



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS

JULIANA DE SÁ GUERREIRO

**INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS TROPICAIS NA EVOLUÇÃO DA
LINHA DE COSTA ATLÂNTICA DO PARÁ-BRASIL**

BELÉM-PA
2021

JULIANA DE SÁ GUERREIRO

**INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS TROPICAIS NA EVOLUÇÃO DA
LINHA DE COSTA ATLÂNTICA DO PARÁ-BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará em parceria com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária- Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e dinâmica socioambiental na Amazônia

Linha de pesquisa: Interação clima, sociedade e ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza

BELÉM-PA

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de
Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

G934i Guerreiro, Juliana de Sá.
INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS TROPICAIS NA
EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA
ATLÂNTICA DO PARÁ-BRASIL / Juliana de Sá Guerreiro. —2021.
177 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém,
2021.

1. Meteoceanografia. 2. Variabilidade climática. 3.
Morfodinâmica praial. I. Título.

CDD 551.46009811

JULIANA DE SÁ GUERREIRO

**INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS TROPICAIS NA EVOLUÇÃO DA
LINHA DE COSTA ATLÂNTICA DO PARÁ-BRASIL**

Tese aprovada pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Pará em parceria com a
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária –
Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi

Área de concentração: Clima e dinâmica
socioambiental na Amazônia
Linha de pesquisa: Interação clima, sociedade e
ambiente

Aprovada em: 05 de novembro de 2021

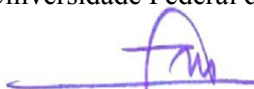
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza -Orientador
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Maâmar El-Robrini- Membro
Doutor em Geologia Marinha
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Laurent Polidori -Membro
Doutor em Geociências
Centre National de la Recherche Scientifique



Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha-Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dra. Aline Maria Meiguins de Lima
Doutora em Desenvolvimento Sustentável do trópico Úmido
Universidade Federal do Pará

Aos meus filhotes João Ricardo e Benjamin.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus queridos pais João e Leilla por acreditarem em mim.

A UFPA, instituição em que tive o prazer de estudar e conviver com excelentes profissionais e por poder usufruir de um excelente espaço físico e de um ensino de qualidade.

Ao PPGCA pela possibilidade do desenvolvimento dessa Tese, assim como pela contribuição em minha qualificação profissional.

A CAPES pela concessão da bolsa de doutorado.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza, pela orientação, incentivo, dedicação e compreensão que foram indispensáveis para a realização desta Tese, o agradeço por todas as oportunidades que tive.

Agradeço ao Prof. Dr. Maâmar El Robrini pela dedicação, pelas discussões e amizade que contribuíram muito para a realização desta Tese, ao Prof. Dr. Edson Rocha, ao Prof. Dr. Laurent Polidori e a Prof^ª. Dr^a Aline Meiguins pela participação nas bancas examinadoras e sugestões.

À bibliotecária Lúcia Imbiriba do Instituto de Geociências da UFPA pelo trabalho de orientação e normalização de acordo com a Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT) que foi essencial para a realização desta Tese.

À Prof^ª. Dr^a. Midori Makino, pela amizade e incentivo. Ao Prof. Dr. Ricardo Martins Campos pelo auxílio com o Python e com as ondas, ao Prof. Dr. Victor Godoi pela ajuda com ondas e compósitos, ao Prof. Dr. Ryan Abernathey pelas discussões no Python e nos compósitos, ao pesquisador Kilian Vos pela ajuda no Coastsat e ao Prof. Dr. Bruno Castelle pela discussão quanto as ondas e a linha de costa.

Aos amigos que tive no doutorado, Amanda Gemaque, Amanda Rosa, Ivan Barbosa, Marcos Ronielly, Rodrigo Oliveira, Veríssimo, Vitor Gomes e Wilson Ramos onde aprendemos muito uns com os outros e pela amizade.

Agradeço de coração.

*Come the winter, come summer
Come autumn, come spring do your thing
Come the river, come the mountain
Come the ocean, what swell will you bring?
Come the wind, come the rain
Come the tidal, come the tide out again
Come the wind, come the waves
Come the tidal, come the tide out again
Out again*

RESUMO

Compreender como a posição da linha da costa (LC) muda dinamicamente em resposta aos processos meteoceanográficos e à variabilidade climática é essencial para prever e mitigar o impacto de extremos futuros na Costa Atlântica do Pará (CAP). Esta tese objetivou fornecer a primeira avaliação quantitativa sobre a influência relativa dos Índices climáticos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e Modo Meridional do Atlântico (AMM) nos processos meteoceanográficos (clima de ondas, ventos e precipitação) e na morfodinâmica praial ao longo da CAP. Neste estudo, a altura significativa da onda (H_s), o período médio de onda (T_z), velocidade (W_{spd}) e direção (W_{dir}) dos ventos dos dados Era-Interim (1979-2017) em conjunto com dados in situ de ondas medidas em uma praia macromarés foram utilizados para definir o clima das ondas e sua variabilidade. A análise espectral foi utilizada para quantificar a energia de propagação das ondas em direção a LC. Os resultados indicam que na CAP existem 3 modos de variabilidade das ondas: 1) Ondas *swell* de Norte-Nordeste (N-NE) (banda de frequência – 0.04 – 0.14 Hz) durante a estação chuvosa; 2) Ondas formadas pela ação dos ventos (*windsea*) de Nordeste (NE) (banda de frequência 0.14 – 0.33 Hz); e 3) Ondas *windsea* de Este-Sudeste (ESE) (banda de frequência 0.14 – 0.33 Hz) cada uma com assinaturas de potência de onda distintas. O comportamento dos processos meteoceanográficos associados aos principais índices climáticos tropicais foi analisado através dos compostos, cujos resultados indicaram ondas mais energéticas, períodos mais longos, maior precipitação e ventos menos intensos durante as fases de La Niña e fase positiva do AMM. Ondas menos energéticas, períodos mais curtos, menor precipitação e ventos mais intensos foram observados durante o El Niño e fase negativa do AMM. Com o intuito de entender como as posições da LC (delineadas através de uma abordagem espectral pelo Índice Modificado de Água por Diferença Normalizada) na CAP respondem à variabilidade do clima e aos processos meteoceanográficos, foram realizadas correlações entre os índices climáticos e as distâncias de mudança da LC. Os valores da correlação cruzada entre os índices climáticos e LC indicam que há forçamento climático significativo, pois mostraram que os efeitos do ENOS e do AMM foram encontrados no Oceano Atlântico Tropical após 3-12 meses. Portanto, as mudanças nas linhas de costa se associam às variações periódicas da forçante atmosférica como os índices climáticos que modulam a posição da ZCIT alterando os padrões

sazonais nos regimes meteoceanográficos e seus efeitos nos processos de transporte de sedimentos.

Palavras-chave: meteoceanografia; variabilidade climática; morfodinâmica praial.

ABSTRACT

Understand how the shoreline (LC) position dynamically changes in response to meteoceanographic processes and climate variability is essential to predict and mitigate the impact of future extremes on the Atlantic Coast of Pará (CAP). This thesis aimed to provide the first quantitative assessment of the relative influence of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and Atlantic Meridional Mode (AMM) climate indices on meteoceanographic processes (wave climate, winds and precipitation) and on beach morphodynamics along the coast. In this study, the significant wave height (H_s), mean wave period (T_z), speed (W_{spd}) and wind direction (W_{dir}) of the Era-Interim data (1979-2017) together with in situ wave data measurements on a macrotidal beach were used to define wave climate and its variability. Spectral analysis was used to quantify the wave propagation energy towards the LC. The results indicate that in CAP there are 3 modes of wave variability: 1) North-Northeast (N-NE) swell waves (frequency band – 0.04 – 0.14 Hz) during the rainy season; 2) Waves formed by the action of winds (windsea) from the Northeast (NE) (frequency band 0.14 – 0.33 Hz); and 3) East-Southeast (ESE) wind waves (frequency band 0.14 – 0.33 Hz) each with distinct wave power signatures. The behaviour of meteoceanographic processes associated with the main tropical climatic indices was analysed through the composites, whose results indicated more energetic waves, longer periods, greater precipitation and less intense winds during the La Niña and positive phases of the AMM. Less energetic waves, shorter periods, less precipitation and more intense winds were observed during the El Niño and negative phase of the AMM. In order to understand how the LC positions (obtained through a spectral approach by the Modified Water Index by Normalized Difference) in the CAP respond to climate variability and meteoceanographic processes, correlations were made between climate indices and change distances of LC. Cross-correlation values between climate indices and LC indicate that there is significant climate forcing, as they showed that the effects of ENSO and AMM were found in the Tropical Atlantic Ocean after 3-12 months. Therefore, changes in coastlines are associated with periodic variations in atmospheric forcing as

climatic indices that modulate the position of the ITCZ, altering seasonal patterns in rainfall and wind regimes and their effects on sediment transport processes.

Keywords: meteoceanography; climatic variability; beach morphodynamics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Extensão espacial do ambiente praial, incluindo a planície costeira, a face praial, e a plataforma. Observe que as larguras destas zonas globais são altamente variáveis.	35
Figura 2- Relação entre escalas espaciais e temporais envolvidas no estudo de praias e processos relativos à dinâmica costeira.	37
Figura 3- Componentes do balanço de sedimentos em costas arenosas.	40
Figura 4- A definição de uma onda em uma series temporal de dados de nível d'água com 'zero-downcrossing'. H é a altura de onda e T é o período de onda.	43
Figura 5- Espectro de ondas com ondas windsea e swell.	43
Figura 6- Esquema de períodos em segundos de ondas.	44
Figura 7- Componentes do aumento do nível do mar. Runup e setup de ondas, espriamento (swash), Marés, Anomalias do nível d'água.	45
Figura 8- Fotografias aéreas (A) Praia da Marieta em junho de 1978, e (B) e (C) Praia do Atalaia em agosto de 1978.	48
Figura 9- Indicadores e feições da linha de costa comumente usados para realizar análises de mudanças na linha de costa.	51
Figura 10- Média climatológica da direção do vento associado a Temperatura Superficial do Mar (TSM em graus Celsius).	55
Figura 11- Esquema mostrando a circulação durante diferentes fases do ENOS.	57
Figura 12- Anomalias de TSM compostos para El Niño (anomalias positivas) durante a temporada de novembro a janeiro durante o período de 1979-2017.	59
Figura 13- Anomalias de TSM compostos para La Niña (anomalias negativas) durante a temporada de novembro a janeiro durante o período de 1979-2017.	59
Figura 14- Anomalias de TSM compostos para Fase negativa do AMM (anomalias negativas) durante a temporada de fevereiro a abril durante o período de 1979-2017.	Error! Indicador Não De

Figura 15- Anomalias de TSM compostos para Fase negativa do AMM (anomalias negativas) durante a temporada de fevereiro a abril durante o período de 1979-2017.	Error! Indicador Não De
Figura 16- Esquema dos principais componentes para entender a variabilidade do Oceano Atlântico.	63
Figura 17- Localização da área de estudo, a Costa Atlântica do Salgado Paraense.	66
Figura 18- Prancha da praia da Princesa em Algodual, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.	68
Figura 19- Prancha da praia do Atalaia em Salinópolis, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.	70
Figura 20- Prancha da praia da Marieta na Ilha do Marco, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.	73
Figura 21- Prancha da praia de Ajuruteua no município e Bragança, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.	74
Figura 22- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2010.	78
Figura 23- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2013.	79
Figura 24- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2015.	80
Figura 25 Fluxo de precipitação para os anos de 2010, 2013 e 2015.	81
Figura 26- Condições de ondas na zona de surfe na Praia do Atalaia- Salinópolis durante o período chuvoso.	82
Figura 27- Ocorrência El nino (anomalias positivas), La Nina (anomalias negativas).	87
Figura 28- Ocorrência de AMM com anomalias positivas e negativas.	88
Figura 29- Diagrama de fluxo de trabalho mostrando o procedimento passo a passo para extrair linhas de costa de precisão de sub-pixel de imagens de satélite disponíveis publicamente.	89
Figura 30- Exemplos imagens que foram manualmente descartadas: (A) Quando houve a presença de nuvens e grandes sombras projetadas na imagem, (B) Quando o algoritmo representou o limite da praia na maré baixa em vez da linha de água devido a um	

domínio intermaré saturado, e (C) Quando o Scan Detector Line do Landsat 7 falhou.

Em todos os painéis, a linha preta indica a linha d'água detectada pelo CoastSat. 90

Figura 31- Outputs do Coastsat para detecção da linha de costa. (A) Imagem RGB da praia do Atalaia; (b) saída de classificação de imagem onde cada pixel é rotulado como 'areia', 'água', 'água branca' ou 'outro'; (c) imagem pseudocolor dos valores de pixel MNDWI, e (D) histograma de intensidade de pixel MNDWI que é ajustável de acordo com o usuário.93

Figura 32- A imagem classificada correspondente aos pixels de diversas áreas dentro da praia para validação, por exemplo, área de manguezal, areia branca, espuma branca, (1) Água Branca, (2,3) Outras feições terrestres, (4) Areia, (5) areia branca/água de duna/manguezal e (6) Manguezal. 94

Figura 33- Exemplo da localização dos perfis praias.97

Figura 34- Exemplo de altura de marés obtida pelo modelo global de marés (FES2014) no mesmo momento das imagens de satélite. 97

Figura 35- Série temporal das distancias da LC corrigidas pelas marés em laranja, e séries brutas sem correção em laranja. 98

Figura 36- Condições marítimas, (1) Altura Significativa da onda (H_s), (2) Período médio da onda (T_z), (3) Direção média da onda (Mwd) em graus, (4) Velocidade média do vento (velocidade wsp), (5) Direção média do vento (wdir) em graus, e (6) Nível médio do mar. 101

Figura 37- Comportamento espectral mensal da altura e direção das ondas (H_s) em condições marítimas, onde frequências abaixo de 0.1 Hz são ondas do tipo swell e acima de 0.1Hz são ondas windsea. 103

Figura 38- Comportamento mensal da altura significativa de onda (m) e direção das ondas em condições marítimas. 104

Figura 39- Comportamento interanual da direção e velocidade dos ventos em condições marítimas. 105

Figura 40- Swell de inverno. 107

Figura 41- Ondas formadas pela ação dos ventos locais (Windsea). 107

Figura 42- Condições costeiras: (1) Altura Significativa da onda (H_s), (2) Período médio da onda (T_z), (3) Direção média da onda (Mwd) em graus, (4) Velocidade média do vento

(Wspd), (5) Direção média do vento (wdir) em graus, e (6) Nível médio do mar (MSL) em Hpa.	108
Figura 43- Comportamento interanual do Espectro de frequências de ondas em condições costeiras em 1D.	111
Figura 44- Altura significativa de onda (Hs) medida em uma praia de macromarés durante o ciclo de maré, ondas energéticas na maré enchente, cheia e vazante. Notar a influência/modulação da maré no seu comportamento.	115
Figura 45- Tendencias para altura significativa (Hs) em metros.	116
Figura 46- Tendencias para direção média da onda (Mwd) em graus.	116
Figura 47 - Tendencias para Período média da onda (Mpd) em segundos.	117
Figura 48- Nível médio do mar (msl) em Hpa.	117
Figura 49- Tendencia da velocidade dos ventos (Wspd) em m/s.	118
Figura 50- Tendencia da direção dos ventos (Wdir) em graus.	118
Figura 51- Ocorrência de anos com swell.	119
Figura 52- Compósitos de anomalia SST para os regimes ENOS positivos (El Niño) e sua influência na bacia do Atlântico.	122
Figura 53- Compósitos de anomalia SST para os regimes ENOS negativos (La Niña) e sua influência na bacia do Atlântico.	122
Figura 54- Compósito dos componentes do vento durante La Niña (ENOS negativo) e sua influência na Bacia do Atlântico.	124
Figura 55 Compósito dos componentes do vento durante o El Niño (ENOS positivo) e sua influência no AT.	124
Figura 56 Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante a La Niña (ENOS negativo) na Bacia do Atlântico.	126
Figura 57- Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante o El Niño (ENOS positivo) na Bacia do Atlântico.	126
Figura 58- Compósito do período médio da onda (Ts) durante a La Niña (ENOS negativo) e sua influência na Bacia do Atlântico.	127
Figura 59- Compósito do período médio da onda (Ts) durante o <i>El Niño (ENOS positivo)</i> global e sua influência na Bacia do Atlântico.	127
Figura 60- Compósito da Precipitação (mm / dia) durante a La Niña na Bacia do Atlântico.	128

Figura 61- Compósito da Precipitação (mm / dia) durante El Nino na Bacia do Atlântico.	128
Figura 62- Anomalias de TSM associadas ao Dipolo AMM positiva. Notar o OCEANO PACÍFICO TROPICAL aquecido e o Oceano Atlântico Norte em resfriamento.	130
Figura 63- Anomalias de TSM associadas ao Dipolo AMM negativo, notar o Oceano Pacífico Aquecido o Oceano Atlântico Norte em resfriamento.	130
Figura 64- Compósito dos componentes do vento durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.	132
Figura 65- Compósito dos componentes do vento durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.	132
Figura 66- Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.	133
Figura 67- Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante o AMM negativo na Bacia do Atlântico.	133
Figura 68- Compósito do comportamento do Período médio das ondas (Tz) durante AMM positivo no Atlântico.	134
Figura 69- Compósito do comportamento do Período médio das ondas (Tz) durante AMM negativo no Atlântico.	134
Figura 70- Comportamento da Precipitação (mm/d) durante a AMM positiva na Bacia do Atlântico.	135
Figura 71- Comportamento da Precipitação (mm/d) durante a AMM negativa no Atlântico.	135
Figura 72- Evolução das linhas de costa (1986-2020) na Praia do Atalaia em Salinópolis.	141
Figura 73- Perfil Praial em área de By-passing.	141
Figura 74- Series Temporais do anomalias do El Niño- Oscilação Sul (ENOS) e das linhas de costa (LC) para a Praia do Atalaia. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde e valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, onde valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa,	142
Figura 75- Análise da correlação cruzada entre os índices climáticos ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de atraso (lag- valores positivos de x).	143

Figura 76- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.	143
Figura 77- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia do Atalaia. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.	144
Figura 78- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads- valores negativos de x).	145
Figura 79- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.	145
Figura 80 Localização dos Perfis praias e da variabilidade da linha de costa.	146
Figura 81-Exemplo perfil Praial em área de By-Passing em Ajuruteua.	147
Figura 82 Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia de Ajuruteua. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.	148
Figura 83-Análise da correlação cruzada entre o índice climático ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre 5 meses de atraso (lags- valores positivos de x).	148
Figura 84- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.	149

- Figura 85- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia de Ajuruteua. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa. 150
- Figura 86- Análise da correlação cruzada entre o índice climático ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 2 a 3 meses de atraso (lags-valores positivos de x). 150
- Figura 87- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica. 151
- Figura 88- Evolução das linhas de costa (1986-2020) na Praia da Marieta na Ilha do Marco. ...152
- Figura 89- Perfil Praial 1 escolhido de By-passing. 152
- Figura 90- Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia da Marieta. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa. 153
- Figura 91- Análise da correlação cruzada entre o índice climático *ENOS* e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads-valores negativos de x). 154
- Figura 92- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica. 154
- Figura 93- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia da Marieta. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa

corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.	155
Figura 94- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads-valores negativos de x).	156
Figura 95- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.	156
Figura 96- Localização dos Perfis praias e da variabilidade da linha de costa (1986-2020) na Praia da Princesa- Algodual.	157
Figura 97- Perfil Praia em área de By-passing.	158
Figura 98- Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia da Princesa. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.	159
Figura 99- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads-valores negativos de x).	159
Figura 100- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.	160
Figura 101- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia da Princesa Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.	161

Figura 102- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e a posição da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (lags- valores positivos de x). 161

Figura 103- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.**Error! Indica**

LISTA DE ABREVIACÕES

ABR	Abril
AGO	Agosto
AMM	Modo Meridional do Atlântico (<i>Atlantic Meridional Mode</i>)
AO	Oceano Atlântico
ATN	Atlântico tropical norte
ATS	Atlântico tropical sul
CAP	Costa Atlântica do Pará
DEZ	Dezembro
DJF	Dezembro – janeiro – fevereiro
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul (<i>El Niño Southern Oscillation</i>)
ESE	Este-sudeste
f	Frequência
FEV	Fevereiro
FMA	Fevereiro, março e abril
g	Gravidade
H	Altura de onda
HPA	Pressão Atmosférica- hectopascal
Hs	Altura Significativa de onda
Hz	Hertz
ICZM	Gerenciamento Integrado da Zona Costeira
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima (<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>)
JAN	Janeiro
JJA	Junho – julho – agosto

JUL	Julho
JUN	Junho
LC	Linha de costa
LMA	Linha de maré alta
LN	La Niña
LV	Linha de vegetação
MAI	Maio
MAM	Março – abril – maio
MAR	Março
MSL	Nível médio do mar
MWD	Direção média de onda
MWW	Média das ondas formadas pelos ventos
N	Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NDJ	Novembro, dezembro e janeiro
NE	Nordeste
NNE	Norte-nordeste
NOV	Novembro
NW	Noroeste
ONI	Índice Oceânico Niño
OP	Oceano Pacífico
OUT	Outubro
PDO	Oscilação Decenal do Pacífico (<i>Pacific Decadal Oscillation</i>)
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PSD	Densidade espectral de potência
Q	Vazão
RMSE	Raiz quadrada do erro quadrático médio (<i>Root Mean Square Error</i>)
S	Sul
s	Segundos
SDS	Linha de costa derivadas por satélite
SE	Sudeste

SET	Setembro
SOI	Índice de Oscilação Sul
SON	Setembro
SWH	Altura significativa de Onda
SW	Sudoeste
T	Período
Ts	Período Significativo de onda
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
Tz	Período médio de onda
Wdir	Direção do vento
Wspd	Velocidade do vento
ZC	Zona costeira
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
Ω	Ômega em coordenadas de pressão

SUMÁRIO

RESUMO	8
1.1 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa	28
2 OBJETIVOS	32
2.1 Geral	32
2.2 Específicos	32
3 REFERENCIAL TEÓRICO	33
3.1 Zona costeira	33
3.2 Abordagem morfodinâmica	34
3.2.1 Condições ambientais	36
3.2.2 Geologia	36
3.2.3 Sedimentos	36
3.2.4 Forçantes externas	37
3.3 Sistema praial	38
3.4 Descrição das ondas de superfície	41
3.5 Mudanças na linha de costa	46
3.6 Sistema climático	52
3.6.1 Forçantes naturais do sistema climático	52
3.6.2 Interação oceano-atmosfera	53
3.6.3 Oscilação Sul -El Niño- ENOS	55
3.7.5 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	62
4 ÁREA DE ESTUDO	64
4.2 Processos geológicos	76
4.3 Processos meteorológicos	77
4.4 Processos oceanográficos	81
5 MATERIAL E MÉTODOS	83
5.1 Aquisição de dados	83
5.2 Processamento de dados	85
5.2.1 Ondas	85
5.2.2 Índices climáticos Tropicais	86
5.2.3 Análise da linha de costa	88

5.2.4 Correlação ENOS, AMM e mudanças na linha de costa	99
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	100
6.1 Variação do clima de ondas na costa Atlântica do Estado do Pará	100
6.1.1 Condições Marítimas	100
6.1.3 Condições Costeiras	106
6.1.3.1 <i>Análise Espectral</i>	109
6.1.2 Atenuação da energia das ondas	113
6.1.3 Tendências	114
3.1.4 Eventos extremos	119
6.2 Influência climática	120
6.2.1 Resposta dos processos meteoceanográficos às condições associadas à atividade ENOS.	121
6.2.2 Resposta dos processos meteoceanográficos às condições associadas à atividade à atividade do Modo Meridional do Atlântico (AMM)	129
6.3 Series temporais de mudanças de linha de costa e correlação com ENOS e AMM	138
6.3.1 Praia do Atalaia	140
6.3.1.1 <i>Influência do ENOS na Linha de costa.</i>	142
6.3.1.2 <i>Influência do AMM na Linha de costa.</i>	144
6.3.2 Praia de Ajuruteua	146
6.3.2.1 <i>Influência do ENOS na Linha de costa.</i>	147
6.3.2.2 <i>Influência do AMM na Linha de costa.</i>	149
6.3.3 Praia da Marieta	151
6.3.3.1 <i>Influência do ENOS na Linha de costa.</i>	153
6.3.3.2 <i>Influência do AMM na Linha de costa.</i>	155
6.3.4 Praia da Princesa	157
6.3.4.1 <i>Influência do ENOS na Linha de costa.</i>	158
6.3.4.2 <i>Influência do AMM na Linha de costa.</i>	160
7 CONCLUSÃO	167

1 INTRODUÇÃO

As praias são regiões morfologicamente dinâmicas que respondem em diferentes escalas de tempo e de espaço às mudanças nos efeitos naturais e antropogênicos (GALLOP et al., 2017; SENECHAL; RUIZ DE ALEGRÍA-ARZABURU, 2020; STIVE et al., 2002). São moldadas pela disponibilidade de sedimentos causadas pelas mudanças nos processos costeiros que são influenciadas por um conjunto de forçantes entre eles os climáticos (FRENCH; BURNINGHAM, 2013). Variações provocadas pelos modos de variabilidade climática nessas forçantes ambientais terão um efeito significativo na morfologia praial (RANASINGHE, 2016).

Portanto, a variabilidade climática é fundamental devido ao seu potencial em modificar a costa, particularmente por meio dos eventos sazonais de erosão e acreção nas praias (TOIMIL et al., 2020; WAHL; PLANT, 2015). Os impactos da variabilidade climática em diferentes escalas temporais na ZC que podem incluir: (1) Aumento do nível do mar; (2) Aumento na frequência e na intensidade das tempestades (eventos extremos); (3) Mudanças da direção e na intensidade do clima de ondas – o termo usado para descrever as características das ondas do mar em um determinado local; (4) Mudanças no balanço sedimentar e, (5) variações do fluxo dos rios (devido ao regime de chuvas). Estes influenciam a estabilidade da Zona Costeira (ZC) e o equilíbrio entre erosão e acumulação de sedimentos.

As ZCs estão, provavelmente, entre os ambientes mais sensíveis aos modos de variabilidade climática devido à forte ligação entre o aquecimento atmosférico, tendo como fator fundamental o nível do mar como condição de borda que determina a alcance dos processos hidrodinâmicos (ondas e marés) (TESSIER, 2010) , elevando a quantidade de sedimentos disponíveis para modelar a linha de costa (LC), termo que se refere a interface entre a terra e o mar.

Assim, vários estudos exploram as respostas costeiras às mudanças no nível do mar e no suprimento de sedimentos em várias escalas de tempo. No entanto, o aumento do nível do mar é apenas um dos vários fatores relacionados ao clima que influenciam as mudanças costeiras. Embora as flutuações do nível do mar tenham recebido ampla atenção global como o principal das mudanças da linha de costa, a variabilidade no clima das ondas é um dos principais processos que influenciam a morfodinâmica costeira em praias arenosas de moderada a alta energia a nível global (HEMER et al., 2013; HEMER; CHURCH; HUNTER, 2010; MARSHALL et al., 2018; MORTLOCK; GOODWIN, 2016) .

A evolução da morfologia costeira é geralmente governada à: (1) Longo prazo, abrangendo várias décadas a centenas de anos, implicando as tempestades e as descargas dos rios na perturbação do comportamento da LC (GUIMARÃES et al., 2013); (2) Médio prazo, de vários anos a décadas, também referida como variações interanuais associados aos modos de variabilidade climática globais e, particularmente, o El Niño Oscilação Sul -ENOS, Oscilação do Atlântico Norte -NAO (GODOI et al., 2019) e; (3) Sazonais, que se repete em um ciclo anual, também conhecida como variabilidade interanual (EL-ROBRINI et al., 2018).

Destes modos de variabilidade climática, o principal impulsionador das variações do clima das ondas em todo o mundo é El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Muitas pesquisas se concentraram na análise desse fenômeno globalmente (ODÉRIZ, et al., 2020, 2021; STOPA; CHEUNG, 2014) , seus impactos no clima das ondas regionais (BARNARD et al., 2017; GODOI; BRYAN; GORMAN, 2018; HARLEY; BARNARD; TURNER, 2015) e seus efeitos na morfologia costeira (MORTLOCK; GOODWIN, 2016) . Compreendendo essa relação com a morfodinâmica costeira, é provável que os impulsionadores (*drivers*) da variabilidade do clima das ondas estejam, por sua vez, influenciando as mudanças na posição da linha de costa.

No entanto, a Costa Atlântica do Pará (CAP), costa recortada por ‘falsas rias’ (‘reentrâncias’), está sujeita a forçantes energéticas de diferentes fontes, incluindo as atmosféricas (ventos alísios, pressão atmosférica e precipitação), que por sua vez direcionam os processos oceanográficos (clima de ondas, nível médio do mar, correntes, marés e descarga do rio Amazonas) (GEYER et al., 1996) . Assim, a CAP é sensível aos modos de variabilidade climática, onde mudanças sutis no regime climático podem ter efeitos significativos na estabilidade da LC.

Mudanças nos processos costeiros desempenham um papel importante nos controles de recuo e avanço da LC. Assim, para entender, prevenir e mitigar o impacto da influência dos modos de variabilidade climática no comportamento da LC, exige uma compreensão aprofundada das forçantes que implicam na sua variabilidade em várias escalas de tempo. Essas forçantes são bem entendidos durante um curto período (até alguns dias). Em escalas de tempo de tempo mais longas, no entanto, a variabilidade das ondas resulta das complexas condições atmosféricas e oceânicas (GODOI; TORRES JÚNIOR, 2020; ODÉRIZ, et al., 2020).

Ainda, mudanças na circulação atmosférica podem alterar drasticamente as condições climáticas e, como consequência, as condições meteoceanográficas. Alguns padrões climáticos

mostraram-se influentes nas escalas locais, enquanto outros são conhecidos por impactar uma ampla variedade de regiões (BARNARD et al., 2017; HARLEY; BARNARD; TURNER, [s. d.]; HEMER; CHURCH; HUNTER, 2010; MARSHALL et al., 2018). As Teleconexões podem ser definidas como influências remotas na variabilidade de características atmosféricas e oceânicas em larga escala (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Uma atenção significativa é dedicada aos impactos causados pelos padrões climáticos nas ondas do oceano, especialmente em regiões onde a precipitação é abundante desempenha um papel importante.

Neste contexto, a modificação no clima das ondas incidentes é um processo-chave que conduz o comportamento da LC em larga escala nas costas arenosas de alta energia e está fortemente relacionado à variabilidade nos modos climáticos (GALLOP et al., 2017; MORTLOCK et al., 2020). Flutuações climáticas, tais como os eventos globais tais como a fase positiva do ENOS- Oscilação Sul El Niño, são impulsionadores da variabilidade interanual do clima das ondas em todo o mundo (BARNARD et al., 2017; ESPEJO et al., 2015; BARNARD; HARLEY; TURNER, 2015; ODÉRIZ, et al., 2020; REGUERO; LOSADA; MÉNDEZ, 2019; RUGGIERO, 2006) e fase negativa do ENOS a La Niña (PEREIRA, et al., 2013; PEREIRA; KLUMB-OLIVEIRA, 2015), Oscilação Decadal do Oceano Pacífico (PDO) (KELLY et al., 2019a) e Oscilação do Atlântico Norte (NAO) (CASTELLE et al., 2018; HURRELL; DESER, 2009; MASSELINK, et al., 2014) alteram significativamente a distribuição dos valores de altura, período e direção das ondas que se aproximam da ZC.

Nas ZCs tropicais, as ondas são geradas pelos ventos predominantes e frequentemente associadas a tempestades (HEMER et al., 2013; MORIM et al., 2019; SEMEDO, 2018; SEMEDO et al., 2011; WANG; CHENG, 2017) além das mudanças na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que modulam a ocorrência sazonal do clima de ondas de longos e curtos períodos associados (COLLINS et al., 2018; XIE; CARTON, 2004).

Mudanças no clima das ondas, como alturas significativas das ondas e direções das ondas incidentes, podem alterar a taxa e a direção do transporte litorâneo e, assim, realinhar as posições da costa arenosa (GOODWIN; RIBÓ; MORTLOCK, 2020).

Um aumento na energia das ondas incidentes, em médio prazo, amplifica o fluxo de sedimentos que podem levar ao transporte de sedimentos para longe e em direção à LC (BARNARD et al., 2017; HARLEY, et al., 2016). Além disso, mudanças no ângulo de incidência das ondas podem alterar os padrões de transporte de sedimentos ao longo da costa,

resultando em erosão e avanço (ADAMS; INMAN; LOVERING, 2011; BURVINGT et al., 2018; COHN et al., 2014). Masselink, et al., (2014) associaram a migração das barras arenosas com a energia das ondas, mostrando um deslocamento para longe da costa durante o inverno (reco) e em direção à costa durante o verão (avanço).

Durante o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), enquanto os eventos de El Niño acentuam o estresse hidrológico durante a estação seca na CAP, os eventos de La Niña aumentam as chuvas e as descargas fluviais (SOUZA; AMBRIZZI, 2002; MARENGO et al., 2012; SOUZA et al., 2000). O Modo Meridional do Atlântico (AMM) na sua fase positiva afeta as chuvas na sua fase positiva, acentuando a estação seca e o desenvolvimento de ciclones tropicais no Oceano Atlântico Central e Norte, e na sua fase negativa aumentando as chuvas e a descarga dos rios na CAP. No entanto, têm-se poucas informações sobre como estes eventos podem afetar os processos oceanográficos costeiros e qual é o eventual impacto na evolução da morfologia da CAP.

No entanto, a dinâmica / evolução da linha de costa na CAP é altamente dependente das macromarés, fornecendo periodicamente variações no tempo e espaço dos níveis d'água, onde ocorrem os processos hidrodinâmicos. Segundo Kim, (2003) em praias de macromarés, a maré é um fator primordial no controle dos processos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos. Além das variações no suprimento de sedimentos dos rios e estuários, mudanças na intensidade e direção dos ventos alísios e seus efeitos nas ondas também são responsáveis pela mobilidade temporal dos bancos de areia (COHN et al., 2014; SENECHAL et al., 2015; WANG et al., 2016). Na costa amazônica foi observada por (PEREIRA; VILA-CONCEJO; SHORT, 2013).

Este estudo enfoca os efeitos das flutuações interanuais dos modos de variabilidade climática tropicais (ENOS e AMM) nos processos meteoceanográficos (ondas, ventos e precipitação) e na evolução da linha de costa da CAP. Correlacionando os índices climáticos tropicais com o clima de ondas, direção e magnitude dos ventos, e as variações da LC, pode-se compreender a relação/ligação direta entre a variabilidade climática e morfodinâmica costeira e as possíveis tendências para este ambiente. O que é importante sobre essas relações é que elas podem responder como as linhas de costa podem se comportar em um clima em mudança e às variações nos processos meteoceanográficos causadas por estas mudanças no clima.

1.1 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa

As linhas de costa mudam de forma e de posição em múltiplas escalas espaciais e temporais, onde os movimentos das marés e das ondas e até a mudança relativa do nível do mar interagem com sedimentos não-consolidados, conduzindo deste modo, a episódios de erosão e acreção (BURNINGHAM; FERNANDEZ-NUNEZ, 2020; STIVE et al., 2002). Compreender esse comportamento é fundamental para uma série de questões de ciência, de engenharia e de gestão, desde o estabelecimento do papel de um condutor específico na morfodinâmica costeira até o estabelecimento de limites em contextos de gestão costeira. A necessidade de delinear a posição da linha de costa e avaliar sua variação no espaço e no tempo é particularmente importante, dada a longa história de assentamento humano dentro ou perto da zona costeira (FRENCH; BURNINGHAM, 2013).

Nesta região costeira, uma grande proporção da população do mundo reside. Estimativas recentes sugerem que 23% do total da população mundial vive numa faixa de 100 km de distância e 100 m de altitude da costa (KUMMU et al., 2016). No Brasil, 26% da população brasileira vive em municípios da ZC, o equivalente a 50,7 milhões de habitantes. Na região norte do Brasil, apenas 9,62% vivem na ZC (IBGE, 2018).

As mudanças nas LCs impulsionaram a proteção e a adaptação das comunidades ribeirinhas por milênios, e talvez seja apenas nos séculos mais recentes que os humanos intervieram por meio da urbanização e da infraestrutura a fim de fixar as posições da linha de costa. Mas essa interferência para proteção costeira reduziu a sua resiliência em si agravou e complicou a natureza da dinâmica da linha de costa, muitas vezes confundindo nossos esforços para compreender e explicar o comportamento observado (FRENCH; BURNINGHAM, 2013; MASSELINK; GEHRELS, 2014).

Luijendijk et al., (2018) fez uma avaliação dos estados das praias em todo o mundo, e mostrou que uma erosão crônica ($<-0,5$ m /ano) ocorre em todo o mundo com uma variação latitudinal relativamente baixa. Geralmente, entre 30% e 40% das praias arenosas nestas baixas latitudes estão altamente erodidas. Nas adjacências da Foz do Rio Amazonas, as taxas de erosão das praias chegam a mais de 50% e estão associadas a grande perda de áreas costeiras.

Também, Mentaschi et al., (2017) classificou as áreas entre terra e mar, que são ocasionalmente submersas, devido à ação de marés, ondas e rios nas zonas estuarinas, como uma **Zona costeira ativa** que é uma área altamente dinâmica que fornece proteção contra perigos naturais costeiros, absorvendo fluxos de energia, e que hospeda uma gama de biossistemas marinhos.

Assim, em uma escala global, a superfície total da zona ativa cresceu cerca de 25,000 km², sendo mais de duas vezes maior do que a superfície da zona ativa erodida foi cerca de 11,500 km². No geral, o ganho de zona ativa equilibra aproximadamente o recuo de superfície pela erosão, e o avanço ganho/ acréscimo equilibra a perda de zona ativa. Isso se traduz em uma perda líquida de aproximadamente 14,000 km² de superfície para assentamentos humanos e ecossistemas terrestres (MENTASCHI et al., 2017).

A ocupação humana é, no entanto, um dos muitos usos do sistema de recursos costeiros e uma gama de recursos e atividades essenciais à nossa sociedade ocorrem na ZC, incluindo navegação e comunicação, recursos marinhos vivos, recursos minerais e energéticos, turismo e recreação, desenvolvimento de infraestrutura costeira, disposição e poluição de resíduos, proteção da qualidade ambiental costeira, gerenciamento de praias e costas, atividades militares e pesquisa (CICIN-SAIN; KNECHT, 1998).

Os modos de variabilidade climática globais que resultam em um aumento no nível do mar e em um aumento de tempestades (ou pelo menos uma mudança no clima das ondas) fornecem uma pressão adicional sobre a ZC. É necessária, então, uma abordagem integrada para o gerenciamento de atividades e conflitos na ZC (Gerenciamento Integrado da Zona Costeira - ICZM). Para enfrentar com eficácia os desafios apresentados pelo risco de erosão costeira e mudanças futuras no nível do mar, é importante que adquiramos dados apropriados e adotemos métodos robustos para delinear a LC e medir com precisão as mudanças em sua posição.

Nas LCs de alta energia, as praias desempenham um papel crucial na absorção da energia das ondas antes que possam impactar o desenvolvimento e a infraestrutura construída em áreas protegidas da ação de ondas. A natureza “maleável” do sistema praias significa que eles estão constantemente reajustando a variações no clima de ondas (JACKSON; SHORT, 2020). Esses reajustes podem ocorrer durante alguns dias durante um evento de tempestade (BURVINGT et al., 2017, 2018) ou durante anos e décadas devido a mudanças nos padrões de tempestades e na direção das ondas (ANGNUURENG et al., 2017; RANASINGHE, 2016).

No entanto, como a LC responde aos modos de variabilidade climática globais e ao ajuste associado às forçantes meteoceanográficas serão objeto de estudo desta tese de doutorado com o intuito de estabelecer relações entre a altura e direção das ondas, a direção e intensidade dos ventos, e precipitação, às posições da LC e aos índices climáticos tropicais que representam as condições atmosféricas regionais e globais.

A relação entre os índices climáticos e a erosão costeira anormalmente elevada é evidente em todo o Oceano Pacífico (OP), com as relações mais fortes estão relacionadas com o final do ENOS, (El Niño e La Niña), e possuem combinações entre as forçantes oceanográficas e a erosão costeira (GODOI et al., 2016; MORTLOCK; GOODWIN, 2016). Por exemplo, mudanças nas direções e fluxo de energia de ondas, níveis d'água e erosão costeira caracterizam as condições de El Niño na costa oeste da América do Norte (BARNARD et al., 2015, 2017) enquanto o Oceano Pacífico Tropical (OCEANO PACÍFICO TROPICAL) exibe padrões idênticos, exceto a anomalia do nível d'água (ADAMS et al., 2011).

No litoral SE da Austrália (SW do OP), foi observada um avanço da LC e uma mudança na sua orientação em resposta à fase de El Niño, e o contrário, um recuo da LC durante as fases de La Niña (KARUNARATHNA et al., 2016). Significativamente, a resposta oposta foi observada na costa oeste dos EUA (NE do Oceano Pacífico), na fase de El Niño, a erosão extrema da praia (BARNARD et al., 2015). No norte da Nova Zelândia foi verificado um aumento da altura das ondas durante os eventos de La Niña, enquanto que no restante do país ocorreu aumento da altura das ondas durante El Niño (GODOI; BRYAN; GORMAN, 2018).

Um padrão similar foi encontrado no Rio de Janeiro no sudeste do Brasil, onde a correlação entre a variabilidade interanual da altura de onda significativa e o Índice de Niño Oceânico mostrou uma ligeira redução na altura de onda durante os anos de El Niño e o padrão oposto durante os anos de La Niña. Na porção NE da CAP, durante a fase de La Niña (ANDREOLI et al., 2019; PEREIRA et al., 2013), foram observadas as menores intensidades de ventos e a energia das ondas foi abaixo do esperado para o período chuvoso.

Quanto a interação oceano-atmosfera, Souza et al. (2000) implicam que as anomalias negativas da temperatura da superfície do mar (TSM), favorecem as chuvas no outono austral, enquanto as anomalias positivas de TSM influenciam a seca no verão austral na Amazônia. Durante o Dipolo do Atlântico ou Modo Meridional do Atlântico (AMM) as anomalias negativas estão associadas a fase quente do dipolo, deslocando a Zona de Convergência Intertropical

(ZCIT) para Norte (N), relacionadas ao período seco; e as anomalias positivas estão relacionadas a fase fria do dipolo, deslocando a ZCIT para Sul (S), favorecendo as chuvas. Enquanto a ocorrência da fase fria do AMM simultânea a La Niña, causam chuvas excessivas, o contrário ocorre com a fase quente do AMM simultânea ao El Niño. Assim o ENOS modula a precipitação no verão e outono e o AMM modula a intensidade e posição da ZCIT.

No geral, o conjunto de dados de ondas sugere que o ENOS controla a variabilidade das ondas modificando direção e intensidade dos ventos, como a frequência, a magnitude e direção dos eventos de tempestade, causando erosão em algumas áreas e acreção em outras. O comportamento das ondas frente a ação do AMM é esperado que seja similar ao ENOS, no entanto não é conhecido (ESPEJO et al., 2015; STOPA; CHEUNG, 2014; YOUNG et al., 2018; YOUNG; DONELAN, 2018).

Desta forma, como o estudo do impacto destas mudanças meteoceanográficas na CAP é relativamente pouco entendido, com o aumento do desenvolvimento costeiro e do nível do mar, será necessário determinar o papel que a variabilidade climática atua na morfodinâmica das praias da ZC e no seu impacto no balanço de sedimento local a fim de dar subsídios às medidas de proteção ambiental e monitoramento costeiro da região.

Esta investigação visa responder os seguintes questionamentos:

1. Quais são as características dos parâmetros meteoceanográficos (ondas, ventos e precipitação)?
2. Qual a influência dos índices climáticos tropicais (ENSO e AMM) nos parâmetros meteoceanográficos?
3. Qual é a resposta da linha de costa às mudanças nos parâmetros meteoceanográficos e aos índices climáticos tropicais?

Segundo Dominguez (2009), é muito importante conhecer a heterogeneidade da ZC e de seus ambientes, nas diferentes escalas espaciais e temporais. Só assim será possível a formulação de estratégias bem sucedidas de mitigação dos impactos da variabilidade climática, nas próximas décadas. O sucesso destas estratégias dependerá de um conhecimento detalhado das respostas da LC às diferentes forças.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Investigar o papel dos processos meteoceanográficos (ondas, ventos e precipitação) e da variabilidade climática (ENOS e AMM) na morfodinâmica das praias da CAP em uma média escala de tempo (1979-2017).

2.2 Específicos

- (1) Determinar a climatologia de ondas ao longo da costa da CAP a partir de dados meteoceanográficos (onda e vento) *in situ* e de *hindcast* dos últimos 38 anos;
- (2) Analisar as condições meteoceanográficas bem como as possíveis tendências, correlacionando com os índices climáticos tropicais, (ENOS e AMM) e;
- (3) Avaliar as variações da LC, incluindo possíveis tendências de erosão e acreção, correlacionando aos índices climáticos tropicais.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Zona costeira

A ZC corresponde aos limites aos quais os processos costeiros se estenderam durante o Quaternário (1,8 milhões de anos – presente), e incluem a planície costeira (praias), a antepraia (zona de surfe e de arrebentação) e a plataforma continental. Durante o Quaternário o nível do mar flutuou mais de 100 m verticalmente devido à expansão e contração de placas de gelo. Os limites terrestres da ZC, portanto, incluem a deposição costeira e as superfícies de erosão marinha formadas quando o nível do mar estava alto (ligeiramente acima do nível atual do mar). Os níveis mais baixos colocaram os processos costeiros perto da borda da plataforma continental em várias ocasiões. O limite marítimo do sistema costeiro é, portanto, definido pela borda da plataforma continental, que normalmente ocorre em profundidades de água de 100-200m (MASSELINK; HUGHES, 2003; WRIGHT; THOM, 1975).

As praias, que estão inseridas na ZC, ocorrem em todas as linhas de costa sedimentares expostas a ação das ondas. Elas são uma das mais dinâmicas sistemas físicos na superfície da terra e ocorrem em costas onde há sedimento o suficiente para que as ondas depositem acima d nível do mar (SHORT, 1999).

No entanto, as praias podem ser definidas por uma infinidade de maneiras, mas dois elementos são essenciais, as ondas e o sedimento. A definição mais clara é de que as praias são o acúmulo de sedimentos depositados por ondas entre a base das ondas modais e o limite superior do espraiamento (bate e volta das ondas), estendendo-se em direção à costa desde a linha média da maré baixa até alguma mudança fisiográfica, como uma falésia ou um campo de dunas, ou no ponto onde a vegetação permanente é estabelecida (KOMAR, 1976).

De acordo com Cowell e Thom, (1994) , os processos costeiros podem ocorrer em diferentes escalas de tempo:

- Em escalas **Instantâneas**, que envolvem a evolução da morfologia durante um único ciclo das forçantes que dirigem as mudanças morfológicas, como ondas e marés. A destruição das ondulações de areia devido a um grupo de ondas muito altas ou a migração de uma barra arenosa de intermaré devido a um ciclo de maré são exemplos de mudanças morfológicas que ocorrem durante uma escala de tempo instantânea;

- Em escalas de tempo de **Eventos**, onde estão relacionadas com a evolução costeira em resposta ao processo que opera ao longo do tempo, desde um evento individual a uma variação sazonal das forçantes principais. Por exemplo, a erosão da escarpa das dunas em resposta a uma tempestade e o isolamento sazonal de um estuário pelas barras arenosas.
- A escala de tempo de **Engenharia** (larga escala), fica em algum lugar entre meses e o tempo geológico onde a evolução costeira resulta de muitas perturbações nas forçantes durante períodos de décadas e distâncias na ordem de 100 km. Por exemplo, a praia de Narrabeen (Sydney-Austrália), vem sendo monitorada desde 1976 e os resultados mostraram a ligação entre a oscilação e rotação da praia a vários índices climáticos, como o Índice de Oscilação Sul (SOI) e Oscilação Decadal do Oceano Pacífico (PDO) (RANASINGHE et al., 2004).
- Em escala de tempo **Geológica**, onde operam a partir de séculos a milênios. Enquanto as outras escalas de tempo às mudanças morfológicas ocorrem devido às flutuações das forçantes dirigentes/operantes, na escala de tempo geológica, a morfodinâmica costeira ocorre devido a resposta a tendência média dessas forçantes. Para Wright; Thom, (1975), o uso da escala de tempo geológica permite que o investigador considere entradas de energia de baixa frequência (por exemplo, oscilações do nível do mar durante o quaternário) e características deposicionais de grande magnitude (por exemplo, ilhas barreiras como um todo dentro de uma paisagem que contém mais de uma geração de tais características associadas a vários sistemas interglaciais do nível do mar alto).

3.2 Abordagem morfodinâmica

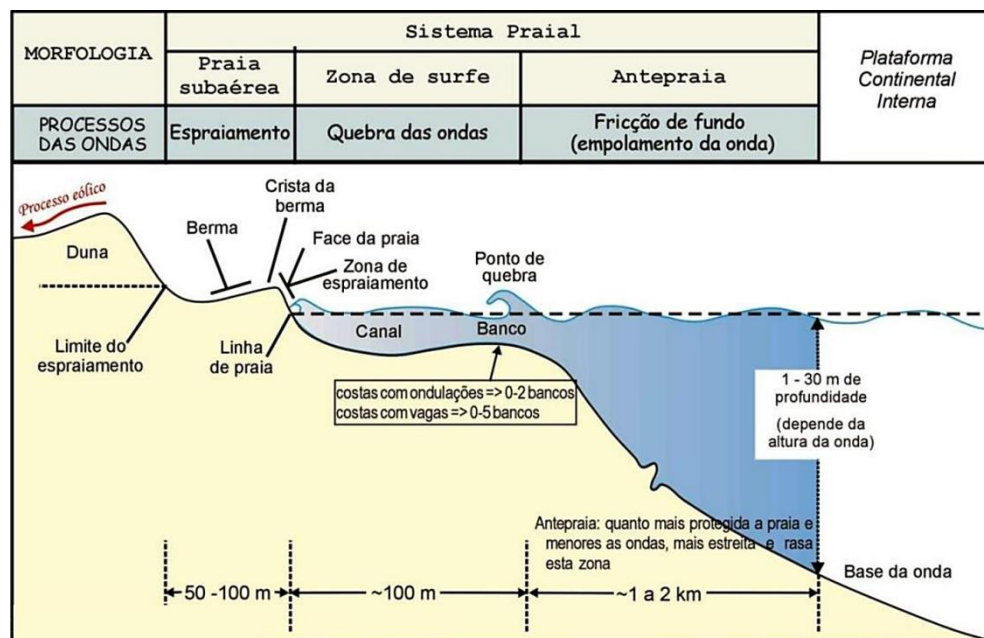
A classificação costeira indica quais os fatores ambientais são importantes na formação da LC. Wright e Thom, (1975) observaram que na planície costeira, o ambiente praial é um sistema geomórfico dinâmico, com entradas e saídas de energia e de material, que são impulsionados e controlados pelas condições ambientais. Eles estavam preocupados com os processos costeiros e as respostas morfológicas associadas, assim, introduziram o termo "morfodinâmica praial" para sua abordagem, onde a morfodinâmica foi definida como *"o ajuste mútuo de topografia e dinâmica de fluidos envolvendo transporte de sedimentos"*. Isto implica que a superfície topográfica da praia irá se ajustar para acomodar ao movimento do fluido

causado pela ação das ondas, marés e correntes. Assim, de acordo com Cowell e Thom (1994, p. 415), “*As propriedades essenciais dos processos morfodinâmicos costeiros são atribuíveis ao ciclo de feedback entre a topografia e a dinâmica dos fluidos que conduzem o transporte de sedimentos, produzindo mudanças morfológicas*”.

Portanto, para Short (1999) a morfodinâmica praial envolve a interação mútua das ondas, marés e correntes com a topografia da praia, de tal modo que a ação das ondas modifica a topografia, que por sua vez, modifica as ondas e assim por diante, de modo que mudanças em um levam ao ajuste e mudanças no outro em uma tentativa de manter um equilíbrio dinâmico, minimizando a necessidade de novas mudanças. Este processo envolve a interação da camada limite entre as correntes orbitais e translatórias das ondas e os sedimentos da praia, que produzem o transporte de sedimento em rolamento no leito da praia ou em suspensão. Isso, no entanto, produz feições ao longo do tempo de mesoescala, como barras arenosas.

Os dois mais importantes aspectos da morfodinâmica, são as **condições ambientais** e o **sistema costeiro** (Figura 1).

Figura 1- Extensão espacial do ambiente praial, incluindo a planície costeira, a face praial, e a plataforma. Observe que as larguras destas zonas globais são altamente variáveis.



Fonte: Toldo Jr (2010), adaptado de Short (1999).

3.2.1 Condições ambientais

As condições ambientais são o “*conjunto de fatores estáticos e dinâmicos que impulsionam e controlam os sistemas costeiros*” (WRIGHT; THOM, 1975) Como as condições ambientais dirigem e controlam os sistemas de praia, variações nessas condições são responsáveis por mudanças na morfologia praial (DAVIES, 1980) . Os três principais tipos de fatores ambientais são **geologia, sedimentos e forçantes externas**.

3.2.2 Geologia

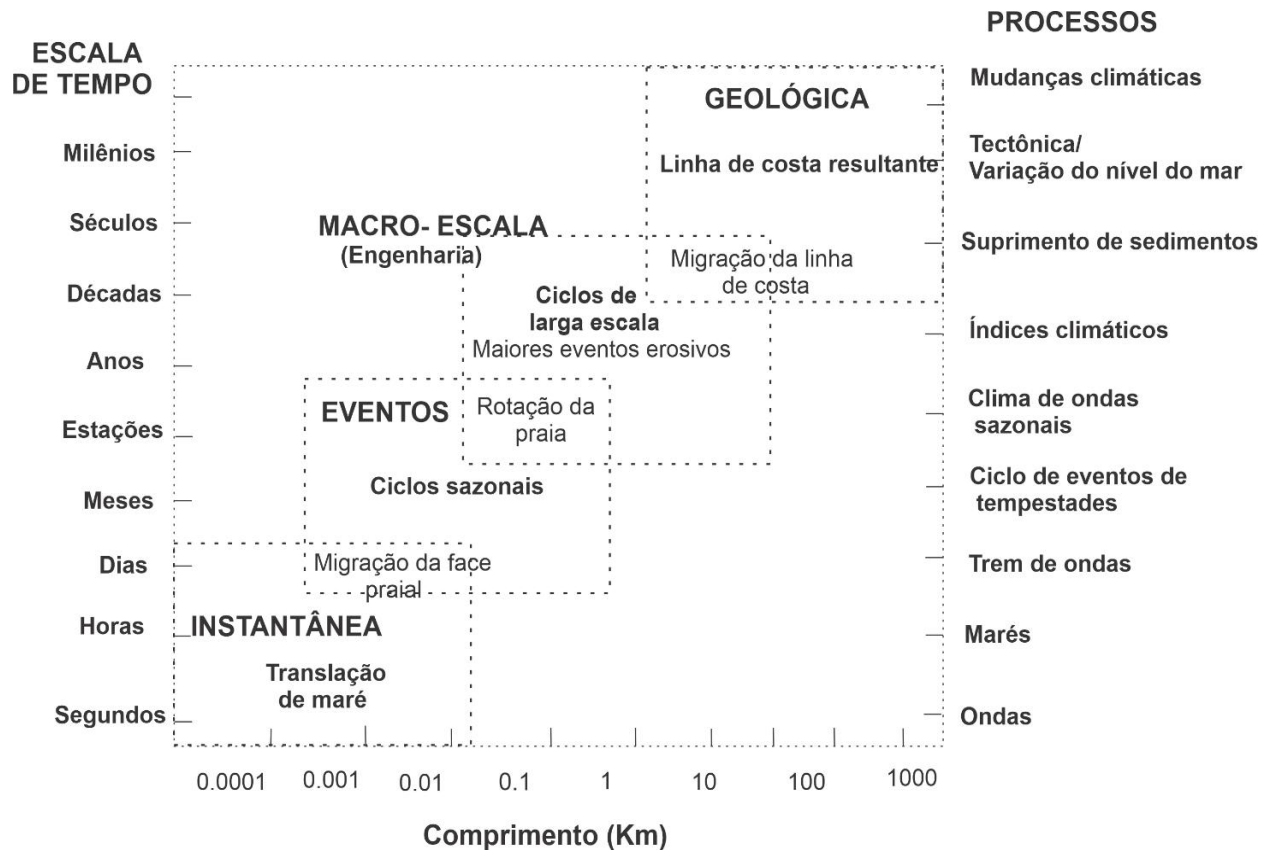
A geologia compreende o estado inicial das camadas sólidas, incluindo a geologia regional ou local e o estado de morfologia pré-existente (configuração de plataforma continental, da LC e da litologia). Em uma escala global, o fator mais importante é a largura e a inclinação da plataforma continental, que é em grande parte controlada pela tectônica global (INMAN; NORDSTRÖM, 1971). As plataformas continentais largas e planas permitem uma progradação mais rápida do que plataformas continentais mais íngremes e estreitas. Além disso, nas plataformas continentais largas ocorre uma maior redução na altura das ondas devido a dissipação pelo atrito com o fundo raso e também são responsáveis pela amplificação das marés. Regionalmente, a configuração do litoral pode ser importante, controlando os processos de transformação de ondas. A litologia também é um fator importante, na erosão de uma costa rochosa, onde controlam a taxa de recessão e o desenvolvimento do perfil de plataforma de abrasão (base das falésias) (MASSELINK; HUGHES, 2003).

3.2.3 Sedimentos

Sedimentos são essenciais para a morfodinâmica praial. Os dois aspectos mais importantes são a natureza e a abundância do material não consolidado. A disponibilidade de sedimentos depende da localização e do volume das fontes de sedimentos e da área costeira e podem ter origem marinha, fluvial / deltaica, terrestre ou biológica, são compostos de materiais que variam fisicamente e quimicamente de um lugar para outro, sendo a variação mais importante o de tamanho de partícula e teor de carbonato. Os sedimentos arenosos são

característicos das zonas costeiras e das plataformas continentais interiores e os sedimentos lamosos são mais comuns na zona de clima tropical quente, onde resultam no preenchimento de estuários e na formação dos deltas (MASSELINK, 1998; MASSELINK; HUGHES; KNIGHT, 2014).

Figura 2- Relação entre escalas espaciais e temporais envolvidas no estudo de praias e processos relativos à dinâmica costeira.



Fonte: Adaptado de Cowell e Thom (1994).

3.2.4 Forçantes externas

Forçantes externas referem-se àqueles processos que fornecem a energia necessária para conduzir os processos e a morfodinâmica praial. Aspectos importantes são: a frequência, magnitude e o carácter da fonte externa de energia. As principais fontes de energia costeira é a atmosférica (ventos, pressão, temperatura do mar e eventos extremos), a terrestre (vazão dos rios) e a marinha (ondas, marés, correntes e outros fenômenos oceanográficos). Dessas, o mar é de longe a fonte mais importante de energia costeira, embora deve-se salientar que o regime de

energia marinha é estreitamente dependente do clima atmosférico (MASSELINK; GEHRELS, 2014)

Mudanças nas condições ambientais conduzem a morfodinâmica praial ao longo de um intervalo de escalas de tempo. As mudanças na condição de borda operam na escala de tempo geológica. Tais mudanças estão relacionadas principalmente aos movimentos tectônicos da terra, resultando na emersão ou submersão do litoral, a diminuição e o aumento do nível relativo do mar, respectivamente. As mudanças no tipo e na abundância do sedimento operam principalmente na escala de tempo geológica de engenharia. Na escala de tempo geológico, as mudanças na posição dos leques submarinos durante o Quaternário afetaram significativamente a disponibilidade de sedimentos pela redistribuição do sedimento através da plataforma continental (MASSELINK; HUGHES, 2003).

Na escala de tempo de engenharia, um dos contribuintes mais significativos para a mudança das características dos sedimentos costeiros tem sido o manejo das bacias litorâneas e bacias de drenagem, e sua capacidade de fornecer sedimentos para a LC em escalas de tempo instantâneas e de eventos. Em particular, mudanças sazonais no clima e nas ondas causam mudanças cíclicas nos processos costeiros e na morfologia. Variações nas forçantes externas também podem ocorrer em escalas de tempo maiores, por exemplo, devido às mudanças climáticas (MASSELINK; HUGHES, 2003).

3.3 Sistema praial

Para Cowell e Thom (1994) um sistema costeiro compreende os componentes que estão ligados aos fluxos/trocas de energia e de massa, afim de criar um equilíbrio. O sistema está conectado ao mundo 'externo' e é controlado pelas condições ambientais que operam fora de seus limites. O próprio sistema costeiro consiste em quatro componentes principais:

- **Processos** – Este componente inclui todos os processos que geram e afetam o transporte de sedimentos. Os mais importantes são os processos hidrodinâmicos (ondas, marés e correntes) e atmosféricos (vento e precipitação) (KOMAR, 1976). Nesta tese de doutorado, são chamados de processos meteoceanográficos.

- **Transporte de Sedimentos** - Uma interação entre fluido em movimento e um fundo móvel induz pressões de cisalhamento no leito que podem resultar no arrastamento e subsequente transporte de sedimentos (KAMPHUIS, 2000). Os padrões resultantes da erosão e da deposição, podem ser avaliados utilizando o princípio de '*sedimentation equilibrium*'. Se o balanço de sedimentos for positivo (isto é, mais sedimentos estão entrando em uma região costeira do que saindo), a deposição ocorrerá, enquanto um balanço for negativo (ou seja, mais sedimentos estão saindo do que entrando) resultará em erosão.

O transporte de sedimentos é responsável pelo processo de transposição (*Bypassing*) na praia que é desencadeado pela persistência da direção das ondas incidentes, o transporte de sedimentos de uma área em erosão para uma área em acreção, em praias de baixa declividade pode resultar numa barra arenosa interna contínua, que atravessa a costa de uma área para outra, migrando e soldando-se com a praia a sotamar. Este processo é dominado pela deriva litoral, ocorrendo principalmente na zona de intermaré e, eventualmente, nas zonas menos profundas da praia submarina.

A transposição na plataforma continental interna, por outro lado, é desencadeada por condições de agitação marítima de elevada energia. Nessas condições, as intensas correntes podem transportar sedimentos para fora das praias. Esse sedimento é distribuído para plataforma continental interna e, eventualmente, transportado longitudinalmente, transpondo as barras arenosas. Quando a energia das ondas começa a diminuir, o sedimento é transportado lentamente em direção à costa, alimentando as praias a sotamar. Este processo depende de ambas as componentes de transporte (transversal e longitudinal) e pode ocorrer em praias com baixo ou elevado grau de encaixe (GOODWIN; RIBÓ; MORTLOCK, 2020).

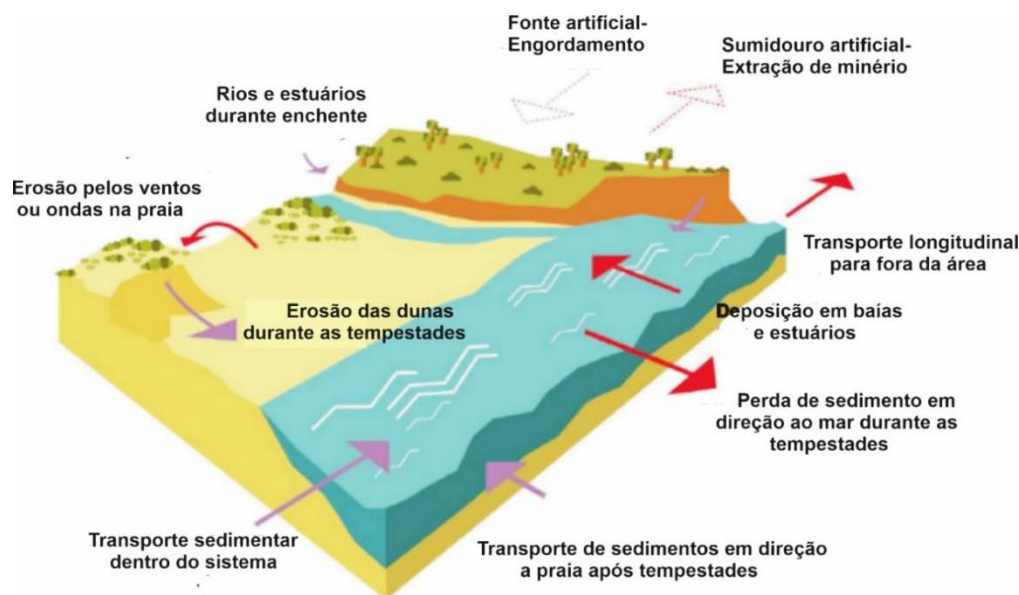
- **Morfologia** - A superfície tridimensional de um relevo ou conjunto de relevos (por exemplo, dunas costeiras, deltas, estuários, praias, recifes de corais) é referido como a geomorfologia. Mudanças na morfologia são provocadas pela erosão e deposição. Estes podem ser avaliados qualitativamente usando o balanço de sedimentos ou quantitativamente usando a equação de continuidade de sedimentos (JACKSON; SHORT, 2020).

- **Estratigrafia** - À medida que a forma do relevo se desenvolve ao longo do tempo, o efeito integrado da mudança morfológica é registrado na estratigrafia da forma do terreno. Considerar como exemplo o preenchimento de um estuário ao longo do tempo com sedimentos marinhos e fluviais. Estas divisões serão depositadas ao longo das margens e no fundo do estuário e a sentença estratigráfica estuarina resultante formará um registro parcial da evolução do estuário (SOUZA-FILHO et al., 2009).

O principal mecanismo de ligação entre os processos e a morfologia é fornecido pelo transporte de sedimentos. Como a morfologia envolve as condições encontradas pelos processos hidrodinâmicos que são estão em constante modificações, completam assim um ciclo de *feedback* (KOMAR, 1976). Por exemplo, a areia é transportada em direção à praia sob condições climáticas calmas resultando em acreção/acumulo de sedimentos praias. À medida que o sedimento praias se acumula, a sua inclinação em direção ao mar aumenta progressivamente causando um impacto nos processos das ondas e no transporte de sedimentos. Em algum estágio morfológico da praia, as condições hidrodinâmicas podem ser alteradas impedindo o transporte de sedimentos em direção à praia. O *feedback*/resposta entre a morfologia e os processos pode ser negativo ou positivo e é fundamental para a morfodinâmica praias (JACKSON; SHORT, 2020).

No cerne da morfodinâmica praias está a inter-relação entre a resposta das formas de relevo (morfologia) aos processos (dinâmica) e a garantia de *feedbacks* positivos e negativos entre os dois, enquanto eles trabalham em direção a uma relação de equilíbrio, o que raramente é obtido, resultando assim a morfodinâmica costeira (JACKSON; SHORT, 2020).

Figura 3- Componentes do balanço de sedimentos em costas arenosas.



Fonte: Modificado de Goodwin, Ribó e Mortlock (2020).

3.4 Descrição das ondas de superfície

Na maioria das linhas de costa (LC), as ondas representam a fonte dominante de energia. Por esse motivo, a distribuição global de ondas é útil para a classificação de ambientes costeiros porque identifica a quantidade de energia das ondas disponível para o transporte de sedimentos costeiros (Fig. 4). Parte da energia das ondas recebidas é refletida na costa e propagada de volta ao mar aberto. A maior parte da energia recebida, no entanto, é transformada através de sua interação com a zona costeira que gera correntes costeiras e o transporte de sedimentos, e é finalmente, a força motriz por trás das mudanças morfológicas da linha de costa. Portanto, o conhecimento da dinâmica das ondas é fundamental para a compreensão da morfologia costeira (MASSELINK; HUGHES, 2003).

O clima das ondas é definido como a distribuição da altura significativa das ondas (H_s), período médio de onda (T_p) e direção média de onda (θ_m) ao longo de um período de tempo para um determinado local (MÉNDEZ; RUEDA, 2020). Em águas profundas *offshore*, o clima das ondas é invariável e pode ser semelhante em grandes distâncias. Perto da costa, no entanto, o clima das ondas depende do clima das ondas *offshore* gerado pelos ventos e tempestades predominantes e da topografia do fundo, que tende a modificar as ondas (MÉNDEZ; RUEDA, 2020).

Mudanças na circulação atmosférica em grande escala e nos padrões de vento determinam, em última análise, mudanças no clima das ondas e do vento próximos à costa, no transporte de sedimentos induzido pelas ondas e no comportamento costeiro (YOUNG, 1999).

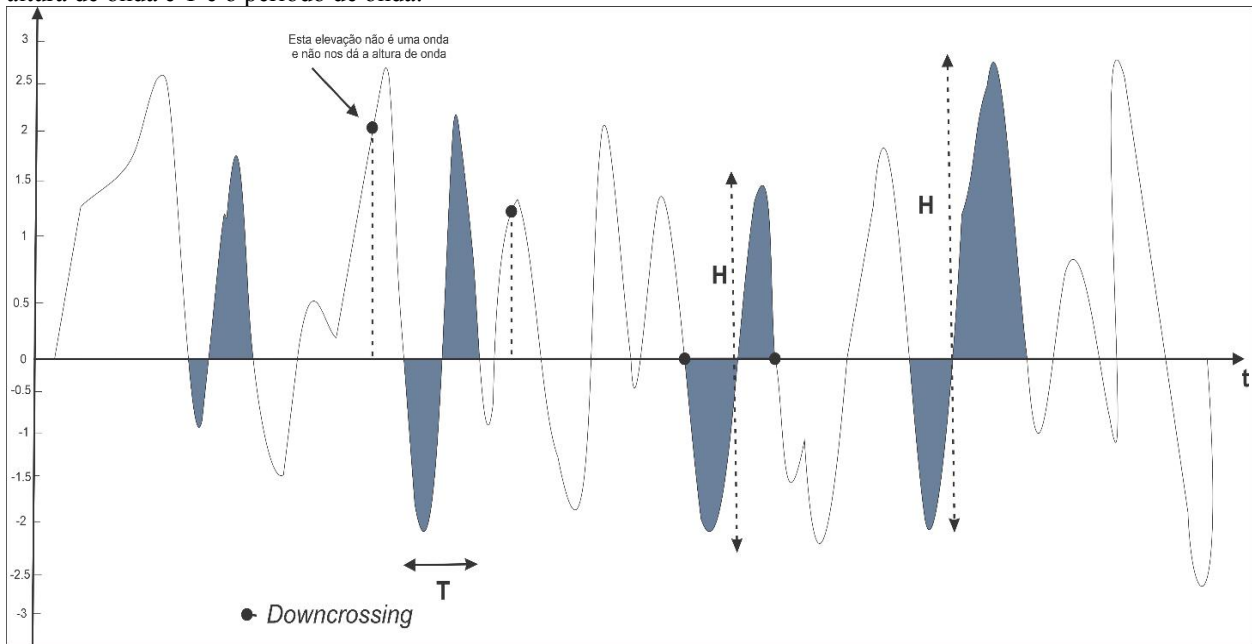
Assim, o clima das ondas pode ser expresso por espectros de ondas direcionais - uma ferramenta que descreve a energia das ondas como uma função da frequência e direção das ondas. Podem ser classificadas pelo período de onda T ou pela frequência de onda f , que é o inverso do período ($f = 1 / T$). Como alternativa, podemos classificar as ondas pela força perturbadora que as gera ou pela força restauradora que amortece o movimento das ondas. A Figura 4 mostra um esquema de espectro de ondas, que representa a energia das ondas em função da frequência e indica diferentes tipos de ondas no oceano (MASSELINK; HUGHES, 2003).

Nesta tese serão analisadas as ondas de gravidade geradas pelo vento, que são definidas como as ondas da superfície do oceano que se propagam em frequências entre $\sim 0,03$ e 1 Hz ou ~ 30 a 1 s (MUNK, 1950). Eles são gerados pelos ventos que atuam na superfície do oceano e se movem de acordo com a aceleração gravitacional ($g = 9,81 \text{ m / s}$).

As ondas gravitacionais existem em um *continuum* de ondas oceânicas de acordo com a frequência de propagação (Fig. 6). Sabe-se que são geradas pelos ventos e sua principal força de restauração é a gravidade. Podem ser decompostas em dois tipos; 1) *Swell* com período mais longo e de maior distância da área de geração e 2) *Windsea* de período mais curto e gerado localmente pela ação dos ventos (MORTLOCK; GOODWIN, 2016).

A distinção entre *windsea* e *swell* é geralmente feita com base no período médio das ondas, isto é, o tempo médio necessário para a passagem de duas cristas de ondas sucessivas para passar em um ponto fixo. O *windsea* tem períodos de ondas inferiores a $8\text{-}10$ s e o *swell* tem períodos iguais ou superiores a esse. O período das ondas está diretamente relacionado ao comprimento de onda médio, que é a distância média entre duas cristas de ondas sucessivas (Fig. 6). A altura da onda é a diferença vertical na elevação entre a crista da onda e a calha da onda adjacente (SOARES, 1984).

Figura 4- A definição de uma onda em uma series temporal de dados de nível d'água com 'zero-downcrossing'. H é a altura de onda e T é o período de onda.

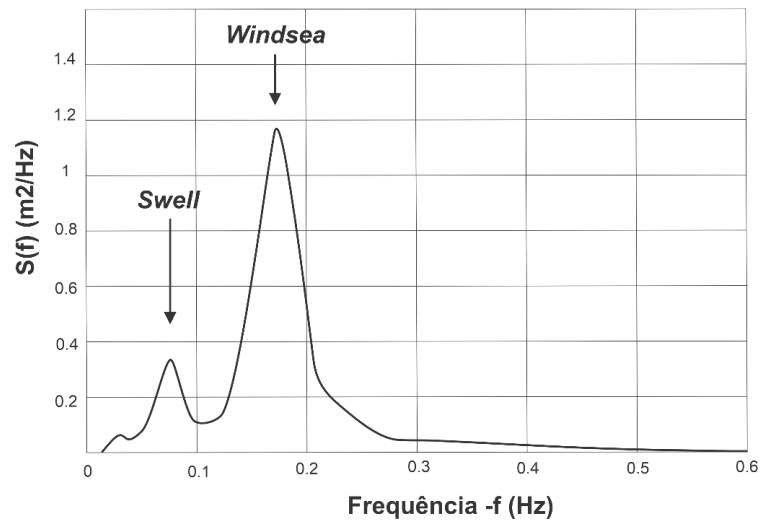


Fonte: Modificado de Holthuijsen (2007).

Ondas *swell* geralmente ocorrem em grupos de ondas onde um grupo de alturas de onda maiores é precedido e seguido por um grupo de alturas de onda menores. Como a energia associada às ondas é proporcional à altura da onda ao quadrado e, portanto, os grupos de ondas têm um significado, a H_s é frequentemente usada para descrever as condições das ondas. A H_s é a média do maior terço ($1/3$) das ondas em um registro (MASSELINK; HUGHES; KNIGHT, 2014).

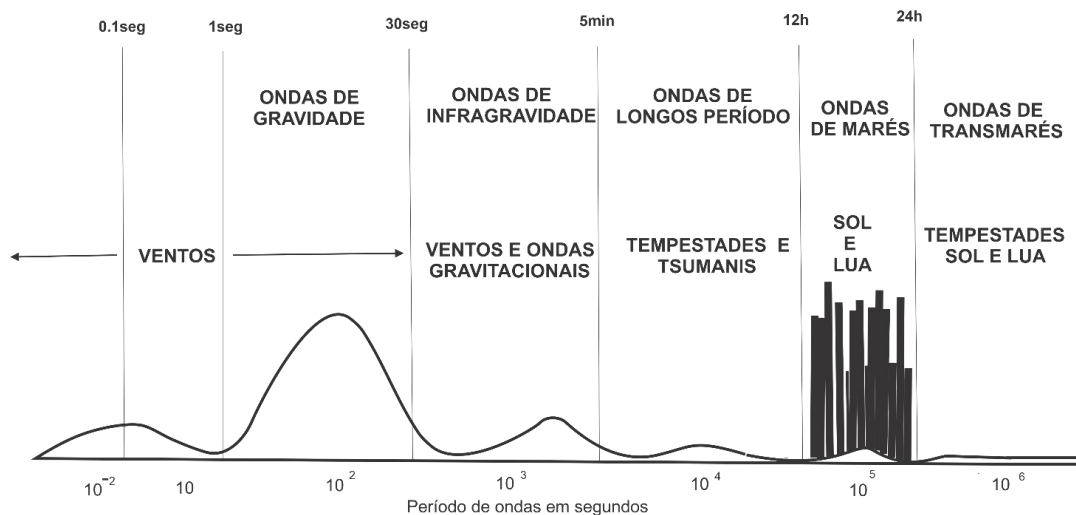
As ondas gravitacionais podem ser descritas em várias escalas espaciais, de um comprimento de onda (centenas de metros), a bacias oceânicas (milhares de quilômetros) e em várias escalas espaciais, de um período de onda (segundos) a um clima de onda (estações a anos) (HOLTHUIJSEN, 2007).

Figura 5- Espectro de ondas com ondas windsea e swell.



Fonte: Modificado de Kamphuis (2000).

Figura 6- Esquema de períodos em segundos de ondas.
Período de Onda



Fonte: Modificado de Munk (1950).

O *Runup* de ondas, definido como a diferença entre o nível máximo da água na praia após a arrebentação/quebra de ondas e o nível médio do mar, é um processo que pode gerar níveis extremos do nível d'água (RUGGIERO; HOLMAN; BEACH, 2004). O *runup* é um fator chave durante os processos de erosão costeira, quando os processos de ondas atingem a base da duna ou uma barreira arenosa (RUGGIERO et al., 2001; SENECHAL et al., 2011).

As ondas que ultrapassam sobre uma barreira arenosa (duna) (SALLENGER JR., 2000), depende dos processos de *runup*, não só das marés de sizígia e equinociais. Muitos estudos baseados em medições laboratoriais e *in situ* do *runup* de onda mostraram que o *runup* é uma

função da inclinação da praia (**tanβ**), comprimento de onda (**Lo**) e altura significativa de onda em condições oceânicas (**Hso**) e, portanto, do número de *Iribarren* (BATTJES, 1971).

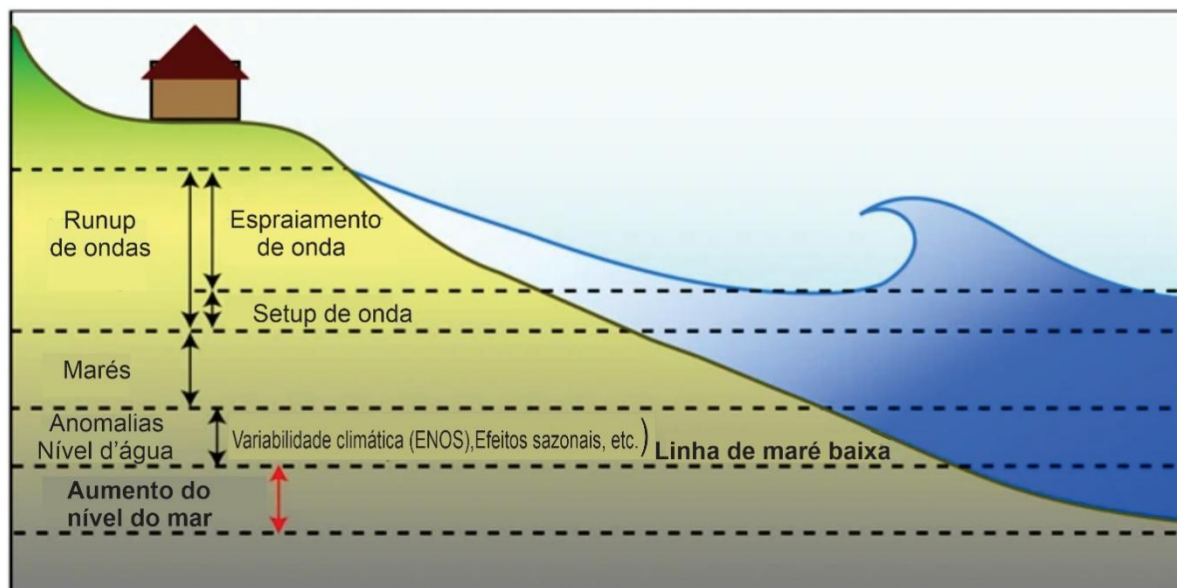
$$\epsilon = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H}/Lo} \quad (1)$$

onde, H é a altura de onda significativa, Lo é o comprimento de onda em condições oceânicas e tanβ é a inclinação da praia.

$$Lo = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2)$$

No qual T é o período de onda.

Figura 7- Componentes do aumento do nível do mar. Runup e setup de ondas, espraçamento (swash), Marés, Anomalias do nível d'água.



Fonte: Modificado de Vitousek et al. (2017).

3.5 Mudanças na linha de costa

A análise da variabilidade e tendências a recuo-avanço da posição da LC são fundamentais para regular o desenvolvimento e a proteção da LC (BURNINGHAM; FERNANDEZ-NUNEZ, 2020; KELLY et al., 2019b; VOS et al., 2019a). Embora a LC seja definida como a interseção entre oceano - continente, onde há o alcance máximo das ondas e marés (DOLAN; FENSTER; HOLME, 1992), a natureza dinâmica dessa fronteira e sua dependência da escala temporal e espacial em que está sendo considerada, resulta numa série de indicadores de LC (BOAK; TURNER, 2005).

A análise da mudança da LC é uma abordagem bem definida e amplamente adotada para obter suas posições e tendências em diferentes escalas de tempo. No entanto, as mudanças costeiras costumam ser altamente não lineares e podem apresentar comportamentos complexos (FRENCH; BURNINGHAM, 2013), podendo exibir mudanças substanciais a curto prazo, variando entre centímetros e dezenas de metros (ou mais), dependendo da declividade da praia, amplitude das marés, condições de ondas e climáticas prevalecentes (MORTON, 1991). Em uma escala de tempo mais longa, de engenharia, como 100 anos por exemplo, a posição da LC tem o potencial de variar em centenas de metros ou mais (KOMAR, 1976).

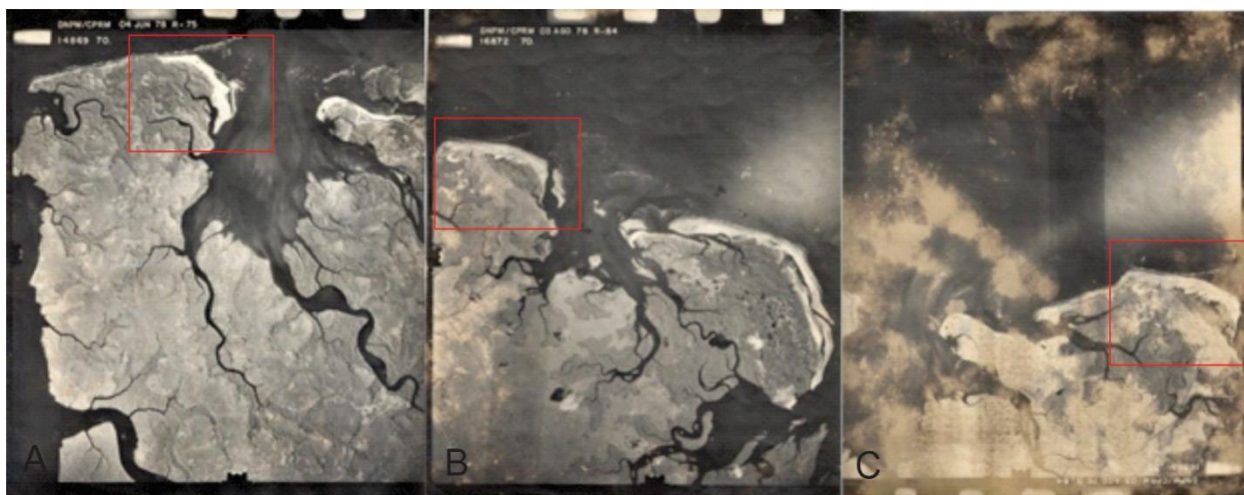
Para Boak e Turner (2005) a definição da LC também deve considerar a variação morfológica ao longo da costa. A maioria dos estudos de mudança da LC considera perfis praias ou pontos discretos na praia e monitora como eles mudam com o tempo, mas este método de amostragem pode introduzir uma incerteza adicional, por exemplo, os pontos escolhidos são representativos das características morfológicas, como cúspides de praia, mudam ao longo do tempo a posição média da linha de costa.

Devido à natureza dinâmica do limite da LC, os estudos têm adotado o uso de indicadores da linha de costa. Um indicador de linha de costa é um recurso usado como proxy para representar a posição “verdadeira” da LC e geralmente se enquadra em uma de duas categorias: (1) As classificações são baseadas em uma característica costeira visualmente discernível, (2) Enquanto outras classificações são baseadas em um *datum* de maré específico. Um indicador visualmente discernível é um recurso que pode ser visto fisicamente, por exemplo, uma linha de maré alta anterior ou o limite úmido / seco (Fig. 10). Em contraste, um indicador da linha da costa com base no *datum* das marés é determinado pela intersecção do perfil costeiro com uma elevação vertical específica, definida pelos constituintes das marés de uma área particular, por exemplo, maré alta média (MHW) ou nível médio do mar (MSL) (BOAK; TURNER, 2005). Recentemente, uma terceira categoria de indicador de linha de costa começou a ser relatada na literatura, com base na aplicação de técnicas de processamento de imagem para extrair características da linha de costa, proxy de imagens costeiras digitais que não são necessariamente visíveis ao olho humano (BOAK; TURNER, 2005a; BURNINGHAM; FERNANDEZ-NUNEZ, 2020).

Assim, os indicadores da linha de costa incluem métricas específicas relacionadas a uma estrutura espacial ou vertical, aproximações visuais subjetivas e características antrópicas fixas, cuja escolha parece depender da localização e da aplicação. E apesar da escolha do uso da linha de maré alta (LMA) ser altamente utilizado, há um forte reconhecimento de que seu delineamento e interpretação de diferentes recursos geoespaciais incluem uma incerteza. No entanto, a linha de costa média de maré alta, que é uma posição vertical fixa em relação ao quadro de maré específico do local, pode ser precisa quando derivada de dados topográficos (Estação Total, RTK-GNSS e LIDAR), mas pode conter grandes incertezas quando determinada a partir de uma fotografia aérea. Na prática, a linha de costa usada em qualquer investigação deve refletir a morfologia e dinâmica específica do ambiente de estudo, e não há necessidade

imposta de limitar isso a uma linha de maré alta (BURNINGHAM; FERNANDEZ-NUNEZ, 2020).

Figura 8- Fotografias aéreas (A) Praia da Marieta em junho de 1978, e (B) e (C) Praia do Atalaia em agosto de 1978.



Fonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/ Superintendência de Belém (1978).

Como tal, os estudos que incluem uma série histórica de linhas de costa enfrentam um desafio na escolha de um indicador costeiro, que pode ser identificado em vários tipos de dados para gerar um banco de dados de linhas de costa comparáveis. Em linhas de costa arenosas sobrepostas por uma cobertura de vegetação, o limite que marca a borda do crescimento da vegetação pode ser determinado em todos os tipos de dados (Satélite, *in situ*, fotografia aérea). A linha de vegetação (LV) pode ser útil ao digitalizar linhas de costa a partir de imagens de satélite de resolução mais grosseira, onde a posição da fronteira mar-continente é significativamente variável devido a uma grande amplitude de maré (MAITI; BHATTACHARYA, 2009) . Mas cuidado deve ser dado ao usar a linha de vegetação como um *proxy*, uma vez que os processos que controlam o crescimento da vegetação no fundo do mar não são equivalentes àqueles que impulsionam a mudança na posição das costas relacionadas ao nível da água (BURNINGHAM; FERNANDEZ-NUNEZ, 2020).

Em estudos que compararam a dinâmica da linha de costa usando métodos de linhas de maré alta (LMA) e linhas de vegetação (LV), foram evidenciados uma variabilidade espacial e temporal significativa no comportamento da LC (GALLOP et al., 2017) , destacando a necessidade de um objetivo lógico na escolha do indicador de linha de costa para ser utilizado.

Dado que levantamentos fotográficos aéreos são raramente conduzidos na região e pela escassez de levantamentos topográficos, seja pela grande extensão da linha de costa e ou pela quantidade limitada de equipamentos topográficos disponíveis para levantamento, na região existem muito poucas fontes de dados costeiros que satisfaçam as demandas temporais e espaciais de estudos que visam as mudanças na linha de costa. Imagens de satélite Landsat são provavelmente a única fonte de imagens que tem a extensão temporal (1985-presente) necessária para investigar tendências a médio prazo (por mais de 30 anos) com uma cobertura espacial global. No entanto, o delineamento das posições da linha de costa usando imagens Landsat está longe de ser uma novidade, pois os dados foram usados anteriormente para entender as mudanças na linha de costa na CAP (RANIERI; EL-ROBRINI, 2015; BATISTA; SOUZA-FILHO; SILVEIRA, 2007), e na Guiana Francesa (POLIDORI, 2020; WALCKER et al., 2015).

As vantagens da utilização do Landsat para o estudo de mudanças nas LCs são mostradas na recente síntese global de costas arenosas por (LUIJENDIJK et al., 2018), que mostra tendências costeiras interanuais e a extração da linha de costa é realizada através de uma abordagem espectral, onde calcula-se o Índice da Diferença Normalizada da Água (NDWI) na sua versão modificada (MNDWI), obtido como a razão de diferença das bandas infravermelhas de onda curta (SWIR) subtraindo a bandas verdes (*Green*).

A geração de linha de costa derivadas por satélites- *Satellite derived shoreline* (SDS) utiliza uma combinação de métodos de observação da Terra e ciência da computação para explorar as diferenças espectrais inerentes entre a terra e a água e estender os limites do delineamento para escalas sub-pixel.

Assim, como todos os estudos que utilizam imagens de satélite para obtenção da linha de costa, uma extensa referência de produtos derivados das imagens deve ser realizada para garantir que o que estamos interpretando dos pixels represente com precisão as características do mundo real. No momento, apenas algumas metodologias de SDS alcançaram precisão de sub-pixel (BISHOP-TAYLOR et al., 2019; LIU; TRINDER; TURNER, 2017; PARDO-PASCUAL et al., 2012; VOS et al., 2019) . Suas avaliações são limitadas aos cenários reais, pois exigem grandes conjuntos de dados de referência de alta precisão. No entanto, poucas metodologias de extração foram testadas em praias utilizando para fins de validação os perfis topográficos *in situ*.

Assim, os pixels selecionados, que representam linhas de costa conforme descrito acima, são convertidos em camadas vetoriais e incertezas em algumas partes das LCs delineadas são

observadas. De acordo com Castelle et al. (2021); Liu, Trinder e Turner (2017); García-Rubio, Huntley e Russell (2015); Hagenaars et al. (2018); Maiti e Bhattacharya (2009) a qualidade da SDS pode estar sujeita a incertezas considerando os erros no método de extração e nas características ambientais, como: 1) À influência da cobertura de nuvens, 2) À espuma causada pelas ondas na zona de surfe, 3) Às variações na declividade da praia; 4) Às incerteza na altura da maré e, 5) Ao Runup de ondas. Assim, por se comportarem de maneira similar em ambos os domínios, o espectral e o temporal, podem ser confundidos com o comportamento dos espectros úmido/ seco delimitadores da linha de costa. Portanto, compreender e quantificar a precisão posicional das posições SDS são essenciais.

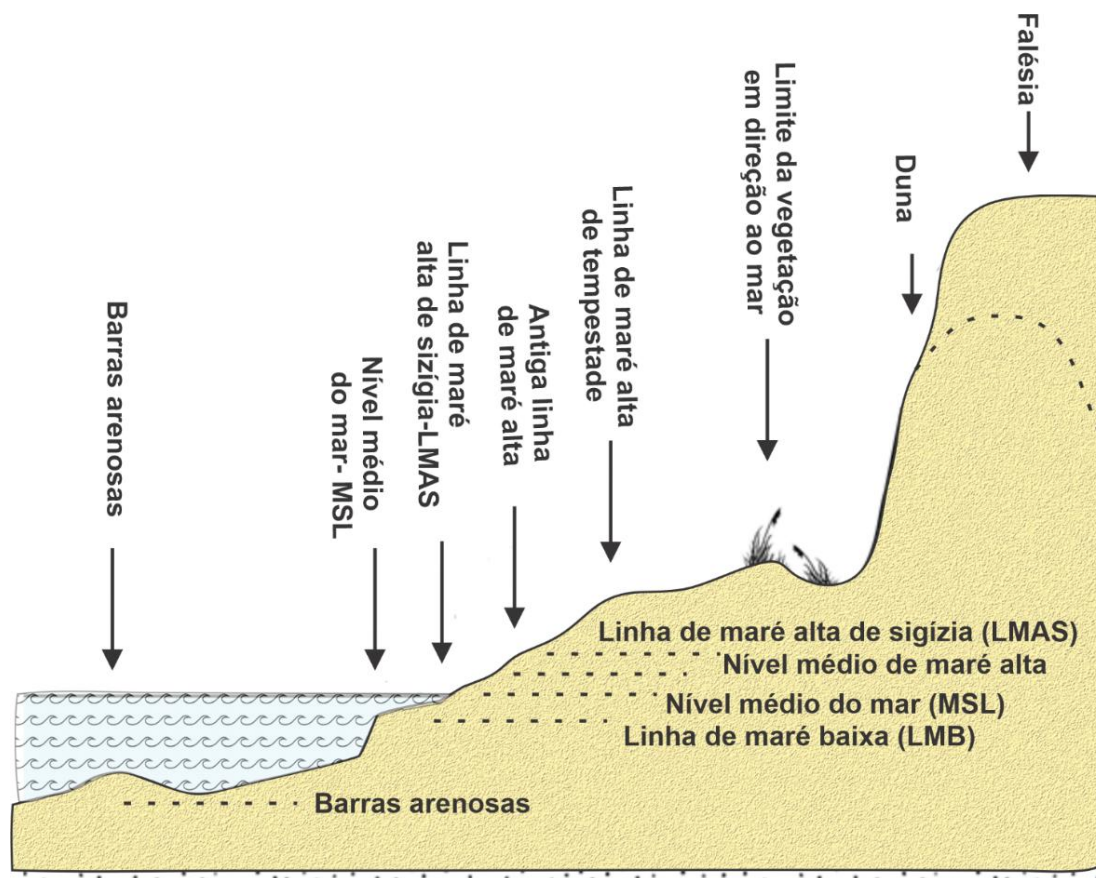
No geral, as abordagens de linhas de costa derivadas por satélite (SDS) funcionam com base em que os maiores gradientes espectrais ocorrem ao longo da transição entre a terra e a água. Eles fornecem resultados precisos em ambientes de micromarés, onde esta interface é mais discreta e a diferença entre a maré baixa e a maré alta é estreita. Em sistemas meso e macromarés, no entanto, maior consideração deve ser dada ao tempo de aquisição da imagem de satélite, ou seja, se a maré estiver baixa/ alta durante a passagem do satélite (VOS et al., 2019a).

O *Root Mean Square Error* (RMSE) é uma medida utilizada para estimar a precisão da linha de costa. Por exemplo, Liu; Trinder; Turner, (2017) observaram que com a correção de maré das series temporais de SDS, o RMSE das LCs ficaram menores do que 10m em todas as praias estudadas. Vos; Harley; Turner, (2019) observaram que com a correção de maré em praias de meso e macromarés utilizando o declive da face praial, invariante no tempo e apenas usando imagens capturadas em estágios mais elevados da maré, diminuiu o erro de posição da LC em 15m. Mas as incertezas permanecem maiores em praias de macromarés do que as análises equivalentes em contextos de micromarés.

Recentemente Castelle et al. (2021) concluiu que em praias de meso e macromarés, o nível d'água e a influência das ondas são essenciais para estimar com precisão a posição da linha d'água e, por sua vez, a posição da LC. Uma explicação para isso é que, estas praias tendem a permanecer molhadas após a passagem de um único evento de *runup* de onda, e o método de SDS detecta a interface entre o *runup* (úmida) e a areia seca ao invés da interface areia / água. Isso também pode explicar por que, embora a variação na posição da linha d'água seja amplamente explicada pela inclusão do componente das ondas, a posição média da linha d'água com média temporal e espacial resultante é deslocada em direção a terra em 7,1 m.

García-Rubio, Huntley e Russell, (2015) observaram que a presença de nuvens também pode levar a um deslocamento considerável da linha de costa em direção ao mar em vários pixels (na ordem de 200m). E que espuma induzida por ondas resulta em deslocamentos em direção ao mar na ordem de 40m.

Figura 9- Indicadores e feições da linha de costa comumente usados para realizar análises de mudanças na linha de costa.



Fonte: Adaptado de Boak e Turner (2005).

Assim, a localização da SDS depende do nível da maré e do *runup* das ondas produzidas pelas ondas que se aproximam da praia. Para estimar sua influência na posição da linha de costa horizontal, também é necessário conhecer a inclinação da face praial.

3.6 Sistema climático

O sistema climático é um sistema dinâmico e interativo que consiste em vários componentes principais: A atmosfera, o oceano, a criosfera, a terra, o sol, a distribuição da terra e continentes, a composição da atmosfera e do oceano e erupções vulcânicas que mudam a composição atmosférica episodicamente. Em escalas de tempo de dezenas de milhares de anos ou mais, os continentes se desviam, as montanhas se acumulam e erodem, a órbita da Terra ao redor do sol muda, o próprio sol pode mudar e os vulcões podem estar mais ou menos ativos. Isso dá origem a variações paleoclimáticas manifestadas como eras glaciais e interglaciais. Hoje, as atividades humanas estão mudando o planeta com magnitudes e velocidades sem precedentes e inequívocas (IPCC, 2013).

3.6.1 Forçantes naturais do sistema climático

Existem enormes variações no clima no ciclo médio anual à medida que o sol se move de um hemisfério para o outro. O verão em um hemisfério, com sol abundante e dias longos, constitui a estação aquecida, enquanto o inverno no outro hemisfério constitui uma estação fria com dias curtos contendo ou não neve. Nos trópicos, as estações são menos perceptíveis em termos de horas de luz do dia e de temperaturas, mas são muito perceptíveis nas estações chuvosa e seca. As chuvas de monções de verão se desenvolvem, possuindo riscos de inundações e tempestades tropicais, enquanto as monções de inverno são rápidas e em dias ensolarados. Como se trata de uma sequência normal de eventos, aguardamos por esses por eles para apreciá-los, seja pela agricultura, pela beleza da primavera ou pelo calor do verão. No entanto, de vez em quando, essa sequência normal é interrompida devido à variabilidade natural, e a maior das quais é o fenômeno El Niño (TRENBERTH, 2019).

A maior influência global é o Sol pela interferência nos fluxos naturais de energia através do sistema climático devido às mudanças nos contrastes com a latitude e um transporte substancial de energia em direção aos polos pela atmosfera e oceano para compensar os desequilíbrios de radiação. Um clima de equilíbrio exige um equilíbrio entre a radiação que entra e sai e que os fluxos de energia sejam sistemáticos. Estes impulsionam os sistemas meteorológicos na atmosfera, as correntes no oceano e determinam fundamentalmente o clima. E eles são perturbados devido às alterações climáticas (TRENBERTH, 2019).

Muitas vezes, trata-se essas perturbações como ‘inputs’ (adições) ou ‘outputs’ (subtrações) lineares ao ciclo anual médio, e isso pode funcionar razoavelmente bem para temperaturas, mas não tanto para chuvas. Os desvios do normal dependem do clima médio e assim da alteração, ou não, da migração/deslocamento das principais faixas de chuva, especialmente nos trópicos, onde os padrões de chuva são especialmente distintos. Por sua vez, esses deslocamentos levam a grandes mudanças nos padrões de aquecimento da atmosfera por meio do aquecimento latente associado à precipitação. Isso pode gerar padrões de ondas atmosféricas remotas em grande escala, chamados de teleconexões, influenciando os rastros de tempestades (*storm track*) e o clima a milhares de quilômetros de distância (DE STEIGUER; BURROUGHS, 2002; TRENBERTH; STEPANIAK, 2001).

Assim, qualquer alteração, natural ou antropogênica, nos componentes do sistema climático e suas interações, ou nas forçantes externas, pode resultar em variações climáticas (IPCC, 2003).

3.6.2 Interação oceano-atmosfera

Devido a maior capacidade de aquecimento dos oceanos, como este calor é absorvido, estocado e liberado pelos oceanos, impulsiona as mudanças climáticas de longo período. Por esse motivo, os processos que controlam a temperatura da superfície dos oceanos são a chave para muitos aspectos da variabilidade climática e das mudanças climáticas nas escalas de tempo de alguns anos a séculos (DE STEIGUER; BURROUGHS, 2002). As mudanças nos oceanos, no entanto, não podem ser consideradas isoladamente (NOBRE, 1996; PHILANDER, 1990), por exemplo, flutuações de longo prazo na nebulosidade afetam a quantidade de energia que os oceanos absorvem, alterando a Temperatura superficial do mar (TSM), especialmente nos trópicos (ROGERS, 1988).

Existem enormes variações no clima em escalas de tempo de meses a anos ou por um período maior, pois a atmosfera e os oceanos funcionam como um sistema interligado, à medida que o sol se move de um hemisfério para o outro. Portanto, a variação das condições oceanográficas (TSM) afetam os movimentos atmosféricos em larga escala e a distribuição da precipitação nos trópicos (SHUKLA, 1984), assim como as taxas de evaporação que podem ter consequências semelhantes, afetam a quantidade de energia que os oceanos absorvem

(STEIGUER; BURROUGHS, 2002). Como essas mudanças podem levar décadas ou séculos, elas têm a capacidade de estabelecer flutuações a longo prazo.

O importante é que as mudanças nas condições atmosféricas podem levar a mudanças na superfície dos oceanos, o que por sua vez pode alterar os padrões climáticos. Esses mecanismos de interação oceano- atmosfera têm o potencial de estabelecer um comportamento oscilatório e, portanto, produzem periodicidades ou quase-periodicidades no clima, e são importantes para grande parte da variabilidade climática observada nos últimos 100 anos (MASSELINK; GEHRELS, 2015).

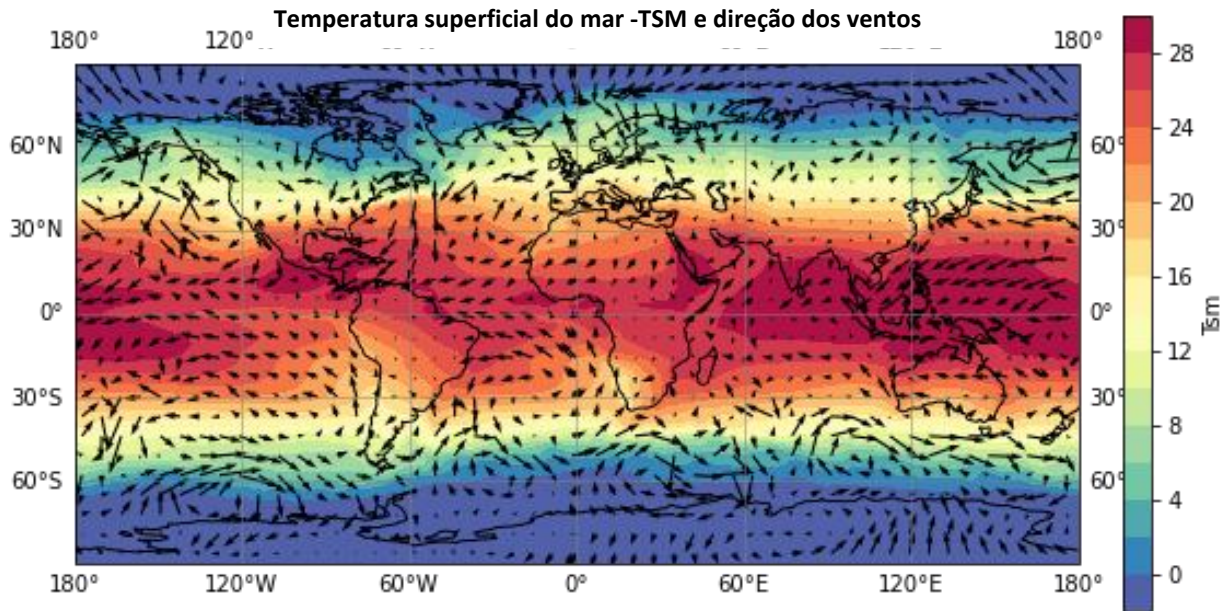
Vários modos de oscilação atmosférica serão descritos e afetam de alguma forma as condições climáticas e oceanográficas no Oceano Atlântico. Assim, vários índices foram desenvolvidos para descrever os ciclos climáticos observados em todo o mundo. Esses índices climáticos foram inicialmente definidos regionalmente, onde os fenômenos são mais proeminentes (WALKER; BLISS, 1932, 1937).

O El Niño-Oscilação Sul (ENOS), é o principal fator da variabilidade climática global, é conhecido por influenciar a temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico, especialmente durante a estação boreal da primavera (TRENBERTH, 2019).

No entanto, a variabilidade climática no Oceano Atlântico apresenta dois modos principais: O primeiro deles apresenta uma variabilidade com período interanual e interdecadal, e é conhecido como Dipolo do Atlântico (SERVAIN, 1991). O termo dipolo se refere às anomalias de TSM com sinais opostos ao norte e ao sul do equador sobre o Oceano Atlântico. Já o segundo modo da variabilidade de TSM do Oceano Atlântico apresenta variabilidade com período interanual, conhecido como Niño do Atlântico, e é caracterizado por anomalias quentes da TSM no Oceano Atlântico Oriental durante o verão, impactando o clima no leste da África, inibindo a formação da ‘língua fria’, evento importante da interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico. Esse processo guarda semelhanças dinâmicas em relação ao evento ENOS (XIE; CARTON, 2004).

Assim, nesta tese de doutorado, os modos de variabilidade climáticas, tais como o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Oceano Pacífico Tropical, e o dipolo meridional de anomalias de TSM sobre o Oceano Atlântico, que modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a região do Oceano Atlântico, serão analisados.

Figura 10- Média climatológica da direção do vento associado a Temperatura Superficial do Mar (TSM em graus Celsius).



Fonte: Do autor, baseado nos dados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast Interim Reanalysis* (ECMWF/ERA-Interim) e do *Optical Interpolation Surface Sea Temperature* (OISST/NOAA) no período 1979-2017.

3.6.3 Oscilação Sul -El Niño- ENOS

A Oscilação Sul- El Niño (ENOS) ocorre no Oceano Pacífico Tropical, sendo a região de intensa atividade atmosférica e oceânica relacionada à circulação geral do clima. A energia solar, máxima na linha do Equador é o motor da grande circulação atmosférica, que se organiza em células: A circulação meridional de Hadley e a circulação zonal de Walker (TRENBERTH, 2019).

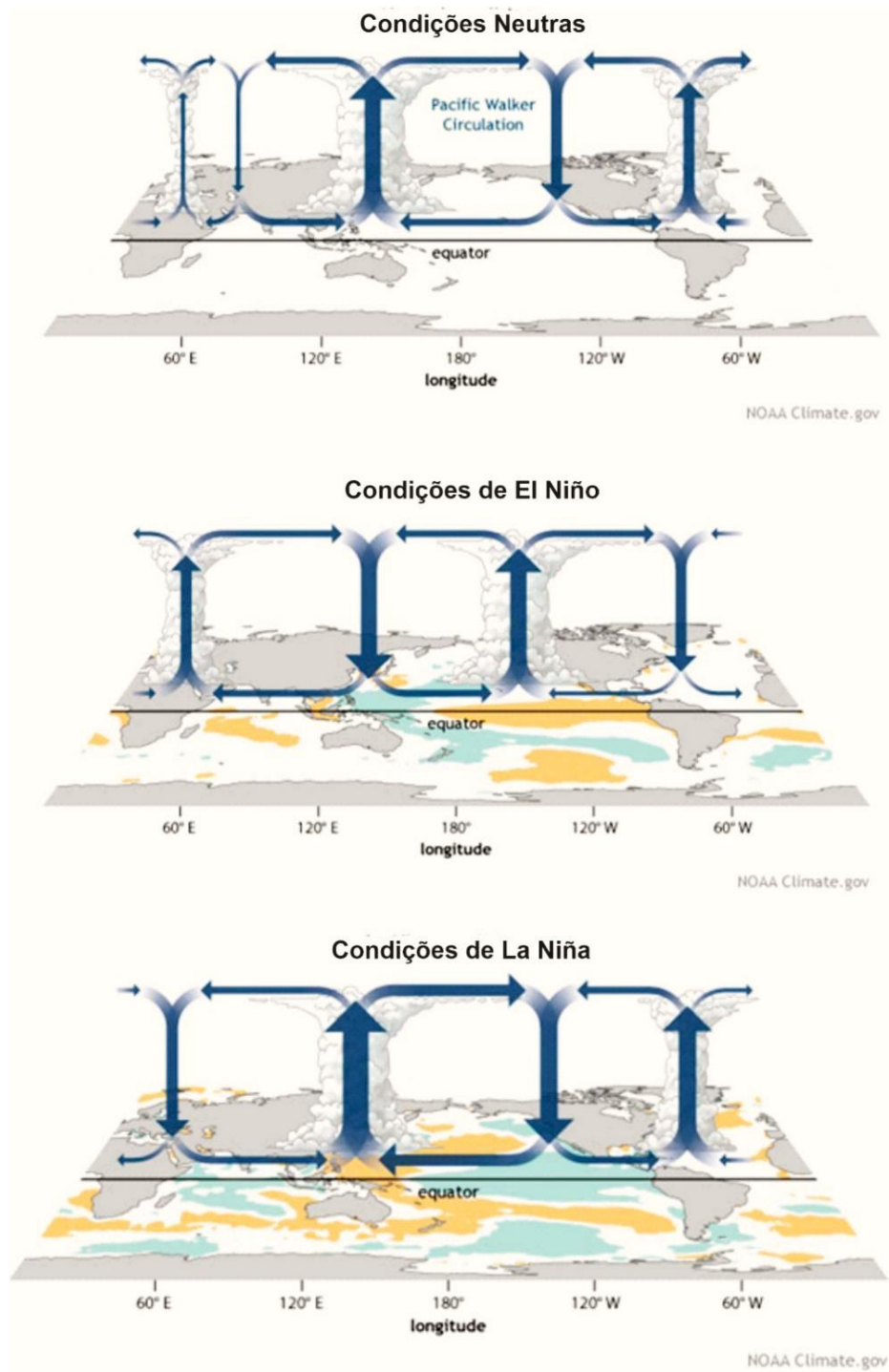
Os eventos ENOS não são incomuns. A cada três a sete anos, aproximadamente, ocorre um aquecimento pronunciado das águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical (TRENBERTH; STEPANIAK, 2001). Seus efeitos associados ocorrem em todo o mundo e afetam, por exemplo, a agricultura e o abastecimento de água doce. A principal assinatura do ENOS se manifesta no Oceano Pacífico Tropical central e oriental com anomalias de TSM, com águas mais frias que o normal que definem um episódio de La Niña e águas mais quentes que o normal, um episódio de El Niño (NOAA, 2020).

Conforme figura 10, sob condições normais (ENOS inativo), os ventos alísios sobre a bacia do Oceano Pacífico empurram a água quente da superfície para o oeste e a acumulam perto da Indonésia. A água acumulada empurra a termoclina para baixo, enquanto sobe no leste do Oceano Pacífico, trazendo água fria para a superfície. Durante o El Niño, os ventos alísios enfraquecem e invertem a direção ocasionalmente, facilitando o movimento da superfície da água quente para o leste, do Oeste para o Oceano Pacífico Equatorial e oriental. Durante La Niña, ventos alísios mais intensos reforçam as “condições normais” e a ressurgência típica do Oceano Pacífico Tropical oriental aumenta. A convecção atmosférica aprimorada se desenvolve nas regiões onde ocorrem águas quentes anômalas durante El Niño e La Niña, e isso influencia a dinâmica dos padrões climáticos em todo o mundo (TRENBERTH et al., 1998; PHILANDER, 1990)

O nome El Nino vem do fato de que a corrente quente que flui para o sul ao longo das costas do Equador e do Peru em janeiro, fevereiro e março, significa o fim da temporada de pesca local e seu início no Natal significa que ela era tradicionalmente associada à Natividade (El Nino é o espanhol para o Menino Jesus). Em alguns anos, as temperaturas são excepcionalmente altas e persistem por mais tempo, reduzindo as subseqüentes estações normais de ressurgência das águas frias. Como as águas frias ressurgentes são ricas em nutrientes, sua não ocorrência é desastrosa para a indústria pesqueira local e para a população de aves marinhas. O termo El Nino passou a ser associado a esses eventos interanuais muito mais dramáticos e devido a este episódio de aquecimento estar intimamente relacionado a Oscilação Sul (SOI), todo este comportamento é geralmente descrito como El Niño- Oscilação Sul (ENOS) (STEIGUER; BURROUGHS, 2002).

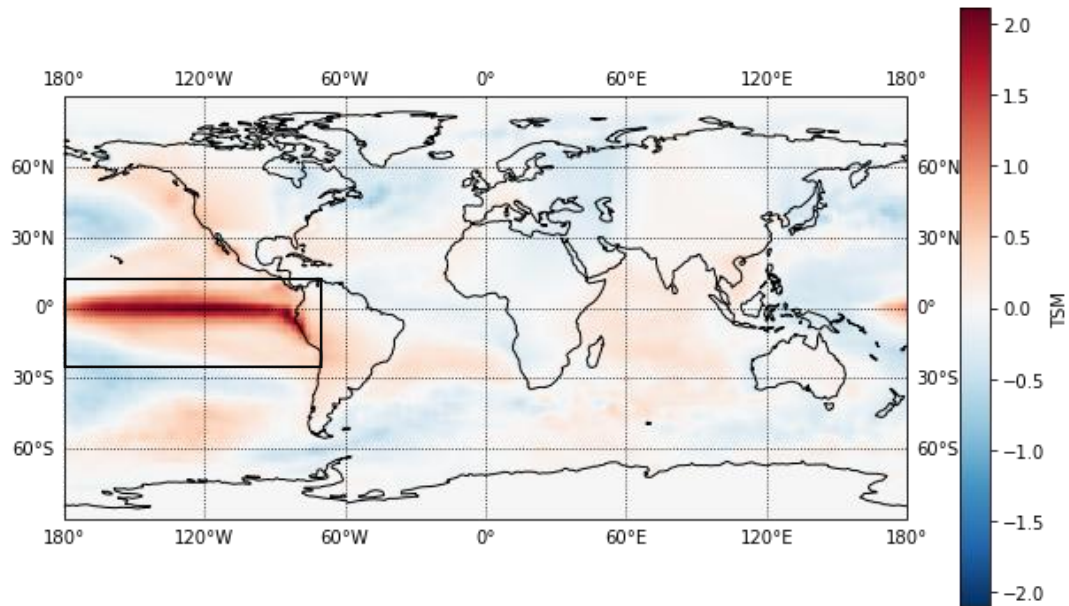
Assim, em última análise, os eventos El Niño são caracterizados pelo aquecimento da superfície do Oceano Pacífico Tropical e enfraquecimento dos ventos alísios equatoriais que ocorrem a cada poucos anos. Tais condições são acompanhadas por mudanças na circulação atmosférica e oceânica, afetando o clima global, os ecossistemas marinhos e terrestres, a pesca e as atividades humanas. A alternância entre as condições quentes do El Niño e do frio La Niña representa a flutuação anual mais forte do sistema climático global (TIMMERMAN et al., 2018).

Figura 11- Esquema mostrando a circulação durante diferentes fases do ENOS.



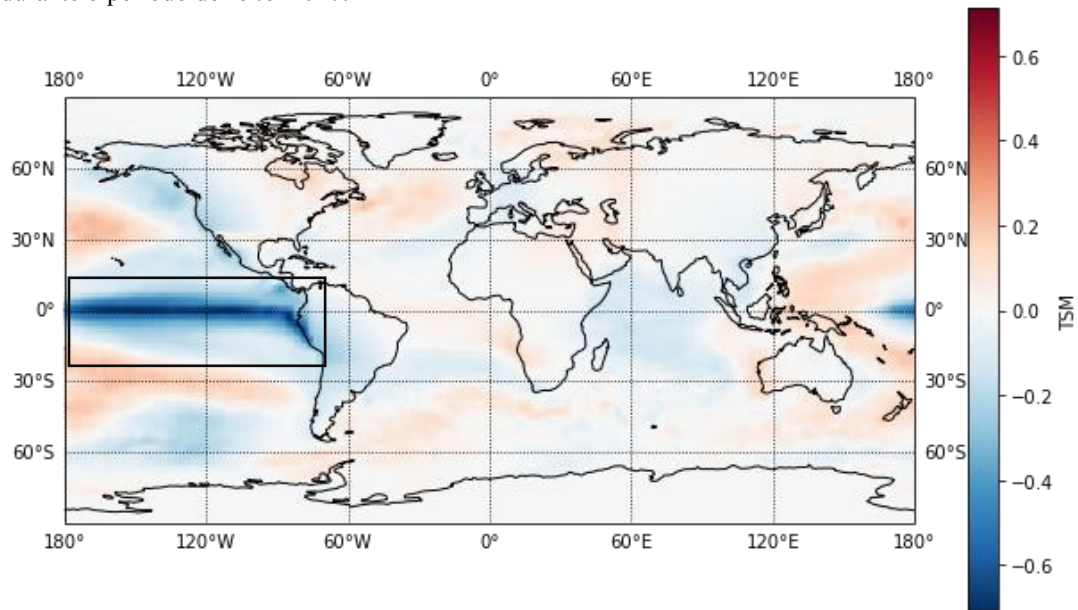
Fonte: Modificado de L'Heureux, (2020).

Figura 12- Anomalias de TSM compostos para El Niño (anomalias positivas) durante a temporada de novembro a janeiro durante o período de 1979-2017.



Fonte: Do autor, baseado nos dados e do *Optical Interpolation Superficial Sea Temperature* (OISST/NOAA, 2022).

Figura 13- Anomalias de TSM compostas para La Niña (anomalias negativas) durante a temporada de novembro a janeiro durante o período de 1979-2017.



Fonte: Do autor, baseado nos dados e do *Optical Interpolation Superficial Sea Temperature* (OISST/NOAA, 2022).

3.6.4 Dipolo do Atlântico -Modo Meridional do Atlântico (AMM)

Já o Modo Meridional do Atlântico (AMM) é um dos modos predominantes da Co-variabilidade entre o oceano e a atmosfera no Oceano Atlântico, principalmente na primavera boreal, mas em alguns anos ele se estende durante o ano inteiro (NOBRE; SHUKLA, 1996; CHIANG; VIMONT, 2004; VEIGA et al., 2018).

Historicamente, o AMM também foi cunhado como o Modo Gradiente do Atlântico (CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002), como o Modo Inter-hemisférica do Atlântico (NOBRE; SHUKLA, 1996) e como o Dipolo do Atlântico (SERVAIN, 1991; SOUZA; NOBRE, 1998). Ao longo deste trabalho, o termo Modo Meridional do Atlântico será utilizado (SERVAIN et al., 1999; CHIANG; VIMONT, 2004).

Além de um ciclo sazonal em direção para um hemisfério em aquecimento (direção ao sol), a temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico exibe uma variabilidade interanual e decadal pronunciado, resultante da interação oceano-atmosfera (NOBRE; SHUKLA, 1996). Esse ciclo interage e regula o deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT) e sua faixa de chuvas fortes e cobertura de nuvens no nordeste Brasil (NOBRE; SHUKLA, 1996) e bacia amazônica (SOUZA et al., 2000; YOON; ZENG, 2010).

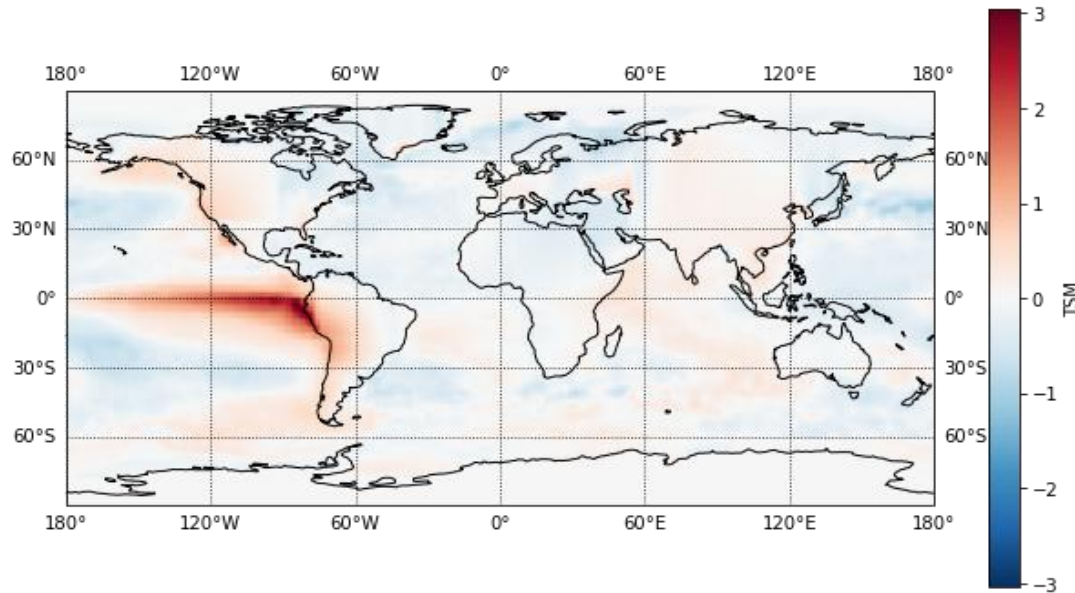
Esse padrão é caracterizado pela manifestação de anomalias da TSM simultâneas com sinais opostos sobre áreas do Oceano Atlântico Norte (OAN) e Oceano Atlântico Sul (OAS). No inverno boreal, tanto o ENOS quanto a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) exercem forte influência sobre os alísios do nordeste e sobre a TSM no OAN. Na primavera boreal, quando o OA está uniformemente quente, as anomalias do gradiente TSM e a ZCIT estão intimamente ligados, resultando em chuvas anômalas no norte do Brasil.

Os impactos do AMM na ZC ocorrem devido a modulação da ZCIT que tende a se localizar sobre o hemisfério em aquecimento durante a fase de pico do AMM (VEIGA et al., 2020).

As variações relacionadas no TSM, ventos alísios e Pressão do nível do mar (SLP) são cruciais para orientar a intensidade e o posicionamento da faixa de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT (XIE; CARTON, 2004). Para o padrão dipolo quente (frio), o ZCIT tende a se posicionar predominantemente ao norte (sul) de sua posição climatológica (NOBRE; SHUKLA,

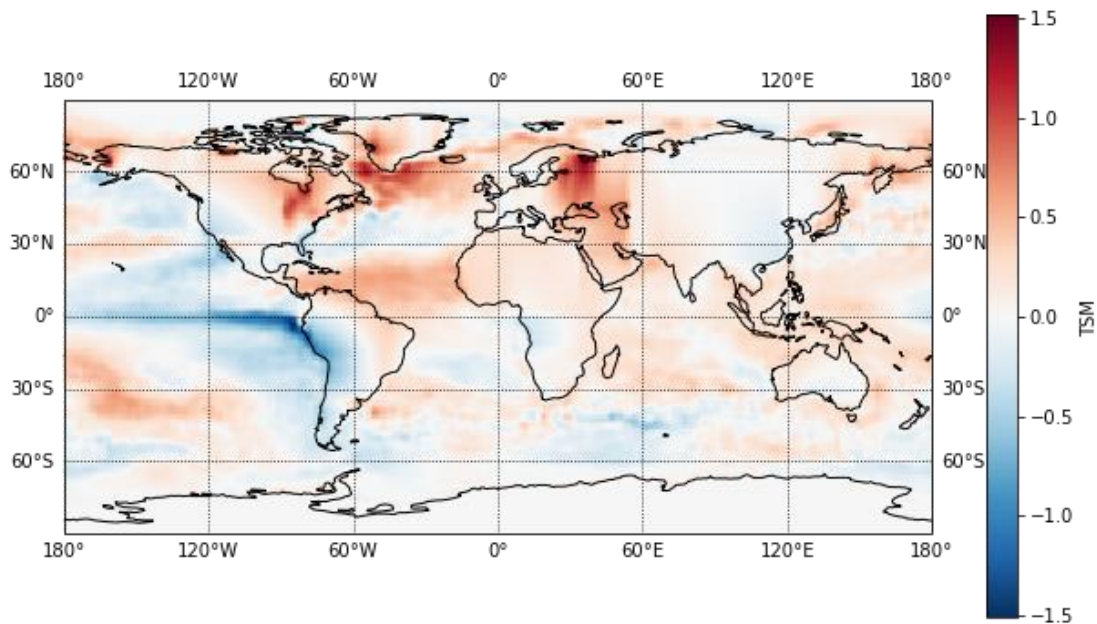
1996; SOUZA; NOBRE, 1998). Eventos extremos de AMM ocorreram em **1961, 1994 e 1997** e, apesar de seu ciclo irregular, o AMM parece ter ciclos fortes com periodicidades de aproximadamente 2 e 5 anos (VEIGA et al., 2020).

Figura 14- Anomalias de TSM compostos para Fase negativa do AMM (anomalias negativas) durante a temporada de fevereiro a abril durante o período de 1979-2017.



Fonte: Do autor, baseado nos dados e do *Optical Interpolation Superficial Sea Temperature* (OISST/NOAA, 2022).

Figura 15- Anomalias de TSM compostas para Fase negativa do AMM (anomalias negativas) durante a temporada de fevereiro a abril durante o período de 1979-2017.



Do autor, baseado nos dados e do *Optical Interpolation Superficial Sea Temperature* (OISST/NOAA, 2022).

Fonte:

3.7.5 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Paralelamente a essas mudanças no TSM, grandes mudanças atmosféricas estão em andamento. A faixa estreita de ar ascendente, com alta nebulosidade e alta pluviosidade, o cinturão de precipitação, conhecida como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que circunda o mundo, muda de posição (MAMALAKIS et al., 2021). A temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Norte e Sul tropical afetam o movimento meridional da ZCIT. As mudanças na posição da ZCIT, assim como a influência do TSM e as mudanças associadas na circulação atmosférica, por sua vez, influenciam as chuvas no nordeste do Brasil (NOBRE ; SHUKLA, 1996) e na bacia amazônica (YOON; ZENG 2010; SOUZA et al., 2010).

As regiões equatoriais cuja precipitação depende da presença da ZCIT - o Atlântico equatorial e as regiões costeiras adjacentes - têm um máximo de precipitação nos meses de março e abril, quando a ZCIT está na sua posição mais meridional. Entre 10° N e 15° N, o máximo é em agosto e setembro, quando o ZCIT está mais ao norte (PHILANDER, 1990).

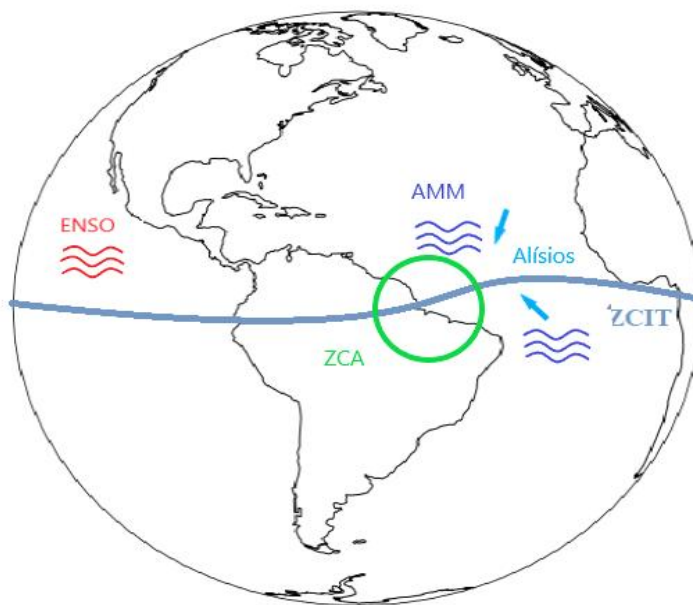
A ZCIT é uma região estreita geralmente localizada a vários graus ao norte do equador que demarca a transição do sudeste para o nordeste dos ventos alísios no Atlântico. A ZCIT representa a região de chuvas intensas associadas ao ramo ascendente (úmido) da circulação meridional atmosférica (incluindo a circulação de Hadley), o principal fator de troca de energia e umidade entre os trópicos e as latitudes mais altas, que ocorre predominantemente sobre a bacia oceânica que se estende da costa leste da América do Sul até a costa oeste da África (CHIANG et al, 2002). Em média, o ZCIT muda sazonalmente entre 9 ° N-2 ° S, com essa assimetria latitudinal devido à maior massa terrestre no Hemisfério Norte (HN) e à influência da circulação meridional do Atlântico (AMOC) (SCHNEIDER et al., 2014). Em escalas de tempo sazonais e mais longas, ZCIT migra normalmente para um hemisfério em aquecimento, mas com exceções, como durante os eventos de El Niño Oscilação Atlântico Sul (ENOS). Durante o El Niño ocorre um aquecimento anormal da TSM no OAN. Portanto, a posição da ZCIT é dinâmica e varia ao longo do tempo em resposta às forças que alteram o gradiente de temperatura inter-hemisférico (KARNAUSKAS; UMMENHOFER, 2014; SCHNEIDER et al., 2014).

A maior variabilidade interanual da ZCIT atlântica ocorre no inverno e na primavera boreais, quando a ZCIT está na extensão mais ao sul de sua migração anual e se manifesta principalmente como um deslocamento meridional de sua posição média durante esse período (HASTENRATH; HELLER, 1977; NOBRE; SHUKLA, 1996). Essa variabilidade da ZCIT

está associada a um padrão estatístico de variabilidade na temperatura da superfície do mar do OA (TSM) e ventos (NOBRE; SHUKLA, 1996). Esta convecção Atlântica da ZCIT está altamente ligada à precipitação na Amazônia e no nordeste do Brasil (SOUZA, et al., 2008).

Embora os fatores que determinam a localização do ZCIT não sejam totalmente compreendidos, acredita-se que o aquecimento por convecção e os feedbacks de convergência de baixo nível na atmosfera determinem a sua localização (CARVALHO; VARGAS; OYAMA, 2013). Estudos com modelos climáticos observaram que a largura da ZCIT depende de interações entre radiação e nuvens (VOIGT et al., 2017). Outros estudos também indicam que anomalias da TSM nos Oceanos Oceano Pacífico e Atlântico tropicais afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT e, em particular, da ZCIT do Atlântico (SOUZA et al., 2009). Assim, a compreensão da variabilidade da ZCIT (localização, largura e intensidade de precipitação), é necessária para um melhor entendimento das variabilidades climáticas no Oceano Atlântico e suas respostas ambientais.

Figura 16- Esquema dos principais componentes para entender a variabilidade do Oceano Atlântico.



Fonte: Do autor, baseado em Souza et al. (2000).

4 ÁREA DE ESTUDO

Segundo a classificação do Panorama de Erosão Costeira do Brasil (MUEHE, 2018) a área de estudo foi caracterizada como Costa Atlântica do Salgado Paraense – CASP, que abrange as margens da Baía do Marajó até o rio Gurupí, é profundamente recortada, sendo constituída por reentrâncias (“falsas rias”). Esta zona é subdividida, segundo o IBGE (2014), por habitantes: Zona do Salgado: 264,612 hab. (45,7hab/km²) e Zona Bragantina: 401,708 hab. (46.11hab/km²).

Recentemente, a LEI N° 9.064/2020, que institui a Política Estadual de Gerenciamento Costeiro (PEGC/PA), a faixa terrestre da Zona Costeira do estado do Pará foi subdividida em 5 (cinco) setores: Setor 1 – Marajó Ocidental: Afuá, Breves, Anajás, Chaves, São Sebastião da Boa Vista, Curralinho, Melgaço, Portel, Bagre, Oeiras do Pará e Gurupá;- Setor 2 – Marajó Oriental: Santa Cruz do Arari, Soure, Salvaterra, Cachoeira do Arari, Ponta de Pedras e Muaná; Setor 3 – Continental Estuarino, considerando a Região Metropolitana de Belém: Abaetetuba, Barcarena, Belém, Ananindeua, Marituba, Benevides, Santa Bárbara do Pará, Santa Isabel do Pará, Inhangapi e Castanhal; Setor 4 – Flúvio-Marítimo: Colares, Vigia, Santo Antônio do Tauá, São Caetano de Odíelas, São João da Ponta, Curuçá, Terra Alta, Marapanim, Magalhães Barata e Maracanã; e Setor 5 – Costa Atlântica do Pará: Santarém Novo, Salinópolis, São João de Pirabas, Primavera, Quatipuru, Capanema, Tracuateua, Bragança, Augusto Corrêa e Viseu.

Assim, as áreas de estudo que estão na Costa Atlântica do Salgado Paraense, nesta nova subdivisão, estão localizadas no **Setor 4- Flúvio-Marítimo**: A praia da Princesa em Algodal, na Ilha de Maiandeuá e a Praia da Marieta na Ilha do Marco, ambas pertencentes ao município de Maracanã. E no **Setor 5 Costa Atlântica do Pará**: A praia do Atalaia pertence ao Município de Salinópolis e a Praia de Ajuruteua pertence ao município de Bragança. Nestes setores, são registrados o crescimento desordenado e especulação imobiliária, aterramento de manguezais, pesca e agricultura predatória.

4.1 Geomorfologia

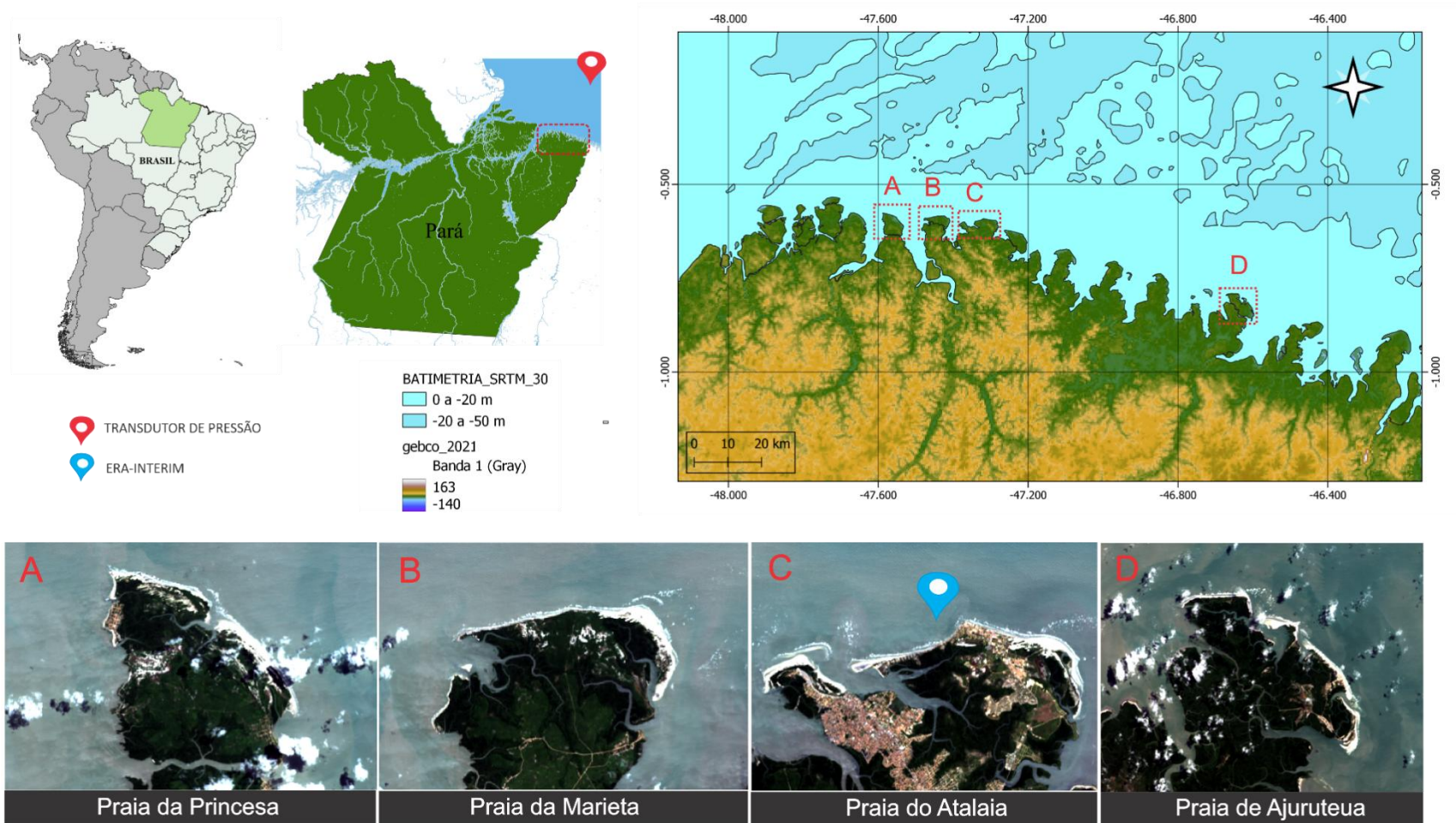
Ao contrário da ideia de que ambientes de macromarés (>4m) não podem ser relacionadas à formação de uma LC de Barreiras arenosas (DAVIS; HAYES, 1984), os estuários na costa leste da Amazônia são protegidos por barras e espigões arenosos (SOUZA-FILHO et al., 2009).

Estas Barreiras são estreitas faixas de areia, muitas vezes espigões ou bancos de areia que se transformaram em ilhas totalmente vegetadas. Elas se estendem de algumas centenas de metros a vários quilômetros de largura. Estão localizadas paralelas à LC, em direção ao mar e suportam a energia das ondas e do vento, protegendo as lagoas e baías costeiras. Estas barreiras se movem quase constantemente, moldadas e retrabalhadas pelas macromarés, pelas ondas, pelos ventos, pelas correntes e pela ação do homem (STUTZ; PILKEY, 2011).

Rossetti et al. (2013), Souza-Filho et al. (2009) e Souza Filho e El-Robrini, (2013) demonstraram que a Costa Atlântica do Pará, experimentou episódios transgressivos durante os últimos 5,100 anos, resultado de uma combinação de excesso de disponibilidade de sedimentos estuarinos, arenosos e lamosos, e de sedimentos arenosos marinhos aliados a um rebaixamento do nível do mar e a tectônica. Estes episódios transgressivos levaram a formação de uma LC protegida por Barreiras arenosas.

O balanço positivo de sedimentos pôde ter sido estabelecido no final da Transgressão Marinha Pós-glacial, assim neutralizado as taxas subsequentes de submersão desse setor costeiro. O excesso de sedimento arenoso permitiu diferentes eventos de crescimento/formação de barreira ou barras, e a progradação costeira, possivelmente associada a dois pulsos transgressivos que seguiram eventos de pequena escala de queda do nível do mar (SOUZA FILHO et al., 2009).

Figura 17- Localização da área de estudo, a Costa Atlântica do Salgado Paraense.



Fonte: Do autor, baseado nos dados cartográficos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2018,2020), Satélite Landsat 8, de batimetria do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e da *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO, 2019).

Segundo, Souza Filho et al. (2009) a geomorfologia e as informações morfoestratigráficas sugerem que a emergência das barras arenosas e o crescimento de um espigão arenoso lateral (que ocorrem em diversas praias da ZC) podem ter ocorrido ao mesmo tempo em toda a área. E assim, dado que as barras arenosas submersas localizadas na plataforma interna são altamente dinâmicas, e (aparentemente) possuem altas taxas de deriva litorânea, as barreiras podem ter sido erodidas ao mesmo tempo em que outras estavam sendo formadas.

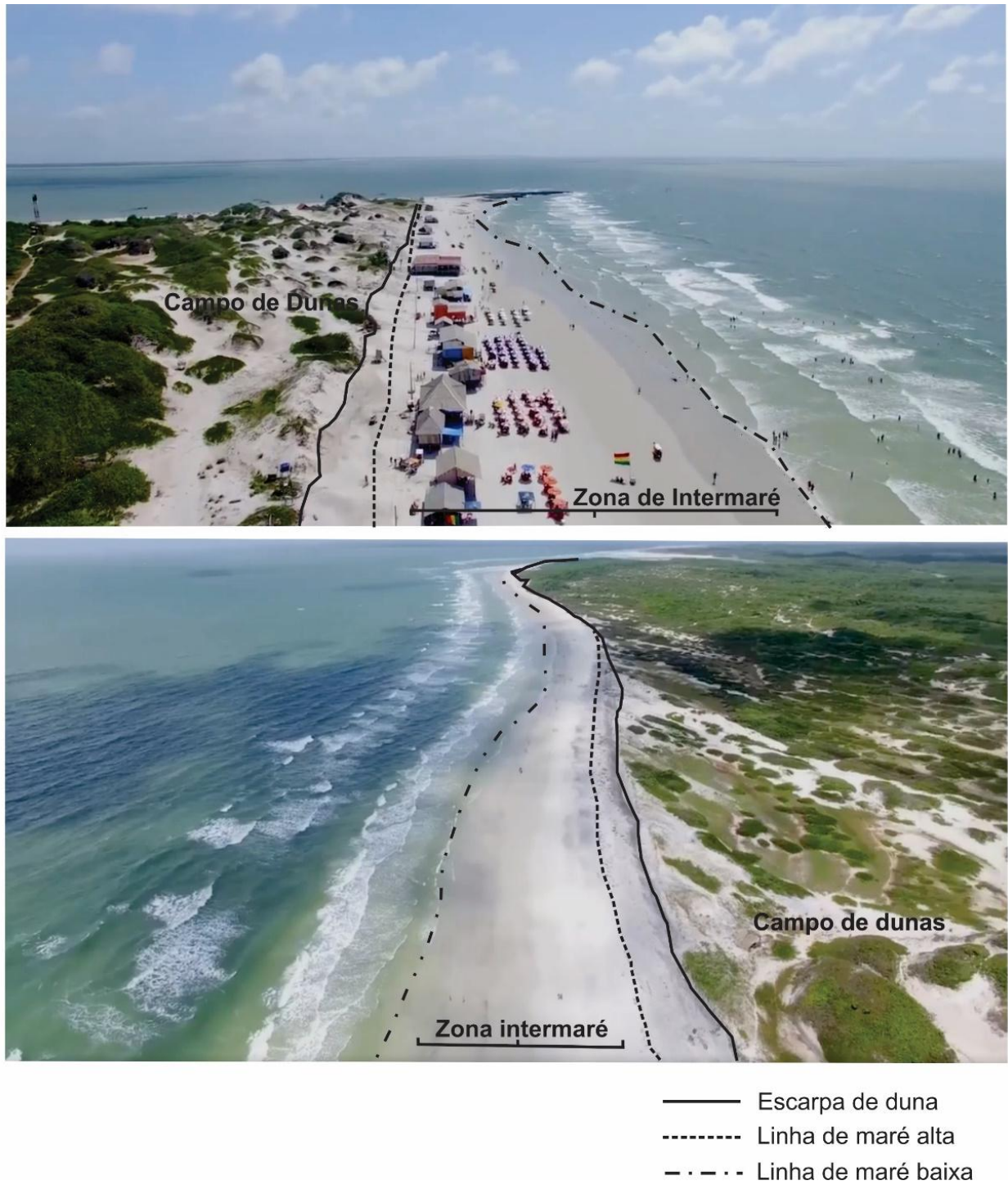
Esta costa de Barreiras (Fig. 15), é geomorfologicamente subdividida em dois grandes setores: (i) o primeiro setor marcado por uma costa recortada em terrenos altos (Golfão Marajoara até Baía de São João de Pirabas), onde o planalto costeiro atinge a costa formando terraços e falésias ativas, compostas de sedimentos terciários do Barreiras e Pirabas. Possui uma planície costeira estreita com uma largura de menos de 2 km, enquanto os estuários se estendem até 60 km para o interior, e (ii) o segundo setor mostra uma costa baixa ocupada por extensas planícies de manguezais, recortadas por vales afogados, esculpidas na maior parte em depósitos holocênicos (Baía de São João de Pirabas-Baía do Gurupi) (EL-ROBRINI et al., 2018).

A área de estudo abrange as principais praias no deste setor, incluindo:

- **Praia da Princesa**

A praia da Princesa está localizada em Algodual- Ilha de Maiandeua (Fig.15a), pertencente ao município de Maracanã, possui uma extensa faixa de areia fina com orientação NW-SE, e uma extensão de ~3,9 km, e largura de 200-420 m na baixamar de sizígia e inclinação suave em direção ao oceano entre 0,03 a 0,128°. Possui uma configuração típica de praias dissipativas, com sistema crista e calha na zona de intermarés. A Praia é limitada pelo Pontão Rochoso e pelo canal do Furo Grande (EL-ROBRINI et al., 2018; PEREIRA et al., 2015, 2012).

Figura 18- Prancha da praia da Princesa em Algodual, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.



Fonte: Modificado de Khayat (2016).

- **Praia do Atalaia**

A praia do Atalaia está situada no nordeste do Estado do Pará, no município de Salinópolis (Fig.15c) ao longo de um trecho de ~4,2 km de extensão de costa arenosa exposta, onde o regime de maré é classificado como de macromarés (amplitude média da maré de sizígia 4,7 m), com falésias rochosas esculpidas nos sedimentos do Grupo Barreiras, dunas costeiras e manguezais. As zonas de face praial e intermaré são relativamente planas, com gradiente médio de $\tan\beta$ 0,014 (mais plano) na estação chuvosa e um $\tan\beta$ 0,03 (menos plano) na estação seca. A praia do Atalaia é uma praia de alta energia, exposta tanto a ondas formadas pelos ventos alísios de NE como ondas *swell* vindas de longas distâncias do Atlântico.

A praia apresenta uma configuração de barras arenosas duplas do estágio morfodinâmico intermediário (Barras arenosas transversais e Correntes de retorno) com uma barra interna e uma barra externa crescente durante a estação chuvosa, e estágio dissipativo durante período seco (PEREIRA; PINTO, 2014; RANIERI; EL-ROBRINI, 2015). A progressão e recuo da linha de costa neste local são altamente sazonais e nenhuma tendência de longo prazo foi estudada. Situa-se entre a Baía do Arapepó e a Falésia do Farol Velho.

Ranieri: El-Robrini, (2015) observaram um aumento volume de praia durante o período seco, onde ocorre o desenvolvimento de dunas frontais móveis, e um diminuição do volume de praia durante o período chuvoso, com a erosão das escarpas de dunas, configurando assim grandes variações na linha de costa e, conseqüentemente, na largura da praia neste local.

Figura 19- Prancha da praia do Atalaia em Salinópolis, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.



Fonte: Modificado de Khayat (2016).



- | | | | |
|-----------|----------------------|---------------|---------------------------------------|
| ————— | Escarpa de duna | | Sistema de banco e cala longitudinais |
| - - - - - | Linha de maré alta | - . - . - . - | Linha de maré baixa |
| — — — — — | Paleo linha de costa | | |

Fonte: Modificado de Khayat (2016).

- **Praia da Marieta**

A praia da Marieta está localizada na Ilha do Marco pertencente ao município de Maracanã (Fig.15b). Segundo Guerreiro et al., (2013), esta praia possui ~4,8 km de uma extensa faixa de areia fina com orientação NW-SE, possuindo uma largura variando de 200 m a 700 m e um suave gradiente de $\tan\beta$ 0,020 (menos plano) e durante a estação chuvosa e $\tan\beta$ 0,003 (mais plano) durante período seco. Tem características de praias dissipativas e intermediarias apresentando sistema de cristas e calhas, um esporão arenoso na desembocadura do estuário do rio Urindeua e um extenso campo de dunas.

Uma dinâmica sazonal das características morfológicas da praia da Marieta foi observada, onde a praia sofre erosão durante a estação chuvosa, quando: (1) os estuários e canais de maré têm maior volume de água e (2) as ondas tendem a ser mais enérgicas. Devido à erosão da base das dunas, os sedimentos arenosos são deslocados para áreas mais distantes da praia, formando assim as barras de arenosas na plataforma continental interna. Já durante a estação seca, a praia sofre acúmulo de sedimentos (acrecção), devido à menor influência da chuva e com ondas menores e assim o nível d'água não atinge a base das dunas, onde os sedimentos arenosos são transportados pelos ventos moderados para áreas em direção ao continente formando as dunas embrionárias (GUERREIRO et al., 2013).

Figura 20- Prancha da praia da Marieta na Ilha do Marco, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.



——	Escarpa de dunas	- - - - -	Linha de maré baixa
.....	Linha de maré alta		Sistema de crista e calha

Fonte: Modificado de Khayat (2016).

- **Praia de Ajuruteua**

A praia de Ajuruteua está situada na Zona Costeira Bragantina, no município de Bragança (Fig.15d), ao longo de um trecho de ~3,9 km de extensão de costa arenosa exposta, e ~400m de largura orientada na direção NW-SE, de suave inclinação ($\tan\beta = 0,019$) onde o regime de maré é classificado como de macromarés.

A praia normalmente exhibe uma configuração do modelo de praia dissipativo, plana com sistemas de cristas e calhas (*Ridges and Runnels*) e barras Rítmicas (ALVES; EL-ROBRINI, 2006; MONTEIRO; PEREIRA; OLIVEIRA, 2009). A progressão e o recuo da linha de costa neste local são altamente sazonais e nenhuma tendência de longo prazo foi estudada. Situa-se entre os canais da Barca e Chavascal e as proximidades destes deltas de maré vazante são áreas o que possui a maior progradação da linha de costa devido a migração dos bancos arenosos no delta de maré vazante em direção a estes canais (ALVES; EL-ROBRINI, 2006).

Figura 21- Prancha da praia de Ajuruteua no município e Bragança, mostrando as principais feições de representativas de modificações de linha de costa.



Fonte: Modificado de Khayat (2016).



- | | | | |
|-------|---|-------|-------------------------|
| ————— | Escarpa de duna | ----- | Linha de maré baixa |
| | Linha de maré alta | | Contenção contra erosão |
| | Sistema de barras ritmicas e transversais | | |

Fonte: Modificado de Khayat (2016).

4.2 Processos geológicos

Durante a última grande elevação do nível do mar, entre 25 a 16 Milhões de anos atrás (Ma), durante o final da época chamada Oligoceno e meio do Mioceno, as falésias encontradas na costa norte do Brasil foram originadas devido à combinação do aumento do nível do mar e da subsidência tectônica que promoveram o acúmulo de sedimentos na porção terrestre de diversas bacias. Dois episódios transgressivos ocorreram: um no Oligoceno-Mioceno, levando a deposição de depósitos ricos em conteúdo fossilíferos (Formação Pirabas) e outro durante o Mioceno médio, uma fase de deposição e de erosão subárea, favorecendo a formação de solos lateríticos que durou até o quaternário tardio (Formação Barreiras) (ROSSETTI et al., 2006).

O fato de que esses eventos têm uma boa correspondência com os altos do nível do mar registrados em outras áreas da América do Sul e também em todo o mundo, somados à sua ocorrência em uma margem passiva, sugerem que esses depósitos transgressivos podem estar em parte associados a flutuações eustáticas - do nível do mar (ROSSETTI et al., 2013). No entanto, o nível do mar caiu antes do início do Mioceno tardio, onde não apresentou registro de transgressões subsequentes pelo menos até o Quaternário tardio. Essas datações entram em conflito com o nível do mar registrado em outras áreas da América do Sul e também em outros continentes, sugerindo que fatores locais podem ter desempenhado um papel importante na história geológica da região estudada, como os sismos que ocorrem no interior de placas tectônicas sendo responsáveis pelo avanço em várias áreas das margens continentais brasileiras durante o Mioceno, especialmente no norte e nordeste do Brasil (ROSSETTI et al., 2013). Portanto, explicando a existência da costa recortada em terrenos altos na CAP pela subsidência e por áreas baixas de manguezais.

Cohen et al. (2005, 2009, 2014) descreveram que as mudanças na linha contínua de manguezais na zona costeira do norte do Brasil durante o Holoceno tardio foram causadas pelo aumento da descarga de água doce dos rios associadas à mudança de climas secos para úmidos no Holoceno tardio. Isso causou uma diminuição significativa da salinidade da água em áreas próximas à foz do rio Amazonas. Essas mudanças na descarga dos rios, principalmente o Amazonas, provavelmente estão associadas a períodos de seca e chuvas na região norte da Amazônia durante o Holoceno.

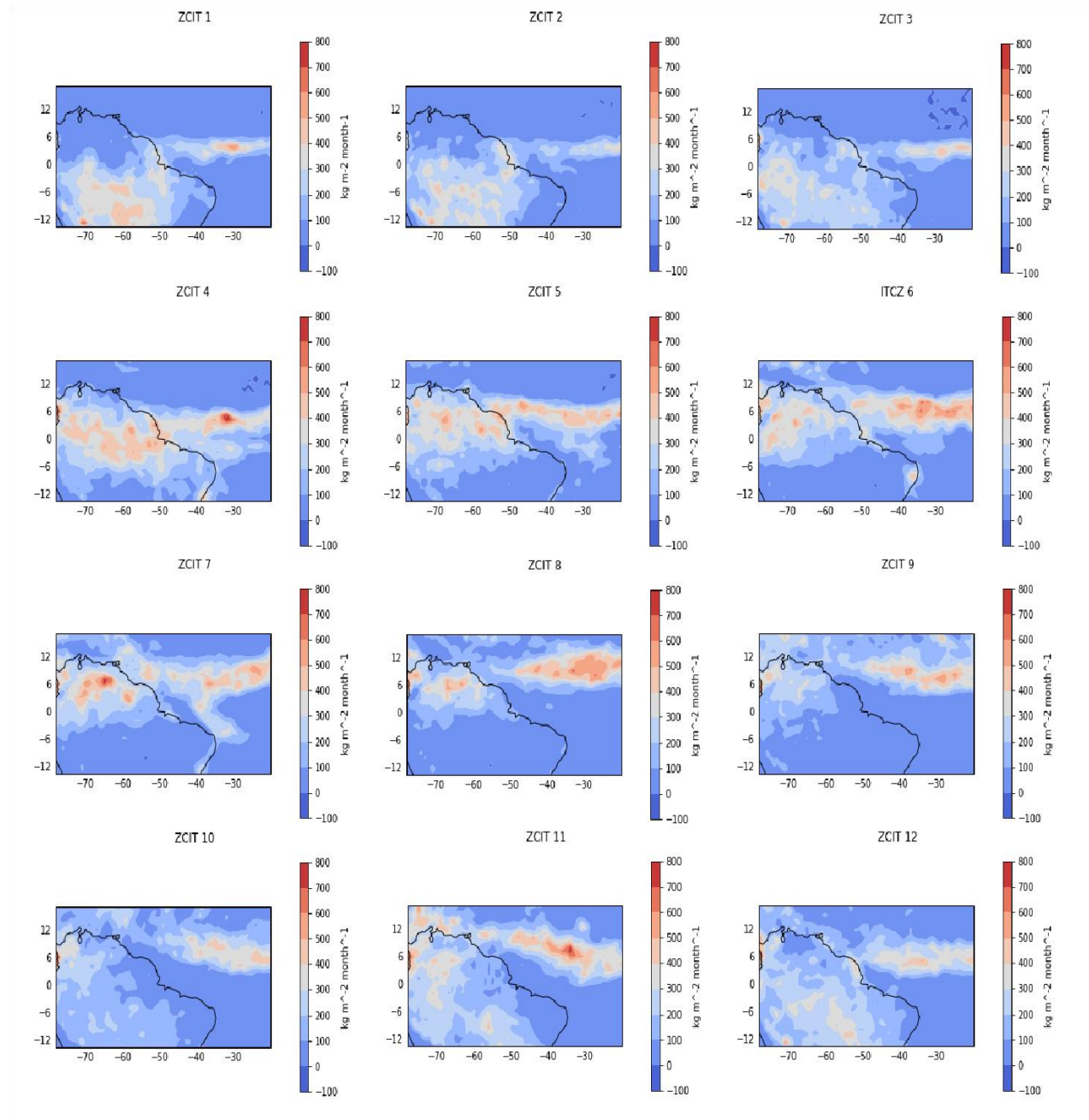
4.3 Processos meteorológicos

O clima na CAP é equatorial úmido, com estações seca e chuvosa bem definidas. O principal sistema meteorológico responsável pelos padrões locais de precipitação é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (MARENGO, 2012). A estação chuvosa ocorre quando a ZCIT se desloca para o Hemisfério Sul – HS (entre DEZ e JUN) (latitude $\sim 4^\circ$ S) quando o volume total de chuvas excede 2000 mm. Durante a estação seca (entre JUL-NOV), a ZCIT desloca-se para o Hemisfério Norte – HN ($> 2^\circ$ latitude N), resultando em temperaturas do ar mais elevadas e chuvas normalmente inferiores a 100 mm. Durante a estação seca, condições climáticas favoráveis prevalecem com velocidades moderadas do vento atingindo uma média mensal de 6.0 m/s. Este deslocamento meridional da ZCIT no Atlântico é o principal responsável pelo estabelecimento do regime de chuvas na CAP (SOUZA; AMBRIZZI, 2002; FERREIRA et al., 2015; SOUZA et al., 2009; NOBRE, 1996; PETERSON; HAUG, 2006; XIE; CARTON, 2004).

As figuras 18,19 e 20 mostram a influência da migração latitudinal do ZCIT na intensidade do fluxo de precipitação, que é a quantidade de água por unidade de área e tempo ($kg/ m^{-2} s^{-1}$). Durante 2010, de JAN a MAR ocorreu um forte El Niño, nos meses seguintes ocorreu uma forte La Niña. Pode-se observar que durante JAN, FEV E MAR, a ZCIT permaneceu entre as latitudes -1S e 6N e a partir do mês de ABR durante a La Niña migrou de -5S a 7N graus, e durante AGO entre -1S e 13N. Assim, o durante o período de El Niño a ZCIT foi mais estreita e durante a La Niña possuiu a maior largura (Fig. 18). A precipitação durante os meses de JAN, FEV e MAR foram mais baixas típicas de El Niño e nos meses restantes a precipitação se comportou de acordo com a La Niña.

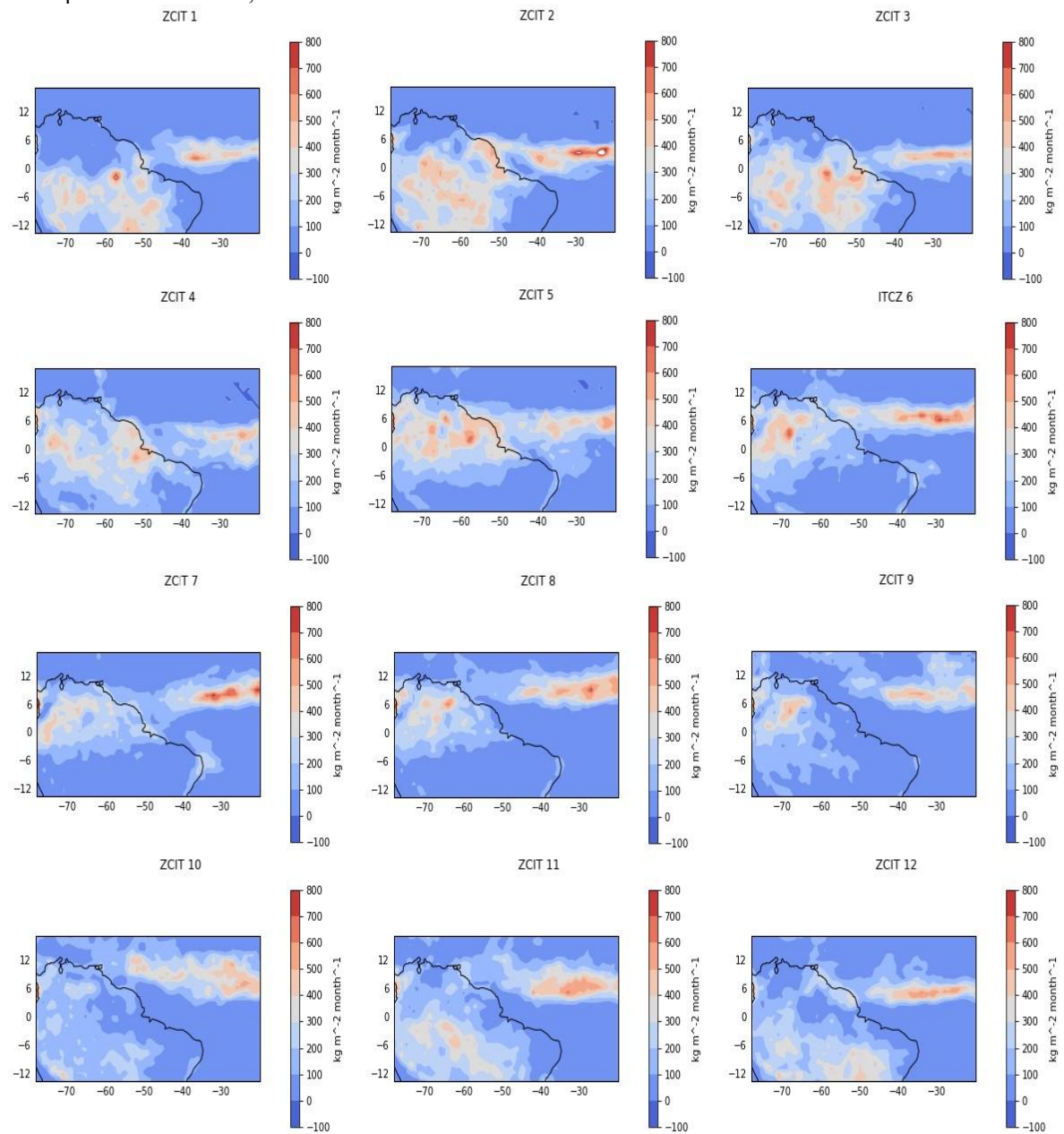
Durante 2013, de JAN a MAR, a ZCIT ficou entre as latitudes -1S e 6N e a partir do mês de ABR, durante a La Niña migrou de -6S a 6N, e a partir de AGO entre 6N e 13N. Assim, o durante todo o período a ZCIT foi estreita não aumento significativamente sua largura (Fig. 19 e 20). A precipitação durante os meses de DJF a MAM foram tipos de período chuvoso na Amazônia, e a precipitação mais baixa, sendo típica para o período seco de JJA a SON.

Figura 22- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2010.



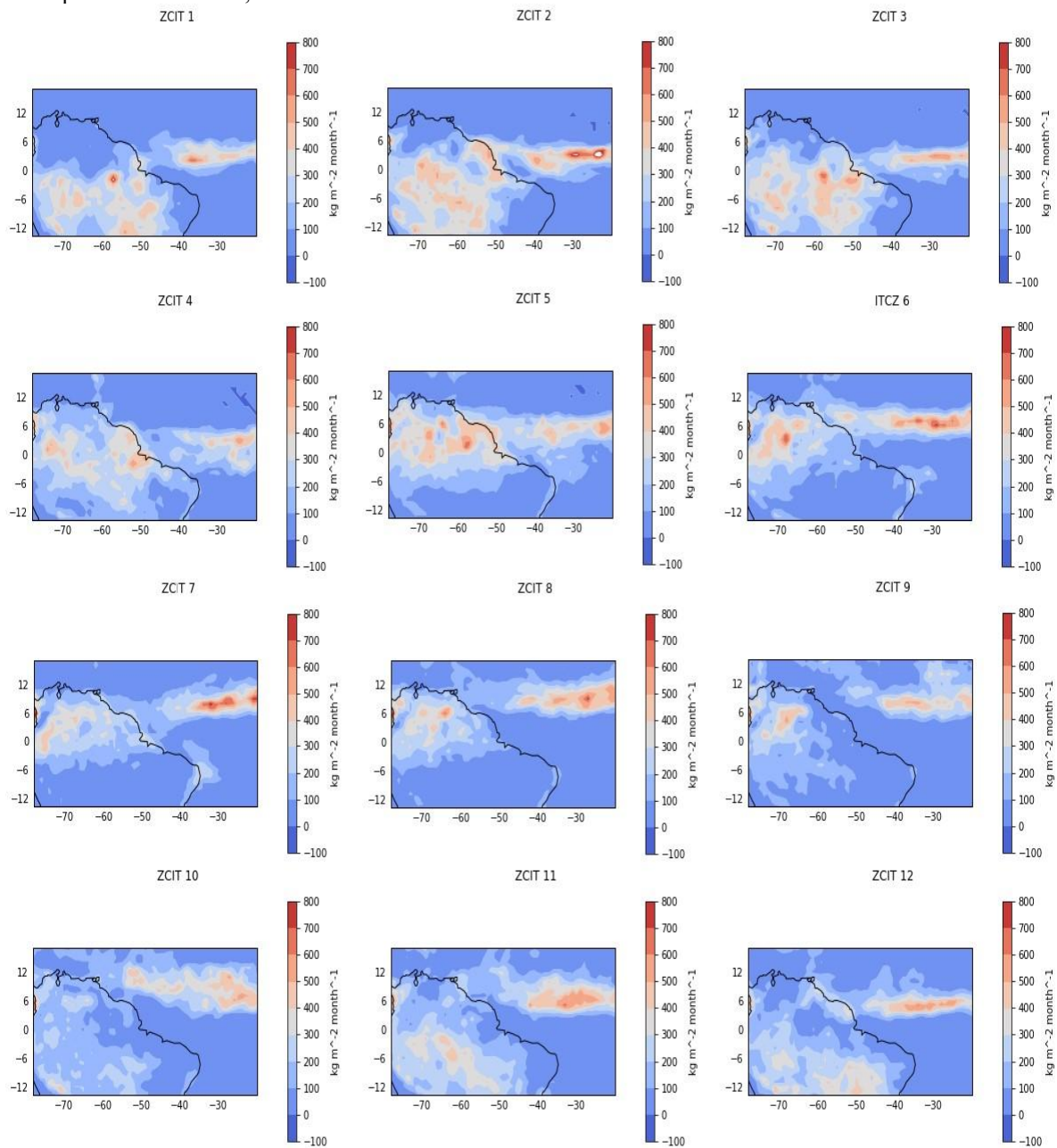
Fonte: Do autor. Baseado nos dados e precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, 2010).

Figura 23- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2013.



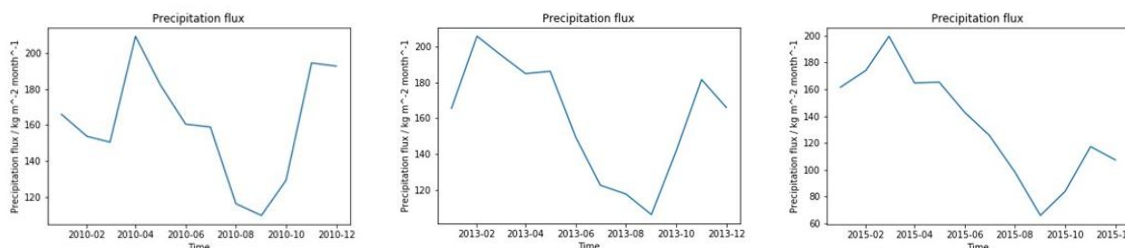
Fonte: Do autor. Baseado nos dados e precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, 2013).

Figura 24- Deslocamento do cinturão de precipitação que acompanha a ZCIT mensal e precipitação em $\text{Kg/m}^2 \text{ mês}^{-1}$, correspondente a mm/dia, durante o ano de 2015.



Fonte: Do autor. Baseado nos dados e precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, 2015).

Figura 25 Fluxo de precipitação para os anos de 2010, 2013 e 2015.



Fonte: Do autor. Baseado nos dados e precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, 2010, 2013 e 2015).

4.4 Processos oceanográficos

Os processos oceanográficos na CAP são dominados por amplitudes de macromarés (4–6 m) semi-diurnas, influenciadas por correntes de maré com velocidades ($\sim 1,0 \text{ m/s}^{-1}$) e pelas ondas formadas pelos ventos alísios de NE (EL-ROBRINI et al., 2018). No entanto, ocasionalmente ocorrem ondas oceânicas anormais, geradas por ciclones extratropicais e tempestades tropicais. Como no período de 13-19 de outubro de 1999, o ciclone IRENE (classe II) provocou ondas superiores a 14 m de altura no Atlântico Norte e 3 m no litoral norte do Brasil (INNOCENTINI et al., 1999).

Devido à baixa declividade da plataforma continental e das praias ao longo da CAP, as ondas sofrem atenuação devido o atrito com o fundo raso, arenoso e ondulado, nas quais, as ondas gradualmente empinam-se para então deslizar pelo perfil praial, dissipando sua energia através de uma larga faixa da zona de surfe (GUERREIRO et al., 2013; RANIERI, 2014).

Segundo Ranieri e El-Robrini (2016), na zona de arrebentação das praias de Salinópolis, as ondas alcançam em média 0,5 a 1 m de altura. O regime de maré é semi-diurno e de macromaré de sizígia e quadratura alcançando um intervalo de 6 a 4 m respectivamente. As maiores marés de sizígia ocorrem durante os equinócios em setembro e março, quando a amplitude de marés pode chegar a 5,5 m. Tal amplitude de maré pode gerar fortes correntes de maré e com pico de velocidade variando de $0,2 \text{ m/s}^{-1}$ e $0,4 \text{ m/s}^{-1}$ durante as fases de enchente e vazante (PEREIRA et al., 2012; GUERREIRO et al., 2013; PEREIRA et al., 2013; RANIERI; EL-ROBRINI, 2015; TRINDADE et al., 2016).

Figura 26- Condições de ondas na zona de surfe na Praia do Atalaia- Salinópolis durante o período chuvoso.



Fonte: Resende, (2016).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Aquisição de dados

Considerando a falta de dados meteoceanográficos na área de estudo, foram realizadas medições em Salinópolis (NE do estado do Pará) para obtenção de dados de nível d'água. Foram utilizados um transdutor de pressão (PT) e dados de reanálise (dados de observações de bóias e que simulam aspectos do sistema da terra através de modelos), gerada para a grade da CAP (0.75° N e 46.5° W) (Fig. 14). Estes dados contribuem para a compreensão da variabilidade do clima das ondas e ventos em diferentes escalas temporais e espaciais, sendo assim uma ferramenta útil para examinar o clima das ondas nessa ZC.

A aquisição de dados oceanográficos *'in situ'* foi realizada através de observações da elevação do nível d'água (metros acima do leito do mar) em uma praia dissipativa de macromarés por 10 ciclos de maré durante o ano 2015, abrangendo condições equinociais e não-equinociais, marés de sizígia e de quadratura. As ondas foram medidas usando um PT que registrou continuamente a 1 Hz. O PT mede as variações de pressão associadas às ondas que passam acima do aparelho e essa pressão é convertida na profundidade equivalente do nível mar. O PT foi implantado na zona de surfe a 0.5 m acima do leito, que ficou submerso durante toda a duração da amostragem.

Para a obtenção do conjunto de dados meteoceanográficos de reanálise (ondas, espectro de ondas, velocidade e direção do vento)- foram utilizados dados derivados do o ERA-Interim do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast -ECMWF*, um projeto de assimilação de dados meteorológicos, em que uma reanálise da circulação da atmosfera é integrada a um modelo de onda (DEE et al., 2011), ou seja, observações da velocidade dos ventos oceânicos e dos dados de altura das ondas providas de navios e bóias oceanográficas e de satélites foram assimilados em um modelo de ondas oceânicas, *Wave Assimilation Model – WAM* (HASSELMANN et al., 1988) de terceira geração e descrevem a evolução de um espectro de ondas bidimensional que são conduzidos pelos ventos da superfície, assim estas observações são combinadas e assimiladas com uma previsão anterior (hindcast) para obter o melhor ajuste. Os conjuntos de dados ERA-Interim têm desempenho superior aos conjuntos de dados de reanálise anteriores desenvolvidos pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e ECMWF. Os produtos de reanálise do ERA-Interim são os primeiros em que um modelo de onda

de vento oceânico foi acoplado a um modelo atmosférico, e a qualidade dos resultados do modelo de onda foi amplamente validada por meio de comparações com bóias e dados de altímetro de satélite. Esses conjuntos de dados fornecem uma avaliação do vento global e do clima das ondas com muito mais fidelidade e resolução do que antes (STOPA; CHEUNG, 2014; CAMPOS, 2017).

O conjunto de dados de *reanálise* obtidos foram: Altura significativa de onda (Hs); Direção (Wsd) e período de onda médio (Tz); e, velocidade (*Wspd*) e direção (*Wdir*) dos ventos. Possuem uma resolução espacial de 0,70 x 0,70 em um intervalo de 6 horas (00h, 06h, 12h, 18h UTM) pelo período de 1979 a 2017. ¹

Os dados diários de TSM foram obtidos pelo conjunto de dados do NOAA- *National Oceanic and Atmospheric Administration*, chamado de OISST -*Oceano Pacífico Tropicalimum Interpolation Sea Surface Temperature*. que combinam dados de medições satélites, navios, bóias, flutuadores Argo e com medições de satélite em tempo quase real (REYNOLDS, 2007). Estes dados obtidos possuem uma resolução espacial de 0,25 x 0,25 abrangem um período de 1979 a 2017.²

Os dados de precipitação, foram utilizadas a base de dados mensais do GPCP - *Global Precipitation Climatology Project* abrangendo o período de 1979-2017, onde o projeto combina dados de precipitação observacionais e de satélite em uma grade global de 2,5°x 2,5°.³

A análise multi-temporal (1985-2020) da linha de costa na CAP foi realizada através de um kit de ferramentas, chamado *Coastsat* ⁴que possui um código aberto escrito em *Python* que permite que os usuários obtenham séries temporais da posição da costa em qualquer costa do mundo a partir de mais de 30 anos de imagens de satélite disponíveis publicamente.

¹ <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>

² <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisST.v2.highres.html>

³ <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.gpcp.html>

⁴ <https://github.com/kvos/CoastSat>

5.2 Processamento de dados

5.2.1 Ondas

A análise de série temporal foi usada para analisar todos os conjuntos de dados de ondas. Os dados foram amostrados continuamente a 1Hz para garantir a estacionaridade em relação ao nível das marés e filtrados em um processo de filtragem de duas etapas: (1) Os dados foram filtrados usando um filtro de resposta de impulso finito de passa baixa para remover o ruído do instrumento; (2) Os dados foram filtrados em passa-alta usando um filtro de média móvel para isolar ondas curtas (*swell e windsea*). O comprimento do filtro (fL) foi definido por:

$$fL = fC - 1 fA \quad (3)$$

Onde fC é uma frequência de corte dada pelo usuário e fA é a frequência de amostragem. Os espectros de frequência foram calculados para permitir que a frequência de corte fosse escolhida para cada execução de dados. A frequência de corte ocorreu a $\geq 0,067$ Hz.

O método para obter esses parâmetros de onda foi através da análise onda usando o método de ‘zero downcrossing’ cruzamento zero. Este método define uma onda individual por duas sucessivas cavas do nível médio da elevação da superfície da água. Alternativamente, *Longuet – Higgins* (1952), propôs um método baseado na distribuição de *Rayleigh*, que calcula os vários parâmetros de altura de onda usando o desvio padrão da série temporal de elevação da superfície da água, onde a altura significativa de onda (**Hs**), por exemplo, pode ser estimada por,

$$Hs = 4\sigma \quad (4)$$

onde σ é o desvio padrão da elevação da superfície da água.

A análise de “zero-downcrossing” foi então realizada onde são calculados a altura de onda significativa (Hs), período de onda média (Tz) e elevação dos níveis d’água. A análise unidimensional da Densidade Espectral de Potência (PSD), que descreve a distribuição da energia das ondas pela frequência, foi calculada a partir dos dados brutos do nível d’água,

usando o método estatístico de Welch (1967) com 2048 segmentos de comprimento e com 50% de sobreposição e uma resolução de frequência de 1 Hz.

Os máximos anuais **Hs** foram usados para calcular tendências na magnitude dos extremos **Hs**, enquanto as tendências no número de eventos foram calculadas usando séries temporais do número anual de picos extremos.

Para a análise do clima de ondas em condições oceânicas os parâmetros processados através de linguagem de programação foram: a altura significativa de ondas (**Hs**); o período médio de onda (**Tz**); de ondas marítimas (*swell*) e costeiras (*windsea*) e, dados de ventos (10m) como direção (*Wdir*) e velocidade (*Wspd*). A partir dos espectros de ondas 2D, a frequência, a direção e os espectros foram derivados da, frequência e direção (CAMPOS, 2017).

A energia das ondas em condições costeiras (Joules/m²) foi calculada de acordo com equação

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_{m0}^2 \quad (5)$$

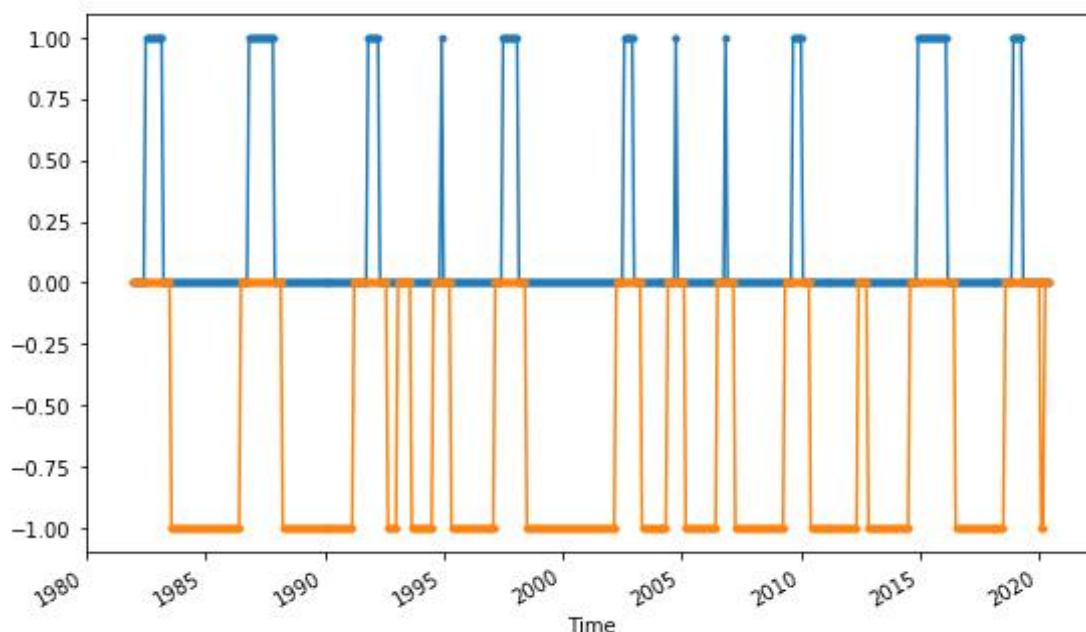
onde, ρ é a densidade da água (kg/m³), g é gravitacional aceleração (m/s²) e H é a altura da onda (m).

5.2.2 Índices climáticos Tropicais

Para a análise dos índices climáticos tropicais usamos um conjunto de dados de anomalias mensais, cobrindo o período de 1979 a 2017. As anomalias foram obtidas através da remoção da climatologia pela subtração das médias mensais climatológicas dos respectivos meses individuais (HOYER; HAMMAN, 2017).

Para caracterizar a intensidade de um evento ENOS, o Índice Oceânico Niño (ONI), foi utilizado (Fig. 12). O ONI é a anomalia média da TSM na região entre 5 ° S e 5 ° N, de 170 ° W a 120 ° W. A anomalia no TSM tropical no Oceano Pacífico é chamada de evento El Niño ou La Niña se a média de cinco meses consecutivos do ONI exceder +0.5 ° C para El Niño (fase quente) ou -0.5 ° C para La Niña (fase fria). O Índice Oceânico Niño é um dos índices mais utilizados para definir os eventos de El Niño e La Niña junto com o índice Niño 3.4 que utilizam a mesma região (TRENBERTH, 2019).

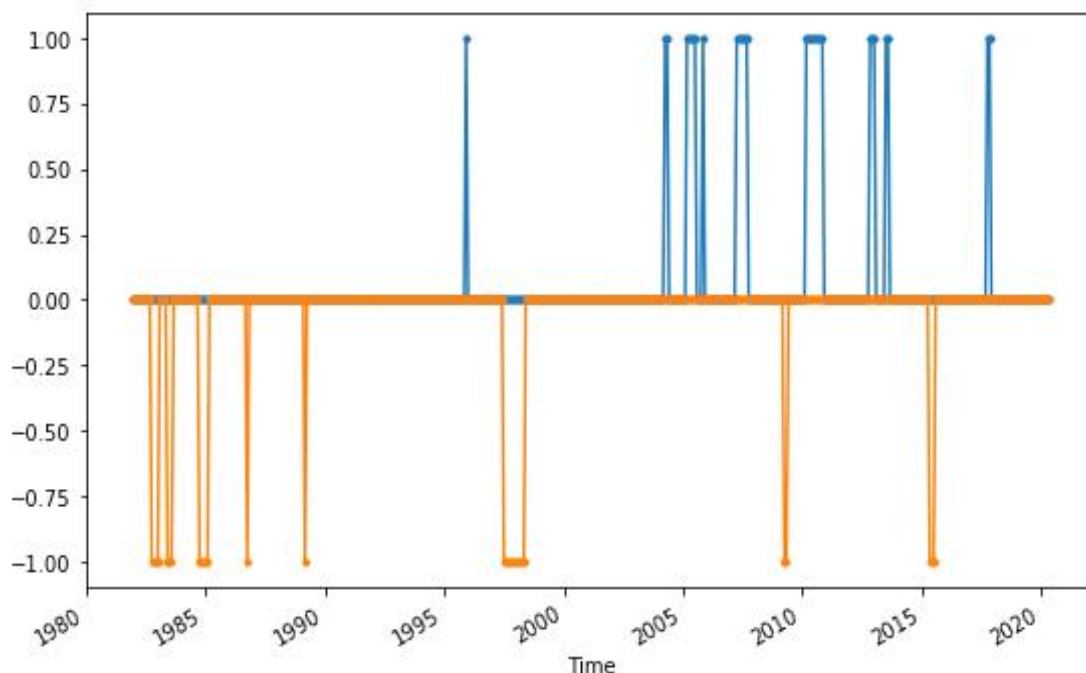
Figura 27- Ocorrência El nino (anomalias positivas), La Nina (anomalias negativas).



Fonte: Do autor.

Já o Modo Meridional do Atlântico (AMM) é representado pelo gradiente anormal de TSM entre o Oceano Atlântico Norte (ATN) e Oceano Atlântico Sul (ATS). O índice do AMM foi obtido calculando a diferença entre a média de TSM do ATN ($3^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$) e ATS ($3^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{S}$) nas longitudes $-80^{\circ}\text{W} - 0^{\circ}\text{E}$, removendo a climatologia média mensal. Essa definição é semelhante à usada por SERVAIN, (1991) TSM média de $5^{\circ} - 28^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W} - 15^{\circ}\text{E}$ menos $20^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W} - 15^{\circ}\text{E}$ e por Chiang e Vimont (2004) onde se a média de três meses consecutivos do índice AMM exceder $+0.3^{\circ}\text{C}$ para Dipolo positivo ou -0.3°C para o dipolo negativo.

Figura 28- Ocorrência de AMM com anomalias positivas e negativas.



Fonte: Do autor.

As condições do clima de ondas, as anomalias mensais da altura significativa de onda (H_s), o período médio da onda (T_z), espectro de ondas (f), as condições dos ventos (W_{spd} e W_{dir}) e da precipitação ($prec$) foram compostos, ou seja, a média das anomalias, foi realizada durante as diferentes fases do ENOS e do AMM.

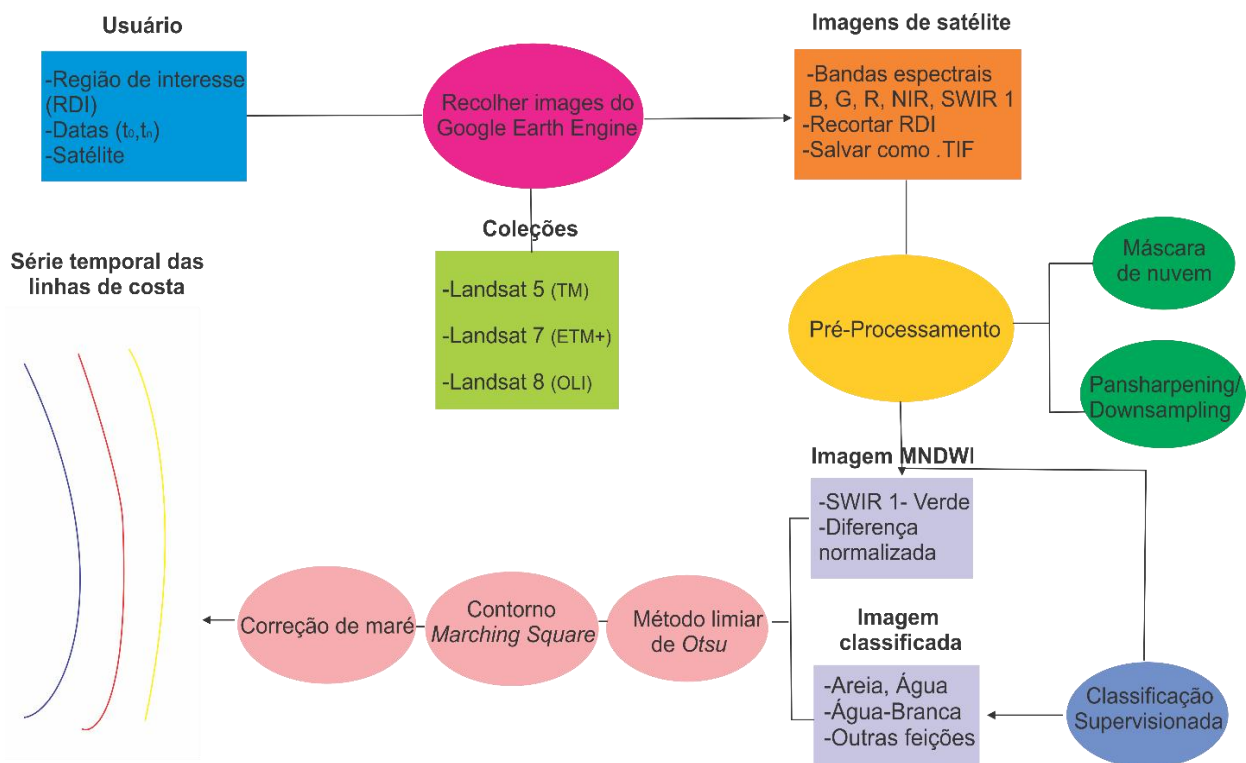
5.2.3 Análise da linha de costa

Para quantificar e avaliar a capacidade de imagens de satélite publicamente disponíveis para mapeamento de mudanças costeiras interanuais, um total de quatro locais de estudo diversos na CAP, no NE do estado do Pará são consideradas aqui. Os quatro locais foram selecionados com base na disponibilidade de dados costeiros *in-situ* obtidos de levantamentos de campo (Praia da Princesa, Praia da Marieta, Praia do Atalaia e Praia de Ajuruteua).

A análise da LC foi realizada utilizando o *CoastSat*, um kit de ferramentas que utiliza o Google Earth Engine para extrair de imagens de satélite disponíveis ao público e códigos escritos no Python para extrair as linhas de costa. Um total de 1663 imagens de satélite Landsat que vão de 1985 a 2020 foram adquiridas ao todo. Estas imagens foram coletadas pelos sensores *Thematic Mapper* (TM) do Landsat 5, *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do Landsat 7 e

sensores *Operational Land Imager* (OLI) do Landsat 8. Os produtos com correção de terreno e precisão de Nível 1 foram adquiridos com calibração radiométrica e ortorretificação na referência espacial EPSG 31983 SIRGAS 2000 / *Universal Transverse Mercator Zone UTM zone 23S*. Todas as imagens foram realizadas as correções atmosféricas (processadas para *Surface Reflectance*).

Figura 29- Diagrama de fluxo de trabalho mostrando o procedimento passo a passo para extrair linhas de costa de precisão de sub-píxel de imagens de satélite disponíveis publicamente.



Fonte: Modificado de Vos et al. (2019a, 2019b).

As regiões foram definidas e delimitadas no CoastSat, e embora um total de 1663 imagens de satélite estivessem disponíveis nos 4 locais escolhidos, muitas imagens não foram úteis. Por exemplo, mais da metade das imagens foram afetadas por nuvens, o que resultou na remoção automática das imagens que excediam 5% da cobertura de nuvens da análise. Mais imagens adicionais foram removidas manualmente por inspeção visual quando o algoritmo falhou em representar a posição da linha de costa por uma série de razões, incluindo: sombras lançadas por nuvens afetando a detecção da linha de água (Fig. 30a), detecção falha do limite de água / areia devido a um domínio intermaré saturado (Durante a maré baixa, algoritmo detectava

os sistemas de crista e calha como linha de costa) (Fig. 30b) e quando o *Scan Detector Line* do Landsat 7 falhou (Fig. 30c).

Figura 30- Exemplos imagens que foram manualmente descartadas: (A) Quando houve a presença de nuvens e grandes sombras projetadas na imagem, (B) Quando o algoritmo representou o limite da praia na maré baixa em vez da linha de água devido a um domínio intermaré saturado, e (C) Quando o *Scan Detector Line* do Landsat 7 falhou. Em todos os painéis, a linha preta indica a linha d'água detectada pelo CoastSat.



Fonte: Do autor.

5.2.3.1 Pré-processamento

Antes de aplicar o algoritmo de extração de linha de costa, as imagens Landsat são processadas de acordo com Vos et al. (2019a, 2019b) da seguinte forma:

- a) **Máscara de nuvens:** Cada imagem Landsat *Collection 1 Tier 1* possui uma Banda de Qualidade (QA) que contém uma máscara de nuvens por pixel. Com essas informações, a porcentagem de cobertura de nuvens é calculada com base no número de pixels nublados dentro da região de interesse e um limite de cobertura de nuvens definido pelo usuário é usado para descartar todas as imagens que excedem uma determinada porcentagem de cobertura de nuvens. Todas as imagens com mais de 5% de cobertura de nuvem sobre o local de estudo foram descartadas.
- b) **Aumento da nitidez (*Pansharpening*) e redução da amostragem (*Downsampling*) da imagem pancromática:** Nesta etapa do pré-processamento, a resolução espacial da imagem de satélite é aprimorada/melhorada para obter uma ótima detecção da linha de costa. as imagens do Landsat 7 (ETM+) e do Landsat 8 (OLI) incluem uma banda pancromática, uma imagem de banda única que combina as informações de várias bandas espectrais. A banda

pancromática tem uma resolução espacial mais alta (15 m) do que as bandas multiespectrais (30m) e é comumente empregada para aumentar a resolução espacial das bandas cuja porção do espectro eletromagnético é coberta pela banda pancromática. Seguindo a abordagem de Liu; Trinder; Turner, (2017), a banda pancromática foi empregada para aumentar a resolução espacial de 30m para 15m das seguintes bandas espectrais: 1) As bandas Azul, Vermelho, Verde em cenas Landsat 8; e 2) As bandas Verde, Vermelho, vermelho próximo (NIR) em cenas Landsat 7. A nitidez pancromática da imagem foi realizada usando um método de fusão de dados baseado na análise de componentes principais (TU et al., 2001). Neste método, as bandas multiespectrais são amostradas para 15m e decompostas em componentes principais, então o primeiro componente principal é substituído pela banda pancromática e transformada de volta no espaço multiespectral original.

As bandas que não puderam ser aprimoradas o NIR, o infravermelho de ondas curtas (SWIR1) em cenas Landsat 8 e Azul, SWIR1 em cenas Landsat 7, assim como as imagens do Landsat 5 (TM) que não têm uma banda pancromática, as bandas de 30m são amostradas para 15m por interpolação bilinear, visto que isso melhora a precisão da detecção da linha de costa.

Deve-se notar que as imagens são ortorretificadas pelo provedor de dados (USGS-*U.S. Geological Survey*) e nenhuma correção geométrica adicional é aplicada no *CoastSat*. A precisão do georreferenciamento de cada imagem é armazenada no arquivo de saída contendo as linhas de costa mapeadas.

Finalmente, os produtos Landsat fornecem um erro de raiz quadrada média (RMSE) de georreferenciamento em cada imagem, que pode ser usado para descartar as imagens que estão mal georreferenciadas, assim todas as imagens com precisão de georreferenciamento $RMSE > 10m$ foram descartadas. Este valor pode ser editável, para a Praia da Princesa foi de 10m, na Praia da Marieta foi de 13m, na Praia do Atalaia de 10m e na Praia de Ajuruteua 13m.

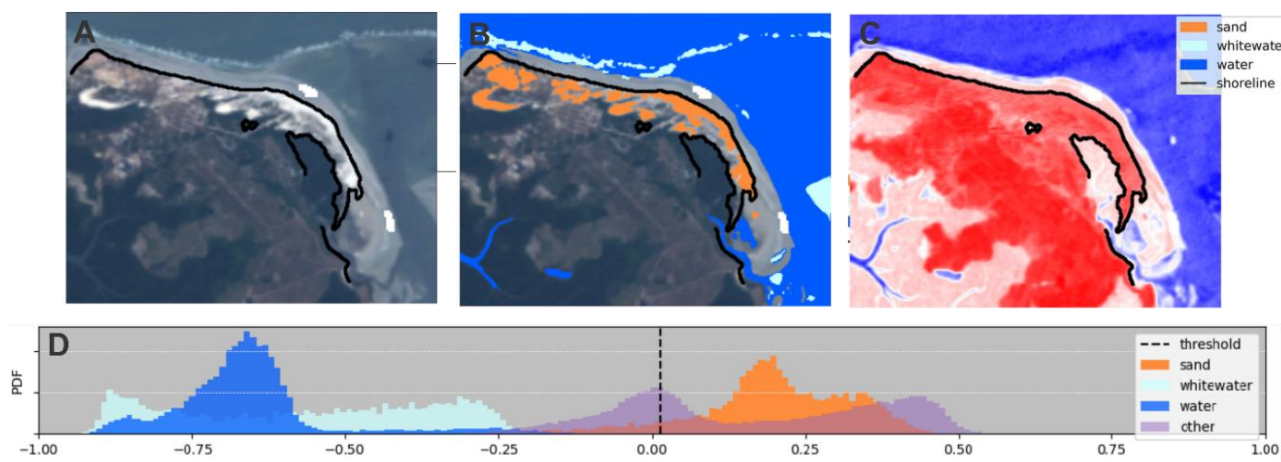
5.2.3.2 Extração da linha de costa a partir de imagens de satélite

A linha da costa é definida aqui como a interface instantânea entre a água e a areia capturada no instante da aquisição da imagem. O kit de ferramentas *CoastSat* aplica um algoritmo robusto de detecção de linha de costa com precisão de sub-pixel às imagens de satélite pré-processadas. O algoritmo baseia-se na segmentação de borda de sub-pixel de (LIU; TRINDER; TURNER, 2017) conforme proposto originalmente por (CIPOLLETTI et al., 2012). Como um refinamento adicional dessa técnica, o método que é implementado no *CoastSat* introduz um componente de classificação de imagem que refina a segmentação em 4 categorias distintas (descritas abaixo) de forma que o método de limiar usado para identificar a linha de costa seja específico para a interface areia / água. Esta modificação importante resulta em um algoritmo significativamente mais robusto com a capacidade de detectar e mapear de forma consistente e correta a interface areia / água em locais com características bastante diferentes, por exemplo, locais urbanos e rurais, presença ou ausência de uma zona intermarés entre outros. O algoritmo consiste em três etapas:

1. Classificação da imagem nas quatro classes de "areia", "água", "água branca" e "outras características do solo";
2. Segmentação de borda de precisão de sub-pixel; e
3. Correção da maré, e;
4. Correção da influência das ondas.

O desenvolvimento recente do kit de ferramentas *Coastsat* permite o ajuste manual da linha de água mudando o limite do Índice Modificado de Água por Diferença Normalizada (MNDWI) no histograma de intensidade de pixel MNDWI (Fig.28). Além deste, antes de executar a detecção da linha de costa em todas as imagens baixadas, o usuário tem a opção de digitalizar manualmente a posição de uma linha referência da costa - o '*baseline*', que se aproxima dessa interface areia / água em uma destas imagens sem nuvens. As coordenadas desta linha de costa fornecem uma referência para as linhas de costas detectadas automaticamente e ajudam a excluir *outliers* e falsas detecções.

Figura 31- Outputs do Coastsat para detecção da linha de costa. (A) Imagem RGB da praia do Atalaia; (b) saída de classificação de imagem onde cada pixel é rotulado como 'areia', 'água', 'água branca' ou 'outro'; (c) imagem *pseudocolor* dos valores de pixel MNDWI, e (D) histograma de intensidade de pixel MNDWI que é ajustável de acordo com o usuário.



Fonte: Do autor.

1. Classificação de imagem:

Um classificador de Rede Neural (CIVCO, 1993) referido como *Multilayer Perceptron* no *Scikit-learn* (PEDREGOSA et al., 2011), uma biblioteca do Python, é usado para rotular cada pixel da imagem com uma das quatro classes: 'areia', 'água', 'água-branca', 'outras características do terreno' (vegetação, edifícios, formações rochosas). Um conjunto de 20 recursos (ou seja, variáveis explicativas) são usados como entradas para o classificador, incluindo a intensidade do pixel em 5 bandas multiespectrais (R, G, B, NIR, SWIR1- 5 índices espectrais comumente usados, por exemplo, índice de água, índice de vegetação, etc.) e a variância (calculada usando uma janela móvel 3×3) de cada banda multiespectral e índice espectral. A variância da imagem provou ser muito eficiente na discriminação de pixels de 'areia', que possuem uma variação baixa, pois os pixels vizinhos também são de 'areia', de telhados e outros objetos brilhantes isolados que tendem a ter uma variância maior por serem circundados por pixels mais escuros (estradas e árvores). O classificador foi previamente treinado com um conjunto de 5,000 pixels em cada classe, digitalizados manualmente a partir de ~50 imagens de satélite cobrindo as 4 praias diferentes (VOS et al., 2019a). Uma validação cruzada foi realizada para testar a precisão do classificador, resultando em 99% dos pixels sendo classificados corretamente.

Figura 32- A imagem classificada correspondente aos pixels de diversas áreas dentro da praia para validação, por exemplo, área de manguezal, areia branca, espuma branca, (1) Água Branca, (2,3) Outras feições terrestres, (4) Areia, (5) areia branca/água de duna/manguezal e (6) Manguezal.



Fonte: Do autor.

2. Segmentação de borda com Precisão de sub-pixel

Nesta segunda etapa da detecção da linha de costa, a fronteira/limite entre a areia e a água é extraída usando o Índice da Diferença Normalizada da Água Modificado (MNDWI) aplicado a cada uma das imagens classificadas. O MNDWI (XU, 2006) é calculado da seguinte forma:

$$\text{MNDWI} = \frac{\text{SWIR1} - \text{G}}{\text{SWIR1} + \text{G}} \quad (6)$$

onde SWIR1 e G são a intensidade do pixel na banda infravermelha de onda curta e na banda verde, respectivamente. Os valores de MNDWI variam entre -1 e 1, conforme mostrado na Fig. 28. Em seguida, um histograma de valores MNDWI é construído com os pixels rotulados localizados dentro de uma distância pré-definida (definida para 150 m no Coastsat) de pixels de 'areia' conforme ilustrado na Figura 28. No histograma resultante, a função de densidade de probabilidade (PDF) dos pixels de 'areia' é centrada em torno de valores positivos de MNDWI, enquanto os pixels de 'água' têm valores de MNDWI negativos. Consequentemente, o limite de 'areia' / 'água' é calculado aplicando o algoritmo de limiar de *Otsu* (OTSU, 1979) para encontrar o valor MNDWI que maximiza a variância da interclasse entre as distribuições de 'areia' e 'água', excluindo os pixels pertencentes a classe 'águas brancas' e 'outras características do terreno'. A presença de "água branca" é conhecida por causar erros na detecção da linha de costa: Hagenaars et al. (2018) relatam deslocamentos em direção ao mar de até 40 m na presença de espuma induzida por ondas; e Pardo-Pascual et al. (2018) observam que a água branca é uma das maiores fontes de erro. Na verdade, o histograma dos valores de MNDWI na Figura 28 revela que os pixels pertencentes à classe 'água branca' abrangem uma ampla faixa de valores sem pico distinto e, portanto, não ajudam a discriminar a linha de costa e podem de fato levar a falsas detecções.

A etapa final na detecção da LC individual é calcular o contorno iso-valorizado na imagem MNDWI para um nível igual ao limite de 'areia' / 'água'. Esta operação é feita em precisão de sub-pixel, aplicando o algoritmo *Marching Squares* (CIPOLLETTI et al., 2012). Este contorno iso-valorizado representa a linha da costa (Fig. 28) e corresponde à interface areia / água.

3. Correção da maré

Para obter dados do nível da maré (em cada um dos quatro locais de estudo), simultâneos às imagens derivadas de satélite usadas aqui, foram adquiridos dados do nível da água do oceano abrangendo os respectivos períodos de pesquisa através de previsões astronômicas. O dado da linha de costa (ou '*proxy*') empregado foi a elevação

do contorno da Linha de maré alta -LMA e a Linha de maré alta de sizígia -LMAS (BOAK; TURNER, 2005). Esses dados da linha de costa foram encontrados em estudos na Zona costeira paraense e fornecem um indicador robusto da variabilidade da linha de costa em cada local.

Uma vez que cada imagem de satélite é obtida em um estágio diferente da maré, a correção das marés é necessária para separar as mudanças da linha da costa relacionadas às variações das marés dos avanços / recuos na posição da linha da costa. (KELLY et al., 2019; VOS et al., 2019b)

A correção de maré consiste no deslocamento horizontal da linha da costa usando um declive linear:

$$\Delta x = Z_{ref} - Z_{mare} . m \quad (7)$$

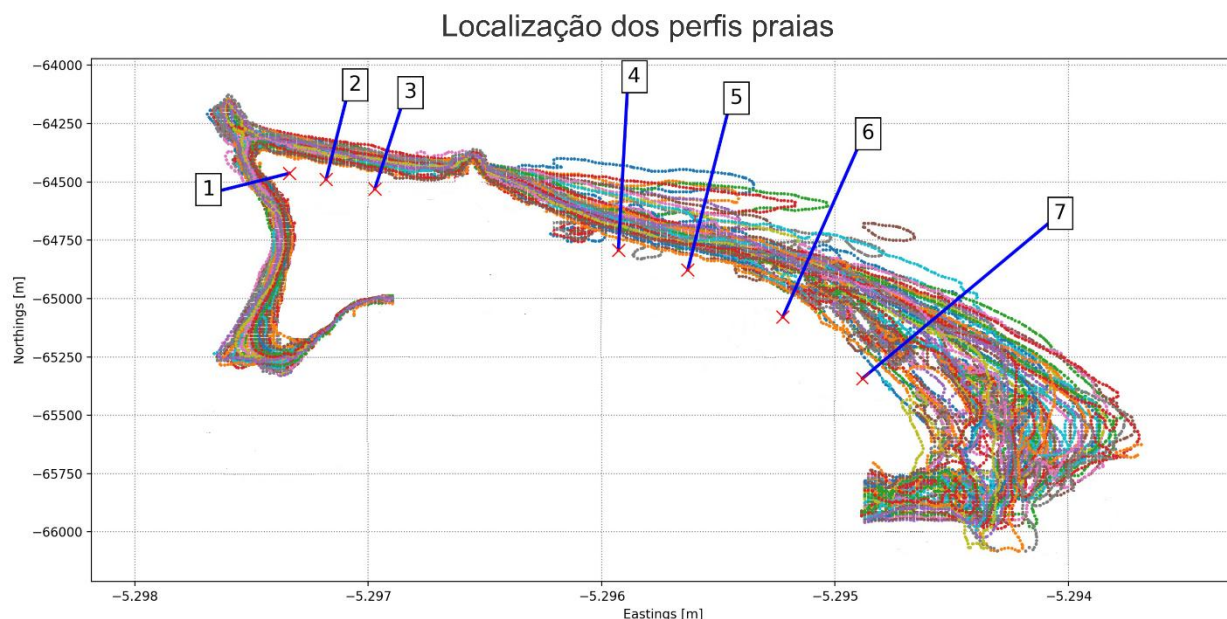
Onde Δx é o deslocamento horizontal transversal à costa, Z_{ref} é o datum de referência da maré, $Z_{maré}$ é o nível da água no momento da aquisição da imagem, e m é a inclinação média da praia na zona de intermarés.

Ao aplicar a correção de marés com a Equação (7), o usuário deve empregar os melhores dados de nível de água e declive que estão disponíveis para eles, como na CAP não existem marégrafos disponíveis e como as coletas do nível d'água não alcançaram as datas dos satélites, o modelo global de marés foi escolhido. O nível da maré no momento da aquisição da imagem foi obtido em cada praia usando o modelo global de marés (FES2014), que fornece 34 constituintes das marés em uma grade de 1/16 °. O modelo FES2014 utiliza dados e altimetria e assimila com dados de altimetria até em zonas rasas

⁵.

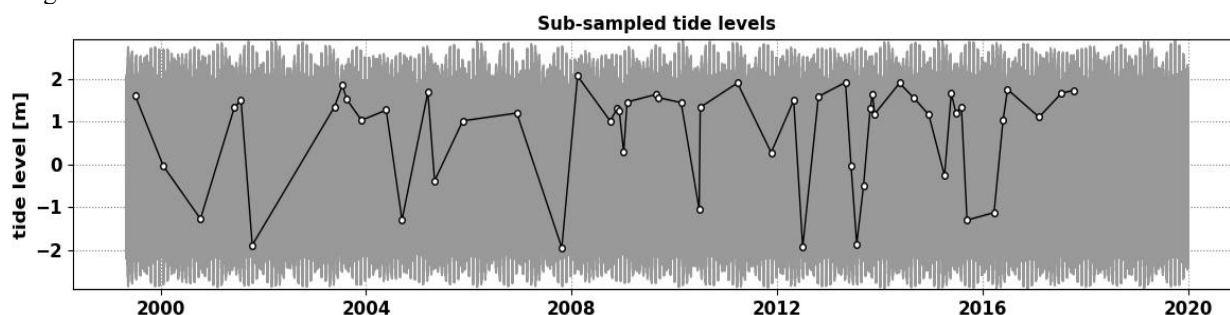
⁵ <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/global-tide-fes/description-es2014.html>

Figura 33- Exemplo da localização dos perfis praias.



Fonte: Do autor.

Figura 34- Exemplo de altura de marés obtida pelo modelo global de marés (FES2014) no mesmo momento das imagens de satélite.

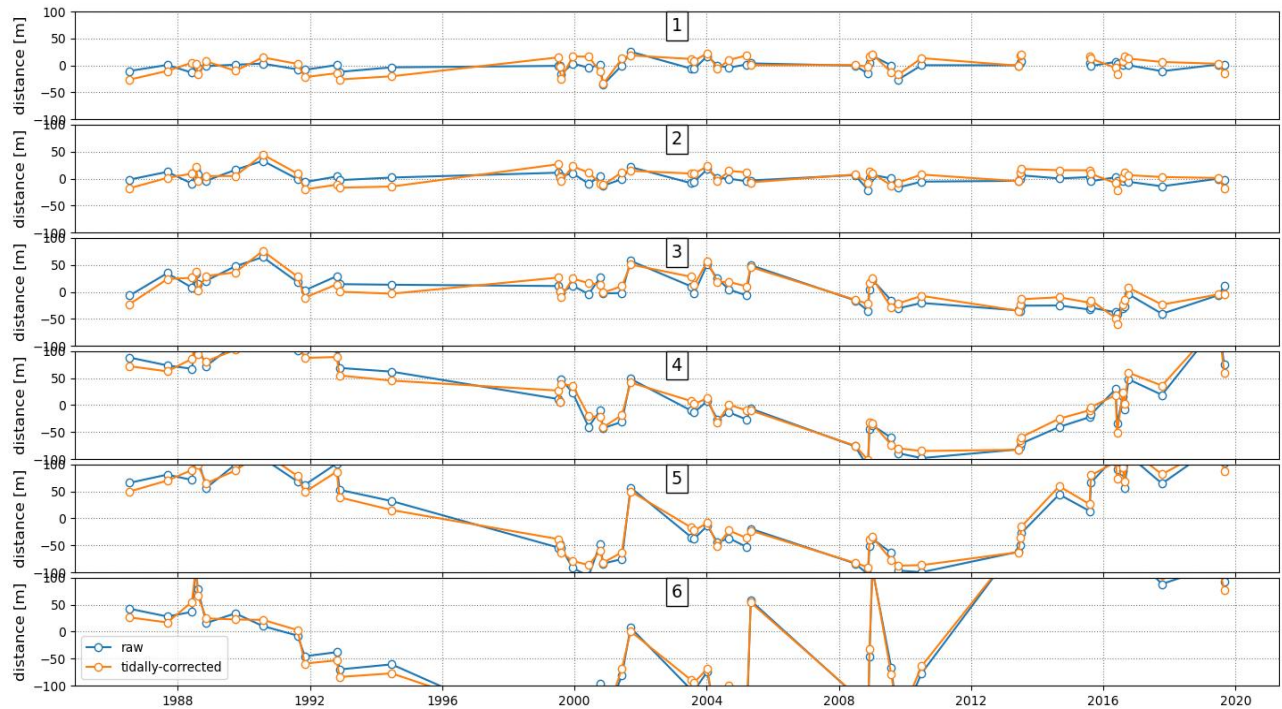


Fonte: Do autor.

A inclinação média da zona de intermaré é geralmente obtida a partir de medições *in situ*, nas praias, mas aqui para evitar a necessidade de contar com a existência de dados anteriores medidos diferentes, um método simples para estimar m (inclinação média da zona de intermaré) diretamente das linhas de costa SDS é aplicado. Este método assume que a inclinação ótima da zona de intermaré é aquela que minimiza a variância na série temporal final corrigida pela maré (KELLY et al., 2019; VOS et al., 2019a). Portanto, uma correção de maré usando a Equação (7) é aplicado à série temporal de mudança da linha de costa usando uma faixa de declives (entre 0,03 e 0,2 na maré alta). A Figura 35

mostra a série temporal corrigida na Praia do Atalaia uma inclinação ótima na zona de supamaré de $0,09 \text{ tg}\beta$ (ou seja, na porção superior da praia na maré alta).

Figura 35- Série temporal das distancias da LC corrigidas pelas marés em laranja, e séries brutas sem correção em azul.



Fonte: Do autor.

4. Correção das ondas

O efeito do *runup* de ondas no nível d'água na costa pode causar uma grande translação horizontal da linha d'água e a posição da linha de costa em condições de moderada ou alta energia, não foram considerados no Coastsat. Como uma análise adicional a influência das ondas será considerada (CASTELLE et al., 2021).

Para a obtenção de dados de *Runup*, a altura significativa de onda, a declividade da praia e o tamanho do grão de areia foram utilizadas segundo a formulação de (RUGGIERO; HOLMAN; BEACH, 2004) usada para praias dissipativas de alta energia.

$$R2 = 0.27\sqrt{\beta H_s L_p} \quad (8)$$

Onde, **Hs** é altura significativa de onda, **β** é Declive da praia, **Tp** é o Período da onda de pico. Deve ser definido se **Lp** não for definido, **Lp** é o comprimento de onda de pico e deve ser definido se Tp não for definido e **r** é o Comprimento da rugosidade hidráulica. Pode ser aproximado por $r = 2,5 D_{50}$ (diâmetro do sedimento).

5.2.4 Correlação ENOS, AMM e mudanças na linha de costa.

Os índices Oceânico Niño-3.4 (ONI) e Modo Meridional do Atlântico (AMM) foram adquiridos para o período de estudo (descritos acima) para comparação com as mudanças observadas na linha de costa. A média de três meses dos índices climáticos, ou seja, para ENOS a média de NOV, DEZ e JAN do ano seguinte (NDJ) e para AMM, a média dos meses de FEV, MAR e ABR (FMA) foram calculados, pois estes índices são mais evidentes nestes meses. As séries temporais de ENOS e AMM para estes três meses foram interpoladas para coincidir com o tamanho da amostra das curvas de mudança da linha de costa.

A análise de correlação cruzada é um método simples e muito comum em muitos campos da ciência, popularizado na pesquisa do clima pelos trabalhos de Walker (1923). É um primeiro passo para buscar o entendimento sobre os possíveis mecanismos de interação entre diferentes processos. Assim, a função de correlação cruzada é usada para avaliar o atraso de tempo e para quantificar a força da ligação mediado por um certo mecanismo, aqui o climático.

A função de correlação cruzada (*xcorr*) disponível na caixa de ferramentas do *Matplotlib* do *Python* (HUNTER, 2007) foi usada para calcular e plotar a função de correlação cruzada entre as distâncias da LC corrigidas pelas marés e valores de índice ENOS e AMM, duas séries temporais. A função retorna os números de atraso usados para a estimativa de *xcorr* (de 12 a 28 meses foi o atraso máximo usados aqui em diferentes praias), o coeficiente de correlação cruzada escalado de -1 a 1 para cada intervalo de tempo e os limites de confiança de correlação cruzada superior e inferior definidos como dois desvios padrões da média.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Variação do clima de ondas na costa Atlântica do Estado do Pará

6.1.1 Condições Marítimas

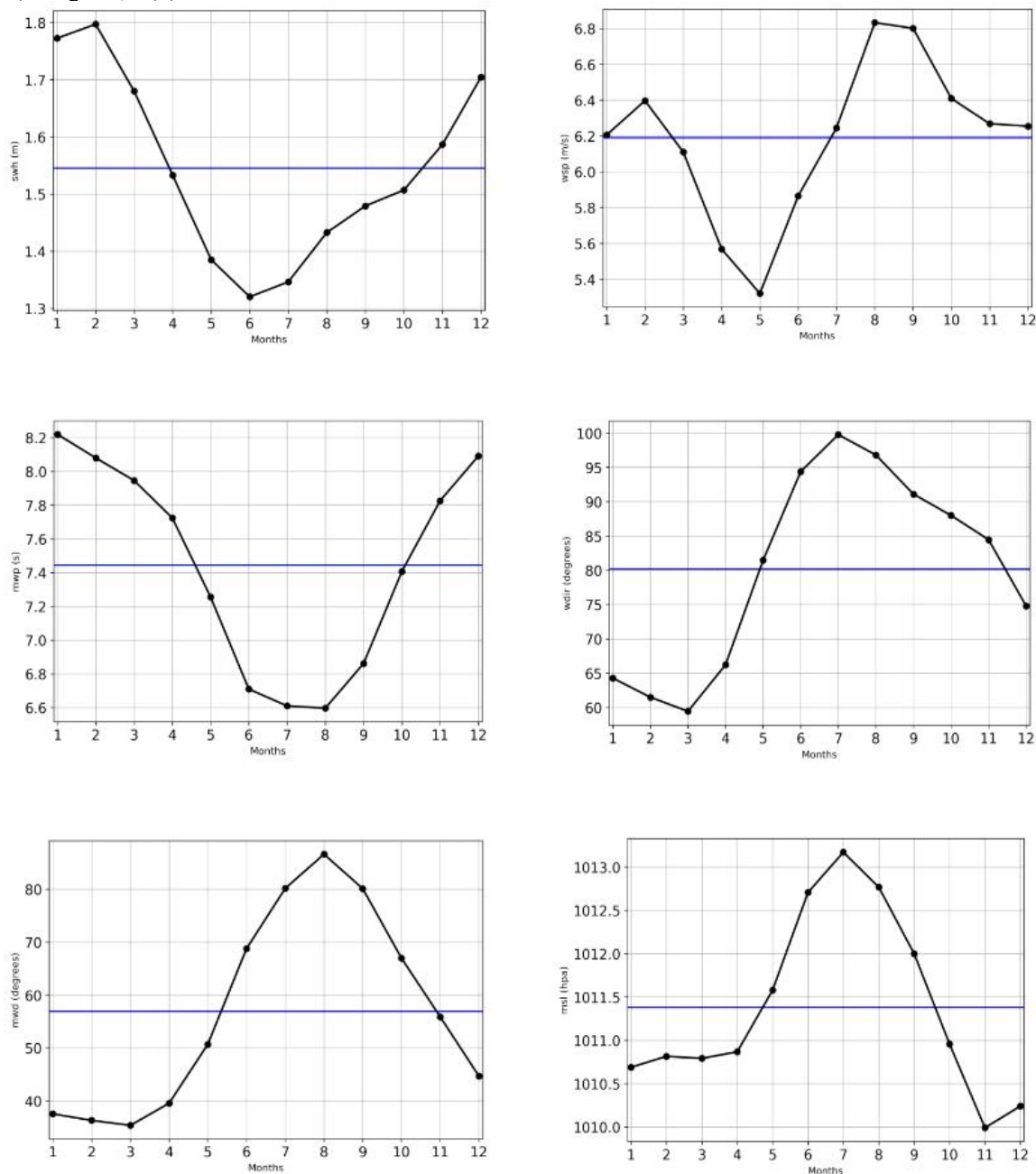
A análise dos dados de ondas em condições marítimas revelou que as ondas são geradas pelos ventos predominantes do Nordeste (NE) e suas variações. Foram observadas 3 modos de clima de ondas; (1) Quando o vento sopra de ESE (90° - 112°), durante o verão boreal, no período seco (JUL-AGO-SET-OUT), a ZCIT atinge sua posição mais ao norte e origina ondas com a direção do fluxo ENE ($67,5^\circ$ - 90°) e ondas com alturas (Hs) de 1,2 a 1,5 m e período médio (Tz) de 6 a 6.8 s. 2) Quando o vento sopra de ENE ($67,5^\circ$ - 90°), durante a primavera e outono boreal, transição entre período chuvoso / seco (MAIO-JUN/NOV-DEZ), gera ondas com direções do fluxo de NE (45° - $67,5^\circ$) e ENE ($67,5^\circ$ - 90°), as ondas têm alturas (Hs) variadas de 1,3 a 1,7 m e período médio (Tz) de 6,7 a 8,1 s e, (3) Quando o ZCIT atinge sua posição sul, intensifica os ventos alísios de NE, gerando ondas na direção do fluxo NNE (0° - 45°), durante a estação chuvosa (JAN-FEV-MAR-ABR), com as maiores alturas de onda (Hs) de 1,5 a 1.8m e período médio (Tz) de 8s (Fig. 36).

6.1.1.1 Análise espectral

No entanto, a análise espectral 2D identificou diferentes modos de variabilidade das ondas. Durante o inverno boreal, no período chuvoso, em JAN-FEV-MAR-ABR, o sistema de ondas tiveram direções influenciadas pelo ATN de NNW ($337,5^\circ$ - 0°) e NNE (0° - 45°), com baixas frequências (0,05 a 0,1 Hz), correspondendo as ondas de longo período, ondas formadas a longas distancias (*swell*), no entanto a potência espectral foi mais baixa, assim são dominadas por ondas de baixas frequências (0,1 a 0.15 Hz) aquelas formadas pela ação dos ventos locais (*windsea*). O sistema de ondas com direções de fluxo bidirecionais entre ondas influenciadas pelo ATN, vindas de NNW ($337,5^\circ$ - 0°) e NNE (0° - 45°), com frequências mais baixas (0,03 a 0,1 Hz), no entanto com maior potência, frequências correspondam a ondas *swell*, com um domínio de direção e frequência muito específico. E por outro lado, com direção de fluxo de ESE (90° - 112°), com frequências maiores que 0,1 Hz e menor potência, correspondendo as

ondas geradas pelos ventos alísios locais chamadas de *windsea* (Fig.37). Esse grupo de ondas está relacionado ao outono boreal, nos meses de SET-OUT-NOV-DEZ. E por último, o sistema de ondas bidirecionais que com direções de NNE (0° - 45°) e de ESE (90° - 112°), que possuem altas frequências (0,1 a 0,15 Hz) e maior energia espectral nestas ondas *windsea*.

Figura 36- Condições marítimas, (1) Altura Significativa da onda (Hs), (2) Período médio da onda (Tz), (3) Direção média da onda (Mwd) em graus, (4) Velocidade média do vento (velocidade wsp), (5) Direção média do vento (wdir) em graus, e (6) Nível médio do mar.



Fonte: Do autor.

As ondas formadas pela ação dos ventos alísios mais intensas são observadas no verão boreal, enquanto as ondas de *swell* parecem ser mais frequentes no outono e inverno boreal. De acordo com Young (1999) grandes ondas *swell* geradas pelas depressões do Atlântico Norte no outono e inverno pelos ciclones do Atlântico Norte são responsáveis pelas ondas de período mais longos (> 9 s) no Oceano Atlântico Tropical (OAT).

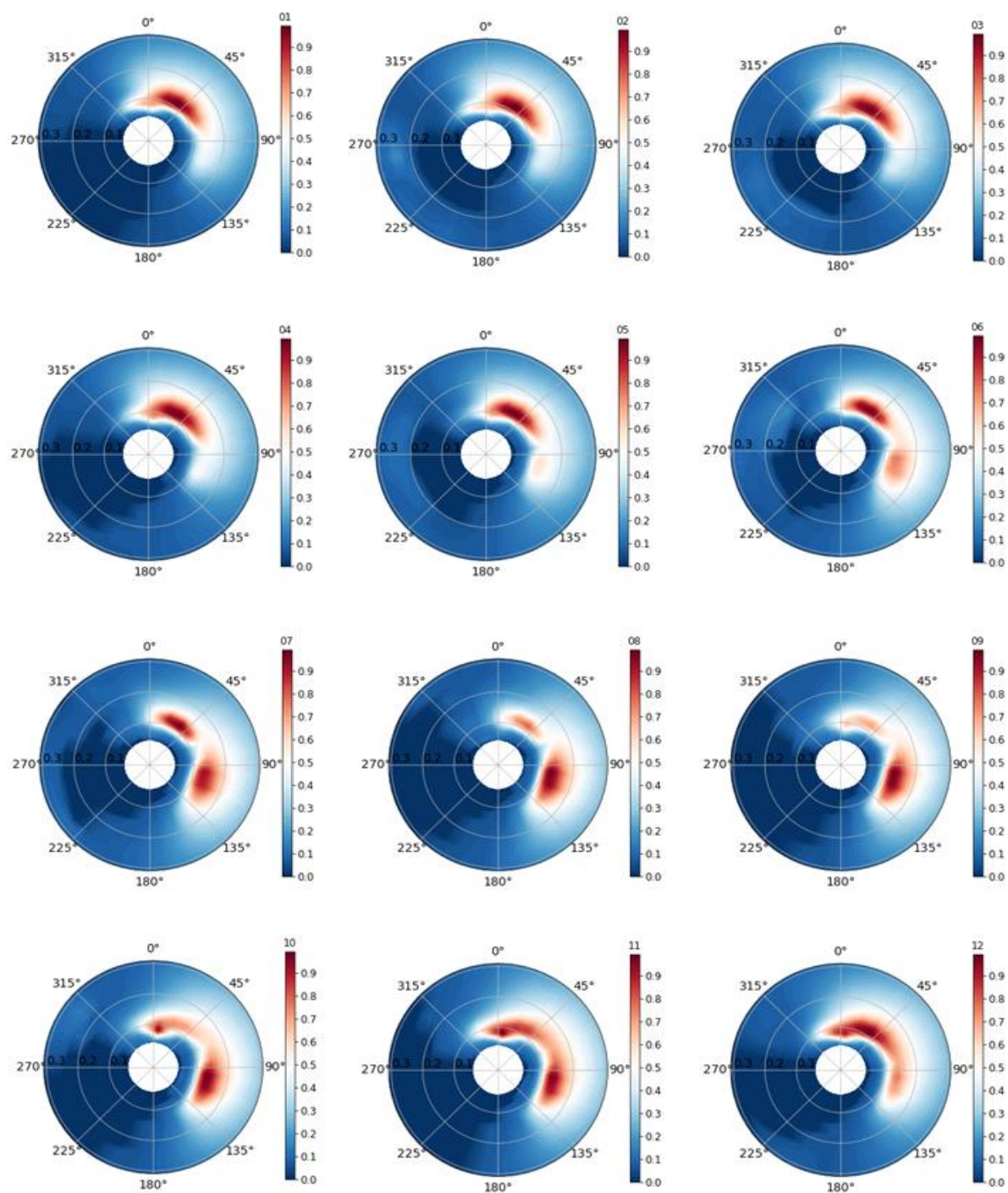
Este sinal sazonal coincide com as ondas geradas pelos ventos alísios, bem como o período médio das ondas (T_z) no intervalo de 7 a 10 s (Fig. 36). Os valores da altura das ondas (H_s) de condições marítimas variam principalmente de 1 a 1,8 m e correspondem aos publicados na literatura da costa Amazônica (PEREIRA et al., 2009; RANIERI; EL-ROBRINI, 2014; TRINDADE; PEREIRA; VILA-CONCEJO, 2016).

Tabela 1- Relação entre a altura significativa de onda (H_s) e as principais direções.

<i>H_s</i> (m)	<i>N</i>	<i>N/NE</i>	<i>NE</i>	<i>ENE</i>	<i>E</i>	<i>ESSE</i>	<i>SE</i>
0.0-0.250	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.25-0.50	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.50-0.75	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.75-1.00	0.0	0.01	0.22	0.585	0.059	0.0	0.0
1.00-1.25	0.0	0.58	4.21	5.96	2.73	0.0	0.0
1.25-1.5	0.0	2.89	10.96	10.24	8.88	0.06	0.0
1.5-1.75	0.0	4.93	12.39	5.79	7.08	0.18	0.0
1.75-2.00	0.0	3.90	7.70	2.14	2.17	0.13	0.0
2.00-2.25	0.0	1.60	2.39	0.396	0.39	0.01	0.0
2.25-2.50	0.0	0.41	0.563	0.031	0.02	0.0	0.0
2.5-2.75	0.0	0.09	0.093	0.004	0.006	0.0	0.0
2.75-3.00	0.0	0.02	0.007	0.0	0.0	0.0	0.0
3.00-3.25	0.0	0.004	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3.25-3.50	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3.5-3.75	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3.75-4.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

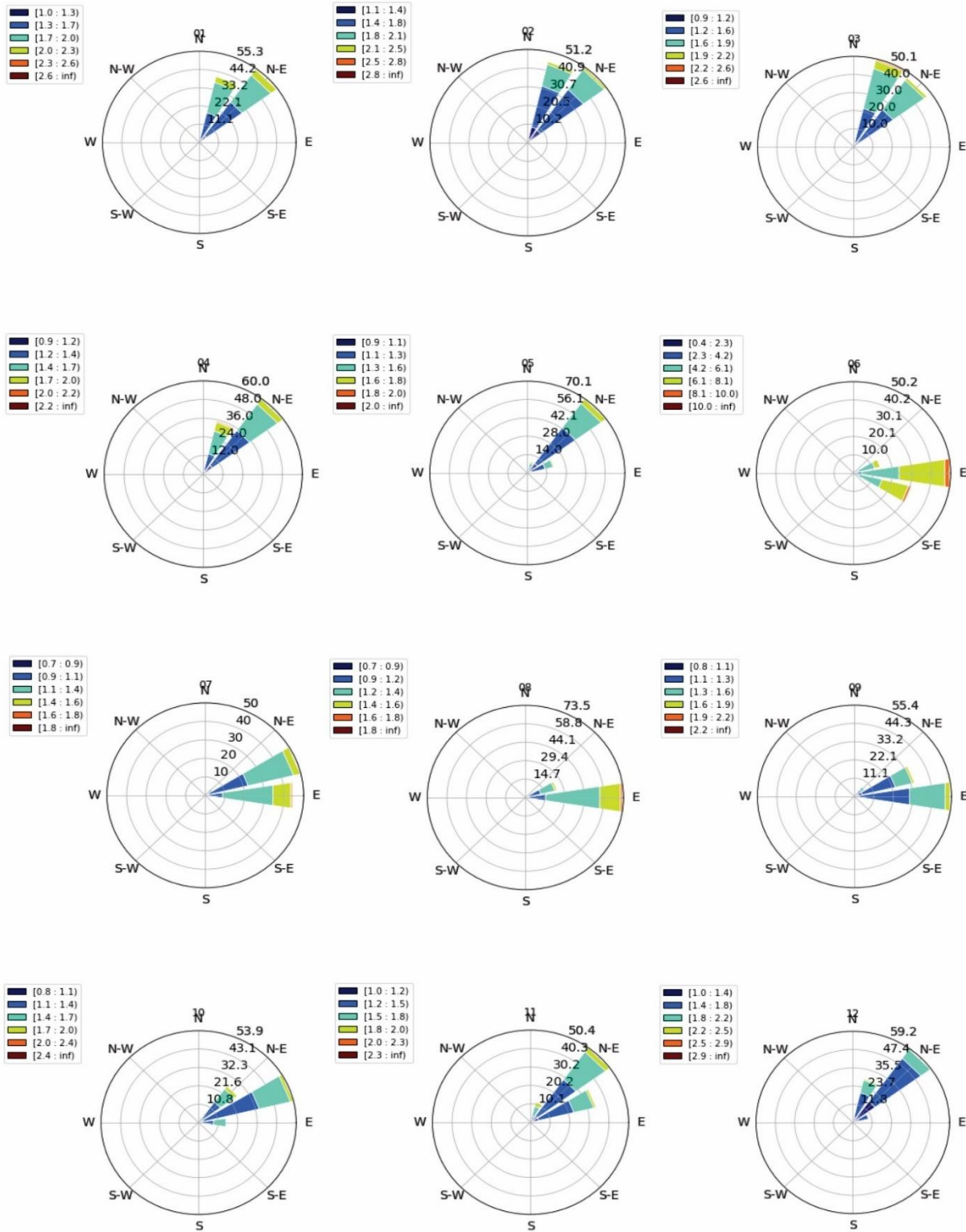
Fonte: Do autor.

Figura 37- Comportamento espectral mensal da altura e direção das ondas (H_s) em condições marítimas, onde frequências abaixo de 0.1 Hz são ondas do tipo *swell* e acima de 0.1 Hz são ondas *windsea*.



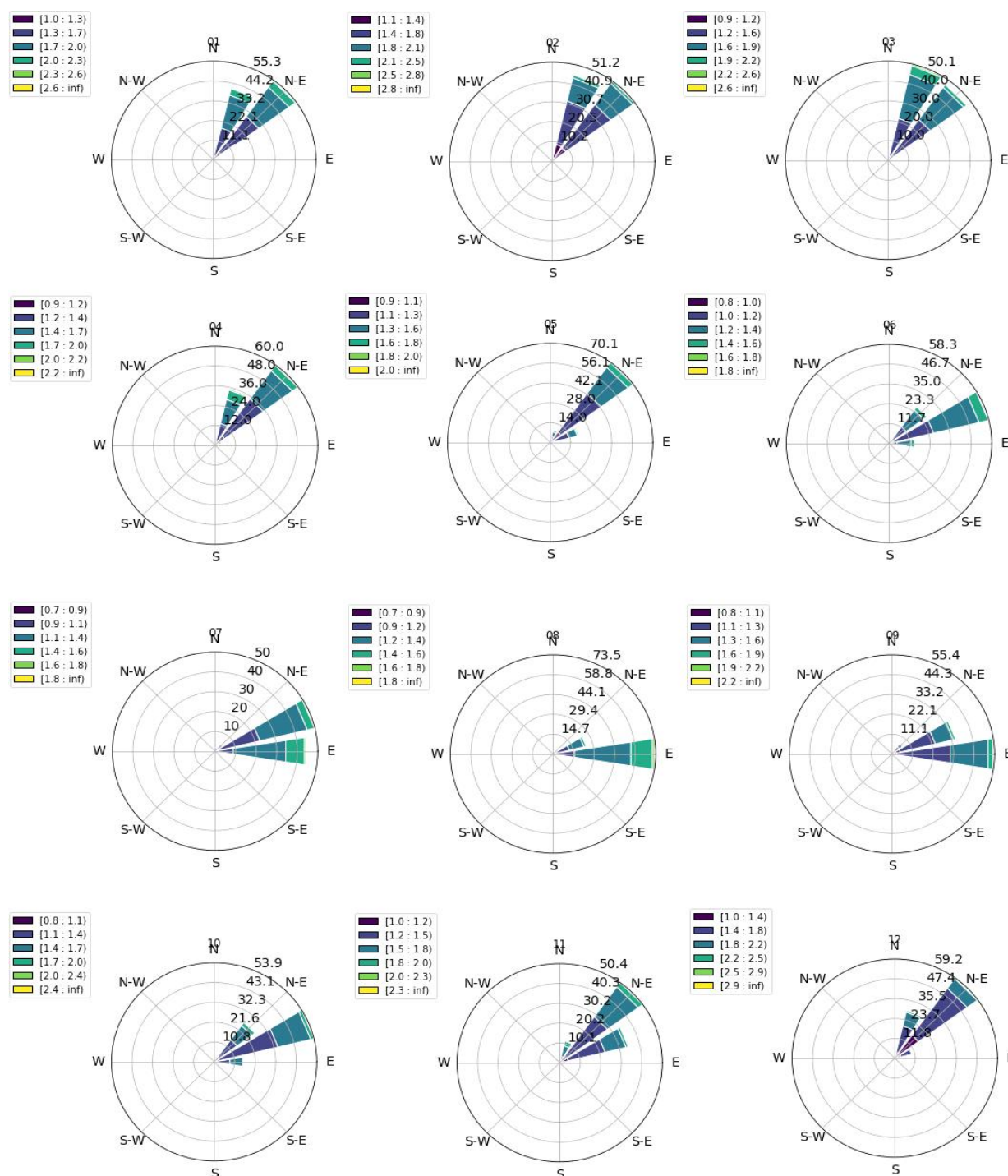
Fonte: Do autor.

Figura 38- Comportamento mensal da altura significativa de onda (m) e direção das ondas em condições marítimas.



Fonte: Do autor.

Figura 39- Comportamento interanual da direção e velocidade dos ventos em condições marítimas.



Fonte: Do autor.

Tabela 2- Tabela condições marítimas de ondas

Condições marítimas						
Meses	Altura significativa de onda (m)	Período médio de onda (Ts)	Direção média das ondas (graus)	Direção média dos ventos (graus)	Velocidade média dos ventos (m/s)	Pico dos ventos (m/s)
1	1.77	8.2	38	65	6.2	8.6
2	1.8	8.1	35	62	6.4	8.8
3	1.7	7.9	33	60	6.1	8.5
4	1.54	7.5	40	66	5.5	7.8
5	1.38	7.2	50	81	4.5	7.6
6	1.33	6.8	69	95	5.9	8.1
7	1.35	6.6	80	100	6.1	8.5
8	1.45	6.6	88	97	6.8	9.2
9	1.47	6.9	80	90	6.8	9.1
10	1.5	7.4	67	88	6.4	8.7
11	1.6	7.8	55	85	6.3	8.5
12	1.7	8.1	45	75	6.2	8.6

Fonte: Do autor, baseado nos dados de Era-Interim (DEE et al., 2011).

6.1.3 Condições Costeiras

Na literatura, é geralmente aceito que a altura e período típicos das ondas ao longo das LC dominadas por ondas são de 1 a 2 m e 10 s, respectivamente. Em ambientes marinhos protegidos, como ambientes macromarés (protegidos por bancos de areia ao longo da costa), as ondas formadas pela ação dos ventos locais, as *windsea*, dominam a altura e período das ondas que são geralmente de 0,5 a 1 m e 4s, respectivamente (MASSELINK; HUGHES, 2003).

A altura das ondas em condições costeiras, em baixa (*swell*) e alta frequência (*windsea*) seguem as variações dos ventos alísios. Dados costeiros revelaram que a velocidade do vento foram mais **baixos** em MAR (4,6m / s), ABR (5m / s), MAIO (5,3) e JUN (5,2), com direções ENE (67,5 ° -90 °) e ESE (90 ° - 112 °) ; **Intermediários** em JAN (7,6 m / s), FEV (6,5 m / s) e JUL (6,5 m / s) com direção ENE (67,5 ° -90 °) e; **Maiores** durante SET (8,6 m / s), OUT (8,5 m / s), NOV (8,5 m / s) e DEC (9,2 m / s) com direções ENE (67,5 ° -90 °) A altura das ondas (Hs) foi **maior** durante o período das chuvas em DEZ (Hs 0,90 m-Tz 8,4 s), FEV (0,84 m), MAR (0.85m), ABR (Hs 0.68 m -Ts 7.9 s); **Intermediário** durante o período entre a estação chuvosa e

a seca entre MAIO (Hs 0.61 m -Ts 10 s) e JUN (Hs 0.73 m -Ts 8.1 s) e; ficando progressivamente **menor** em relação à estação seca entre AGO (Hs 0,53 m -Ts 7 s), SET (Hs 0,53 m -Ts 7 s) e OUT (Hs 0,6 m -Ts 10 s) (Fig. 42).

Figura 40- Swell de inverno



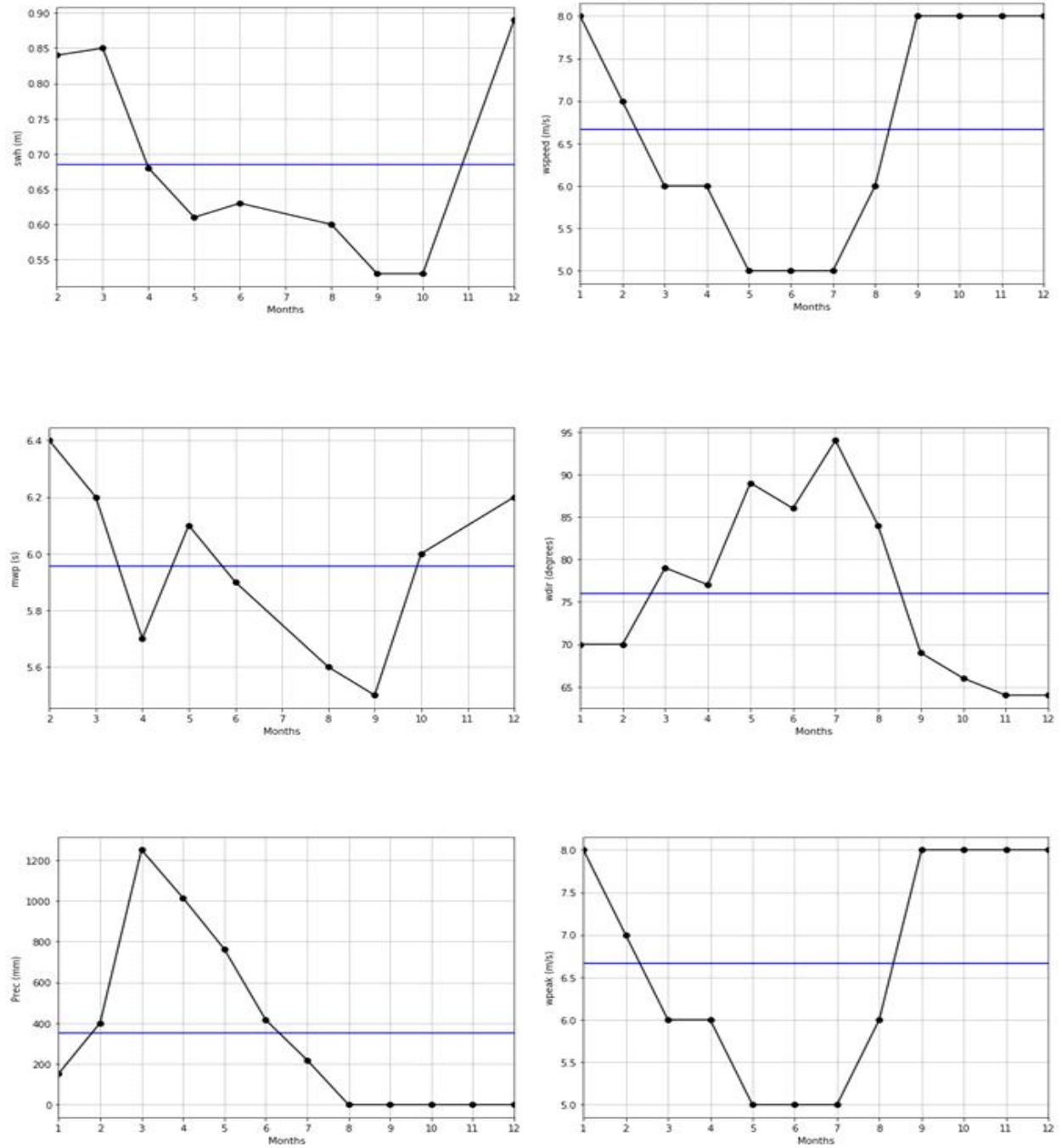
Fonte: Sarmanho

Figura 41- Ondas formadas pela ação dos ventos locais (*Windsea*).



Fonte: Silva, (2015).

Figura 42- Condições costeiras: (1) Altura Significativa da onda (Hs), (2) Período médio da onda (Tz), (3) Direção média da onda (Mwd) em graus, (4) Velocidade média do vento (Wspd), (5) Direção média do vento (wdir) em graus, e (6) Nível médio do mar (MSL) em Hpa.



Fonte: Do autor.

Tabela 3- Condições de ondas na região costeira

Condições costeiras								
Meses	Altura significativa de onda (m)	Período médio de onda (Ts)	Direção média do vento (graus)	Velocidade média do vento (m/s)	Pico do vento (m/s)	Precipitação (mm)	Amplitude de maré (m)	Condições de maré
1	–	–	65	6.2	8.6	153	–	–
2	0.84	5.9	62	6.4	8.8	401	5.4	Sizígia
3	0.85	5.2	60	6.1	8.5	1.250	4.8	Quadratura
4	0.68	5.6	66	5.5	7.8	1.015	5	Sizígia
5	0.61	6.1	81	4.5	7.6	763	4.5	Quadratura
6	0.73	5.9	95	5.9	8.1	416	5	Sizígia
7	–	–	100	6.1	8.5	219	–	–
8	0.53	5.6	97	6.8	9.2	0	4.8	Quadratura
9	0.53	5.5	90	6.8	9.1	0	5	Sizígia
10	0.6	6.2	88	6.4	8.7	0.05	6	Quadratura
11	–	–	85	6.3	8.5	0	–	–
12	0.9	6	75	6.2	8.6	0.14	5.5	Sizígia

Fonte: Do autor.

6.1.3.1 Analise Espectral

A análise dos espectros de frequência de onda unidimensional (1D) apresenta grande quantidade de energia nas frequências de *swell*, (0,05 - 0.1 Hz) aquelas ondas geradas a longas distâncias, durante o inverno e outono boreal na frequência do *windsea* (0,1 a 0,2 Hz), aquelas formadas pela ação dos ventos durante o verão (Fig.42). Essa diferença de padrão ocorre devido aos diferentes sistemas climáticos que operam na região. Durante a estação chuvosa e intermediária, o ZCIT fica em posição sul e traz alta precipitação e ventos baixos. Durante a estação seca, o ZCIT fica na posição mais ao norte e traz alta velocidade dos ventos alísios e baixa precipitação.

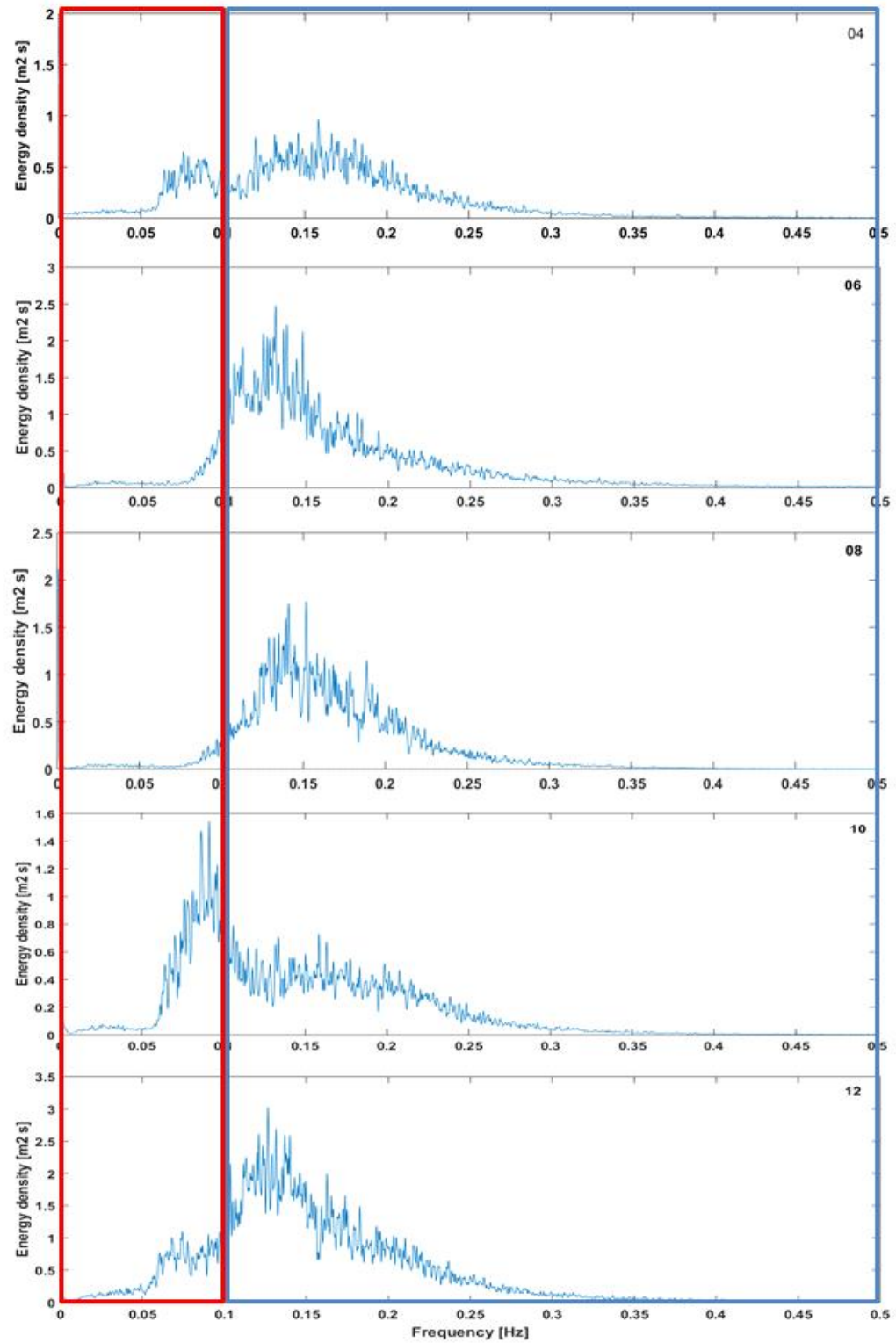
A análise do espectro de frequência de onda unidimensional (1D) também demonstrou diferentes modos de variabilidade de onda: (1) Durante o inverno e primavera boreal (JAN-FEV-MAR-ABR), a estação chuvosa, apresentou um pico espectral duplo com maior PSD na frequência de ondas *windsea* (0,15Hz), e PSD um pouco mais baixo na frequência de *swell* (0,1Hz); (2) Durante o verão (JUN-JUL-AGO-SET), a estação seca, apresentou um único pico

espectral na frequência de ondas *windsea* (0,1-0,15 Hz) com um valor de com um PSD alto (0,13Hz), e (3). Durante o outono e inverno boreal (OUT-NOV-DEZ) apresentou um duplo pico espectral com maior PSD na frequência de swell (0,08 Hz), e baixo PSD na frequência *windsea* (0,16Hz) (Fig.4).

Essa diferença no PSD ocorre devido aos diferentes sistemas meteorológicos que operam na região. Durante a estação chuvosa, a maior valor de PSD está nas frequências *windsea* e *swell*, mostrando um pico espectral duplo durante o outono e inverno boreal e (0,05 -1,00 Hz). Períodos intermediários, transição da estação chuvosa para a seca, a ZCIT adquire posição sul e traz alta precipitação e baixos ventos alísios. Durante a estação seca, a ZCIT obtém a posição mais ao norte e traz alta velocidade dos ventos alísios e baixa precipitação.

As alturas significativas de ondas de alta frequência perto da costa (*windsea*) seguem as variações dos ventos alísios. Os dados em condições costeiras revelaram que os ventos foram: (1) Mais baixos em março (4,6 m/s), abril (5 m/s), maio (5,3 m/s) e junho (5,2 m/s), com ENE (67,5°- 90°) e ESE (90°-112°), direção; (2) Intermediário em janeiro (7,6 m/s), fevereiro (6,5 m/s) e julho (6,5 m/s) com direção ENE (67,5°-90°), e (3) Superior em setembro (8,6 m/s), outubro (8,5 m/s), novembro (8,5 m/s) e dezembro (9,2 m/s) com direção NE (45°-67,5°) (Fig.5).

Figura 43- Comportamento interanual do Espectro de frequências de ondas em condições costeiras em 1D.



Fonte: Do autor.

6.1.2 Atenuação da energia das ondas

Nos dados obtidos em uma praia de macromaré em Salinópolis (Farol Velho), as medições registradas mostram uma clara evidência de modulação das marés na energia das ondas incidentes na frequência semi-diurnas. O máximo observado em energia das ondas ocorreu na maré alta 5,400 N/m² energia em (FEV), 5,000 N/m² na maré alta (MAR) e 2,500 N/m² na maré vazante (MAIO), 5,000 N/m² na maré alta e vazante (JUN), 5.000 na maré alta (JUN), 3000 J na maré alta (AGO), 2,500 N/m² na maré alta (SET) 4,000 N/m² na maré alta (OUT) 5,000 N/m² na maré alta (DEZ). Além disso, Hs agiu de acordo com a altura da maré, onde a onda é maior (> 1m) em níveis de água maiores que (> 2m) e menor em níveis inferiores. Por outro lado, o período das ondas foi mais baixo na maré alta e mais altos na maré baixa (Fig. 34).

A faixa da média anual de Hs nas condições marítimas está entre 1,0 -1,8 m (Fig.30). No entanto, a média anual de Hs é inferior a 1 m na região costeira devido ao efeito de atenuação / proteção das ondas do banco de areia submersos. As Hs costeiras se comportaram de acordo com a altura da maré, onde as ondas são mais altas (> 1m) em níveis d'água maiores que (> 2m) e ondas menores em níveis d'água mais baixos. Por outro lado, o período de ondas foi mais baixo na maré alta e mais altos na maré baixa. Na zona de surfe de praias dissipativas, de baixo gradiente, a altura da onda incidente é controlada pela profundidade da água local (GUZA; THORNTON, 1981). Quando a altura da onda é limitada pela profundidade da água local, a zona de surfe é considerada saturada. Sob condições saturadas, para manter uma relação constante entre a altura da onda e a profundidade da água, um aumento na altura da onda em condições marítimas atua apenas para aumentar a largura da zona de surfe (DAVIDSON; O'HARE; GEORGE, 2008; POWER et al., 2013).

Estudos sobre a influência da modulação da maré na altura das ondas na costa amazônica (PEREIRA; VILA-CONCEJO; SHORT, 2013b) descobriram que os períodos das ondas variavam de 2s (maré baixa) a 12 s (maré alta), associados a alturas de onda entre 0,1 (maré baixa) e 1,5 m (maré alta).

O comportamento da Hs na CAP também é influenciado sazonalmente pelo padrão de precipitação e vento, com maiores ondas durante o período chuvoso com menor velocidade do vento e ondas menores durante o período seco com maior velocidade do vento. Os resultados na Fig. 42 mostram que as ondas mais energéticas formadas pelos ventos alísios (*windsea* e de *swell*) são observadas entre DEZ a ABR em resposta à estação das chuvas e ao estresse do vento, as

ondas do swell parecem ser mais frequentes no outono e inverno de OUT a MAR, reforçando o inverno relativamente energético ao início da primavera regime induzido pelos ventos alísios. Em particular, a Amazônia apresenta uma alta variabilidade espacial e temporal da precipitação, com uma sazonalidade muito acentuada, de modo que as estações chuvosas e secas ocorrem tipicamente durante os meses de verão / outono e inverno / primavera, respectivamente.

A precipitação no período equinocial da estação chuvosa tem valores médios (DEZ 3,2 mm - JAN, FEV 266mm - MAR 807,6mm) e transição intermediária entre a estação chuvosa e a seca (374,8 mm – 205,8 mm) - secando progressivamente para a estação seca equinocial período (AGO- 0 mm, SET- 0 mm, OUT- 0.2 mm).

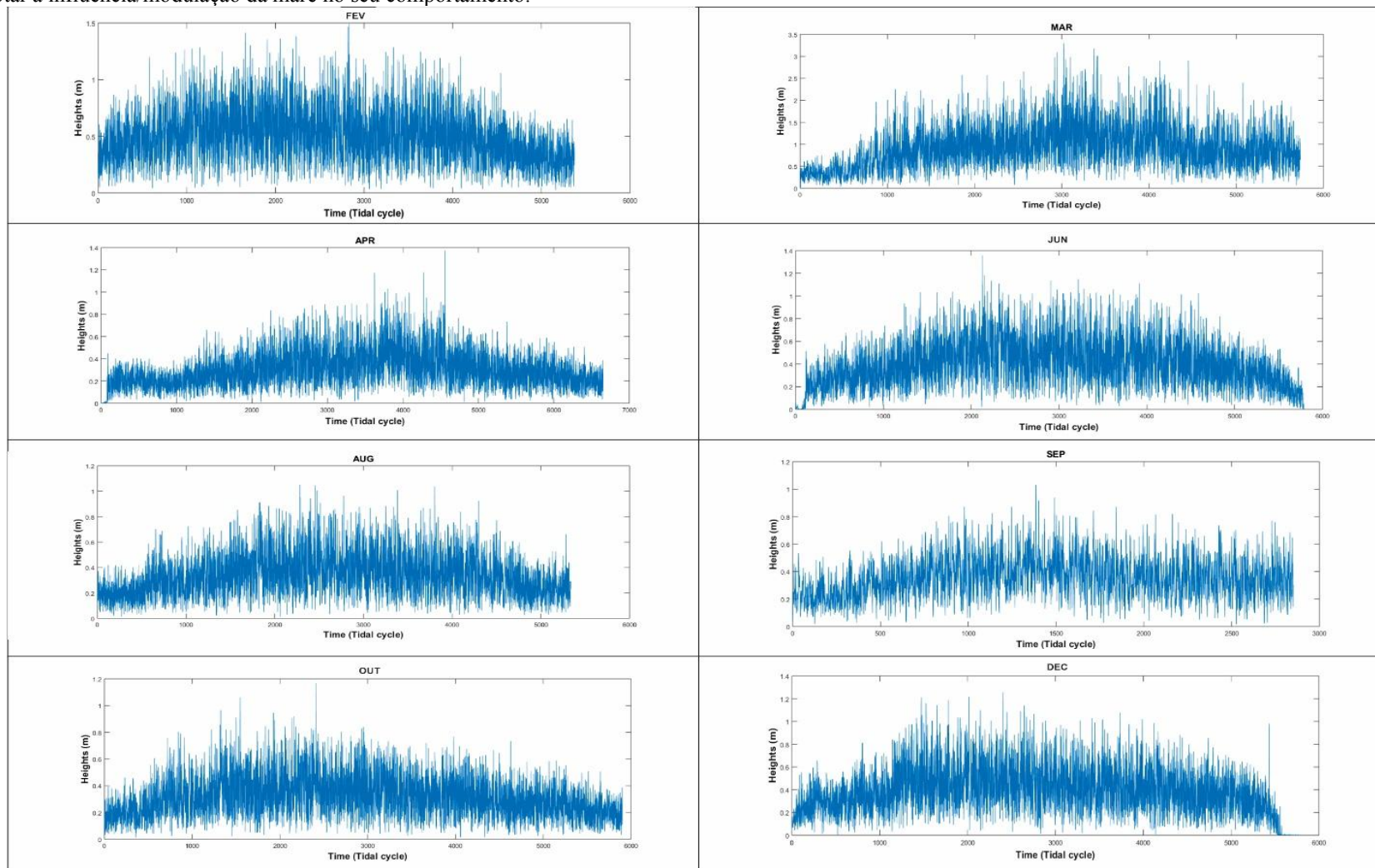
Apesar de os Hs próximos à costa serem modulados pela maré, a atenuação da altura das ondas em condições marítimas (H_{so}) foi entre 33% durante a estação seca e 52% durante a estação chuvosa (DJF), com a maioria da energia das ondas gasta durante a propagação nos bancos de areia no interior estante. Isso implica que aproximadamente 50% das ondas recebidas foram propagadas para a costa. A altura das ondas na zona de surfe é controlada principalmente pela profundidade do nível d'água.

6.1.3 Tendências

As análises se concentraram na identificação de tendências históricas nos valores médios e extremos do clima das ondas, como a altura significativa das ondas (H_s), período médio (T_z), direção média (M_{wd}), direção do vento (W_{dir}), velocidade do vento (W_{sp}). A altura das ondas no mundo tem aumentado nas últimas décadas. Estudos revelam aumentos de 0,25% ao ano para o percentil 90 da altura da onda e de 0.50% ao ano para o percentil 95, nos dois hemisférios (REGUERO; LOSADA; MÉNDEZ, 2019). Os autores GODOI; BRYAN; GORMAN, (2016) mostraram aumentos significativos nas alturas extremas das ondas nas altas latitudes do hemisfério sul, 0.25-0.9% ao ano para o percentil 90th.

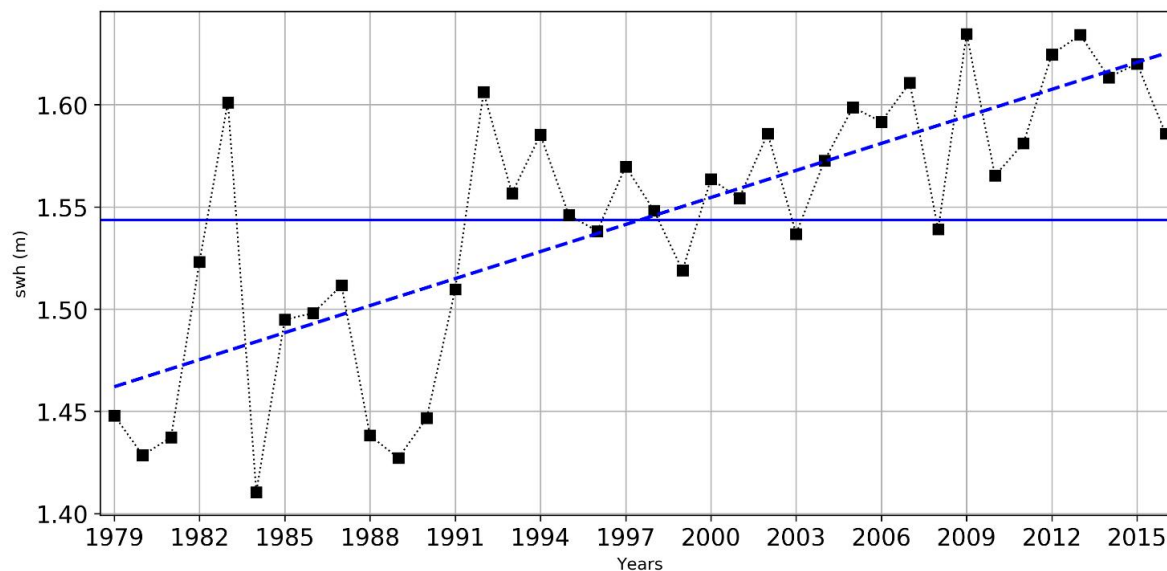
O aumento da altura das ondas é impulsionado principalmente pelo aumento da energia do vento em superfície. Na área de estudo, a velocidade dos ventos também teve um aumento significativo junto a leve mudança na direção dos ventos (Fig.32). A altura das ondas vem aumentando, associadas a tendências ascendentes da média global da superfície do mar e velocidades extremas dos ventos assim como observado em (GODOI et al., 2018).

Figura 44- Altura significativa de onda (H_s) medida em uma praia de macromarés durante o ciclo de maré, ondas energéticas na maré enchente, cheia e vazante. Notar a influência/modulação da maré no seu comportamento.



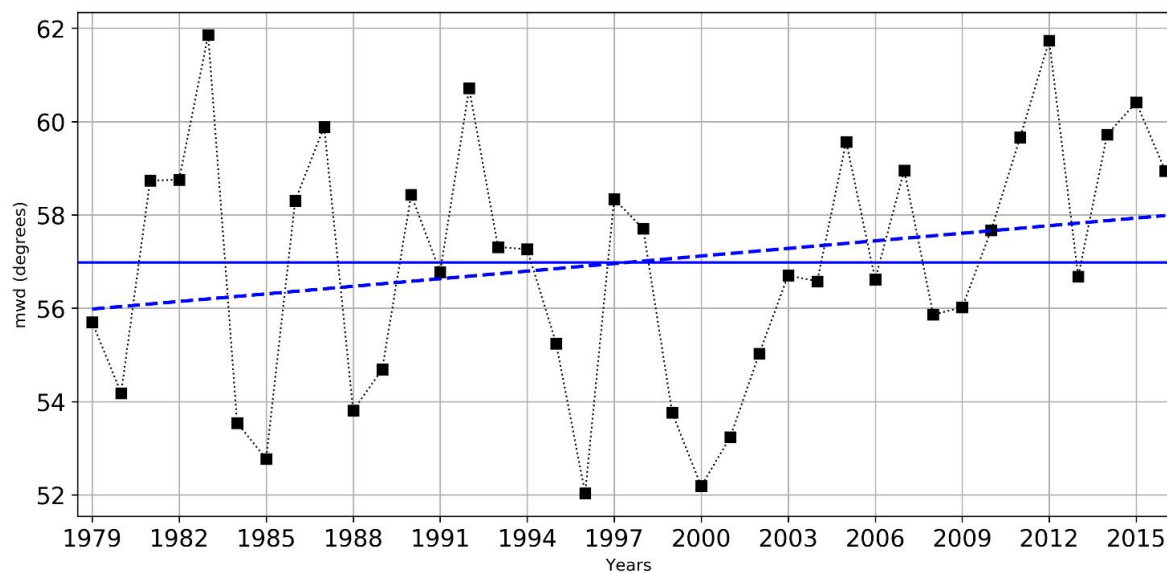
Fonte: Do autor

Figura 45- Tendências para altura significativa (H_s) em metros.



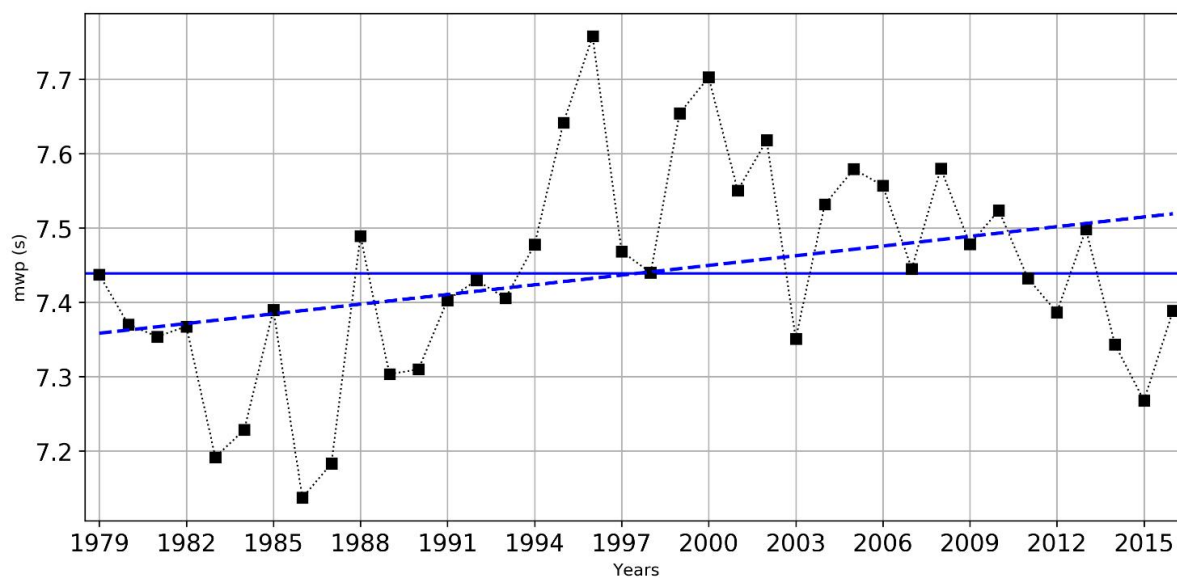
Fonte: Do autor.

Figura 46- Tendências para direção média da onda (Mwd) em graus.



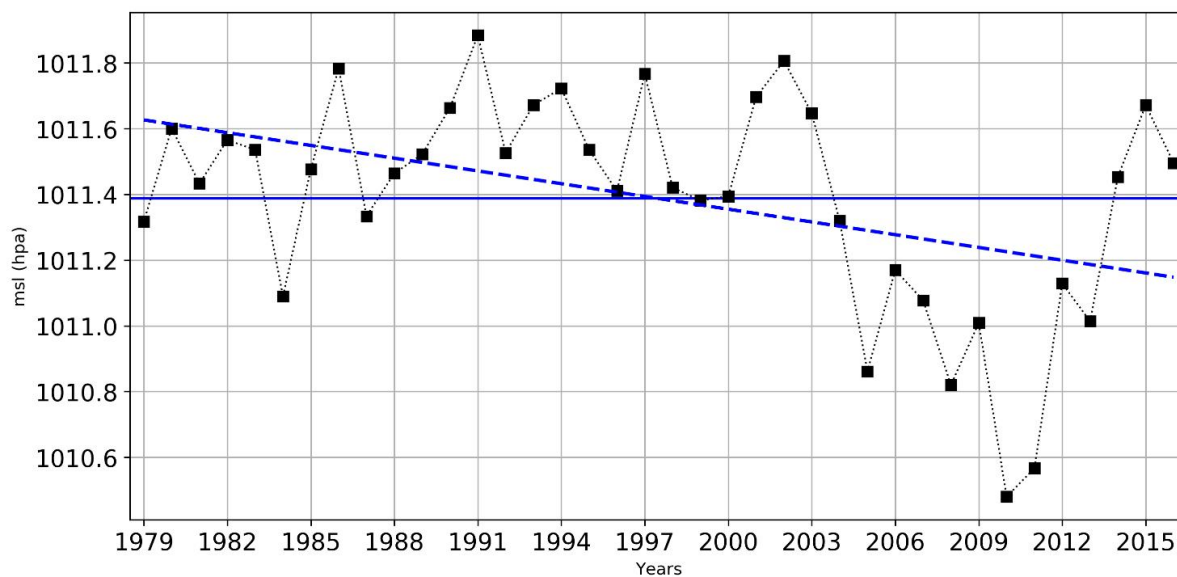
Fonte: Do autor.

Figura 47 - Tendências para Período média da onda (Mpd) em segundos.



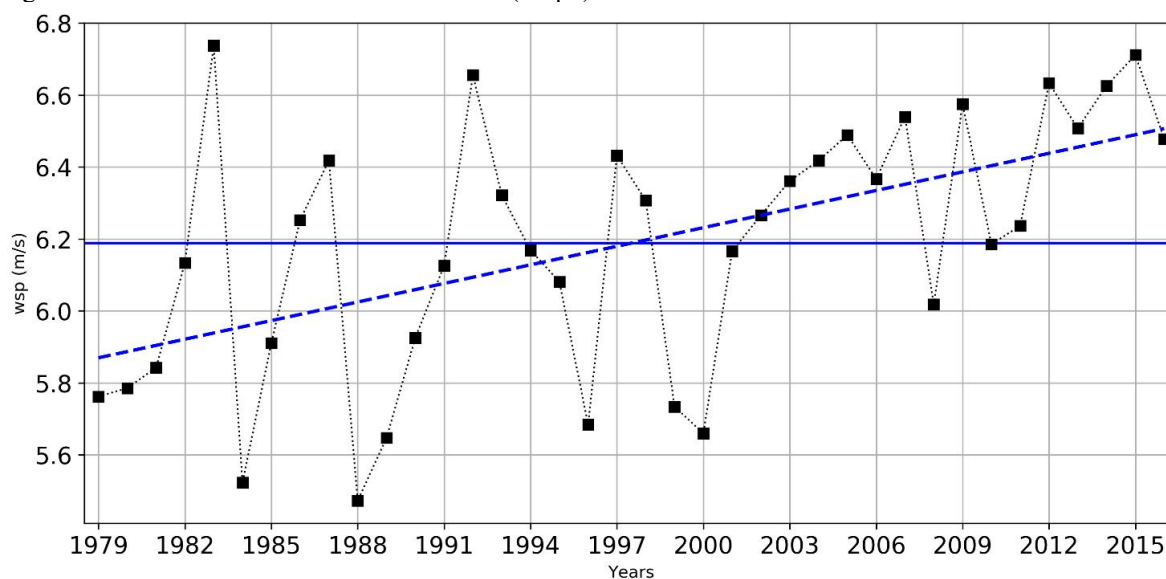
Fonte: Do autor.

Figura 48- Nível médio do mar (msl) em Hpa.



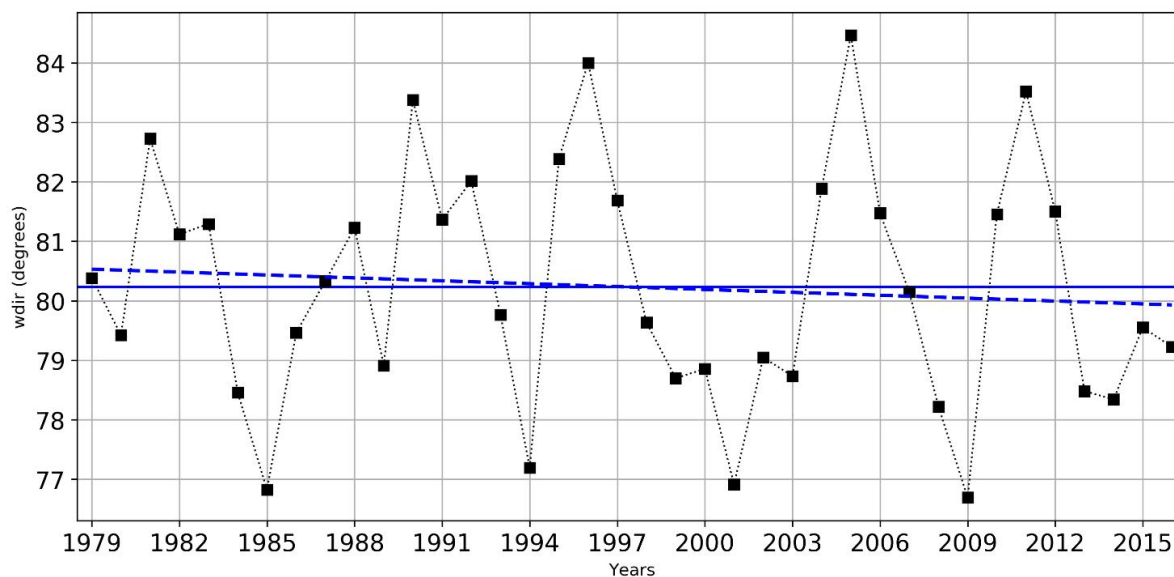
Fonte: Do autor.

Figura 49- Tendência da velocidade dos ventos (Wspd) em m/s.



Fonte: Do autor.

Figura 50- Tendência da direção dos ventos (Wdir) em graus.



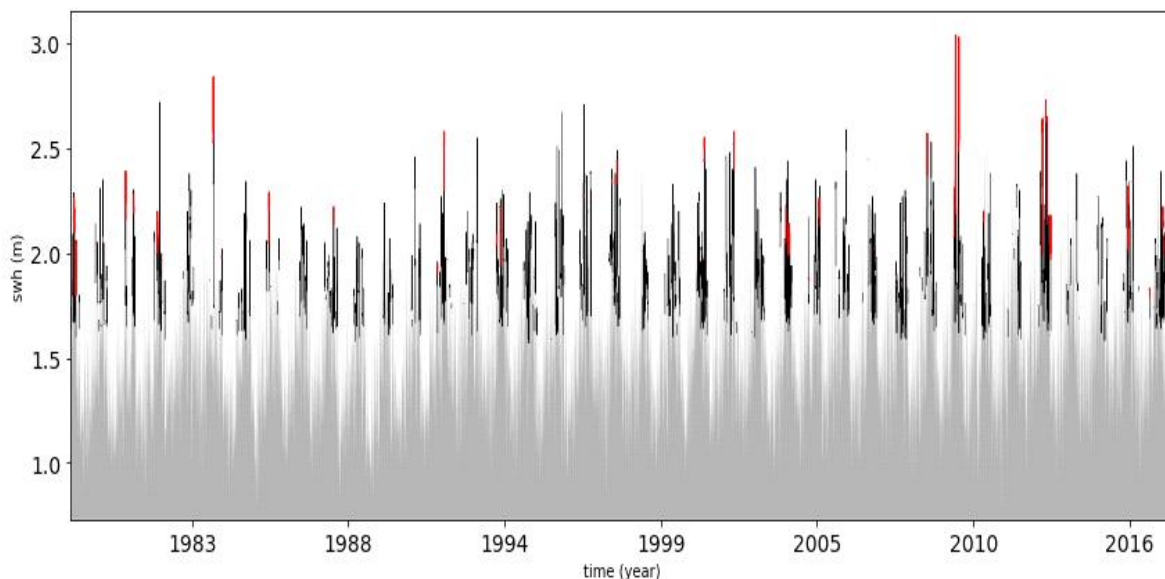
Fonte: Do autor.

A interação entre o aumento na altura significativa de ondas (H_s) (Fig. 45), na mudança na direção média (W_{md}) destas ondas (Fig. 46), assim como o aumento no período médio de ondas (T_s) (Fig. 45) pode causar uma rotação das praias, podendo explicar as áreas de recuo e acúmulo na LC destas praias aqui estudadas.

3.1.4 Eventos extremos

De acordo com Stopa e Cheung, (2014), as oscilações atmosféricas têm um impacto mais significativo nas condições extremas do que na média das condições de ondas. Condições extremas têm definições distintas, dependendo do autor. Storlazzi et al. (2015), por exemplo, definem a altura da onda extremamente significativa como a média dos 5% principais Hs dentro de um período específico. Por outro lado, Stopa et al., (2013) e Bosserelle et al. (2012) usam a média dos 10% maiores de Hs. Young et al. (2011) avaliam tendências em condições de ondas mais extremas considerando os percentis 90 e 99th. Nesta tese, utilizamos o nonagésimo percentil como limiar para determinar as alturas mensais extremamente significativas das ondas (P90) para o período de 38 anos. Segundo a Figura 46, as ondas do tipo swell de 2.5m estão se tornando mais frequentes.

Figura 51- Ocorrência de anos com swell



Fonte: Do autor.

6.2 Influência climática

Mudanças na circulação atmosférica em grande escala determinam, em última análise, mudanças no clima das ondas próximo à costa, no transporte de sedimentos induzidos pelas ondas e no comportamento costeiro (STOPA; CHEUNG, 2014). Os índices climáticos tropicais, tais como o ENOS (ESPEJO; LOSADA; MÉNDEZ, 2014) e ao AMM (CHANG; JI; LI, 1997), impulsionam as tendências do vento em todo o oceano global e regional, assim como as ondas no Atlântico Norte que são influenciadas pela Oscilação do Atlântico Norte -NAO (BURVINGT et al., 2018; MASSELINK et al., 2016; WIGGINS et al., 2019), no Atlântico Sul pelo SOI (STOPA; ARDHUIN; GIRARD-ARDHUIN, 2016), no Pacífico norte pelo Oscilação Sul do El Niño (ENOS) (BARNARD et al., 2015; ODÉRIZ et al., 2020) e no Oceano Pacífico Sul -SOI (GODOI et al., 2020; GODOI; BRYAN; GORMAN, 2018). Consequentemente, o clima de ondas global varia em resposta a estes modos de variabilidade climática e as teleconexões em ambos os hemisférios, por exemplo, o Oscilação Sul do El Niño (ENOS) e o Modo Meridional do Atlântico (AMM). Como visto, gradientes de TSM são conhecidos por serem um fator crítico nas teleconexões da atmosfera oceânica e influenciam os padrões de vento e a ciclogênese das tempestades (STOPA et al., 2013).

Além disso, como os ciclones são consistentemente gerados e propagados sobre o Oceano Atlântico, onde é uma zona de geração de ondas muito ativa (YOUNG, 1999; STERL; CAIRES, 2005), esta área é altamente sensível a mudanças no vento velocidade que assim modificam o período que as ondas possuem. Ventos alísios intensificam-se e enfraquecem-se durante estas anomalias dos índices climáticos.

Na CAP, o clima das ondas é particularmente interessante porque nesta área na interface do Oceano Atlântico, as ondas são fortemente influenciadas pelas diferentes condições meteoceanográficas prevalentes do Atlântico Tropical Norte (ATN) e do Atlântico Tropical Sul (ATS). As ondas de longos períodos, de todas as direções que chegam a CAP, especialmente aquelas geradas por tempestades de latitude média que se propagam sobre o ATN. Estima-se que as ondas geradas pela ação dos ventos e as ondas swell que se propagam nas águas da CAP estejam relacionadas aos modos de variabilidade climática dominantes.

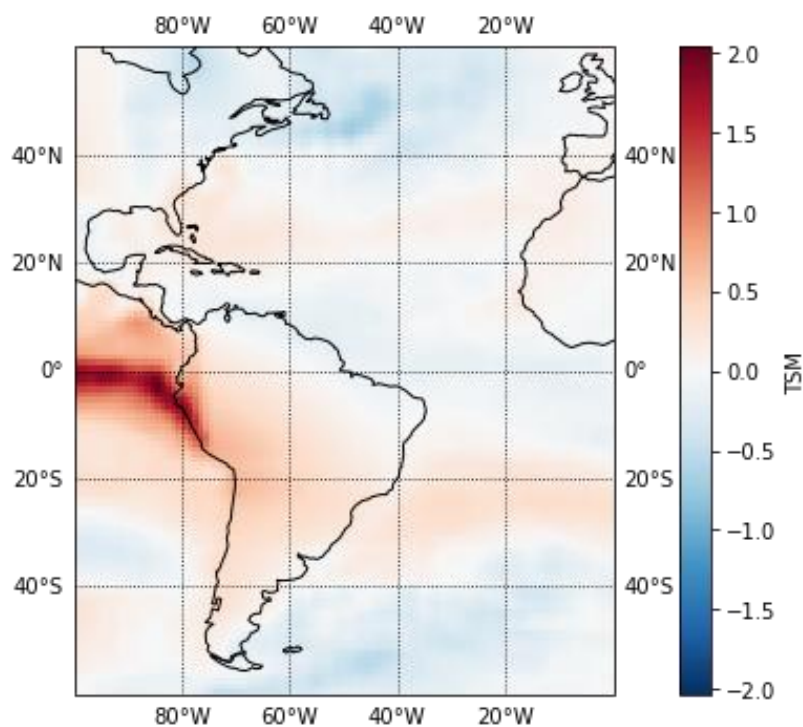
Usando os resultados de modelagem de ondas de longo prazo (*hindcast*), realizado especificamente para a região, investigamos como as anomalias de TSM associadas à ocorrência conjunta das fases negativas- El Niño (Fig.48) e positivas- La Niña (Fig.49) do ENOS e as fases negativas e positivas do AMM, influenciam a variabilidade do clima de ondas nesse ambiente único.

6.2.1 Resposta dos processos meteoceanográficos às condições associadas à atividade ENOS.

O fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é caracterizado por flutuações interanuais entre condições quentes (El Niño) e frias (La Niña) da TSM no ATN Sua dinâmica associada a atmosfera e ao oceano foram estudadas extensivamente. As características do ENOS se originam das interações positivas entre o oceano/atmosfera e de resposta oceânica atrasadas em torno de 6/12 meses no Oceano Atlântico. O ENSO é ainda mais energizado por forçantes atmosféricos estocásticos e modulado pelo ciclo sazonal (ODÉRIZ et al., 2020; XIE; CARTON, 2004).

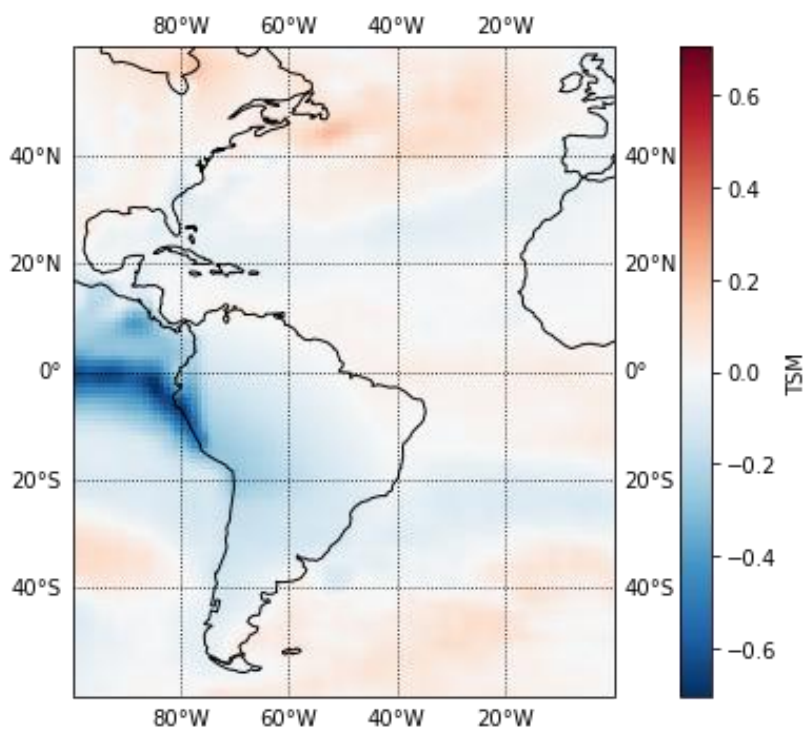
No entanto, é possível observar que durante o período de ENOS positivo- El Niño, há um aquecimento do ATN e um resfriamento do ATS (Fig. 52). Já durante o ENOS negativo- La Niña, há um a um resfriamento do ATN e um aquecimento da ATS (Fig. 53).

Figura 52- Compósitos de anomalia SST para os regimes ENOS positivos (El Niño) e sua influência na bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

Figura 53- Compósitos de anomalia SST para os regimes ENOS negativos (La Niña) e sua influência na bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

O estudo dos efeitos induzidos pelo ENOS nos processos costeiros tornou-se de interesse fundamental na gestão costeira de médio e longo prazo devido ao seu impacto ao risco costeiro, na extração de energia das ondas e nas respostas do ecossistema costeiro (BARNARD et al., 2015; MORTLOCK; GOODWIN, 2016; ALEGRÍA-ARZABURU; VIDAL- RUIZ, 2018).

Os resultados apresentados aqui fornecem uma visão dos padrões do Oceano Atlântico na variabilidade interanual da direção, período e da altura significativa de onda (Hs), direção e intensidade dos ventos e precipitação impulsionadas pelo ENOS, como um dos principais fatores relacionados ao clima da vulnerabilidade costeira.

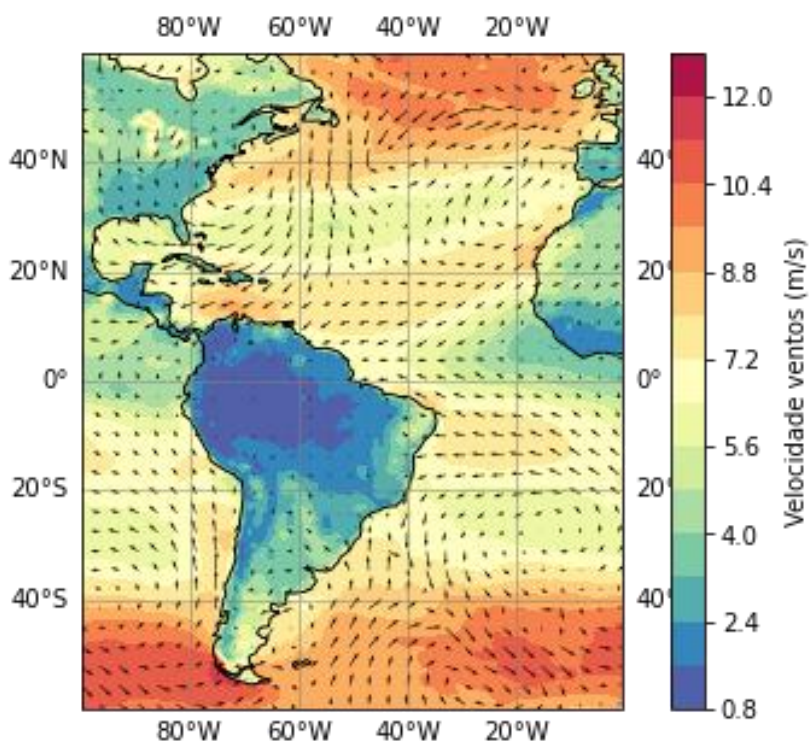
Já se sabe há algum tempo que ocorre um aquecimento de toda a bacia no Oceano Atlântico alguns meses após o El Niño nos picos do Oceano Pacífico em Dez-Jan. Durante e após um evento El Niño, a precipitação geralmente diminui sobre o Atlântico Tropical. A resposta do Atlântico a La Niña é semelhante em padrão espacial ao do El Niño, embora com sinais de reversão das anomalias (TIMMERMANN et al., 2018). Por esse motivo, a discussão a seguir descreve a resposta as diferentes fases do ENOS, o El Niño e a La Niña.

O ENOS gera perturbações na circulação atmosférica tropical. As fases do ENOS interagem com outros padrões climáticos que influenciam os ventos e a TSM no Oceano Atlântico. Estes impactos são causados principalmente por mudanças na velocidade e na direção do vento entre 10 m da superfície e no aquecimento da TSM (RUGG; FOLTZ; PEREZ, 2016).

No Oceano Atlântico Tropical Norte (ATN), durante os eventos de El Niño, os ventos alísios do NE se fortalecem no inverno (DJF) e na primavera (MAM), aquecendo a TSM (Fig.27). Este aquecimento é causado por uma forçante atmosférica induzida pelo El Niño que modula a Circulação Walker e estimula o padrão de teleconexão Oceano Pacífico/América do Norte (ZHANG et al., 2021).

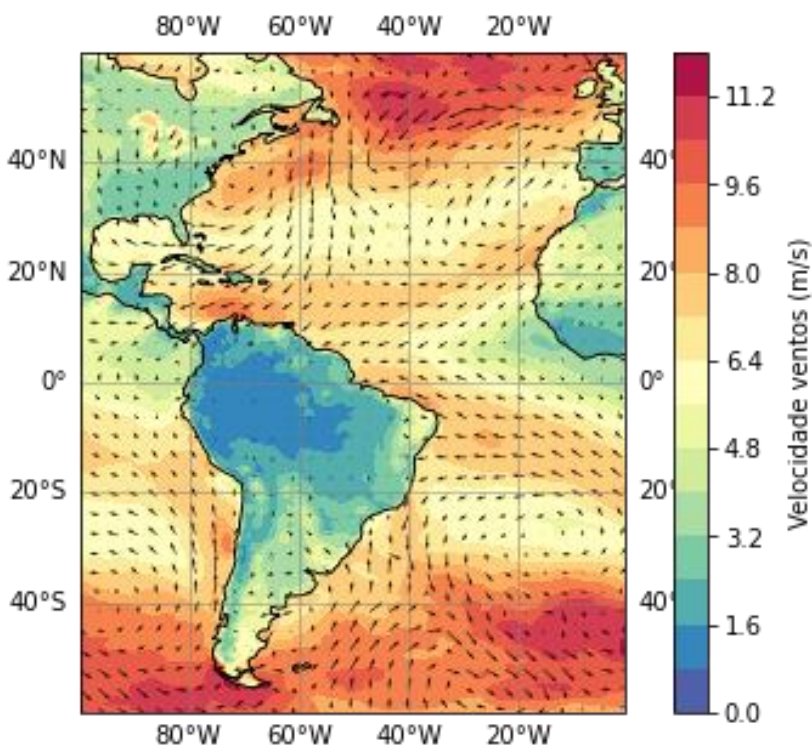
Enquanto que no ATS, durante a La Niña, a TSM mais fria, favorece um aumento na intensidade dos ventos de SE-S (Fig.51). A La Niña também favorece o aumento da atividade de furacões no Atlântico, diminuindo a quantidade de movimento vertical e a estabilidade atmosférica (NOAA, 2019).

Figura 54- Compósito dos componentes do vento durante La Niña (ENOS negativo) e sua influência na Bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

Figura 55 Compósito dos componentes do vento durante o El Niño (ENOS positivo) e sua influência no AT.

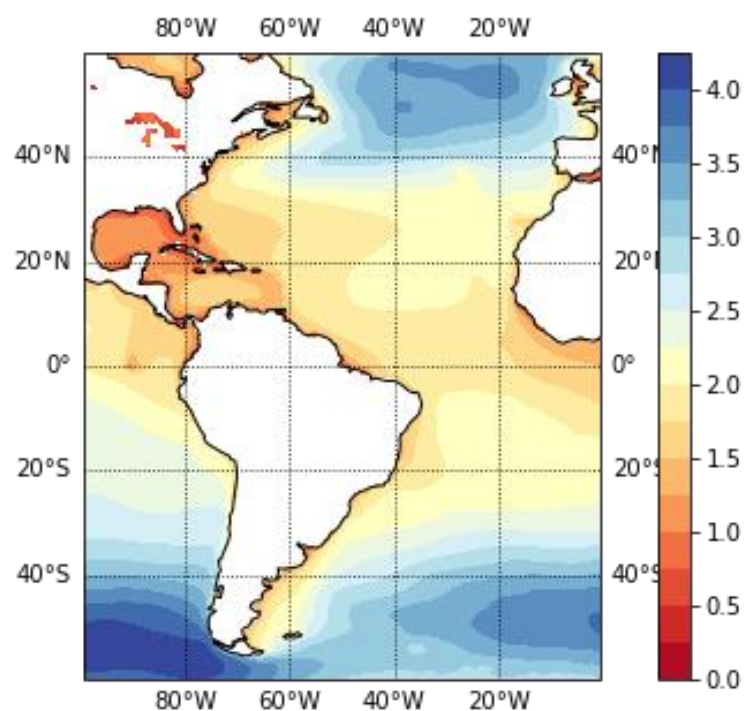


Fonte: Do autor.

Na CAP os ventos alísios se intensificam durante o El Niño (7,5 m/s) com direção de 74° (ENE) e enfraquecem durante La Niña (6,8 m/s) com direção 68° (ENE). Apesar da intensificação do vento durante os episódios de El Niño, as ondas sofrem pouca modificação na altura significativa no Oceano Atlântico (1,8m), porque o clima de ondas das latitudes tropicais é dominado por ondas *swell* (SEMEDO et al., 2011; YOUNG, 1999), ou seja, ondas geradas remotamente que podem se propagar por longas distâncias após sair de suas zonas de geração. Embora ventos mais fortes relacionados ao El Niño possam gerar ondas *windsea* maiores, ou seja, ondas dentro da zona de geração que ainda estão crescendo e desenvolvendo períodos mais curtos (7,7s), como resultado da ação do vento, a energia espectral geral ainda é dominada por ondas *swell* (Fig. 53). Portanto as maiores ondas foram verificadas durante o período de La Niña, onde ondas *swell* e *windsea* prevalecem com alturas de 1,9m e período de ondas mais longos de 8,1 s (Fig. 54).

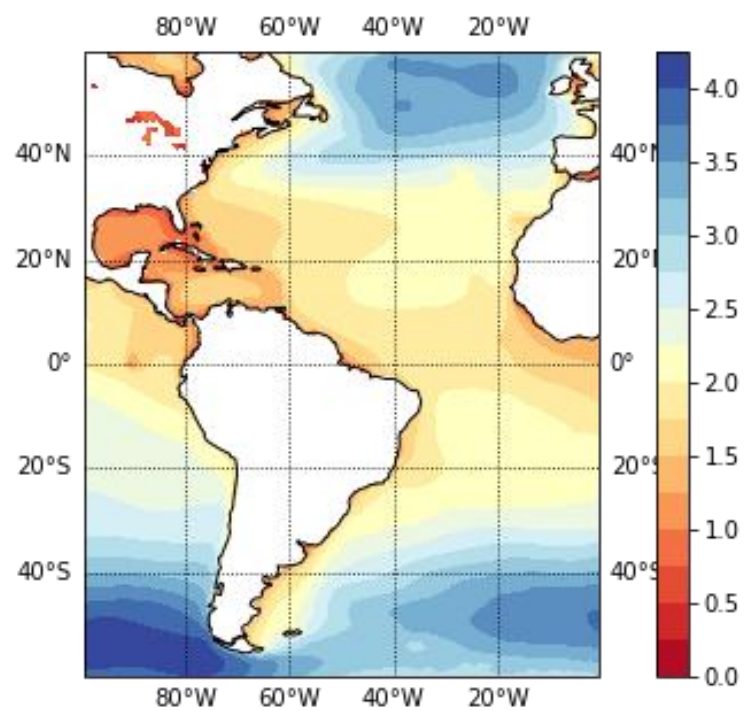
De acordo com as observações de Pereira, Vila-Concejo e Short (2013) na praia de Ajuruteua durante a La Niña, os dados meteorológicos obtidos indicaram que a velocidade dos ventos foi mais fraca em MAIO de 2009 (La Niña) quando sopraram de NE, SE e NW, e mais fortes durante AGO e OUT de 2008, soprando do NE. Estas observações sugerem que a altura mais baixa das ondas ($<0,7$ m) foi associada não apenas à velocidade mais fraca do vento (velocidades máximas de até $3,0 \text{ m/s}$), mas também quando o vento sopra de diferentes direções (NE, NW, SE e SW) com um menor comprimento da pista.

Figura 56 Compósito da altura significativa da onda (H_s) durante a La Niña (ENOS negativo) na Bacia do Atlântico.



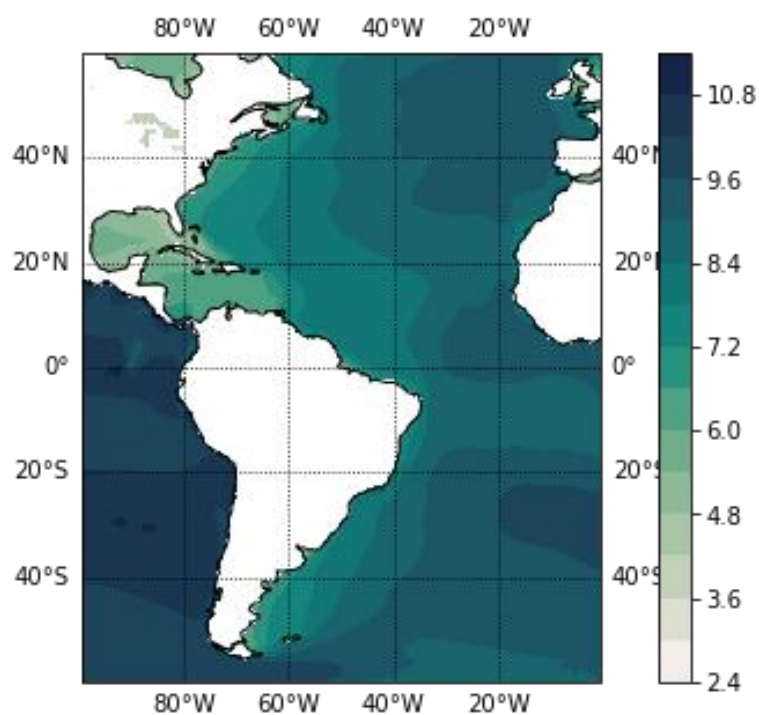
Fonte: Do autor.

Figura 57- Compósito da altura significativa da onda (H_s) durante o El Niño (ENOS positivo) na Bacia do Atlântico.



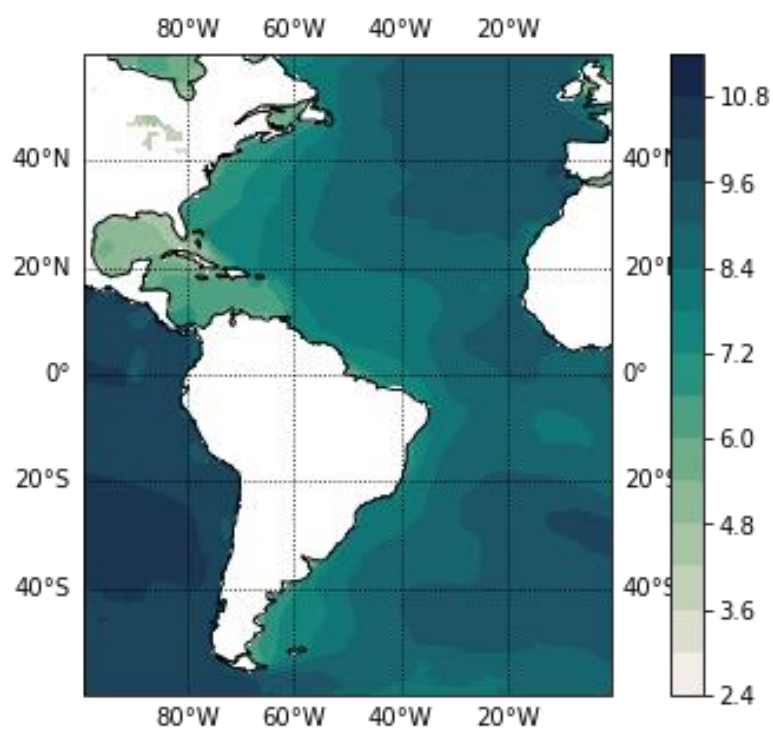
Fonte: Do autor.

Figura 58- Compósito do período médio da onda (T_s) durante a La Niña (ENOS negativo) e sua influência na Bacia do Atlântico.



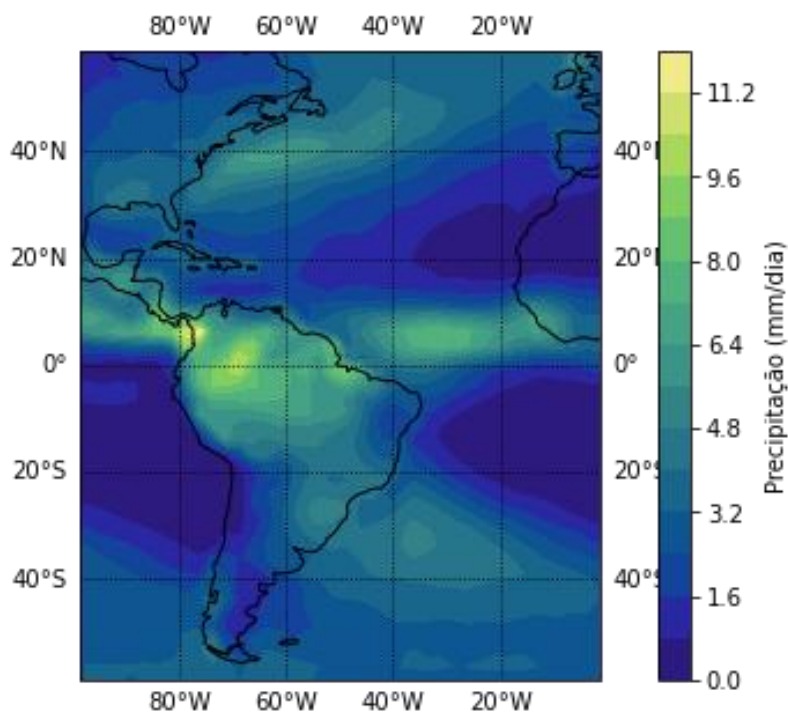
Fonte: Do autor.

Figura 59- Compósito do período médio da onda (T_s) durante o El Niño (ENOS positivo) global e sua influência na Bacia do Atlântico.



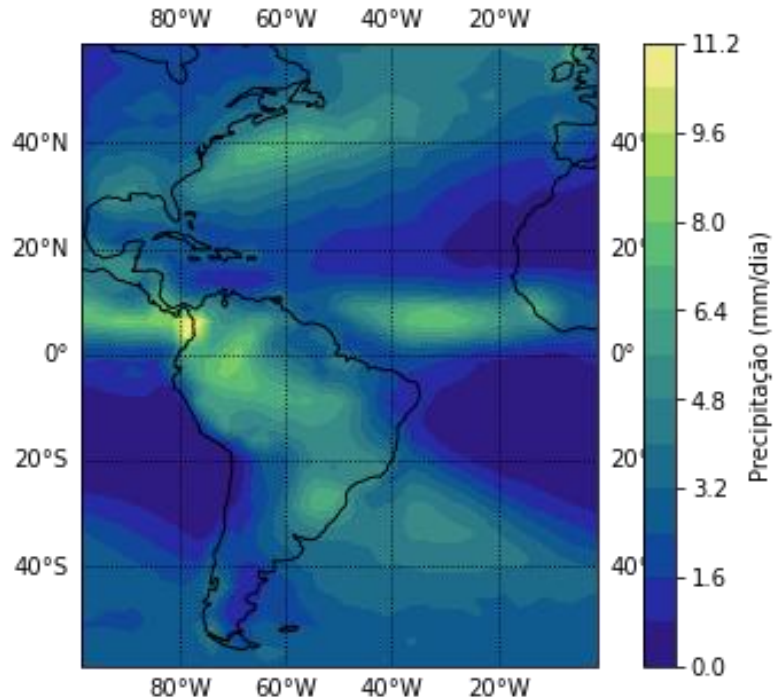
Fonte: Do autor.

Figura 60- Compósito da Precipitação (mm / dia) durante a La Niña (ENOS negativo) na Bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

Figura 61- Compósito da Precipitação (mm / dia) durante El Nino (ENOS positivo) na Bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

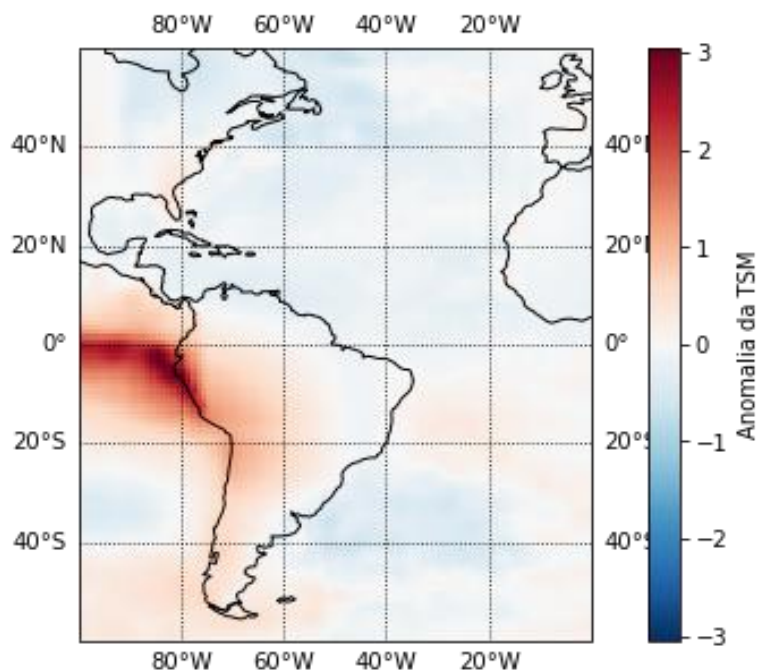
Quanto ao comportamento da precipitação, a análise dos compósitos concorda com Souza et al. (2000), onde mostram que os ciclos do ENOS modulam a precipitação na Amazônia, onde episódios de El Niño, de estiagem, estão relacionados a um aquecimento anormal do ATN e consequentemente o deslocamento da ZCIT para norte (Fig. 58). Enquanto que durante a La Niña, episódios de inundações (alta precipitação), estão relacionadas ao aquecimento anormal do ATS e consequentemente o deslocamento da ZCIT para sul (Fig.60).

6.2.2 Resposta dos processos meteoceanográficos às condições associadas à atividade à atividade do Modo Meridional do Atlântico (AMM)

O Modo Meridional do Atlântico (AMM) é um modo de variabilidade oceano-atmosfera que se manifesta no Oceano Atlântico (AT), principalmente na primavera boreal, embora em alguns anos se mantenha ativo durante o verão e outono boreal. Durante as suas fases de pico (FMA), o AMM impacta as regiões costeiras devido à sua influência na modulação da ZCIT que tende a estar localizada sobre o hemisfério com águas em aquecimento (FERREIRA; VEIGA, 2018).

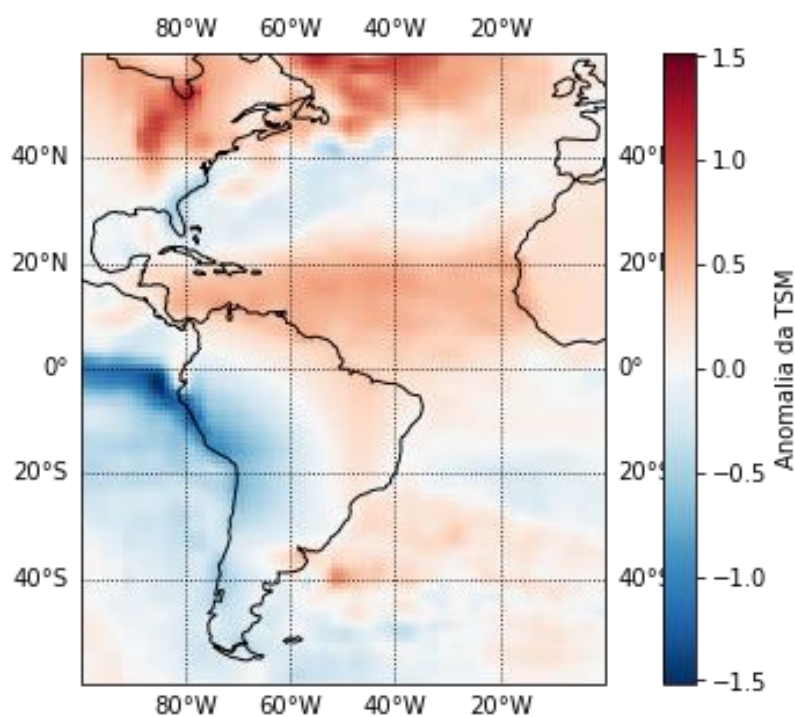
Observa-se eventos negativos de AMM, com anomalias frias de TSM no ATN e TSM comparativamente mais quentes no ATS (Fig. 71), estando associadas à velocidade do vento na superfície anormalmente alta no ATN e mais fracas no ATS (Fig. 46) (CHIANG; VIMONT, 2004; NOBRE, 1996). Por outro lado, eventos AMM positivos estão associados a anomalias quentes de TSM com velocidade do vento mais fracas no ATN (Fig. 45) e anomalias de TSM mais frias no ATS, com velocidade dos ventos mais altas (Fig. 72) (RUGG; FOLTZ; PEREZ, 2016).

Figura 62- Anomalias de TSM associadas ao Dipolo AMM positiva. Notar o Oceano Pacífico Tropical aquecido e o Oceano Atlântico Norte em resfriamento.



Fonte: Do autor.

Figura 63- Anomalias de TSM associadas ao Dipolo AMM negativo, notar o Oceano Pacífico Aquecido o Oceano Atlântico Norte em resfriamento.

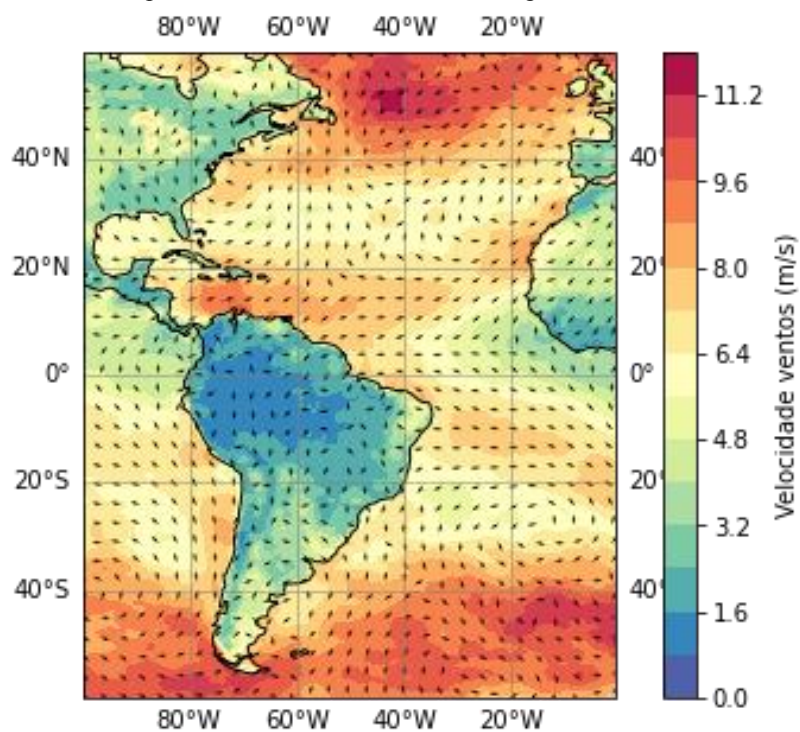


Fonte: Do autor.

Uma AMM positiva, favorece uma migração precoce da ZCIT para o ATN entre ABRIL e MAIO, encurtando a estação de chuvas na região Amazônica (SOUZA et al., 2000) e no nordeste brasileiro e levando a secas severas no Nordeste (LIEBMANN; MECHOSO, 2011; NOBRE, 1996). O oposto é o que ocorre para fases AMM negativas, onde o gradiente TSM e suas anomalias de vento de superfície associadas levam a um deslocamento da ZCIT para o ATS, causando precipitação elevada e contribuindo para graves inundações no norte e nordeste do Brasil (FOLTZ; MCPHADEN; LUMPKIN, 2012). Existe também uma forte relação entre a AMM e a atividade de furacões no Atlântico (VIMONT; KOSSIN, 2007) devido à influência da AMM na TSM, posição do ZCIT, força do cisalhamento vertical do vento e umidade.

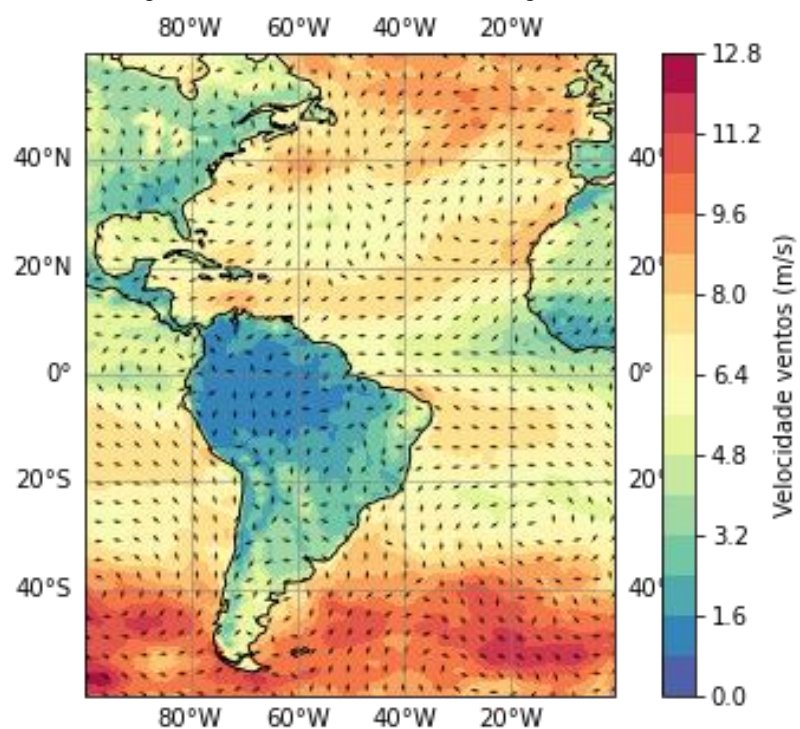
Consequentemente na CAP, durante a fase negativa do AMM foi observado as maiores ondas (1,8m) com direção de 67° (ENE) e ventos mais fracos (6,7 m/s) devido a maior agitação marítima causada pela precipitação elevada na CAP. E durante a fase positiva do AMM, a altura das ondas foram menores (1,7m) com direção de $73,5^{\circ}$ (ENE) apesar dos ventos mais fortes (7m/s) devido ao deslocamento da ZCIT para o ATN.

Figura 64- Compósito dos componentes do vento durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.



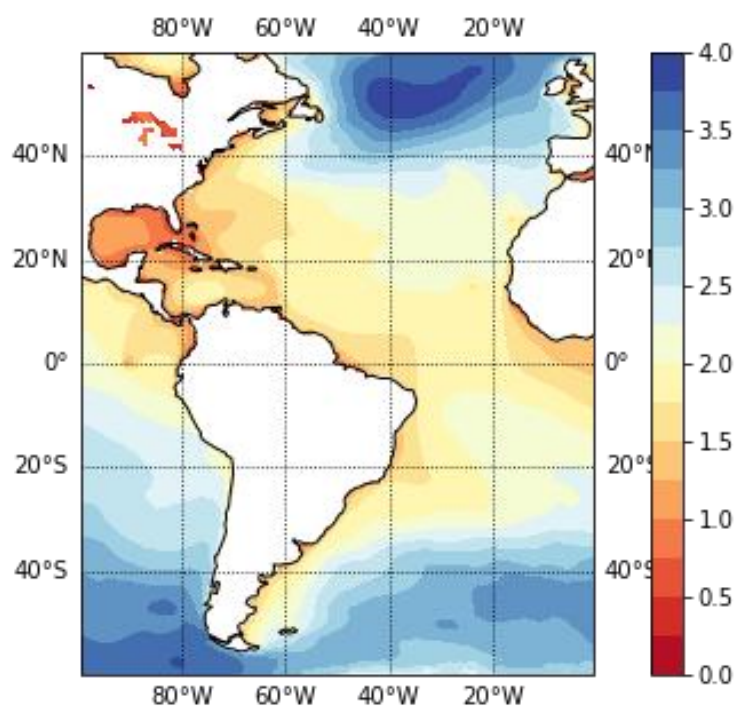
Fonte: Do autor.

Figura 65- Compósito dos componentes do vento durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.



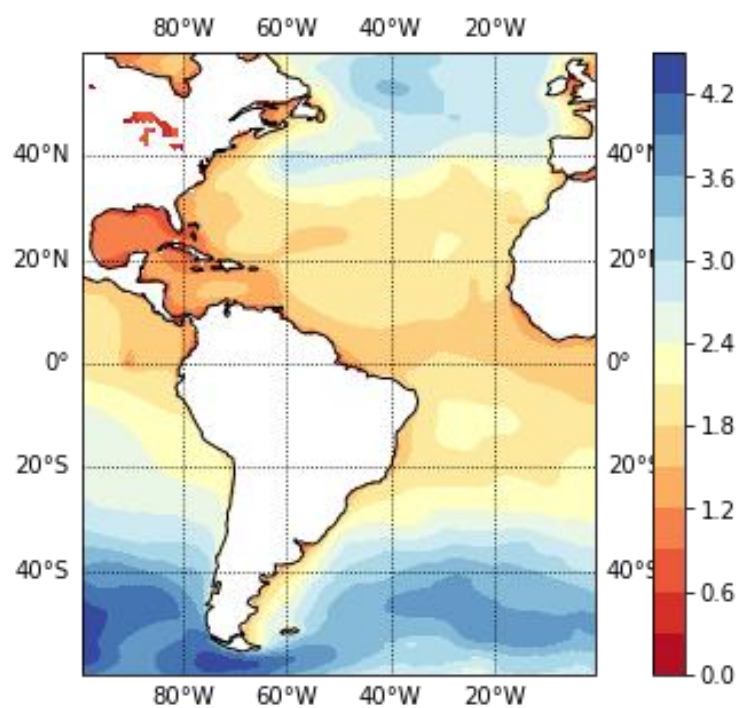
Fonte: Do autor.

Figura 66- Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante o AMM positivo na Bacia do Atlântico.



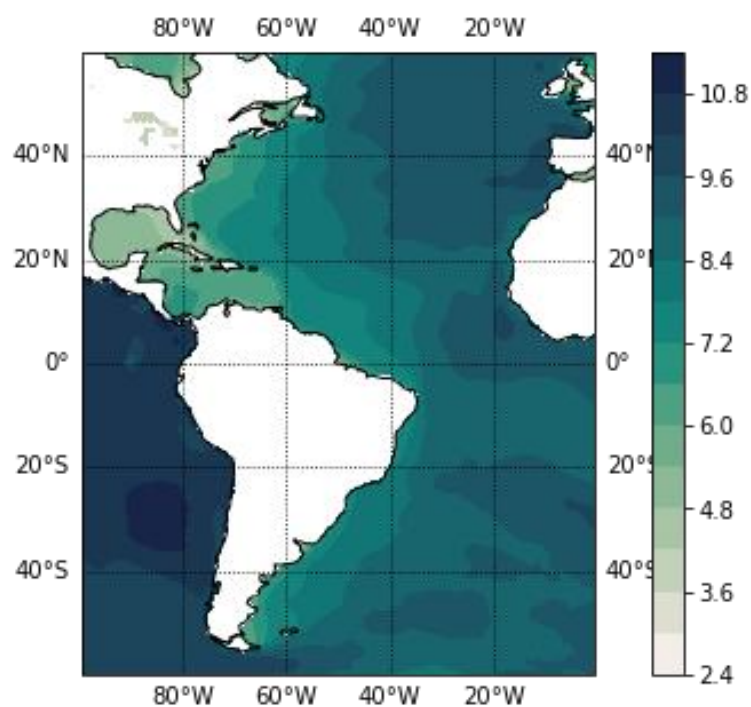
Fonte: Do autor.

Figura 67- Compósito da altura significativa da onda (Hs) durante o AMM negativo na Bacia do Atlântico.



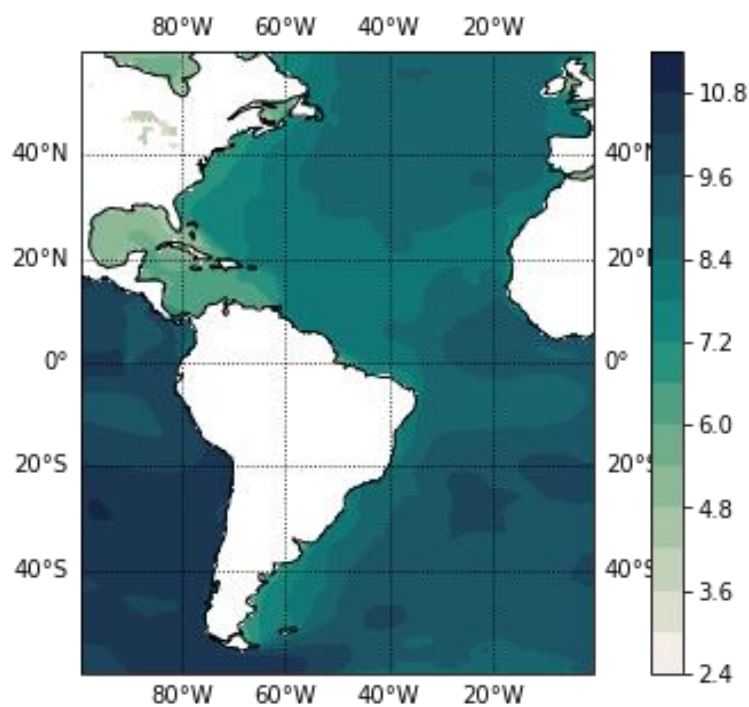
Fonte: Do autor.

Figura 68- Compósito do comportamento do Período médio das ondas (T_z) durante AMM positivo no Atlântico.



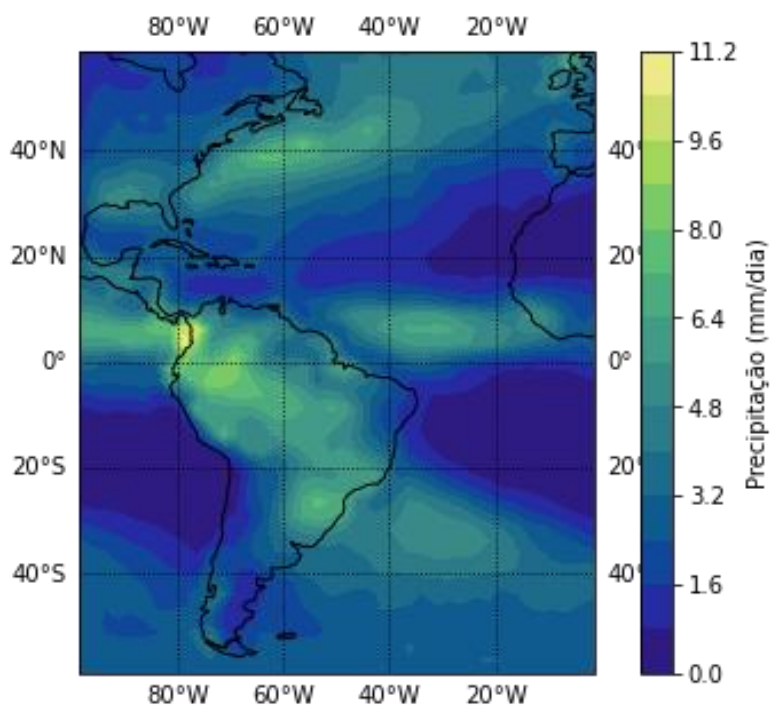
Fonte: Do autor.

Figura 69- Compósito do comportamento do Período médio das ondas (T_z) durante AMM negativo no Atlântico.



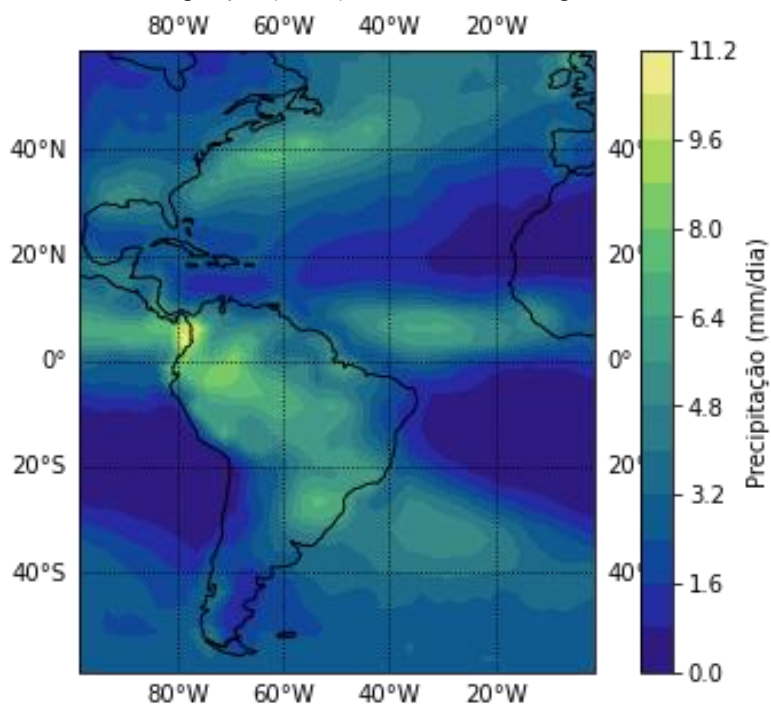
Fonte: Do autor.

Figura 70- Comportamento da Precipitação (mm/d) durante a AMM positiva na Bacia do Atlântico.



Fonte: Do autor.

Figura 71- Comportamento da Precipitação (mm/d) durante a AMM negativa no Atlântico.



Fonte: Do autor.

Ressaltamos que os ciclos ENOS observados não são oscilações perfeitas com frequências uniformes. Na natureza, o ruído estocástico e as não linearidades podem desempenhar papéis importantes na formação das características do ENOS (ZHANG et al., 2021).

Zhang et al. (2021); Enfield e Mayer (1997) demonstraram que o ENOS desempenha um papel importante na variabilidade de TSM no ATN durante a primavera boreal (FMA) após sua fase de pico (NDJ) via forçante atmosférica que é modulada sazonalmente. Por sua vez, a relação variável no tempo observada entre essas anomalias de TSM no ATN induzidas pelo ENOS e as seguintes condições de ENOS podem ser explicadas pelas mudanças no regime de ENOS de quase quadrienal (4 anos) para quase bienal (2 anos) por volta da década de 1990. Segundo Zhang et al., (2021), a noção de que o aquecimento do ATN funciona como precursor de ENOS e, portanto, equivalente a dizer que um El Niño é o precursor da próxima La Niña.

A intensidade média da circulação Hadley global é significativamente modulada pelas variações do El Niño – Oscilação Sul (ENOS) na escala de tempo interanual. Chiang e Vimont, (2004) examinaram a variabilidade interanual da precipitação do Atlântico ZCIT e sugeriram que essa variabilidade é controlada principalmente pelo gradiente de temperatura meridional da superfície do mar (TSM) do OA e a circulação anômala de Walker associada ao ENOS.

Aqui mostramos que estes eventos, o ENOS parece preceder o AMM e que coocorrem e em vários anos. Assim a hipótese de um o ENOS é uma forçante no sistema é consistente. No entanto, os eventos ENOS com sinais ATN de 8 meses têm de fato condições de anomalia de SST relacionadas ao ENOS com sinais opostos no inverno boreal anterior (ZHANG et al., 2021).

Ambrizzi et al. (2004) e Souza e Ambrizzi (2002), evidenciaram uma mudança dramática nos padrões de circulação atmosférica em larga escala sobre os trópicos, com ramos descendentes anômalos das células *Walker* (Durante El Niño) e *Hadley* (deslocamento meridional do Dipolo) estendendo-se do NE da Amazônia ao sul do Oceano Atlântico. Este padrão explica em grande parte as estações chuvosas muito deficientes observadas na Amazônia e no Nordeste do Brasil, como pode ser observado nas nos

padrões de precipitação. Estes eventos podem estar relacionados com o recuo da linha de costa neste período em todas as áreas estudadas.

Os resultados mostrados aqui corroboram com Souza et al. (2000) e Wal et al. (2016), quando as condições de dipolo negativo do AMM e El Niño foram estudadas, os resultados mostraram precipitação abaixo do normal sobre o Norte do Brasil. E quando as condições de La Niña foram testadas junto com um dipolo negativo do AMM, anomalias de precipitação positivas ocorreram em todo o norte do Brasil. Durante os episódios de La Niña, as condições do Oceano Atlântico têm um efeito maior na precipitação do Norte do Brasil do que o Oceano Pacífico. Nas condições do El Niño, apenas a região norte do Norte é afetada pela TSM do Atlântico.

No entanto, durante os episódios de AMM negativa, a precipitação é maior do que eventos de La Niña, podendo estar relacionado ao fato de que as maiores precipitações ocorrem durante os meses de MAM, e o pico dos eventos de AMM são em FMA.

Então, para compreender o comportamento dos processos meteoceanográficos durante a ocorrência dos principais índices de climáticos tropicais, esses processos foram compostos pelas diferentes fases do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e do Modo Atlântico Sul (AMM). Os compósitos apresentaram altura significativa de onda mais energéticas (1,9 m), períodos mais longos (8,1 s) direção de (68°), maior precipitação e ventos menos intensos (6,8 m / s) durante as fases La Niña do ENOS e também os compósitos mostraram mais ondas energéticas (1,8 m), períodos mais longos (8 s), direção de (68° -NNE), maior precipitação e ventos mais fracos (6,7 m / s) a fase negativa do AMM. No entanto, altura significativa de onda ligeiramente moderada (1,8 m), períodos mais curtos (7,7s) direção de (68°), menos precipitação e ventos mais intensos (7,5 m / s) foram observados durante o El Niño e também compostos mostraram ondas significativas ligeiramente mais curtas altura (1,7 m), períodos mais curtos (7,7 s), direção de (68°) menos precipitação e ventos mais intensos (7 m / s) durante a fase positiva do AMM.

6.3 Series temporais de mudanças de linha de costa e correlação com ENOS e AMM

Na CAP, na costa recortada por estuários, os processos naturais induzem a fortes mudanças morfológicas, onde as transições de erosão e acreção proeminentes são observadas ao longo da área, próximo a foz dos estuários. Aqui, a combinação de ondas costeiras e oceânicas, ventos moderados, fortes correntes de maré, alta vazão dos estuários e a intensa precipitação, criaram um ambiente costeiro altamente dinâmico.

A relação entre as mudanças de fases dos índices climáticos tropicais, a Oscilação El Niño-Sul -ENOS e o Modo Meridional do Atlântico- AMM, aos processos meteoceanográficos (clima de ondas, a direção e intensidade dos ventos e precipitação) já foram bem descritas em outras regiões do globo, no entanto na Costa Atlântica do Pará pela primeira vez apresentamos dados quantitativos desta relação.

Um total de 484 linhas de costa foram utilizadas no período de 1985 a 2020 (média de 3 linhas por ano), resultando em um total de ~ 300 km de linhas de costa históricas mapeadas. A análise das mudanças da linha de costa mostrou uma ampla variabilidade de posições a partir da linha base costa (0 m) entre- 12,5 m e 212,5 m em toda a área de estudo (Fig.54). Duas regiões dentro do ambiente praiar mostraram valores anormalmente altos: As linhas de costa em áreas de acúmulo de sedimentos e de formação de barras arenosas e esporões arenosos (*Sand Spit*) como no Esporão arenoso na Praia da Marieta e na Ponta da Sofia, na Praia do Atalaia (~110 m) e ao longo da entrada de canais de maré que separam a praia da Princesa da praia de Fortalezinha e entre a praia de Ajuruteua e a Praia do Pescador (~212,5 m).

Estas áreas foram omitidas das análises, pois são provavelmente afetados por efeitos altamente dinâmicos da deriva litorânea local, como deltas de maré vazante. As linhas de costa escolhidas e utilizadas para a análise junto aos dados climáticos e meteoceanográficos, são aquelas localizadas nas porções centrais ao longo das praias, as áreas chamadas *By-Passing*, pois possuem morfologia influenciada por diversos ambientes de praia expostas a praias protegidas da ação dos processos costeiros.

A variabilidade da linha de costa em escala regional abre a possibilidade de realizar uma série de análises diferentes. Na CAP, o efeito do ENOS e do AMM na variabilidade observada da LC é investigado. Imagens Landsat 5, 7 e 8 combinados, foram usados para extrair séries temporais de mudanças na linha de costa em cada uma das quatro praias

selecionadas, usando os métodos de detecção da linha de costa descritos na metodologia. Devido as praias da CAP possuírem uma amplitude de macromarés, utilizamos apenas as imagens nas marés altas e, portanto, possuem uma frequência de amostragem mais baixa.

As séries temporais da variabilidade da linha de costa derivadas por satélite (SDS) exibem concordância com os levantamentos medidos na literatura disponível para estas áreas; por exemplo, eventos de erosão significativos que ocorreram durante o período chuvoso e eventos de progradação/acreção durante o período seco em Algodual (MAGNO, 2016; PEREIRA et al., 2012), Praia da Marieta (GUERREIRO et al., 2013), Praia do Atalaia (PEREIRA; PINTO, 2014; RANIERI; EL-ROBRINI, 2015) e na Praia de Ajuruteua (CAJUEIRO et al., 2015; ALVES; EL-ROBRINI, 2006). O erro médio quadrático (RMSE) varia entre os locais de estudo de 12 e 13 m. Nestas praias a totalidade da variabilidade geral é observada em um intervalo de 6 meses, refletindo a forte sazonalidade observada neste local.

Para quantificar e avaliar a capacidade de imagens de satélite publicamente disponíveis para o mapeamento de mudanças costeiras interanuais, um total de quatro locais de estudo com características diversas na CAP, no NE do estado do Pará são consideradas aqui.

O ENOS e o AMM mudaram de fases diversas vezes durante o período de estudo: de positivo para negativo. Isso concorda bem com outros estudos que identificaram a ocorrência de uma fase negativa de ENOS (TRENBERT, 2020) e (SOUZA; NOBRE, 1998) para AMM. A presença das relações estatísticas entre as quatro tendências de mudança da linha de costa e os índices climáticos em cada fase do ENOS foram avaliadas por meio da realização de análises de correlação de Pearson e correlação cruzada (Tabela 3). Na praia da Marieta as correlações não foram realizadas para dados anteriores a 1998 devido à escassez de imagens de satélite com qualidade de amostra da linha de costa.

Portanto, quando descrevemos a influência dos índices climáticos tropicais, descrevemos os processos meteoceanográficos associados a estes índices, assim, aos efeitos meteoceanográficos relacionados as diferentes fases do ENOS e do AMM, associamos aos parâmetros descritos acima.

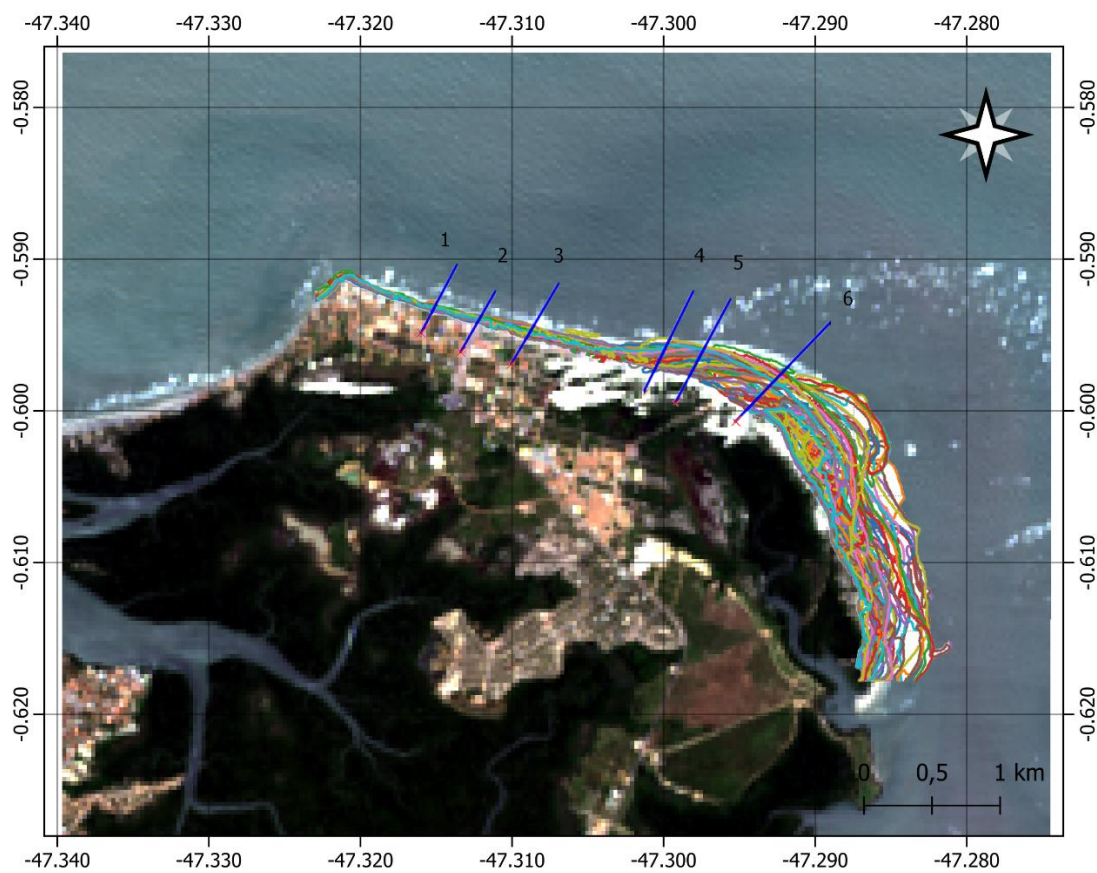
6.3.1 Praia do Atalaia

Na praia do Atalaia, Ranieri; El-Robrini, (2015) observaram um aumento volume de praia durante o período seco e um decréscimo durante o chuvoso, ocorre o desenvolvimento de dunas frontais móveis durante o período seco, que configurando grandes variações na linha de costa e, conseqüentemente, na largura da praia neste local. Evidenciaram no período de 25 anos (1988 a 2013), uma variação média linear de 116,23 m, onde o recuo foi de -42,25m, enquanto o avanço foi de 190,26m, indicando uma tendência progradacional da costa.

Assim, as variações negativas e positivas da LC correspondem aos recuos causados pela erosão e ao avanço da LC causados pela deposição sedimentar (acréção) respectivamente.

O perfil da LC em Salinópolis (Fig.73) mostra um avanço da LC de aproximadamente de 10.2m da linha base (baseline) no período de 1986 a 1999 com oscilações entre avanço e recuo devido a sazonalidade. A partir do ano 2000 houve um avanço considerável de 10.8 m, de 24.7 m em 2001 e 20,4 m em 2002 onde iniciou um período de recuo da LC em 2004 de -5,5 m, em 2005 de -16,1 m e em 2006 de -18,8 m, apresentando uma sazonalidade de avanços e recuos da LC, mas com uma clara tendência erosiva com valores de negativos de -14,8 em 2017, -12,2 em 2008 e -23,9 m em 2009, apresentou um pequeno avanço de -6.9 em 2010 e novamente um recuo de -33,5 m em 2010, -37,6 em 2011 e -22,5 m em 2012, a partir de então um progressivo avanço de -38m em 2013 e 2014, -3.1m em 2015, -3,7 em 2016, 10.6m em 2017, 10.7 m em 2018 e assim, recuo novamente em 2019.

Figura 72- Evolução das linhas de costa (1986-2020) na Praia do Atalaia em Salinópolis.



Fonte: Do autor.

Figura 73- Perfil Praia em área de By-passing.



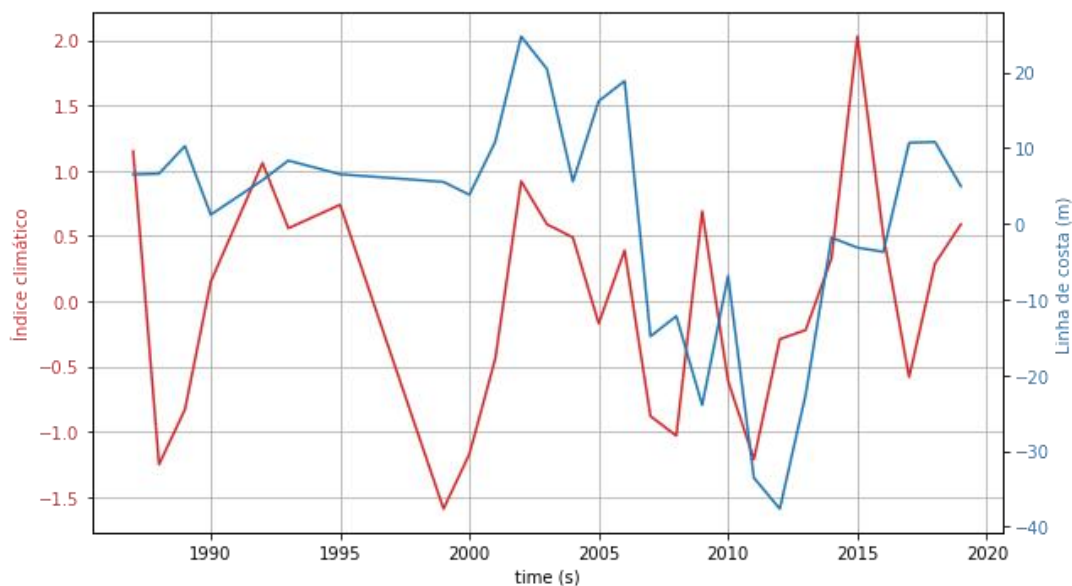
Fonte: Do autor

6.3.1.1 Influência do ENOS na Linha de costa.

A correlação entre as anomalias do índice climático ENOS (baseados aos resultados encontrado nos compósitos dos parâmetros meteocanográficos durante esse período) e a LC da Praia do Atalaia mostrou ter uma fraca correlação (~ 5 meses de atraso, $r = -0,24$), mas ainda sendo uma correlação estatisticamente positiva. No entanto foi observado um comportamento coerente onde quando o ENOS for negativo, há um recuo da LC, e durante a fase positiva, há uma progradação da LC.

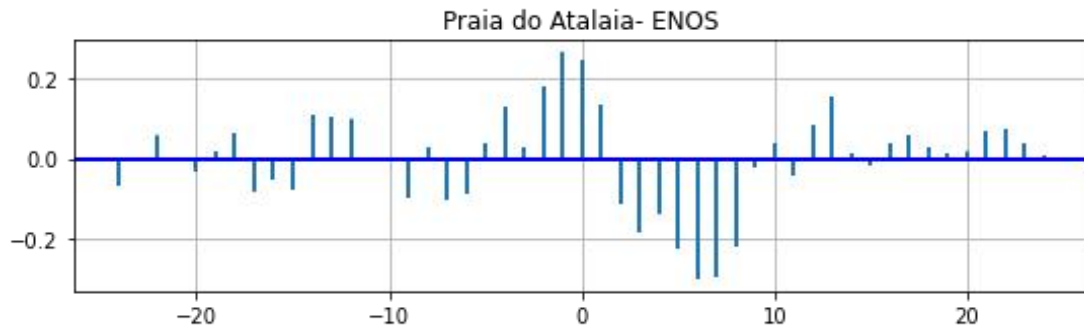
Portanto há uma contradição quanto a intensidade destes eventos, onde não necessariamente um valor negativo da distância da linha de base da LC devem ser negativas para erosão e positivas para acreção. Basta que as distancias entre a linha base (baseline) seguirem o comportamento dos índices climático. No geral foi observado anomalias positivas com progradação da LC enquanto que anomalias negativas, um recuo da LC.

Figura 74- Series Temporais do anomalias do El Niño- Oscilação Sul (ENOS) e das linhas de costa (LC) para a Praia do Atalaia. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde e valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, onde valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa,



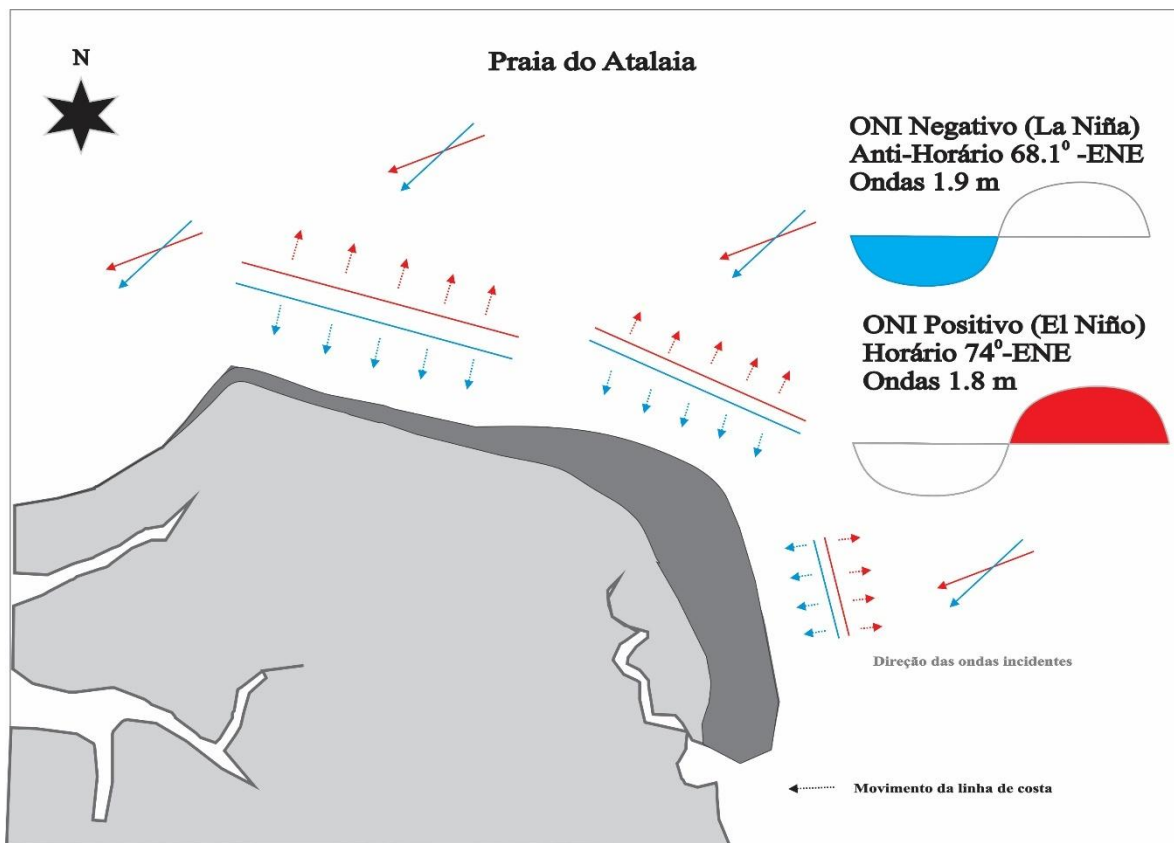
Fonte: Do autor.

Figura 75- Análise da correlação cruzada entre os índices climáticos ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de atraso (lag- valores positivos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 76- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.



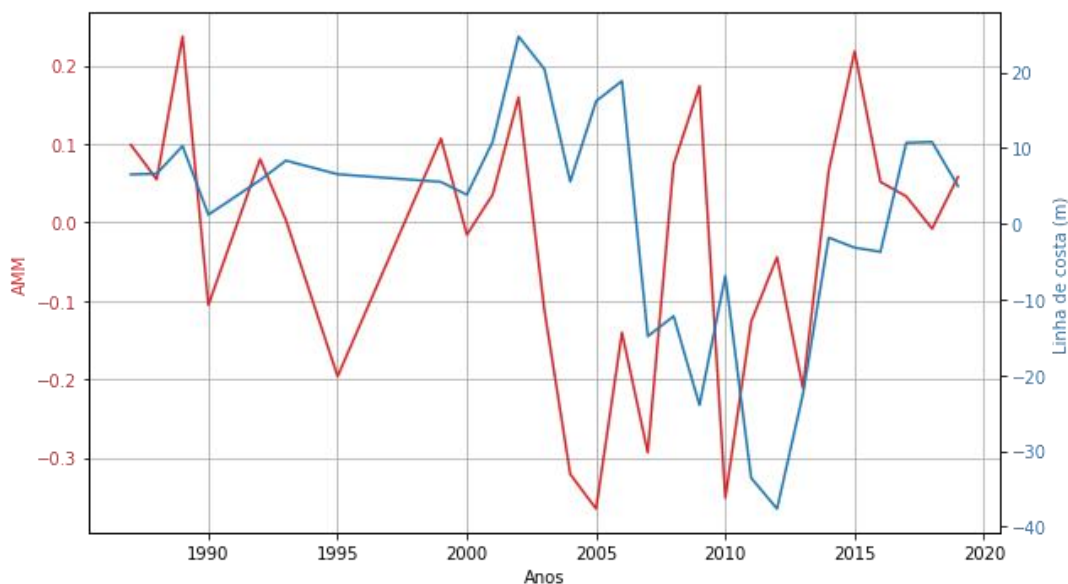
Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.1.2 Influência do AMM na Linha de costa.

A correlação entre AMM e LC da Praia do Atalaia não mostra correlação de Pearson estatisticamente significativa ($r=-0,11$). No entanto, na correlação cruzada foi observado uma defasagem de 6 meses de avanço da LC em relação ao AMM, indicando que a linha de costa teve seu pico de correlação 6 meses antes do AMM. Foi observado um comportamento similar ao ENOS, quando a AMM for negativa, há um recuo da LC, enquanto que durante a fase positiva, ocorre uma progradação da LC.

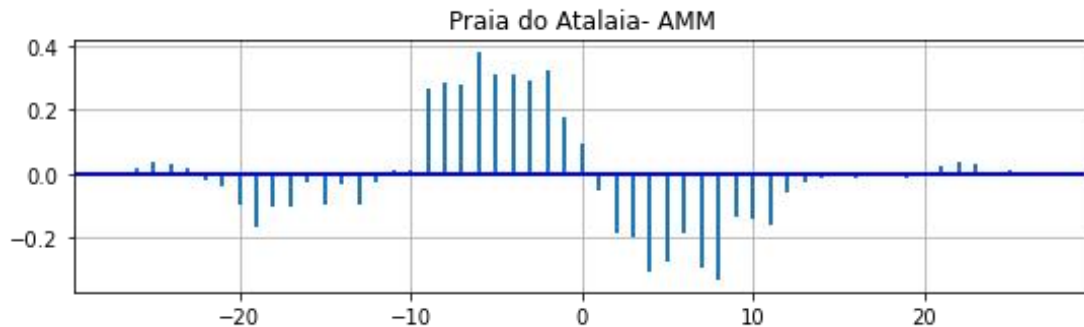
No entanto há uma contradição quanto a intensidade destes eventos. Pois a partir de 2007/2008 este padrão não ocorreu, houve um comportamento contrário onde as anomalias positivas estavam relacionadas ao recuo da LC e anomalias negativas relacionadas ao avanço da linha de costa. Podendo estar relacionadas a um atraso/defasagem devido a resposta da linha de costa as mudanças nos índices climáticos. No geral foi observado anomalias positivas com progradação da LC enquanto que anomalias negativas, um recuo da LC.

Figura 77- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia do Atalaia. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



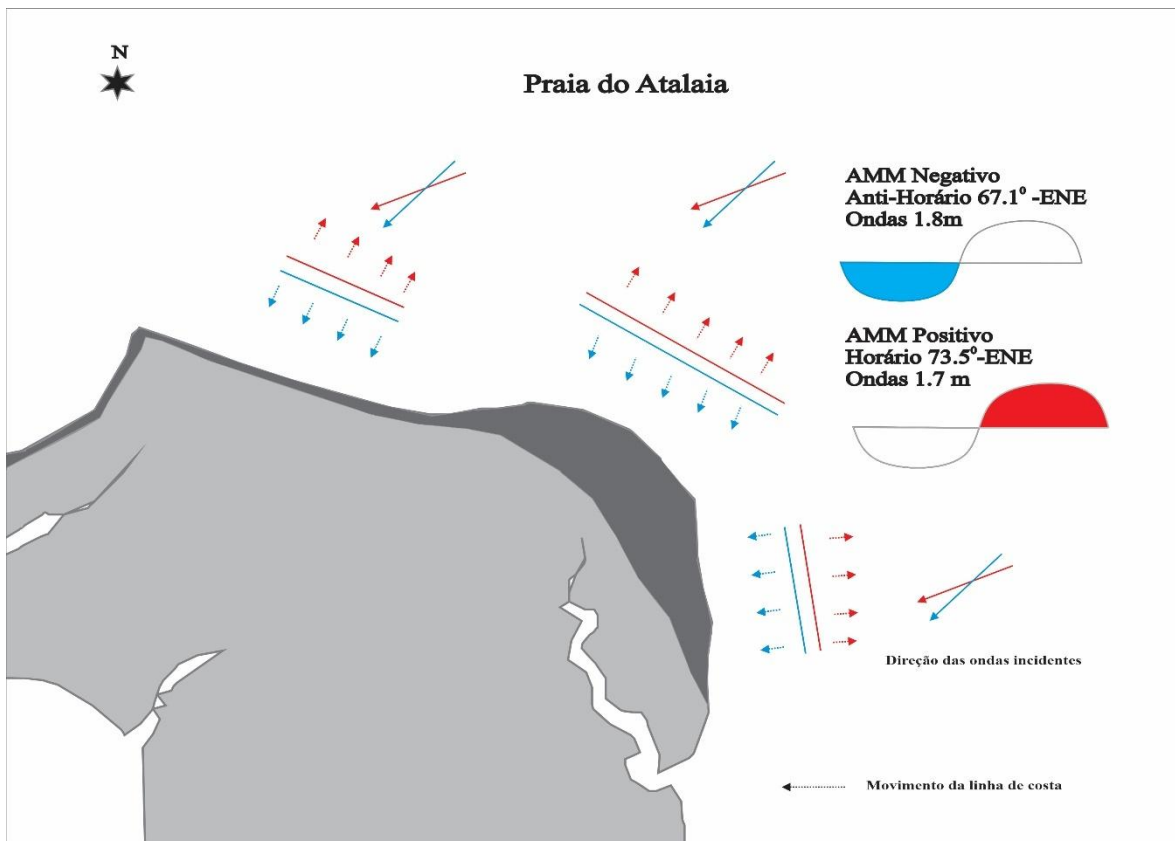
Fonte: Do autor.

Figura 78- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads- valores negativos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 79- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.



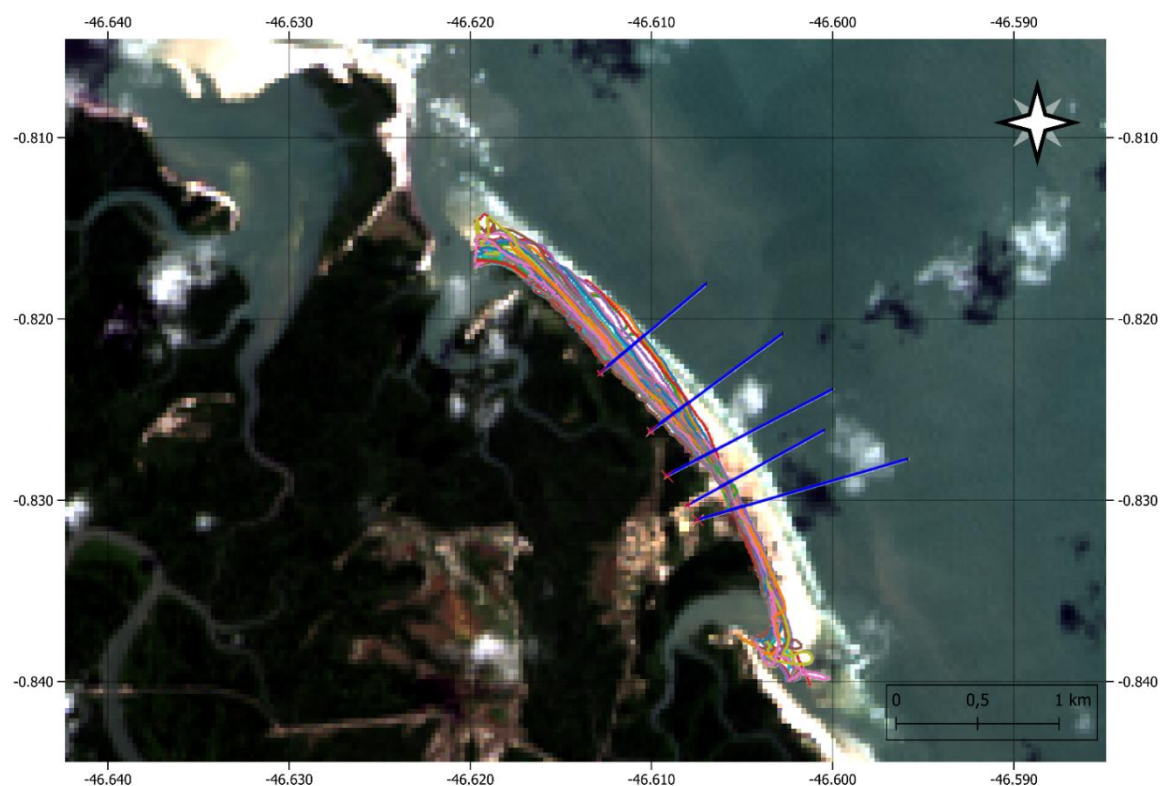
Fonte: Adaptado de KELLY, (2019).

6.3.2 Praia de Ajuruteua

Na praia de Ajuruteua, o avanço e o recuo da linha de costa são altamente sazonais e nenhuma tendência de longo prazo foi estudada. Situa-se entre os canais da Barca e Chavascal e as proximidades destes deltas de maré vazante são áreas o que possui ao maior progradação da linha de costa devido a migração dos bancos arenosos no delta de maré vazante em direção a estes canais (ALVES; EL-ROBRINI, 2006).

O perfil (Fig.80) mostra que desde 1988 mostra uma tendência erosiva da LC de aproximadamente de 23,1 m de recuo da LC. Apresenta períodos de avanço e recuo devido a sazonalidade em até -90m de recuo da linha base (baseline) no período de 1989 a 2019.

Figura 80 Localização dos Perfis praias e da variabilidade da linha de costa.



Fonte: Do autor.

Figura 81-Exemplo perfil Praial em área de By-Passing em Ajuruteua.

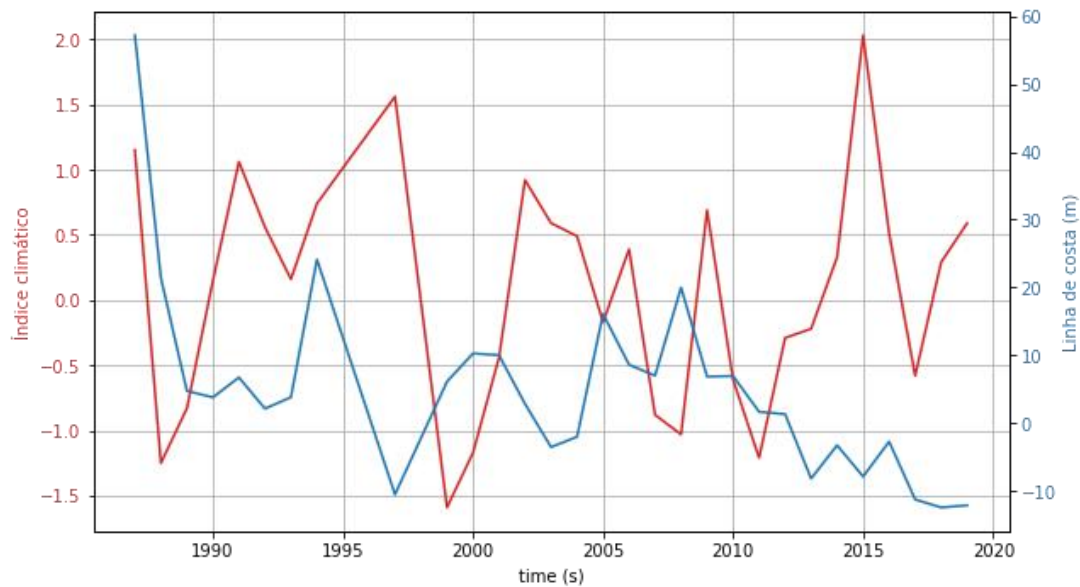


Fonte: Do autor.

6.3.2.1 Influência do ENOS na Linha de costa.

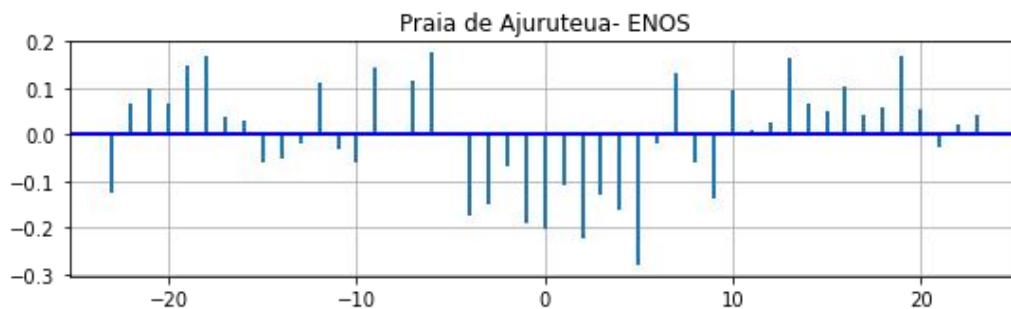
A análise da influência entre ENOS e LC da Praia de Ajuruteua mostrou uma correlação de Pearson moderada ($r = -0,64$), e uma correlação cruzada mostrou um ocorreu um atraso de ~5 meses entre a resposta da LC (distancia da linha base) aos efeitos do índice climáticos (lag=5 meses, $\rho = -2,9$). no entanto foi observado um comportamento oposto mostrando que quando o ENOS for negativo (La Niña), há um recuo da LC, e durante a fase positiva (El Niño), há uma progradação da LC. No geral, foi observado anomalias positivas com progradação da LC enquanto que anomalias negativas, um recuo da LC. No entanto estes resultados são esperados uma vez que a fase de La Niña há um aumento na precipitação, na altura significativa de ondas, no período de ondas. Estes resultados corroboram com o estudo de (PEREIRA et al., 2013a).

Figura 82 Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia de Ajuruteua. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



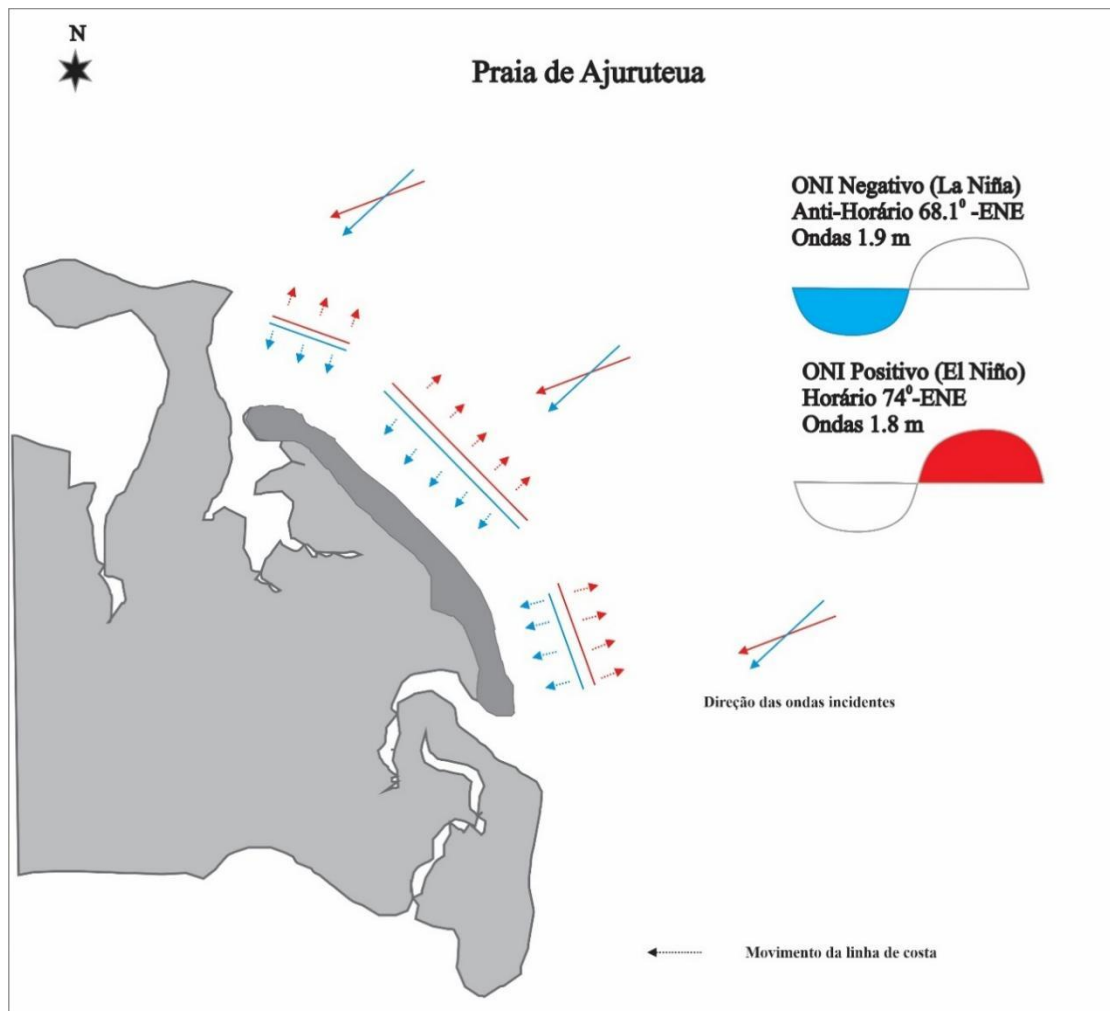
Fonte: Do autor.

Figura 83-Análise da correlação cruzada entre o índice climático ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre 5 meses de atraso (lags- valores positivos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 84- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.



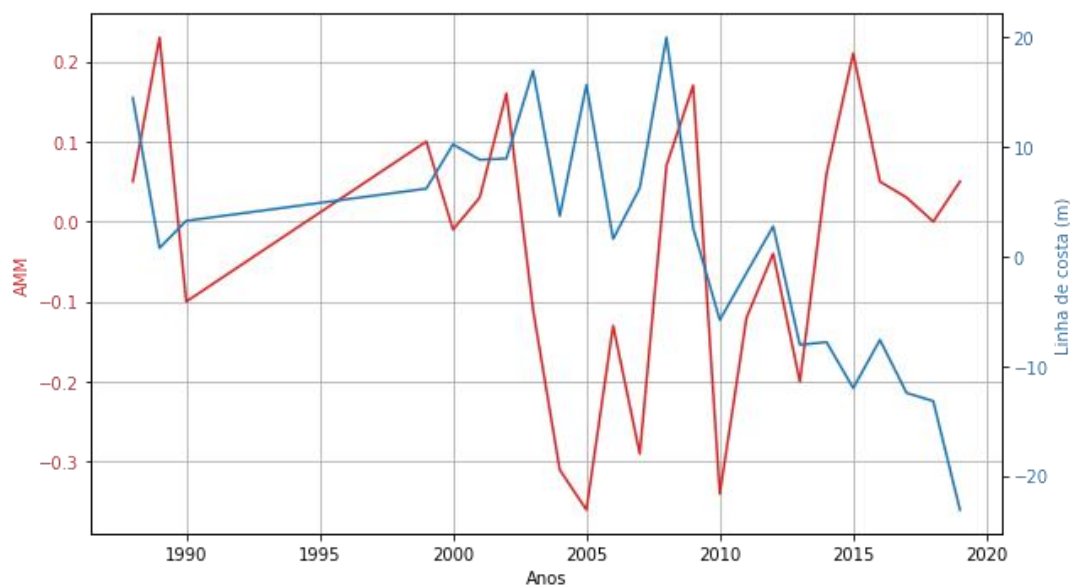
Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.2.2 Influência do AMM na Linha de costa.

A correlação entre AMM e LC da Praia de Ajuruteua mostrou ter uma fraca correlação de Pearson ($r = -0,14$), e a correlação cruzada foi entre a resposta da LC ao índice AMM foi de (lag= 3 anos, $\rho = -0,48$) no entanto foi observado um comportamento oposto mostrando que enquanto o AMM for negativo, há um recuo da LC, e durante a fase positiva, há uma progradação da LC. Um comportamento de zig-zag, enquanto um sobe o outro

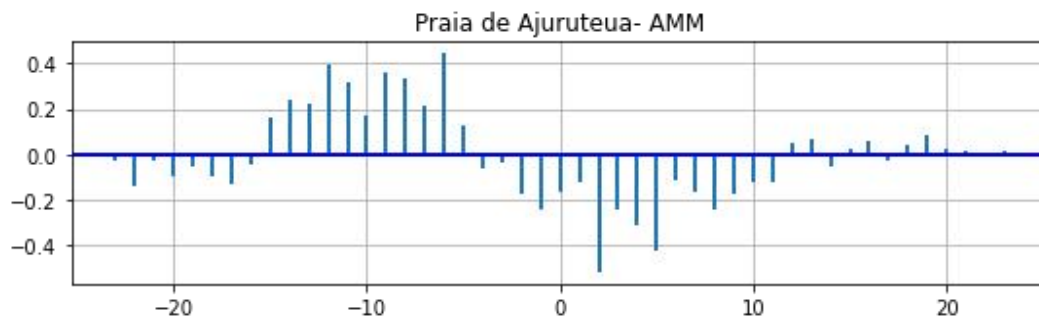
desce. No geral foi observado anomalias positivas com progradação da LC enquanto que anomalias negativas, um recuo da LC. No entanto estes resultados são esperados uma vez que a fase de La Niña há um aumento na precipitação, na altura significativa de ondas, no período de ondas. Estes resultados corroboram com a literatura de que a praia de Ajuruteua vem sofrendo episódios de erosão.

Figura 85- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia de Ajuruteua. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



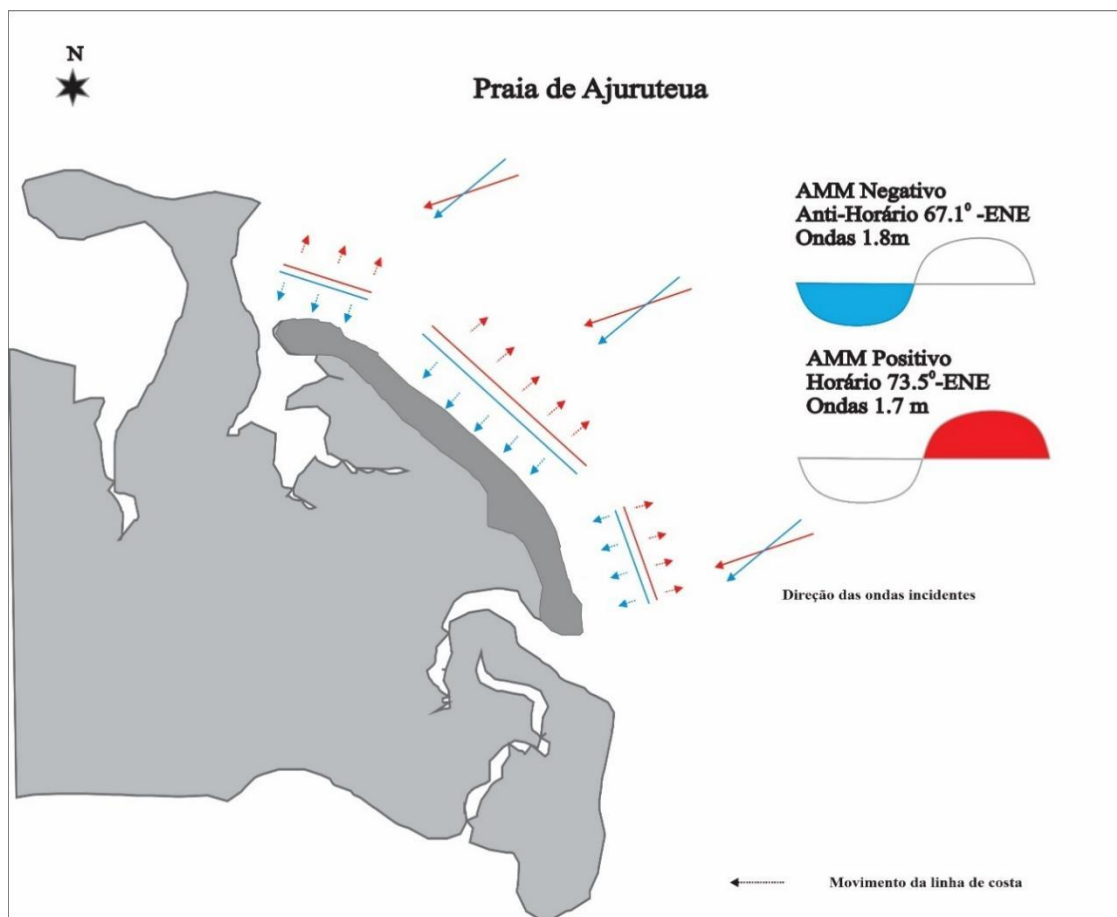
Fonte: Do autor.

Figura 86- Análise da correlação cruzada entre o índice climático ENOS e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 2 a 3 meses de atraso (*lags*- valores positivos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 87- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.

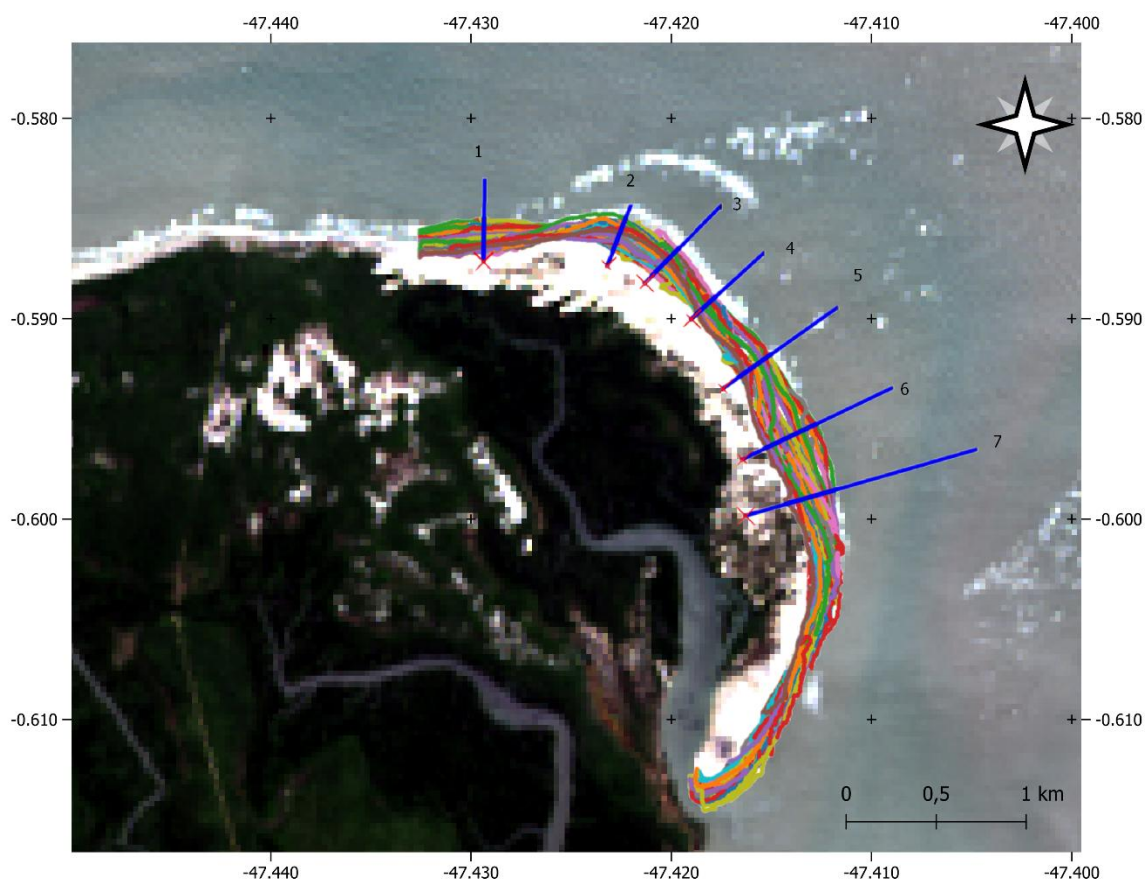


Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.3 Praia da Marieta

A praia da Marieta possui uma sazonalidade das suas características morfológicas, com um avanço da linha de costa no período seco quando os ventos estão mais intensos, a precipitação mais baixa e as ondas menos energéticas e um recuo durante o período chuvoso, quando os ventos estão mais fracos, a precipitação é maior e as ondas mais energéticas (GUERREIRO et al., 2013; EL-ROBRINI et al., 2018).

Figura 88- Evolução das linhas de costa (1986-2020) na Praia da Marieta na Ilha do Marco.



Fonte: Do autor.

Figura 89- Perfil Praia 1 escolhido de By-passing.

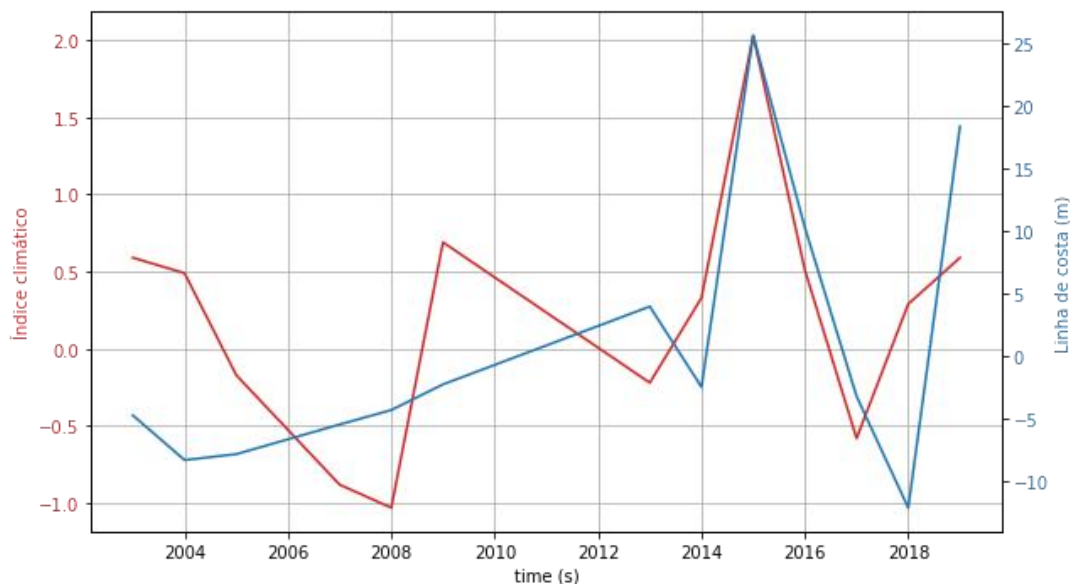


Fonte: Do autor.

6.3.3.1 Influência do ENOS na Linha de costa.

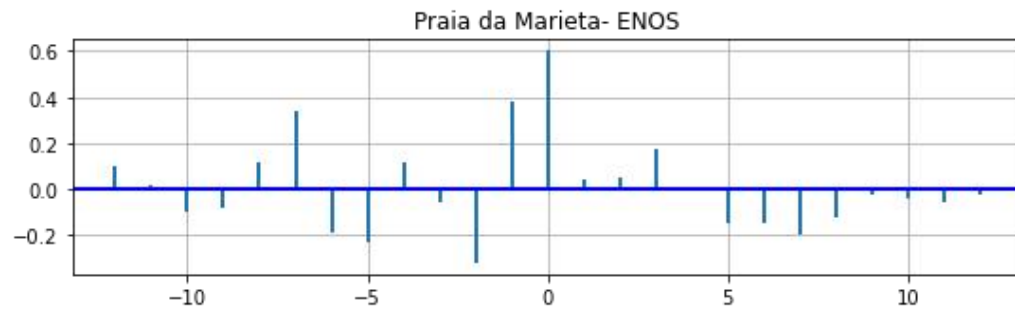
A correlação entre ENOS e LC da Praia de Marieta mostrou ter uma correlação moderada ($r= 0,61$). A correlação cruzada entre a resposta da LC ao índice ENOS foi de ($\text{lag}= 0$ meses, $\rho=-0,60$) ou seja, as mudanças na linha de costa foram concomitantes ao índice climático. No entanto foi observado um comportamento oposto mostrando que enquanto o ENOS for negativo (La Niña), há um recuo da LC, e durante a fase positiva (El Niño). Até 2014 quando começaram a correlacionar coerentemente. No entanto há uma contradição quanto a intensidade destes eventos, onde não necessariamente um valor negativo da distância da linha de base da LC devem ser negativas para erosão e positivas para acreção. Basta linhas seguirem o comportamento dos índices climáticos. No geral foi observado anomalias positivas com progradação da LC enquanto que anomalias negativas, um recuo da LC. No entanto estes resultados são esperados uma vez que a fase de La Niña há um aumento na precipitação, na altura significativa de ondas, no período de ondas.

Figura 90- Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia da Marieta. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



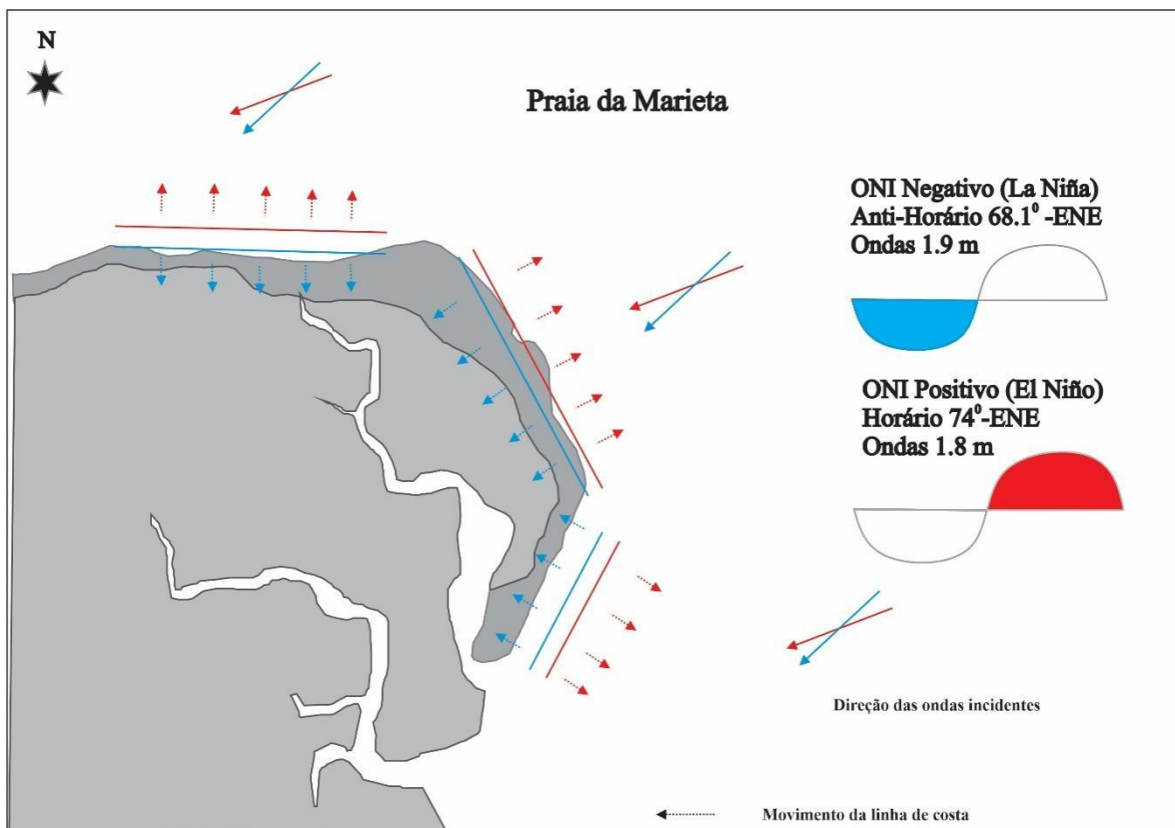
Fonte: Do autor.

Figura 91- Análise da correlação cruzada entre o índice climático *ENOS* e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads- valores negativos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 92- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (*ENOS*). A direção das ondas incidentes durante cada fase *ENOS* são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.

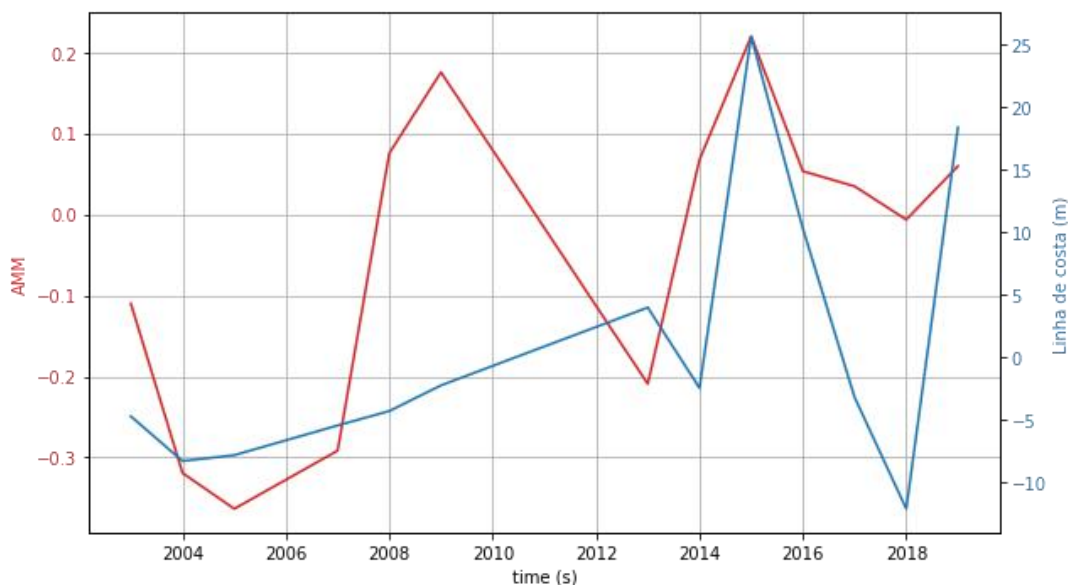


Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.3.2 Influência do AMM na Linha de costa.

A LC da Praia da Marieta teve uma correlação moderada com a AMM ($r = -0,52$). No entanto, durante a análise da correlação cruzada a LC e o índice AMM foi observado um avanço da resposta da LC em 6 meses ($\text{leads} = -6$ meses, $\rho = -0,57$). Este resultado pode estar relacionado ao fato de que a LC já estar sendo influenciada por eventos de ENOS que coocorrem aos eventos AMM. Onde foi observado um comportamento mostrando que quanto o AMM for negativo ocorrerá progradação da LC enquanto que durante a fase positiva, ocorrerá erosão. A partir de 2014 começaram a se correlacionar coerentemente. Onde AMM positiva ocorre acreção e AMM negativa, recuo. Durante a fase positiva do AMM, as ondas são maiores, o período de onda é mais longo, os ventos são mais fracos e a precipitação mais intensa. E durante a fase negativa do AMM as ondas são menores, o período de onda é mais curto, os ventos são mais intensos e a precipitação mais fraca.

Figura 93- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia da Marieta. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



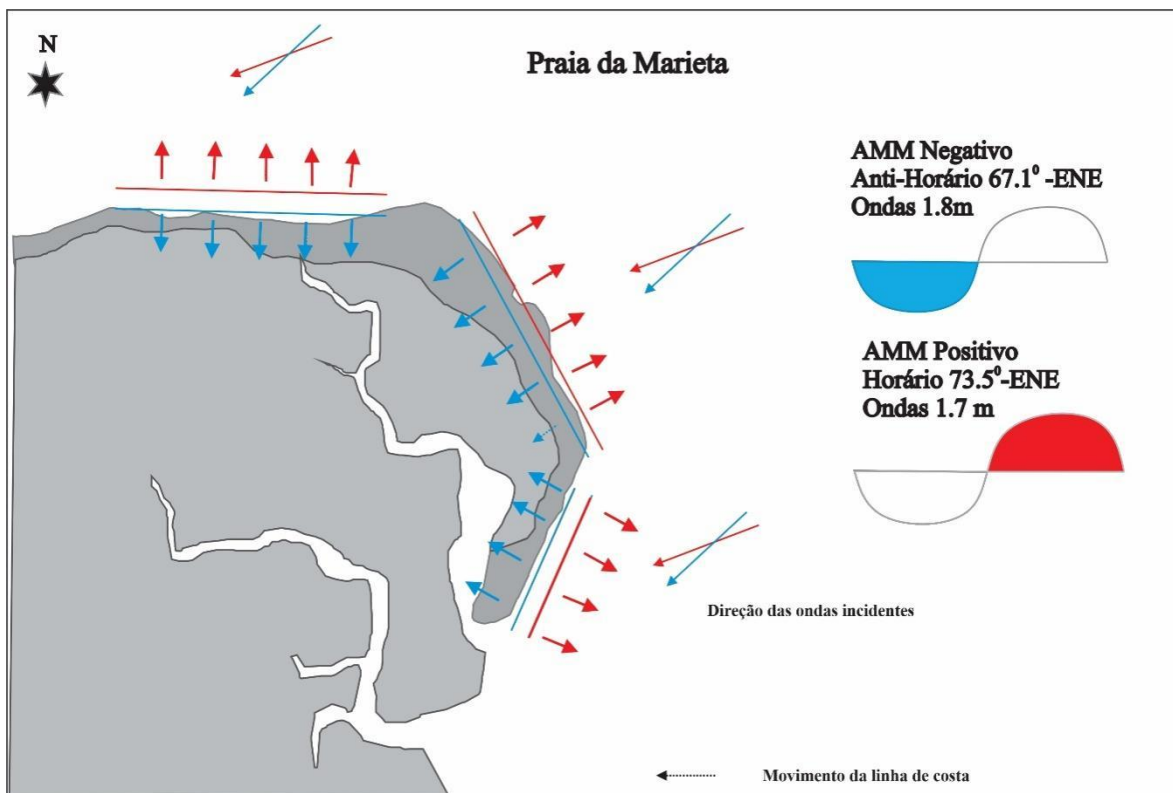
Fonte: Do autor.

Figura 94- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads- valores negativos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 95- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.

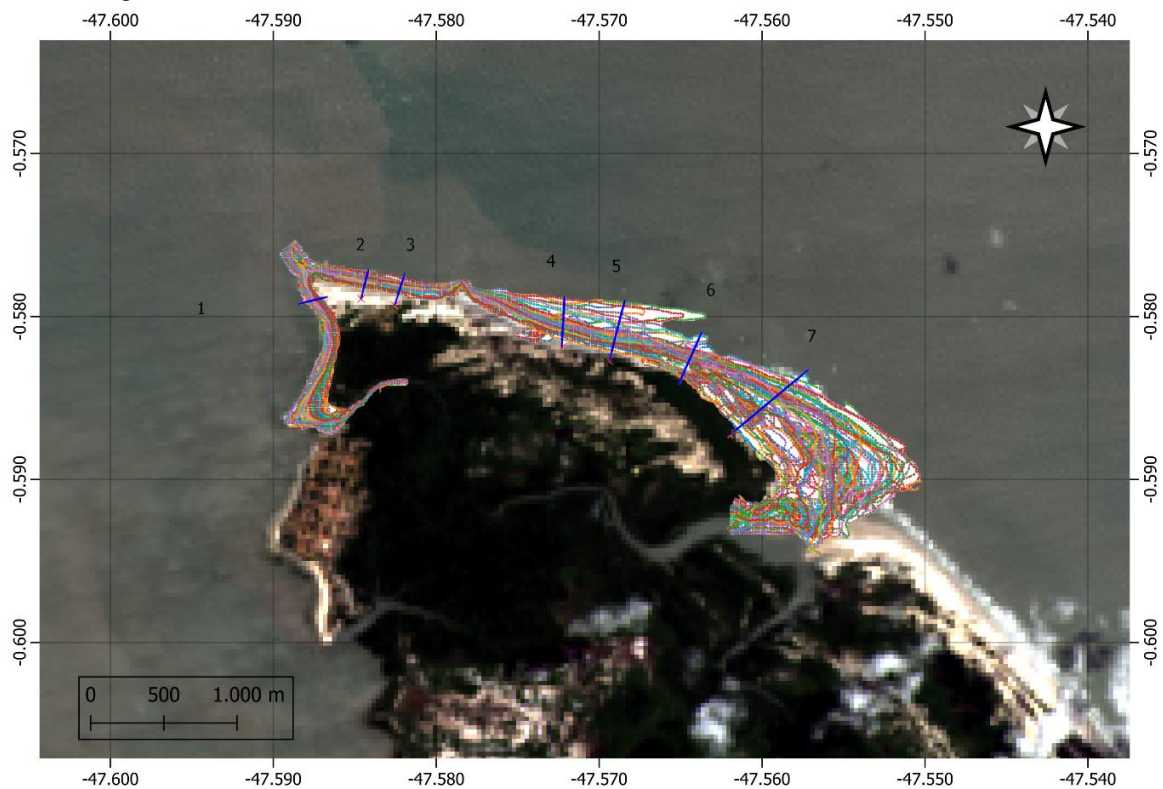


Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.4 Praia da Princesa

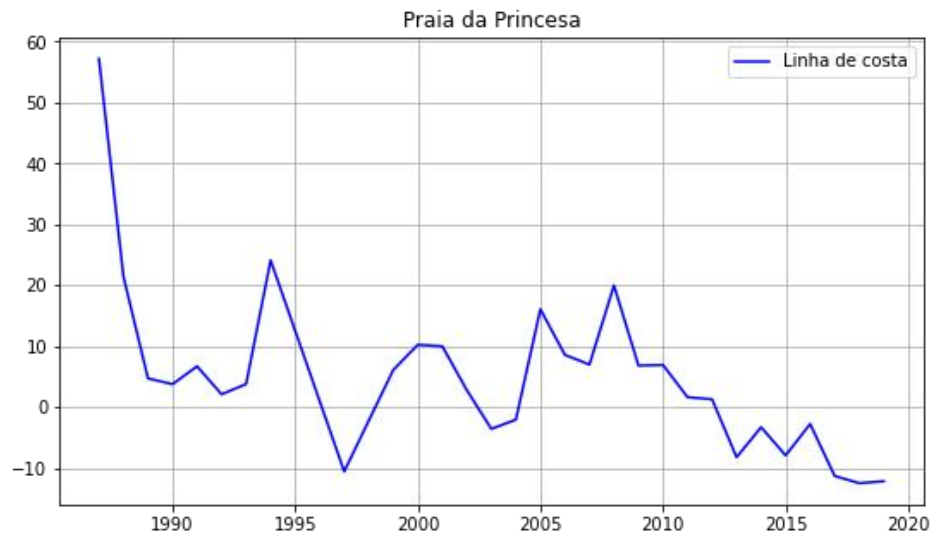
A dinâmica da Praia da Princesa é influenciada pela sazonalidade. Magno (2014) observou que durante o período chuvoso a vazão dos rios Marapanim e Maracanã, adjacentes a Ilha de Maiandeuá, é alta devido ao aumento das chuvas na cabeceira dos rios, aumentando o transporte de sedimentos continentais e são incorporadas as praias devido à deriva litorânea associados aos sedimentos arenosos provenientes principalmente da plataforma continental, através das correntes de maré. Entretanto, durante o período seco, o transporte de sedimentos ocorre devido aos fortes ventos, onde a ausência de chuvas deixa os sedimentos da zona de espriamento menos coesos e mais fáceis de serem transportados para áreas mais elevadas do perfil praial.

Figura 96- Localização dos Perfis praias e da variabilidade da linha de costa (1986-2020) na Praia da Princesa- Algodual.



Fonte: Do autor.

Figura 97- Perfil Praial em área de *By-passing*.

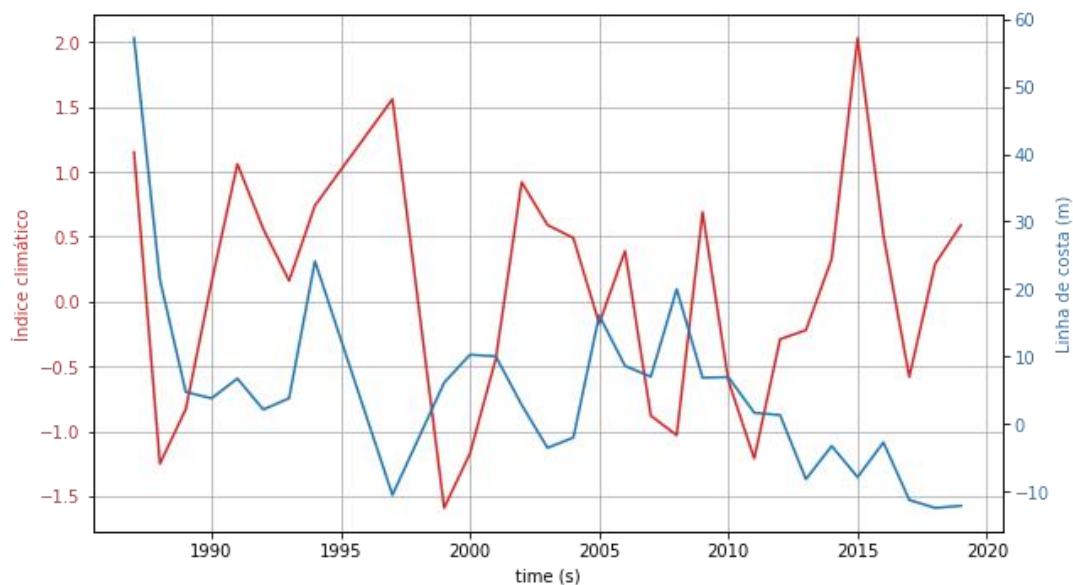


Fonte: Do autor.

6.3.4.1 Influência do ENOS na Linha de costa.

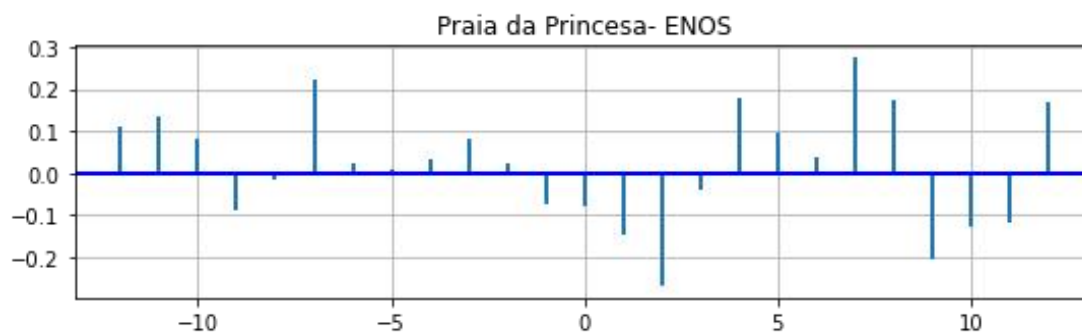
A correlação entre ENOS e LC da Praia da Princesa mostrou ter uma correlação moderada ($r = 0,58$), no entanto foi observado um comportamento oposto mostrando que enquanto o ENOS for negativo (La Niña), há um recuo da LC, e durante a fase positiva (El Niño). Até 2005 quando começaram a correlacionar coerentemente. No entanto quando há uma diminuição na distância da LC em relação a linha de base (Baseline) ocorre a erosão, e quando há um aumento da distância entre a linha de costa e a linha de base, ocorre uma acreção.

Figura 98- Series Temporais das anomalias do ENOS e das linhas de costa (LC) para a Praia da Princesa. Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice ONI, onde valores negativos significam La Niña e valores positivos El Niño. E em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré, valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



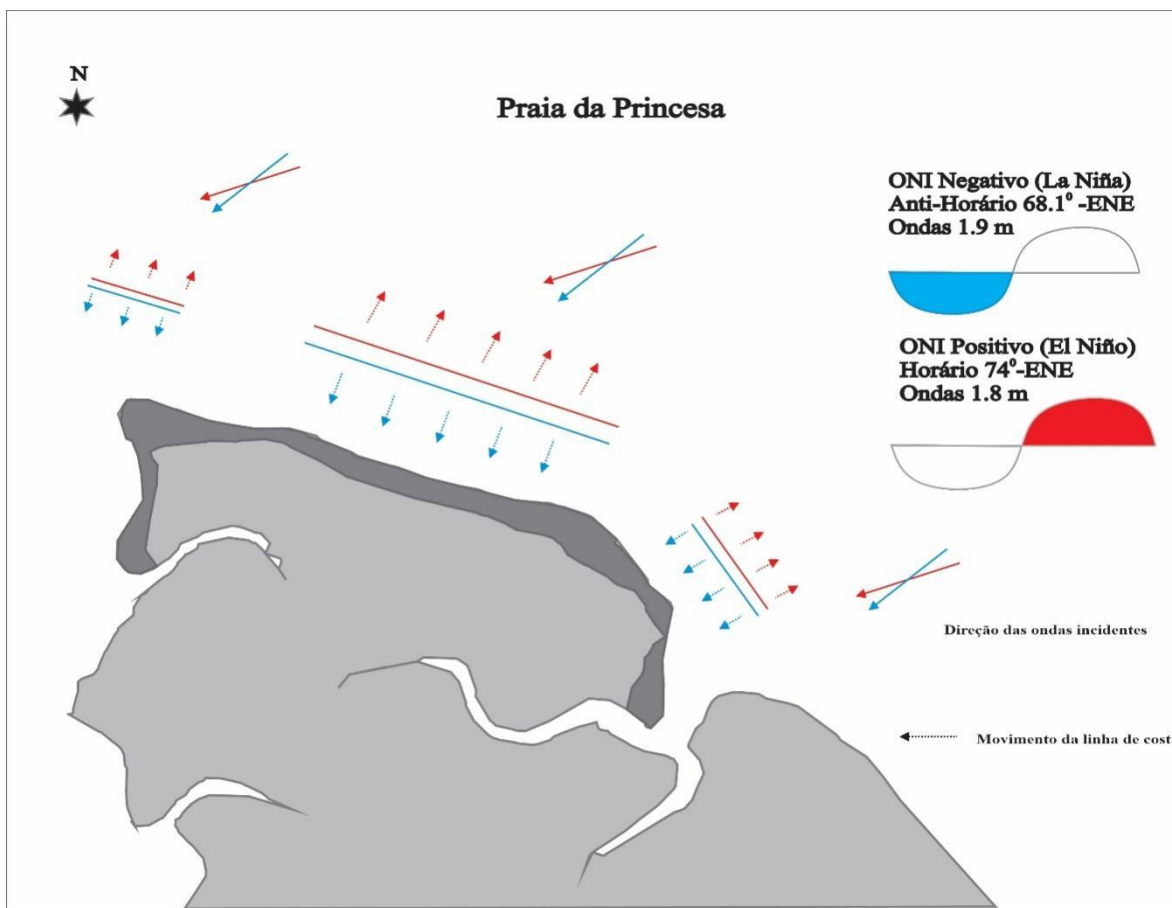
Fonte: Do autor.

Figura 99- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e as posições da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (leads- valores negativos de x).



Fonte: Do autor.

Figura 100- Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do El Niño- Oscilação Sul (ENOS). A direção das ondas incidentes durante cada fase ENOS são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.

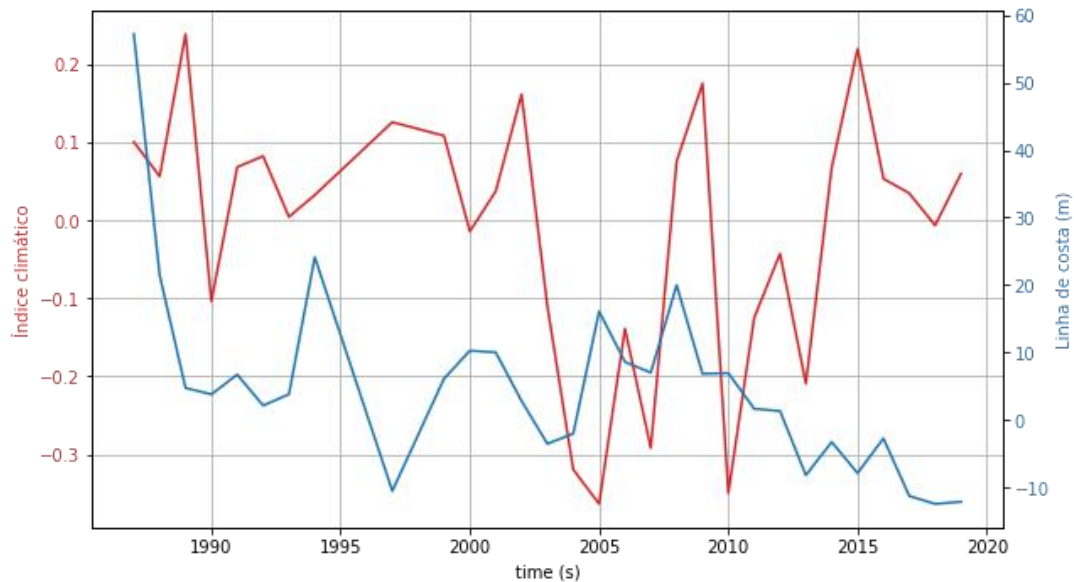


Fonte: Adaptado de Kelly (2019).

6.3.4.2 Influência do AMM na Linha de costa.

A LC da Praia da Princesa mostrou pouca correlação com a AMM ($r = -0.19$), onde foi observado um comportamento de que quando o AMM for positivo, ocorrerá avanço/acreção da LC, enquanto que durante a fase negativa, ocorrerá recuo/erosão. Durante a fase positiva do dipolo do Atlântico (AMM) as ondas são maiores, o período de onda é mais longo, os ventos são mais fracos e a precipitação mais intensa. E durante a fase negativa do dipolo do Atlântico (AMM) as ondas são menores, o período de onda é mais curto, os ventos são mais intensos e a precipitação mais fraca.

Figura 101- Series Temporais das anomalias do Modo Meridional do Atlântico (AMM) e das linhas de costa (LC) para a Praia da Princesa Em vermelho a média de 3 meses (NDJ) do índice AMM, onde, valores negativos significam AMM negativa e valores positivos AMM positivo. e em azul a serie temporal da variação da linha de costa corrigida pela maré valores negativos significam erosão e valores positivos acreção da linha de costa.



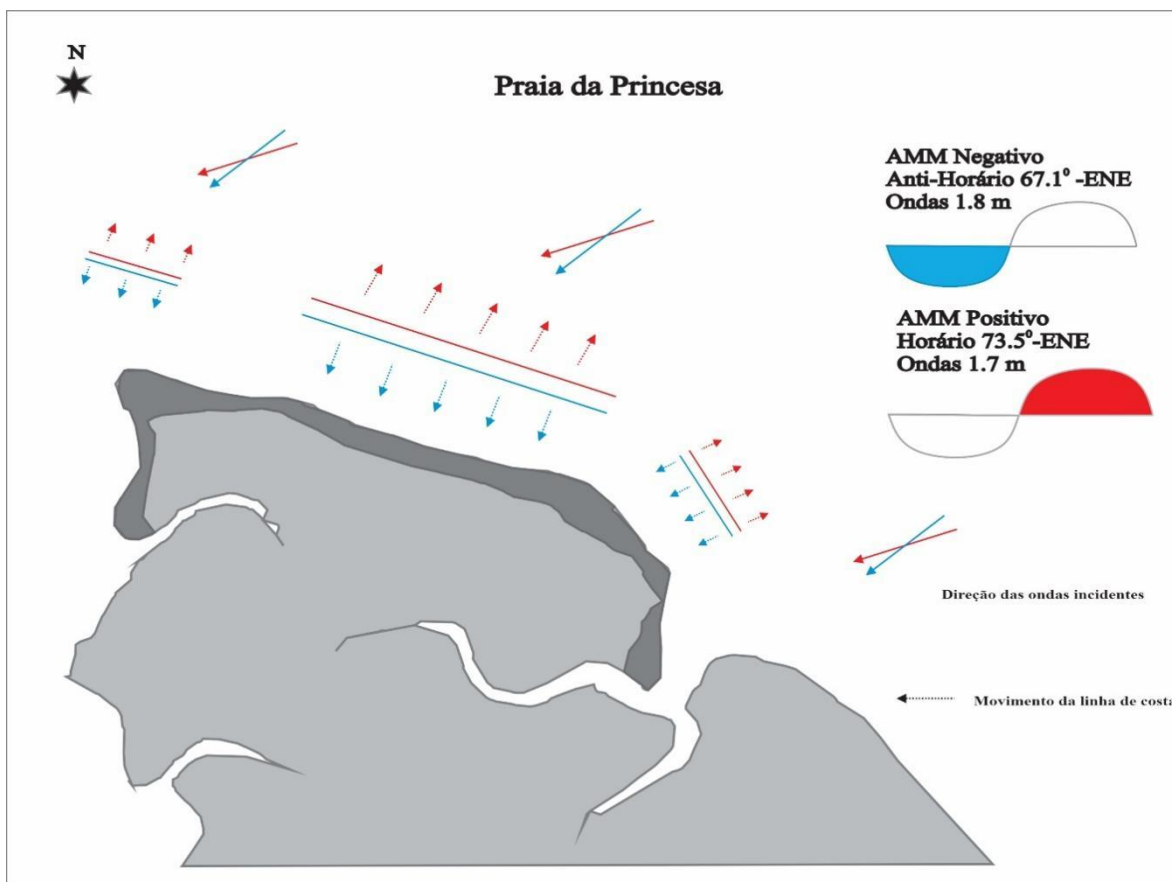
Fonte: Do autor.

Figura 102- Análise da correlação cruzada entre o índice climático AMM e a posição da linha de costa. As linhas azuis indicam o intervalo de tempo em que ocorre a correlação máxima. Observe que a correlação máxima ocorre de 6 a 7 meses de avanço (lags- valores positivos de x).



Fonte: Do autor

Figura 103 Resposta da linha de costa à variabilidade de fases do Modo Meridional do Atlântico (AMM). A direção das ondas incidentes durante cada fase AMM são ilustradas pela cor da seta e a resposta da linha de costa correspondente é indicada pela cor idêntica.



Fonte: Do autor

Tabela 4- Correlação entre Linha de costa e índices climáticos.

Compartimento da linha de costa	Índice climático	Correlação Pearson	Correlação Cruzada	Defasagem (meses)	Valor_P
Praia do Atalaia	ENOS	-0.58	-0.28	6 meses	0.56
	AMM	-0.19	0.39	7 meses	0.90
Praia de Ajuruteua	ENOS	0.61	-0.28	5 meses	0.02
	AMM	0.52	0.47	2 meses	0.06
Praia da Marieta	ENOS	0.24	0.60	0 meses	0.20
	AMM	0.10	0.58	11 meses	0.60
Praia da Princesa	ENOS	-0.65	0.29	4 meses	0.02
	AMM	-0.14	0.4	14 meses	0.49

Fonte: Do Autor.

Os valores das correlações entre os índices climáticos e LC indicam que há forçamento climático significativo. Pois mostraram uma correlação positiva ligeiramente inferior, mas ainda estatisticamente significativa. A correlação entre os índices climáticos e a posição da LC da Praia do Atalaia durante as fases ENOS e AMM com $r = -0,58$ e $-0,19$, Na Praia de Ajuruteua $r = -0,65$ e $-0,14$ Na Praia da Marieta $r = 0,61$ e $0,52$. Praia da Princesa $r = -0,58$ e $0,56$, respectivamente.

As correlações nesta região são negativas, indicando que um valor acima da média de ENOS ou AMM provavelmente levará a um valor abaixo da média da LC cerca de 6 meses depois.

Simplificando a medida de correlação é um tipo de medida que se usa quando se deseja saber se duas variáveis possuem algum tipo de relação, de maneira que quando uma varia a outra varia ou quando uma cresce a outra cresce também. Baseado na medida de correlação entre duas variáveis, pode-se ter uma noção sobre se o conhecimento de valores de uma das variáveis permite a previsão de valores da outra variável. Se uma variável tende a aumentar quando a outra aumenta, dizemos que a correlação é positiva. Por outro lado, se uma variável tende a diminuir quando a outra aumenta, dizemos que a correlação é negativa. Já uma correlação igual a zero indica que uma variação em uma das variáveis (aumento ou diminuição) não influencia a outra (ROQUE, 2016).

Então, a correlação de ENOS é negativa, pois quando a anomalia de ENOS for positiva, o El Niño, as mudanças na LC serão menores.

Durante os episódios do ENOS de meados de 1985 até meados de 1990, a posição da LC e a intensidade do ENOS são coerentes, mostram a única correlação cruzada significativa com a mudança da linha de costa. O ENOS é mais correlacionado quando atrasa as mudanças da linha da costa em 6 meses na Praia do Atalaia ($r = -0,28$; Fig.76), em 5 meses na Praia de Ajuruteua ($r = -0,28$; Fig.83), em 0 meses na Praia da Marieta ($r = 0,6$; Fig.91) e em 4 meses na Praia da Princesa ($r = 0,29$; Fig.100). Durante os episódios de AMM a correlação cruzada mostra uma correlação ligeiramente inferior, mas ainda significativa, quando atrasa a Praia do Atalaia em 7 meses ($r = 0,39$; Fig. 78), a Praia de Ajuruteua em 2 meses ($r = -0,47$; Fig.85), a Praia da Marieta em 11 meses ($r = -0,58$; Fig.93) e a Praia da Princesa em 14 meses na ($r = 0,4$; Fig.98).

No entanto, nesta tese foi observado que em todas as praias estudadas existem setores de acreção e erosão da LC. Porém, nos extremos das praias, onde ocorrem as barras e os espigões arenosos, há uma maior deposição sedimentar indicando o avanço da linha de costa. Esta tendência deposicional é claramente visível e ocorre por serem zonas próximas às margens de estuários e canais de marés com presença de deltas de maré vazante na foz dos estuários e canais. Alves e El-Robrini (2001) na Praia de Ajuruteua e Conti; Rodrigues, (2011), na Praia da Romana na Ilhas dos Guarás, também observaram este padrão.

A distância da LC a partir da linha base (baseline) durante as fases de El Niño e La Niña foram calculadas a partir da série temporal de alteração da linha de costa em cada local. As LC são apresentadas e indicam que durante as fases do El Niño e do AMM positivo, as quatro praias estão em um estado de erosão, com valores em metros negativos ou tendência a valores negativos, enquanto que durante a fase de La Niña e AMM negativo as praias tendem a estar em um estado acrescido com valores em metros positivos ou tendência a valores positivos. Essas descobertas são consistentes com as observações bastante limitadas de medições *in situ* em locais individuais relatados anteriormente na literatura.

No entanto, os resultados sobre a análise do *runup* durante os processos de erosão costeira, quando os processos de ondas atingem a base da duna, mostraram ter um valor de 0.66 m de alcance da base das dunas. Esse valor em metros pode adicionar mudanças na LC, no entanto, em uma praia de macromarés, com variabilidade média da linha de costa em torno de 10 m, 0.66 m mostra ser muito baixo para poder ter avanços significativos na LC.

Embora o presente estudo tente estabelecer, em primeira mão, ligações entre as mudanças da LC e as forçantes meteoceanográficas (clima das ondas, ventos e precipitação), informações cruciais podem ser encontradas na literatura global, no entanto não há referências locais sobre a influência destas forçantes na linha de costa. Segundo estudos supõem-se que em fases de El Niño posso ocorrer acreção da linha de costa e de que em fase La Niña há uma erosão da linha de costa (PEREIRA et al., 2013b; RANIERI; EL-ROBRINI, 2015). Mas na CAP não há estudos que confirmem estas suposições e nem há nenhum estudo sobre a influência do AMM nas mudanças de linha de costa.

Assim, os resultados mostram que há um aumento de 0.1 m na altura significativa da onda (1,9m) e uma rotação de 6 ° no sentido anti-horário da direção média da onda

(68,1° -ENE) durante a La Niña (ENOS negativo) em relação ao El Niño (ENOS positivo), onde a altura significativa de onda foi de 1,8m com direção média da onda (74°-ENE). O mesmo padrão ocorre durante o AMM negativo, onde ocorre um de 0,1 m na altura significativa da onda (1,8m) e uma rotação de 6 ° no sentido anti-horário da direção média da onda (67,1° -ENE) em relação ao AMM positivo, onde a altura significativa de onda foi de 1,7m com direção média da onda (73,5°-ENE). Espera-se que alturas de onda elevadas e um ataque de onda mais transversais à linha de costa (incidente na direção ENE das ondas em uma praia orientada WNW-ESE e NW-SE) gerem erosão significativa da linha de costa.

Este resultado de mudanças na direção e altura de ondas pode ocorrer a rotação de praias. A rotação da praia ocorre principalmente devido a mudanças na direção de aproximação das ondas, gradientes ao longo da costa na altura das ondas ou uma combinação desses dois fatores em escalas de tempo que variam de eventos de tempestades individuais a mudanças interanuais forçadas pelo clima nas condições das ondas resultando em mudanças no transporte de sedimentos (LOUREIRO; FERREIRA, 2020)

Esta rotação na morfologia das praias ocasionada pela mudança na direção das ondas ocorre principalmente em praias de enseadas com promontórios, mas este padrão foi observado aqui, em uma praia de macromarés localizadas na desembocadura de grandes estuários. (THOMAS et al., 2012) observaram que as praias de macromarés do País de Gales também apresentaram rotação de longo prazo em associação aos índices climáticos. Onde uma rotação ocorre em praias onde as extremidades são controladas por sistemas estuarinos que atuam como substitutos para promontórios.

A influência da forçante climática na rotação de praias de longo prazo só foi avaliada em alguns estudos, principalmente porque não existem muitas áreas costeiras com programas de monitoramento suficientemente longos (decadais) que permitam uma compreensão completa da rotação de praias impulsionada por mudanças nas forçantes climáticas e sua relação com índices climáticos, como o Modo Meridional do atlântico (AMM) ou o Índice de Oscilação do Sul- El Niño (ENOS). Além disso, a sazonalidade nas condições das ondas pode mascarar as mudanças de longo prazo, limitando a capacidade de isolar o sinal de longo prazo e distinguir claramente a sua ocorrência ou seu comportamento.

Short et al. (1995) identificaram pela primeira vez um ciclo de 3-8 anos de rotação da praia devido a diferenças na direção de ondas dominantes. Posteriormente, Short et al.

(2000) reconheceram que as mudanças na altura e direção das ondas estavam positivamente relacionadas ao SOI, uma oscilação climática não sazonal. Os autores associaram o padrão de rotação, com periodicidade média de 50 meses, principalmente à maior frequência e intensidade de ciclones durante o SOI positivo e à diminuição da atividade ciclônica durante o SOI negativo, resultando em diferenças no transporte de sedimentos ao longo da praia. Também observaram que havia um intervalo de tempo entre o SOI e a rotação da linha de costa com um intervalo entre 12 e 16 meses.

À semelhança destas praias com as praias na CAP, é que elas também apresentam uma desfasagem temporal na resposta morfológica praial, neste caso em relação à variabilidade climática no Atlântico Tropical, com a troca de sedimentos entre os estuários e a plataforma continental associada ao balanço de energia das ondas, ventos e precipitação de duas direções dominantes.

7 CONCLUSÃO

A complexa interação entre as forçantes meteoceanográficas e os padrões de variabilidade climática de larga escala -índices climáticos- torna o entendimento do comportamento das praias de macromarés na CAP um desafio.

O clima de ondas na CAP é apresentado com base na análise de duas fontes de dados complementares: a primeira representa condições costeiras (dados medidos em uma praia de macromarés) e a segunda, condições marítimas (dados do modelo Era-Interim na margem continental).

Em condições costeiras, o clima de ondas foi investigado em uma variabilidade de condições de marés e demonstrou que o comportamento das ondas é modulado por mudanças semi-diurnas no nível d'água, ou seja, das marés. Em condições oceânicas, não há modulação pelas marés, no entanto, são altamente influenciadas pela ação dos ventos e da precipitação. Assim como em condições oceânicas, as condições costeiras também são dependentes da sazonalidade (da precipitação e velocidade e direção do vento).

A CAP representa um ambiente misto de ondas geradas pela ação dos ventos alísios (*windsea*) e aquelas geradas a longas distancias por ventos ou tempestades (*swell*). A variabilidade temporal desses sistemas de ondas é altamente dependente dos ventos e da precipitação que acompanham a ZCIT e das condições de tempestades tropicais no Oceano Atlântico Norte. Nas duas estações – chuvosa e seca – há uma rotação da energia das ondas em direção ao Nordeste e Sudeste. Esses resultados são importantes para a CAP, em que o clima das ondas modais é influenciado pela posição do ZCIT.

No entanto, assim como a variação temporal sazonal na energia de ondas, a potência espectral em condições costeiras e marítimas diferem espacialmente devido ao efeito protetor da ação das ondas por bancos arenosos submersos que atenuam a quantidade de energia que atinge a linha de costa; portanto, a energia que chega em regiões costeiras é atenuada de 33% a 50% da energia de ondas em condições marítimas. Assim, a propagação da energia das ondas não é constante ao longo do ano devido à sua origem e características que variam significativamente, pois mudam de acordo com as variações ocorridas nos sistemas atmosféricos que operam no Oceano Atlântico.

No geral, três sistemas de ondas diferentes foram encontrados com características espectrais de ondas bem definidas: (1) Sistema de ondulações com duplo pico espectral – ondas geradas por tempestades fora da área de estudo (*swell*) combinadas com ondas formadas pela ação dos ventos alísios locais (*windsea*), com direção preferencial NE que ocorrem no período chuvoso (inverno e primavera boreal); (2) Sistema de ondas associado aos ventos alísios locais (*windsea*) com direções NE-E-SE que ocorre durante o período seco (verão boreal); e (3) Sistema de ondas que possuem um duplo pico espectral nas frequências do *windsea* e do *swell*, com direções N-NW e N-NE no qual as ondas do *swell* são mais frequentes em outubro a dezembro (outono e inverno boreal).

Portanto, para compreender o comportamento dos processos meteoceanográficos (ondas, ventos e precipitação) durante a ocorrência dos principais índices climáticos tropicais, esses processos foram compostos pelas diferentes fases do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e do Modo Meridional do Atlântico (AMM).

Os compostos mostraram uma variabilidade nos processos meteoceanográficos na CAP durante as diferentes fases do ENOS e do AMM. As diferentes fases afetam a precipitação e os padrões de ventos na zona costeira com deslocamento meridional da TSM no Atlântico, antecipando ou prolongando a ZCIT.

Durante a fase positiva do ENOS, o El Niño e o Modo Meridional do Atlântico-AMM com anomalias de TSM positivas ao norte e negativas ao sul, durante sua fase negativa, formam ventos mais intensos e modulam a posição da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT – para o norte, inibindo a formação de chuvas e causando, assim, um período seco na CAP. Ondas menores, com períodos mais curtos, e ventos mais fortes favorecem a acreção de sedimentos na linha de costa. Por outra mão, durante as fases negativas do ENOS- La Niña e durante o AMM positivo – com anomalias de TSM negativa ao norte e positivas ao sul –, favorecem os ventos mais fracos, modulando a posição da ZCIT para sul, favorecendo a formação de chuvas, trazendo ondas maiores, com períodos mais longos, e causando, assim, a erosão na linha de costa.

A série temporal das mudanças da LC mostraram episódios significativos de acreção e erosão, além de tendências decadais na posição da LC. A análise da correlação cruzada entre as condições meteoceanográficas correspondente as diferentes fases dos índices climáticos ENOS e AMM e a LC indicou uma defasagem variando de 3 a 12 meses

devido a resposta da LC às condições meteoceanográficas associadas às anomalias de TSM. Estes resultados correspondem, para alguns autores que verificam a resposta do Atlântico, aos eventos ENOS.

Portanto, na CAP os sinais de mudanças nas linhas de costa são influenciados principalmente pela variação ZCIT. A migração da ZCIT influencia a LCs na seguinte maneira: (1) Na modulação da energia das ondas incidentes: presença de estações calmas e energéticas (período seco e chuvoso); (2) Nas mudanças na direção das ondas de incidentes; (3) Nas variações atmosféricas que resultam em variações de direção e intensidade do vento; e (4) Nas mudanças no regime de precipitação, e consequentemente com variações nos processos hidrossedimentares, com o aumento/diminuição da descarga dos estuários.

Em termos morfodinâmicos, as praias incutem essas variações quando: (1) Na estação chuvosa, os canais de maré e os estuários tem maior volume d'água, as ondas estão mais energéticas, erodem a base das dunas e transportam as areias para áreas mais distantes da praia em direção ao mar; neste caso, barras arenosas na plataforma interna – as praias apresentam características morfológicas de uma linha de costa erodida com a formação de escarpa de dunas –, e (2) Na estação seca, devido à menor influência da chuva e aos ventos alísios mais intensos, a areia é removida dos bancos arenosos e transportada para porção superior do perfil praial formando as dunas – as praias apresentam características morfológicas de uma linha de costa acrescida onde há o acúmulo de sedimentos arenosos.

Assim, as praias da CAP, aqui estudadas, respondem às mudanças sazonais na direção do transporte de sedimentos sob climas de ondas, ventos e precipitação vindas de diferentes direções; mas também respondem por processos de longo prazo, que se estendem por períodos de vários anos a décadas, principalmente em associação às mudanças nas forçantes meteoceanográficas relacionadas a oscilações climáticas de grande escala como ENOS e AMM, com desfasagem de tempo variáveis entre a forçante climática e a resposta morfológica das praias.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, Peter N.; INMAN, Douglas L.; LOVERING, Jessica L. Effects of climate change and wave direction on longshore sediment transport patterns in Southern California. **Climatic Change**, [S. l.], v. 109, n. SUPPL. 1, p. 211–228, 2011. DOI: 10.1007/s10584-011-0317-0.
- ALVES, Marcelo; EL-ROBRINI, Maamar. Morphodynamics of a Macrotidal beach: Ajuruteua, Braganca north Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 39, p. 949–951, 2006.
- ANDREOLI, Rita Valéria; KAYANO, Mary Toshie; VIEGAS, Juarez; DE OLIVEIRA, Suzana Soares; DE SOUZA, Rodrigo Augusto Ferreira; GARCIA, Sâmia Regina; REGO, Willy Hagi Teles; DE OLIVEIRA, Maria Betânia Leal. Effects of two different La Niña types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, [S. l.], v. 39, n. 3, p. 1415–1428, 2019. DOI: 10.1002/joc.5891.
- ANGNUURENG, Donatus Bapentire; ALMAR, Rafael; SENECHAL, Nadia; CASTELLE, Bruno; ADDO, Kwasi Appeaning; MARIEU, Vincent; RANASINGHE, Roshanka. Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. **Geomorphology**, [S. l.], 2017. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.04.007.
- ASBURY H. SALLENGER, Jr. Storm Impact Scale for Barrier Islands. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 16, n. 3, p. 890–895, 2000.
- BARNARD, Patrick L. et al. Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. **Nature Geoscience**, [S. l.], v. 8, n. 10, p. 801–807, 2015. DOI: 10.1038/ngeo2539.
- BATTJES JA. Run-Up Distributions of Waves Breaking on Slopes. **ASCE J Waterways Harbors Div**, [S. l.], v. 97, n. WW1, p. 91–114, 1971. DOI: 10.1061/awhcar.0000077.
- BISHOP-TAYLOR, Robbi; SAGAR, Stephen; LYMBURNER, Leo; ALAM, Imam; SIXSMITH, Joshua. Sub-pixel waterline extraction: Characterising accuracy and sensitivity to indices and spectra. **Remote Sensing**, [S. l.], v. 11, n. 24, p. 1–23, 2019. DOI: 10.3390/rs11242984.
- BOAK, Elizabeth H.; TURNER, Ian L. **Shoreline definition and detection: A review** **Journal of Coastal Research**, 2005. DOI: 10.2112/03-0071.1.
- BURNINGHAM, Helene; FERNANDEZ-NUNEZ, Miriam. **Shoreline change analysis**. [s.l.] : Elsevier Ltd, 2020. DOI: 10.1016/b978-0-08-102927-5.00019-9.
- BURVINGT, Olivier; MASSELINK, Gerd; RUSSELL, Paul; SCOTT, Tim. Geomorphology Classification of beach response to extreme storms. [S. l.], v. 295, p. 722–737, 2017.
- BURVINGT, Olivier; MASSELINK, Gerd; SCOTT, Tim; DAVIDSON, Mark; RUSSELL, Paul. Climate forcing of regionally-coherent extreme storm impact and recovery on embayed beaches. **Marine Geology**, [S. l.], v. 401, p. 112–128, 2018. DOI: 10.1016/j.margeo.2018.04.004.
- CAMPOS, Ricardo. M. O Clima de Ondas na Costa Norte do Brasil no Cenário de

Mudanças Climáticas. In: II ECOSALINAS-SEMINÁRIO PARA O DESENVOLVIMENTO COSTEIRO SUSTENTÁVEL 2017, **Anais [...]**. [s.l: s.n.]

CARVALHO, Ângelo; VARGAS, Marcos; OYAMA, Daisuke. VARIABILIDADE DA LARGURA E INTENSIDADE DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL ATLÂNTICA: ASPECTOS OBSERVACIONAIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [S. l.], n. 3, p. 305–316, 2013.

CASTELLE, Bruno; MASSELINK, Erd; SCOTT, Tim; STOKES, Christopher; KONSTANTINOU, Aikaterini; MARIEU, Vincent; BUJAN, Stéphane. Satellite-derived shoreline detection at a high-energy meso-macrotidal beach. **Geomorphology**, [S. l.], p. 107707, 2021. a. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107707.

CASTELLE, Bruno; MASSELINK, Gerd; SCOTT, Tim; STOKES, Christopher; KONSTANTINOU, Aikaterini; MARIEU, Vincent; BUJAN, Stéphane. Satellite-derived shoreline detection at a high-energy meso-macrotidal beach. **Geomorphology**, [S. l.], v. 383, 2021. b. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107707.

CHANG, Ping; JI, Link; LI, Hong. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, [S. l.], v. 385, n. 6616, p. 516–518, 1997. DOI: 10.1038/385516a0.

CIPOLLETTI, Marina P.; DELRIEUX, Claudio A.; PERILLO, Gerardo M. E.; CINTIA PICCOLO, M. Superresolution border segmentation and measurement in remote sensing images. **Computers & Geosciences**, [S. l.], v. 40, p. 87–96, 2012. DOI: 10.1016/J.CAGEO.2011.07.015.

CIVCO, Daniel L. Artificial neural networks for land-cover classification and mapping. **International Journal of Geographical Information Systems**, [S. l.], v. 7, n. 2, p. 173–186, 1993. DOI: 10.1080/02693799308901949.

COHN, N.; RUGGIERO, P.; ORTIZ, J.; WALSTRA[∞], D. J. Investigating the Role of Complex Sandbar Morphology on Nearshore Hydrodynamics. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 70, p. 13–17, 2014. DOI: 10.2112/SI65-010.1.

COWELL, P. J.; THOM, B. G. **Morphodynamics of coastal evolution**. [s.l: s.n.]. DOI: <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511564420.004>.

D. GOODWIN, Ian; RIBÓ, Marta; MORTLOCK, Thomas. Coastal sediment compartments, wave climate and centennial-scale sediment budget. **Sandy Beach Morphodynamics**, [S. l.], p. 615–640, 2020. DOI: 10.1016/b978-0-08-102927-5.00025-4.

DAVIDSON, M. a.; O'HARE, T. J.; GEORGE, K. J. Tidal Modulation of Incident Wave Heights: Fact or Fiction? **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 24, n. 2004, p. 151–159, 2008. DOI: 10.2112/06-0754.1.

DE STEIGUER, J. E.; BURROUGHS, William James. Climate Change: A Multidisciplinary Approach. **Environmental History**, [S. l.], v. 7, n. 1, 2002. DOI: 10.2307/3985464.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [S. l.], v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.828>.

DOLAN, Robert; FENSTER, Michael S.; HOLME, Stuart J. Spatial Analysis of Shoreline

Recession and Accretion. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 8, n. 2, p. 263–285, 1992.

EL-ROBRINI ET AL. Panorama da Erosão Costeira no Brasil. Capítulo Pará. *In: Panorama da Erosão Costeira no Brasil*. [s.l: s.n.]. p. 478–545.

ENFIELD, David B.; MAYER, Dennis A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [S. l.], v. 102, n. C1, p. 929–945, 1997. DOI: <https://doi.org/10.1029/96JC03296>.

ESPEJO, Antonio; LOSADA, Iñigo J.; MÉNDEZ, Fernando J. Surfing wave climate variability. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 121, p. 19–25, 2014. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.06.006.

FERREIRA VEIGA, Sandro Miguel. the Influence of Oceanic and Atmospheric Large-Scale Variabilities on the Atlantic Meridional Mode Decadal Time Scale. [S. l.], 2018.

GALLOP, Shari; HARLEY, Mitchell; BRANDER, Robert; SIMMONS, Joshua; SPLINTER, Kristen; TURNER, Ian. Assessing Cross-Shore and Alongshore Variation in Beach Morphology Due to Wave Climate: Storms to Decades. **Oceanography**, [S. l.], v. 30, n. 3, 2017. DOI: 10.5670/oceanog.2017.304.

GARCÍA-RUBIO, Gabriela; HUNTLEY, David; RUSSELL, Paul. Evaluating shoreline identification using optical satellite images. **Marine Geology**, [S. l.], v. 359, p. 96–105, 2015. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.11.002.

GODOI, Victor A.; BRYAN, Karin R.; GORMAN, Richard M. Regional influence of climate patterns on the wave climate of the southwestern Pacific: The New Zealand region. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [S. l.], 2016. DOI: 10.1002/2015JC011572.

GODOI, Victor A.; BRYAN, Karin R.; GORMAN, Richard M. Storm wave clustering around New Zealand and its connection to climatic patterns. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2018. DOI: 10.1002/joc.5380.

GODOI, Victor A.; DE ANDRADE, Felipe M.; BRYAN, Karin R.; GORMAN, Richard M. Regional-scale ocean wave variability associated with El Niño-Southern Oscillation-Madden-Julian Oscillation combined activity. **International Journal of Climatology**, [S. l.], n. July, p. 1–12, 2018. DOI: 10.1002/joc.5823.

GODOI, Victor A.; DE ANDRADE, Felipe M.; DURRANT, Tom H.; TORRES JÚNIOR, Audalio R. What happens to the ocean surface gravity waves when ENSO and MJO phases combine during the extended boreal winter? **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 54, n. 3–4, p. 1407–1424, 2020. DOI: 10.1007/s00382-019-05065-9.

GUERREIRO, Juliana S. J. S.; RANIERI, L. A. Leilanhe A.; EL-ROBRINI, Maâmar; VILA-CONCEJO, Ana. Seasonal changes of a dynamic macrotidal beach: Case Study of Marieta Beach (Amazon Coast/Brazil). **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 165, n. 65, p. 1780–1784, 2013. a. DOI: 10.2112/si65-301.1.

GUERREIRO, Juliana S.; RANIERI, Leilanhe A.; ROBRINI, Maâmar El-; VILA, Ana. Seasonal changes of a dynamic macrotidal beach : Case Study of Marieta Beach (Amazon Coast / Brazil). [S. l.], n. 65, p. 1780–1784, 2013. b. DOI: 10.2112/SI65-301.1.

HAGENAARS, Gerben; DE VRIES, Sierd; LUIJENDIJK, Arjen P.; DE BOER, Wiebe P.;

RENIERS, Ad J. H. M. On the accuracy of automated shoreline detection derived from satellite imagery: A case study of the sand motor mega-scale nourishment. **Coastal Engineering**, [S. l.], v. 133, p. 113–125, 2018. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2017.12.011.

HASSELMANN, Klaus et al. The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. **J. PHYS. OCEANOGR.**, [S. l.], v. 18, n. 12, Dec. 1988, p. 1775–1810, 1988. DOI: 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:twmtgo>2.0.co;2.

HEMER, Mark A.; CHURCH, John A.; HUNTER, John R. Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, [S. l.], v. 30, n. 4, p. 475–491, 2010. DOI: 10.1002/joc.1900.

HEMER, Mark A.; FAN, Yalin; MORI, Nobuhito; SEMEDO, Alvaro; WANG, Xiaolan L. Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. **Nature Climate Change**, [S. l.], v. 3, n. 1, p. 1–6, 2013. DOI: 10.1038/nclimate1791.

HOLTHUIJSEN, Leo. Waves in Oceanic and Coastal Waters. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**, by Leo H. Holthuijsen, pp. 404. Cambridge University Press, January 2007. ISBN-10: . ISBN-13: , [S. l.], 2007. DOI: 10.2277/0521860288.

HUNTER, J. D. Matplotlib: A 2D Graphics Environment. **Computing in Science & Engineering**, [S. l.], v. 9, n. 3, p. 90–95, 2007. DOI: 10.1109/MCSE.2007.55.

J. MÉNDEZ, Fernando; RUEDA, Ana. Wave climates: deep water to shoaling zone. *In: Sandy Beach Morphodynamics*. [s.l.] : Elsevier, 2020. p. 39–59. DOI: 10.1016/b978-0-08-102927-5.00003-5.

JACKSON, Derek; SHORT, Andrew. Introduction to beach morphodynamics. *In: [s.l.: s.n.]*. p. 1–13. DOI: 10.1016/B978-0-08-102927-5.00001-1.

JOHN C. H. CHIANG ; DANIEL J. VIMONT. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere – Ocean Variability *. **American Meteorological Society**, [S. l.], p. 4143–4158, 2004.

JUSTIN E. STOPA AND KWOK FAI CHEUNG. Periodicity and patterns of ocean wind and wave climate. **Journal of Geophysical Research : Oceans**, [S. l.], n. i, p. 3909–3925, 2014. DOI: 10.1002/2013JC009563.

KAMPHUIS, J. William. Introduction to Coastal Engineering and Management: Third Edition. *In: Advanced Series on Ocean Engineering*. [s.l.] : World Scientific Publishing Co. Pte Ltd, 2020. v. 48p. 1–542. DOI: 10.1142/9789811208003_0001.

KARUNARATHNA, Harshinie; HORRILLO-CARABALLO, Jose; KURIYAMA, Yoshiaki; MASE, Hajime; RANASINGHE, Roshanka; REEVE, Dominic E. Linkages between sediment composition, wave climate and beach profile variability at multiple timescales. **Marine Geology**, [S. l.], v. 381, p. 194–208, 2016. DOI: 10.1016/j.margeo.2016.09.012.

KELLY, Joshua T.; MCSWEENEY, Sarah; SHULMEISTER, James; GONTZ, Allen M. Bimodal climate control of shoreline change influenced by Interdecadal Pacific Oscillation variability along the Cooloolo Sand Mass, Queensland, Australia. **Marine Geology**, [S. l.], v. 415, 2019. DOI: 10.1016/j.margeo.2019.105971.

KIM, B. O. Tidal modulation of storm waves on a macrotidal flat in the Yellow Sea. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [S. l.], v. 57, n. 3, p. 411–420, 2003. DOI:

10.1016/S0272-7714(02)00369-4.

KOMAR, P. D. Beach processes and sedimentation. *[S. l.]*, 1976. DOI: 10.5860/choice.36-1592.

KUMMU, Matti; DE MOEL, Hans; SALVUCCI, Gianluigi; VIVIROLI, Daniel; WARD, Philip J.; VARIS, Olli. Over the hills and further away from coast: global geospatial patterns of human and environment over the 20th–21st centuries. **Environmental Research Letters**, *[S. l.]*, v. 11, n. 3, p. 034010, 2016. DOI: 10.1088/1748-9326/11/3/034010.

LIU, Qingxiang; TRINDER, John; TURNER, Ian L. Automatic super-resolution shoreline change monitoring using Landsat archival data: a case study at Narrabeen–Collaroy Beach, Australia. **Journal of Applied Remote Sensing**, *[S. l.]*, v. 11, n. 1, p. 016036, 2017. DOI: 10.1117/1.jrs.11.016036.

LOUREIRO, Carlos; FERREIRA, Óscar. Mechanisms and timescales of beach rotation. **Sandy Beach Morphodynamics**, *[S. l.]*, p. 593–614, 2020. DOI: 10.1016/B978-0-08-102927-5.00024-2.

LUIJENDIJK, Arjen; HAGENAARS, Gerben; RANASINGHE, Roshanka; BAART, Fedor; DONCHYTS, Gennadii; AARNINKHOF, Stefan. The State of the World's Beaches. **Scientific Reports**, *[S. l.]*, v. 8, n. 1, p. 1–11, 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-24630-6.

MAITI, Sabyasachi; BHATTACHARYA, Amit K. Shoreline change analysis and its application to prediction: A remote sensing and statistics based approach. **Marine Geology**, *[S. l.]*, v. 257, n. 1–4, p. 11–23, 2009. DOI: 10.1016/j.margeo.2008.10.006.

MAMALAKIS, Antonios; RANDERSON, James T.; YU, Jin Yi; PRITCHARD, Michael S.; MAGNUSDOTTIR, Gudrun; SMYTH, Padhraic; LEVINE, Paul A.; YU, Sungduk; FOUFOULA-GEORGIOU, Efi. Zonally contrasting shifts of the tropical rain belt in response to climate change. **Nature Climate Change**, *[S. l.]*, v. 11, n. 2, p. 143–151, 2021. DOI: 10.1038/s41558-020-00963-x.

MARSHALL, Andrew G.; HEMER, Mark A.; HENDON, Harry H.; MCINNES, Kathleen L. Southern annular mode impacts on global ocean surface waves. **Ocean Modelling**, *[S. l.]*, v. 129, p. 58–74, 2018. DOI: 10.1016/j.ocemod.2018.07.007.

MASSELINK, Gerd; HUGHES, Michael; KNIGHT, Jasper. **Introduction to coastal processes and geomorphology**. [s.l.] : Routledge, 2014.

MASSELINK, Gerd; SCOTT, Tim; POATE, Tim; RUSSELL, Paul; DAVIDSON, Mark; CONLEY, Daniel. The extreme 2013 / 2014 winter storms : hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *[S. l.]*, v. 391, n. November 2015, p. 378–391, 2016. DOI: 10.1002/esp.3836.

MONTEIRO, M. C.; PEREIRA, L. C. C.; OLIVEIRA, S. M. O. De. Morphodynamic Changes of a Macrotidal Sand Beach in the Brazilian Amazon Coast (Ajuruteua-Pará). **Journal of Coastal Research**, *[S. l.]*, 2009.

MORTLOCK, Thomas R.; BAILLIE, Zak; GOODWIN, Ian D.; BROWNING, Stuart. Influence of the subtropical ridge on directional wave power in the southeast Indian Ocean. **International Journal of Climatology**, *[S. l.]*, n. January, p. 1–16, 2020. DOI: 10.1002/joc.6522.

MORTLOCK, Thomas R.; GOODWIN, Ian D. Impacts of enhanced central Pacific ENSO on wave climate and headland-bay beach morphology. **Continental Shelf Research**, [S. l.], v. 120, p. 14–25, 2016. DOI: 10.1016/j.csr.2016.03.007.

MUEHE, Dieter. **Panorama da erosão costeira no Brasil**. [s.l.: s.n.].

MUNK, Walter H. ON THE WIND-DRIVEN OCEAN CIRCULATION. **Journal of Atmospheric Sciences**, Boston MA, USA, v. 7, n. 2, p. 80–93, 1950. DOI: 10.1175/1520-0469(1950)007<0080:OTWDOC>2.0.CO;2.

NOBRE, P. ; SHUKLA, J. **Variation of Sea surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America** **Journal of Climate**, 1996. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2).

ODÉRIZ, I.; SILVA, R.; MORTLOCK, T. R.; MORI, N. El Niño-Southern Oscillation Impacts on Global Wave Climate and Potential Coastal Hazards. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [S. l.], v. 125, n. 12, 2020. DOI: 10.1029/2020JC016464.

OTSU, N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. **IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics**, [S. l.], v. 9, n. 1, p. 62–66, 1979. DOI: 10.1109/TSMC.1979.4310076.

PARDO-PASCUAL, Josep E.; ALMONACID-CABALLER, Jaime; RUIZ, Luis A.; PALOMAR-VÁZQUEZ, Jesús. Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. **Remote Sensing of Environment**, [S. l.], v. 123, p. 1–11, 2012. DOI: 10.1016/j.rse.2012.02.024.

PARDO-PASCUAL, Josep E.; SÁNCHEZ-GARCÍA, Elena; ALMONACID-CABALLER, Jaime; PALOMAR-VÁZQUEZ, Jesús M.; PRIEGO DE LOS SANTOS, Enrique; FERNÁNDEZ-SARRÍA, Alfonso; BALAGUER-BESER, Ángel. Assessing the Accuracy of Automatically Extracted Shorelines on Microtidal Beaches from Landsat 7, Landsat 8 and Sentinel-2 Imagery. [S. l.], 2018. DOI: 10.3390/rs10020326.

PEDREGOSA ET AL. **Scikit-learn: Machine Learning in Python**. 2011.

PEREIRA, Luci Cajueiro Carneiro; OLIVEIRA, Suellen Mara Oliveira De; COSTA, Rauqu??rio Marinho Da; COSTA, Kelli Garboza Da; VILA-CONCEJO, Ana; MARINHO DA COSTA, Rauquirio; COSTA, Kelli Garboza Da; VILA-CONCEJO, Ana. What happens on an equatorial beach on the Amazon coast when La Niña occurs during the rainy season? **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [S. l.], v. 135, n. March, p. 116–127, 2013. a. DOI: 10.1016/j.ecss.2013.07.017.

PEREIRA, Luci CC; PINTO, Ketellyn ST. Morphodynamic variations of a macrotidal beach (Atalaia) on the Brazilian Amazon Coast. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], n. 70, 2014. DOI: 10.2112/SI70-115.1.

PEREIRA, Luci; OLIVEIRA, Suellen; MARINHO DA COSTA, Rauquirio; COSTA, Kelli; VILA-CONCEJO, Ana. What happens on an equatorial beach on the Amazon coast when La Niña occurs during the rainy season? **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [S. l.], v. 135, p. 116–127, 2013. b. DOI: 10.1016/j.ecss.2013.07.017.

PHILANDER, S. George B. T. International Geophysics (ORG.). Chapter 1 - The Southern Oscillation: Variability of the Tropical Atmosphere. *In: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. [s.l.] : Academic Press, 1990. v. 46p. 9–57. DOI:

[https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)60172-2](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60172-2).

POLIDORI, Laurent. Sensoriamento remoto de alta resolução temporal para uma observação dinâmica dos ambientes tropicais. **Ciência & Trópico**, [S. l.], v. 44, n. 1 SE-ARTIGOS, 2020. DOI: 10.33148/cetropicov44n1(2020)art11.

POWER, Hannah; BALDOCK, Tom; CALLAGHAN, David P.; NIELSEN, Peter. Surf zone states and energy dissipation regimes - a similarity model. [S. l.], n. January 2014, 2013. DOI: 10.1142/s0578563413500034.

RANASINGHE, Roshanka. **Assessing climate change impacts on open sandy coasts: A review** **Earth-Science Reviews**, 2016. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.07.011.

RANASINGHE, Roshanka; MCLOUGHLIN, Rodney; SHORT, Andrew; SYMONDS, Graham. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. **Marine Geology**, [S. l.], v. 204, 2004. DOI: 10.1016/S0025-3227(04)00002-7.

RANIERI, Leilane A.; EL-ROBRINI, Maamar. Evolução da linha de costa de Salinópolis, Nordeste do Pará, Brasil. **Pesquisas em Geociências**; v. 42, n. 3 (2015): **Pesquisas em Geociências** DO - 10.22456/1807-9806.78121 , [S. l.], 2015.

RUGG, Allyson; FOLTZ, Gregory R.; PEREZ, Renellys C. Role of Mixed Layer Dynamics in Tropical North Atlantic Interannual Sea Surface Temperature Variability. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 29, n. 22, p. 8083–8101, 2016. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0867.1.

RUGGIERO, P.; KOMAR, P. D.; MCDUGAL, W. G.; MARRA, J. J.; BEACH, R. A. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 17, n. 2, 2001.

RUGGIERO, Peter; HOLMAN, R. a.; BEACH, R. a. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, [S. l.], v. 109, n. 6, p. 1–12, 2004. DOI: 10.1029/2003JC002160.

SENECHAL, Nadia; COCO, Giovanni; BRYAN, Karin R.; HOLMAN, Rob A. Wave runup during extreme storm conditions. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], v. 116, n. C7, p. C07032, 2011. DOI: 10.1029/2010JC006819.

SENECHAL, Nadia; RUIZ DE ALEGRÍA-ARZABURU, Amaia. **Seasonal imprint on beach morphodynamics**. [s.l.] : Elsevier Ltd, 2020. DOI: 10.1016/b978-0-08-102927-5.00020-5.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], v. 96, n. C8, 1991. DOI: 10.1029/91jc01046.

SHORT, A.D., COWELL, P.J., CADEE, M., HALL, W, VAN DICK, B. Beach rotation and possible relation to the Southern Oscillation. **Ocean and Atmosphere Pacific International Conference, National Tidal Facility**, [S. l.], p. 329–334, 1995.

SHORT, Andrew. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. [s.l.: s.n.].

SOUZA-FILHO, Pedro W. M.; LESSA, Guilherme C.; COHEN, Marcelo C. L.; COSTA, Francisco R.; LARA, Ruben J. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. **Lecture Notes in Earth Sciences**, [S. l.], v. 107, p. 347–375, 2009. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_11.

SOUZA, Everaldo B. De; KAYANO, Mary T.; TOTA, Julio; PEZZI, Luciano; FISCH, Gilberto; NOBRE, Carlos. On the influences of the El Niño, La niña and Atlantic Dipole Paterni on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 30, n. 2, p. 305–318, 2000. a. DOI: 10.1590/1809-43922000302318.

SOUZA, Everaldo B. De; KAYANO, Mary T.; TOTA, Julio; PEZZI, Luciano. On the influences of the El nino, La Nina and Atlantic Dipole Pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 30, p. 305–318, 2000. b.

SOUZA, Everaldo B. D. E.; NOBRE, E. Paulo. Uma revisao sobre o padrao de dipolo no atlantico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [S. l.], v. 13, n. n1, p. 31–44, 1998.

SOUZA FILHO, Pedro Walfir; EL-ROBRINI, Maâmar. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). **Revista Geonomos**, [S. l.], v. 4, 2013. DOI: 10.18285/geonomos.v4i2.197.

STIVE, Marcel J. F.; AARNINKHOF, Stefan G. J.; HAMM, Luc; HANSON, Hans; LARSON, Magnus; WIJNBERG, Kathelijne M.; NICHOLLS, Robert J.; CAPOBIANCO, Michele. Variability of shore and shoreline evolution. **Coastal Engineering**, [S. l.], v. 47, n. 2, p. 211–235, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6).

STOPA, Justin E.; ARDHUIN, Fabrice; GIRARD-ARDHUIN, Fanny. Wave climate in the Arctic 1992-2014: Seasonality and trends. **Cryosphere**, [S. l.], v. 10, n. 4, p. 1605–1629, 2016. DOI: 10.5194/tc-10-1605-2016.

STOPA, Justin E.; CHEUNG, Kwok Fai. Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Ocean Modelling**, [S. l.], v. 75, p. 65–83, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006>.

STOPA, Justin E.; CHEUNG, Kwok Fai; TOLMAN, Hendrik L.; CHAWLA, Arun. Patterns and cycles in the Climate Forecast System Reanalysis wind and wave data. **Ocean Modelling**, [S. l.], v. 70, p. 207–220, 2013. DOI: 10.1016/j.ocemod.2012.10.005.

THOMAS, T.; PHILLIPS, M. R.; WILLIAMS, A. T.; JENKINS, R. E. Rotation on two adjacent open coast macrotidal beaches. **Applied Geography**, [S. l.], v. 35, n. 1–2, p. 363–376, 2012. DOI: 10.1016/J.APGEOG.2012.08.010.

TIMMERMANN, Axel et al. **El Niño–Southern Oscillation complexity** Nature Publishing Group, , 2018. DOI: 10.1038/s41586-018-0252-6.

TOIMIL, A.; CAMUS, P.; LOSADA, I. J.; LE COZANNET, G.; NICHOLLS, R. J.; IDIER, D.; MASPATAUD, A. **Climate change-driven coastal erosion modelling in temperate sandy beaches: Methods and uncertainty treatment** Earth-Science Reviews Elsevier B.V., , 2020. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103110.

TRENBERTH, Kevin E. El Niño southern oscillation (ENSO). In: **Encyclopedia of Ocean Sciences**. [s.l.] : Elsevier, 2019. p. 420–432. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.04082-3.

TRENBERTH, Kevin E.; STEPANIAK, David P. Indices of El Niño Evolution. **Journal of Climate**, Boston MA, USA, v. 14, n. 8, p. 1697–1701, 2001. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2.

TU, Te-Ming; SU, Shun-Chi; SHYU, Hsuen-Chyun; HUANG, Ping S. A new look at IHS-

like image fusion methods. **Information Fusion**, [*S. l.*], v. 2, n. 3, p. 177–186, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1566-2535\(01\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S1566-2535(01)00036-7).

VEIGA, Sandro F.; GIAROLLA, Emanuel; NOBRE, Paulo; NOBRE, Carlos A. Analyzing the influence of the North Atlantic Ocean variability on the Atlantic meridional mode on decadal time scales. **Atmosphere**, [*S. l.*], v. 11, n. 1, 2020. DOI: 10.3390/ATMOS11010003.

VITOUSEK, Sean; BARNARD, Patrick L.; FLETCHER, Charles H.; FRAZER, Neil; ERIKSON, Li; STORLAZZI, Curt D. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. **Scientific Reports**, [*S. l.*], v. 7, n. 1, p. 1–9, 2017. DOI: 10.1038/s41598-017-01362-7.

VOIGT, Aiko et al. Fast and slow shifts of the zonal-mean intertropical convergence zone in response to an idealized anthropogenic aerosol. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, [*S. l.*], v. 9, n. 2, p. 870–892, 2017. DOI: 10.1002/2016MS000902.

VOS, K.; HARLEY, M. D.; SPLINTER, K. D.; TURNER, I. L. Satellite-derived shorelines along the east coast of Australia between 1987 and 2019. **Australasian Coasts and Ports 2019 Conference**, [*S. l.*], n. September, p. 1198–1203, 2019. a.

VOS, Kilian; HARLEY, Mitchell D.; SPLINTER, Kristen D.; SIMMONS, Joshua A.; TURNER, Ian L. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. **Coastal Engineering**, [*S. l.*], v. 150, n. February, p. 160–174, 2019. b. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2019.04.004.

VOS, Kilian; HARLEY, Mitchell D.; TURNER, Ian L. **Satellite-derived shorelines along the east coast of Australia between 1987 and 2019 Resilience Increasing Strategies for Coasts-toolKIT (RISC-KIT) View project Predicting Shoreline Change over timescales of days to decades View project**. [s.l: s.n.].

VOS, Kilian; SPLINTER, Kristen D.; HARLEY, Mitchell D.; SIMMONS, Joshua A.; TURNER, Ian L. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. **Environmental Modelling and Software**, [*S. l.*], v. 122, 2019. c. DOI: 10.1016/j.envsoft.2019.104528.

WAHL, Thomas; PLANT, Nathaniel G. Changes in erosion and flooding risk due to long-term and cyclic oceanographic trends. **Geophysical Research Letters**, [*S. l.*], v. 42, n. 8, p. 2943–2950, 2015. DOI: 10.1002/2015GL063876.

WALCKER, Romain; ANTHONY, Edward Jamal; CASSOU, Christophe; ALLER, Robert Curwood; GARDEL, Antoine; PROISY, Christophe; MARTINEZ, Jean Michel; FROMARD, François. Fluctuations in the extent of mangroves driven by multi-decadal changes in North Atlantic waves. **Journal of Biogeography**, [*S. l.*], 2015. DOI: 10.1111/jbi.12580.

WELCH, Peter D. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. [*S. l.*], n. 2, p. 70–73, 1967.

WIGGINS, Mark; SCOTT, Tim; MASSELINK, Gerd; RUSSELL, Paul; VALIENTE, Nieves G. Regionally-coherent embayment rotation: Behavioural response to bi-directional waves and atmospheric forcing. **Journal of Marine Science and Engineering**, [*S. l.*], v. 7, n. 4, p. 9–12, 2019. DOI: 10.3390/jmse7040116.

WRIGHT, L.D.; THOM, B. .. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *[S. l.]*, 1975.

XIE, Shang-Ping; CARTON, James A. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. *[S. l.]*, 2004.

YOUNG, I. R. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, *[S. l.]*, v. 19, n. 9, p. 931–950, 1999. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O.

ZHANG, Wenjun; JIANG, Feng; STUECKER, Malte F.; JIN, Fei Fei; TIMMERMAN, Axel. Spurious North Tropical Atlantic precursors to El Niño. **Nature Communications**, *[S. l.]*, v. 12, n. 1, 2021. DOI: 10.1038/s41467-021-23411-6.