



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.18.02-TDI

PROJEÇÕES FUTURAS DAS ONDAS DE GRAVIDADE DA SUPERFÍCIE DOS OCEANOS PARA A AMÉRICA DO SUL

André Lanfer Marquez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Paulo Nobre, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L793GE>>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.18.02-TDI

PROJEÇÕES FUTURAS DAS ONDAS DE GRAVIDADE DA SUPERFÍCIE DOS OCEANOS PARA A AMÉRICA DO SUL

André Lanfer Marquez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Paulo Nobre, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L793GE>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Marquez, André Lanfer.

M348p Projeções futuras das ondas de gravidade da superfície dos oceanos para a América do Sul / André Lanfer Marquez. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxvi + 100 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.18.02-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. Paulo Nobre.

1. Wave watch III. 2. CMIP5. 3. projeções futuras. 4. Regime médio. 5. Regime extremo. I.Título.

CDU 551.511.31(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **André Lanfer Marquez**

Título: " PROJEÇÕES FUTURAS DAS ONDAS DE GRAVIDADE DA SUPERFÍCIE DOS OCEANOS PARA A AMÉRICA DO SUL"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. **Silvio Nilo Figueroa Rivero**



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Paulo Nobre**



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Emanuel Giarolla**



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. **Ricardo de Camargo**



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. **Edmo José Dias Campos**



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

majoria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de Fevereiro de 2016

"...se ao invés de um gigantesco e único navio, cada criança e adolescente navegasse pelo oceano do conhecimento humano dentro do seu próprio veleiro, agora imagine dezenas, centenas, milhares e milhões de veleiros navegando livremente, decidindo com autonomia a sua rota, navegando na sua própria velocidade e ritmo. " Marcelo Sando

*Aos meus pais, Gerardo e Ursula, a minha esposa Mainara e as minhas filhas
Nairê e Mariá.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço de corpo e alma a Deus, pela vida. Agradeço aos meus pais, pela minha existência e por sempre estarem comigo, independente das minhas escolhas. Sou profundamente grato a minha esposa, pela compreensão, pelo companheirismo e pela família que temos. Mainara obrigado. As minhas filhas, Nairê e Mariá, para quem todos os meus esforços, alegrias e energia se direcionam. Sou muito feliz em ser pai de vocês. Ao meu orientador Dr. Paulo Nobre que soube lidar com as minhas dificuldades e angustias e me orientou nesse longo trajeto. Ao Dr. Pao-Shin Chu que me recebeu em seu laboratório, durante o intercâmbio, me aconselhando e me fazendo enxergar coisas que teimava em deixar de lado. Gostaria de dizer um obrigado a todos os colegas e amigos que fiz durante o programa de doutorado. Agradeço a CAPES pela bolsa de doutorado e ao programa Ciências sem Fronteiras, através da Rede Clima, que permitiu meu intercâmbio na Universidade do Hawaii.

RESUMO

As ondas de gravidade na superfície dos oceanos geradas pelos ventos, desempenham um papel predominante nas regiões costeiras. O clima global está passando por mudanças e as características das ondas de superfície irão reagir às estas variações. Utilizando um cenário extremo de mudanças climáticas do CMIP5, gerado pelo Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM), o modelo de ondas WW3 foi utilizado para reproduzir o clima médio e extremo de alturas significativas de ondas. Os resultados foram analisados para 12 pontos ao largo da costa Sul-americana. Utilizando um teste não paramétrico e GEV não estacionário, foram determinadas as tendências de aumento ou diminuição da altura de ondas extremas para estes pontos. Um dos pontos de análise apresentou robustez na tendência de aumento de alturas de ondas tanto extremas como médias. Para este ponto, localizado ao sul da América do Sul na costa pacífica, um evento raro em 2010, com período de retorno de mais de 100 anos se torna um evento comum com período de retorno de 3 a 5 anos em 2040. As tendências de aumento ou diminuição das alturas de ondas devem levar em consideração tanto os parâmetros de localização quanto de escala das funções estatísticas empregadas para a suas definições.

FUTURE PROJECTIONS OF GRAVITY OCEAN SURFACE WAVES FOR SOUTH-AMERICA

ABSTRACT

Ocean surface gravity waves generated by the wind plays a big role in coastal zones. It is accepted that global climate is under changes and the characteristics of wave parameters will react to the projected trends and shifts in storm tracks, frequencies and intensities of weather events. A CMIP5 RCP8.5 climate change scenario from BESM climate model was used to force a wave model and extreme surface ocean gravity significant wave height was analyzed for 12 points along South America coastline. A nonparametric Mann-Kendall test and Sean's method and a non-stationary GEV, were applied to access the trends on extreme significant wave height. It was found that, half of the points would see an increase trend of extreme significant wave height. For the southern most Pacific point, a positive trend in, both, location and scale parameter, leads to a very significant positive trend. Making a quite rare event (over than a 100 years return level) at 2010, will become a regular event of 4-5 years return level at 2040. To analyze if a certain place will have bigger or smaller extreme waves both location and scale parameter of the GEV function must be analyzed.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 2.1: Parâmetros básicos para ondas uniformes senoidais. | 8 |
| Figura 2.2: Classificação do tipo de onda, força geradora primária e força de restauração, para diferentes períodos..... | 9 |
| Figura 2.3: Exemplo de espectro bidimensional com espalhamento de energia pelas direções e frequências. Fonte: | 13 |
| Figura 2.4: Distribuições espectrais características calculadas pelas formulações de Jonswap e Pierson-Moskowitz | 15 |
| Figura 2.5: Médias anuais de altura significativa de ondas para a costa da América Latina e Caribe | 20 |
| Figura 3.1: Trajetória ao longo de 24 horas do conjunto de satélites utilizado para a validação das saídas do WW3..... | 26 |
| Figura 3.2: Caracterização dos cenários de projeção climática do CMIP5 do IPCC.. | 27 |
| Figura 3.3: Localização dos pontos de análise de Altura Significativa de Ondas Extremas. | 29 |
| Figura 4.1: Gráfico de dispersão entre os dados de satélite (eixo x) e dados do WW3 (eixo y), a linha vermelha representa o eixo de igualdade entre os dados de satélite e os dados do WW3. | 38 |
| Figura 4.2: Comparação entre as climatologias (a), climatologia calculada para os dados de altímetros (b) e climatologia calculada pelo WW3(c)..... | 39 |
| Figura 4.3: Validação da climatologia dos campos de vento da rodada histórica do BESM com dados do NCEP, para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro(a) e Junho, Julho e Agosto(b) respectivamente. Resultados de BESM menos NCEP. | 40 |
| Figura 4.4: Comparação entre as médias climatológicas mensais da rodada histórica do BESM (vermelho) e da reanálise do NCEP2 (preto)..... | 40 |
| Figura 4.5: Validação da climatologia dos campos de vento zonal da rodada histórica do BESM com dados do ERA-Interim (ERA menos BESM). | 41 |
| Figura 4.6: Validação da climatologia dos campos de vento meridional da rodada histórica do BESM com dados do ERA-Interim (ERA menos BESM). | 42 |
| Figura 4.7: Vetores de vento à 10 metros do conjunto de reanálise ERA-Interim (Azul) e BESM Histórico (vermelho)..... | 42 |
| Figura 4.8: Climatologia média de ondas geradas pelo modelo WW3 para o cenário histórico, para um período de 30 anos..... | 45 |
| Figura 4.9: Viés entre os dados de ondas da rodada histórica do BESM e do da rodada forçada com dados de reanálise do CFSR. Climatologia média de para um período de 30 anos (1980-2010). | 45 |
| Figura 4.10: Climatologias sazonais geradas pelo cenário histórico. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: a)DJF b)MAM c)JJA e d) SON. | 47 |
| Figura 4.11 : Climatologia média anual para altura significativa de ondas, geradas para o cenário RCP8.5. Intervalo temporal de 2020 à 2040..... | 48 |
| Figura 4.12: Climatologias sazonais geradas pelo cenário RCP8.5. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: a)DJF b)MAM c)JJA e d) SON..... | 49 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 4.13: Diferenças entre as climatologias anuais das simulações RCP8.5 e histórica na altura significativa de ondas. Análise de RCP8.5 menos histórico..... | 50 |
| Figura 4.14: Diferença entre as climatologias médias entre os cenários RCP8.5 e histórico, para o trimestre JAS e JFM, respectivamente. | 50 |
| Figura 4.15: Série temporal para o Ponto 4, ao largo da costa Paulista, para o cenário RCP8.5..... | 51 |
| Figura 4.16: Histograma de distribuição de alturas de ondas significativas, para o ponto 4, cenário RCP8.5. | 52 |
| Figura 4.17: Ajustes de duas distribuições estatísticas para o regime médio de altura significativa de ondas. Dados referentes ao ponto 4, cenário RCP8.5. | 52 |
| Figura 4.18: Ponto 1. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 59 |
| Figura 4.19: Exemplo de tendência negativa para ambos os parâmetros. Ponto 02. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 59 |
| Figura 4.20: Exemplo de tendência positiva para o parâmetro de localização e negativa para o parâmetro de escala. Ponto 03. O eixo x se refere aos anos índices, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 60 |
| Figura 4.21: Exemplo de tendência negativa para o parâmetro de localização e positivo para o parâmetro de escala. Ponto 04. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 60 |
| Figura 4.22: Ponto 5. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 61 |
| Figura 4.23: Ponto 6. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 61 |
| Figura 4.24: Ponto 7. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 62 |
| Figura 4.25: Ponto 8. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 62 |
| Figura 4.26: Ponto 9. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV..... | 63 |
| Figura 4.27: Ponto 10. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV. | 63 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 4.28: Ponto 11. O eixo x se refere aos anos índex, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV. | 64 |
| Figura 4.29: Exemplo de tendência positiva significativa para ambos os parâmetros. Ponto 12. O eixo x se refere aos anos índex, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV. | 64 |
| Figura 4.30: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 01..... | 65 |
| Figura 4.31: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 02..... | 66 |
| Figura 4.32: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 03..... | 66 |
| Figura 4.33: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 04..... | 67 |
| Figura 4.34: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 05..... | 67 |
| Figura 4.35: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 06..... | 68 |
| Figura 4.36: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 07..... | 68 |
| Figura 4.37: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 08..... | 69 |
| Figura 4.38: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 09..... | 69 |
| Figura 4.39: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 10..... | 70 |
| Figura 4.40: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 11..... | 70 |
| Figura 4.41: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 12..... | 71 |
| Figura 4.42: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 01, no cenário RCP8.5..... | 72 |
| Figura 4.43: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 01. | 73 |
| Figura 4.44: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 02, no cenário RCP8.5..... | 73 |
| Figura 4.45: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 02. | 74 |
| Figura 4.46: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 03, no cenário RCP8.5..... | 74 |
| Figura 4.47: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 03. | 75 |
| Figura 4.48: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 04, no cenário RCP8.5..... | 75 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 4.49: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 04. | 76 |
| Figura 4.50: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 05, no cenário RCP8.5..... | 76 |
| Figura 4.51: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 05. | 77 |
| Figura 4.52: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 06, no cenário RCP8.5..... | 77 |
| Figura 4.53: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 06. | 78 |
| Figura 4.54: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 07, no cenário RCP8.5..... | 78 |
| Figura 4.55: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 07. | 79 |
| Figura 4.56: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 08, no cenário RCP8.5..... | 79 |
| Figura 4.57: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 08. | 80 |
| Figura 4.58: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 09, no cenário RCP8.5..... | 80 |
| Figura 4.59: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 09. | 81 |
| Figura 4.60: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 10, no cenário RCP8.5..... | 81 |
| Figura 4.61: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 10. | 82 |
| Figura 4.62: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 11, no cenário RCP8.5..... | 82 |
| Figura 4.63: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 11. | 83 |
| Figura 4.64: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 12, no cenário RCP8.5..... | 83 |
| Figura 4.65: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 12. | 84 |
| Figura 4.66: Correlação entre altura significativa de ondas (médias mensais) e SOI, para o cenário RCP8.5. | 85 |
| Figura 4.67: Teste de significância estatística de T-student a um nível de 90% para a correlação entre o SOI e as alturas significativas médias mensais de ondas. | 85 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 2.1: Critérios de classificação para comportamentos de propagação | 11 |
| Tabela 3.1: Localização dos 12 pontos de análise ao largo da costa da América do Sul. | 29 |
| Tabela 4.1: Tendência de aumento ou diminuição das alturas significativas de ondas médias para o cenário RCP8.5. Valores positivos significam tendência de ocorrerem maiores ondas médias no cenário RCP8.5. Valores negativos significam uma tendência negativa, ou seja menores ondas significativas médias no cenário RCP8.5. Zero significa sem diferenças estatisticamente significativas (dentro da segunda casa decimal, i.e. centímetros.)..... | 53 |
| Tabela 4.2: Os sinais das retas de tendência calculados pelo método Mann-Kendall e teste de Sen e os parâmetros da análise não estacionária do NEst-GEV. As estações 1 a 7 são no oceano Atlântico e de 8 a 12 no oceano Pacífico. | 55 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|----------|--------------------------------------------------------------|
| AR5 | Assessment Report 5 - IPCC |
| SWH | Significant Wave Height (Altura Significativa de Ondas) |
| SEWH | Significant Extreme Wave Height Brazilian Earth System Model |
| BESM | Brazilian Earth System Model |
| CPTEC | Centro de Pesquisa de Tempo e Estudos Climáticos |
| EST-GEV | Stationary Generalized Extreme Value |
| NEST-GEV | Non-Stationary Generalized Extreme Value |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| IPCC | Intergovernmental Panel for Climate |
| MKS | Mann-Kendall method and Sen's Test |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Agency |
| NCEP | National Center of Environmental Predictions |
| SOI | Southern Oscillation Index |
| WW3 | Wave Watch III wave model |
| ECMWF | European Center for Medium-range and Weather Forecasts |
| ERA-Int | European Reanalysis |
| CFSR | CLimate Forecast System Reanalysis |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|----------|------------------------------------------|
| τ | Nível de retorno da função GEV |
| U | Componente Zonal do Vento |
| V | Componente Meridional do Vento |
| μ | Parâmetro de Localização da Função GEV |
| σ | Parâmetro de escala da Função GEV |
| ξ | Parâmetro de forma da função GEV |
| Z_p | Quantiles da função GEV |
| H_s | Altura Significativa de Ondas |
| T | Período de onda |
| L | Comprimento de onda |
| c_f | Velocidade de fase de onda ou celeridade |
| c_g | Velocidade de grupo de onda |

,

SUMÁRIO

| | | |
|----------|----------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 | OBJETIVOS | 5 |
| 1.2 | OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 5 |
| 2 | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 7 |
| 2.1 | ONDAS DE GRAVIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR GERADAS PELO VENTO | 7 |
| 2.1.1 | <i>Propriedades básicas das ondas do mar</i> | 7 |
| 2.1.2 | <i>Geração e propagação das ondas</i> | 9 |
| 2.1.3 | <i>Estado de mar</i> | 12 |
| 2.1.4 | <i>Clima de ondas</i> | 15 |
| 2.1.5 | <i>Clima de ondas na América do Sul</i> | 18 |
| 3 | MATERIAIS E MÉTODOS | 21 |
| 3.1 | MODELO CLIMÁTICO BRAZILIAN EARTH SYSTEM MODEL (BESM) | 21 |
| 3.2 | MODELO DE GERAÇÃO E PROPAGAÇÃO DE ONDAS WAVE WATCH III (WW3) | 22 |
| 3.2.1 | <i>Equações de governo</i> | 22 |
| 3.2.2 | <i>Configuração utilizada</i> | 24 |
| 3.3 | VALIDAÇÃO DO MODELO DE ONDAS WAVE WATCH III (WW3) | 25 |
| 3.4 | DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS | 26 |
| 3.5 | MODELOS E ANÁLISES ESTATÍSTICAS | 28 |
| 3.5.1 | <i>Análise de tendência</i> | 30 |
| 3.5.2 | <i>Análise de GEV estacionário</i> | 31 |
| 3.5.3 | <i>Análise de GEV não estacionário</i> | 32 |
| 3.5.4 | <i>Nível de significância</i> | 33 |
| 3.5.5 | <i>Correlação entre altura significativa de ondas e o índice SOI</i> | 33 |
| 3.5.6 | <i>Correlação entre altura significativa de ondas e magnitude do vento a 10 metros</i> | 34 |
| 4 | RESULTADOS | 37 |
| 4.1 | VALIDAÇÃO DO MODELO WAVE WATCH 3 | 37 |
| 4.2 | VALIDAÇÃO DOS CAMPOS DE VENTO DO BESM | 39 |
| 4.3 | RODADAS HISTÓRICAS | 43 |
| 4.3.1 | <i>Climatologia média de ondas</i> | 44 |
| 4.4 | RODADAS RCP8.5 | 47 |
| 4.4.1 | <i>Climatologia média de ondas</i> | 48 |
| 4.5 | DIFERENÇAS CLIMATOLÓGICAS ENTRE AS RODADAS HISTÓRICAS E RCP8.5 | 49 |
| 4.6 | ANÁLISE DOS PONTOS DE INTERESSE AO LARGO DA COSTA SUL-AMERICANA | 51 |
| 4.6.1 | <i>Análise de tendência de alturas significativas extremas</i> | 54 |
| 4.6.2 | <i>Análise do GEV não estacionário</i> | 56 |
| 4.6.3 | <i>Correlação entre altura significativa de onda e vento a 10 metros</i> | 65 |
| 4.7 | CORRELAÇÃO ENTRE ALTURA SIGNIFICATIVA DE ONDA E SOI | 84 |
| 5 | CONCLUSÕES | 87 |
| 6 | PROPOSTAS PARA TRABALHOS FUTUROS | 93 |
| | REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 95 |

1 INTRODUÇÃO

O quinto relatório do painel intergovernamental para mudanças climáticas (IPCC, 2014) aponta que muitos eventos meteorológicos extremos têm sido observados desde a metade do século passado, incluindo o aumento de eventos extremos de temperaturas mínimas, de temperaturas máximas, de elevação do nível do mar, de furações e ciclones, dentre outros eventos extremos, em diversas partes do globo. Esta tendência de aumento nos eventos extremos parece estar relacionada predominantemente às atividades antrópicas. Entretanto, independente de suas causas, os impactos causados por estes eventos extremos revelam a grande sensibilidade natural e humana frente às mudanças climáticas.

As ondas de gravidade superficiais dos oceanos geradas pelos ventos desempenham um grande papel nas zonas costeiras. Moldam feições costeiras através de processos geomorfológicos, afetam estruturas ecológicas, contribuem na dispersão química e troca de gases, inclusive, agem de forma direta nas atividades humanas. Dentre as atividades humanas as ondas afetam as atividades portuárias, as atividades de exploração de recursos minerais, as obras de engenharia civil, o ordenamento do território em zonas costeiras e as atividades sociais, esportivas e culturais da sociedade.

Tendo os ventos como a principal fonte de energia para a geração das ondas de superfície dos oceanos, é de se esperar que mudanças nos padrões de vento de superfície alterem os padrões destas ondas e que as variações nas distribuições dos ventos se reflitam nas distribuições das ondas.

A circulação atmosférica e os regimes de vento se modificam e se adaptam às mudanças climáticas com diferentes padrões e intensidades ao redor do globo. Os parâmetros que definem as ondas da superfície do mar estão e estarão respondendo às mudanças do clima global, sobretudo devido às variações nas posições, na frequência, na intensidade e na tendência a longo prazo de eventos meteorológicos.

Como o fenômeno das ondas de gravidade na superfície dos oceanos geradas pelo vento não é prognóstico nos modelos climáticos atuais, pouco se inferiu sobre o comportamento destas ondas num âmbito climático. Entretanto, há um consenso de que mudanças climáticas globais estão em curso e que estas mudanças acabam acarretando em mudanças nas características das ondas.

Mudanças no regime médio de ondas, vêm sendo estudadas atualmente utilizando as saídas de modelos pertencentes ao CMIP(WANG; FENG; SWAIL, 2014). A maior parte das informações, sobre mudanças do clima de ondas, vem de estudos utilizando métodos dinâmicos e estatísticos, podendo estar combinados ou não. A maioria dos estudos dinâmicos utiliza saídas de um ou mais modelos climáticos para períodos e regiões específicas para forçar modelos de geração e propagação de ondas. Os modelos estatísticos, por sua vez, são geralmente baseados em relações empíricas entre parâmetros atmosféricos, como pressão ao nível do mar, gradientes de pressão ao nível do mar e ventos sobre a superfície marinha, com os parâmetros de ondas (MORI et al., 2013). Sendo menos custosos computacionalmente, a abordagem estatística tem sido feita para um número maior de simulações climáticas (WANG; FENG; SWAIL, 2014).

Algumas projeções sobre o clima de ondas globais foram feitas, muitas delas dentro do projeto *Coordinated Ocean Wave Climate Project (COWCLIP)* (COWCLIP, 2013). Estudos feitos pelos membros do COWCLIP mostram que mudanças do regime médio do clima de ondas possuem variabilidade espacial e temporal (FAN; GRIFFIES, 2013; HEMER et al., 2013; HEMER; TRENHAM, 2015; MORI et al., 2013). Utilizando um conjunto de modelos "ensemble" provenientes de trabalhos anteriores, Hemer et al. (2013) mostraram a grande variabilidade espacial e temporal bem como a dependência ao modelo utilizado para forçar o modelo de ondas.

Existe uma grande necessidade de se estimar as distribuições alturas de ondas, causadas por eventos extremos, para ajudar aos tomadores de decisão a lidar com as consequências destes eventos extremos, sobretudo na linha de costa.

Alguns estudos visam compreender o comportamento de eventos extremos de alturas de ondas, por meio de altímetros instalados em satélites

(IZAGUIRRE et al., 2011). Alguns autores utilizaram dados de reanálise para estimar mudanças nas alturas significativas de ondas extremas (ALFREDINI et al., 2013; REGUERO; MÉNDEZ; LOSADA, 2013). Entretanto, numa perspectiva de mudanças climáticas e projeções para o futuro, poucos trabalhos focaram nos regimes extremos.

Mudanças no clima de ondas de eventos extremos ainda não são completamente compreendidas cientificamente (VOSE et al., 2014). Esforços regionais têm sido feitos para quantificar valores para períodos de retorno de altura significativa de ondas extremas (MENÉNDEZ et al., 2009; STEPHENS; RAMSAY, 2014; dentre outros).

Olhando para um ponto em águas profundas ao largo de Perth, Austrália, Li et al. (2012) fizeram algumas considerações sobre eventos extremos de ondas e distribuições estatísticas que as representam. Analisando as distribuições generalizadas de Pareto (GPD), generalizadas de valores extremos (GEV) e pontos acima de um umbral (POT), chegou a conclusão de que dependendo da variável a ser analisada uma distribuição pode ter melhor representatividade que outra, sendo crucial a correta determinação de qual utilizar. Uma outra abordagem veio de Mazas e Hamm (2011), que ao invés de utilizarem uma única distribuição estatística, combinaram elas entre si a fim de determinar um melhor ajuste as alturas significativas de ondas extremas.

Num ambiente de mudanças climáticas, o pressuposto da estacionalidade no tempo, pode não ser satisfeita, por isso a utilização de modelos estatísticos estacionários pode se tornar deficitária. As características da variação no tempo e da sazonalidade dos extremos de alturas de ondas foi verificada, para a rede de bóias oceanográficas espanhola (MENÉNDEZ et al., 2009). Comparações entre GEV estacionário e GEV não estacionário revelaram que ao se utilizar a distribuição não estacionária um ganho drástico em significância na estimação dos parâmetros estatístico era obtido, além de diminuir a incerteza na estimativa dos períodos de retorno das ondas extremas (MENÉNDEZ et al., 2009).

Portanto, existe a necessidade de se compreender melhor as ondas extremas e como elas reagiriam às mudanças climáticas em curso, sobretudo para a América do Sul. Para tal, faz-se necessário a utilização de saídas de

modelos climáticos, utilização de modelos de geração e propagação de ondas e de ferramentas estatísticas. Nesta pesquisa, optou-se por utilizar o modelo climático do sistema terrestre do INPE, o Brazilian Earth System Model (BESM) na sua versão 2.5, o modelo de ondas do NCEP, Wave Watch III na versão 4.18 e ferramentas estatísticas.

Este trabalho se revela único por 3 razões principais. Primeiro por que faz considerações sobre as projeções futuras de ondas para a América do Sul, o que é de extrema importância para tomadores de decisões embasarem suas ações de mitigação aos efeitos das mudanças climáticas. Segundo, a abordagem de se utilizar um modelo numérico climático com um modelo de geração e propagação de ondas permite inferir aspectos não cobertos pelos modelos do CMIP, visto que as ondas de superfície não estão incorporadas ao conjunto de dados do CMIP5. Terceiro, ao se utilizar modelos estatísticos atrelados a modelos numéricos, formando desta forma um sistema híbrido que possibilita que as informações geradas possam ser úteis para a sociedade, sobretudo em obras de engenharia costeira, onde o período de retorno de ondas extremas é um parâmetro considerado para o desenho das obras. Por fim este trabalho se coloca como fundamental para a futura inclusão das variáveis das ondas em modelos climáticos, onde o primeiro passo é analisar o acoplamento unidirecional, do modelo climático ao modelo de ondas.

Enfim, analisar o comportamento médio e extremo das ondas de superfície, para a América do Sul, num cenário de mudanças climáticas é relevante tanto pela questão acadêmica, uma vez que existem pouquíssimos dados e trabalhos publicados para esta região, como também para a sociedade de uma forma geral.

O trabalho desenvolvido foi organizado da seguinte forma: no Capítulo 2 é apresentada uma fundamentação teórica abordando os temas pertinentes desta tese. No Capítulo 3 são descritos os dados, os modelos numéricos e estatísticos, as validações e os métodos de análise dos resultados. Os resultados são apresentados no Capítulo 4, e, por fim, as conclusões são descritas no Capítulo 5.

1.1 Objetivos

Esta tese tem como objetivo principal estimar as tendências de aumento ou diminuição das alturas significativas de ondas para os regimes médios e extremos, para a costa da América do Sul, projetadas pelo cenário RCP8.5 do CMIP5 previstas pelo modelo BESM para o período de 2010 à 2040.

1.2 Objetivos Específicos

Para alcançar os objetivos gerais foram elencados alguns objetivos específicos.

- 1- Analisar a robustez do modelo de ondas WAVE WATCH III em reproduzir a climatologia, comparando uma climatologia de ondas geradas através de dados de reanálise com dados de satélites.
- 2- Construir um sistema de modelos numéricos e estatísticos para analisar a variável de altura significativa das ondas de gravidade da superfície dos oceanos para um cenário RCP8.5 do CMIP5 de mudanças climáticas.
- 3- Inferir as variabilidades dos parâmetros estatísticos que descrevem o comportamento dos regimes médio e extremo de alturas significativas de ondas.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Ondas de gravidade da superfície do mar geradas pelo vento

2.1.1 Propriedades básicas das ondas do mar

Existem vários tipos de ondas que são geradas e propagadas na superfície dos oceanos. Segundo a teoria linear de ondas, pode-se definir propriedades básicas destas ondas. Levando em consideração uma onda idealizada, na forma de uma senoide apresentada na figura 2.1, pode-se definir o ponto de máxima elevação de uma onda como sendo a crista da onda, o ponto de mínima elevação como sendo o cavado ou a base da onda. A distância entre duas cristas consecutivas é denominada de comprimento de onda (L) e a distância vertical entre a base da onda e a crista pode ser entendida como sendo a altura de onda (H). A distância entre a crista ou cavado até o nível médio em repouso se denomina amplitude de onda (a). A razão entre a altura de onda e o comprimento de onda (H/L) se denomina esbeltez de onda. O período (T) pode ser definido como o tempo gasto para que duas cristas sucessivas passem pelo mesmo ponto no espaço, já a frequência de onda (f) é o inverso do período ($1/T$). A celeridade de onda, ou simplesmente velocidade de fase (c_f) se relaciona com o comprimento e o período pela relação $cf = L/T$ e pode ser entendida como a velocidade de propagação de uma onda individual. Em águas profundas, ou seja, onde a onda não sente o fundo, ou simplesmente quando a profundidade (h) é muito maior que a metade do comprimento de onda, pode-se definir a celeridade para águas profundas como sendo $c = \sqrt{gT/2\pi}$, sendo g a força de gravidade. O número de onda (k) é definido como sendo $k = 2\pi/L$ e por fim a frequência angular (σ) é definida como $\sigma = 2\pi/f$ (KINSMAN, 1984); (MASSEL, 1998).

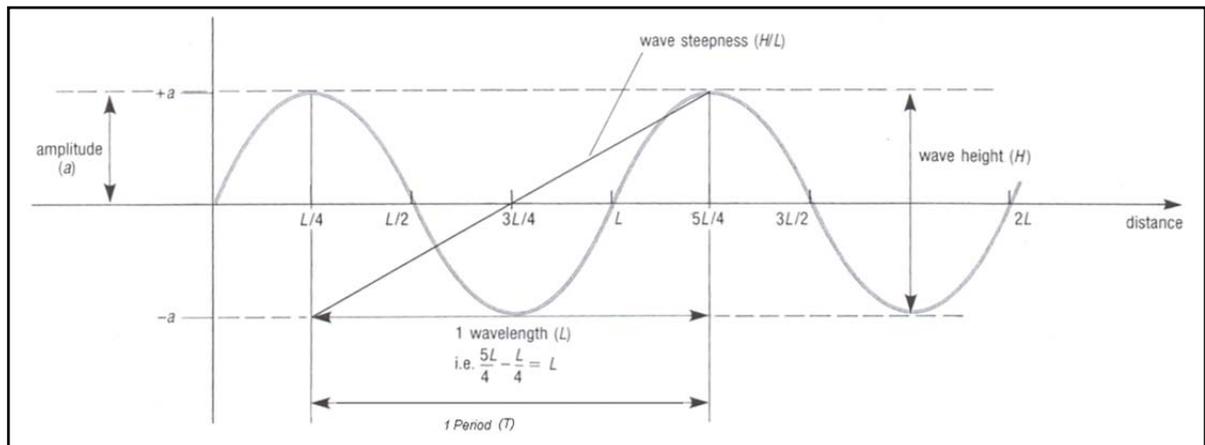


Figura 2.1: Parâmetros básicos para ondas uniformes senoidais.

Fonte: Adaptado de open University (1994).

A superfície do mar está sujeita a muitas influências externas tais como a atração gravitacional de corpos celestes como o Sol e a Lua, a força de *Coriolis* referente a rotação da Terra, as forças do gradiente de pressão atmosférica, a força de arrasto do vento e a tensão superficial. Todas estas forças geram ondas na superfície marinha com diversas escalas espaciais e temporais. Olhando para as escalas espaciais, que partem de alguns milímetros, chegando a dezenas ou centenas de quilômetros para os fenômenos das marés astronômicas, se nota a grande amplitude de fenômenos relacionados. Na escala temporal, o range varia de valores menores de um segundo para as ondas capilares chegando até horas nas marés (ALFREDINI; ARASAKI, 2009). As ondas no mar apresentam forças geradoras, comportamentos de propagação e forças restauradoras distintas. A figura 2.2 traz uma classificação dos tipos de ondas encontradas nos oceanos com base nestes parâmetros. Destaca-se a concentração de energia na faixa das ondas cuja a força de restauração é a gravidade (1s – 30s). Tratando-se das ondas de curto período, cujas forças restauradoras são a gravidade e a tensão superficial, encontramos a ação do vento como sendo a principal força geradora primária. Em outras palavras, o atrito ou a tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do mar é uma das grandes fontes de transferência de energia entre a atmosfera e os oceanos, onde parte desta energia é responsável pela geração e manutenção das ondas na superfície do mar.

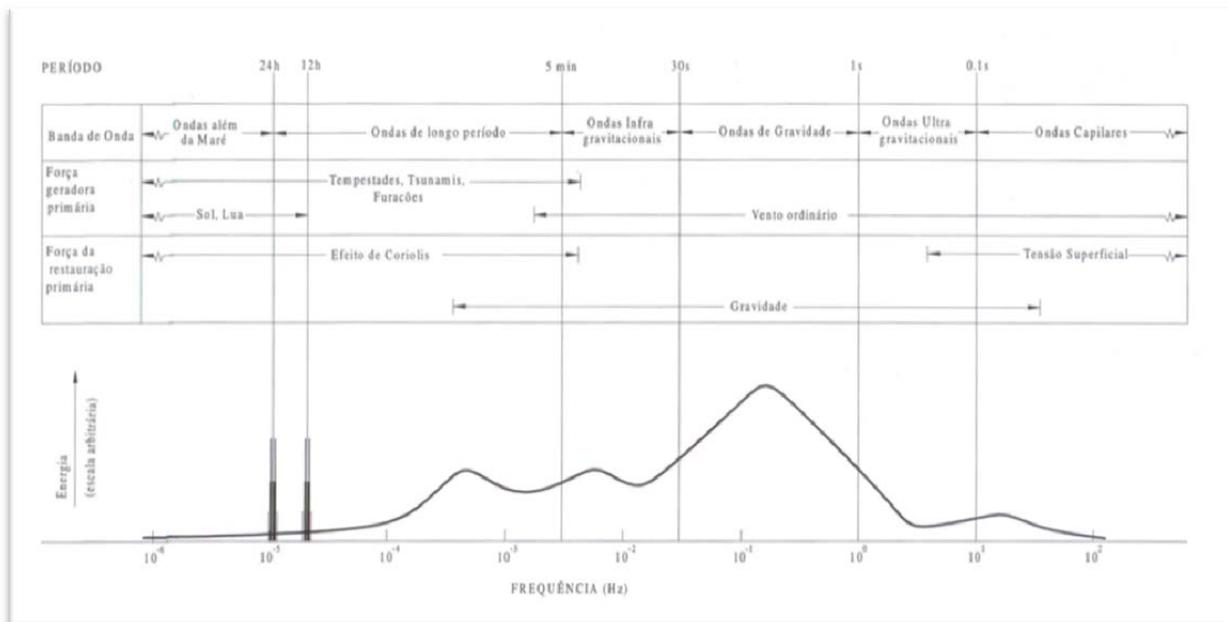


Figura 2.2: Classificação do tipo de onda, força geradora primária e força de restauração, para diferentes períodos

Fonte: Alfredini e Arasaki (2009).

Neste trabalho o enfoque será especificamente nas ondas de gravidade geradas pelo vento, com períodos típicos de 1 a 30 segundos.

2.1.2 Geração e propagação das ondas

A formação das ondas de superfície geradas pelo vento, ocorre através de uma série de processos físicos. O principal processo é o de transferência de energia entre a atmosfera e a superfície marinha através da tensão de cisalhamento. Entretanto, outros processos são também muito importantes, tais como, variações e oscilações do campo de pressão, interações não lineares entre as componentes de ondas e processos dissipativos. Segundo sugerido por Jeffrey (1925), as cristas das ondas causam regiões de sombras criando pequenas diferenças de pressões e estas acabam por alimentar as ondas com a energia do vento. Esta

explicação parece bastante válida para ondas a partir de um certo tamanho, entretanto não explicam o início da geração das ondas. Imaginando uma superfície marinha completamente em repouso, a ação do vento, num primeiro momento, causa o aumento da rugosidade da superfície do mar, criando as primeiras ondas de frequências mais altas. Isto ocorre devido às micro flutuações de pressão na superfície causadas pela turbulência do vento como apontado por Phillips (1957). Outro processo responsável pela formação das ondas seria o mecanismo de acoplamento linear instável entre as ondas de superfície e o fluxo médio atmosférico da camada limite planetária (MILES, 1957).

Estas primeiras ondas, com tamanhos de alguns milímetros até alguns centímetros, são conhecidas como as ondas capilares, cujo mecanismo de restauração é a tensão superficial que ocorre na superfície do meio aquático.

Com a continuidade do vento, as pequenas rugosidades vão se tornando ondas maiores com rumos de propagação, alturas, períodos e comprimentos de ondas variados. Neste momento a interação não linear entre as ondas individuais é bastante importante amplificando os mecanismos de crescimento das ondas (STIASSNIE, 2012).

As ondas dentro de sua área de geração são denominadas de vagas. O crescimento das ondas dentro da área de geração se relaciona com a velocidade do vento, com a duração deste vento e com o tamanho da área em que ele sopra (pista de vento). A partir de um certo momento as alturas das ondas atingem uma estabilidade, devido ao equilíbrio entre a velocidade do vento e a velocidade de propagação das ondas. Em última análise, a taxa de transferência de energia vento-onda depende muito da diferença de velocidades entre as ondas e o vento, tendo um pico quando as ondas se deslocam até aproximadamente um terço da velocidade do vento (KINSMAN, 1984). Quando há esse equilíbrio dizemos que as ondas atingiram um estágio completamente desenvolvido (CRAIK, 2005).

Embora na teoria esse equilíbrio entre a velocidade do vento e a velocidade de propagação das ondas marinhas é atingido sempre, na prática isso raramente acontece devido a natureza caótica e variante dos ventos, desta forma é de se esperar que ondas de variados tamanhos e períodos sejam geradas mesmo após um longo intervalo de tempo. Pode-se inferir o

quão bem organizadas estão as ondas ou qual é o grau de desenvolvimento de um grupo de ondas através do termo idade da onda. Este termo é definido pelo quociente da velocidade média de fase pela velocidade do vento atuante.

As vagas ao moverem-se para fora da área de geração, ou seja, onde o papel desempenhado pela ação do vento local não é mais atuante, continuam a interagir entre si e se agrupam segundo suas características (LAING, 1996). A busca pelo equilíbrio com a força restauradora passa, portanto, a desempenhar a principal condição governante a partir de então.

A propagação das ondas se vê afetada pela profundidade do local onde elas se encontram. De uma forma geral, podemos classificar as profundidades por onde as ondas se propagam em 3 categorias: águas profundas, onde as ondas não sentem, e não são afetadas pela batimetria ; águas intermediárias, onde as ondas começam a interagir com o leito marinho, seja perdendo energia por fricção, seja modificando a sua trajetória por refração ou diminuindo o seu comprimento de onda e por consequência aumentando sua esbeltez; e águas rasas onde os processos mencionados para águas intermediárias se acentuam (tabela 01).

Tabela 2.1: Critérios de classificação para comportamentos de propagação

| Classificação | Critério $\frac{h}{L}$ |
|--------------------|--------------------------------|
| Água profunda | $> \frac{1}{2}$ |
| Água intermediária | $\frac{1}{25}$ a $\frac{1}{2}$ |
| Água rasa | $< \frac{1}{25}$ |

Fonte: adaptado de Alfredini e Arasaki (2009).

Em oposição às vagas, presentes nas áreas de geração de onda, os marulhos ou ondulações (*swell*) são ondas que deixaram a área de geração e

estão se propagando em alguma direção. Após um estágio inicial de acomodação, estas ondulações apresentam cristas e cavados bem definidos, um padrão de rumo de propagação e velocidades de propagação bem determinadas pelas componentes de ondas existentes dentro desta ondulação (KINSMAN, 1984).

2.1.3 Estado de mar

Através de um registro de ondas pode-se facilmente perceber que existe uma grande gama de ondas de diferentes alturas e períodos. Portanto, seria interessante caracterizar um determinado intervalo de tempo com as condições de ondas presentes. A essa caracterização se denomina *Estado de Mar* (ALFREDINI; ARASAKI, 2009).

De uma forma generalista, e baseada na teoria linear de ondas, pode-se imaginar que um determinado estado de mar seja composto por um conjunto de componentes harmônicas individuais. Ou seja, uma condição de mar com ondas irregulares pode ser compreendida como sendo a somatória linear de diferentes componentes de ondas regulares (HASSELMANN et al., 1973). Desta forma, um determinado estado de mar pode ser representado pelo seu espectro de ondas, assumindo que durante o intervalo de tempo considerado haja uma certa estacionariedade nas distribuições estatísticas dos parâmetros de ondas. Valores típicos de intervalo de tempo onde se pode assumir uma *quasi* estacionariedade variam entre 15 minutos e 3 horas dependendo da aplicação (HOLTHUIJSEN, 2009). O espectro de ondas, e por consequência o seu espectro de energia, pode ser obtido identificando as ondas individuais de um registro *in situ* seguido de uma análise harmônica simples (transformada de Fourier), onde é determinada a quantidade de observações de alturas pelas diversas frequências existentes na série temporal original. Desta forma, se obtêm um espectro de ondas a partir de uma série temporal de dados observados de altura de onda.

A energia de onda pode ser calculada individualmente através da equação:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (1)$$

Onde, ρ é a densidade da água, g é a força de gravidade e H é a altura de onda.

Portanto, pode-se calcular o espectro de energia, ou o espectro de ondas unidirecional, ao integrar esta formulação por todas as componentes (frequências) de ondas de um estado de mar.

Como as ondas de um determinado estado de mar obedecem relativamente bem os pressupostos da distribuição estatística de Rayleigh, pode-se agrupar as ondas e definir parâmetros estatísticos descritivos deste estado de mar.

Adicionando mais um grau de liberdade, ou seja, informações das direções de propagação das ondas, pode-se obter o espectro bidimensional. Neste caso a energia é distribuída por frequências e direções. A figura 2.3 mostra um exemplo de espectro bidimensional.

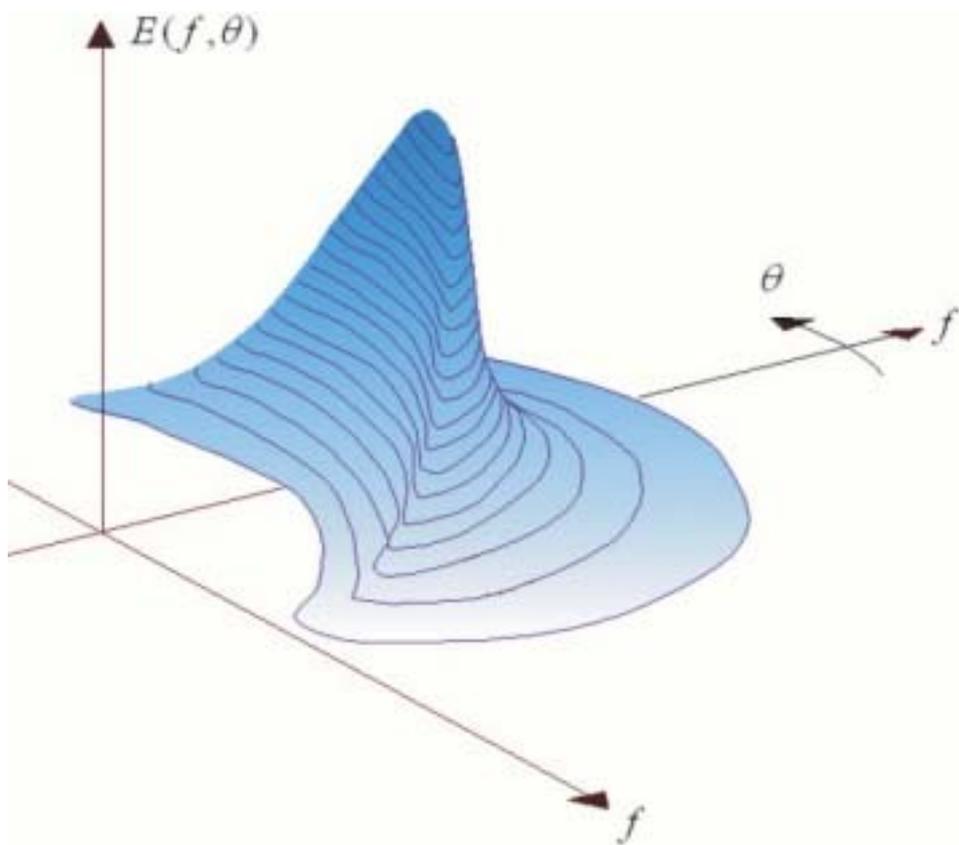


Figura 2.3: Exemplo de espectro bidimensional com espalhamento de energia pelas direções e frequências.

Fonte: Holthuijsen (2009).

Portanto, partindo do espectro de ondas, pode-se definir os parâmetros estatísticos básicos delas, tais como alturas médias, alturas máximas, alturas significativas, período médio, período de pico, etc.

Além da definição clássica, na qual a altura significativa de ondas pode ser descrita como a altura que representa um terço das maiores ondas, a altura significativa de ondas pode ser definida através de quatro vezes a raiz quadrada da ordem de momento zero. Como mostrado na equação.

$$H_s = 4\sqrt{m_0}, \quad (2)$$

E as ordens de momento j , por sua vez podem ser calculadas através do espectro, pela formulação (3) abaixo:

$$m_j = \int_0^{\infty} f^j E(f) df \quad (3)$$

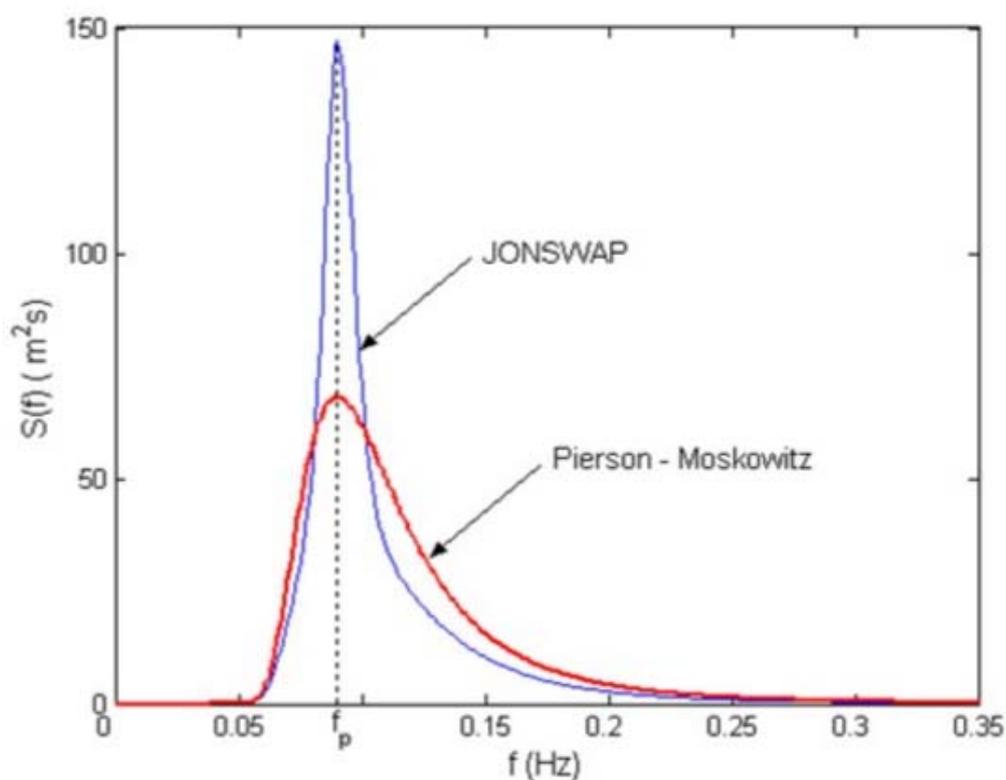
A altura significativa é uma das medidas mais utilizadas pois acredita-se que representa muito bem o que um observador humano vê ao se deparar com um certo estado de mar.

Hasselmann et al. (1973), dentro do projeto Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), por meio de ondógrafos, estabeleceu uma distribuição característica do espectro de ondas unidirecional para estados de mar quase totalmente desenvolvidos, baseados apenas nos valores espectrais encontrados e um parâmetro α constante, baseados na distribuição de Pierson-Moskowitz (figura 2.4). Este coeficiente é o coeficiente de Charnock amplamente utilizado até os dias de hoje, para quantificar a os fluxos de momentum entre a atmosfera e os oceanos. Abaixo segue a equação de distribuição de Jonswap:

$$E(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right] \gamma^{\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{f-f_p}{\delta f_p}\right)^2\right]}, \quad (4)$$

Onde, $\alpha = 0,008$; $\gamma = 3,3$; f_p é a frequência associada ao período de pico do espectro de onda.

A figura 2.4 mostra uma diferença na forma do espectro unidimensional de ondas entre as distribuições de Jonswap e Pierson. Pode-se perceber que a distribuição de Pierson possui um espalhamento maior da energia contida num estado de mar, ou seja, a energia está mais espalhada em direção as frequências maiores, revelando uma estado de mar menos desenvolvido. Por sua vez o espectro de Jonswap concentra sua energia ao redor da frequência de pico do espectro.



*Figura 2.4: Distribuições espectrais características calculadas pelas formulações de Jonswap e Pierson-Moskowitz
Fonte: www.meted.ucar.edu.*

2.1.4 Clima de ondas

Para o desenvolvimento sustentável de atividades econômicas nas zonas costeiras e em mar aberto, não necessárias informações de longo

período das condicionantes ambientais, tais como o clima de ondas, e um plano coerente de atuação (SOARES, 2008).

Como visto anteriormente, os parâmetros espectrais de ondas podem ser inferidos para um período de tempo curto onde haja uma relativa estacionariedade, determinando, desta forma, um estado de mar numa determinada localidade.

Para inferir a variabilidade das ondas são necessários dados sobre os parâmetros de ondas que se deseja analisar. De uma forma geral, podemos dividir os dados em 4 categorias: observacionais; instrumentais *in situ*; instrumentais obtidos de forma remota (i.e. altímetros embarcados em satélites); e de modelos numéricos e estatísticos.

Os dados observacionais são aqueles obtidos por meio de um observador, ou seja, uma pessoa treinada que ao olhar para o mar consiga estimar de forma média a altura, período e direção das ondas. A principal fonte destes dados são os barcos e navios em rota, que observam e tomam nota das características das ondas que encontram pelo caminho. Muito se questiona sobre a qualidade destes dados (GULEV, 2003), sendo bastante comum subestimações de eventos extremos, bem como superestimações em condições de mar de vento (BALSILLIE; CARTER, 1984). Além disso, este tipo de dados não apresenta uma homogeneidade nem espacial nem temporal, uma vez que não há a formação de séries temporais e os navios geralmente adotam rotas pré-estabelecidas.

Dados instrumentais *in situ* são aqueles que registram informações sobre os parâmetros de ondas localmente. Boias meteo-oceanográficas e sensores de pressão são os equipamentos mais comuns e podem ser encontrados em diversas localidades, existindo alguns programas bastante robustos que mantêm redes de boias de forma operacional (MEINDL; HAMILTON, 1992); (ALVAREZ FANJUL et al., 2003). Entretanto sofrem com a grande variabilidade de cobertura espacial, existindo grandes regiões sem um único instrumento fundeado. A cobertura temporal também é deficitária, uma vez que a manutenção destes instrumentos é bastante dispendiosa, mesmo embora algumas agências tenham conseguido manter equipamentos por relativos longos períodos, com as séries mais longas chegando a mais de 20 anos. Além disso uma parcela considerável destes equipamentos

pertence à iniciativa privada e a disponibilização dos dados nem sempre é uma realidade.

Embora os dados instrumentais *in situ*, de uma forma geral, serem bastante precisos e poderem servir para validação de modelos em águas profundas, seu uso para estudos climáticos é questionável. Alguns autores, utilizando dados de ondógrafos, têm estabelecido climatologias locais. Uma aplicação direta destes dados ocorre em regiões costeiras, onde há a necessidade de estimar parâmetros de ondas para fins de engenharia.

Os dados coletados por altímetros de satélite são relativamente recentes, hoje algo em torno de 25 anos, mas provêm dados com uma boa precisão, apesar da necessidade de calibração (ALVES; YOUNG, 2003), e ampla distribuição espacial. Porém dados de satélites, devido às suas trajetórias, não constituem séries temporais homogêneas, sendo que a repetição de um mesmo ponto no oceano somente ocorra com uma baixa frequência. Esta característica dificulta a elaboração de climatologias robustas.

Bases de dados de altímetros podem ser utilizadas para validação de modelos numéricos e estatísticos (DIMITROVA; KORTCHEVA; GALABOV, 2013), uma vez que existe uma grande confiabilidade nos mesmos.

Muitos estudos de climatologia de ondas se baseiam na utilização de modelos numéricos. Alguns projetos de reanálise dos grandes centros mundiais de meteorologia (e.g. UKMET, ECMWF, NCEP, JMA) incluem as variáveis de ondas em suas distribuições (STERL; KOMEN; COTTON, 1998), outros provêm os campos forçantes necessários para que seja construída a reanálise de ondas, por meio de modelos de geração e propagação de ondas (SWAIL; COX, 2000),(SOARES et al., 2002).

A partir destes conjuntos de reanálise e reconstrução de climas passados, muitos estudos de variabilidade dos parâmetros de ondas foram conduzidos ao longo do tempo (YOUNG, 1999), (STERL; CAIRES, 2005), (SOTILLO; RATSIMANDRESY; CARRETERO, 2003), (CAIRES; STERL, 2005). Variabilidades sazonais, interanuais, tendências de longo prazo, eventos extremos, correlação entre parâmetros de ondas e outras variáveis oceânicas e atmosféricas, enfim um grande leque de possibilidades existe nos estudos de climas de ondas.

De uma forma mais recente, dentro das perspectivas de mudanças climáticas, o pré-requisito de estacionaridade ao longo do tempo vem sendo quebrado, tanto para variáveis oceânicas quanto para variáveis atmosféricas, como apontado pelos estudos do IPCC (HOUGHTON; JENKINS; J. J. EPHRAUMS, 1990; IPCC, 1996, 2001). Dentro da perspectiva de mudanças climáticas, métodos estatísticos convencionais e projeções futuras baseadas em climatologias históricas perdem suas importâncias relativas, frente a projeções que levem em conta novas tensões radiativas (HOUGHTON; B. A. CALLANDER; S. K. VARNEY, 1992).

Com base nos cenários de projeção climática do IPCC, modelos atmosféricos (IPCC, 1996) e modelos acoplados (IPCC, 2001) passaram a ser utilizados para inferir possíveis alterações no clima provocados por diferentes concentrações de CO₂. O programa Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) almeja aumentar o conhecimento de processos e capacidades de simulação de modelos acoplados globais. (MEEHL et al., 2005).

Infelizmente as variáveis de ondas não estão relacionadas dentro do conjunto CMIP em nenhuma das fases já conduzidas até o presente momento. Para suprir esta falta, um grupo foi criado para inferir a variabilidade das ondas frente a diferentes cenários de projeções climáticas (COWCLIP, 2013). Este grupo tem como principal objetivo convencer a comunidade da necessidade da inclusão dos parâmetros oriundos de ondas nas próximas etapas do CMIP, além, é claro, de estudar as variabilidades e desafios existentes neste campo.

Infelizmente, a maioria dos trabalhos do COWCLIP foca na variabilidade média e climatológica frente a diferentes cenários e modelos, não focando em eventos extremos de ondas (COWCLIP, 2013).

2.1.5 Clima de ondas na América do Sul

Poucos foram os trabalhos que focaram na América do Sul, sendo a maioria deles relacionados a processos de erosão costeira. Dados *in situ* são pouco frequentes e ou acessíveis. O clima de ondas em águas profundas

baseados em medições de ondógrafos foi feito por Alves e Melo para a região de Florianópolis, onde indentificaram 3 tipos básicos de estado de mar: com predomínio de ondulações; mares mistos com mares de vento e ondulações; e mares de vento com características bimodais. Pianca et al. (2010) apresentou um estudo baseado nos dados de reanálise de ondas do modelo Wave Watch da NOAA, classificando as ondas de acordo com a sua energia para seis setores da costa brasileira. De acordo com este trabalho, as porções sul, sudeste e costa central do Brasil apresentam regimes de ondas dominados pela Alta Sub-tropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela passagens de sistemas frontais; já as regiões leste, nordeste e norte são controlados pela Zona de Convergência Intertropical(ZCIT) e sua oscilação para norte ou para sul.

Utilizando dados do conjunto de reanálise ERA-40, Hemer et al. (2009) analisam os efeitos da variabilidade interanual do clima de ondas para o Hemisfério Sul, apontando para uma correlação positiva com o índice *Southern Annular Mode* e negativa com o *índice de oscilação sul (Southern Oscillation Index)*.

Parise et al. 2012 utilizando análises de EOF mostraram que as anomalias de alturas significativas de ondas para a região sul do país estão associadas com ciclones extratropicais. Também para a região Sul do país, alguns estudos utilizando o modelo SWAN, foram conduzidos para a plataforma continental e área de desembocadura de rios (CUCHIARA et al., 2009), com as alturas significativas variando entre 1 e 1,5 m para a região costeira.

Reguero et al. (2013) apresentaram um estudo de variabilidade para a costa da América Latina e Caribe, mostrando tendências sazonais, anuais e interanuais e a probabilidade de ocorrência de determinados estados de mar. Eles mostraram que as tendências em diversas escalas variam com padrões de escala sinótica. A figura 2.5 mostra as médias anuais de alturas significativas de ondas obtidos por Reguero et al. (2013).

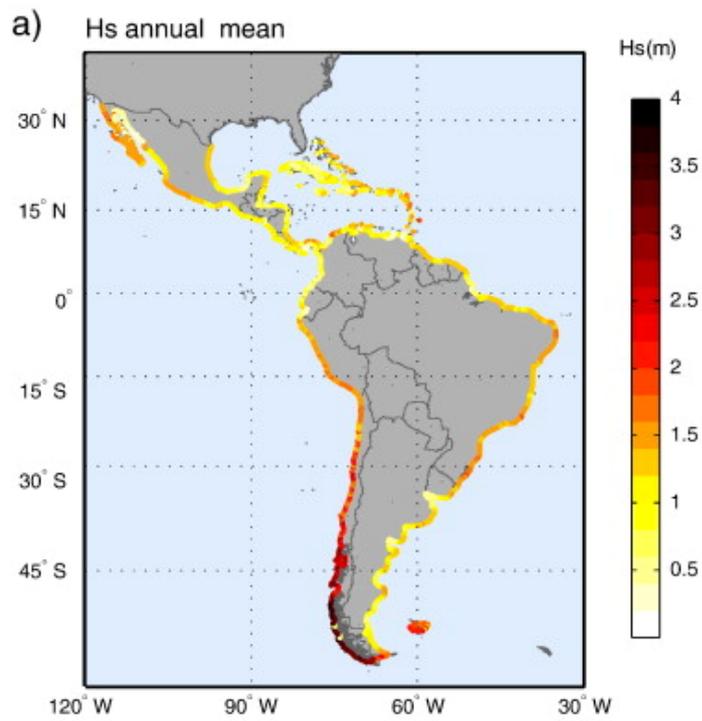


Figura 2.5: Médias anuais de altura significativa de ondas para a costa da América Latina e Caribe

Fonte: Reguero et al. (2013).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo descreve o modelo climático utilizado (secção 3.1), o modelo de ondas (secção 3.2), a validação do modelo de ondas (secção 3.3), os experimentos realizados (secção 3.4) e os modelos e análises estatísticas (secção 3.5).

3.1 Modelo climático Brazilian Earth System Model (BESM)

Esta secção descreve de forma sucinta o modelo climático utilizado. O modelo BESM é um modelo acoplado de circulação geral que possui as componentes oceânica, atmosférica e de superfície continental. A versão utilizada foi a versão 2.5 e descrições detalhadas podem ser encontradas em Giarolla et al. (2015).

A dinâmica oceânica, no BESM, é reproduzida pelo modelo desenvolvido pelo GFDL/NOAA denominado "*Modular Ocean Model (MOM)*" na versão 4p1.

A componente atmosférica do BESM é o modelo de circulação geral atmosférica do CPTEC (AGCM/CPTEC). Informações sobre a componente atmosférica do podem ser obtidas em (GIAROLLA et al., 2015; NOBRE et al., 2013).

De uma forma geral, existe uma ampla gama de possibilidades de configurações e parametrizações dentro de modelos acoplados. A configuração utilizada pode ser vista em Giarolla et al. (2015) e Nobre et al. (2013). A resolução da componente atmosférica e oceânica foi a grade gaussiana T062L28, o que corresponde a uma resolução horizontal da ordem de 200km. As saídas foram a cada 6 horas.

Neste trabalho, foram utilizados os experimentos, da classe CMIP5, em suas rodadas históricas e RCP8.5.

3.2 Modelo de geração e propagação de ondas WAVE WATCH III (WW3)

O modelo WW3 é um modelo de terceira geração desenvolvido e mantido pelo "*Marine Modeling And Analysis Branch (MMAB)*" que pertence ao "*Environmental Modelling Center (EMC)*" da agência americana "National Center for Environmental Prediction (NCEP)". Este modelo foi baseado nos modelos WAM e WAVE WATCH 1 e 2, desenvolvidos pelo Delft University of Technology " e " *NASA Goddard Space Flight Center*" respectivamente.

O Modelo WW3 é considerado o estado da arte em modelagem global de ondas e se diferencia dos seus predecessores em quase todos os seus aspectos desde equações governantes, estrutura do programa, aproximações e parametrizações físicas e numéricas (TOLMAN, 2014).

3.2.1 Equações governantes

O modelo WW3 na sua versão 4.18 resolve a equação de balanço de ação espectral em fases aleatórias. Os espectros direcionais são discretizados por faixas de frequências e por direções. Desta forma, as ondas ou componentes espectrais são descritas por parâmetros de fase e amplitude, discretizados. Os parâmetros de fase são o vetor de número de onda (\mathbf{K}), o próprio número de onda (k), a direção θ e as várias frequências. A direção θ , por definição é perpendicular à crista das ondas e é a mesma da direção do vetor \mathbf{K} . Neste modelo é aplicada a teoria linear de ondas, fornecendo a relação de dispersão e uma equação do tipo Doppler para a inter-relação entre os parâmetros de fase. A equação 5 mostra a relação de dispersão obtida a partir da teoria linear de ondas e a equação 6 apresenta a relação do tipo Doppler.

$$\sigma^2 = gk \tanh kd , \tag{5}$$

$$\omega = \sigma + \mathbf{k} \cdot \mathbf{U} , \tag{6}$$

Onde, d é a profundidade média local e \mathbf{U} é a média vertical e horizontal da velocidade.

Por fim a equação 7 mostra a equação de variação local.

$$\frac{\partial \mathbf{k}}{\partial t} + \nabla \omega = 0 \quad (7)$$

A equação de propagação das ondas pode ser escrita como:

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (8)$$

Onde N é o campo espectral e S são as fontes e sumidouros de energia. Por se tratar de uma equação linear, os efeitos não lineares caem portanto, sobre as fontes de energia S .

O termo S pode ser entendido e representado como sendo a somatória dos termos não lineares de interação onda-vento, onda-onda, dissipação por arrebentação de ondas e dissipação por fricção com o fundo marinho (quando em águas intermediárias ou rasas). A equação 9 mostra a soma destas componentes

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \quad (9)$$

Sendo, S_{in} resultante das interações onda-vento, S_{nl} , resultante das interações onda-onda, S_{ds} dissipação por arrebentação e S_{bot} dissipação por fricção com o fundo.

A equação de balanço é escrita na forma de uma equação de conservação e é apresentada na equação 10.

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot \dot{\mathbf{x}}N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k}N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}N &= \frac{S}{\sigma}, \\ \dot{\mathbf{x}} &= \mathbf{c}_g + \mathbf{U}, \\ \dot{k} &= -\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s}, \\ \dot{\theta} &= -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right], \end{aligned} \quad (10)$$

3.2.2 Configuração utilizada

A configuração utilizada nesta pesquisa foi basicamente a configuração padrão (*default*) com exceção da utilização da parametrização de entrada de ventos e dissipação de ondas de Ardhuin et al. (2009), conhecido internamente no modelo como ST4.

Neste trabalho, o espectro é resolvido com uma discretização direcional de 24 faixas e 25 faixas de frequências partindo de 0,0418 até 0,4117 Hz com um fator de incremento de 1.1. Foi utilizada uma grade global cartesiana com resolução de 0.5 grau tanto em latitudes como em longitudes. A grade possui uma limitação junto aos polos, sendo cortada em 85 graus sul e norte. Num cenário de mudanças climáticas, pode ocorrer o degelo da calota polar Ártica, fato este que poderia impactar nos resultados das simulações de ondas, sobretudo próximo ao polo. Como a grade foi cortada em 85 graus Norte, se assumiu que dentro do range de tempo compreendido neste trabalho, até 2040, não ocorreria o degelo total da calota polar.

O WW3 foi forçado com arquivos de entrada de vento a 10m, concentração de gelo (15%) e correntes superficiais oceânicas com uma periodicidade de 6 horas. Na fase de validação do modelo WW3, estes campos vieram do conjunto de reanálise do CFSR (SAHA et al., 2010), já para os experimentos desta tese, os dados vieram dos experimentos Históricos e RCP8.5 do conjunto CMIP5 realizado com o modelo BESM.

A batimetria utilizada é proveniente de um processamento dos dados ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009). Este processamento incluiu, além dos valores de batimetria, a criação de uma máscara para a resolução paramétrica das ilhas oceânicas, através do pacote Gridgen, fornecido juntamente com o código fonte do WW3 v4.18 (TOLMAN, 2014).

3.3 Validação do modelo de ondas Wave Watch III (WW3)

Com o intuito de avaliar a capacidade do WW3 em reproduzir a climatologia média de ondas, o WW3 foi rodado por 32 anos forçado com dados de reanálise do CFSR, de 01 de Dezembro de 1979 até 31 de dezembro de 2010. O primeiro mês foi considerado como sendo o de aquecimento para alcançar o estado de equilíbrio do modelo (*spin-up*) e foi descartado. As variáveis de entrada foram: vento à 10 metros nas componentes U e V e concentração de gelo (15%). A periodicidade de entrada foi de 6 horas e o intervalo de processamento de 900 segundos. As saídas foram obtidas a cada 1 hora.

As saídas foram comparadas com um conjunto de dados de altímetros provenientes de 7 satélites distintos. Este conjunto de dados de altura de ondas não é uniforme tanto espacialmente quanto temporalmente. Como ilustração, a figura 3.1 mostra as trajetórias dos satélites para um período de 24 horas. Apesar dos dados terem sido corrigidos quanto aos erros sistemáticos de cada um dos satélites, a cobertura temporal de cada um deles é distinta, assim como a trajetória. Este conjunto de dados pode ser baixado do site: globwave.ifremer.fr. Para ilustrar a heterogeneidade da cobertura espacial são apresentadas na figura 3.1 as trajetórias dos satélites durante 24 horas, para o dia 09 de setembro de 2009. Embora os resultados de saída do WW3 estivessem disponíveis desde 1980, o conjunto de dados de satélites se inicia em 1992, portanto para a validação das saídas do WW3 foram utilizados somente os dados de 1992 em diante.

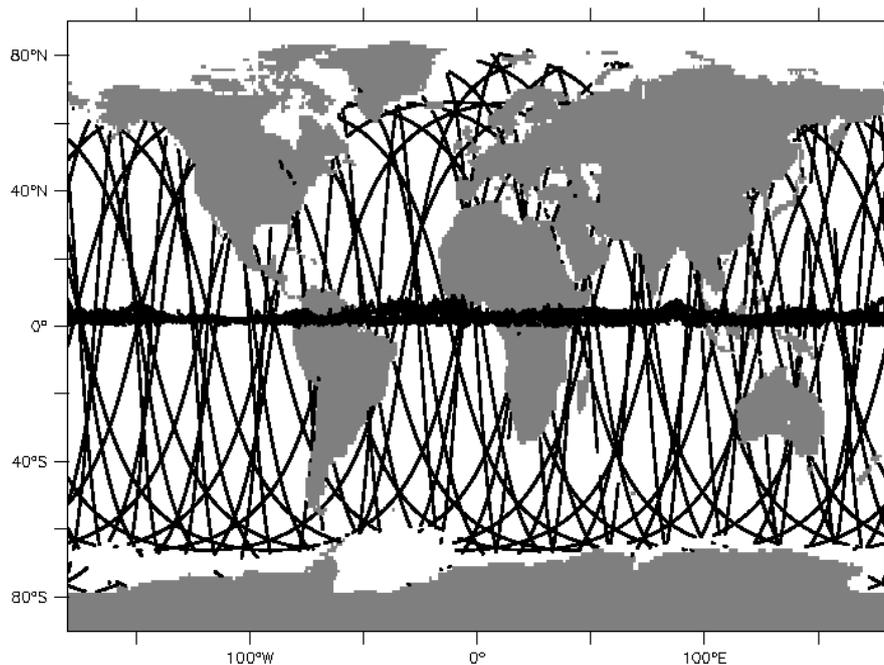


Figura 3.1: Trajetória ao longo de 24 horas do conjunto de satélites utilizado para a validação das saídas do WW3.

Para que fosse possível a comparação entre os dados de saída do WW3 e de altímetros de satélite, para cada hora de saída do WW3, somente dados de altímetros com diferença menor que 30 minutos, que caíssem dentro de um dos elementos de grade do WW3 foram selecionados. Os resultados horários do WW3 foram interpolados, pelo método de linear cúbico para a localização do dado do altímetro. Este procedimento foi repetido para todo o período de simulação a partir de 1992, de forma a criar um arquivo de correspondência entre altura significativa de onda gerada pelo WW3 e pelos altímetros. Estes pares de dados foram reagrupados em células de 2x2 graus.

A comparação dos pares de dados foi feita através de um gráfico de dispersão (*scatterplot*), e o Viés espacial foi calculado a partir dos dados dentro das células de 2 x 2 graus.

3.4 Descrição dos experimentos

As simulações históricas do BESM são definidas como as condições e variabilidades climatológicas de 1850 até 2005. Já a simulação de incremento

de CO₂, na atmosfera segue com concentrações crescentes de CO₂, de forma que a energia radiativa ao término de 2100 seja de 8.5 W/m² (MEINSHAUSEN et al., 2011). A figura 3.2 mostra os cenários idealizados no âmbito do CMPI5 do IPCC.

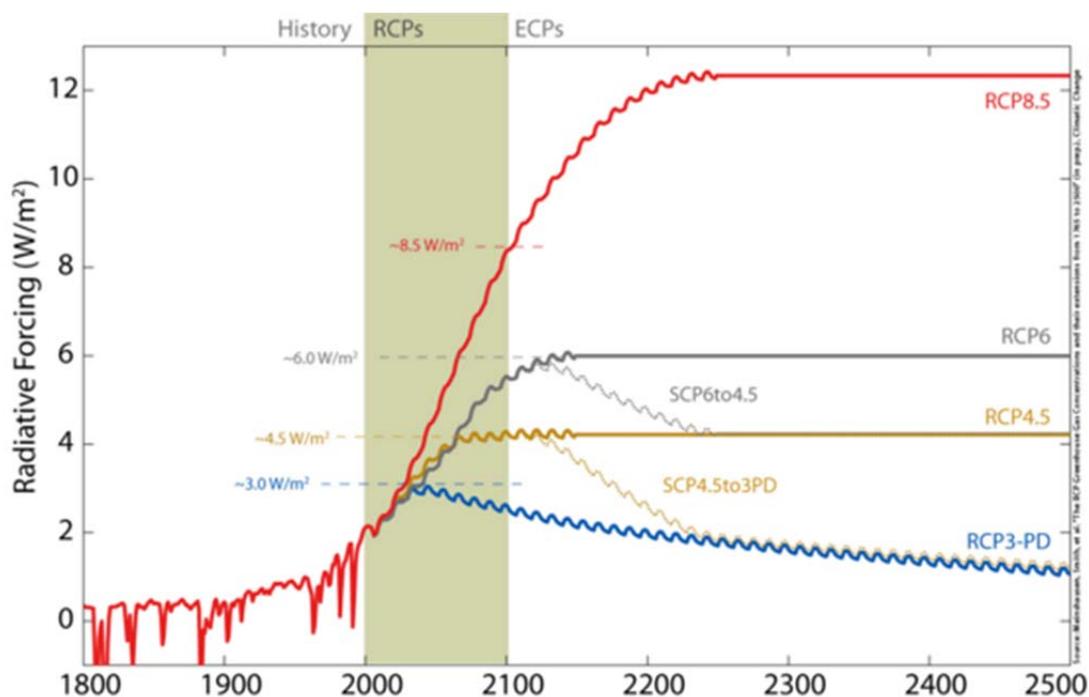


Figura 3.2: Caracterização dos cenários de projeção climática do CMIP5 do IPCC.

Fonte: Meinshausen et al. (2011).

Foram realizadas simulações com o modelo WW3 para os experimentos Histórico e RCP8.5 do conjunto CMIP5 do modelo BESM. Os dados de entrada foram: os campos de vento à 10m, nas componentes U e V; concentração de gelo, definido como sendo uma superfície sólida a partir da concentração de 15% e correntes superficiais dos oceanos, em suas componentes U e V.

As simulações com o modelo WW3 para o cenário RCP8.5 tem como data de início 01 de Janeiro de 2006 se estendendo até Janeiro de 2047. As simulações do WW3 para o cenário histórico se iniciam em 1960 e terminam em 2005. Apesar de existirem dados de 2006 até 2100, na simulação RCP8.5, e de 1850 até 2005, nas simulações históricas, foram utilizados somente 40 anos de dados, em ambas.

Outra consideração que deve ser feita é que os modelos oceânicos dentro do programa do CMIP precisam de um período de estabilização muito grande, sobretudo para maiores profundidades e geralmente não tiveram um período de aquecimento longo o suficiente para estabilizar (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012). Como estamos tratando de ondas de superfície, os impactos desta falta de estabilidade, sobretudo em águas profundas, não é significativa.

As configurações, a grade utilizada e os passos de tempo do WW3, foram mantidas as mesmas que as utilizadas para a validação do modelo WW3. Os intervalos de gravação das saídas foi de 6 em 6 horas afim de otimizar espaço de armazenamento.

3.5 Modelos e análises estatísticas

As análises estatísticas se dividiram em dois grupos, mudanças na climatologia média da variável altura significativa de ondas (SWH, do inglês *Significant Wave Height*) e mudanças nos regimes extremos da variável Altura Significativa de Ondas Extremas (SEWH). Foram calculadas climatologias mensais para as décadas de 2010-2020, 2020-2030 e 2030-2040, para as simulações históricas e RCP8.5. As análises das climatologias médias globais são apresentadas bem como as mudanças previstas entre as simulações históricas e RCP8.5.

Para avaliar o comportamento futuro de eventos extremos na América do Sul foram escolhidos 12 pontos ao largo da plataforma continental, de forma a ter uma boa representatividade da variabilidade local sobretudo para o lado do Oceano Pacífico. Além do critério de representatividade, foi adotada uma equidistância de 10 graus em latitude no Atlântico. As longitudes foram determinadas de forma a garantir que o ponto escolhido ficasse em uma profundidade onde as ondas pudessem ser caracterizadas como de águas profundas. A tabela 02 apresenta a localização dos pontos de análise.

Tabela 3.1: Localização dos 12 pontos de análise ao largo da costa da América do Sul.

| Point Number | Location | |
|--------------|----------|-----------|
| | Latitude | Longitude |
| 1 | 55° S | 298° E |
| 2 | 45° S | 298° E |
| 3 | 35° S | 310° E |
| 4 | 25° S | 318° E |
| 5 | 15° S | 323° E |
| 6 | 05° S | 329° E |
| 7 | 05° N | 317° E |
| 8 | 05° N | 275° E |
| 9 | 10° S | 275° E |
| 10 | 15° S | 279° E |
| 11 | 30° S | 284° E |
| 12 | 45° S | 280° E |

Para uma melhor visualização a figura 3.3 apresenta os mesmos pontos num mapa.

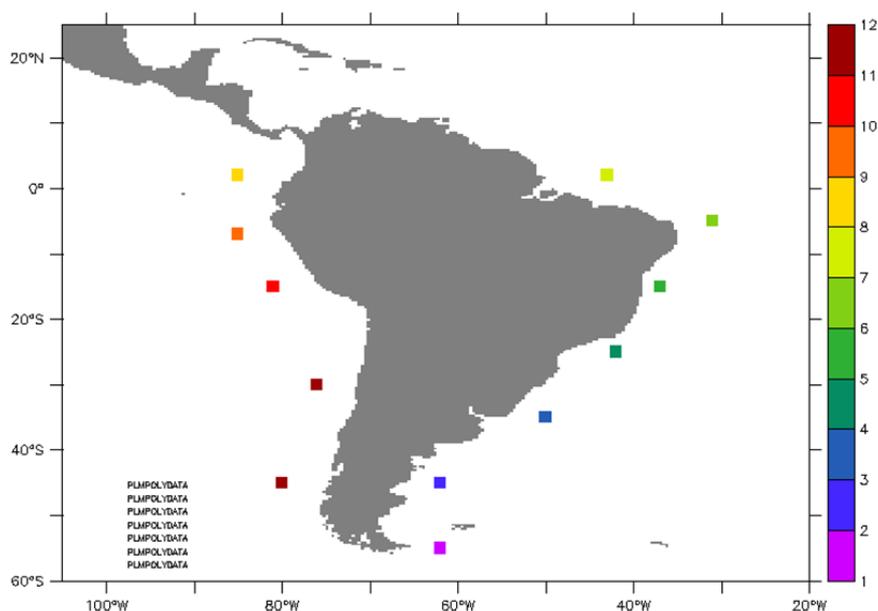


Figura 3.3: Localização dos pontos de análise de Altura Significativa de Ondas Extremas.

Para compreender o comportamento futuro do regime de eventos extremos de alturas de ondas significativas, foram definidos estatísticas de eventos extremos com base na teoria de bloco de máximos (CHU; CHEN; SCHROEDER, 2010). Nesta teoria estatística, a distribuição dos máximos

anuais pode ser representativa da distribuição estatística dos eventos extremos. Portanto, foram elaboradas novas séries temporais para os pontos de análise contendo os valores máximos de altura significativa para cada ano. Desta forma estas novas séries, para o experimento RCP8.5, apresentam 30 valores. Para analisar a tendência destes valores máximos foram utilizados: os testes de Mann-Kendall e metodologia de Sen (MKS) (CHU; CHEN; SCHROEDER, 2010), a teoria de valores extremos generalizados (Est-GEV) em sua versão estacionária e a teoria de valores extremos generalizados (NEst-GEV) em sua versão não estacionária.

Para inferir a significância dos ajustes estatísticos foram utilizadas simulações de Monte Carlo. A seguir é apresentada a descrição destes métodos.

3.5.1 Análise de tendência

Uma tendência linear foi aplicada às séries de máximos anuais. Para verificar a significância estatística foi aplicado o método e teste de MKS (MANN, 1945). Como colocado por Chen e Chu (2014), a premissa básica deste teste é que os dados sejam independentes entre si. Neste trabalho, os máximos anuais de altura significativa foram considerados independentes, uma vez que as maiores ondas que ocorrem no hemisfério sul não são esperadas que ocorram no verão, pelo menos para aqueles pontos que estão diretamente influenciados pelo cinturão de tormentas do hemisfério sul. Para os pontos sujeitos às ondas vindas do Hemisfério norte, pontos de número 6, 7, 8 e 9 um teste de autocorrelação foi aplicado, encontrando valores baixos (da ordem de 0.06 à 0.12), revelando, desta forma, uma dependência temporal das séries de máximos anuais muito baixa. Portanto, todos os pontos foram considerados independentes temporalmente, para esta análise. De qualquer forma, a dependência temporal de longo prazo será analisada mais a diante com o uso do NEst-GEV.

A grande vantagem de se utilizar o MKS está no fato de que este teste não paramétrico não precisa de uma distribuição estatística conhecida dos dados, podendo eles estar dispersos de qualquer forma, trazendo uma

robustez estatística mesmo com um baixo número de valores. Mesmo para séries com menos de 15 valores esta metodologia já apresenta resultados satisfatórios (CHU; CHEN; SCHROEDER, 2010).

O teste de Mann-Kendall e Sen foi computado da seguinte forma na equação 11:

$$MKS = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(T_j - T_i) \quad (11)$$

$$\text{sign}(T_j - T_i) = \begin{cases} 1, (T_j - T_i) > 0 \\ 0, (T_j - T_i) = 0 \\ -1, (T_j - T_i) < 0 \end{cases}$$

Onde, T_j e T_i são as alturas significativas máximas anuais para os anos j and i , respectivamente.

3.5.2 Análise de GEV estacionário

A função de distribuição de extremos, GEV, diferentemente da distribuição normal e suas congêneres, utiliza 3 parâmetros estatísticos para descrevê-la. O principal parâmetro é o parâmetro de localização, que seria o análogo à média da distribuição normal. O parâmetro de escala seria o análogo ao desvio padrão. O terceiro parâmetro, o de forma, inclui na esbeltez da curva. Utilizando a teoria de GEV (PAULI; COLES, 2001) a função de distribuição acumulativa foi calculada para cada um dos 12 pontos, pela equação 12 abaixo:

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\}, \quad (12)$$

$$1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) > 0$$

Onde, μ , σ e ξ são os parâmetros de localização, escala e forma, respectivamente. De acordo com a teoria de GEV, os quantis (Z_p) podem ser correlacionados aos níveis de retorno (τ), por (13):

$$Z_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \{-\log(1-p)\}^{-\xi} \right], \quad \xi \neq 0. \quad (13)$$

Onde,
$$\tau = \frac{1}{p}$$

Através do Est-GEV é possível analisar as séries temporais de extremos e extrapolar os resultados para uma versão mais aplicável em engenharia, que são os períodos de retorno. Através da formulação acima, foram estimados, para cada ponto de análise, os períodos de retorno, que por fim foram interpolados com o intuito de gerar as curvas correspondentes. Os 3 parâmetros da função Est-GEV foram estimados pelo método de Máxima Similaridade (*Maximum-likelihood*), realizado pelo pacote Extreme Toolkit, do programa R, disponível na página do UCAR (www.ucar.edu). Os intervalos de confiança de 95% foram estimados a fim de verificar a tolerância dos dados gerados.

3.5.3 Análise de GEV não estacionário

Com o objetivo de analisar a dependência no tempo das alturas significativas extremas, foi permitida a variação no tempo da função GEV .

$$\begin{aligned} \mu_T &= \mu_0 + \mu_1(t - t_0), \\ \log \sigma_t &= \sigma_0 + \sigma_1(t - t_0), \\ \xi &= \text{const.} \end{aligned} \quad (14)$$

O parâmetro de forma foi mantido constante, a fim de garantir a estabilidade e convergência numérica. Como o parâmetro de forma é o menos significativo dos três parâmetros, mantê-lo constante não acarreta em

grandes prejuízos para a análise em questão, uma vez que foi estimado pelo GEV estacionário (CHEN; CHU, 2014). Substituindo a equação 13 na equação 14, os níveis de retorno se tornam função do tempo. Desta forma o nível de retorno pode ser expresso pela equação 15:

$$Zp = \mu_0 + \mu_1(t - t_0) - \frac{\exp[\sigma_0 + \sigma_1(t - t_0)]}{\xi} \left[1 - \{-\log(1 - p)\}^{-\xi} \right], \xi \neq 0. \quad (15)$$

3.5.4 Nível de significância

O nível de significância para os padrões de tendência foi analisado pelo método de simulação de Monte Carlo (CHEN; CHU, 2014; CHU; WANG, 1997).

As séries temporais de altura significativa de ondas extremas, para o período de 2010-2040 foram geradas novamente utilizando um gerador de números aleatórios, atrelado a uma função de distribuição de probabilidades característica para cada série. Com a nova série foram estimados os novos parâmetros da distribuição Est-GEV e as tendências temporais dos parâmetros da NEst-GEV. Este procedimento foi repetido 300 vezes.

O ponto em questão foi considerado significativo em um nível de 5% quando os intervalos de confiança de 95% dos dados originais se situavam dentro do intervalo de 95% de confiança da série agregada gerada pelo método de estimação de monte-carlo. Vale frisar, que esta metodologia é bastante restritiva, sendo que somente os pontos que realmente apresentam tendências robustas se enquadram nestes critérios.

3.5.5 Correlação entre altura significativa de ondas e o índice SOI

Para checar a influência do Índice de Oscilação Sul (*Southern Oscillation Index* – SOI) sobre a variabilidade das alturas significativas de ondas médias, uma correlação foi calculada. O SOI pode ser utilizado para checar o comportamento do fenômeno do *El Niño* e *La Niña*, sendo um dos índices mais utilizados para tal. Vale lembrar que o SOI apresenta sinal

invertido para eventos de *El Niño*, ou seja, se o SOI for negativo (positivo) significa um evento de *El Niño* (*La Niña*).

Nesta pesquisa o índice SOI foi calculado utilizando os campos de saída do BESM para o cenário RCP8.5, para o período de 2010-2040.

O cálculo das anomalias de pressão ao nível do mar foi feito através da equação 16, a seguir:

$$SOI = \frac{\frac{(Tahiti\ SLP - Mean\ Tahiti\ SLP)}{\sqrt{\sum(Tahiti\ SLP - mean\ Tahiti\ SLP)^2 / N}} - \frac{(Darwin\ SLP - Mean\ Darwin\ SLP)}{\sqrt{\sum(Darwin\ SLP - mean\ Tahiti\ SLP)^2 / N}}}{\sqrt{\sum\left(\frac{(Tahiti\ SLP - Mean\ Tahiti\ SLP)}{\sqrt{\sum(Tahiti\ SLP - mean\ Tahiti\ SLP)^2}} - \frac{(Darwin\ SLP - Mean\ Darwin\ SLP)}{\sqrt{\sum(Darwin\ SLP - mean\ Tahiti\ SLP)^2}}\right)^2 / N}}$$

(16)

Onde, N é o número de valores utilizados e SLP é o campo de pressão ao nível do mar.

3.5.6 Correlação entre altura significativa de ondas e vento a 10 metros

Com o intuito de calcular a correlação entre as alturas significativas de ondas e a magnitude do vento a 10 metros, foi elaborada uma pequena metodologia. Assim, foram calculados índices de oscilação mensal das alturas significativas de ondas para os 12 pontos de análise do cenário RCP8.5. Estes índices foram obtidos através da formulação 17 apresentada abaixo.

$$\frac{Hs^{mon} - Hs^{cli}}{Dp(Hs)} \quad (17)$$

Onde, Hs^{mon} representa a média mensal das alturas significativas e Hs^{cli} representa a altura significativa climatológica. $Dp(Hs)$ representa o desvio padrão das alturas médias mensais.

O campo de magnitude do vento utilizado foi o campo médio calculado para cada mês. Para o cálculo das correlações temporais entre os índices de cada ponto e os campos de vento foi utilizada a função *tcorr* do software *GrADS* (*Grid Analysis and Display System*).

Para inferir se os campos de correlação eram significativos foi utilizado o teste de significância de *t-student*, com um grau de confiança de 90%. Ao se utilizar 90% de significância, alguns valores espúrios podem aparecer, entretanto não se corre o risco de perder regiões onde informações verdadeiras apresentam valores baixos de correlação.

4 RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados desta tese. Ele está organizado em validação do modelo de ondas Wave Watch (4.1), as secções com as simulações para médias climatológicas de controle (histórico) (4.2), projeção RCP8.5 (4.3), comparação entre ambos experimentos (4.4), projeções para eventos extremos nos pontos de interesse(4.5) e correlação com a variabilidade do ENSO através do índice SOI.

4.1 Validação do modelo Wave Watch 3

A seguir são apresentados os resultados de validação obtidos através do Wave Watch 3 forçado com os dados de vento superficial a 10 metros e cobertura de gelo marinho do conjunto de reanálise CFSR. Os resultados da validação por meio de altímetros de satélite se mostram satisfatórios e condizentes com resultados de validação obtidos por outros autores (CHU et al., 2004; DIMITROVA; KORTCHEVA; GALABOV, 2013), que atestam uma boa qualidade das simulações dos modelos para eventos tidos como normais e uma certa subestimação dos modelos para eventos extremos gerados por ventos muito fortes. (ASH; CARTER; COLLARD, 2010; DIMITROVA; KORTCHEVA; GALABOV, 2013; IZAGUIRRE et al., 2011). Esta subestimação tem como causa principal a qualidade e resolução dos ventos forçantes do modelo de ondas, sobretudo por que a resolução, tanto espacial como temporal, dos ventos não está em acordo com as escalas espaciais e temporais dos eventos meteorológicos causadores das maiores ondas, tais como ciclones tropicais e anticiclones extratropicais. Chelton et al. (2006), utilizando os dados de scatterômetro do satélite QuikSCAT, mostram que os modelos globais de reanálise do NCEP e do ECMWF, com resolução espacial de 0,5 graus subestimam os ventos a 10 metros quando a variabilidade espacial do fenômeno que os geram é menor que 1000km.

A figura 4.1 apresenta o gráfico de dispersão entre os dados de altura significativa de onda inferidos pelos dados de satélites e os dados calculados pelo WW3. Pode-se perceber que há uma boa correlação entre os dados que orbitam ao redor da linha de referência ($x=y$). Nota-se também que existe

uma quantidade maior de dados abaixo da linha de igualdade de valores do que acima, sobretudo para os valores de maior altura significativa de ondas.

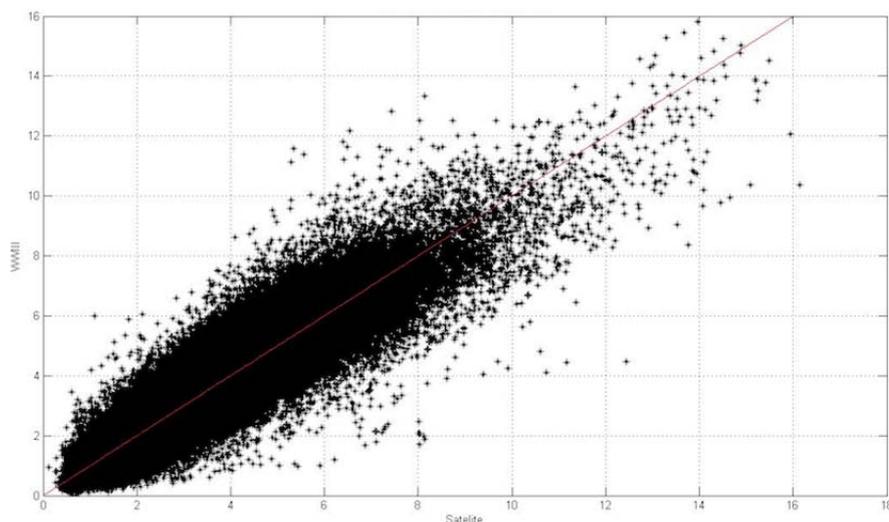


Figura 4.1: Gráfico de dispersão entre os dados de satélite (eixo x) e dados do WW3 (eixo y), a linha vermelha representa o eixo de igualdade entre os dados de satélite e os dados do WW3.

A seguir é apresentada, na figura 4.2 a, b e c, a diferença entre as climatologias, a climatologia calculada através dos dados de satélites e a climatologia calculada pelo WW3, respectivamente. Apesar da boa concordância entre as climatologias (figura 4.2a), onde grande parte da superfície dos oceanos não apresenta diferenças significativas (em branco), nas latitudes médias, ocorre uma tendência a subestimação nos dados do WW3 em relação aos dados de altímetros. Como os dados de vento do CFSR não foram corrigidos com dados de scaterômetros é de se esperar que o campo de vento utilizado não represente tão bem os momentos de ventos mais fortes, como apontado por EBUCHI, GRABER e CARUSO (2002).

Como o principal objetivo desta etapa é o de apresentar a robustez do modelo, nenhuma análise mais detalhada foi realizada com o conjunto de dados gerados pelo WW3 forçado com os campos do CFSR, o que ficará para um futuro trabalho.

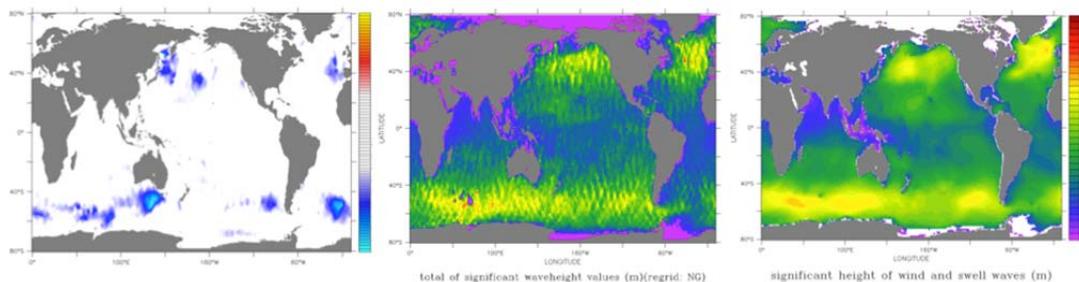


Figura 4.2: Comparação entre as climatologias (a), climatologia calculada para os dados de altímetros (b) e climatologia calculada pelo WW3(c).

4.2 Validação dos campos de vento do BESM

A seguir são apresentadas algumas saídas do modelo BESM. Sendo o campo de ventos à 10 metros de altura a principal variável de forçamento do modelo de ondas, foi realizada uma validação dos campos de ventos climatológicos mensais. Nas figuras 4.3a e 4.3b é apresentada a validação dos campos de vento da saída histórica com os dados de reanálise do NCEP2 para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro e junho, julho e agosto respectivamente. Pode-se perceber que o BESM apresenta algumas deficiências em reproduzir os campos de vento em superfície em algumas regiões. Estas diferenças variam tanto espacialmente como temporalmente ao longo dos meses analisados. Vale notar a subestimação no cinturão circumpolar e em algumas regiões no Pacífico.

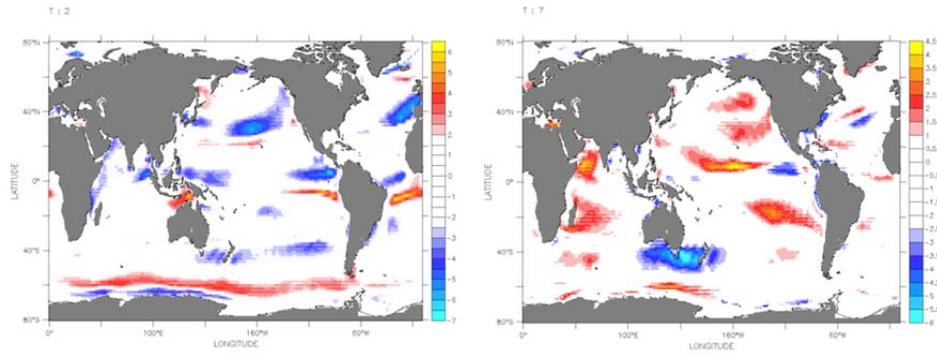


Figura 4.3: Validação da climatologia dos campos de vento da rodada histórica do BESM com dados do NCEP, para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (a) e Junho, Julho e Agosto(b) respectivamente. Resultados de BESM menos NCEP.

A figura 4.4 mostra uma análise da climatologia média mensal para a porção do Atlântico Sul dividido em duas porções, 70S a 45S e 45S a 25S. No eixo x estão representados os meses do ano e no eixo y os valores de vento a 10 metros, em metros por segundo. As duas regiões representadas são as mais importantes na formação de ondas nas costas sul e sudeste brasileira. Pode-se perceber que o modelo BESM subestima os valores de vento sobretudo na região mais ao sul. Entretanto apresenta uma boa representatividade sazonal.

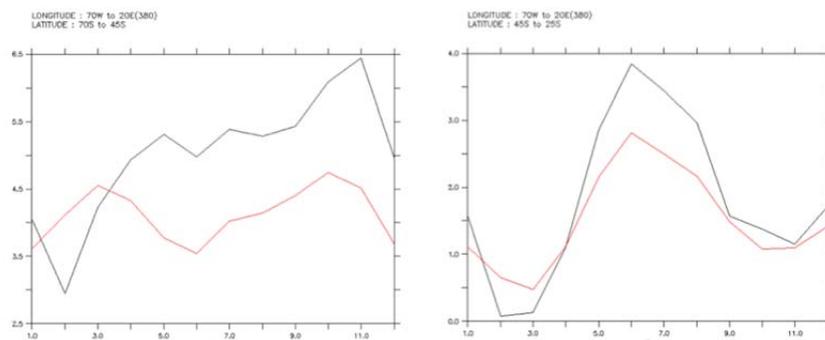


Figura 4.4: Comparação entre as médias climatológicas mensais da rodada histórica do BESM (vermelho) e da reanálise do NCEP2 (preto), para 70S a 45S (a) e 45S a 25S(b).

As figuras 4.5 e 4.6, mostram as diferenças climatológicas anuais das componentes zonal e meridional (respectivamente) do vento a 10 metros entre os dados de reanálise do ERA-Interim e o cenário histórico. Pela figura 4.5, é possível notar, apesar da não homogeneidade espacial, uma subestimação dos valores de vento zonal nas bandas de tempestades (*storm tracks*) e uma superestimação nas regiões tropicais. Já na figura 4.6, as sub-estimações estão localizadas nas bordas leste dos oceanos austrais, na costa pacífica da América do Sul e África. Nota-se que esta banda de subestimações do vento meridional ocorre também na região equatorial.

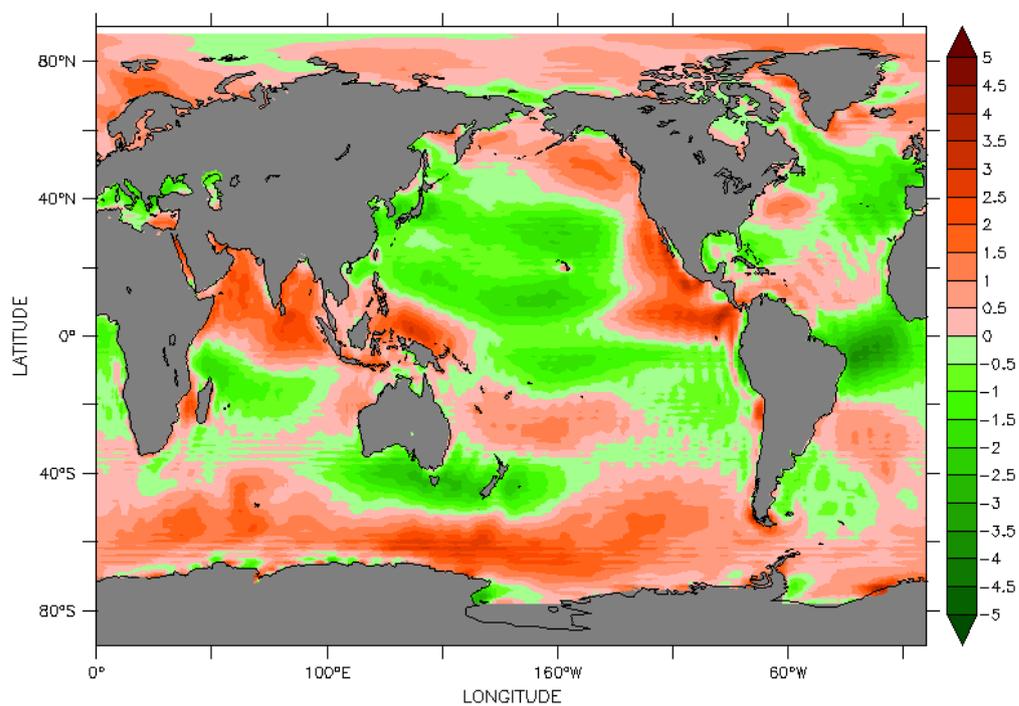


Figura 4.5: Validação da climatologia dos campos de vento zonal da rodada histórica do BESM com dados do ERA-Interim (ERA menos BESM).

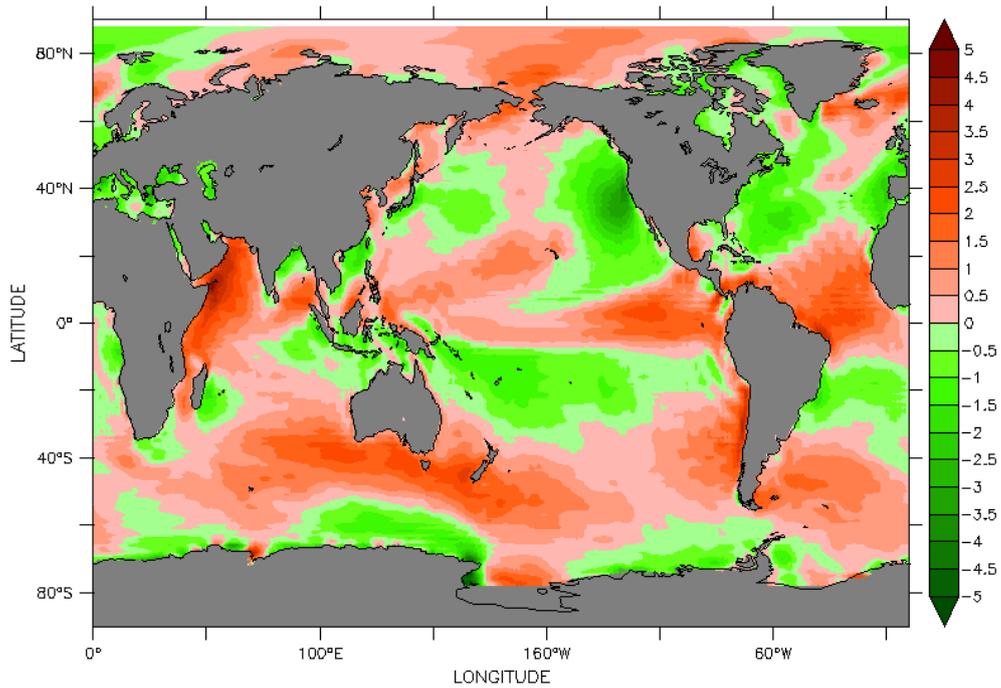


Figura 4.6: Validação da climatologia dos campos de vento meridional da rodada histórica do BESM com dados do ERA-Interim (ERA menos BESM).

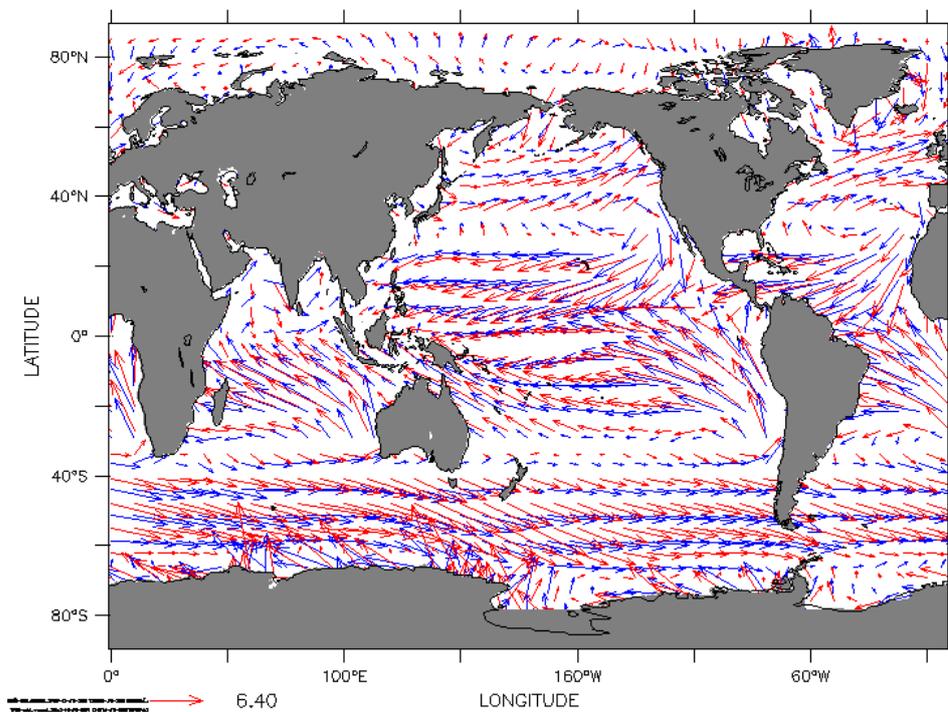


Figura 4.7: Vetores de vento à 10 metros do conjunto de reanálise ERA-Interim (Azul) e BESM Histórico (vermelho).

A figura 4.7 mostra a direção dos vetores de vento a 10 metros climatológicos para o ERA-Interim (azul) e o BESM Histórico (vermelho). Podemos perceber que os principais padrões de circulação em superfície são reproduzidos, como os ventos alísios, os cinturões das tormentas e a grande variabilidade junto aos polos. Estas macro feições também são bem resolvidas pela maioria dos modelos climáticos (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012)

As figuras apresentadas anteriormente mostram que o modelo climático utilizado apresenta um viés considerável, entretanto este viés é encontrado em praticamente todos os modelos de sistema terrestre. Apesar deste viés do estado médio, a variabilidade anual e interanual é preservada, possibilitando comparar diferentes rodadas do BESM com diferentes configurações relativas a diferentes concentrações de CO₂ na atmosfera. Isso também é verificado para outros modelos climáticos (RICHTER; XIE, 2008).

4.3 Rodadas históricas

Nesta secção são apresentados os resultados das simulações do WW3 forçado com as saídas do BESM em suas rodadas históricas. A confiança nas projeções climáticas futuras depende da habilidade de se compreender e simular as feições observadas (MILLER et al., 2014).

Vale lembrar que simulações climáticas diferem bastante de simulações forçadas ou simulações de reanálise e reconstrução passada. Por isso é de se esperar que eventos que ocorreram na realidade não coincidam temporalmente com eventos da simulação histórica a não ser por coincidência (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012). Desta forma são apresentados resultados climatológicos que podem ser comparados com bibliografia, com os dados da validação e com a simulação RCP8.5.

4.3.1 Climatologia média de ondas

A figura 4.8 apresenta a climatologia média de ondas geradas pelo modelo WW3 para o cenário histórico. Primeiramente, precisamos notar que os valores climatológicos obtidos com a simulação histórica são menores do que os valores climatológicos observados com dados de satélite e com a simulação de validação forçada com dados de reanálise do CFSR. O modelo de ondas WW3 apresenta uma grande acurácia, como visto na validação do modelo, e também suportado por diversos autores (DIMITROVA; KORTCHEVA; GALABOV, 2013),(TOLMAN, 2014; ZHENG et al., 2016), entretanto existe um viés negativo, provavelmente devido aos campos de vento do modelo BESM.

Apesar dos valores climatológicos serem menores, a distribuição espacial e as feições de altura significativa de ondas encontradas apresentam uma grande similaridade. Além disso, como o objetivo destas simulações históricas é o de servir como base de comparação para as simulações RCP8.5, este viés em relação aos valores observados passa a ter pouca importância.

Percebe-se que na climatologia anual o hemisfério sul possui alturas significativas de ondas maiores que o hemisfério norte (4.8). Entretanto isso não se verifica ao decompor por climatologias sazonais (figura 4.9). Este fato nos revela que a variabilidade intra-anual no Hemisfério Norte é muito maior no hemisfério sul.

Ao olharmos para a América do Sul podemos claramente perceber que a variabilidade sazonal é muito pequena, sobretudo nas regiões que estão sujeitas às ondas atreladas aos anticiclones extratropicais, que possuem direção de propagação predominante de maiores latitudes para menores latitudes. (STEPHENS; RAMSAY, 2014). Na região mais ao norte da América do Sul (Suriname, Guianas e Norte do Brasil), a variabilidade intra-anual é maior, sobretudo no oceano Atlântico, uma vez que estas regiões estão mais sujeitas às ondas que se propagam, deste os locais mais ativos no HN, nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Conclusões similares também foram citadas por outros autores (HEMER; CHURCH; HUNTER, 2009; REGUERO; MÉNDEZ; LOSADA, 2013).

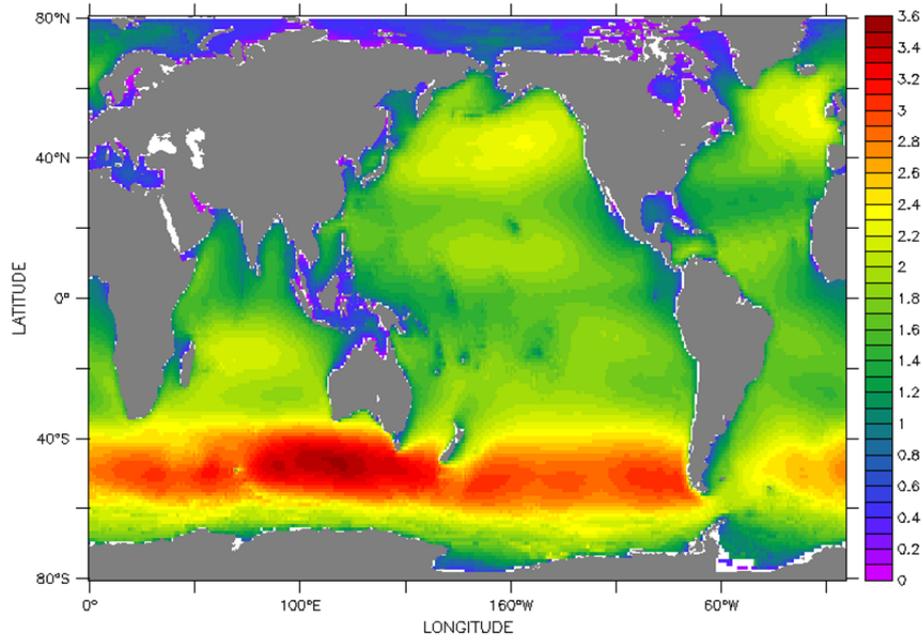


Figura 4.8: Climatologia média de ondas geradas pelo modelo WW3 para o cenário histórico, para um período de 30 anos.

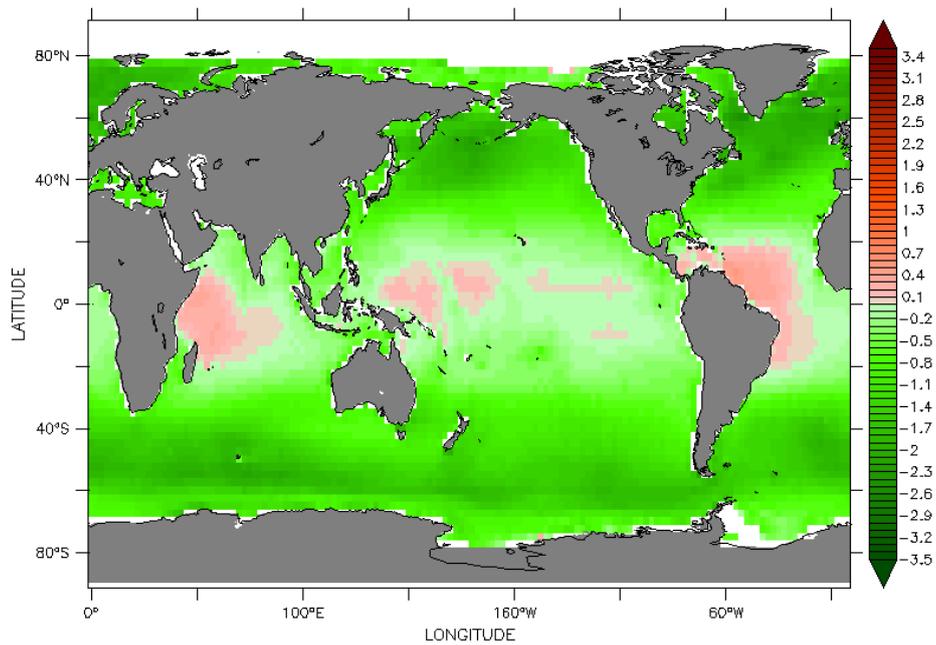


Figura 4.9: Viés entre os dados de ondas da rodada histórica do BESM e do da rodada forçada com dados de reanálise do CFRR. Climatologia média de para um período de 30 anos (1980-2010).

As diferenças climatológicas entre a rodada histórica e a rodada forçada com dados de reanálise do CFSR são mostradas na figura 4.9. Visto que o principal viés num modelo de ondas são frutos do viés de vento (STERL; CAIRES, 2005; STOPA et al., 2013; TOLMAN, 2014), a subestimação global dos valores de alturas de ondas era esperada. Ou seja, esta subestimação se deve principalmente pela subestimação dos campos de vento à 10 metros da rodada histórica do BESM quando comparados aos dados de reanálise. Na figura 4.10 são apresentadas as climatologias médias sazonais para DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. Apesar da climatologia média anual (figura 4.8) mostrar maiores ondas no hemisfério sul, em Dezembro Janeiro e Fevereiro as ondas alcançam valores mais elevados no Pacífico e Atlântico Norte, o mesmo ocorre com as simulações forçadas com reanálise e são condizentes com a literatura.

A região do Caribe e o oeste do Pacífico tropical apresentam valores sem muita oscilação durante as estações do ano, refletindo a pouca habilidade de modelos climáticos em representar adequadamente as estruturas de ciclones tropicais, devido em parte a baixa resolução dos modelos frente as rápidas e restritas estruturas associadas aos ciclones tropicais. Dentro desta perspectiva é necessário diferenciar os mecanismos que geram as tempestades tropicais e extratropicais, que possuem diferentes escalas e mecanismos geradores. As tempestades tropicais ganham energia pela liberação de calor latente, onde parcelas de ar úmido são transportadas a maiores altitudes. Este fenômeno, devido a sua grande resolução espacial e temporal não é bem capturado pelos modelos atmosféricos com resoluções da ordem de 100km ou mais, como o utilizado neste trabalho. Este mecanismo não é bem resolvido nos modelos climáticos atuais (STERL; DE WINTER, 2012).

Já as tempestades extra-tropicais são geradas por instabilidades baroclínicas e são bem resolvidas nos modelos climáticos (STERL; DE WINTER, 2012).

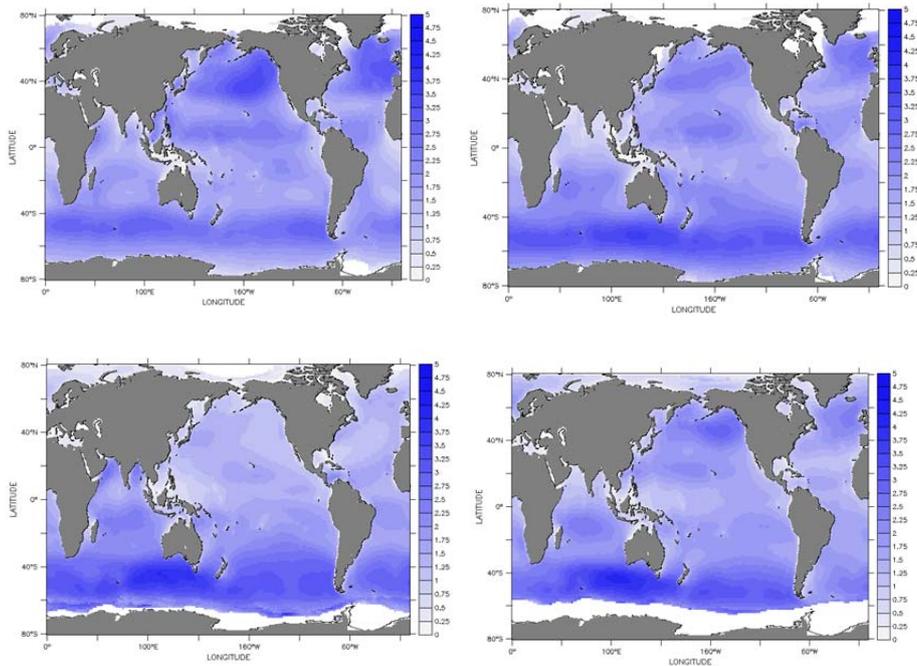


Figura 4.10: Climatologias sazonais geradas pelo cenário histórico. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: a)DJF b)MAM c)JJA e d) SON.

4.4 Rodadas RCP8.5

Nesta seção a seguir são apresentados os resultados das simulações de ondas forçadas com o cenário RCP8.5. A principal diferença entre as rodadas históricas e as rodadas RCP8.5, para um mesmo modelo climático, do CMIP são as variações nas concentrações de CO₂. Em ambos os casos, as concentrações não são fixas, mas variam com o tempo. Na simulação histórica, as concentrações de CO₂ seguem uma curva de concentrações de CO₂ relacionada com o observado (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012).

Nas simulações RCP8.5 as concentrações da CO₂ também são crescentes, embora em uma taxa constante. Em experimentos do tipo RCP8.5 a tensão radiativa de 8.5 W/m² é atingida em 2100, o que significa que não é atingida uma estacionariedade nos resultados, sendo necessárias análises estatísticas que contemplem a não estacionariedade, sobretudo para análise de extremos, como será mostrado para os pontos de interesse.

4.4.1 Climatologia média de ondas

Na figura 4.11 é apresentada a climatologia anual gerada pelas simulações do WW3 para o cenário RCP8.5, no intervalo de 2 décadas entre 2020 e 2040.

Nota-se que as principais feições encontradas com as simulações históricas também são encontradas no cenário RCP8.5, tais como maiores valores climatológicos anuais na região de tormentas dos oceanos austrais e uma maior sazonalidade no Hemisfério Norte.

A figura 4.12 apresenta as climatologias sazonais de ondas para o experimento RCP8.5. O padrão de verão-inverno é bem acentuado para o HN. Apresenta uma variabilidade maior para o HS se comparado as simulações históricas. Para a costa sul-americana as climatologias sazonais apresentam o mesmo padrão de variabilidade das rodadas históricas, com maior variabilidade relativa no norte nordeste do Brasil, onde as ondas propagadas desde o HN influenciam a climatologia média, sobretudo nos meses de DJF. Na porção mais ao sul da América do Sul o lado Pacífico apresenta maior variabilidade sazonal do que o lado Atlântico.

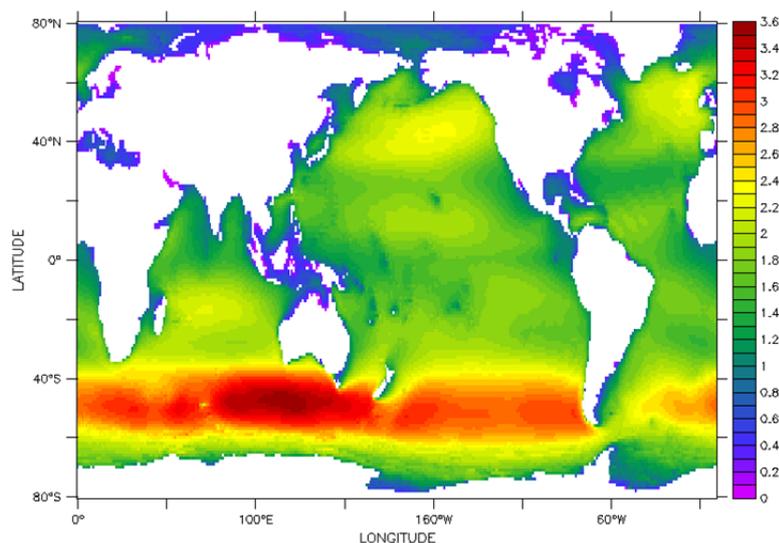


Figura 4.11 : Climatologia média anual para altura significativa de ondas, geradas para o cenário RCP8.5. Intervalo temporal de 2020 à 2040.

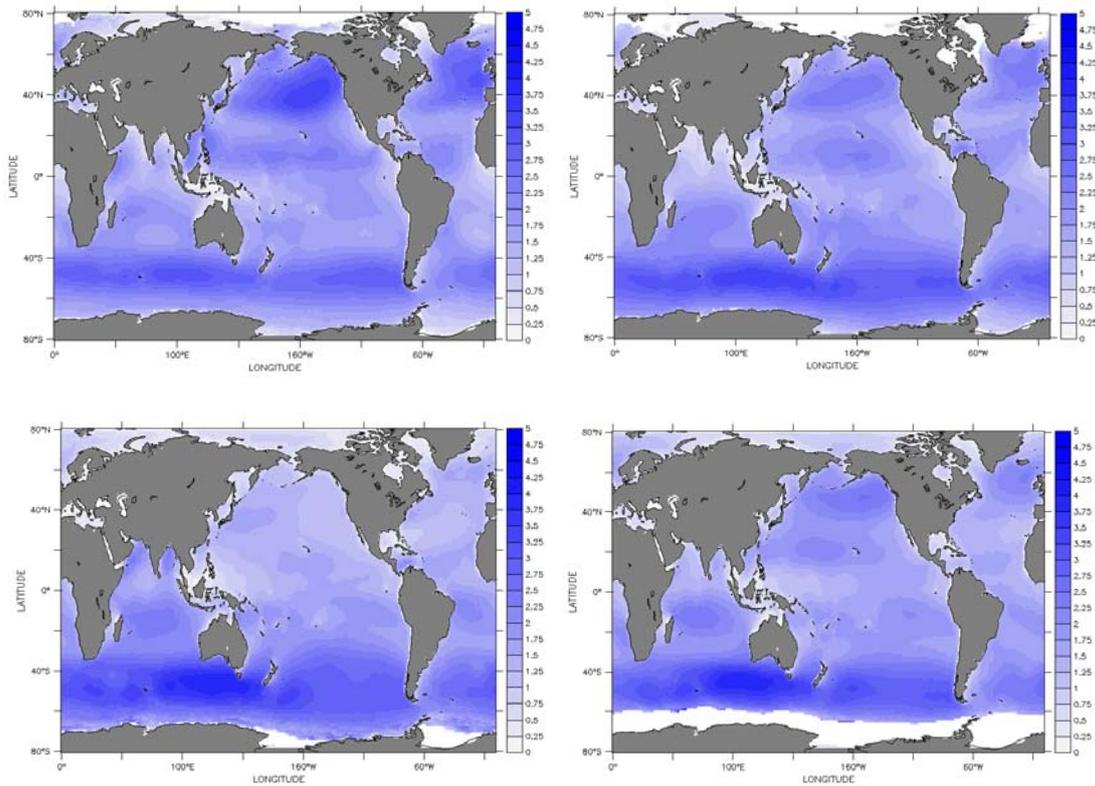


Figura 4.12: Climatologias sazonais geradas pelo cenário RCP8.5. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: a)DJF b)MAM c)JJA e d) SON.

4.5 Diferenças climatológicas entre as rodadas históricas e RCP8.5

Na figura 4.13 é apresentada a diferença entre as climatologias médias anuais dos cenários Histórico e RCP8.5, para o mesmo intervalo de tempo. Pode-se perceber que o aumento ou diminuição das alturas significativas não é uniforme ao longo do globo, variando espacialmente. Na costa Sulamericana, no lado Pacifico há uma tendência ao aumento das alturas climatológicas, tendo um máximo de aumento no extremo sul com valores de 15 centímetros. Enquanto no Atlântico as variações são menos uniformes.

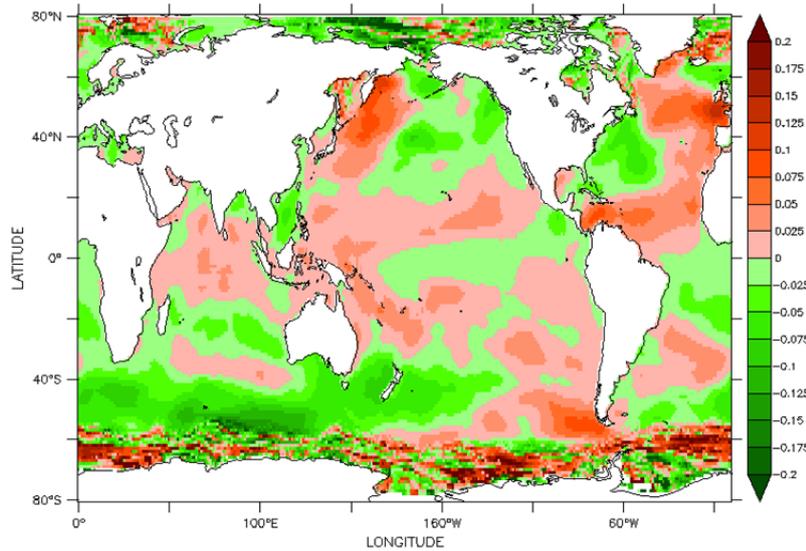


Figura 4.13: Diferenças entre as climatologias anuais das simulações RCP8.5 e histórica na altura significativa de ondas. Análise de RCP8.5 menos histórico.

A seguir são apresentadas as diferenças entre as climatologias dos diferentes cenários, para verão e inverno, na figura 4.14. Além da variação espacial já mostrada na climatologia anual (figura 4.13), há também uma forte variação temporal. Nota-se que para a América do Sul, há uma tendência de aumento do clima médio de alturas de ondas no verão e uma tendência de diminuição do clima médio de alturas de ondas no inverno.

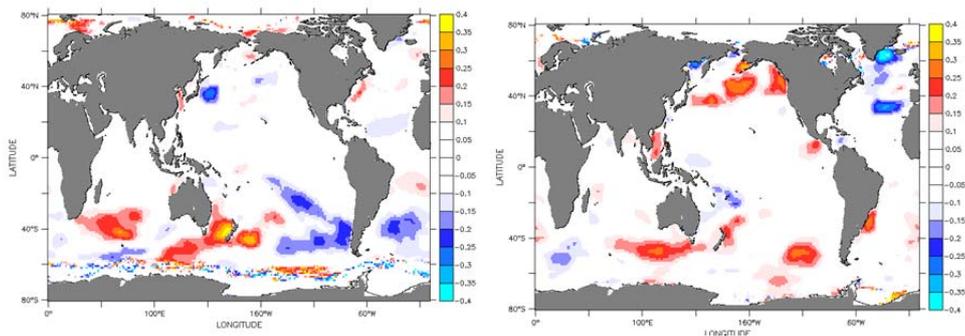


Figura 4.14: Diferença entre as climatologias médias entre os cenários RCP8.5 e histórica, para o trimestre JAS e JFM, respectivamente.

4.6 Análise dos pontos de interesse ao largo da costa sul-americana

A seguir são apresentados os resultados obtidos com as análises de ondas extremas para os 12 pontos de interesse para os cenários RPC8.5. Com o intuito de tornar mais clara a metodologia, alguns resultados intermediários da análise são apresentados. Como exemplo, foi escolhido o ponto. A série temporal de altura significativa de ondas (figura 4.15), foi reordenada na forma de histograma, com intuito de mostrar a distribuição de classes de alturas de ondas (figura 4.16). A esta distribuição, foram ajustadas curvas estatísticas que representam estes dados (figura 4.17). A curva de melhor ajuste foi, portanto, eleita, tabulando desta forma os valores dos parâmetros estatísticos de localização (i.e. Média na distribuição normal). Com base no parâmetro de localização da função estatística ajustada, foi calculada a tendência temporal de aumento ou diminuição das ondas médias. Os sinais de tendência do regime médio são apresentados na tabela 03.

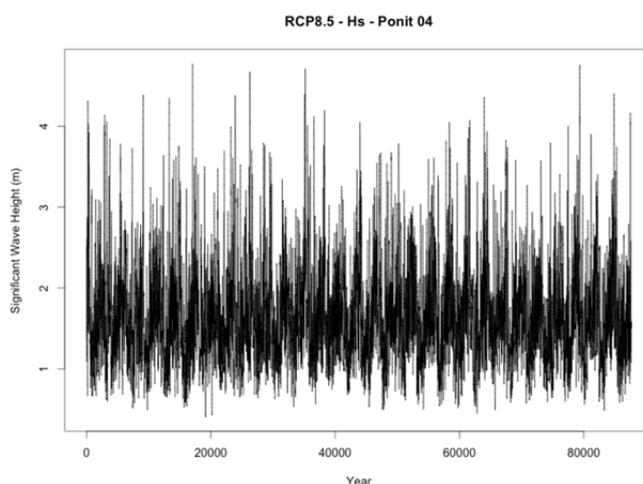


Figura 4.15: Série temporal para o Ponto 4, ao largo da costa Paulista, para o cenário RCP8.5.

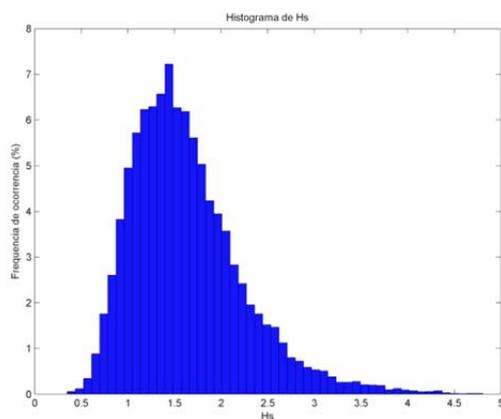


Figura 4.16: Histograma de distribuição de alturas de ondas significativas, para o ponto 4, cenário RCP8.5.

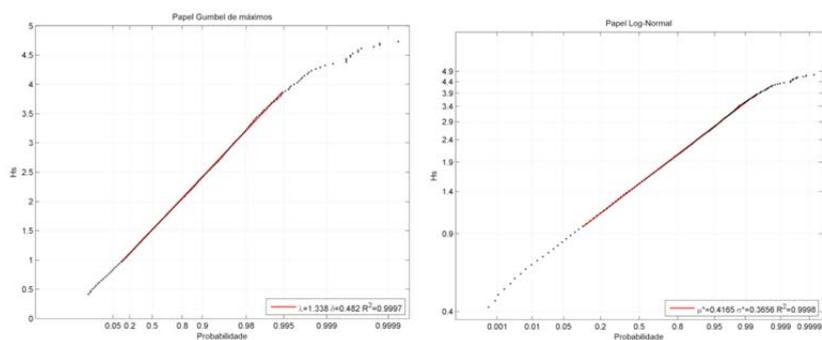


Figura 4.17: Ajustes de duas distribuições estatísticas para o regime médio de altura significativa de ondas. Dados referentes ao ponto 4, cenário RCP8.5.

Tabela 4.1: Tendência de aumento ou diminuição das alturas significativas de ondas médias para o cenário RCP8.5. Valores positivos significam tendência de ocorrerem maiores ondas médias no cenário RCP8.5. Valores negativos significam uma tendência negativa, ou seja menores ondas significativas médias no cenário RCP8.5. Zero significa sem diferenças estatisticamente significativas (dentro da segunda casa decimal, i.e. centímetros.).

| Ponto Número | Diferença na Tendência do regime médio Método de ajuste de tendências |
|--------------|--------------------------------------------------------------------------|
| 1 | + |
| 2 | - |
| 3 | - |
| 4 | + |
| 5 | - |
| 6 | - |
| 7 | + |
| 8 | + |
| 9 | 0 |
| 10 | + |
| 11 | + |
| 12 | + |

A partir da tabela 4.1 podemos concluir que no Oceano Pacífico, pontos 8 à 12, há uma tendência de aumento das alturas significativas médias, já no Atlântico está tendência não é muito clara, tendo 2 dos 6 pontos com maiores alturas de ondas e 4 com menores. Ao analisar, em conjunto, as diferenças climatológicas sazonais entre os experimentos histórico e RCP8.5, juntamente com as tendências de aumento e diminuição do regime médio do experimento RCP8.5 podemos concluir que os aumentos (diminuições) nos valores de altura significativa média estão relacionados com períodos de verão (inverno) para os pontos localizados na porção sul da costa pacífica e para o ponto 4 na costa paulista. Entretanto esse sinal de menor variabilidade não se apresenta na costa norte brasileira, onde se espera uma maior dicotomia entre as estações do ano, devido ao incremento nos valores médios do cenário RCP8.5 e também devido as maiores alturas de ondas no Atlântico Norte.

4.6.1 Análise de tendência de alturas significativas extremas

Um dos objetivos centrais deste trabalho é o de investigar se as alturas de ondas significativas de eventos extremos, na América do Sul irão aumentar ou diminuir. Num primeiro momento foram estimadas as tendências das alturas significativas máximas anuais utilizando o método de MKS. A tabela 4.1: mostra o sinal das inclinações de reta e sua significância estatística. Diferentemente do regime médio e das climatologias apresentadas anteriormente, as tendências de aumento das alturas significativas não estão focadas mais em um oceano do que em outro, mas sim espalhadas por entre os pontos. Isto leva a crer que os mecanismos que regem as alturas significativas de eventos extremos de ondas sejam diferentes dos mecanismos que regem os eventos de alturas significativas médias, assim como apontado por diversos autores (ALVES; YOUNG, 2003; IZAGUIRRE et al., 2011; MENÉNDEZ et al., 2008).

Em apenas 3 pontos foi atingido o índice de significância proposto neste trabalho. Vale destacar o ponto 12, no extremo sul da costa pacífica, onde há uma tendência robusta de aumento dos eventos extremos de ondas, bem como dos eventos médios. Esta conjunção entre tendências para o regime médio e para o regime extremo, leva-nos a supor que fatores climáticos de grande relevância estejam afetando ao ponto 12.

As ondas extremas na costa pacífica da América do Sul estão diretamente relacionadas com instabilidades baroclínicas e anticiclones extratropicais ((REGUERO; MÉNDEZ; LOSADA, 2013). Desta forma, apesar da climatologia do RCP8.5 menos Histórico apresentar, para o inverno (época em que são mais frequentes estes fenômenos), valores mais baixos de altura significativa, os eventos extremos se tornam mais fortes. Isto poderia indicar um panorama onde os eventos extremos se tornam mais extremos, porém menos frequentes. Porém, observando que existe uma tendência de aumento dos próprios valores médios dentro da simulação RCP8.5, a ideia de eventos extremos menos frequentes perde força. Desta forma, para explicar esta tendência de aumento do regime médio, outros fenômenos interanuais devem estar atuando. Podemos listar fenômenos de

escala temporal longa, tais como *El Niño*, PDO, etc, como possíveis mecanismos de modulação das ondas extremas e das ondas médias.

Outro ponto de destaque é o ponto 4, ao largo da costa paulista, onde há uma tendência de diminuição das ondas extremas, porém um aumento das ondas no regime médio dentro do das simulações do RCP8.5 e também nas diferenças entre as rodadas históricas e RCP8.5, sobretudo para os meses de verão. Ao olharmos para a tabela 4, podemos perceber que apesar da tendência de diminuição dos eventos extremos, verificado pela tendência de MKS percebemos que a não estacionariedade, intrínseca dos experimentos RCPs, pode ser outro fator importante, visto que as tendências dos parâmetro não estacionários também são significativas, o que será abordado na seção seguinte. Para a maioria dos pontos a tendência de aumento ou diminuição das ondas extremas é fraco e pouco significativo como pode ser percebido na tabela 4.2.

Tabela 2.2: Os sinais das retas de tendência calculados pelo método Mann-Kendall e teste de Sen e os parâmetros da análise não estacionária do NEst-GEV. As estações 1 a 7 são no oceano Atlântico e de 8 a 12 no oceano Pacífico.

| Point Number | Annual maximum Significant Wave Height | | |
|--------------|----------------------------------------|---------|---------|
| | MKS | GEV-t u | GEV-t c |
| 1 | - | - | + |
| 2 | - (*) | - (*) | - (*) |
| 3 | + | + | - |
| 4 | - (*) | - (*) | + |
| 5 | + | + | + |
| 6 | + | + | - |
| 7 | + | + | + |
| 8 | - | - | - |
| 9 | + | + | - |
| 10 | - | - | - |
| 11 | - (*) | - (*) | - (*) |
| 12 | + | + | + |

4.6.2 Análise do GEV não estacionário

O teste de máxima semelhança mostrou que a grande maioria dos pontos possui uma melhor representação usando o NEst-GEV do que Est-GEV. As exceções são os pontos 7, 8 e 11, na qual a hipótese de melhor representatividade do modelo NEst-GEV foi rejeitada. Entretanto, os erros de ajuste entre ambas as metodologias foram bastante similares, desta forma, para manter a coerência dos resultados e manter uma metodologia uniforme, foi utilizada somente as distribuições dos modelos NEst-GEV para esta seção. A partir da tabela 04, mostrada na seção anterior é possível notar que o parâmetro de localização (GEV-t u) desempenha um papel dominante nas tendências, uma vez que coincide com as tendências calculadas pelo método de MKS. Já o parâmetro de escala (GEV-t c), nem sempre aparece em correlação ao sinal da tendência do MKS.

O parâmetro de escala tem uma influência, na variabilidade dos eventos, sobretudo nos maiores níveis de retorno, como apontado por Chen and Chu (2014). Pode-se generalizar que quando o parâmetro de escala tem uma tendência positiva, existe uma tendência, ao longo do tempo, de que a variabilidade dos eventos extremos seja maior. Em outras palavras, os eventos classificados como extremos de altura significativa de ondas passam a abranger um range maior de valores ao longo do tempo. Por isso é de se esperar que para um período de retorno maior maiores serão os valores mais extremos deste conjunto de eventos extremos, assim como também serão menores os menores valores deste mesmo conjunto de extremos. De forma análoga, quando há uma tendência de diminuição do parâmetro de escala ao longo do tempo, é prevista uma menor variabilidade dos eventos extremos.

Entretanto, os dois parâmetros, de localização e de escala, se inter-relacionam. Quando ambos os parâmetros são positivos ocorre uma amplificação dos níveis de retorno altos (maiores que 2 anos). Já quando ambos os parâmetros possuem tendências negativas, ocorre um achatamento dos níveis de retorno mais altos.

No ponto 12 (4.29), onde ambos os parâmetros da distribuição NEst-GEV possuem tendências positivas e estatisticamente significativas, ocorre

uma grande amplificação dos períodos de retorno mais altos (20 e 100 anos). Neste caso, um evento raro em 2010 com altura da ordem de 7 metros de altura significativa, com período de retorno de mais de 100 anos (ou seja, 1% de chance de ocorrer dentro de um ano), passa a ser um evento relativamente normal com periodicidade de 3 a 5 anos em 2040 (figura 4.29).

Aliando estes resultados com os resultados de aumento do regime médio com a tendência de aumento do regime extremo, podemos assegurar com relativa confiança que para o ponto 12, no sul da América do Sul, o panorama é de um aumento consistente da agitação marinha, com eventos extremos mais extremos.

Para o ponto 02 (figura 4.19), ambos os parâmetros apresentam tendências negativas, portanto há uma amplificação da tendência negativa de aumento das alturas significativas de ondas extremas, principalmente para os períodos de retorno maiores. Neste caso, no ponto 02 onde um evento relativamente normal, com altura significativa de 4,5m, que apresenta uma periodicidade de retorno da ordem de 4-5 anos em 2010, se torna um evento bem mais raro em 2040 com periodicidade de retorno de mais de 20 anos. Neste caso, como a tendência do regime médio é de diminuição de alturas significativas, e que as diferenças entre as climatologias de inverno entre os cenários RCP8.5 e histórico também mostra um declínio, é de se esperar que a agitação marinha se torne menos intensa em todos os seus aspectos, extremos e médios.

As outras possibilidades, tendência positiva para um parâmetro e negativa para outro, tendem a suavizar ou até mesmo reverter a tendência dos efeitos das tendências gerais calculadas pelo MKS, sobretudo para os períodos de retorno maiores. O ponto 04 (figura 4.21), que possui significância estatística, é um exemplo de tendência negativa para o parâmetro de localização e positiva para o parâmetro de escala. Estes resultados entram em confronto com os resultados do regime médio, onde aparentemente há uma tendência de aumento das alturas de ondas para as simulações do RCP8.5. Pelas análises climatológicas sazonais (figura 4.14), espera-se que haja verões com valores médios maiores e invernos com valores médios menores que os observados no cenário histórico. Sob este enfoque fica evidente que há uma ligação entre os regimes médios e

extremas para este ponto. Meses de verão com maior e invernos com menor agitação marítima, com eventos extremos com maior variabilidade. ALFREDINI et al. (2013), mostram uma tendência positiva do regime médio para uma série temporal validada com base nos dados de reanálise do ERA-40, o que reforça a tendência de aumento global do regime médio também para os resultados de regime médio deste trabalho.

No ponto 11 (figura 4.28), há uma tendência negativa para ambos os parâmetros, entretanto apesar de ser estatisticamente significativa, a tendência negativa do parâmetro de escala não é suficiente grande para afetar de forma importante os períodos de retorno maiores, causando uma quase que estabilidade na variabilidade dos eventos extremos. Por outro lado o valor absoluto do parâmetro de escala é bastante elevado, o que acarreta na grande distância entre os níveis de retorno de 20 e 100 anos. A tendência negativa do parâmetro de localização faz com que os valores esperados para o final da série sejam menores do que o do começo, porém não há uma redução tão acentuada como a que ocorre no ponto 2 (figura 4.19). Colocando em perspectiva com os demais resultados, onde se espera uma tendência de aumento das ondas do regime médio dentro do cenário RCP8.5, tendências de diminuição do regime extremo, leva a uma menor variabilidade temporal, com eventos médios mais frequentes.

Vale lembrar que nos demais pontos 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9 e 10, figuras 4.18, 4.20, 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, 4.26 e 4.27, respectivamente, as variações dos parâmetros de localização e escala, ao longo do tempo, não são significativas e portanto conclusões sobre o regime extremo não são conclusivas. Para estes pontos, os ajustes dos parâmetros, revelam uma variabilidade muito menor e portanto as curvas de período de retorno tendem a perder curvatura e se aproximar de uma equação de reta, dominadas pela tendência do parâmetro de localização.

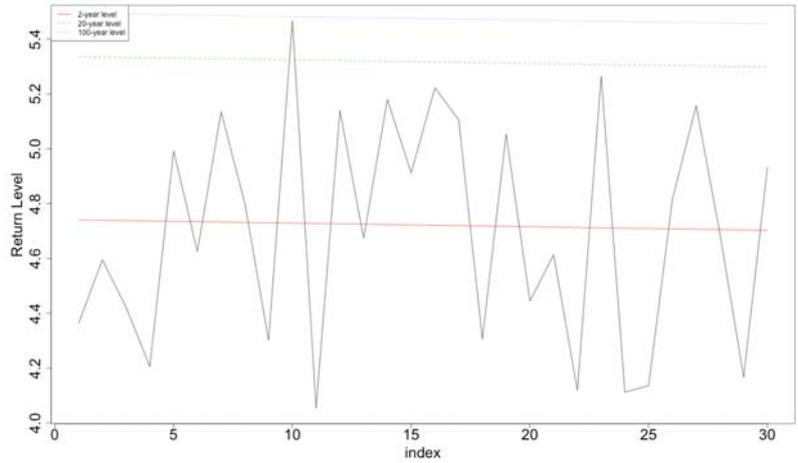


Figura 4.18: Ponto 1. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

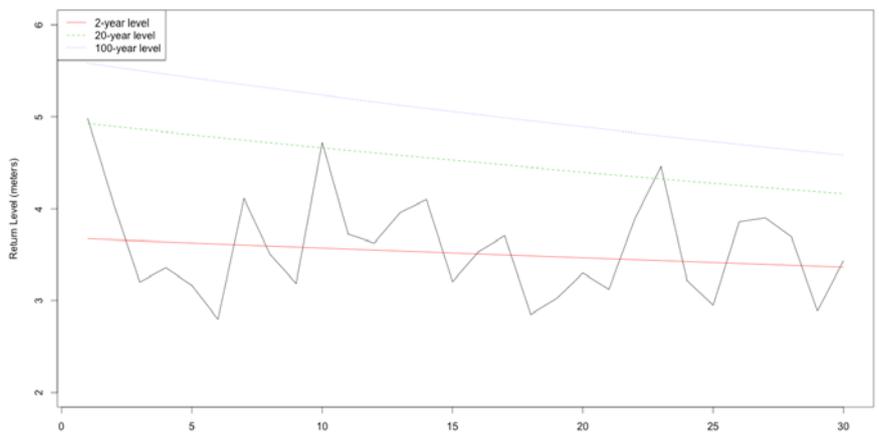


Figura 4.19: Exemplo de tendência negativa para ambos os parâmetros. Ponto 02. O eixo x se refere aos anos índice, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV

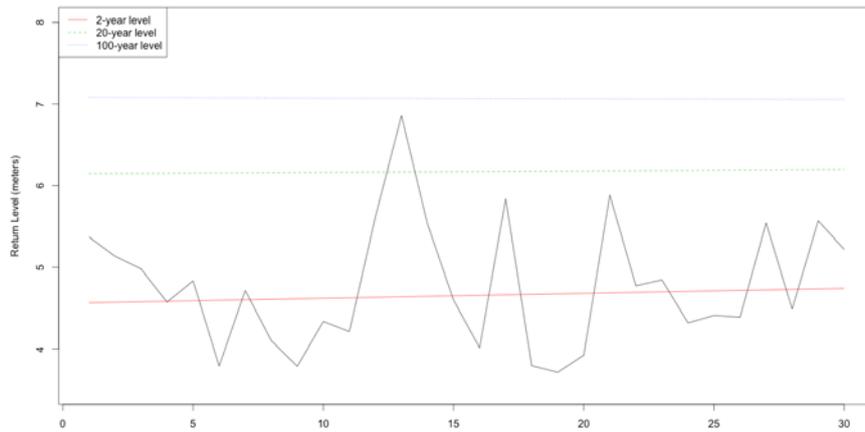


Figura 4.20: Exemplo de tendência positiva para o parâmetro de localização e negativa para o parâmetro de escala. Ponto 03. O eixo x se refere aos anos índices, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

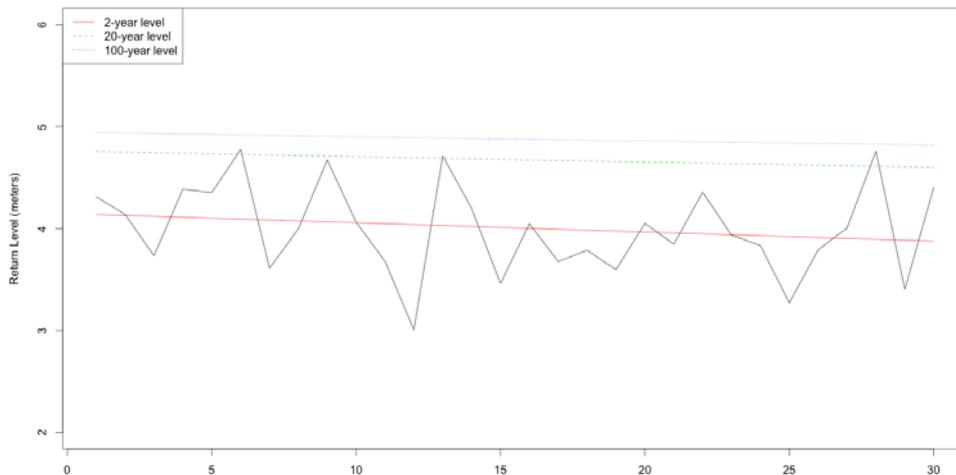


Figura 4.21: Exemplo de tendência negativa para o parâmetro de localização e positivo para o parâmetro de escala. Ponto 04. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

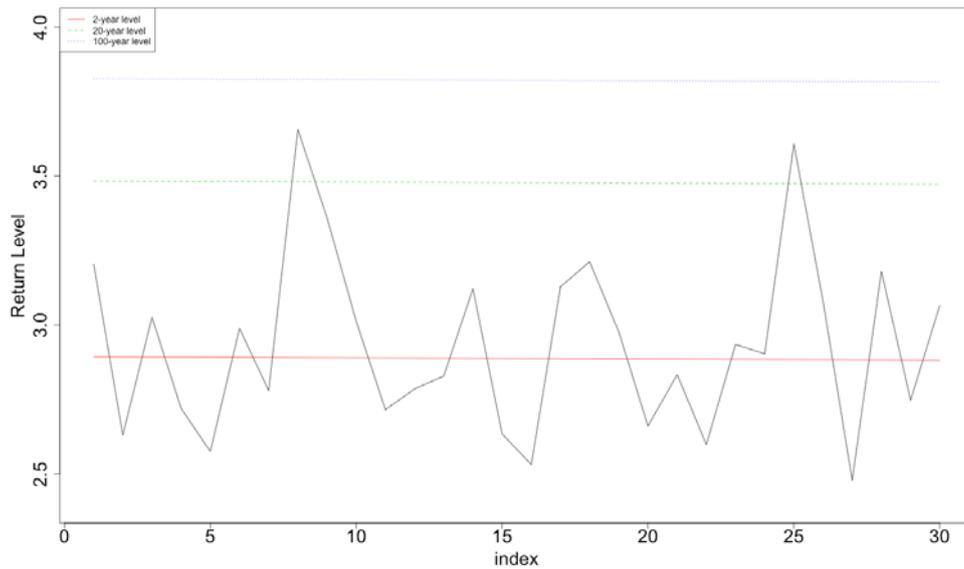


Figura 4.22: Ponto 5. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

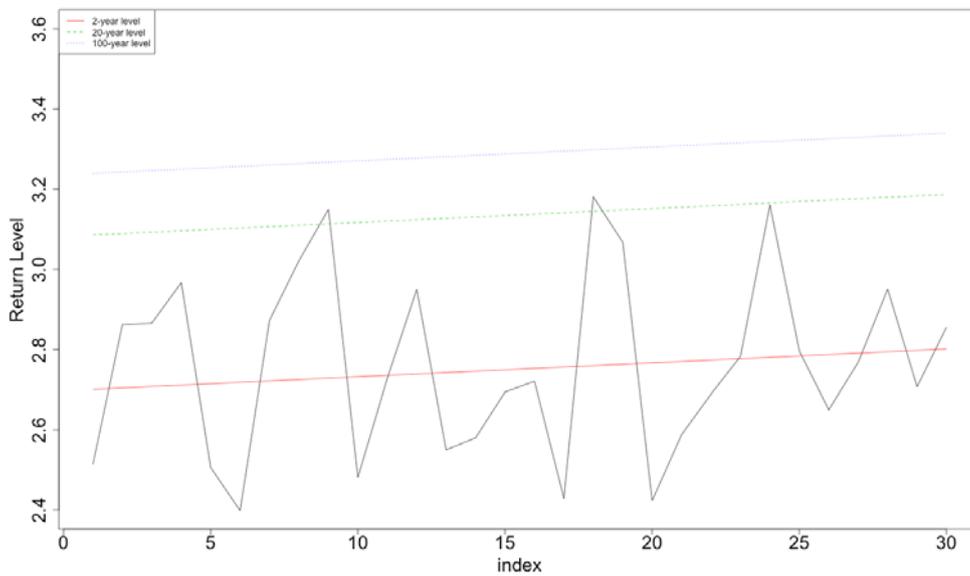


Figura 4.23: Ponto 6. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

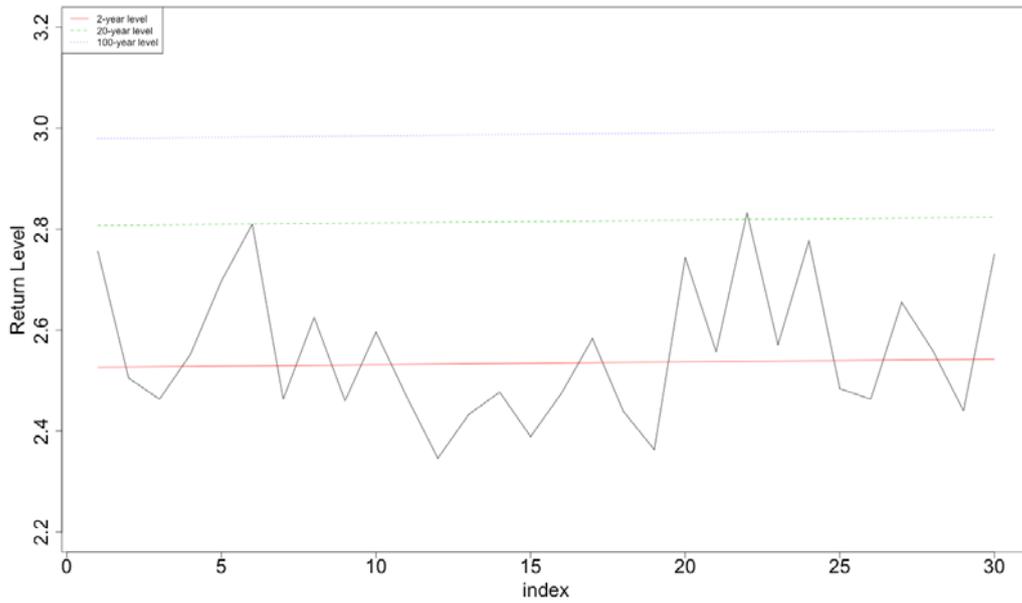


Figura 4.24: Ponto 7. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

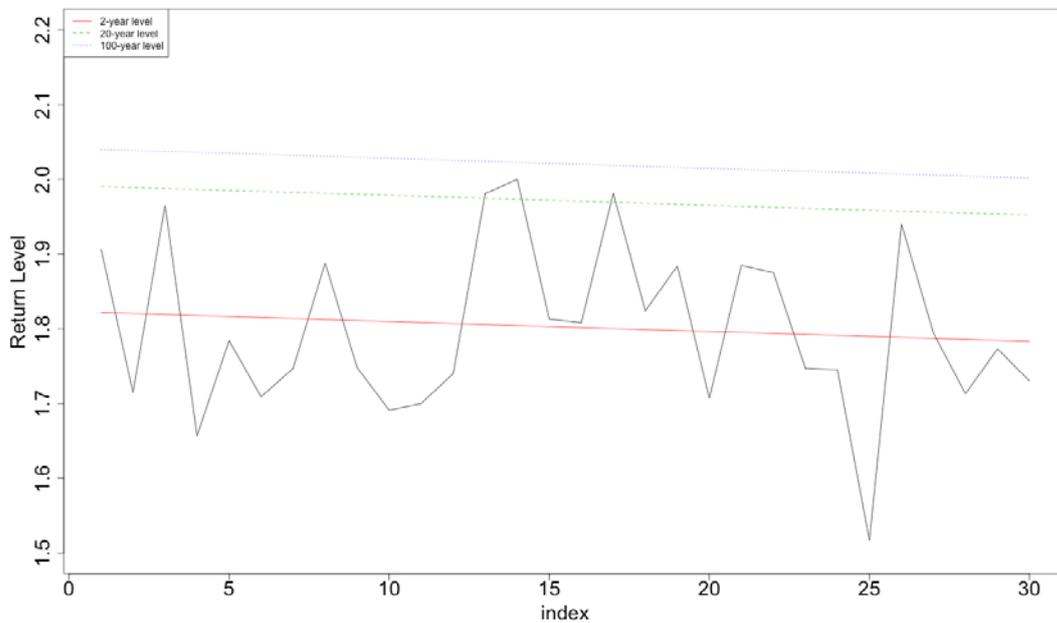


Figura 4.25: Ponto 8. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

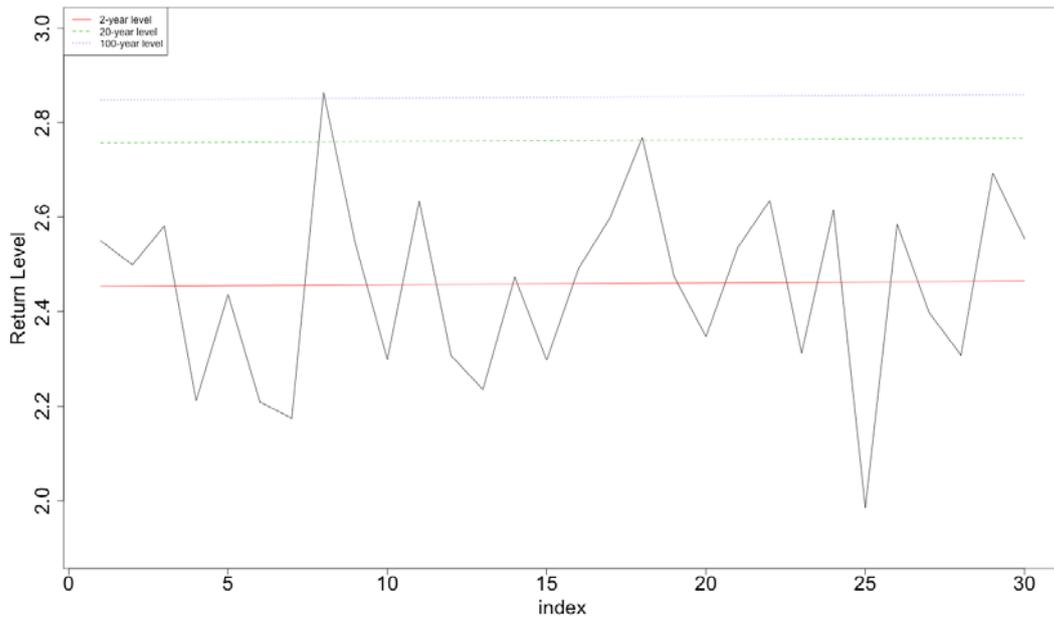


Figura 4.26: Ponto 9. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

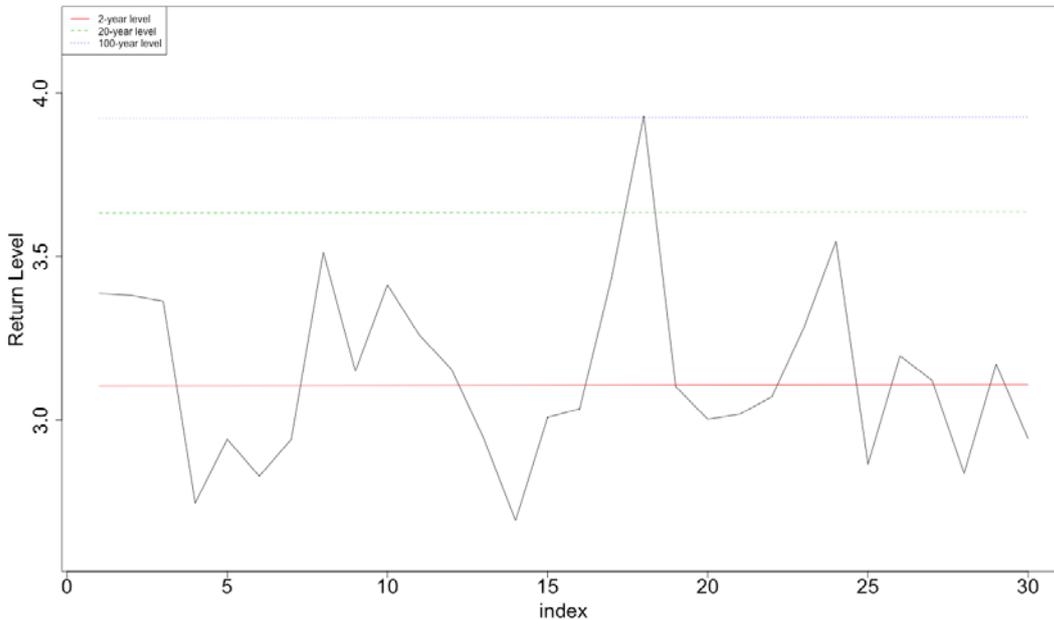


Figura 4.27: Ponto 10. O eixo x se refere aos anos index, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

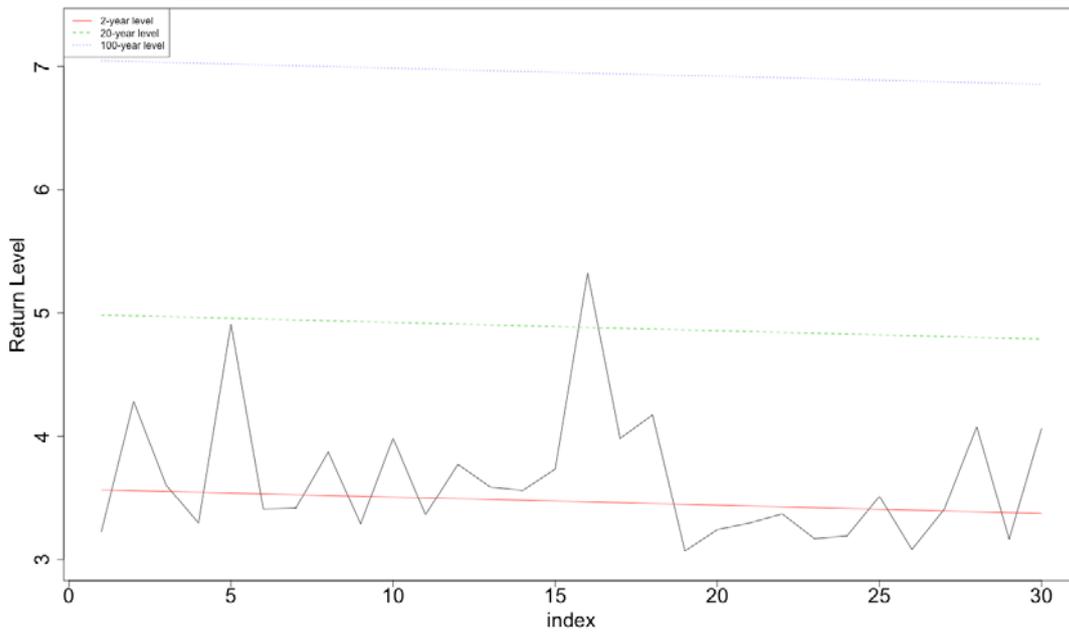


Figura 4.28: Ponto 11. O eixo x se refere aos anos *índex*, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

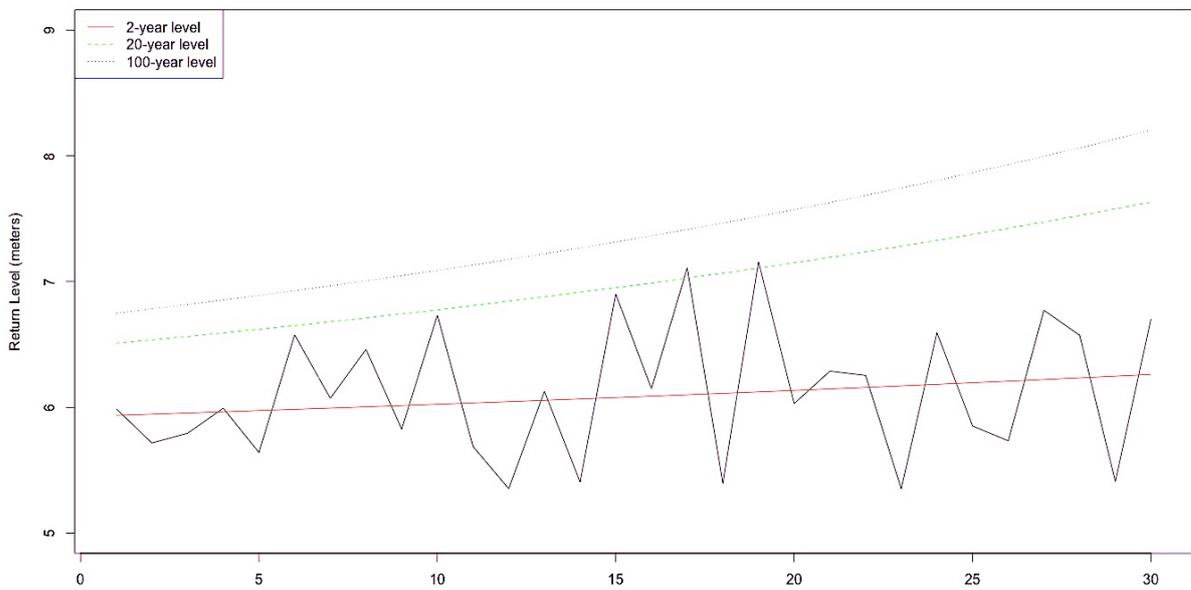


Figura 4.29: Exemplo de tendência positiva significativa para ambos os parâmetros. Ponto 12. O eixo x se refere aos anos *índex*, partindo de 2010. A linha preta significa os máximos anuais, a linha vermelha, verde e azul, os nível de retorno de 2 anos, 20 e 100 anos. Calculado com NEst-GEV.

4.6.3 Correlação entre altura significativa de onda e vento a 10 metros

Nesta secção são apresentados os resultados de correlação entre o índice mensal de oscilação das alturas significativas de ondas para cada um dos pontos de análise e o campo de magnitude de vento a 10 metros do cenário RCP8.5. As figuras 4.30 à 4.41 apresentam os índices de oscilação para os pontos 1 a 12 respectivamente.

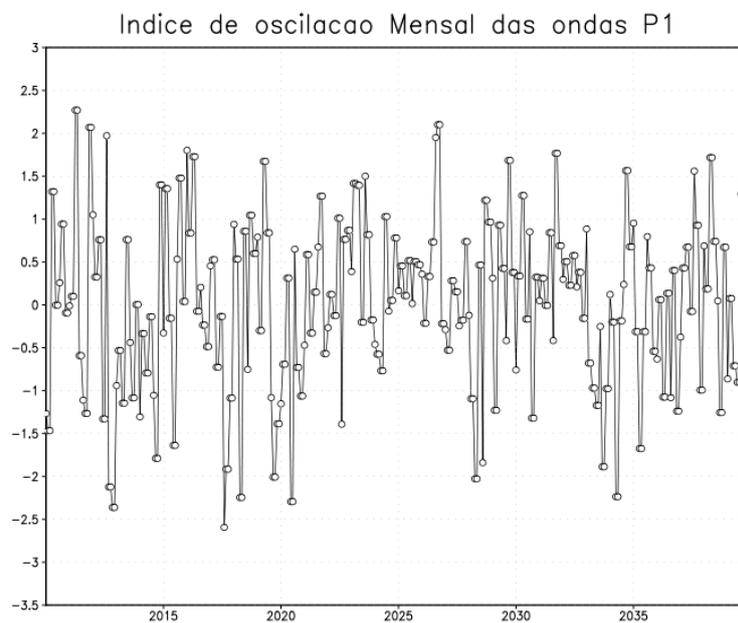


Figura 4.30: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 01.

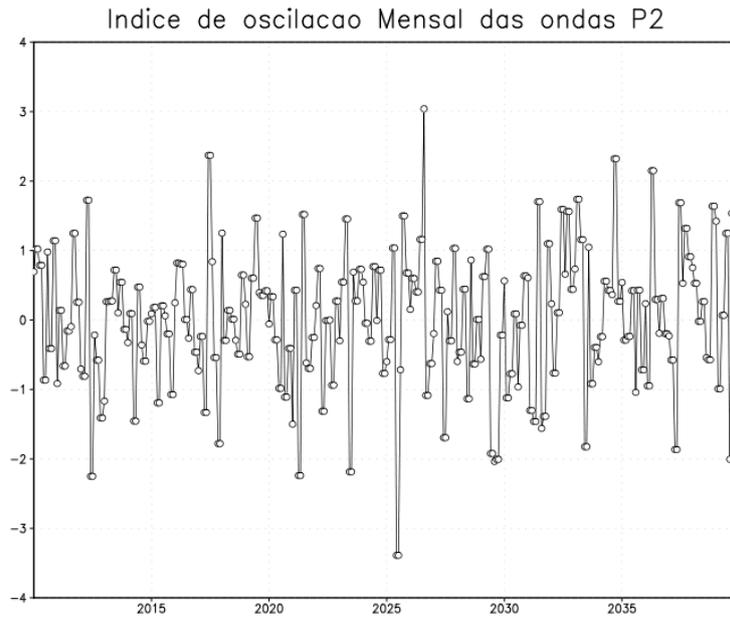


Figura 4.31: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 02.

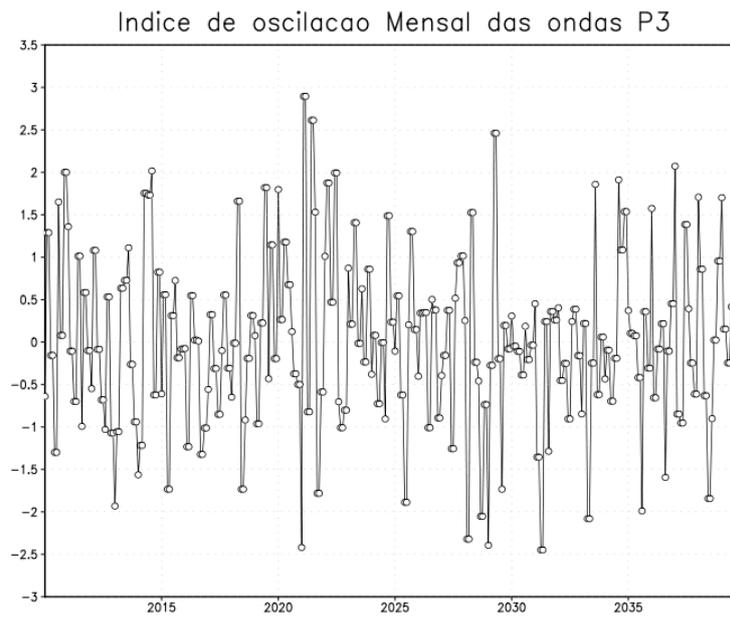


Figura 4.32: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 03.

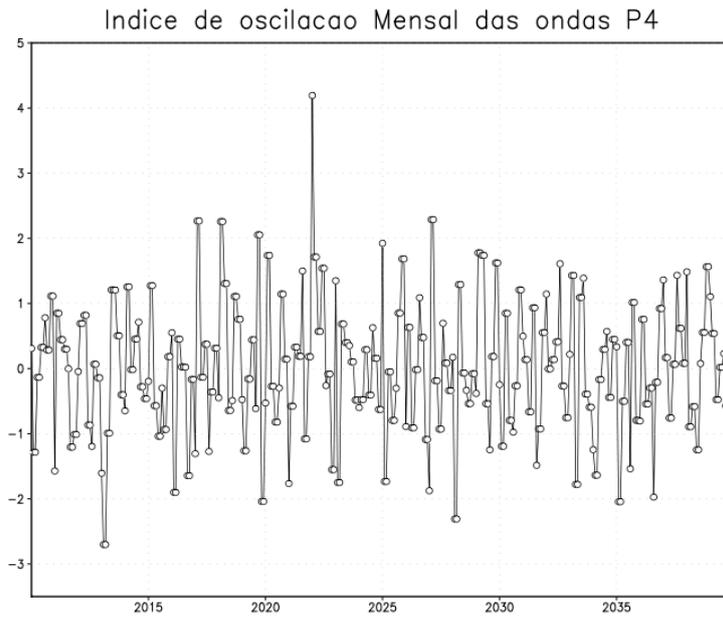


Figura 4.33: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 04.

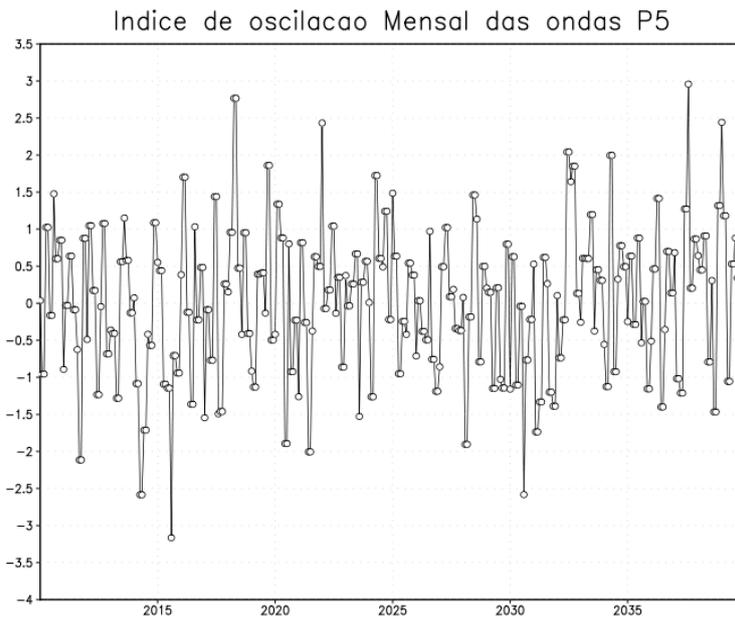


Figura 4.34: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 05.

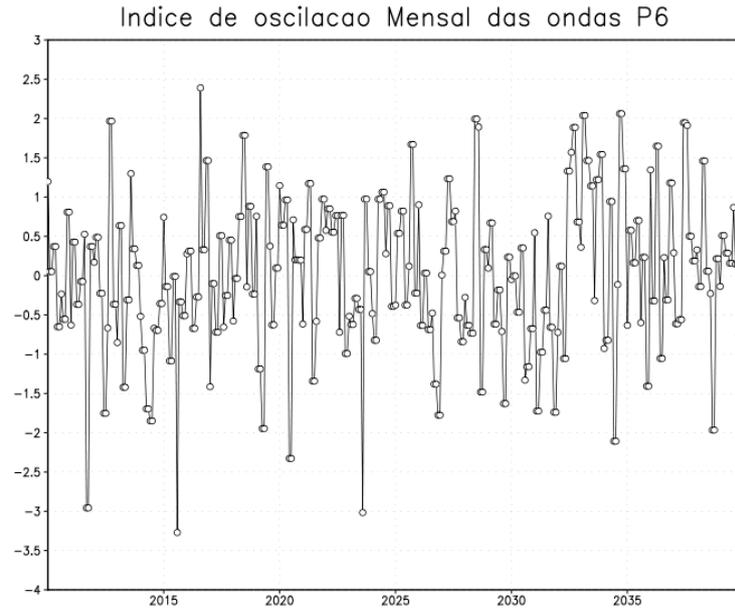


Figura 4.35: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 06.

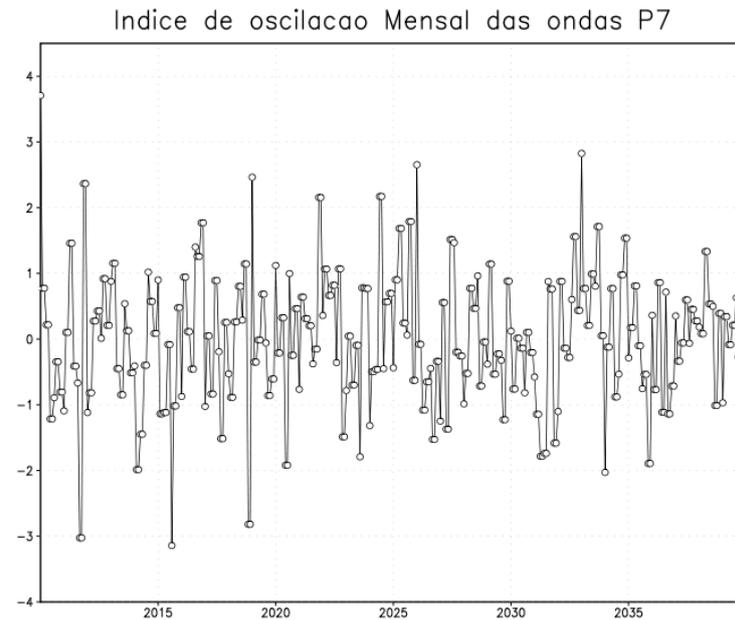


Figura 4.36: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 07.

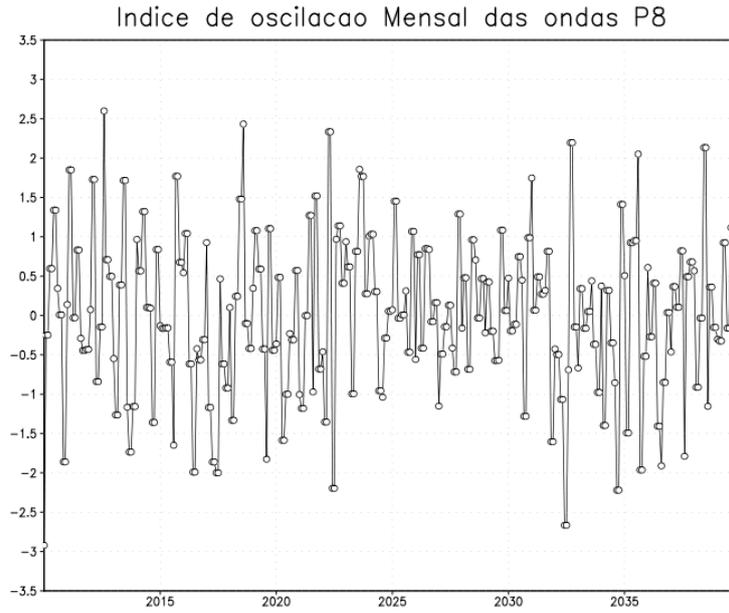


Figura 4.37: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 08.

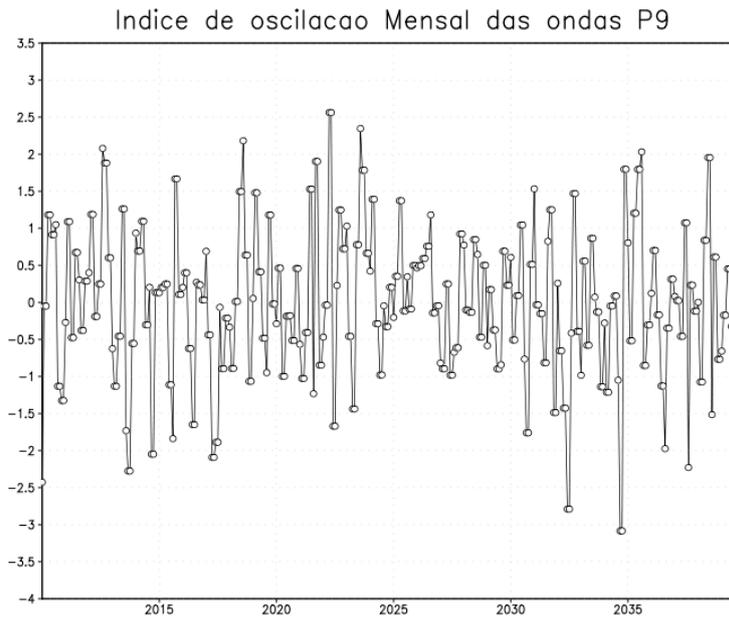


Figura 4.38: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 09.

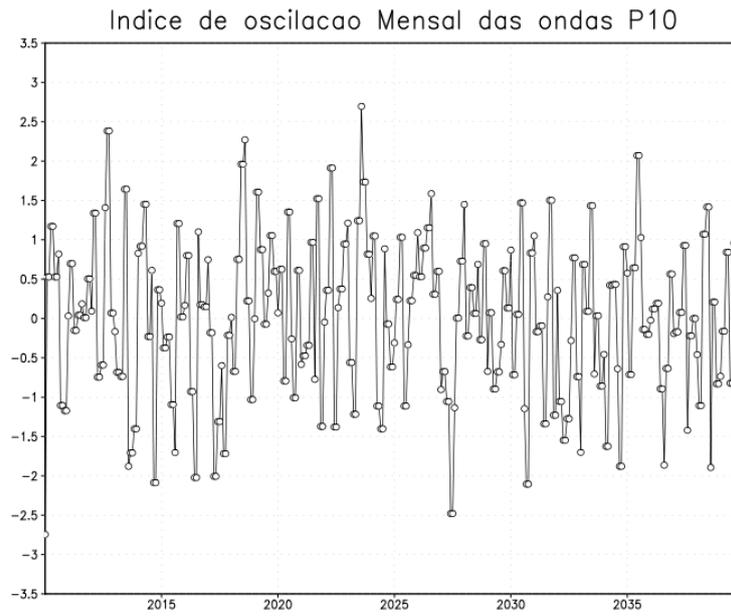


Figura 4.39: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 10.

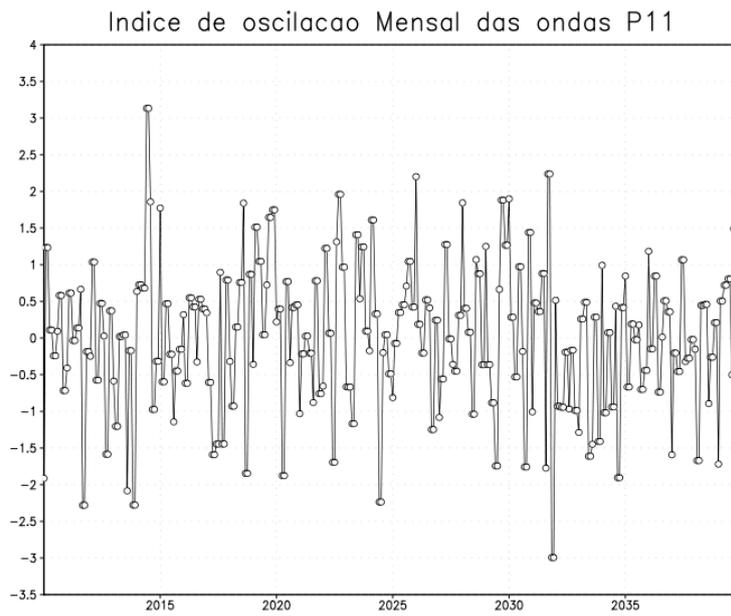


Figura 4.40: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 11.

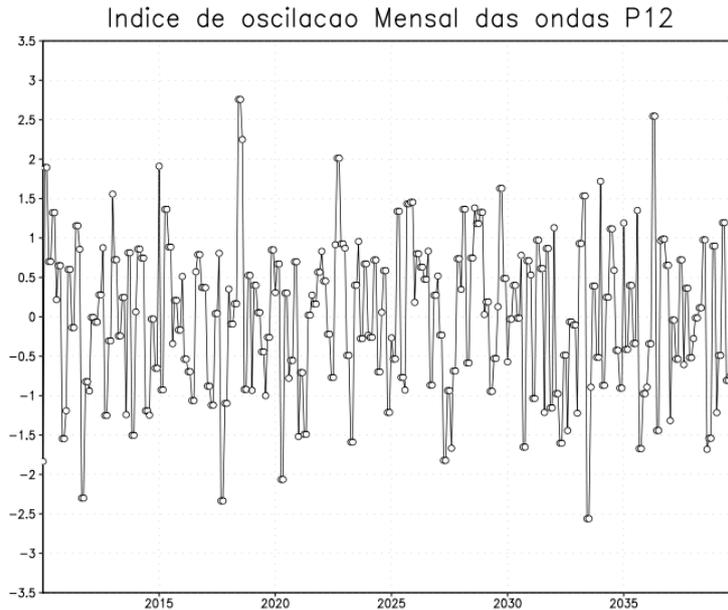


Figura 4.41: Índice de oscilação mensal das alturas significativas para o ponto 12.

A correlação entre os valores dos índices apresentados nas figuras 4.30 à 4.41 com a magnitude do vento foi feita para os 12 pontos de análise. Esta correlação mostrou que em determinados locais há uma correlação somente com os ventos locais e próximos ao ponto em questão revelando predomínios de mares de vento (*sea*), já para outros pontos efeitos remotos são percebidos, o que indica uma influência importante de ondulações (*swell*) no clima médio de ondas. Na figura 4.42 é apresentado o campo de correlação temporal para o ponto 01. Nesta figura é possível notar que a área de influência se estende por todo o cinturão de tempestades (*storm tracks*) do hemisfério sul, com maiores valores próximos ao local de análise e que é comprovado pelo teste de significância (figura 4.43). Esta grande área de influência do vento nas ondas do ponto 01 pode estar relacionada com as pistas de ventos, muitas vezes dinâmicas, que ocorrem nesta região austral.

A figura 4.44 mostra a correlação para o ponto 02. Apesar de uma grande quantidade de locais onde correlações espúrias de baixos valores aparecem, uma área importante se destaca próximo ao ponto em questão. Neste ponto não há um padrão claro de regiões remotas que afetam as alturas de ondas médias. Isto pode ser comprovado com a figura 4.45 que

mostra a significância estatística para este ponto. Este mesmo padrão se repete para os pontos 03, 04, 05 e 06, onde as regiões adjacentes aos pontos são os principais responsáveis pela variabilidade temporal das ondas (figuras (4.46 à 4.53). O ponto 07, o mais ao norte no oceano Atlântico, possui uma grande influência do hemisfério Norte, seja da região dos tornados que atingem o Caribe, ou de mais ao norte, nas regiões de tempestades do atlântico norte, além dos efeitos de vento próximos ao ponto (figura 4.54 e 4.55).

Os pontos referentes ao lado Pacífico da América do Sul, pontos 8 a 11 (figuras 4.56 à 4.63), apresentam duas áreas de forte influência, uma próxima ao ponto em questão, se estendendo para o meio do Pacífico, e outra atrelada ao *storm tracks* do Pacífico Sul. A área de influência é bastante mais ampla no Pacífico do que no Atlântico. No ponto 12 (figuras 4.64 e 4.65), o mais ao sul, a área de influência é bastante significativa no *storm tracks*.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 1

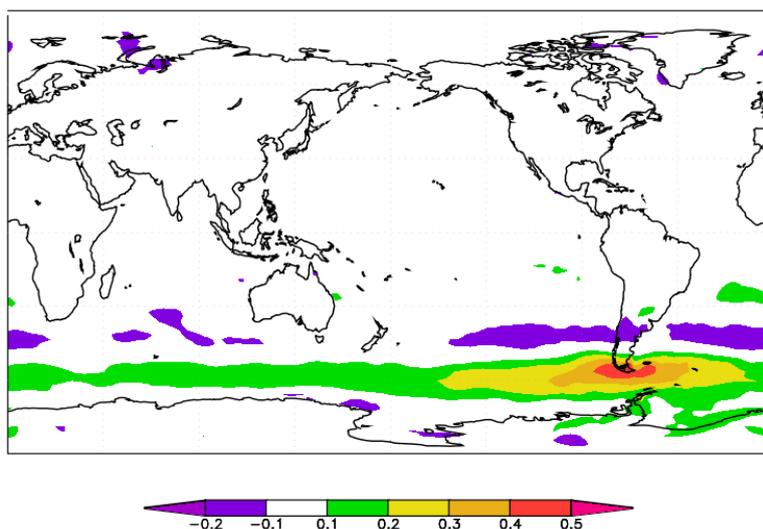


Figura 4.42: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 01, no cenário RCP8.5.

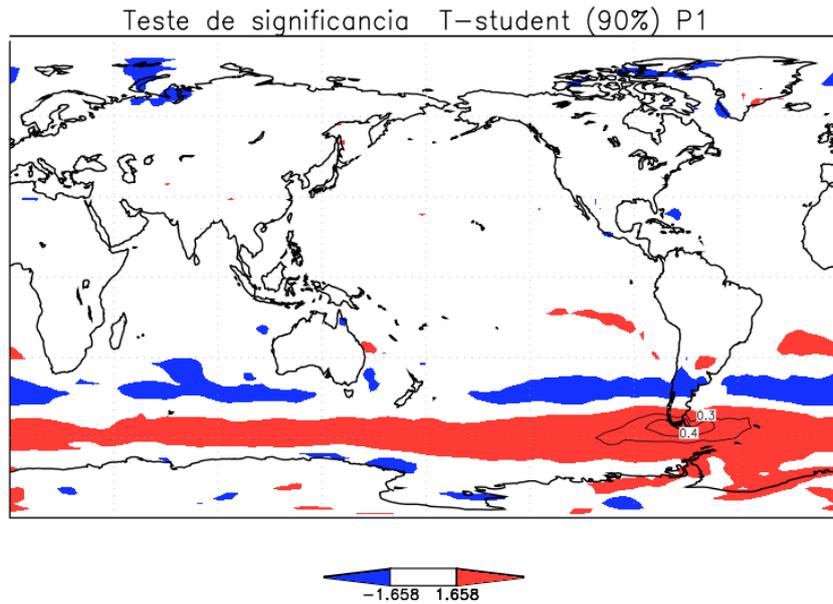


Figura 4.43: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 01.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 2

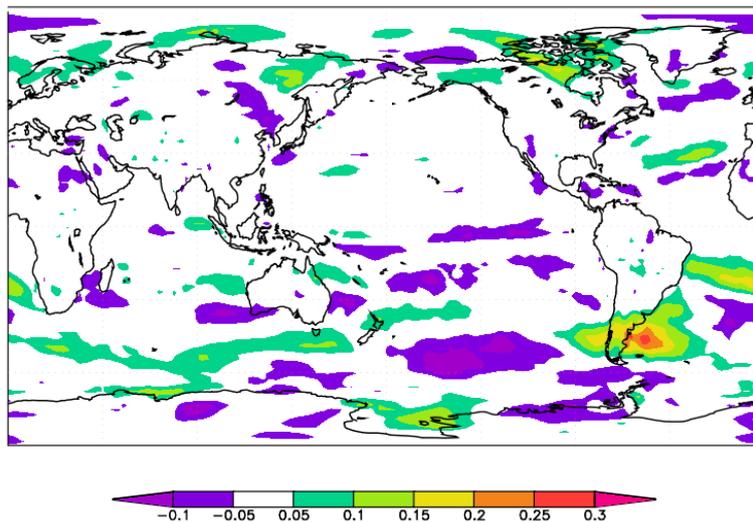


Figura 4.44: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 02, no cenário RCP8.5.

Teste de significancia T-student (90%) P2

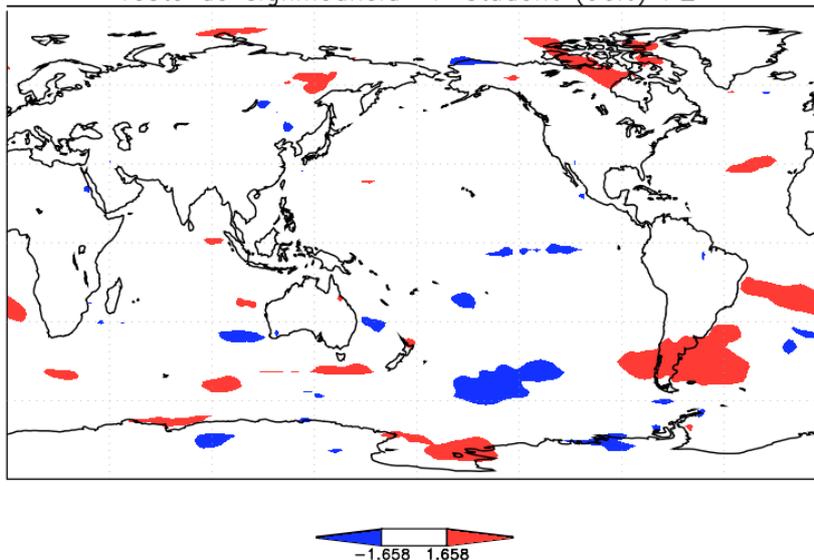


Figura 4.45: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 02.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 3

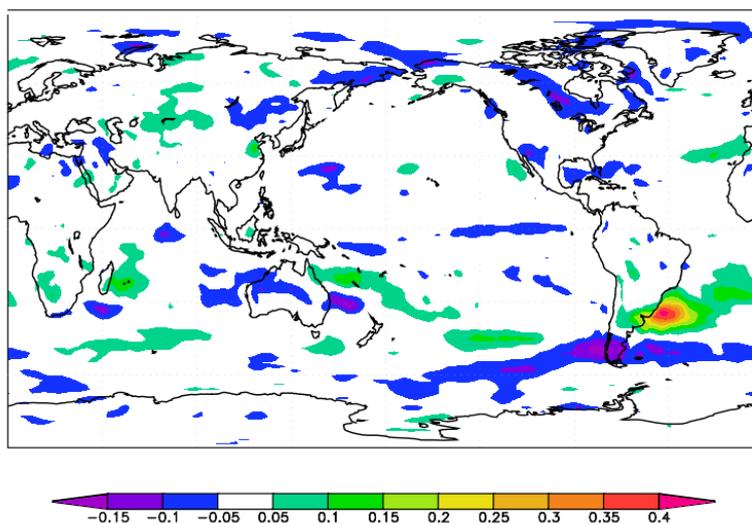


Figura 4.46: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 03, no cenário RCP8.5.

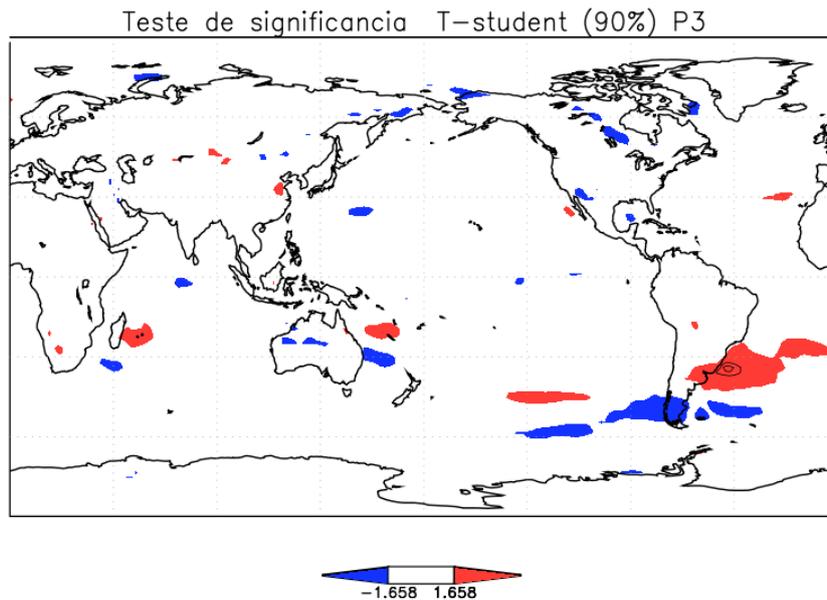


Figura 4.47: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 03.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 4

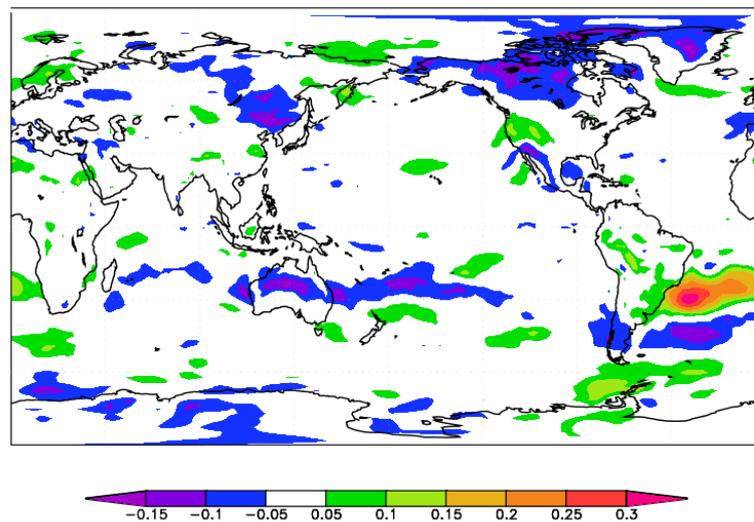


Figura 4.48: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 04, no cenário RCP8.5.

Teste de significancia T-student (90%) P4

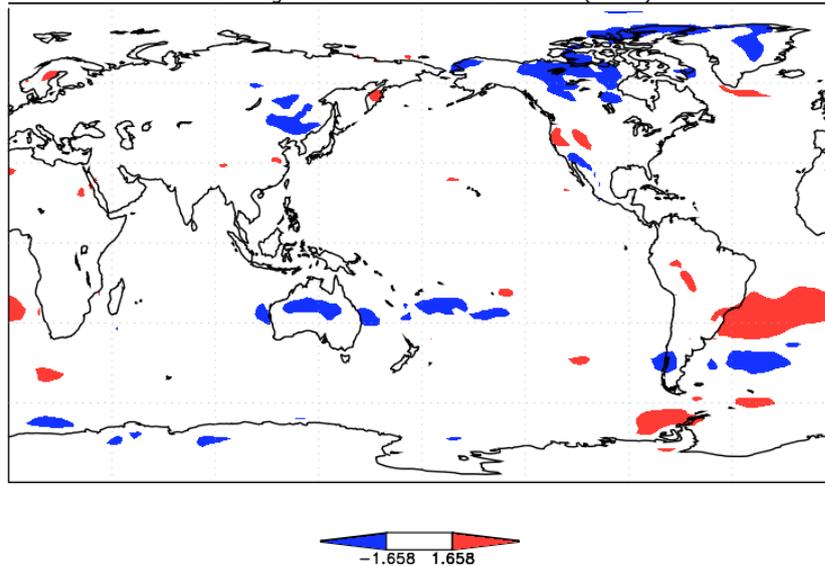


Figura 4.49: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 04.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 5

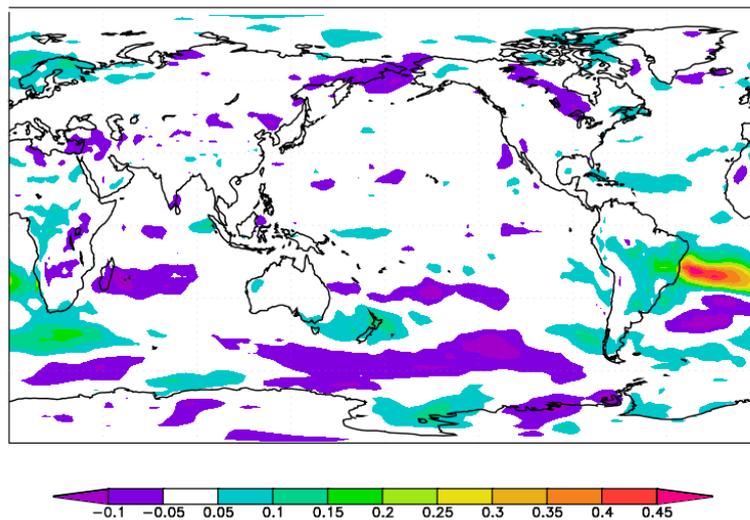


Figura 4.50: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 05, no cenário RCP8.5.

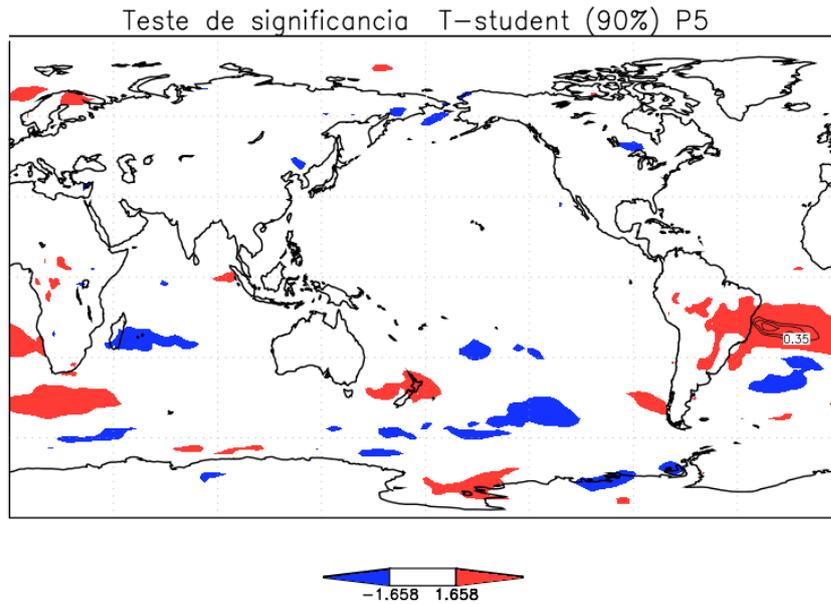


Figura 4.51: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 05.

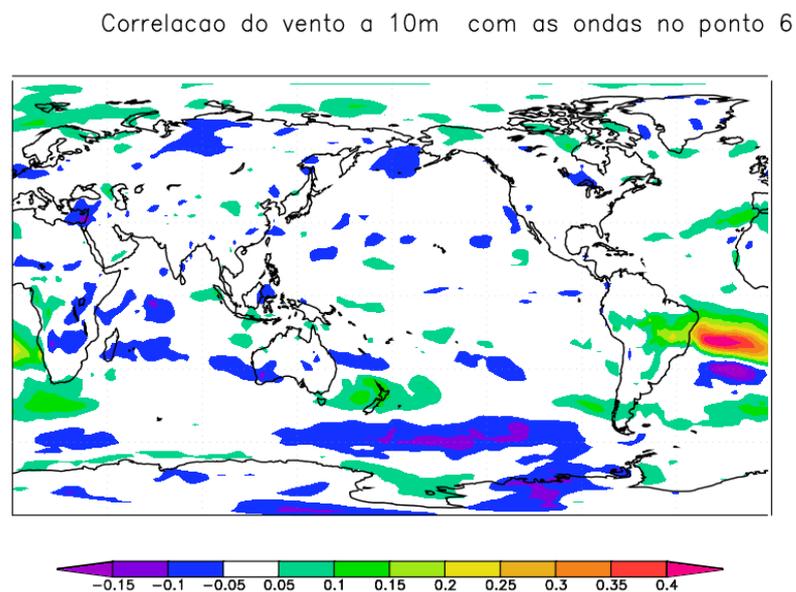


Figura 4.52: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 06, no cenário RCP8.5.

Teste de significancia T-student (90%) P6

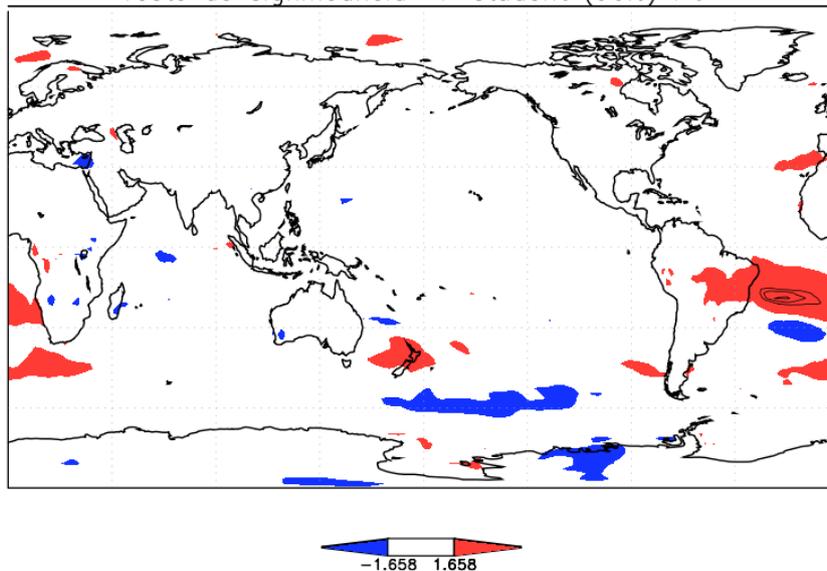


Figura 4.53: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 06.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 7

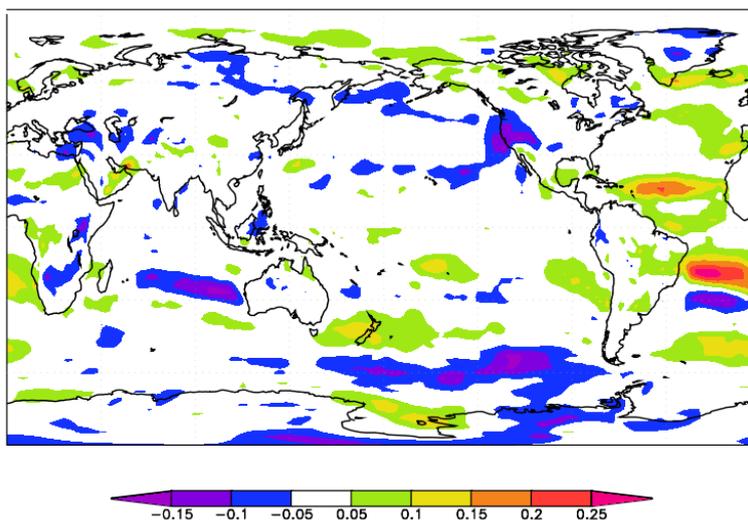


Figura 4.54: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 07, no cenário RCP8.5.

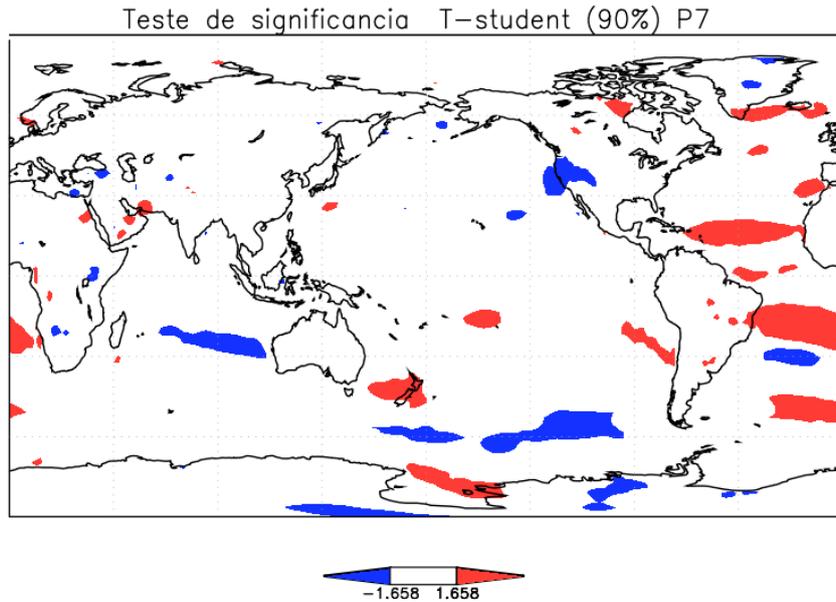


Figura 4.55: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 07.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 8

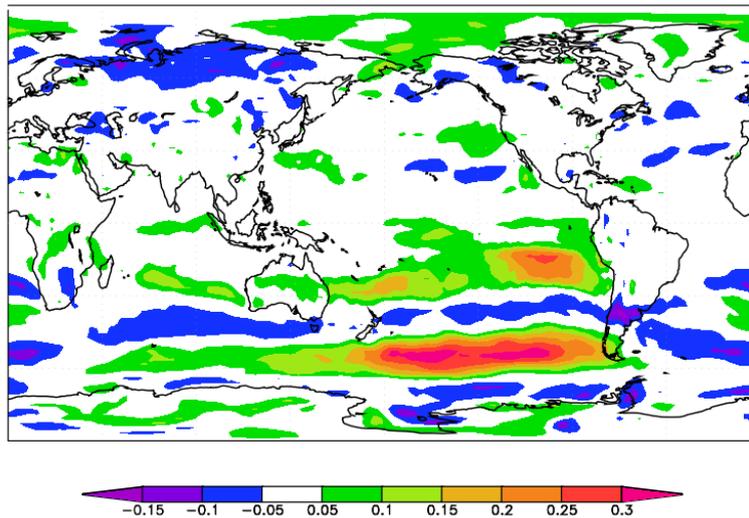


Figura 4.56: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 08, no cenário RCP8.5.

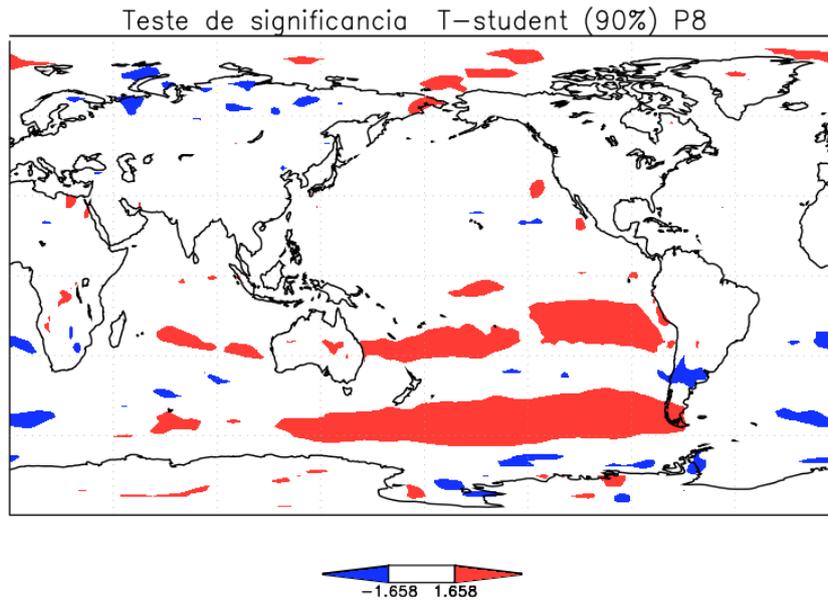


Figura 4.57: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 08.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 9

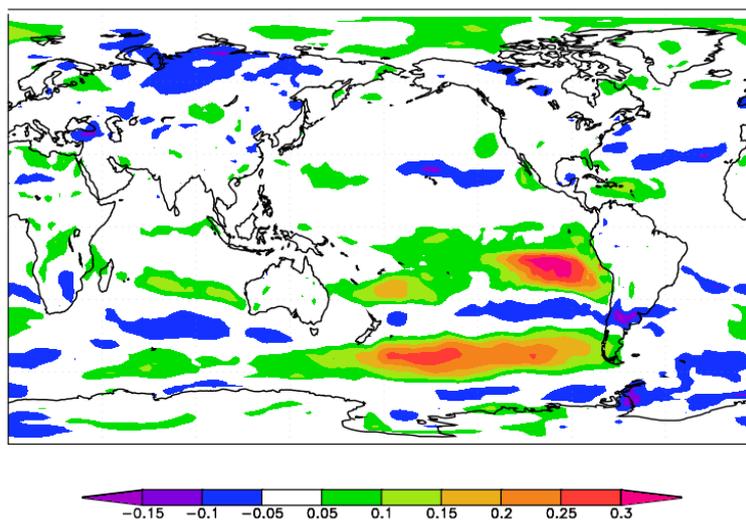


Figura 4.58: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 09, no cenário RCP8.5.

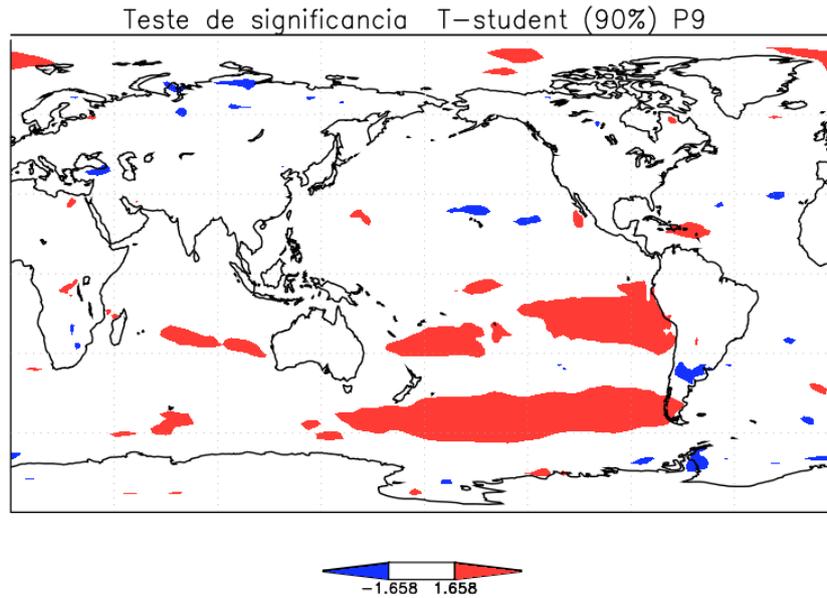


Figura 4.59: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 09.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 10

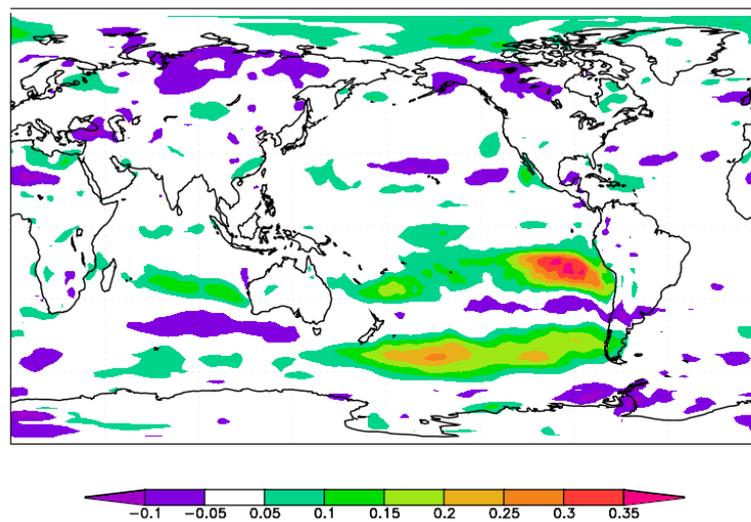


Figura 4.60: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 10, no cenário RCP8.5.

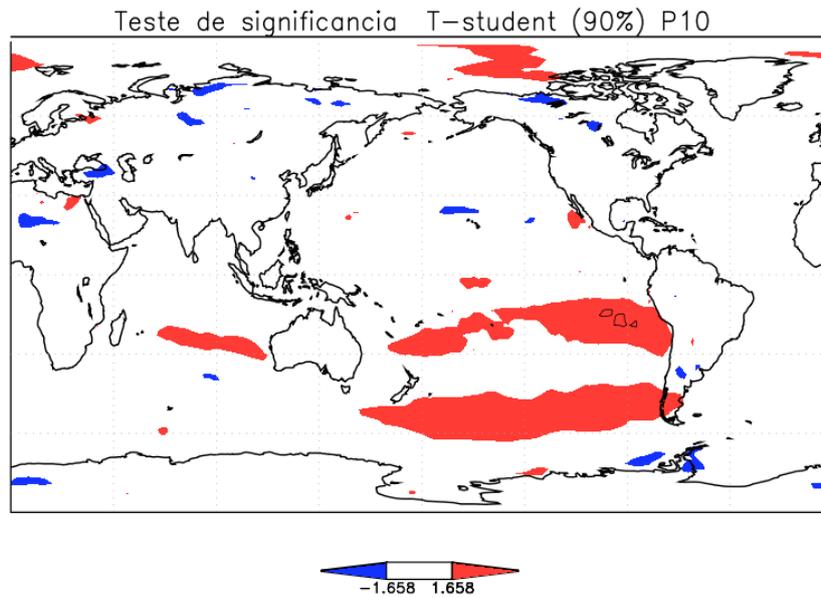


Figura 4.61: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 10.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 11

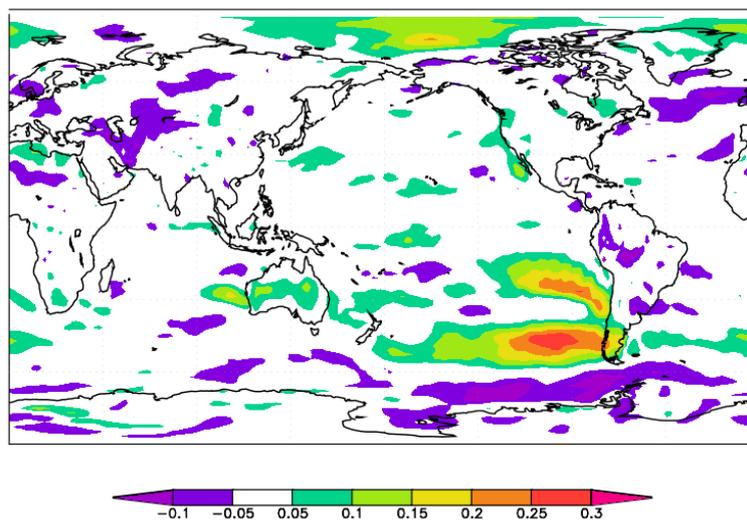


Figura 4.62: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 11, no cenário RCP8.5.

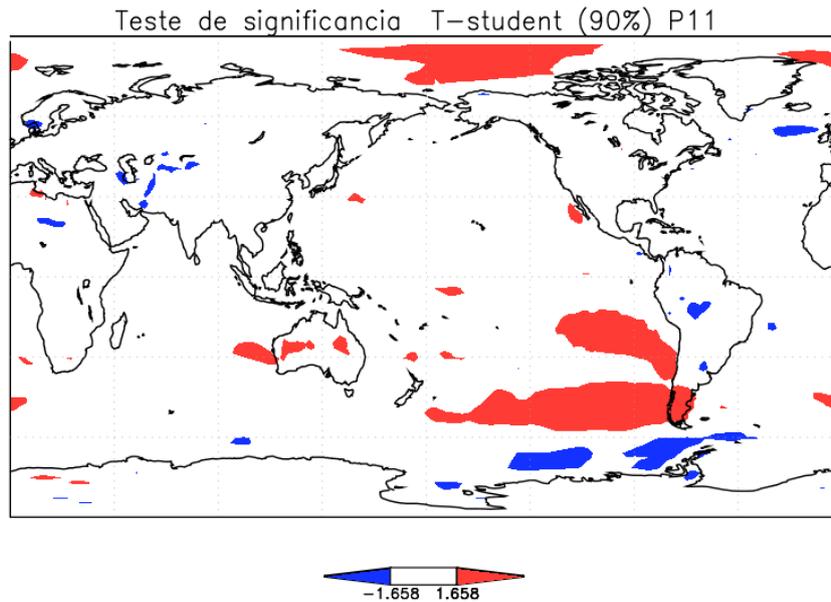


Figura 4.63: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 11.

Correlacao do vento a 10m com as ondas no ponto 12

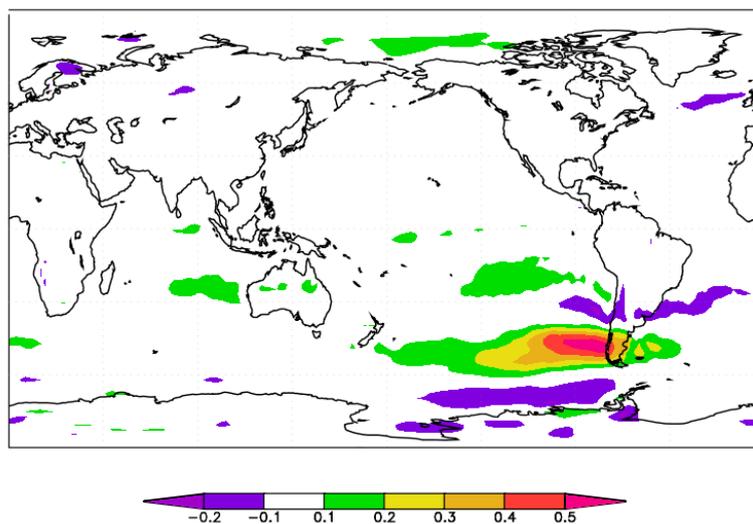


Figura 4.64: Correlação temporal entre o índice de oscilação mensal de ondas e magnitude do vento a 10 metros para o ponto 12, no cenário RCP8.5.

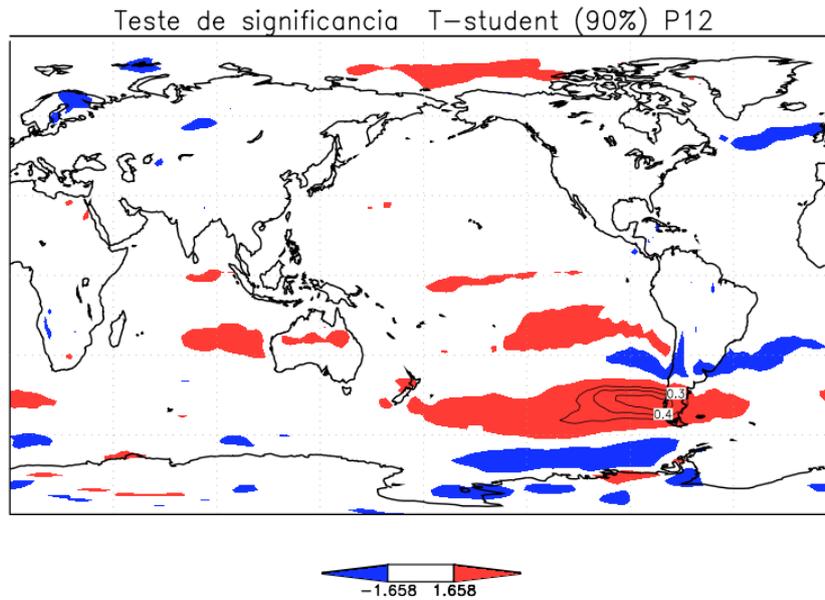


Figura 4.65: Teste de significância estatística para o padrão de correlação temporal entre índice de oscilação mensal de ondas e a magnitude do vento a 10 metros para o ponto 12.

4.7 Correlação entre altura significativa de onda e SOI

Nesta seção é apresentada a correlação entre SOI mensal e as alturas significativas médias mensais de ondas. As alturas significativas são afetadas pelo fenômeno do *El Niño* de uma forma global, entretanto o grau de correlação apresentado na figura 4.66 é baixo, uma vez que foi utilizado todos os meses do ano, apesar do fenômeno do *El Niño* ocorrer predominantemente durante o verão no Hemisfério Sul. O Oceano Pacífico apresenta uma maior correlação entre o SOI e as ondas, inclusive com significância estatística (figura 4.67).

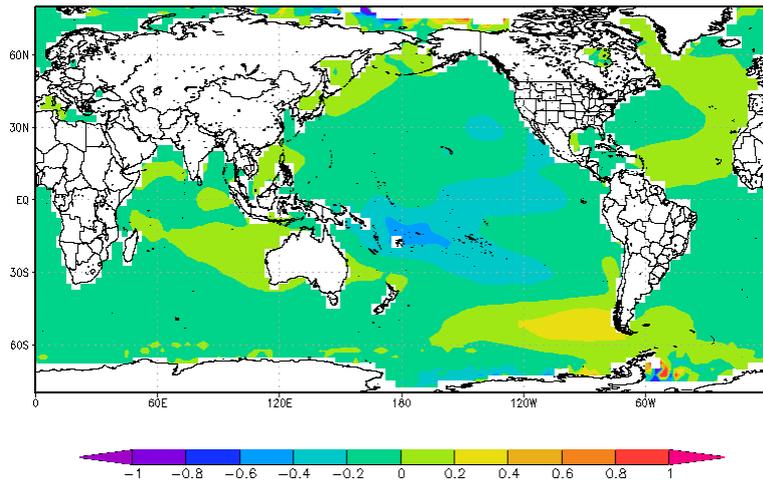


Figura 4.66: Correlação entre altura significativa de ondas (médias mensais) e SOI, para o cenário RCP8.5.

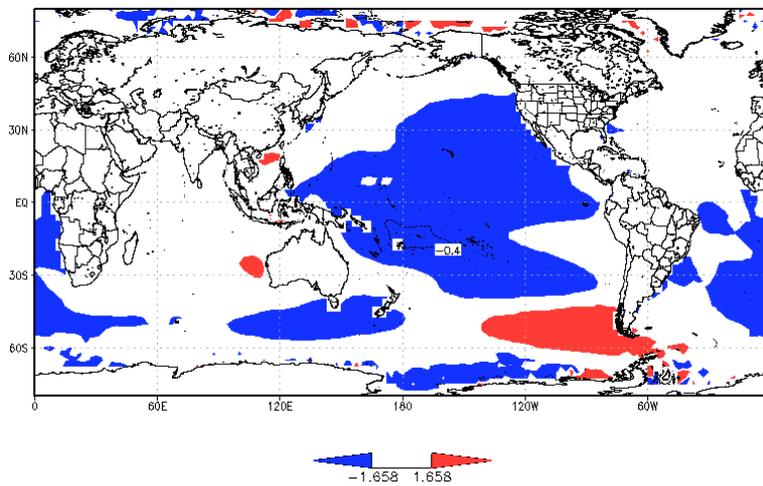


Figura 4.67: Teste de significância estatística de T-student a um nível de 90% para a correlação entre o SOI e as alturas significativas médias mensais de ondas.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho abordou a questão das alterações previstas para a altura significativa de ondas geradas pelo vento num contexto de mudanças climáticas. Para tal foi empregado um sistema de modelos numéricos e estatísticos.

Primeiramente o modelo de ondas WAVE WATCH 3 (WW3) versão 4.18 foi forçado com dados de vento à 10 metros e cobertura de gelo, da reanálise, do conjunto CFSR por um período de 30 anos. As saídas foram validadas com dados de um conjunto de satélites mostrando uma boa correlação global. Analisando o viés entre a climatologia elaborada com as saídas do modelo e a climatologia oriunda dos dados de satélite se percebeu que o modelo subestima os valores de alturas significativas de ondas sobretudo para os eventos mais extremos. A região com maiores diferenças foi no cinturão de tormentas do Hemisfério Sul (*storm tracks*). Este viés foi associado a deficiência nos dados de reanálise, para os campos de vento de superfície sobretudo para eventos extremos (SWAIL; COX, 2000).

Sendo o vento o maior responsável pelos vieses encontrados nas saídas de ondas, foi feita uma validação das climatologias dos campos de vento do cenário histórico com dados de reanálise do NCEP2 e do ERA-Interim. Os resultados mostraram que o modelo BESM subestima os valores de magnitude de vento com relação à reanálise sobretudo em latitudes extra-tropicais.

Posteriormente, o modelo WW3 foi forçado com as saídas do modelo climático brasileiro do sistema terrestre (BESM) para dois cenários do IPCC, as rodadas histórica e RCP8.5.

Uma comparação, feita entre as climatologias anuais dos resultados de altura significativa de onda da rodada histórica e da rodada forçada com dados de reanálise do CFSR, mostrou que existe uma subestimação dos valores em escala global nos resultados da rodada histórica. Esta subestimação foi mais importante nas regiões extra-tropicais, sobretudo mais ao sul do globo, no cinturão circumpolar antártico (*storm tracks*). Este é um viés conhecido e comum em muitos modelos climáticos inclusive o BESM.

De uma forma geral, neste trabalho existe uma subestimação dos resultados numéricos das alturas de ondas significativas tanto do regime médio como do regime extremo, portanto uma utilização direta dos valores de período de retorno, não é viável. Entretanto, o objetivo deste trabalho não era o de apresentar valores absolutos, mas sim analisar as tendências de aumento ou diminuição das ondas. Pela comparação das climatologias sazonais entre as simulações de reanálise e do cenário histórico é possível inferir que, apesar desta subestimação, a variabilidade é bem representada, o que viabiliza as análises de tendências.

A comparação entre o clima médio de alturas significativas de ondas entre os experimentos histórico e RCP8.5, mostra uma grande variabilidade espacial como temporal, não apresentando aumentos uniformes como ocorre, por exemplo, com a temperatura da superfície dos oceanos num ambiente de aquecimento global. A costa pacífica da América do Sul apresentou um ligeiro aumento nas alturas significativas médias, com maiores aumentos no extremo sul. Para o lado atlântico a climatologia anual revelou um padrão não muito definido, com locais onde existe um aumento e locais onde há uma diminuição das alturas médias anuais. As climatologias sazonais mostraram que, de uma forma geral, há uma diminuição nas alturas médias para os períodos de inverno no HS e um aumento para o verão.

Foram feitas análises de clima médio para 12 pontos ao longo da costa sul-americana, em águas profundas, para o cenário de mudanças climáticas RCP8.5. Pelas análises do clima médio, foi possível inferir que existe a possibilidade, segundo previsto por este estudo, de um aumento do regime médio das ondas na costa pacífica. Já na costa atlântica alguns pontos mostraram tendências positivas e outros negativas.

Foram feitas análises de eventos extremos para os 12 pontos, por meio de modelos estatísticos estacionário e não estacionário. O modelo estatístico utilizado foi o *Generalized Extreme Value* (GEV), baseado no método de máximos anuais, em versão estacionárias e não estacionárias. O método de ajuste do modelo estatístico foi o de máxima verossimilhança (*Maximum Likelihood Method*). Foi aplicado um teste não-paramétrico de Mann-Kendall e Sen (MKS) para estimar as tendências para o modelo estacionário. Um método de *Monte Carlo* foi utilizado para inferir a

significância dos parâmetros obtidos pelos modelos estatísticos tanto estacionário quanto não estacionário.

Os resultados do GEV estacionário, através do MKS mostraram que não há uma tendência comum e a maioria dos pontos (8 dos 12 pontos) não apresentaram significância estatística.

Num ambiente de mudanças climáticas, onde a hipótese de homogeneidade nas distribuições estatísticas não pode ser utilizada por definição, a escolha do modelo estatístico não estacionário é bastante robusta. Para verificar esta hipótese um teste de autocorrelação foi empregado revelando que para a maioria dos pontos o ajuste que melhor representava a distribuição das ondas extremas era mesmo o GEV não estacionário.

Os parâmetros de localização e de escala da distribuição GEV não estacionária não apresentaram um comportamento uniforme para todos os pontos, mas sim revelaram que cada localidade está sujeita a processos próprios que as condicionam. A maioria dos pontos não apresenta significância estatística segundo os critérios, bastante restritivos, empregados. Entretanto, 4 foram os pontos que se revelaram estatisticamente significantes, ponto 2, 4, 11 e 12. Quando existiu uma tendência temporal positiva tanto no parâmetro de localização como no parâmetro de escala, os valores de períodos de retorno mais altos (20 e 100 anos) apresentaram uma amplificação. De forma análoga, quando as tendências eram negativas uma retração nos períodos de retorno mais altos foram observadas. Nos outros casos em que as tendências de um parâmetro eram positivas e do outro negativas, os períodos de retorno não apresentaram variações importantes.

Vale destacar o ponto 12, o ponto mais ao sul da costa Pacífica, onde climatologicamente são encontradas as maiores alturas significativas de ondas dentre todos os pontos analisados. Neste ponto existe uma tendência robusta de aumento das alturas significativas médias bem como um aumento também bastante significativo, estatisticamente, das alturas significativas das ondas extremas. Este ponto apresentou uma tendência de aumento do regime médio dentro do cenário RCP8.5, bem como, um aumento das ondas climatológicas na comparação entre os cenários histórico e RCP8.5. Para o

regime extremo, ambos os parâmetros da distribuição não estacionária são positivos e significativos, o que acarreta numa amplificação das alturas de ondas extremas, sobretudo para os períodos de retorno mais altos (i.e. 20 e 100 anos). Neste ponto um evento extremo raro no ano de 2010, da ordem de 7 metros de altura significativa, e período de retorno de mais de 100 anos se torna um evento relativamente comum com períodos de retorno de 5 a 10 anos em 2040. Com essa conjuntura pode-se afirmar que existe uma projeção robusta de aumento da agitação marítima tanto para o regime médio como para o regime extremo decorrente dos mecanismos de mudanças climáticas.

Outro ponto de destaque é o ponto 4, localizado ao largo da costa paulista, onde a rodada RCP8.5 apresentou um ligeiro aumento nos valores das ondas climatológicas se comparado aos valores da rodada histórica. Entretanto a análise sazonal desta diferença positiva mostrou que este aumento se dá no verão do HS e não no inverno. A análise do regime médio para o cenário RCP8.5 mostrava também uma tendência ao aumento da ondas médias, entretanto as análise de regime extremo, mostraram uma tendência negativa no GEV estacionário. Já o ajuste dos parâmetros não estacionários, demonstrou uma tendência negativa para o parâmetro de localização (condizente com o ajuste estacionário), porém uma tendência positiva do parâmetro de escala (condizente com o regime médio). Esta configuração dos parâmetros revela uma certa estabilidade dos eventos extremos, devido a um balanço entre uma maior variabilidade das alturas de ondas significativas dos eventos extremos (eventos mais extremos e menos extremos, dentro dos eventos classificados como extremos) aliada a uma tendência de diminuição média dos eventos extremos.

No ponto 02 um evento extremo relativamente normal, com altura significativa de 4,5m, que apresentava uma periodicidade de retorno da ordem de 4-5 anos em 2010, se torna um evento bem mais raro em 2040 com periodicidade de retorno de mais de 20 anos. Além do enfraquecimento dos eventos extremos, todos os indicativos são de uma diminuição robusta da agitação marinha, tanto para os regimes médios do cenário RCP8.5 como para a comparação entre os cenários histórico e RCP8.5.

O ponto 11 apresentou uma tendência do regime médio dentro do cenário RCP8.5 positiva, assim como uma diferença positiva entre as climatologias anuais do RCP8.5 e histórico. Por outro lado, os resultados indicam uma tendência negativa tanto do parâmetro de localização quanto de escala para o regime extremo.

As análises de correlação entre os índices de oscilação de ondas e a magnitude do vento a 10 metros mostram que os pontos de análise do lado atlântico estão mais sujeitos aos ventos locais e próximos, caracterizando desta forma uma grande dependência com mares de vento (*sea*). Já os pontos localizados no oceano Pacífico estão bastante relacionados também com locais remotos, onde há a geração de ondulações (*swell*) que afetam estes pontos.

A correlação entre o fenômeno do *El Niño* e as alturas de ondas não é muito evidente.

Vale salientar que as causas dos aumentos ou diminuições das alturas significativas de ondas estão atreladas a diferentes mecanismos climáticos. Por um lado o aumento da temperatura global tende a provocar um menor gradiente entre os polos e as regiões tropicais (amplificação polar), e o efeito disso é sentido sobretudo em vastas áreas oceânicas, como o caso do oceano Pacífico. As causas e mecanismos responsáveis pela variabilidade dos eventos extremos ainda não são completamente compreendidos e são necessárias mais informações para que se possa inferir causas e efeitos.

6 PROPOSTAS PARA TRABALHOS FUTUROS

Para a continuação desta linha de pesquisa, algumas etapas que não puderam ser feitas para este trabalho, podem ser feitas. Uma delas, seria estender as análises das simulações forçadas com reanálise e com o cenário histórico para o regime extremo.

Como os modelos climáticos ainda apresentam, apesar de todos os avanços já obtidos, muitas incertezas, outra possibilidade de trabalho futuro é a de incluir outros modelos do CMIP5, a fim de analisar a variabilidade dos modelos e seus erros sistemáticos. Sendo que a utilização de um ensemble de modelos melhora os resultados significando em menores erros sistemáticos provenientes da grande variabilidade climática existente que são inerentes aos modelos climáticos do sistema terrestre (HEMER; TRENHAM, 2015).

Outra possibilidade seria o de inferir os mecanismos climáticos responsáveis pelas variações do regime extremo de ondas, nos cenários de mudanças climáticas, agregando as condicionantes atmosféricas dos eventos extremos em grupos (*composites*) e relacioná-los com as climatologias e anomalias climatológicas.

Por fim, para compreender melhor os forçamentos de baixa frequência, seria correlacionar a variabilidade dos regimes médio e extremo de ondas com outros índices climáticos, tais como PDO, MJO, AO, etc.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALFREDINI, P. et al. Impact of climate changes on the Santos Harbor, São Paulo State (Brazil). **TransNav, the International Journal on Marine Navigation and Safety of Sea Transportation**, v. 7, n. 4, p. 609–617, 2013.

ALFREDINI, P.; ARASAKI, E. **Obras e gestão de portos e costas: a técnica aliada ao enfoque logístico e ambiental**. 2. ed. rev. e ampl ed. São Paulo: Edgard Blücher, 2009.

ALVAREZ FANJUL, E. et al. Real time monitoring of Spanish coastal waters: The deep water network. In: **Elsevier Oceanography Series**. Elsevier, v. 69p. 398–402., 2003.

ALVES, J. H. G. M.; MELO, E. On the measurement of directional wave spectra at the southern Brazilian coast. **Applied Ocean Research**, v. 21, n. 6, p. 295–309, dez. 1999.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. **ETOPO1 1 ARC-minute global relief model: procedures, data sources and analysis**. Bolder:NOAA. Disponível em: <http://www.klimacampus.de/fileadmin/user_upload/klimacampus/5_ICDC/icdc_Dokumente/ETOPO1.pdf>. Acesso em: 29 nov. 2015.

ARDHUIN, F.; CHAPRON, B.; COLLARD, F. Observation of swell dissipation across oceans. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 6, 27 mar. 2009.

ASH, E.; CARTER, D.; COLLARD, F. **Satellite wave data quality report**. France: Ifremer, 2010.

BALSILLIE, J. H.; CARTER, R. W. G. The visual estimation of shore-breaking wave heights. **Coastal Engineering**, v. 8, n. 4, p. 367–385, nov. 1984.

CAIRES, S.; STERL, A. 100-year return value estimates for ocean wind speed and significant wave height from the ERA-40 Data. **Journal of Climate**, v. 18, n. 7, p. 1032–1048, abr. 2005.

CHELTON, D. B. et al. On the use of QuikSCAT scatterometer measurements of surface winds for marine weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 8, p. 2055–2071, ago. 2006.

CHEN, Y. R.; CHU, P.-S. Trends in precipitation extremes and return levels in the Hawaiian Islands under a changing climate. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 15, p. 3913–3925, 2014.

CHU, P. C. et al. South China Sea wind-wave characteristics. part i: validation of wavewatch-III using TOPEX/Poseidon Data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 21, n. 11, p. 1718–1733, nov. 2004.

CHU, P.-S.; CHEN, Y. R.; SCHROEDER, T. A. Changes in precipitation extremes in the Hawaiian Islands in a warming climate. **Journal of Climate**, v. 23, n. 18, p. 4881–4900, set. 2010.

CHU, P.-S.; WANG, J. Tropical cyclone occurrences in the vicinity of Hawaii: are the differences between El Niño and Non-El Niño years significant?. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2683–2689, 1997.

JCOMM - OCEANOGRAPHY & MARINE METEOROLOGY. **Coordinated Ocean Wave Climate Project (COWCLIP) review.** , Banff: Canada, 2013. Final Report of the Review Meeting Banff, Canada.

CRAIK, A. D. D. George Gabriel stokes on water wave theory. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 37, n. 1, p. 23–42, jan. 2005.

CUCHIARA, D. C. et al. Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 3, p. 545–555, mar. 2009.

DIMITROVA, M.; KORTCHEVA, A.; GALABOV, V. Validation of the operational wave model WAVEWATCH III against altimetry data from JASON-2 satellite. **Bulgarian Journal of Meteorology and Hydrology**, v.18, n1-2, p. 4-17, 2013.

EBUCHI, N.; GRABER, H. C.; CARUSO, M. J. Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. 12, p. 2049–2062, 1 dez. 2002.

FAN, Y.; GRIFFIES, S. M. Ocean surface gravity waves and climate modeling. In: INTERNATIONAL WORKSHOP OF WAVES HINDCAST AND FORECAST, 13., 2013. Banff, Canada. **Proceedings...** Banff:PERD/ WMO-IOC, 2013.

GIAROLLA, E. et al. Equatorial Atlantic Ocean dynamics in a coupled ocean-atmosphere model simulation. **Ocean Dynamics**, v. 65, n. 6, p. 831–843, jun. 2015.

G.M. ALVES, J. H.; YOUNG, I. R. On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data. **Applied Ocean Research**, v. 25, n. 4, p. 167–186, ago. 2003.

GULEV, S. K. Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C7, 2003.

HASSELMANN, K. et al. **Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP).** [s.l.] Deutsches Hydrographisches Institut, 1973. Disponível em: <<http://repository.tudelft.nl/view/hydro/uuid:f204e188-13b9-49d8-a6dc-4fb7c20562fc/%E5%AF%86>>. Acesso em: 30 jan. 2016.

HEMER, M. A. et al. Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. **Nature Climate Change**, v. 3, n. 5, p. 471–476, 13 jan. 2013.

HEMER, M. A.; CHURCH, J. A.; HUNTER, J. R. Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v.30, n. 4, p. 475-491, 2010.

HEMER, M. A.; TRENHAM, C. E. Evaluation of a CMIP5 derived dynamical global wind wave climate model ensemble. **Ocean Modelling**, nov. 2015. In Press. doi:10.1016/j.ocemod.2015.10.009

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. Digitally printed version ed. Cambridge: Univ. Press, 2009.

HOUGHTON, J. T.; B. A. CALLANDER; S. K. VARNEY. **Climate Change 1992**. Cambridge: University Press, 1992.

HOUGHTON, J. T.; JENKINS, G. T.; J. J. EPHRAUMS. **Climate change: the IPCC Scientific Assessment**. Cambridge: University Press, 1990. v. 1

IPCC. **IPCC second assessment report: climate change 1995**. The science of climate change, Cambridge: University Press, 1996.

IPCC. **IPCC third assessment report: climate change 2001 (TAR)**. Cambridge: University Press, 2001.

IPCC. **Climate change 2014: synthesis report**. Contribution of Working Groups I, II, III to the fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer(eds)]. IPCC, Geneva, Switzerland: IPCC, 2014.

IZAGUIRRE, C. et al. Global extreme wave height variability based on satellite data: WORLDWIDE EXTREME WAVE HEIGHT. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 10, p. n/a–n/a, maio 2011.

JEFFREYS, H. On the Formation of water waves by wind. **Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 107, n. 742, p. 189–206, 2 fev. 1925.

KINSMAN, B. **Wind waves: their generation and propagation on the ocean surface**. New York: Dover Publications, 1984.

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S.; JANSEN, P. A. E. M. **Dynamics and modelling of ocean waves**. Cambridge University Press, p. 339, jan. 1996.

LI, F. et al. A comparison of extreme wave analysis methods with 1994–2010 offshore Perth dataset. **Coastal Engineering**, v. 69, p. 1–11, nov. 2012.

MANN, H. B. On a test for randomness based on signs of differences. **The Annals of Mathematical Statistics**, v. 16, n. 2, p. 193–199, 1945.

MASSEL, S. R. **Ocean surface waves: their physics and prediction**. 1. repr ed. Singapore [u.a.]: World Scientific: 1985.

MAZAS, F.; HAMM, L. A multi-distribution approach to POT methods for determining extreme wave heights. **Coastal Engineering**, v. 58, n. 5, p. 385–394, maio 2011.

MEEHL, G. A. et al. Overview of the coupled model intercomparison project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 1, p. 89–93, jan. 2005.

MEINDL, E. A.; HAMILTON, G. D. Programs of the National Data Buoy Center. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, n. 7, p. 985–993, jul. 1992.

MEINSHAUSEN, M. et al. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climatic Change**, v. 109, n. 1-2, p. 213–241, nov. 2011.

MENÉNDEZ, M. et al. Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 22, 27 nov. 2008.

MENÉNDEZ, M. et al. The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height. **Coastal Engineering**, v. 56, n. 3, p. 211–219, mar. 2009.

MILES, J. W. On the generation of surface waves by shear flows. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 3, n. 02, p. 185, nov. 1957.

MILLER, R. L. et al. CMIP5 historical simulations (1850-2012) with GISS ModelE2. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 6, n. 2, p. 441–477, jun. 2014.

MORI, N. et al. Multi-model climate projections of ocean surface variables under different climate scenarios—Future change of waves, sea level and wind. **Ocean Engineering**, v. 71, p. 122–129, out. 2013.

NOBRE, P. et al. Climate simulation and change in the Brazilian climate model. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6716–6732, 7 mar. 2013.

OPEN UNIVERSITY (ED.). **Waves, tides and shallow-water processes**. 1. ed., reprinted (with corr.) Oxford: Pergamon Press, 1994.

PAULI, F.; COLES, S. Penalized likelihood inference in extreme value analyses. **Journal of Applied Statistics**, v. 28, n. 5, p. 547–560, 1 jul. 2001.

PHILLIPS, O. M. On the generation of waves by turbulent wind. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 2, n. 05, p. 417, jul. 1957.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 53–70, mar. 2010.

REGUERO, B. G.; MÉNDEZ, F. J.; LOSADA, I. J. Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. **Global and Planetary Change**, v. 100, p. 70–84, jan. 2013.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, ago. 2010.

SOARES, C. G. et al. A 40 Year Hindcast of wind, sea level and waves in European waters. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON OFFSHORE MECHANICS AND ARTIC ENGINEERING (ASME, 2002), 21, 2002, Oslo Norway.

Proceedings...OSLO: ASME, 2002. Disponível em:

<<http://proceedings.asmedigitalcollection.asme.org/proceeding.aspx?articleid=1576353>>. Acesso em: 1 fev. 2016

SOARES, C. G. Hindcast of dynamic processes of the ocean and coastal areas of Europe. **Coastal Engineering**, v. 55, n. 11, p. 825–826, nov. 2008.

SOTILLO, M. G.; RATSIMANDRESY, A. W.; CARRETERO, J. C. A 40-year atmospheric hindcast for the mediterranean basin within the hipocas project. In: EGS PLINIUS CONFERENCE, 4., 2003, Mallorca, Spain. **Proceedings... Malhorca: Universitat de les Illes Balears (Spain), 2003.**

STEPHENS, S. A.; RAMSAY, D. L. Extreme cyclone wave climate in the Southwest Pacific Ocean: influence of the El Niño Southern oscillation and projected climate change. **Global and Planetary Change**, v. 123, p. 13–26, dez. 2014.

STERL, A.; CAIRES, S. Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 7, p. 963–977, 15 jun. 2005.

STERL, A.; DE WINTER, R. High-wind climate changes inferred from CMIP5 model runs. In: AGU MEETING, 2012. **Proceedings... American Geophysical Union, 2012**

STERL, A.; KOMEN, G. J.; COTTON, P. D. Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis: validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C3, p. 5477, 1998.

STIASSNIE, M. Fetch-limited growth of wind waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, 8 fev. 2012.

STOPA, J. E. et al. Patterns and cycles in the climate forecast system reanalysis wind and wave data. **Ocean Modelling**, v. 70, p. 207–220, out. 2013.

SWAIL, V. R.; COX, A. T. On the use of NCEP-NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long-term North Atlantic wave hindcast. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 4, p. 532–545, 2000.

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. An Overview of CMIP5 and the experiment design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 4, p. 485–498, abr. 2012.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 4.18**. College Park, Md. USA: Marine Modeling and Analysis Branch/Environmental Modeling Center, 2014. v. 386. Technical note, MMAB Contribution.

VOSE, R. S. et al. Monitoring and understanding changes in extremes: Extratropical storms, winds, and waves. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 3, p. 377–386, 2014.

WANG, X. L.; FENG, Y.; SWAIL, V. R. Changes in global ocean wave heights as projected using multimodel CMIP5 simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 3, p. 1026–1034, 16 fev. 2014.

YOUNG, I. R. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 9, p. 931–950, jul. 1999.

ZHENG, K. et al. Analysis of the Global Swell and Wind Sea Energy Distribution Using WAVEWATCH III. **Advances in Meteorology**, v. 2016, p. 1–9, 2016.