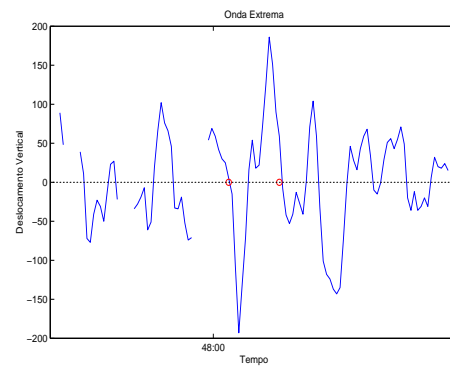


Figura 4.23: Foco na onda extrema com maior altura relativa a altura significativa, encontrada pelo método *down crossing* em 03/01/2005 às 02:48:04

Foi observado que, para cada método de definição de ondas individuais *up*

crossing e *down crossing*, ocorreram números diferentes de ondas extremas, com alturas diferentes. Em alguns registros, foram reconhecidas ondas extremas por ambos os métodos, em outros foram reconhecidas ondas extremas por apenas um dos métodos. Para cada método de definição de ondas individuais obtemos resultados diferentes para a onda extrema com maior relação $\frac{H_{ext}}{H_s}$, já para a maior onda extrema do período analisado obteve-se como resultado a mesma onda para ambos os métodos de definição de ondas individuais.

Se for considerada a experiência de uma onda atingindo uma embarcação, a tripulação desta verá primeiro um cavado seguido de uma crista, o que se traduz em uma onda individual considerada segundo o método de definição *down crossing*. Sendo assim, este parece ser um método mais natural de definição de ondas individuais e, dessa forma, decidiu-se então que para efeito de análises posteriores neste trabalho, como em Massel (1996), será adotado o recomendado pela associação internacional para trabalhos de pesquisa em hidráulica, ou seja, uma onda é definida através do método *down crossing*, e o cavado ocorre antes da crista da onda.

4.3.1 Quadro meteorológico do caso maior onda extrema

A maior onda extrema identificada foi a mesma para os métodos de definição de ondas individuais *down crossing* e *up crossing*. Esta ocorreu em 13 de novembro de 2004, com aproximadamente 10 metros de altura. O fato de a maior onda encontrada nesta análise ter sido identificada pelos dois métodos de definição de ondas individuais motivou a inclusão deste ítem nesta dissertação, onde é analisado o quadro meteorológico do período de 10 à 15 de novembro de 2004. As Figuras 4.24, 4.25, 4.26, 4.27, 4.28 e 4.29 a seguir mostram as médias diárias da direção e intensidade dos ventos no período acima citado.

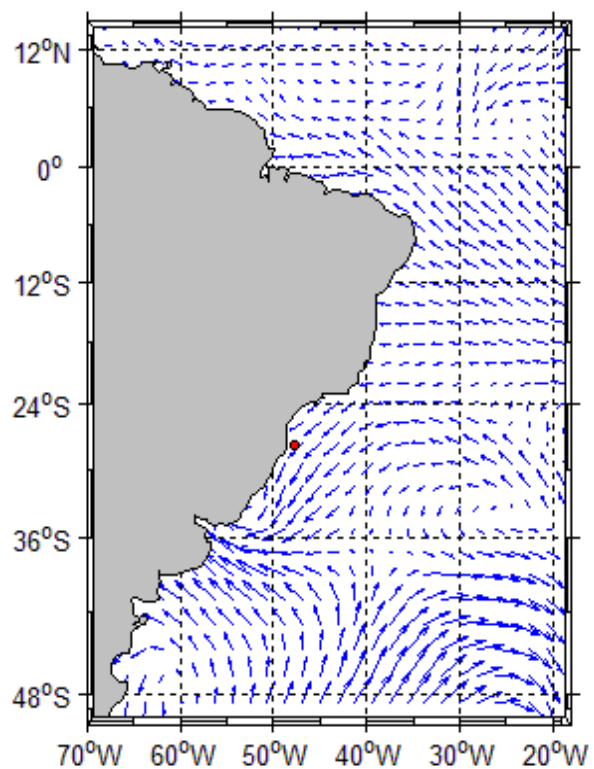


Figura 4.24: Média diária da direção e intensidade do vento em 10 de novembro de 2004

Observa-se que a média diária da direção dos ventos em 10 de novembro de 2004 na área de estudo, marcada com um ponto vermelho, é de nordeste e, o dia 11 de novembro é marcado por ventos do quadrante norte, noroeste.

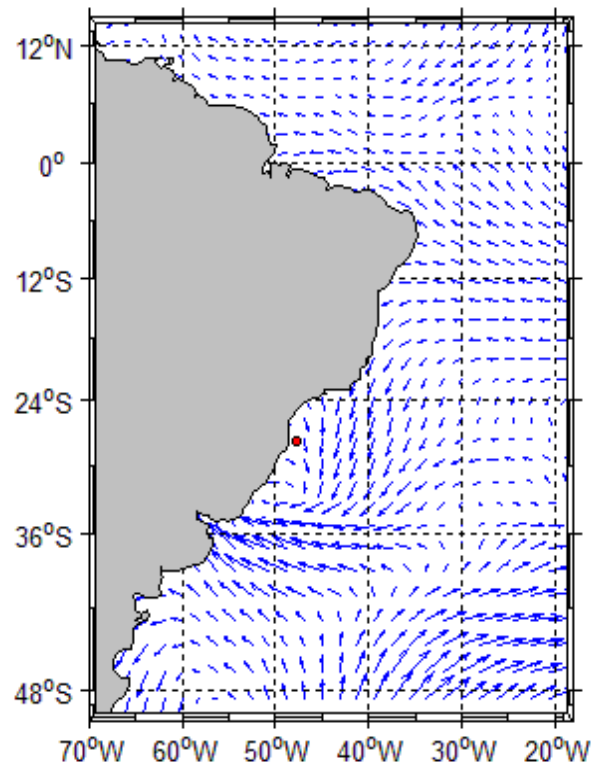


Figura 4.25: Média diária da direção e intensidade do vento em 11 de novembro de 2004

Segundo Pinho (2003), no Atlântico Sul observa-se a ocorrência de ciclones extratropicais, que são associados a sistemas frontais, e são caracterizados por um vórtice girando em sentido horário na extremidade direita das frentes frias.

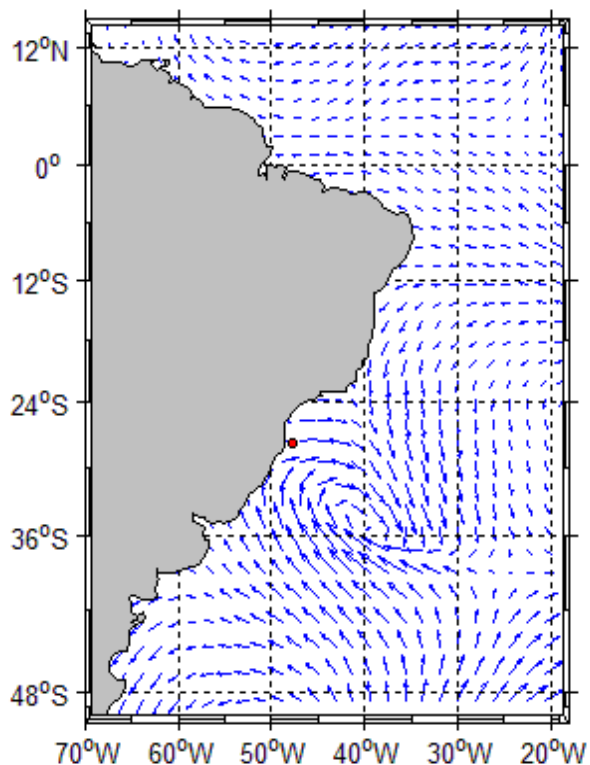


Figura 4.26: Média diária da direção e intensidade do vento em 12 de novembro de 2004

No dia 12 de novembro acontece a passagem do sistema frontal na região de estudo, onde são registrados ventos do quadrante sul, sudeste e, aparentemente, um ciclone extratropical. Nota-se também que os ventos desse quadrante atuam numa pista bastante extensa.

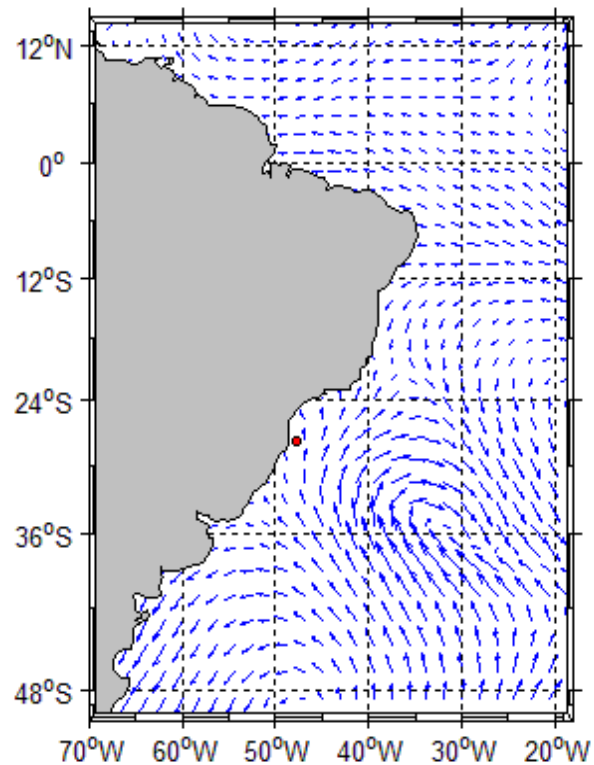


Figura 4.27: Média diária da direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004

No dia 13 de novembro, que registrou a maior onda extrema do período de estudo, tem-se a média diária de ventos soprando do quadrante sudeste, que continuam atuando numa extensão de pista considerável, o que faz supor a passagem de um swell na região.

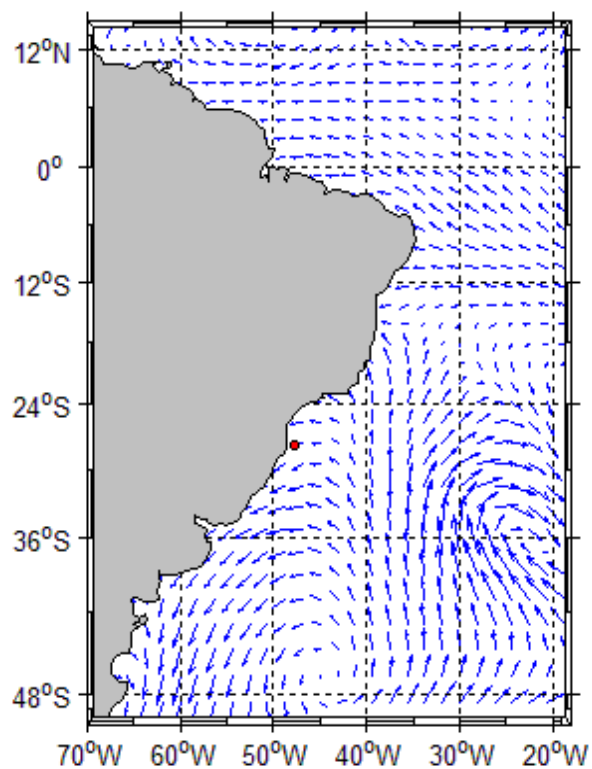


Figura 4.28: Média diária da direção e intensidade do vento em 14 de novembro de 2004

Já no dia 14 de novembro observa-se a virada do vento para o quadrante leste e, no dia 15 já são registrados, novamente, ventos do quadrante nordeste, indicando a dissipação do sistema frontal.

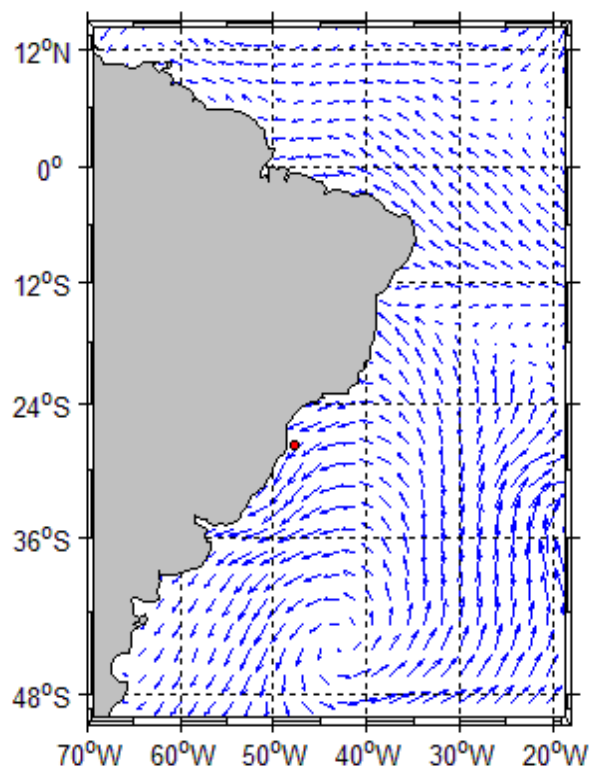


Figura 4.29: Média diária da direção e intensidade do vento em 15 de novembro de 2004

Esse quadro meteorológico também é descrito nos trabalhos de Pinho (2003) e Rodrigues et al. (2004), para região sul-sudeste do Atlântico Sul.

Com o objetivo de observar com mais detalhes o que ocorreu no dia 13 de novembro de 2004, nas Figuras 4.30, 4.31, 4.32 e 4.33 apresentam-se os quadros meteorológicos com a direção e intensidade dos ventos a cada 6 horas deste dia.

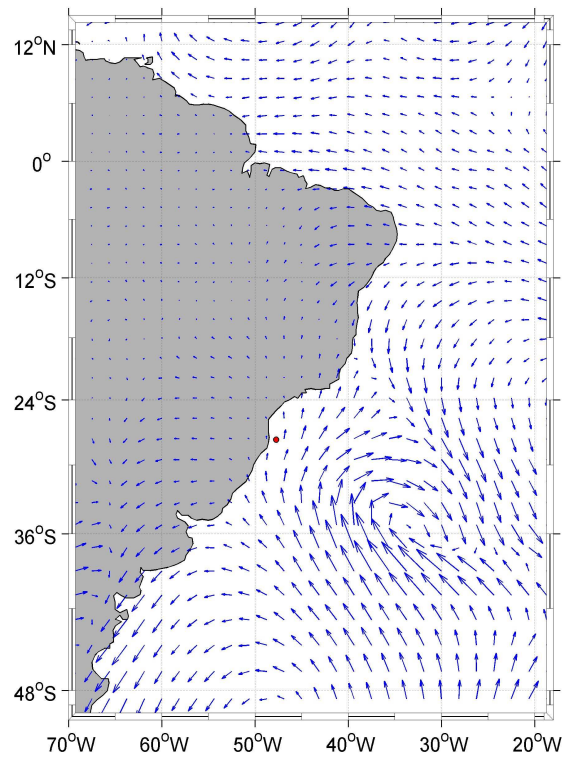


Figura 4.30: Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 6 horas da manhã

Às seis horas da manhã do dia 13 de novembro de 2004 nota-se uma longa pista de atuação de ventos do quadrante sul. A direção predominante do vento na região de estudo é de sudeste, onde essa situação permanece para a medição das 12 horas do dia 13 de novembro.

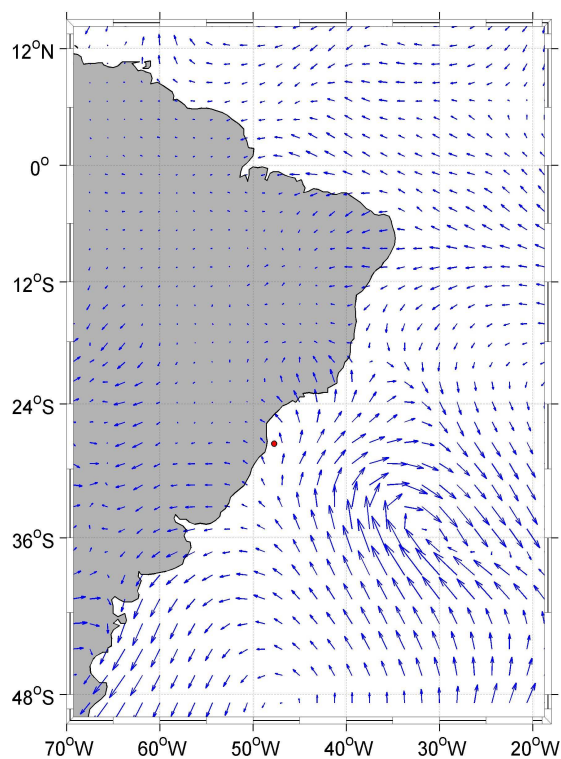


Figura 4.31: Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 12 horas

Às 18 horas do dia 13 de novembro pode-se perceber a tendência de o vento mudar para leste na área de estudo mas, a influência ainda continua de sudeste atuando em uma longa pista.

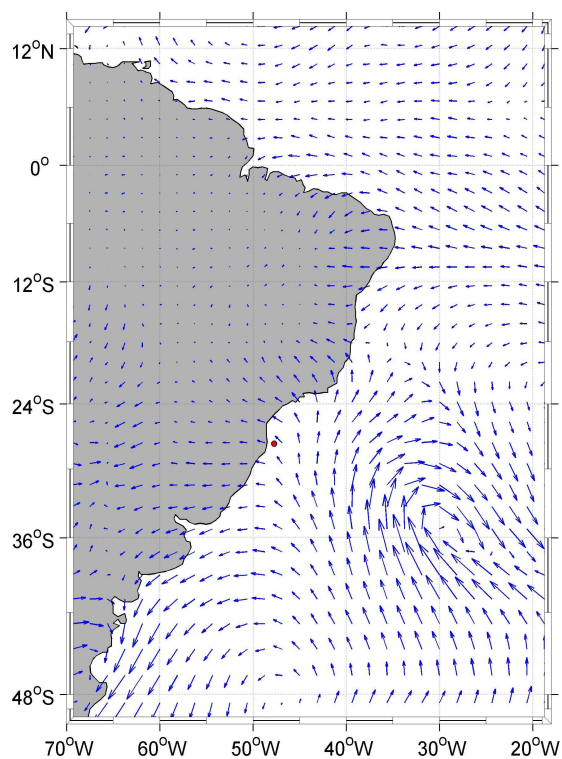


Figura 4.32: Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 às 18 horas

O quadro meteorológico da zero hora do dia 13, último do dia, é o quadro do horário mais próximo de medição da maior onda extrema, que ocorreu aproximadamente às 22:20, e aparece na Figura 4.33.

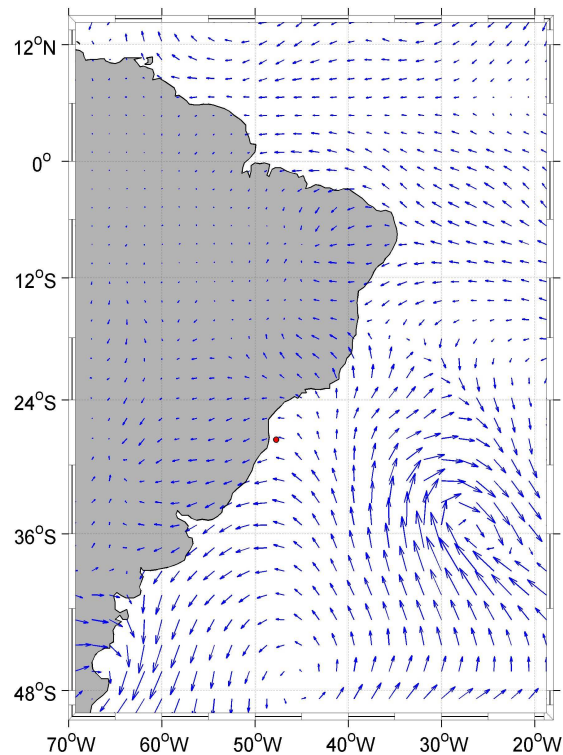


Figura 4.33: Direção e intensidade do vento em 13 de novembro de 2004 a meia noite

Nota-se que, para o último quadro meteorológico do dia, o vento já está incidindo de leste no ponto de medição das ondas mas, a pista onde o vento atua a dois dias, área de geração dessas ondas, continua de sudeste.

Como a média diária da direção e intensidade dos ventos em 14 de novembro de 2004 mostra a atuação de ventos de leste na área de estudo, acredita-se que a maior onda extrema registrada neste trabalho tenha ocorrido em um momento de mudança de quadro meteorológico, onde os ventos passavam de sudeste para leste.

4.4 Caracterização das ondas extremas

4.4.1 Empinamento e assimetria das ondas extremas

Nas Figuras 4.34, 4.35, 4.36 e 4.37 abaixo são feitas comparações entre diferentes coeficientes de *steepness* caracterizando a parte da frente e a parte de trás das ondas extremas encontradas no período de estudo. As linhas onde $S_d = S_u$, $S_f = S_b$, $S_{cf} = S_{cb}$ e $S_{tf} = S_{tb}$ também são plotadas.

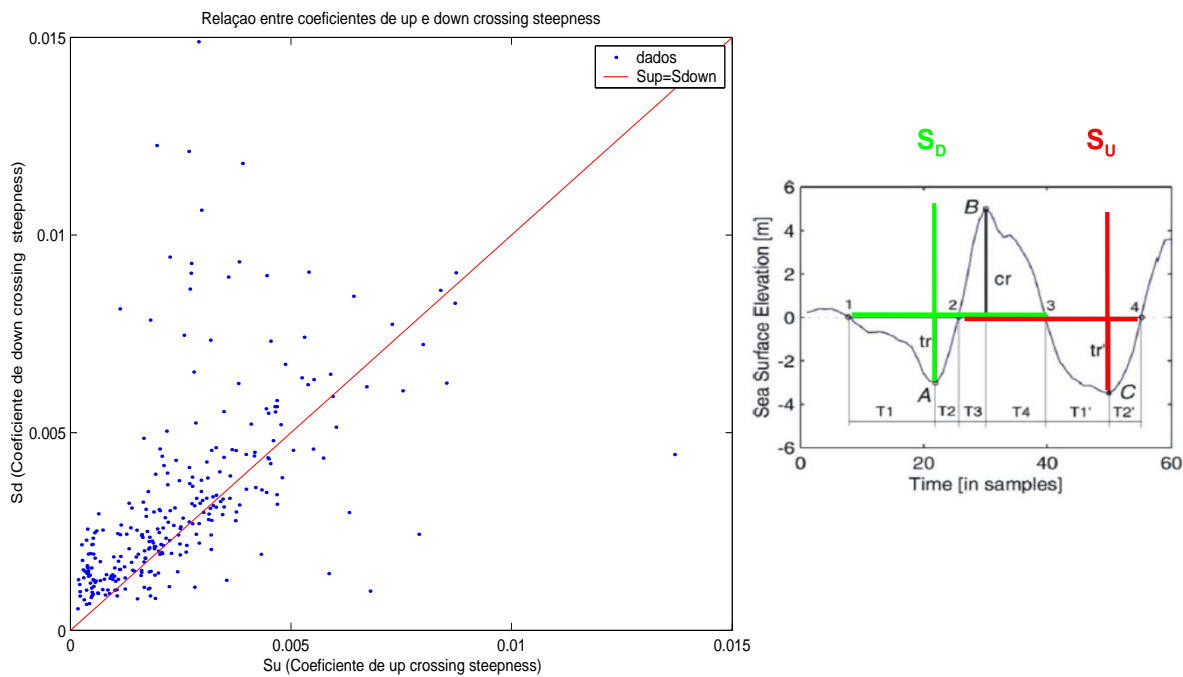


Figura 4.34: Comparação entre coeficientes de *up crossing* e *down crossing steepness* calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo

Para os coeficientes de *up crossing steepness* e *down crossing steepness* tem-se que em aproximadamente 73% dos casos os coeficientes de *down crossing steepness* são maiores que os coeficientes de *up crossing steepness*.

Para os coeficientes de *front steepness* e *back steepness* tem-se que em aproximadamente 64% dos casos os coeficientes de *front steepness* são maiores que os coeficientes de *back steepness*.

Para os coeficientes de *crest front steepness* e *crest back steepness* tem-se que em aproximadamente 56% dos casos os coeficientes de *crest front steepness* são maiores que os coeficientes de *crest back steepness*.

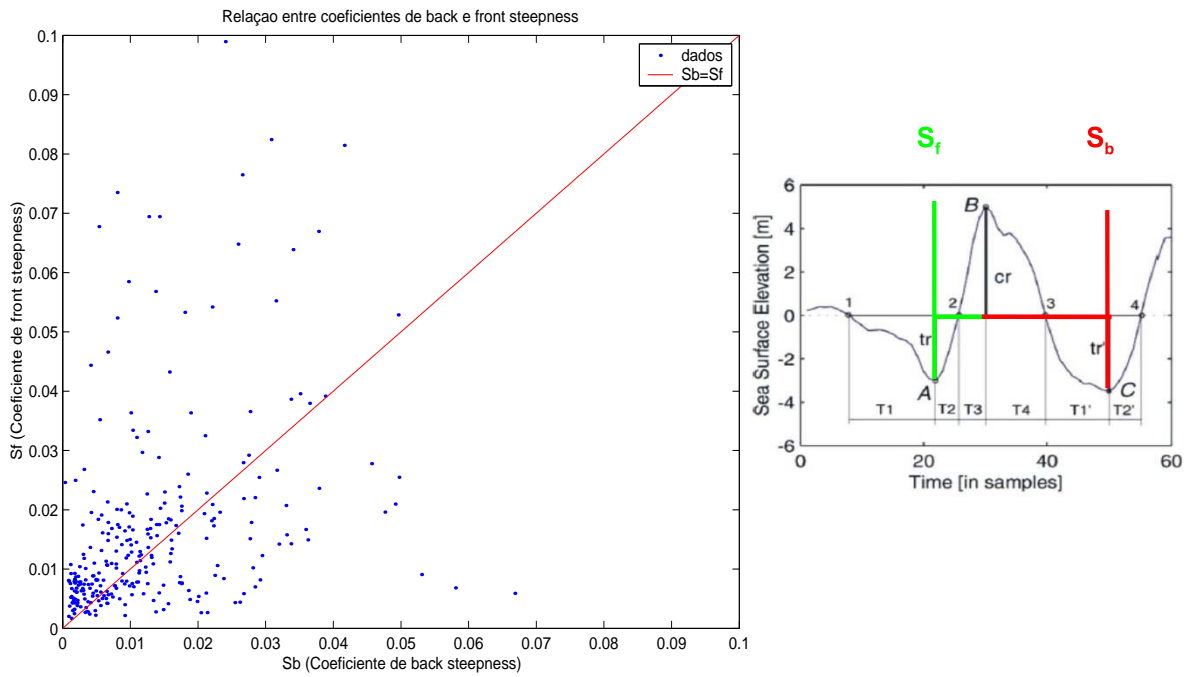


Figura 4.35: Comparação entre coeficientes de *back* e *front steepness* calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo

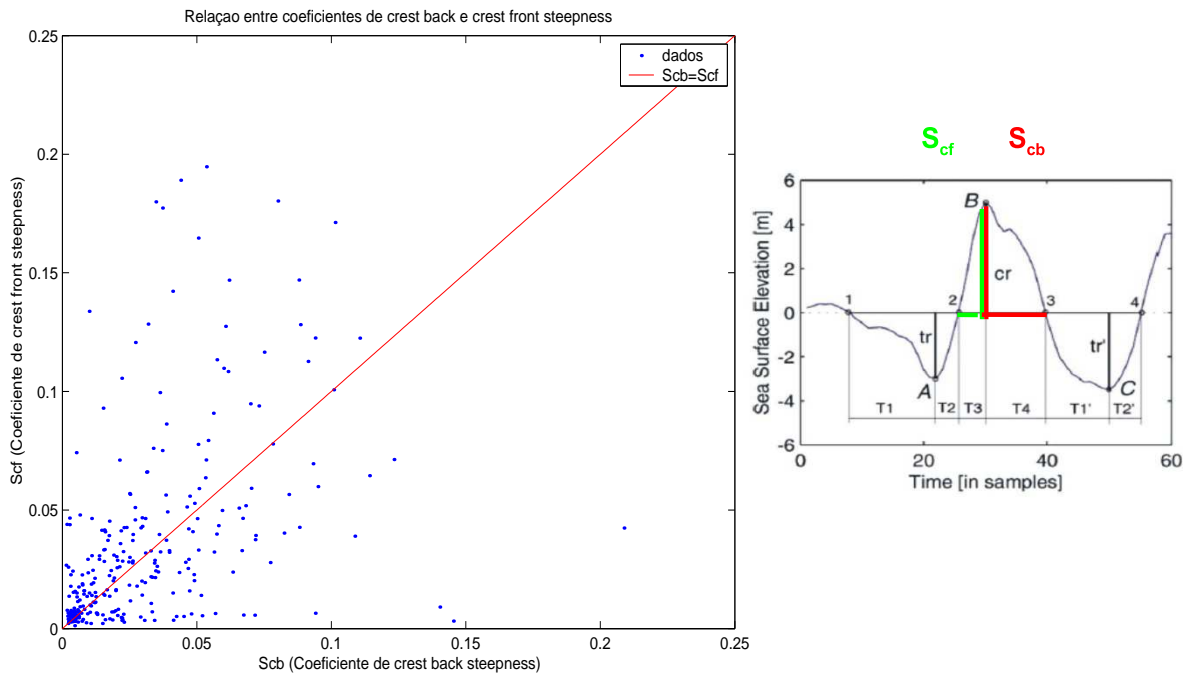


Figura 4.36: Comparação entre coeficientes de *crest back* e *crest front steepness* calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo

Para os coeficientes de *trough front steepness* e *trough back steepness* tem-se que em aproximadamente 61% dos casos os coeficientes de *trough front steepness*

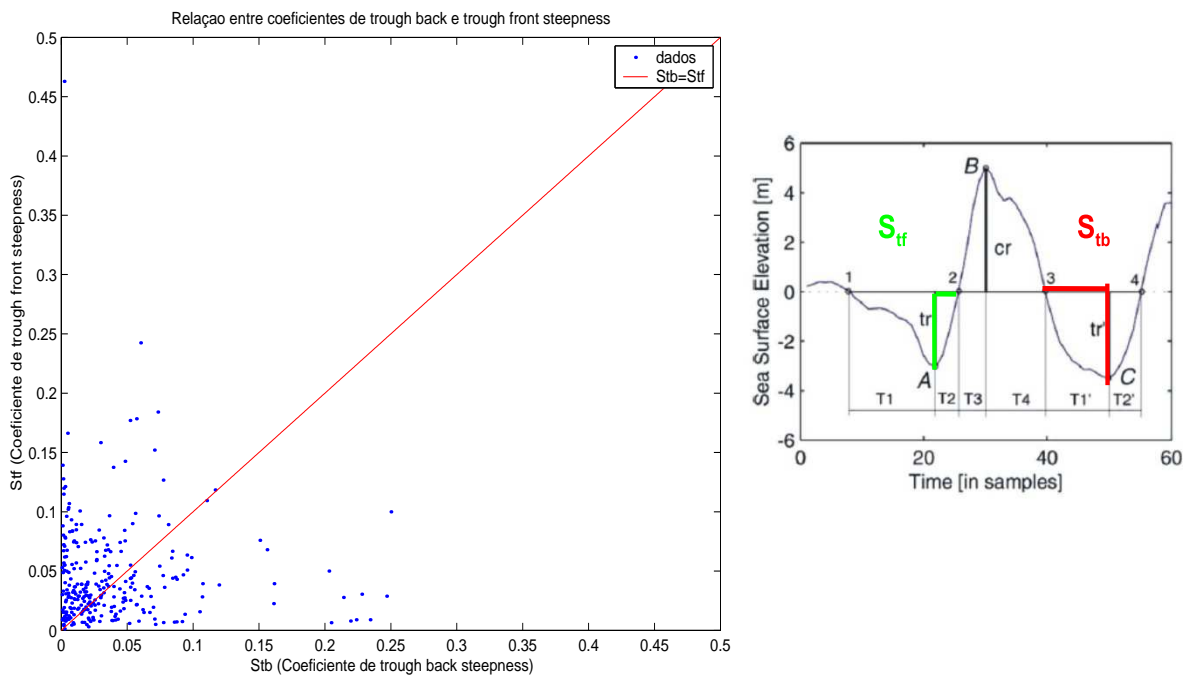


Figura 4.37: Comparação entre coeficientes de *trough back* e *trough front steepness* calculado para as ondas extremas encontradas no período de estudo

são maiores que os coeficientes de *trough back steepness*.

Através destes resultados pode-se notar que os coeficientes de *steepness* que caracterizam a parte da frente das ondas extremas são maiores que os coeficientes de *steepness* que caracterizam a parte de trás destas ondas, o que está em conformidade com os resultados obtidos por Guedes Soares et al.(2004a).

A onda com coeficiente de *trough front steepness* igual a 0,46 aconteceu no dia 23/03/2005 às 00:00:22. Essa onda tem 3,65 metros de altura, 6,56 segundos de período e aconteceu em um registro com 1,73 metros de altura significativa e, sendo assim tem índice de anormalidade igual a 2,10. As Figuras 4.38 e 4.39 mostram o registro onde esta onda foi identificada e a referida onda respectivamente.

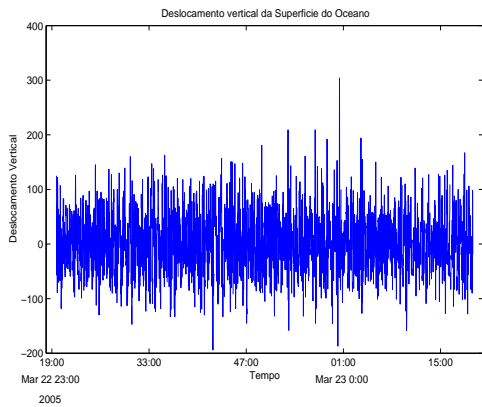


Figura 4.38: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 23/03/2005 onde foi encontrada a onda extrema

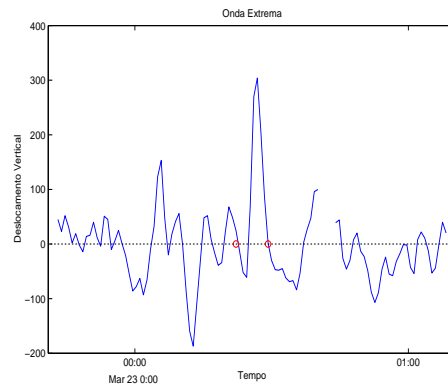


Figura 4.39: Plot focando a onda extrema encontrada pelo método *down crossing* em 23/03/2005 às 00:00:22

Na Figura 4.40 os resultados para assimetrias vertical e horizontal das ondas extremas encontradas são apresentados.

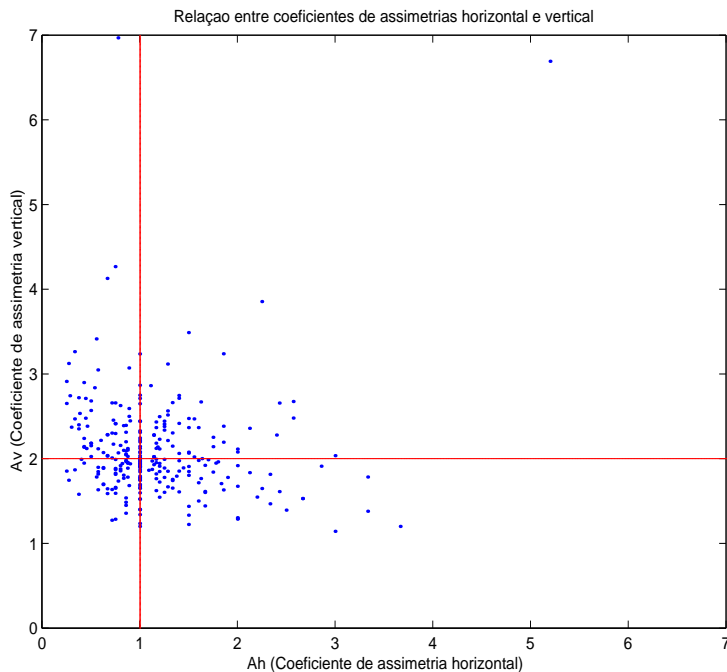
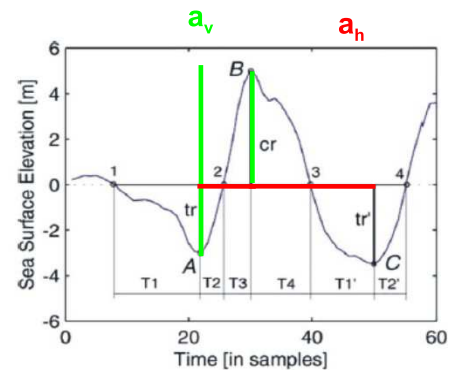


Figura 4.40: Comparação entre coeficientes assimetrias vertical e horizontal



A onda extrema com maior coeficiente de assimetria vertical, $a_v = 6,69$, e horizontal, $a_h = 5,19$ aparece na Figura 4.41. Esta onda aconteceu no dia 29/01/2005 às 3:50:37, tem uma altura de 3,68, período de 13,16 segundos e aconteceu num

registro onde a altura significativa medida foi de 1,63.

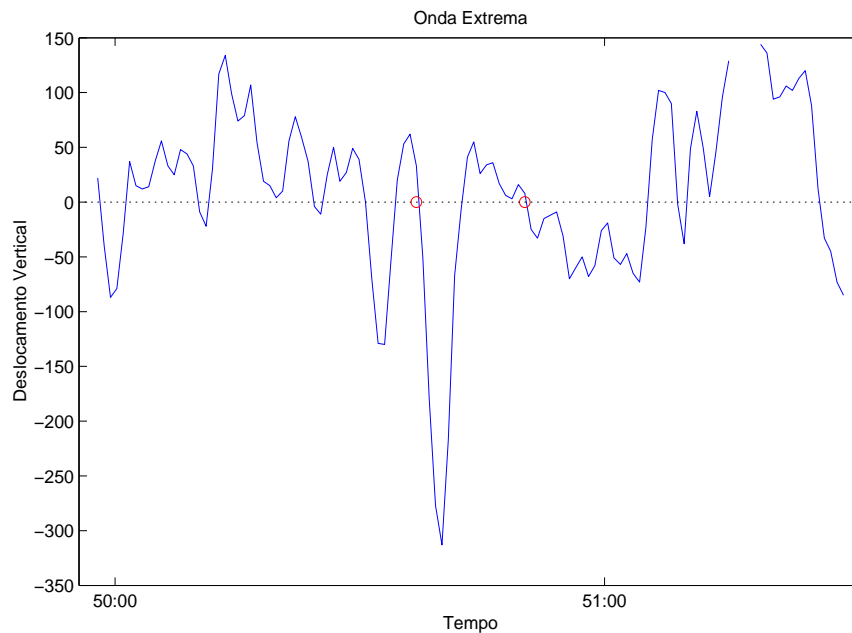


Figura 4.41: Onda com maior coeficiente de assimetria vertical e horizontal

Com relação aos coeficientes de assimetria vertical tem-se quase uma paridade quanto aos valores maiores que 2 (ondas com cavados maiores do que cristas) e menores do que 2 (ondas com cristas maiores do que cavados), onde observa-se os percentuais de aproximadamente 48% das ondas extremas identificadas com coeficientes de assimetria vertical maior do que 2 e aproximadamente 51% das ondas extremas com assimetria vertical menor do que 2. Já para os coeficientes de assimetria horizontal tem-se que aproximadamente 49% das ondas extremas identificadas apresentam este coeficiente maiores do que 1 (intervalo de tempo da crista para o cavado é maior) e aproximadamente 47% das ondas extremas identificadas apresentam este coeficiente menor do que 1 (intervalo de tempo do cavado para crista é maior).

A onda com coeficiente de assimetria vertical igual a 6,96 aconteceu no dia 03/07/2004 às 00:29:57. Essa onda tem 2,16 metros de altura, 14,06 segundos de período e aconteceu em um registro com 1,04 metros de altura significativa e, sendo assim tem índice de anormalidade igual a 2,05. As Figuras 4.42 e 4.43 mostram o registro onde esta onda foi identificada e a referida onda respectivamente.

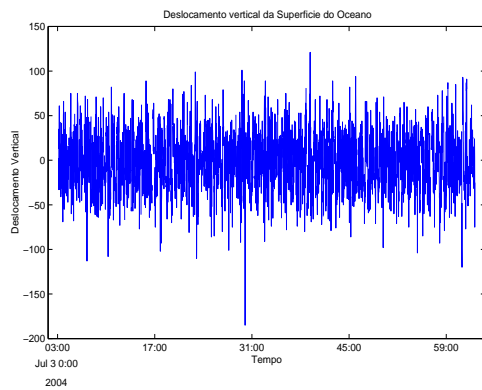


Figura 4.42: Deslocamento vertical da superfície do oceano do registro em 03/07/2004 onde foi encontrada a onda extrema

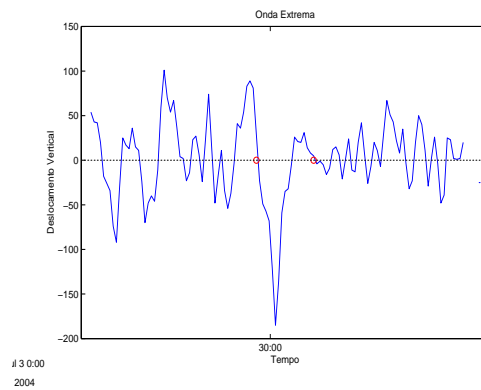


Figura 4.43: Plot focando a onda extrema encontrada pelo método *down crossing* em 03/07/2004 às 00:29:57

4.4.2 Estatística dos parâmetros de onda

A Tabela 4.10 apresenta os coeficientes de correlação entre alguns parâmetros definidos no capítulo 2, os coeficientes marcados apresentaram nível de significância de 95% . Todos esses parâmetros relatam características das ondas extremas individuais em cada registro, exceto a altura significativa que retrata uma característica de todas as ondas do registro.

Tabela 4.10: Coeficientes de correlação linear

	Hext	Hs	Cr	AI	Sd	Su	Sf	Sb	Scf	Scb	Stf	Stb	av	ah
Hext	1,00													
Hs	<u>0,98</u>	1,00												
Cr	<u>0,91</u>	<u>0,90</u>	1,00											
AI	-0,01	<u>-0,14</u>	-0,07	1,00										
Sd	<u>0,54</u>	<u>0,56</u>	<u>0,63</u>	<u>-0,14</u>	1,00									
Su	<u>0,57</u>	<u>0,58</u>	<u>0,59</u>	<u>-0,12</u>	<u>0,56</u>	1,00								
Sf	<u>0,50</u>	<u>0,51</u>	<u>0,62</u>	<u>-0,11</u>	<u>0,86</u>	<u>0,52</u>	1,00							
Sb	<u>0,49</u>	<u>0,49</u>	<u>0,50</u>	-0,10	<u>0,50</u>	<u>0,71</u>	<u>0,37</u>	1,00						
Scf	<u>0,45</u>	<u>0,46</u>	<u>0,58</u>	<u>-0,15</u>	<u>0,79</u>	<u>0,53</u>	<u>0,88</u>	<u>0,35</u>	1,00					
Scb	<u>0,47</u>	<u>0,47</u>	<u>0,53</u>	-0,06	<u>0,64</u>	<u>0,54</u>	<u>0,49</u>	<u>0,61</u>	<u>0,47</u>	1,00				
Stf	<u>0,22</u>	<u>0,21</u>	<u>0,32</u>	0,00	<u>0,43</u>	<u>0,11</u>	<u>0,56</u>	<u>0,12</u>	<u>0,29</u>	<u>0,21</u>	1,00			
Stb	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	<u>0,27</u>	0,00	<u>0,56</u>	0,00	<u>0,11</u>	-0,01	1,00		
av	<u>-0,21</u>	<u>-0,23</u>	<u>-0,51</u>	0,10	<u>-0,34</u>	<u>-0,28</u>	<u>-0,32</u>	<u>-0,22</u>	<u>-0,36</u>	<u>-0,29</u>	<u>-0,18</u>	-0,05	1,00	
ah	0,03	0,02	0,09	0,01	<u>0,28</u>	<u>-0,19</u>	<u>0,43</u>	<u>-0,39</u>	<u>0,36</u>	-0,04	<u>0,40</u>	<u>-0,42</u>	0,00	1,00
	Hext	Hs	Cr	AI	Sd	Su	Sf	Sb	Scf	Scb	Stf	Stb	av	ah

Deve-se notar que coeficientes de correlação relativamente altos indicam uma forte relação linear entre tais parâmetros. Nos casos onde o coeficiente de correlação é significativo, as relações estatísticas entre os parâmetros de onda são investigados através de regressão linear. Os coeficientes de *down crossing* e *up crossing steepness* tem maior correlação com os coeficientes de *front* e *back steepness* respectivamente. As Figuras 4.44 e 4.45 mostram os diagramas com aproximação linear entre esses parâmetros. As linhas pontilhadas indicam um intervalo de confiança de 99%, e o coeficiente de correlação aparece no gráfico no parâmetro r .

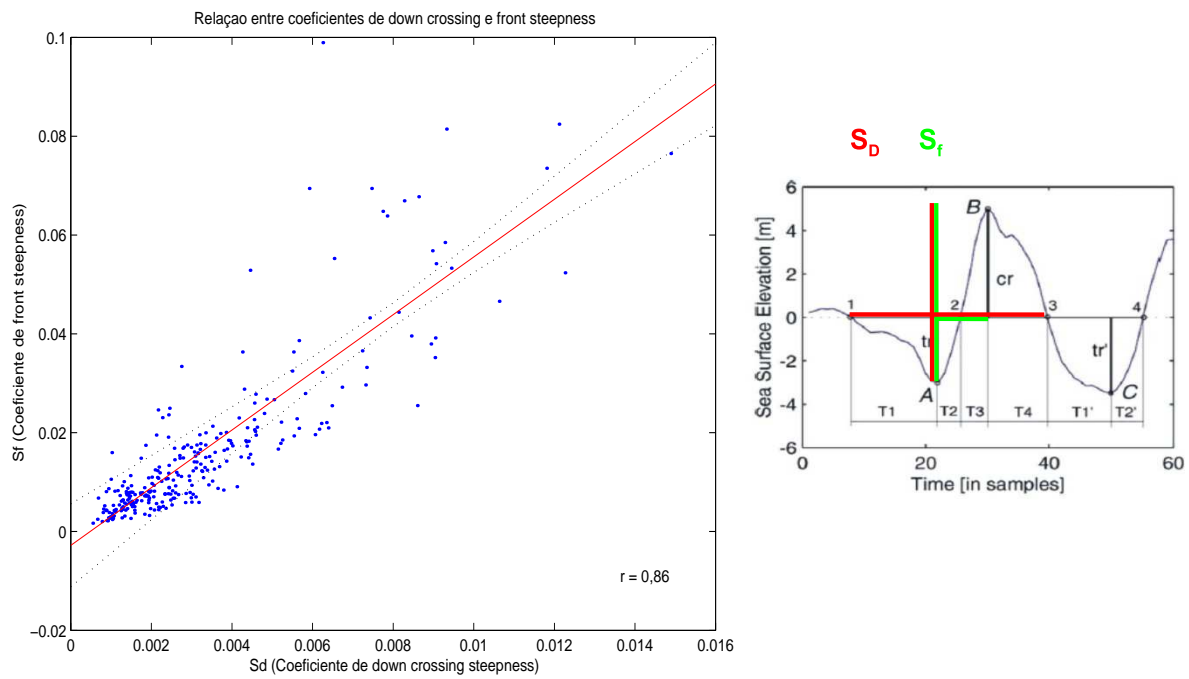


Figura 4.44: Aproximação linear entre os coeficientes de *front* e *down crossing steepness*

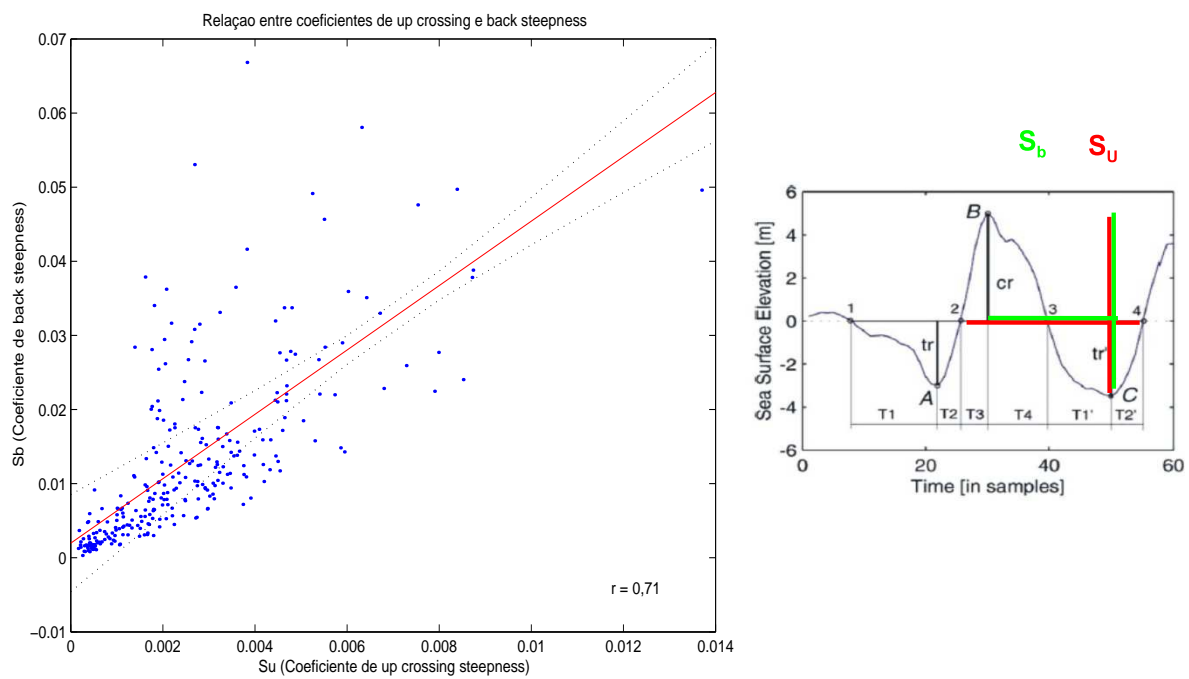


Figura 4.45: Aproximação linear entre os coeficientes de *back* e *up crossing steepness*

A assimetria vertical está associada com a diferença entre cristas e cavados nas ondas. Pode-se notar que o maior coeficiente de correlação deste parâmetro está associado com a crista portanto, é interessante observar como o coeficiente de assimetria vertical se relaciona com os coeficientes de *crest back* e *crest front steepness*, como é ilustrado nas Figuras 4.46 e 4.47.

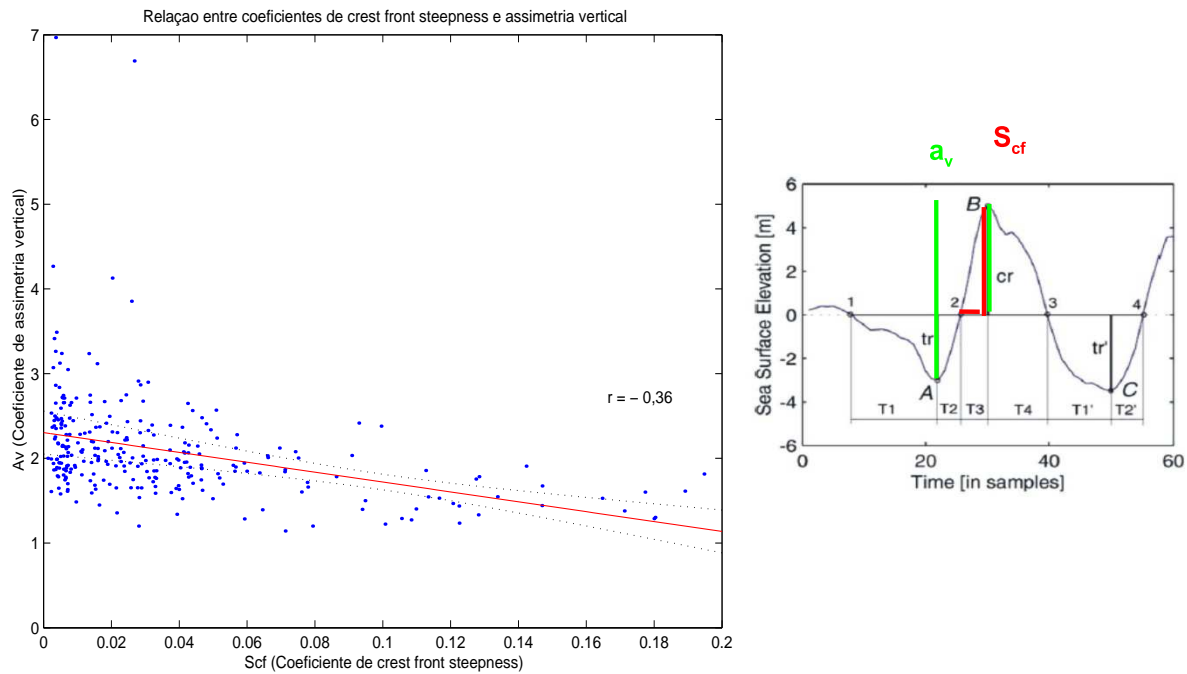


Figura 4.46: Aproximação linear entre os coeficientes de assimetria vertical e *crest front steepness*

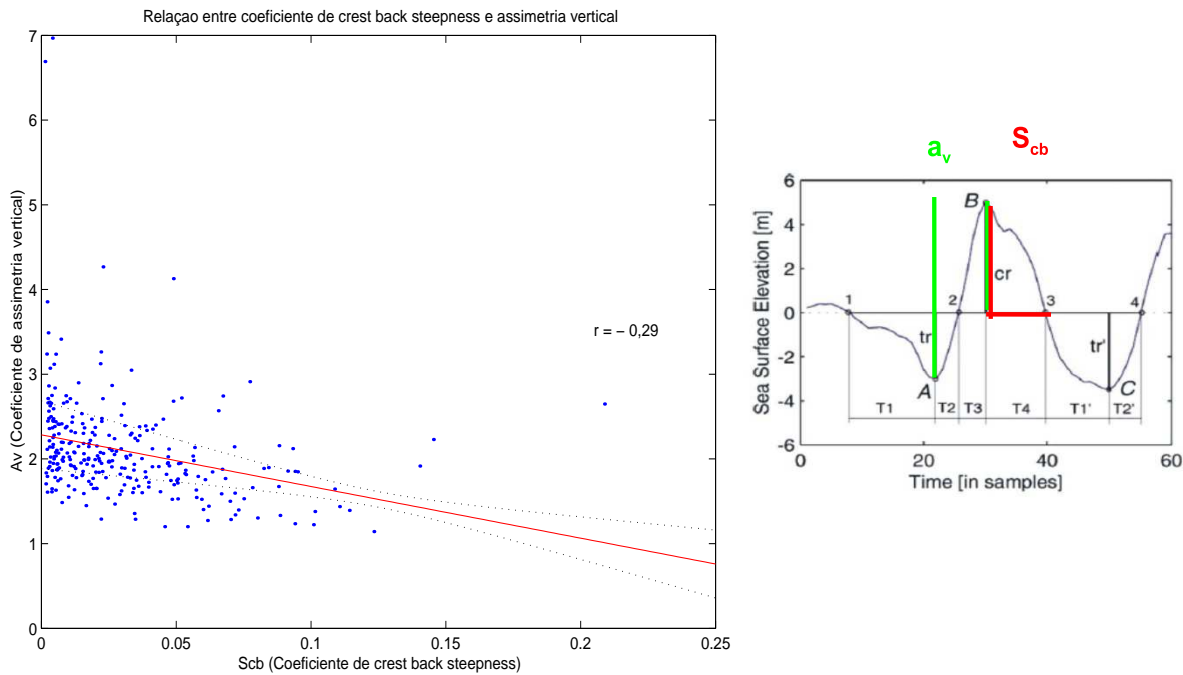


Figura 4.47: Aproximação linear entre os coeficientes de assimetria vertical e *crest back steepness*

Nota-se que as assimetrias verticais das ondas extremas apresentam correlação negativa com os coeficientes de *crest back* e *crest front steepness*, ou seja, quanto maior o coeficiente de assimetria vertical, menor serão os coeficientes de *crest back* e *crest front steepness*, e isso acontece não só com as ondas extremas identificadas neste trabalho, como também com as caracterizadas por Guedes Soares et al. (2004a).

Do ponto de vista de engenharia o perigo para estruturas *offshore* está mais associado com as cristas. Dessa forma, torna-se interessante observar as relações existentes entre cristas e coeficientes de *down crossing* e *up crossing steepness* de ondas extremas. As Figuras 4.48 e 4.49 ilustram essas relações.

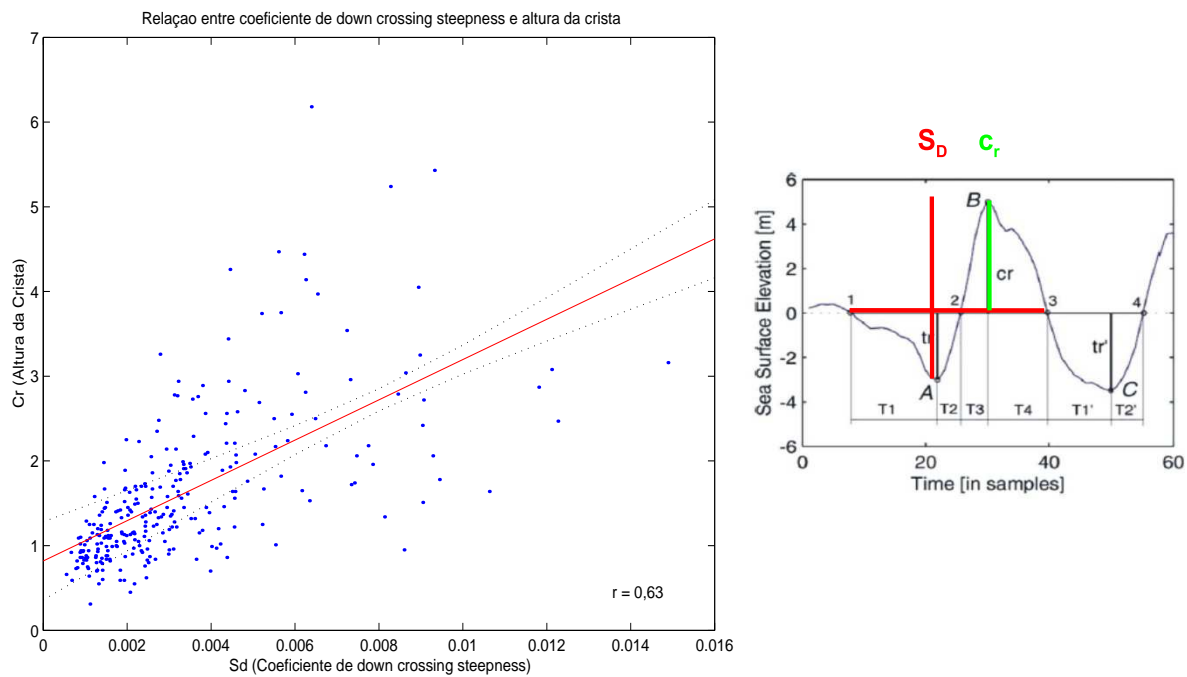


Figura 4.48: Aproximação linear entre cristas e coeficientes de *down crossing steepness*

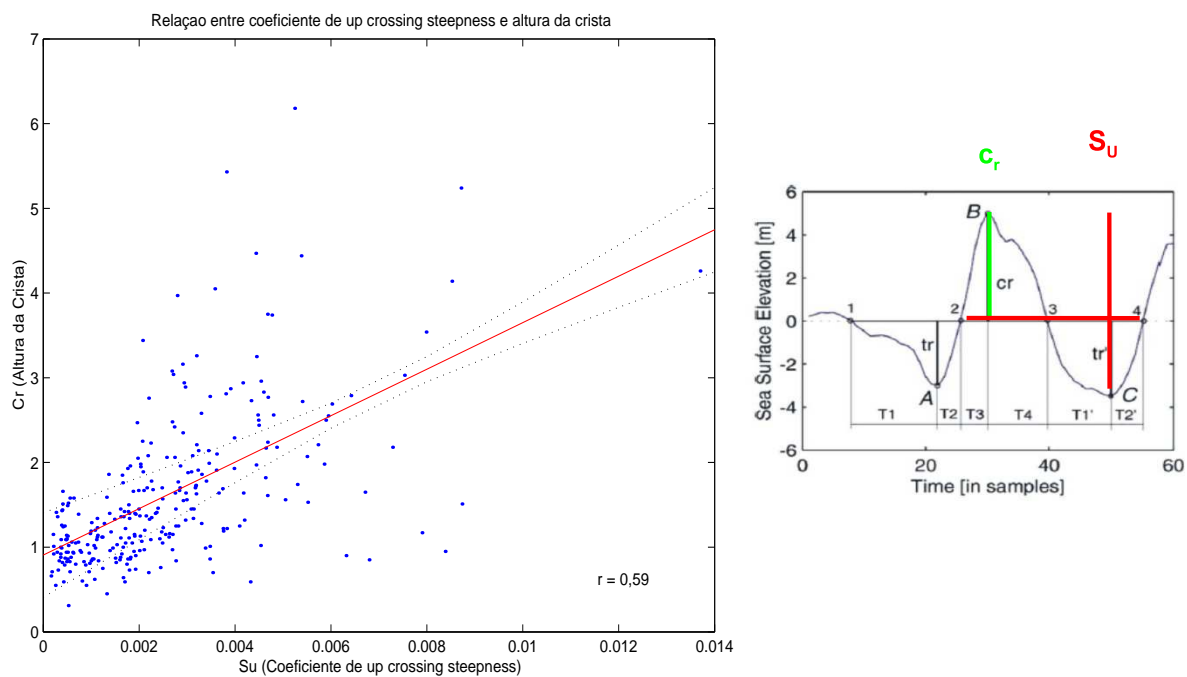


Figura 4.49: Aproximação linear entre cristas e coeficientes de *up crossing steepness*

Fica evidenciada a alta correlação entre a altura das cristas das ondas extremas e os coeficientes de *down crossing* e *up crossing steepness* dessas ondas, o

que acontece também no trabalho de Guedes Soares et al. (2004a).

A assimetria horizontal mostra alta correlação com os coeficientes de *back* e *front steepness* e essa relação se mostra nas Figuras 4.50 e 4.51.

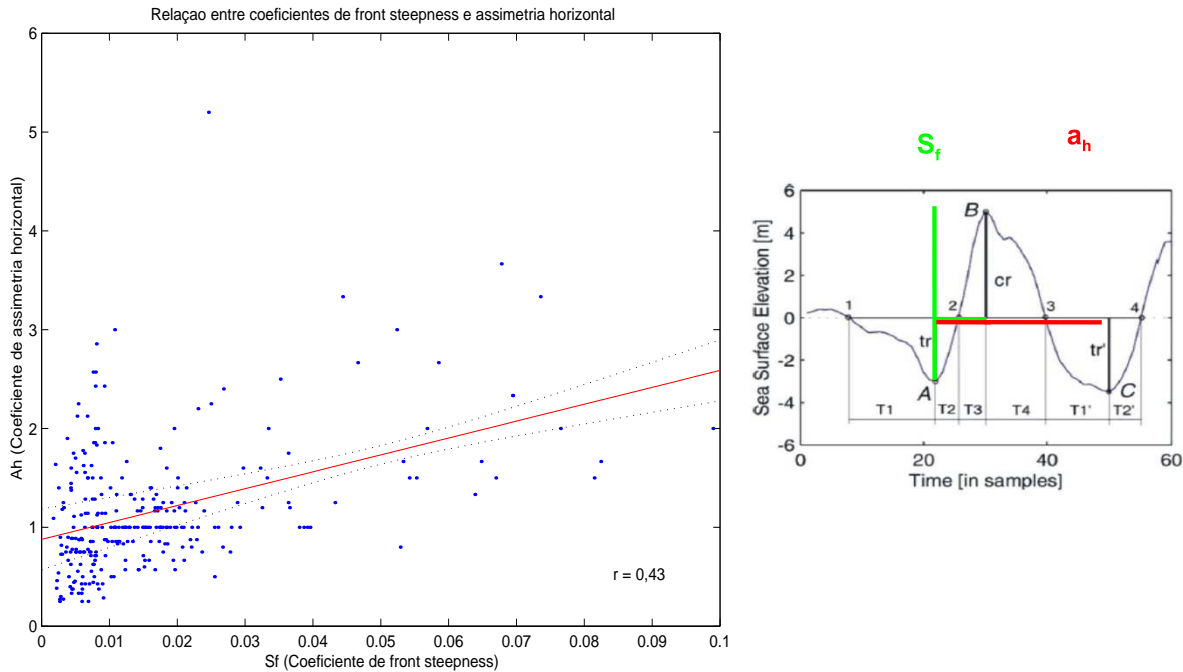


Figura 4.50: Aproximação linear entre assimetrias horizontais e coeficientes de *front steepness*

Os coeficientes de assimetria horizontal das ondas extremas identificadas apresentaram correlação positiva com os coeficientes de *front steepness* e negativas para os coeficientes de *back steepness*, e isto não ocorre somente em Santa Catarina mas também com as ondas extremas analisadas por Guedes Soares et al. (2004a) no Atlântico Norte, Pacífico Norte e Europa.

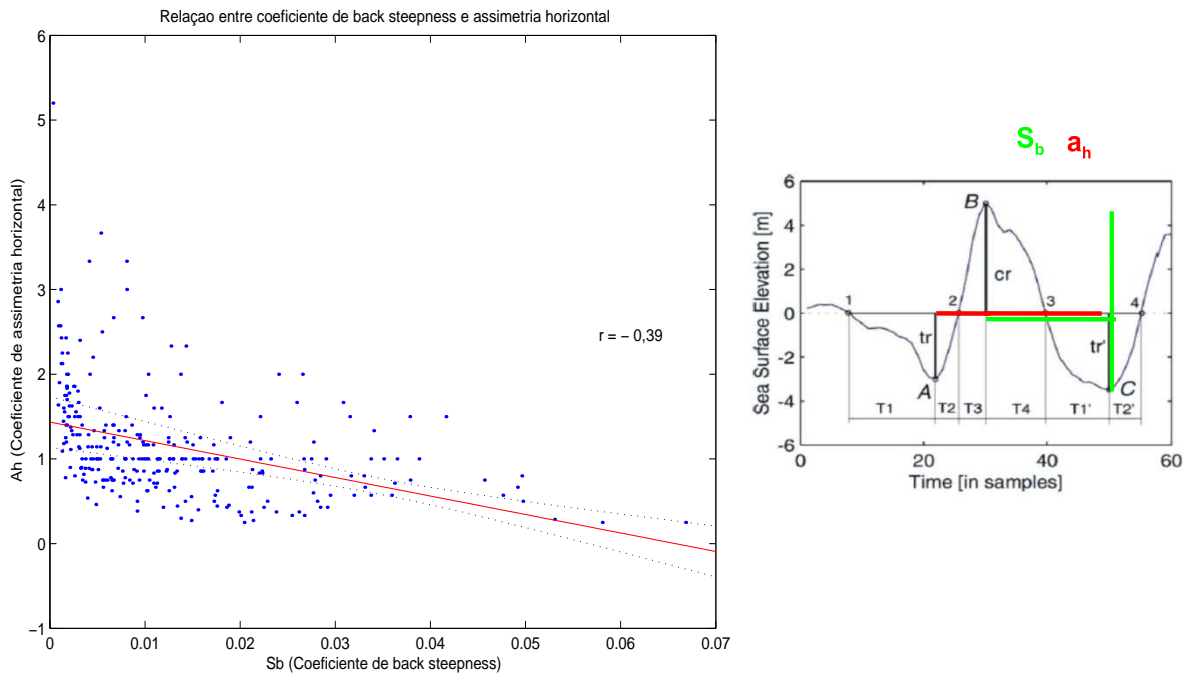


Figura 4.51: Aproximação linear entre assimetrias horizontais e coeficientes de *back steepness*

4.4.3 Influência da altura de onda significativa

A altura de onda significativa é a variável mais usada para caracterizar o grau de severidade do estado do mar. Dessa forma torna-se importante determinar como parâmetros geométricos de ondas extremas se relacionam com este. A maior correlação encontrada para altura significativa foi com o parâmetro crista da onda extrema. A aproximação linear entre esses parâmetros aparece na Figura 4.52. Dentre os coeficientes de *steepness* o que mostrou maior correlação com a altura significativa foi o coeficiente de *down crossing steepness*, onde a Figura 4.53 ilustra a aproximação linear entre esses parâmetros.

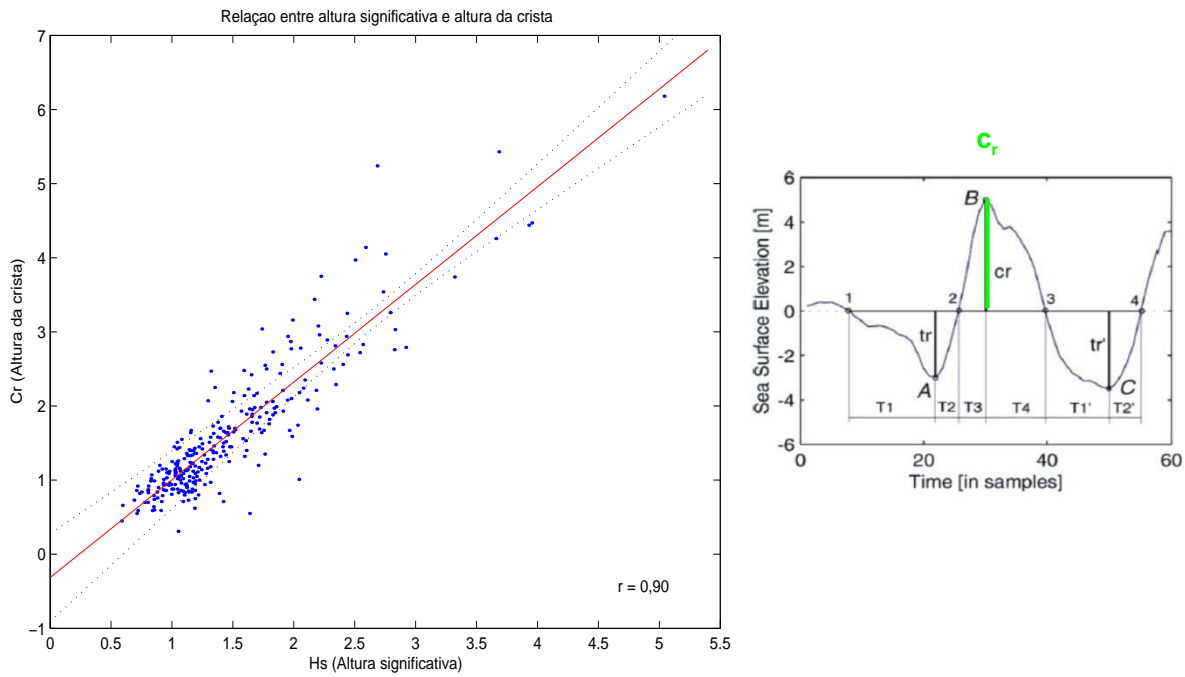


Figura 4.52: Aproximação linear entre alturas significativas e cristas de ondas extremas

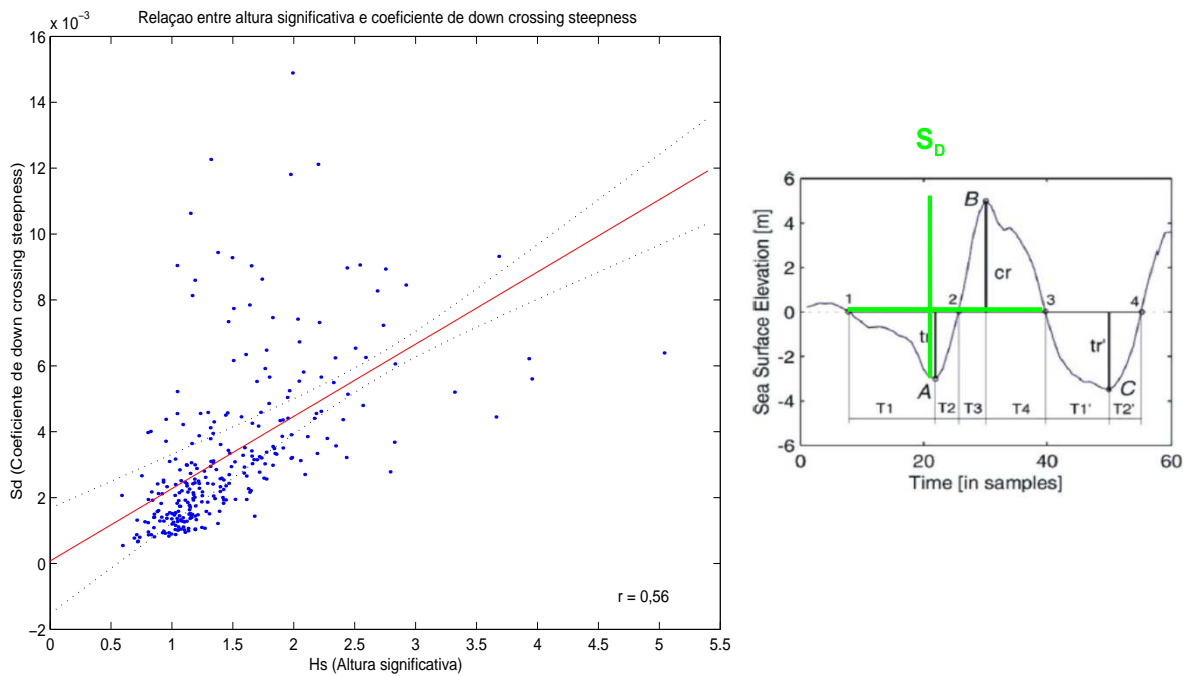


Figura 4.53: Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de *down crossing steepness* de ondas extremas

As relações entre altura significativa e os coeficientes de *front* e *crest front steepness* também foram observadas como pode-se verificar nas Figuras 4.54 e 4.55

respectivamente.

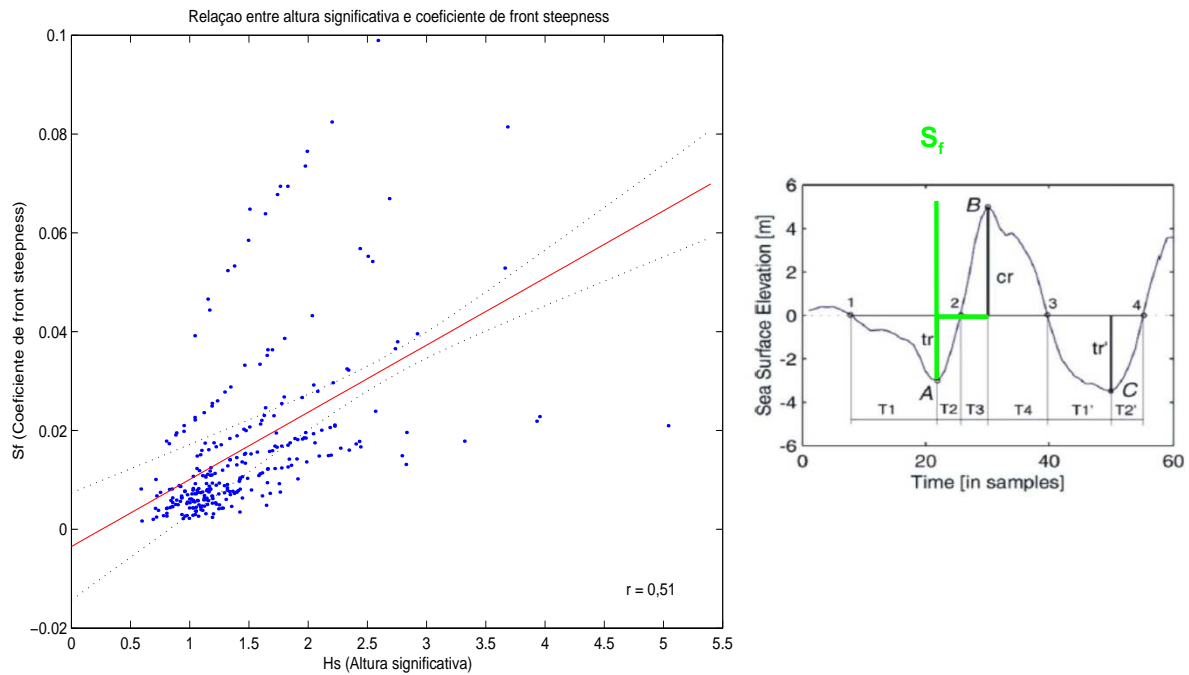


Figura 4.54: Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de *front steepness* de ondas extremas

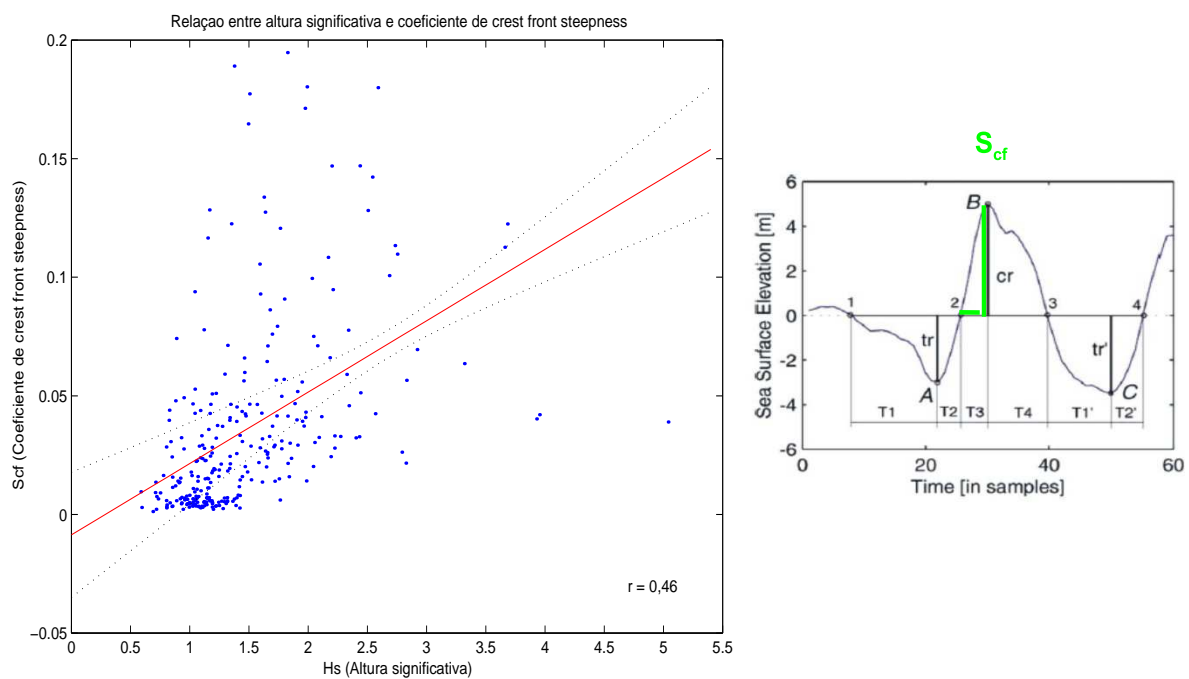


Figura 4.55: Aproximação linear entre alturas significativas e coeficientes de *crest front steepness* de ondas extremas

Nota-se que a altura significativa de um registro que identifica ondas extremas tem alta correlação positiva com a altura da crista destas ondas e, além disso, percebe-se uma forte correlação entre altura significativa e os coeficientes de *steepness* que caracterizam a parte da frente das ondas extremas, o que está condizente com o identificado por Guedes Soares et al.(2004a).

Capítulo 5

Conclusões

Registros da agitação marítima coletados ao largo de SC durante o Programa de Informação Costeira no período que se estende de 11/05/2004 à 07/05/2005 foram usados para investigar a aplicabilidade da distribuição de Rayleigh para descrever estatisticamente as alturas de ondas individuais no oceano bem como para identificar e caracterizar segundo parâmetros de empinamento e assimetria as ondas extremas. Ainda, as tendências de correlação entre características individuais e características médias de ondas extremas são identificadas.

Os resultados dessa análise mostraram que a função de densidade de probabilidade (PDF) de Rayleigh parece ajustar-se bem ao histograma de alturas definidas pelo método de definição de ondas individuais *down crossing* tanto para registros com uma hora de medições contínuas no tempo como para registros com 20 minutos de medições contínuas no tempo. O ajuste na cauda da PDF parece ser menos satisfatório que no restante. A relação entre altura significativa e altura média, bem como altura um décimo e altura média prevista pela teoria apresentou boa concordância com a observada em campo em ambos os casos.

O uso da teoria de Rayleigh para ondas extremas definidas como ondas com altura maior que 2,0 vezes a altura significativa mostrou que (no caso de SC) a teoria tende a superestimar a probabilidade de ocorrência dessas ondas. Este resultado está em contradição com o encontrado em outros locais e merece uma análise mais cuidadosa. Mesmo assim, a teoria foi capaz de prever com um erro de aproximadamente 3% o valor da maior altura relativa $\left(\frac{H_{ext}}{H_s}\right)$ de onda esperada para o total

de ondas individuais observado.

A quantidade de ondas extremas identificadas varia dependendo de qual método de definição de ondas individuais é adotado, *up crossing* ou *down crossing*. Porém, a maior onda extrema registrada no período de estudo foi identificada por ambos os métodos. Ao observar os quadros meteorológicos de dois dias antes até dois dias depois daquele que registrou a maior onda extrema, notou-se que havia uma grande pista onde atuavam ventos de sudeste a quase dois dias, configurando assim um estado de swell e ainda, acredita-se que esta onda aconteceu em um momento de transição de quadro meteorológico, onde os ventos passavam de sudeste para leste.

O número de ondas extremas identificadas também é sensível à duração do registro amostral, e isso foi observado para registros com de 20, 30, 40,...até 360 minutos de período amostral. O maior número de ondas extremas identificadas garantindo-se a estacionariedade dos dados ocorre com registros amostrais de 60 minutos, o qual identifica aproximadamente 13% mais ondas extremas do que registros amostrais com 20 minutos de medições contínuas no tempo.

Considerando registros de 60 minutos de medições contínuas no tempo, aproximadamente 0,017% das ondas identificadas pelo método de definição *down crossing* foram consideradas como ondas extremas e, como de uma maneira geral observa-se que os coeficientes que caracterizam a parte da frente da onda são maiores que os coeficientes que caracterizam a parte de trás das mesmas, ou seja, os coeficientes de *down crossing steepness* são maiores que os de *up crossing steepness*, os coeficientes de *front steepness* são maiores que os coeficientes de *back steepness*, os coeficientes de *crest front steepness* são maiores que os de *crest back steepness* e os coeficientes de *trough front steepness* são maiores que os de *trough back steepness*, conclui-se então que essas ondas geralmente são assimétricas e inclinadas para frente.

Os coeficientes de *front steepness* se correlacionam com os coeficientes de *down crossing steepness*, os coeficientes de *back steepness* se correlacionam com coeficientes *up crossing steepness* e ainda existe uma correlação relativamente alta entre os coeficientes de *down crossing* e *up crossing steepness* com as cristas das ondas extremas.

Observa-se uma tendência de a altura da crista e os coeficientes de *crest back*

e *crest front steepness* terem alta correlação com o coeficiente de assimetria vertical. Já com relação a assimetria horizontal das ondas extremas vê-se maior correlação com os coeficientes de *front* e *back steepness*, bem como com os coeficientes de *trough front* e *trough back steepness*.

Para o caso de Santa Catarina aproximadamente 27,45% das ondas extremas apresentam coeficientes de assimetrias horizontal maior do que um e vertical menor do que dois, o que se reflete em ondas onde as cristas são maiores do que os cavados e os períodos da parte de trás das ondas são maiores que os períodos da parte da frente. Ondas extremas onde os cavados são maiores do que as cristas e o período da parte da frente da onda é maior do que o período da parte de trás, ou seja, coeficientes de assimetrias horizontal menor do que um e vertical maior do que dois, aparecem em 26,14% das identificadas. Sendo assim, não foi encontrada nenhuma tendência de as ondas extremas identificadas ao largo de Santa Catarina terem cavados maiores do que cristas ou vice e versa.

Uma continuação natural para este estudo seria com relação análise espectral bem como a análise dos quadros meteorológicos dos dados onde ondas extremas foram identificadas. Ainda é interessante que se observe a relação entre os parâmetros de empinamento e assimetria utilizados neste trabalho com estatísticas que caracterizem as não linearidades de um estado de mar, como *skewness* e *kurtosis*.

Referências Bibliográficas

- [1] ARAÚJO, C.E.; FRANCO, D.; MELO F^o, Eloi; PIMENTA,F.M.; *Wave regime characteristics of the Southern Brazilian Coast*, Proceedings of the Sixth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VI, Colombo, Sri Lanka, Paper No. 097; pp 15, 2003 (publicado em CD, sem paginação), 2003. Disponível em:[http : //www.lahimar.ufsc.br/dpwnloads/anais/copedec2003_1.pdf](http://www.lahimar.ufsc.br/dpwnloads/anais/copedec2003_1.pdf)
- [2] BLAKE, I.F.; *An Introduction to Applied Probability*,Wiley and Sons, 1979.
- [3] CARDOSO Jr., H.G.; *Análise Bivariada de Extremos de Onda e de Vento na Bacia de Campos (Rio de Janeiro)*, Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Rio de Janeiro, 2004.
- [4] CHERNEVA, Z.; PETROVA, P.; ANDREEVA, C.; GUEDES SOARES, C.; *Probability distributions of peaks, troughs and heights of wind waves measured in the black sea coastal zone*, Coastal Engineering 52: 599-615, 2005.
- [5] CLAUSS, G.; *Dramas of the sea: episodic waves and their impact on offshore structures*, Appl. Ocean Res., 24, 147-161, 2004.
- [6] CRESPO, A.A.; *Estatística Fácil*, 16 Edição, Editora Saraiva, 1998.
- [7] DEAN, R.G.; DALRYMPLE, R. A. *Water wave mechanics for engineers and scientists*, World Scientific, v. 2 of Advanced Series on Ocean Engineering,1984.
- [8] DEAN, R.G.; *Freak waves: a possible explanation*, Water Wave kinematics, Torum, A. and Gudmestad, O.T. (Eds), Kluwer Academic Publishers; Norwell, Mass, pp. 609-612, 1990.

- [9] DIDENKULOVA, I.I.; SLUNYAEV, A.V.; PELINOVSKY, E.N.; KHARIF, AND C.; *Freak waves in 2005*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 6, 1007-1015, 2006.
- [10] GUEDES SOARES, C.; ANTÃO, E.M.; *Comparison of the Characteristics of Abnormal Waves on the North Sea and Gulf of Mexico*, Rogue Waves 2004, M. Olagon e M. Prevosto (Eds.), brest-France.
- [11] GUEDES SOARES, C.; CHERNEVA, Z.; ANTÃO, E.M.; *Steepness and asymmetry of the largest waves in storm sea states*, Ocean Engineering 31: 1147-1167, 2004a.
- [12] GUEDES SOARES, C.; CHERNEVA, Z.; ANTÃO, E.M.; *Abnormal waves during Hurricane Camille*, Journal of Geophysical Research, vol.109, 2004b.
- [13] GODA, Y.; *Random seas and design of marine structures*, 1.ed., University of Tokyo Press, 1985
- [14] GUIMARÃES, R.A.; *Introdução a Teoria da Probabilidade*, Monografia - Universidade Estadual do Paraíba, Campina Grande, 2004.
- [15] KHARIF, C.; PELINOVSKY, E.; *Physical mechanisms of the rogue wave phenomenon*, European Journal of Mechanics B/Fluids, pp. 603-634, 2003. Disponível em www.sciencedirect.com
- [16] LIU, P.C.; PINHO, U.F. *Freak Waves - more frequent than rare*, Annales Geophysicae, 22: 1839-1842, 2004.
- [17] LONGUET-HIGGINS, M. S.; *On the statistical distribution of the heights of sea waves*, Journal of Marine Research, v. 11, p. 245-266, 1952.
- [18] MASSEL, R.S.; *Ocean surface waves: their physics and prediction*, Advanced Series on Ocean Engineering, Volume 11, 1996.
- [19] MELO Fº, E.; *Programa de Informação Costeira on line: Um balanço dos primeiros dois anos de funcionamento*, Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, FURG, Rio Grande, pp 25,

- 2004 (Publicado em CD, sem paginação).Disponível em *http* :
//www.lahimar.ufsc.br/downloads/anais/SMG_PIC.pdf
- [20] MELO F^o, E.; *PIC - M.AGO: Programa de Informação Costeiras Manutenção.Análise de registros de onda*, Relatório Final Parte 2.
- [21] MELO F^o, E.; ALVES, J.H.G.M.; *Nota sobre a chegada dispersiva de ondulações lonínquas à costa brasileira*, Anais do X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Gramado, RS, pp 362-369, Vol. 5, 1993.
- [22] MELO F^o, E.; STRAIOTO, K.M.G.T.; FRANCO, D.; ROMEU, M.A.; *Distribuição estatística de alturas de ondas individuais em Santa Catarina: resultados preliminares*, II Semminário e Workshop em Engenharia Oceânica, novembro de 2006, FURG, Rio Grande, pp 14, publicado em CD sem paginação, disponível em: *http* :
//www.lahimar.ufsc.br/downloads/anais/Distr.%20Alturas%20Onda.pdf
- [23] MORETTIN, L.G.; *Estatística Básica - Probabilidade*,Volume I, São Paulo, Makron Books, 1999.
- [24] MORI, N.; JANSSEN, P.A.E.M.; ONORATO, M. *Freak wave prediction from spectra*, 2007, disponível em:
http://www.waveworkshop.org/10thwaves/ProgramFrameset.htm.
- [25] MYRHAUG, D.; KJELDSSEN, S.; *Steepness and asymmetry of extreme waves and the highest waves in deep water*, Ocean Eng. 13 (6), 549-568, 1986.
- [26] NIEDZWECKI, J.M.; LINDT, J.W. VAN DE; SANDT, E.W.; *Characterizing random wave surface elevation data*, Ocean Eng. 26, 401-430, 1999.
- [27] OCHI, M. K.; *Ocean waves*, Second edition. ed. The Edinburg Building, Cambridge, CB2 2RU, United Kingdom: Cambridge, 1998. v. 1 of Cambridge Ocean Technology Series:6.
- [28] OCHI, M. K.; *Stochastic Analysis and Probabilistic Prediction of Random Seas*, v. 13 of Advanced in Hydrosience, 1982 .

- [29] *Operation and service manual for "DIRECTIONAL WAVERIDER" MARK II,*(from serial no. 30302 and including no. 30293), 1999.
- [30] PINHO, U.F.; *Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos (Rio de Janeiro)*, Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Rio de Janeiro, 2003.
- [31] RODRIGUES, M.L.G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S.; *Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina*, Revista Brasileira de Geofísica, 22(2):135-151, 2004.
- [32] ROMEO, M.A.; *Verificação da Distribuição de Rayleigh para registros de ondas em São Francisco do Sul SC*, painel apresentado no III Seminário sobre ondas, marés e engenharia oceânica, Arraial do Cabo, RJ, 1999.
- [33] STANSELL, P.; *Distribution of freak waves height in the North Sea*, Scholl of Phisics, The University of Endiburg, UK, 2004.
- [34] STANSELL, P.; *Distribution of Extreme Waves, crest and trough heights measured in the North Sea*, Ocean Engineering 32:1015-1036,2005.
- [35] STRAIOTO, K.M.G.T.; *Estudo estatístico das alturas de ondas ao largo da ilha de Santa Catarina*, Trabalho de Conclusão de Curso, Depto. de Matemática, Universidade Federal de Santa Catarina, 2006. Disponível em <http://www.lahimar.ufsc.br/downloads/trabalhos/Karla.pdf>
- [36] TOMITA, H.; KAWAMURA, T.; *Statistical analysis and inference from the in-situ data of the Sea of Japan whit reference to abnormal and/or freak waves*, Proceedings of the 10th ISOPE Conference, Seattle, USA, pp.116-122, 2000.
- [37] UNESCO, IOC-ICSU.; *Manual of quality control procedures for validation of oceanographic data*, Manuals and Guides n° 26, 1993.
- [38] *WAFO - A Matlab Toolbox for Analysis of Random Waves and Loads*, The WAFO group Tutorial, Lund Institute of Technology, Centre of Mathematical Sciences, Mathematical Statistics, August 2000, versin 2.0.02.

- [39] WONNACOTT, T.H.; WONNACOTT, R.H.; *Introdução à estatística*, tradução de Alfredo Alves de Farias, Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1980.