



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ANDERSON PEREIRA LINO

**EVENTOS PLUVIOMÉTRICOS EXTREMOS E INUNDAÇÃO COMPOSTA NA
CIDADE DE RECIFE**

Recife

2019

ANDERSON PEREIRA LINO

**EVENTOS PLUVIOMÉTRICOS EXTREMOS E INUNDAÇÃO COMPOSTA NA
CIDADE DE RECIFE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.

Coorientador: Prof. Dr. Michalis Ioannis Vousdoukas.

Recife

2019

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

L758e Lino, Anderson Pereira.
Eventos pluviométricos extremos e inundação composta na cidade de Recife
/ Anderson Pereira Lino. - 2019.
178 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.
Coorientador: Prof. Dr. Michalis Ioannis Vousdoukas.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2020.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Variação climática. 3. Eventos compostos. 4.
Modelagem numérica. 5. ENOS. I. Pereira, Pedro de Souza. (Orientador).
II. Vousdoukas, Michalis Ioannis (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2020-43

ANDERSON PEREIRA LINO

**EVENTOS PLUVIOMÉTRICOS EXTREMOS E INUNDAÇÃO COMPOSTA NA
CIDADE DE RECIFE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Aprovada em: 03/09/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Claudia Klose Parise (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Maranhão

Prof.^a Dr.^a Mirella Borba Santos Ferreira Costa (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Tereza Cristina Medeiros de Araújo (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Ranyére Silva Nóbrega (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Para desenvolver e finalizar esta tese tive o apoio de muitas pessoas que me incentivaram e que tornaram possível continuar em frente até chegar a este ponto final. Assim, agradeço:

Ao Prof. Pedro de Souza Pereira, meu orientador, pelas sugestões, críticas construtivas, apoio e confiança, onde mesmo diante de todos os contratempos possíveis acreditou no meu trabalho e incentivou para realização do mesmo.

Ao meu Coorientador Michalis Voutsdoukas por toda ajuda, sugestões, críticas e compartilhamento de conhecimento que foram essenciais para a conclusão de mais essa etapa.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo, tanto no país quanto sanduíche, e financiamento do projeto, o qual permitiu a realização desse trabalho.

À Secretaria de Meio Ambiente e Sustentabilidade estadual de Pernambuco e municipal de Recife pela disponibilização dos dados Lidar, em especial à Andrea Olinto.

À PROPESQ/UFPE pelos auxílios para participação em eventos.

À equipe do LABOGEO pelas colaborações e amizades, em especial a Luciana Vieira, Luciana Santos, Karol Martins, Rodolfo Araújo, Tiago Pereira, Luis Tassinari, Marcos, Nivaldo. E aos professores: Tereza Cristina, Roberto Barcellos e Antônio Vicente.

Ao JRC por ter me recebido durante o período sanduíche, em especial a: Luc Feyen, Evangelos Voukouvalas, Lorenzo Mentaschi, Alessandra Bianchi, Feyera Hirpa, Carine Drewes, Eliana Souza, Juliana Disperati, Juliana Felix, Marcela Velasco, Rosana Grechi, Fernando, Pieter Beck, Thais Lima. Muito obrigado pela receptividade, apoio e amizade.

Aos professores e funcionários do PPGEOC que contribuíram para minha formação acadêmica.

À minha família por toda a base, compreensão e apoio para a realização de mais essa etapa.

Aos amigos Yumi Asakura, Érica Omena, Renato Vanderlei, Barbara Paiva, Felipe Facó, Karol Martins, Rafael Sales, Karol Barros, Anne Rafaela, Anderson Gomes, Cleber Castro, Rodrigo Passos, Rafael Andrade, Juliana, Felipe, Pedro, Marlane. Obrigado pelo apoio, amizade e incentivo.

E a todos aqueles, que porventura aqui não mencionei, muito obrigado!

RESUMO

Atualmente um assunto que vem sendo amplamente discutido a nível global são as mudanças ocorridas nos padrões climáticos ao redor do mundo e suas consequências junto à sociedade. Através da utilização de modelos numéricos, análise de índices baseados em anomalias climáticas, o presente trabalho objetivou avaliar a inundação composta ocasionada por eventos de extremos climáticos associados à precipitação e elevação do nível do mar frente às atuais projeções para a região de Recife-PE. Como dados utilizou-se: séries históricas de precipitação e descarga fluvial de 30 anos para a Bacia do Rio Capibaribe e Rio Capibaribe, respectivamente; batimetria da GEBCO e do projeto MAI; altimetria proveniente de lidar; dados de onda do ERA-Interim; dados de maré; índices de anomalias climáticas globais de Temperatura da Superfície do Mar; onda de tempestade e sobre-elevação por ondas para cenários atuais e futuros (RCP 4.5 e RCP 8.5); e elevação do nível do mar. Os resultados estão divididos em três artigos: o artigo I analisa as tendências climáticas associadas à precipitação para a Bacia do Rio Capibaribe. Constatou-se que os padrões variaram para os diferentes locais e que as anomalias climáticas influenciaram a ocorrência desses eventos nos últimos anos durante a ocorrência de eventos ENOS, podendo as dispersões encontradas ainda serem relacionadas às mudanças da paisagem natural local. O artigo II utiliza de um modelo de múltiplos domínios que serviu como base para um sistema de alerta prévio de inundação, reproduzindo a maior e mais catastrófica inundação registrada em Recife, onde os resultados apresentaram pontos de inundações modelados de 62% da área urbana e 72% do município, dado um incremento máximo de 4,2 m no corpo d'água do rio. O artigo III visou entender quão importante é a inundação composta para Recife e como isso mudará em cenários futuros. Os resultados mostram que a exclusão de descarga fluvial pode subestimar as áreas inundáveis em até 17% e que a ocorrência de um evento composto associado à elevação do nível do mar apresenta um incremento das áreas atingidas e das profundidades de inundação, podendo chegar a 60% de áreas afetadas, no cenário mais pessimista, comparadas ao cenário atual. Sendo assim, conclui-se que Recife é uma cidade vulnerável à ocorrência de eventos extremos compostos e que as alterações nos padrões climáticos podem maximizar as consequências, mostrando a necessidade desse tipo de avaliação para a mitigação e/ou adaptação de desastres que possam vir a ocorrer na região.

Palavras-chave: Variação climática. Eventos compostos. Modelagem numérica. ENOS.

ABSTRACT

Climate changes has been widely discussed, especially regarding the consequences of climate patterns changes and their impacts on society. Using numerical models, extreme indexes analysis and climate anomalies, the present work aimed to assess the compound flooding caused by extreme weather and climate events associated with precipitation and sea level rise face the current projections for Recife-PE. As data were used: 30-year time series of rainfall and river discharge for the Capibaribe River Basin and Capibaribe River, respectively; bathymetry from GEBCO and MAI project; altimetry from Lidar; ERA-Interim wave data; tide; Global Sea Surface Temperature anomaly indexes; storm surge and wave setup for present and future scenarios (RCP 4.5 and RCP 8.5); and sea level rise. The results are divided into three papers: the paper I analyzes the climate trends associated with precipitation for the Capibaribe River basin. The results show that anomalies have influenced the occurrence of these events in the last years during the occurrence of El Niño/La Niña and that the dispersions found may be related to changes in the natural landscape. The paper II describes the use of a multi-domain model used as a flooding early warning system base and reproduces the largest and most catastrophic flooding recorded in Recife. The results show 62% and 72% of the urban and municipality areas affected, respectively, given an increase of 4.2 m in the river's quote. The paper III aimed to understand how important compound flooding is for Recife and how this will change in the future. The results show that the river discharge exclusion highlights an underestimation of flooded extent and depths by 17%. The occurrence of a compound flooding associated with sea level rise show an increase of depths and affected areas, being able to reach 60% in the pessimistic scenario, compared with the present scenario. Thus, as conclusion, Recife is vulnerable to the occurrence of extreme compound events and the weather patterns changes can maximize the consequences. This highlight the importance of this type of assessment for mitigation and/or adaptation of disasters that may occur in the region.

Keywords: Climate variability. Compound events. Numerical modeling. ENSO.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Anomalia de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico durante uma forte La Niña (em dezembro de 1988) e El Niño (em dezembro de 1997).....	20
Figura 2 - Localização das regiões de Niño (Niño1+2, Niño3, Niño3,4 e Niño4) para medir a temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico Leste Tropical e central...21	21
Figura 3 - Áreas do Oceano Atlântico Tropical ATN (TNAI) e ATS (TSAI), associados ao Padrão do Dipolo do Atlântico.....	21
Figura 4 - Valores de Índice de Oscilação Sul (IOS) para o período de 1950 a 2018.....	22
Figura 5 - Valores mensais do Índice de Niño Oceânico (ONI) para o período de 1950 a 2018.....	24
Figura 6 - Alterações médias anuais na precipitação (P), evaporação (E), umidade relativa, E-P, escoamento e umidade do solo para 2081–2100, referente a 1986–2005, de acordo com o Patamar de Concentração Representativo RCP 8.5*.	28
Figura 7 - Desenho esquemático do ciclo da água.	30
Figura 8 - Desenho esquemático da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica.....	32
Figura 9 - Desenho esquemático de um sistema de ordenamento de canais.	34
Figura 10 - Curvas de capacidade e taxas de infiltração.	39
Figura 11 - Modelo esquemático de hidrograma. TC = tempo de concentração da bacia, TP = tempo de pico, TM = tempo de ascensão e TR (N) = tempo de recessão. ...	41
Figura 12 - Representação esquemática da diferença entre enchentes e inundação.....	46
Figura 13 - Croqui esquematizando a área total de Recife atingida pela inundação de 1975..	49
Figura 14 - Fotografias de registro histórico mostrando áreas da cidade de Recife inundadas.	49
Figura 15 - Mapa de localização da área de estudo.....	50
Figura 16 - Representação do Sistema adutor do Capibaribe.....	54
Figura 17 - Série histórica de maré para o porto de Recife para o período de 1970 a 2017. ...	58
Figura 18 - Desenho esquemático de Nível (ζ), Profundidade (h) e profundidade total (H)...70	70
Figura 19 - Esquema mostrando os tipos de coordenadas verticais σ e Z.....	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Alteração projetada na temperatura média global da superfície e o aumento médio global do nível do mar, relativos ao período de referência de 1986-2005...	27
Tabela 2 - Desastres naturais mais frequentes por municípios.....	47
Tabela 3 - Registro histórico de secas e enchentes em Pernambuco.....	47
Tabela 4 - Descrição históricas dos eventos de enchentes e inundações ocorridas em Recife - PE e os danos causados.....	48
Tabela 5 - Municípios que integram a bacia hidrográfica do rio Capibaribe.....	51
Tabela 6 - Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	52
Tabela 7 - Características gerais da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.....	53
Tabela 8 - Características dos principais reservatórios do Rio Capibaribe.....	55
Tabela 9 - Índices climáticos dependentes de precipitação pluviométrica diária e temperatura do ar, com suas definições e unidades.....	62

LISTA DE SIGLAS

AG	Agreste
ANA	Agência Nacional de Águas
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATN	Índice Atlântico Tropical Norte
ATS	Índice Atlântico Tropical Sul
BR	Modelo de Baixa Resolução
CCI/CLIVAR	Programa Internacional de Pesquisa em Previsão da Variabilidade Climática
CCD	Dias secos consecutivos
CI	Cone de influência
CP	Pontos de Controle (Control Point)
CWD	Dias úmidos consecutivos
DA	Dipolo do Atlântico
Dir	Direção de onda/vento
DT	Modelo Detalhado
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ERA-Interim	Reanálise atmosférica global
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection and Indexes
ETCCDMI	Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices
GCM	Modelos Climáticos Globais
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans
Hs	Altura de onda
IOS	Índice de Oscilação Sul
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (Intergovernmental Panel on Climate Change)
JRC	Joint Research Centre
LC	Modelo Local
Lidar	Light Detection and Ranging
MAI	Monitoramento Ambiental Integrado
MDT	Modelo Digital de Terreno
MSL	Nível Médio do Mar (Mean Sea Level)

NOAA	Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (National Oceanic and Atmospheric Administration)
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONI	Índice do Niño Oceânico (Oceanic Niño Index)
PCA	Análise de Componentes Principais
PMP	Precipitação Máxima Provável
PRCPTOT	Precipitação total anual em dias úmidos
R10	Número de dias de precipitação forte
R20	Número de dias de precipitação muito forte
R95p	Dias muito úmidos
R99p	Dias extremamente úmidos
RCP	Patamares de Concentração Representativos (Representative Concentration Pathways)
RMR	Região Metropolitana do Recife
RPA	Região Político-Administrativa
Rnn	Número de dias acima de nn mm
RX1day	Quantidade máxima de precipitação de 1 dia
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação de 5 dias
SDII	Índice de intensidade diária simples
SEMAS	Secretaria de Meio ambiente do Estado de Pernambuco
SOI	Índice de Oscilação Sul (Southern Oscillation Index)
TNAI	Índice do Atlântico Norte Tropical (Tropical North Atlantic Index)
Tp	Período de onda
Tr	Tempo de Recorrência
TSAI	Índice do Atlântico Sul Tropical (Tropical South Atlantic Index Index)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TWL	Nível Total de Água (Total Water Level)
VCANs	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
Vulspe	Vulnerabilidade da Zona Costeira dos Estados de São Paulo e Pernambuco
WL	Nível de Água (Water Level)
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZM	Zona da Mata

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	HIPÓTESE	15
1.2	OBJETIVOS	16
1.2.1	Geral	16
1.2.2	Específicos	16
1.3	ESTRUTURA DA TESE	16
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
2.1	MUDANÇAS CLIMÁTICAS	18
2.1.1	Índice de intensidade	22
2.1.1.1	Índice de Oscilação Sul	22
2.1.1.2	Índice do Niño Oceânico (ONI)	23
2.1.2	Índices de extremos climáticos	24
2.1.3	Cenários globais futuros	25
2.1.4	Eventos compostos	29
2.2	CICLO HIDROLÓGICO	29
2.2.1	Bacia hidrográfica	31
2.2.1.1	Fisiografia das bacias hidrográficas	32
2.2.2	Precipitação	34
2.2.2.1	Formas de precipitação	35
2.2.2.2	Classificação das precipitações	35
2.2.2.3	Tipos de precipitação	36
2.2.2.3.1	<i>Pluviometria</i>	37
2.2.3	Infiltração	39
2.2.4	Hidrograma	40
2.2.5	Escoamento	42
2.3	INUNDAÇÃO X ENCHENTE	44
2.3.1	Enchentes e inundações em Pernambuco	46
2.3.2	Enchentes e inundações em Recife	47
3	ASPECTOS GERAIS DA ÁREA	50
3.1	BACIA DO RIO CAPIBARIBE	50
3.1.1	Localização	50
3.1.2	Clima	51

3.1.3	Solos	52
3.1.4	Vegetação e relevo.....	52
3.1.5	Características físico-hídricas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe	53
3.1.6	Sistema hídrico.....	53
3.2	RECIFE	56
4	METODOLOGIA GERAL	57
4.1	DADOS	57
4.1.1	Onda	57
4.1.2	Maré	57
4.1.3	Batimetria	58
4.1.4	Altimetria	59
4.1.5	Fluviometria e Pluviometria	59
4.1.5.1	Fluviometria.....	60
4.1.5.2	Pluviometria.....	60
4.1.6	Índices Oceânicos de TSM no Oceano Pacífico e Atlântico	60
4.1.7	Nível total de água	61
4.2	ANÁLISE	61
4.2.1	Tendências dos índices de detecção de mudanças climáticas	61
4.2.1.1	Controle de qualidade	65
4.2.2	Teste não paramétrico de Mann-Kendall	65
4.2.2.1	Análise regional	66
4.2.3	Coerência de ondeleta e diferença de fase	67
4.3	COMPONENTES DO MODELOS	68
4.3.1	D-Flow	69
4.3.2	D-Wave	72
4.3.3	Configuração do modelo	75
4.3.4	Calibração e validação	75
5	RESULTADOS	77
5.1	ARTIGO 1 - TENDÊNCIAS DE EXTREMOS CLIMÁTICOS ASSOCIADOS À PRECIPITAÇÃO E SUA TELECONEXÃO COM ANOMALIAS CLIMÁTICAS GLOBAIS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAPIBARIBE – PE, BRASIL	77

5.2	ARTIGO 2 - RECONSTITUIÇÃO DA ENCHENTE DE 1975 EM RECIFE-PE ATRAVÉS DE UM MODELO DE INUNDAÇÃO DE MÚLTIPLOS DOMÍNIOS	109
5.3	ARTIGO 3 - AVALIAÇÃO DE RISCO À INUNDAÇÃO COMPOSTA PARA A CIDADE DE RECIFE EM CENÁRIOS CLIMÁTICOS ATUAIS E FUTUROS	135
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	160
	REFERÊNCIAS	163

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos vem sendo amplamente discutido os impactos ocasionados pelas mudanças climáticas, principalmente devido às consequências para a humanidade e biodiversidade (SANTOS et al., 2010). Tais mudanças podem acarretar em eventos climáticos extremos que podem ser experimentados das mais diversas formas, como através de eventos de secas prolongadas, inundações, ondas de calor, tornados, entre outros. Em um viés meteorológico/climatológico, um evento extremo pode ser entendido como desvios ocorrentes de determinado estado climático moderado, ocorrentes em escalas temporais distintas (MARENGO et al., 2009).

A ocorrência desse tipo de evento sempre esteve presente na história, no entanto, estudos mostram que as mudanças no clima, ocasionadas pela ação antrópica, estão acelerando e/ou intensificando a frequência e ocorrência desse tipo de evento (e.g. CHANG et al., 2013; DASH et al., 2012; IPCC, 2014; YILMAZ; HOSSAIN; PERERA, 2014; DU et al., 2014), sendo a zona costeira uma das principais áreas diretamente afetadas, principalmente quando da ocorrência de eventos compostos, que podem ser definidos como: (a) ocorrência simultânea e/ou consecutiva de dois ou mais eventos extremos; (b) combinação de eventos extremos em condições subjacentes que ampliam o impacto; (c) Combinação de eventos que não se caracterizam como extremos, no entanto a junção com outro, o que eleva ao nível de extremo (SENEVIRATNE et al., 2012).

A zona costeira é caracterizada como uma das regiões mais energéticas do planeta, sendo denominada como a região compreendida entre o ambiente marinho e continental, onde forças hidrodinâmicas atuam, influenciando diretamente na morfologia deste ambiente através de variações espaço-temporais constantes (WRIGHT; SHORT, 1984; WESCHENFELDER; ZOUAIN, 2002).

De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*) (2012 e 2014), os sistemas costeiros (principalmente as áreas abaixo do nível médio do mar) serão ainda mais expostos a impactos diversos como submersão, erosão e inundações, isso se levando em consideração o aumento do nível do mar projetado para o século XXI, associado à consequência do crescimento populacional, do desenvolvimento econômico e da urbanização.

Atualmente, esta área caracteriza-se por ser de alto valor socioeconômico, uma vez que apresentam grandes conglomerados populacionais e/ou atividades comerciais importantes (COSTANZA, 1999; KRON 2013). Tal característica mostrou-se mais evidente no último meio

século, onde com o aumento do êxodo urbano, cresceu de forma desordenada a ação antrópica nesse ambiente, impedindo, muitas vezes, sua reestruturação natural e aumentando consequentemente a vulnerabilidade desta área.

Para exemplificar a vulnerabilidade dessa área, tomando como exemplo os últimos 15 anos, pode-se citar um grande número de desastres costeiros ao redor do mundo: tsunamis em Sumatra (2004) e em Fukushima (2011), Furacão Katrina (2005), Tempestade Xynthia na França (2010), Furacão Irene (2011) e Sandy (2012) nos Estados Unidos, tsunamis no Japão (2011), dentre outros.

Em todos os eventos citados os impactos ambientais, sociais e econômicos foram de grande proporção. E não muito distante ainda podem-se citar as enchentes ocorridas em Recife (1966, 1975, 2000 e 2010), que trouxeram grandes prejuízos econômicos e sociais para a sociedade recifense e circunvizinha.

Tais eventos podem ou não estar diretamente ligados às mudanças climáticas, porém a detecção da ação irá variar de um lugar para o outro, uma vez que as tais mudanças impulsionam a intensidade e/ou frequência desses eventos. Este, como sinal primário, pode ser visto através da elevação do nível médio do mar, mudança na intensidade e/ou periodicidade de chuvas, mudança nas condições de vento e ondas, frequência de eventos extremos e inundações (COOPER, 2009; KRON 2013; PEREIRA et al., 2015). No entanto, as atuais pesquisas ainda negligenciam alguns fatores essenciais às projeções futuras para simulação do nível máximo de alcance de água, como influência da ação das ondas nesses cenários (HINKEL et al., 2014).

Segundo Kron (2013), o desastre só acontece quando pessoas são acometidas por lesões e/ou mortes e seus bens danificados e/ou destruídos. No entanto, deve-se ainda levar em consideração a probabilidade da ocorrência do evento e a presença de itens vulneráveis.

Tendo isso em vista, na última década tem-se despendido grande esforço a fim de se estipular medidas mitigatórias/preventivas desses eventos para essas áreas, inferindo assim uma enorme pressão sobre órgãos governamentais, que necessitam de informações mais precisas para realização dessas adaptações e por isso buscam novas metodologias que visem a previsão a curto prazo e um melhor detalhamento dos impactos a longo prazo (TAYLOR; STOUFFER; MEEHL, 2012; VOUSDOKAS et al., 2012; CISCAR et al., 2014).

1.1 HIPÓTESE

As regiões costeiras, principalmente aquelas de baixa altitude, são vulneráveis à ocorrência de inundações, sendo mais intensificada quando da ocorrência de eventos

compostos. Sendo assim, Recife se caracteriza como uma área de alto risco à inundação composta, onde a intensidade do risco aumenta dado a ocorrência da elevação do nível do mar e eventos extremos.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Avaliar a inundação composta ocasionada por eventos extremos climáticos de precipitação e elevação do nível do mar frente às atuais projeções climáticas para a região de Recife-PE.

1.2.2 Específicos

- Avaliar as tendências de eventos extremos associados à precipitação na bacia do Rio Capibaribe e sua relação com índices climáticos globais, nos últimos 30 anos;
- Aplicar e validar um modelo hidrodinâmico de múltiplos domínios, quanto à determinação de cenários de eventos extremos e reconstituir o maior evento de inundação ocorrido em Recife-PE, a fim de avaliar as extensões das áreas afetadas;
- Avaliar a importância da inundação composta para Recife e como isso mudará em cenários futuros;

1.3 ESTRUTURA DA TESE

A presente tese é composta de seis capítulos. O Capítulo I consta de uma introdução revisando o tema abordado. O Capítulo II explora as características gerais da área de estudo, onde são abordados aspectos oceanográficos, geológicos e climáticos do local proposto para investigação. O Capítulo III aborda a metodologia geral utilizada para obtenção dos objetivos propostos. Os resultados da tese estão divididos em 3 artigos dispostos nos Capítulos IV, V e VI, que foram ou serão submetidos para publicação em periódicos cujo escopo atenda aos objetivos de cada manuscrito. O manuscrito I (Capítulo IV): *Tendências de índices de extremos climáticos associados à precipitação e sua interconexão com anomalias climáticas globais na*

bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, aborda o padrão de interconexão linear e não linear entre extremos de precipitação e anomalias de TSM e suas tendências para o período de 1987 e 2017, em uma análise espaço-temporal. O manuscrito II (Capítulo V): *Reconstituição da enchente de 1975 em Recife-PE através de um modelo de inundação de múltiplos domínios* provém de um modelo base para um Sistema de Alerta Prévio (SAP) desenvolvido em parceria com o *Joint Research Centre*, com financiamento da CAPES através do programa Pesquisador Visitante. Este aborda a validação e a reprodução do evento mais catastrófico registrado para Recife. O manuscrito III (Capítulo VI): *Avaliação de risco à inundação composta para a cidade de Recife em cenários atuais e futuros*, aborda a suscetibilidade de Recife à ocorrência de inundações ocasionadas por eventos compostos, projetando cenários para o presente e futuro (RCP 4.5 e RCP 8.5), a fim de entender a importância da consideração desse tipo de evento para a região. Por fim, apresenta-se as considerações finais.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nesta seção explana-se acerca dos temas: mudanças climáticas, ciclo hidrológico, eventos compostos, conceituação de inundação e enchente, assim como os eventos ocorridos na região de estudo.

2.1 MUDANÇAS CLIMÁTICAS

As mudanças climáticas têm se tornado um dos assuntos mais discutidos nas últimas décadas, tendo o aquecimento global, e portando o aquecimento climático, sendo estudado por pesquisadores em diversas partes do mundo, uma vez que uma das consequências mais significativas pode ser o aumento na magnitude e frequência de eventos extremos de precipitação (DU et al., 2014; IPCC, 2018; SEN ROY; BAYLEY 2004; WANG et al., 2012). Estas, de acordo com IPCC (2014), são classificadas como mudanças temporais no clima dada a variabilidade natural, podendo ser correlata ou não à ação antrópica. No entanto, algumas pesquisas mostram que a ação do homem está diretamente ligada a esse fenômeno, uma vez acabam por acelerar o ciclo hidrológico global (e.g. TAYLOR et al., 2013; LENG et al., 2015; ZHANG et al., 2010).

Não obstante, o relatório do IPCC (2014) corrobora ainda com a afirmação acima, onde explana que existe uma probabilidade de 95% dessas mudanças estejam ligadas diretamente à ação antrópica, sendo esta provocada por modificações do uso e ocupação da terra, emissões de poluentes e urbanização em grande escala, como discutido por Piao et al. (2007), Min et al. (2011) e LU et al. (2019).

Os impactos dessas mudanças são mais sentidos por mudanças na amplitude de extremos climáticos, como demonstrado pelo relatório do IPCC (2018), onde estudos regionais vêm analisando esses extremos e tem identificado, em sua maior parte, a ascensão das temperaturas mínimas em detrimento das máximas e como consequência modificando os padrões pluviométricos em diversas partes do mundo, aumentando assim a ocorrência de extremos.

Chang et al. (2013) e Zhang et al. (2014) explicam sobre a relação dos eventos extremos com as mudanças climáticas, inferindo que essa última vem induzindo à ocorrência de anomalias, tanto hidrológicas quanto térmicas, no sistema climático global, trazendo consequências a todo modo de vida. Dentre os riscos hidrológicos pode-se citar, em escala local ou regional, enchentes e secas, o que acabam por trazer prejuízos socioeconômicos (ALEXANDROV et al., 2006; BEHARRY; CLARKE; KUMARSING, 2014; LENG et al.,

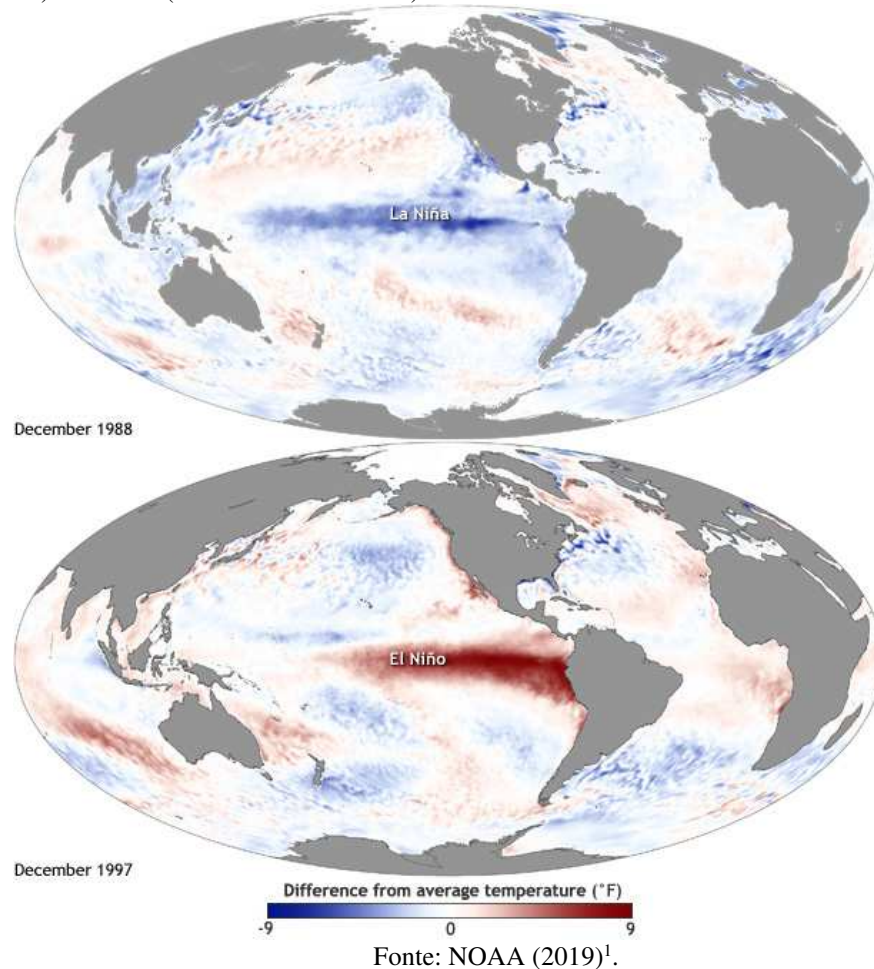
2015; LENG; TANG; RAYBURG, 2015; WANG et al., 2012). Ambos caracterizam como os fatores que mais atingem a humanidade e estão associados à irregularidade pluviométrica (KOBAYAMA et al., 2006). Esses impactos são mais sentidos, pois as condições climáticas locais e os extremos (temperatura e/ou precipitação) são os fatores mais determinantes das atividades desenvolvidas em determinada região, ocorrendo heterogeneidade espacial.

Estudos mostram a ocorrência de modificações de extremos climáticos na América do Sul e Brasil (e.g. ALEXANDER et al., 2006; HAYLOCK et al., 2006; MARENGO, 2009; NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016; PEDRON et al., 2016; SANTOS, 2014; SANTOS; MELO; BRITO, 2016; SANTOS; SATYUMURTRY; SANTOS, 2012; VINCENT et al., 2005). Estes avaliam as variações anômalas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) são atores desses eventos, dado o contexto de interação oceano-atmosfera. Yoon e Zeng (2010) explanam sobre a importância do entendimento do comportamento de TSM, principalmente nos trópicos, uma vez que essa região apresenta uma atmosfera mais sensível às condições das superfícies continentais e oceânicas, mostrando forte influência na variabilidade climática regional.

Quanto à região Nordeste do Brasil, um aspecto que a torna bastante vulnerável às mudanças climáticas é esta ser a região semiárida mais povoada do mundo (NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016) e apresentar em seu litoral a associação de elevado adensamento populacional e grandes centros econômicos. Esta região tem como principal variável influenciadora de variabilidade climática os fenômenos de grande escala da circulação atmosférica global, sobretudo as variações de TSM do Oceano Pacífico e Atlântico (fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) e Dipolo do Atlântico (DA), respectivamente) (ANDREOLI et al., 2004; ARAUJO et al., 2013; KAYANO; CAPISTANO, 2014; MARIN; SENTELHAS; NOVA, 2000; NOBREGA; SANTIAGO, 2014; MOLION; BERNARDO, 2002).

O ENOS resulta da interação entre o Pacífico Equatorial e a atmosfera que se caracteriza pela presença de anomalias (aquecimento/resfriamento anômalo) de TSM no Pacífico Central e do Leste que ocorre de forma simultânea às anomalias de pressões atmosféricas entre as cidades de Darwin e Taiti (Figura 1), podendo se caracterizar de forma positiva/negativa (El Niño/La Niña), favorecendo a redução/aumento da precipitação e apresentando flutuações periódicas em escalas sazonais e interanuais pluviométricos (ANDREOLI et al., 2004; NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016; SALGUEIRO et al., 2016; VIEGAS et al., 2019).

Figura 1 – Anomalia de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico durante uma forte La Niña (em dezembro de 1988) e El Niño (em dezembro de 1997).



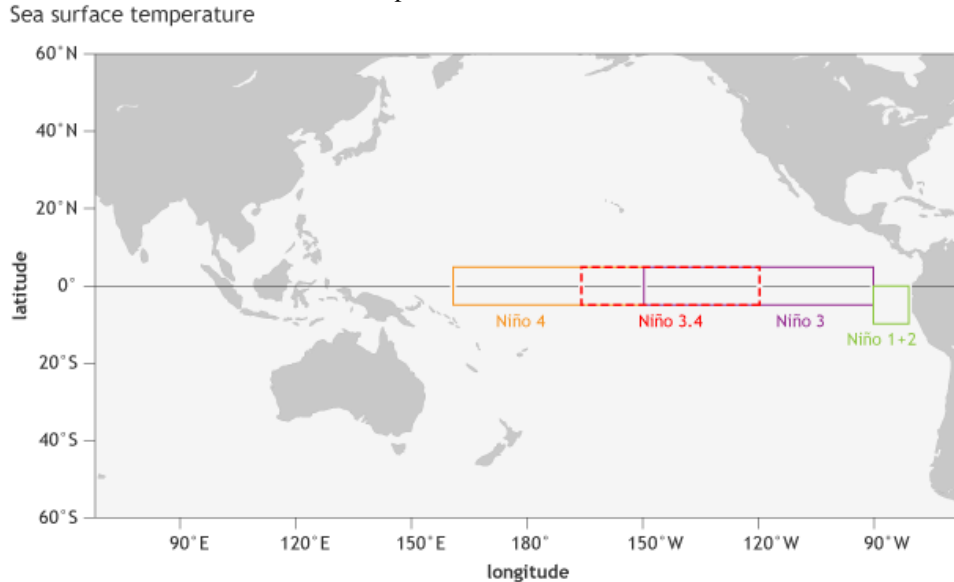
Já o DA pode ser definido como um sistema oceano/atmosfera, de ciclo sazonal e decenal, que apresenta anomalias de TSM no Atlântico Tropical, atuando principalmente na posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é, de acordo com Cavalcanti et al. (2009), o principal sistema de geração de precipitação sobre a região equatorial do oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. A variação do DA se caracteriza como positiva (negativa) ao norte e negativa (positiva) ao sul gerando um gradiente com direção norte (sul), afetando assim o regime pluviométrico (ANDREOLI et al. 2004; HASTENRATH; HELLER, 1977; KANE, 1997; KAYANO; CAPISTRANO, 2014; RODRIGUES et al., 2017).

As Figura 2 e Figura 3 (FERREIRA et al., 2016) mostram os locais do Oceano Pacífico e Atlântico, respectivamente, onde são medidas as anomalias de TSM para o ENOS e DA, respectivamente. As regiões para o Pacífico correspondem a do Niño 1+2 (0° - 10° S, 90° W - 80° W), Niño 3 (5° N - 5° S, 150° W - 90° W), Niño 3.4 (5° N - 5° S, 170° - 120° W) e Niño 4

¹ Disponível em: <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-ni%C3%Bl-o-index>

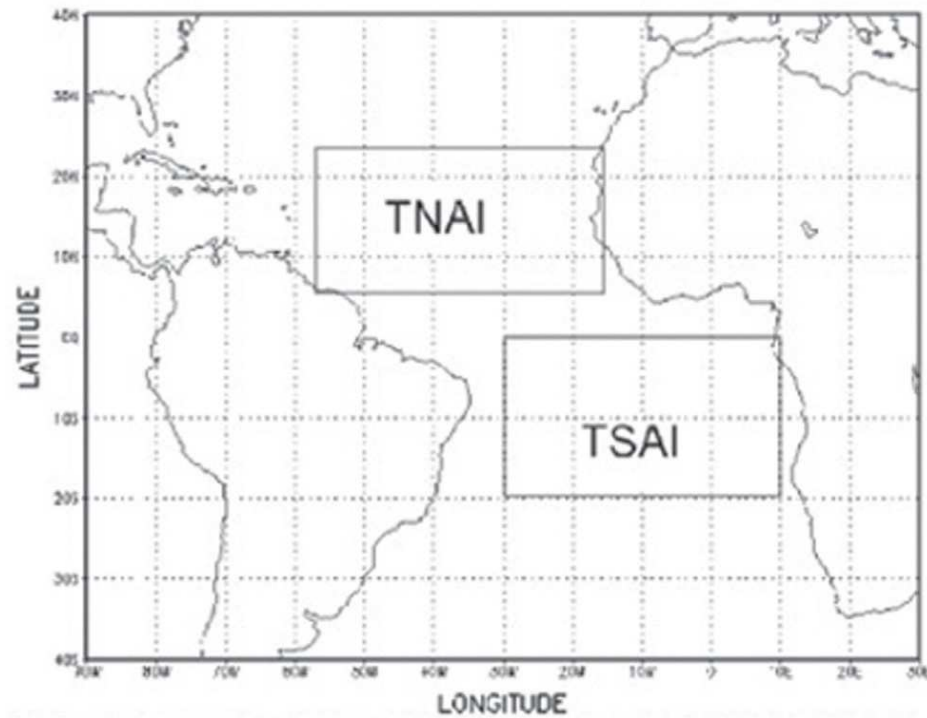
(5° N – 5° S, 160° E – 150° W), e para o Atlântico, as regiões dos índices climáticos Atlântico Tropical Norte (ATN) (5,5° N - 23,5° N, 15° W - 57,5° W) e Atlântico Tropical Sul (ATS) (Equador-20° S, 10° E – 30° W).

Figura 2 – Localização das regiões de Niño (Niño1+2, Niño3, Niño3,4 e Niño4) para medir a temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico Leste Tropical e central.



Fonte: Dahlman (2016).

Figura 3 – Áreas do Oceano Atlântico Tropical ATN (TNAI) e ATS (TSAI), associados ao Padrão do Dipolo do Atlântico.



Fonte: Ferreira et al. (2016)

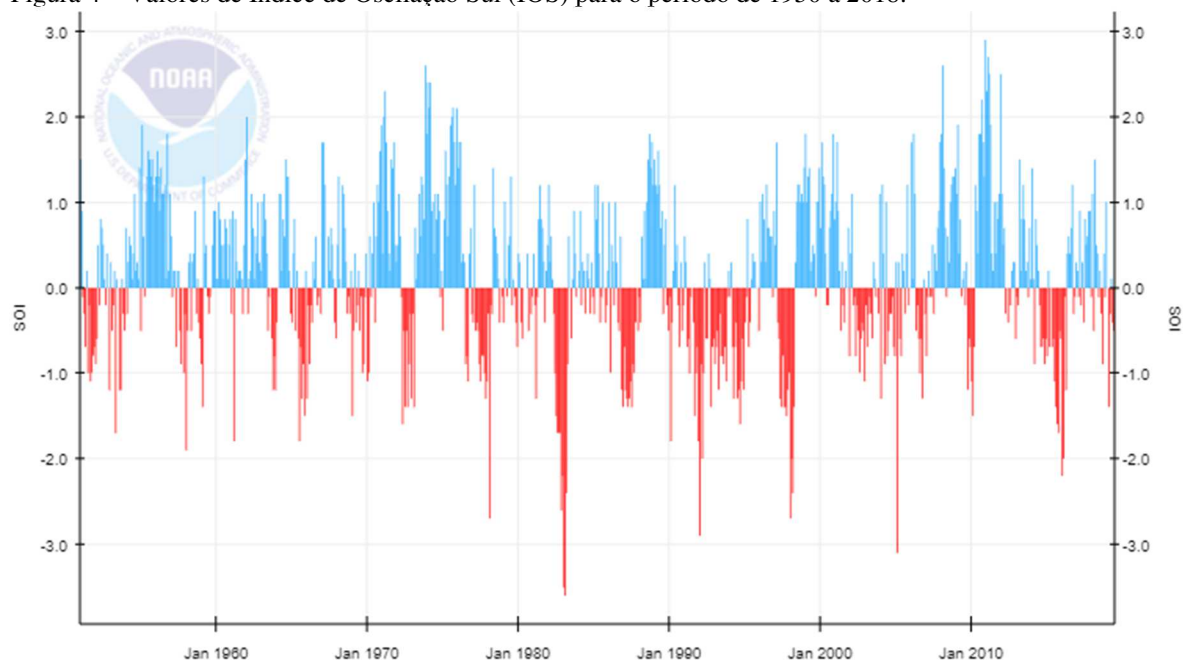
2.1.1 Índice de intensidade

Existem alguns índices que são utilizados para explicar e/ou descrever os fenômenos ocorrentes durante os eventos de El Niño e La Niña, permitindo assim a inferência sobre sua duração, periodicidade e intensidade. São o Índice de Oscilação Sul (IOS) e o Índice do Niño Oceânico (ONI).

2.1.1.1 Índice de Oscilação Sul

O IOS corresponde a um índice padronizado baseado nas diferenças observadas entre as anomalias de pressão ao nível do mar entre Taiti e Darwin, sendo uma medida das flutuações de grande escala de pressão que ocorre durante os eventos de El Niño e La Niña. A fase negativa de IOS representa pressão de ar abaixo do normal no Taiti e pressão de ar acima do normal em Darwin, onde períodos prolongados de valores negativos (positivos) coincidem com eventos de El Niño (La Niña) (NOAA, 2019). A Figura 4 mostra a série temporal de do IOS para o período de 1950 a 2018.

Figura 4 – Valores de Índice de Oscilação Sul (IOS) para o período de 1950 a 2018.



Fonte: NOAA (2019).

NOAA (2019) define seu cálculo por:

$$SOI = \frac{(VP_T - VP_D)}{DPM} \quad (I.1)$$

$$VP_T = \frac{(P_T - MP_T)}{DP_T} \quad (I.2)$$

$$DP_T = \sum \frac{\sqrt{(P_T - MP_T)^2}}{N} \quad (I.3)$$

$$VP_D = \frac{(P_D - MP_D)}{DP_D} \quad (I.4)$$

$$DP_D = \sum \frac{\sqrt{(P_D - MP_D)^2}}{N} \quad (I.5)$$

$$DPM = \frac{\sqrt{(VP_T - VP_D)^2}}{N} \quad (I.6)$$

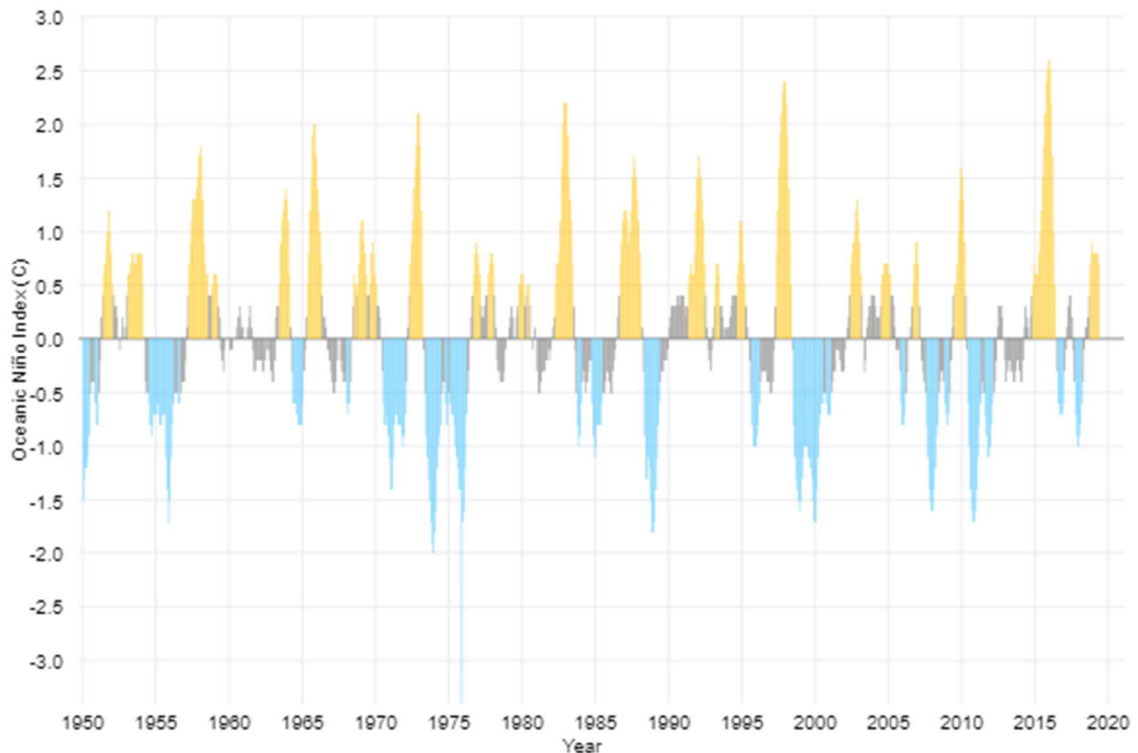
onde, VP é o valor padronizado de pressão, DPM é o desvio padrão mensal de pressão, P é o valor atual de pressão, MP é média de pressão, DP é o desvio padrão e N é o número de meses, para Taiti (T) e Darwin (D).

2.1.1.2 Índice do Niño Oceânico (ONI)

O ONI, atualmente, é o índice padrão utilizado pela Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (*National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA) para determinação da fase ENOS e é calculado através da diferença entre a média trimestral de TSM e a média de longo prazo para os mesmos três meses, na região Niño 3.4 (DAHLMAN, 2016; GGWEATHER; 2019).

A ocorrência do evento é tida quando o valor de ONI é igual ou superior +0,5, configurando El Niño, e igual ou inferior a -0,5, configurando La Niña. Sua intensidade é então dada em intervalos de 0,5, sendo classificado como fraco (0,5 a 0,9), moderado (1 a 1,4), forte (1,5 a 1,9) e muito forte (acima de 2) (DAHLMAN, 2016). A Figura 5 mostra os valores de ONI de 1950 a 2018.

Figura 5 – Valores mensais do Índice de Niño Oceânico (ONI) para o período de 1950 a 2018.



Fonte: DAHLMAN (2016).

2.1.2 Índices de extremos climáticos

A motivação principal no estudo de eventos extremos climáticos é impulsionado, na maioria das vezes, por um lado, pelo intuito de encontrar o equilíbrio ideal entre adotar padrões de segurança que são muito dispendiosos, e por outro, evitar grandes danos que possam ocorrer durante a ocorrência desse tipo de evento (TANK; ZWIERS; ZHANG, 2009; WMO, 2018).

Os índices de extremos climáticos podem ser definidos como valores anômalos de variáveis meteorológicas correspondentes a uma probabilidade (ROBSON; CHIEW, 2000). Estes têm grande importância, uma vez que funcionam como ferramentas para a compreensão das mudanças climáticas globais. Estes se tornam ainda mais importantes quando associados a análises de anomalias de TSM.

No entanto, trabalhos mostram que esse tipo de análise é complexo, uma vez que depende de uma série histórica, o que não está disponível para diversos locais no mundo (ALEXANDROV et al., 2006; MARENGO et al., 2009; ZHANG et al., 2005; WMO, 2018). Por isso, no início, esse tipo de análise era realizada apenas em escalas regionais e globais, utilizando valores médios para longo e médio prazo (CROITORU; PITICAR; BURADA, 2016; TANK; ZWIERS; ZHANG, 2009; WMO, 2018).

Assim, a partir de workshops criou-se o *Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices* (ETCCDMI), que reúne pesquisadores responsáveis por criar e melhorar metodologias de avaliação de extremos climáticos. Este grupo realiza oficinas de capacitação para monitorar os climas e os extremos climáticos, onde o componente central de cada workshop é uma análise prática de dados observacionais nacionais, que muitas vezes nunca foram analisados, tendo como resultado a publicação do *Guidelines on Analysis of Extremes in a Change Climate in Support of Informed and Decisions for Adaptations* (TANK; ZWIERS; ZHANG, 2009).

Sendo assim, a fim de se obter uma perspectiva homogênea acerca da análise de eventos extremos, o ETCCDMI definiu um conjunto central de índices descritivos de extremos, baseado em 27 índices extremos de temperatura (16) e precipitação (11), que analisa frequência, amplitude e persistência dos eventos (ZHANG; YANG, 2004; TANK; ZWIERS; ZHANG, 2009). O processamento é realizado no software de código aberto *Rclimdex*, baseado em *R* e seu resultado permite comparar resultados com coerência espacial para diferentes locais do mundo, uma vez que as mudanças projetadas nesses índices são indicativas de mudanças climáticas futuras, permitindo fornecimento de métricas que podem ser usadas para avaliar a capacidade de modelos climáticos globais e regionais na simulação de extremos (TANK; ZWIERS; ZHANG, 2009; WMO, 2018). Tais índices estão descritos no tópico 2.1 do Capítulo III, mais adiante.

Diversos trabalhos vêm descrevendo a ocorrência de eventos extremos, principalmente referente à precipitação (e.g. ASSIS; LACERDA; SOBRAL, 2012; ASSIS; SOBRAL; SOUZA, 2012; CROITOURU; PITICAR; BURADA, 2016; LIU et al., 2013; OLIVEIRA; SILVA; LIMA, 2014; REGOTO et al., 2018; RUMML et al., 2017; SOUZA; AZEVEDO; ARAUJO, 2012; ZANDONADI et al., 2015) e alguns relatando as teleconexões com as anomalias de TSM do pacífico (e.g. ANDREOLI et al., 2004; ASSIS et al., 2018; FERREIRA et al., 2017; GAN; GOBENA; WANG, 2007; JIANG et al., 2019; RAMOS et al., 2011; SANT'ANNA NETO, 2005; SANTOS; SATYAMURTY; SANTOS, 2012; SILVA; SOUZA; KAYANO 2009a, 2009b).

2.1.3 Cenários globais futuros

Dado o aquecimento global ocorrente no último século, é esperado, em um futuro próximo, cenários de clima mais extremo com ocorrência de secas, inundações, ondas de calor, aumento do nível médio do mar e da frequência de furacões/tufões (IPCC, 2018; SALATTI et

al., 2007). Devido à preocupação com essas mudanças e suas consequências, a Organização Mundial de Meteorologia (OMM) criou o IPCC, que elabora relatórios com descrição de diagnóstico e previsão do clima global, dados a partir de cenários elaborados através de modelos matemáticos baseados em dados registrados dos oceanos, biosfera e atmosfera. De acordo com o relatório IPCC (2014), AR-5, a média global da temperatura superficial aumentou em 0,65°C, entre 1880 e 2012 e este aumento para o final do século XXI poderá ser de 0,3 a 4,8 °C e o mar poderá ter um aumento do seu nível médio de 0,26 a 0,82 m.

Devido à grande complexidade de interações do mundo real, os Modelos Climáticos Globais (GCM) são utilizados apenas como projeções. Tal fato dá-se principalmente pela dificuldade em simulações regionais e locais, devido a resolução espacial, como explicitado por Marengo et al. (2010). No entanto, esforços vêm sendo despendidos por diversos pesquisadores ao redor do mundo, em busca de melhorar a resolução para essas escalas, utilizando-se de técnicas como aninhamento de grades numéricas (CHAPMAN; STAINFORTH; WATKINS, 2013; MARENGO et al., 2010).

Essas projeções provêm de uma visão tridimensional do sistema climático e buscam descrever os principais processos físicos e dinâmicos da atmosfera, do oceano e da superfície terrestre, assim como a interação entre os componentes e seus mecanismos de retroalimentação (MARENGO, 2007).

Dessa forma, os cenários são apresentados em Patamares de Concentração Representativos (*Representative Concentration Pathways* - RCPs), onde, em todos, as concentrações atmosféricas de CO₂ são mais elevadas em 2100 relativamente aos dias de hoje, como resultado de um aumento adicional das emissões cumulativas de CO₂ para a atmosfera durante o século XXI (MOSS et al., 2010; IPCC, 2014). Estes ainda levam em consideração a forçante radiativa solar na atmosfera e tipo de cobertura terrestre.

Os RCPs são divididos em escalas, indo de RCP 2.6 (cenário otimista) a RCP 8.5 (cenário pessimista), com dois intervalos intermediários considerados como de estabilização, o RCP 4.5 e o RCP 6 (CLARKE et al., 2007; FUJINO et al., 2006; HIJIOKA et al., 2008; RIAHI; GRÜBLER; NAKICENOVIC, 2007; SMITH; WIGLEY, 2006; VAN VUUREN et al., 2007; WISE et al., 2009). Suas descrições são:

- RCP 2.6 - levam em consideração níveis muito baixos de concentração de gases de efeito estufa e para atingir tais níveis, estas são reduzidas substancialmente ao longo do tempo;

- RCP 4.5 - cenário de estabilização onde o forçamento radiativo total é estabilizado antes de 2100;
- RCP 6.0 - cenário de estabilização em que o forçamento radiativo total é estabilizado após 2100;
- RCP 8.5 – cenário com aumento constante na taxa de radiação provocada pelo crescimento na emissão de gases de efeito estufa em uma maior concentração.

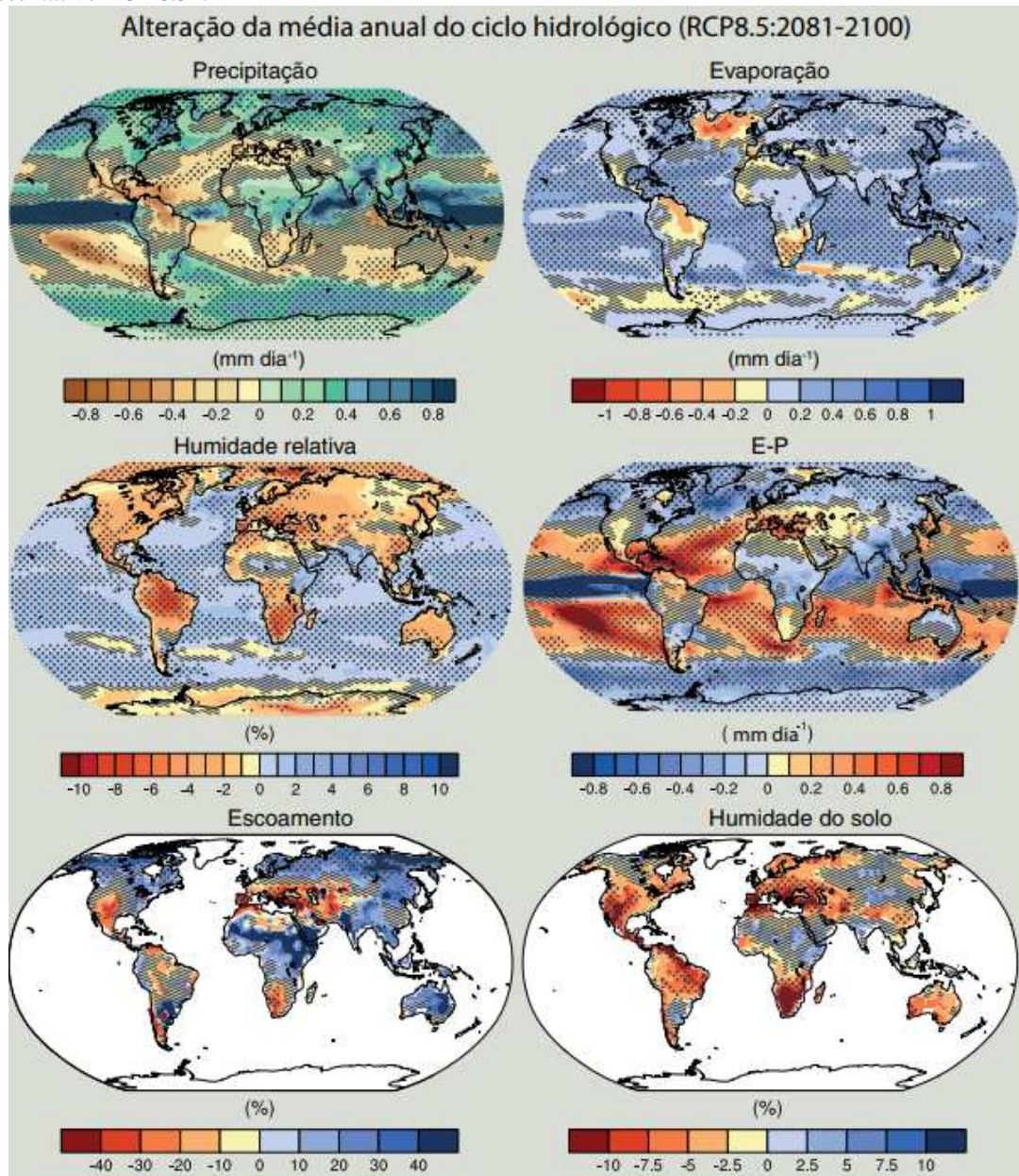
A Tabela 1 mostram as projeções de alteração da temperatura média global do ar e do nível do mar para todos os RCPs e a Figura 6 mostra as alterações da média anual do ciclo hidrológico para o RCP 8.5.

Tabela 1 - Alteração projetada na temperatura média global da superfície e o aumento médio global do nível do mar, relativos ao período de referência de 1986 – 2005.

	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
Alteração da				
Temperatura	0,3 a 1,7	1,1 a 2,6	1,4 a 3,1	2,6 a 4,8
Média Global da				
Superfície (°C)				
Aumento Global				
Médio do Nível	0,26 a 0,55	0,32 a 0,63	0,33 a 0,63	0,45 a 0,82
do Mar (m)				

Fonte: IPCC (2013).

Figura 6 – Alterações médias anuais na precipitação (P), evaporação (E), umidade relativa, E-P, escoamento e umidade do solo para 2081–2100, referente a 1986–2005, de acordo com o Patamar de Concentração Representativo RCP 8.5*.



Fonte: IPCC (2013).

*O sombreado indica regiões onde a alteração média multimodelo é menor do que um desvio padrão da variabilidade interna. O pontilhado indica as regiões onde a alteração multimodelo média é superior a dois desvios-padrão de variabilidade interna e onde 90% dos modelos concordam sobre o sinal de alteração.

Analisando as projeções, nota-se que poderá ocorrer um aumento na temperatura global do mar e do ar e com isso, elevação do nível médio do mar e modificação do ciclo hidrológico (IPCC, 2018). Como consequência, poder-se-á ter aumento dos eventos de extremos climáticos que ocasionem altos riscos hidrológicos, como a inundação composta, caso ocorra uma tendência de alteração nos fatores de precipitação, temperatura do ar e do nível médio do mar (KOPP et al., 2017).

2.1.4 Eventos compostos

O IPCC define eventos compostos ou múltiplos como (SENEVIRATNE et al., 2012):

- Ocorrência simultânea e/ou consecutiva de dois ou mais eventos extremos;
- Combinação de eventos extremos em condições subjacentes que ampliam o impacto;
- Combinação de eventos que não se caracterizam como extremos, no entanto a junção com outro, o que eleva ao nível de extremo;

Nos últimos anos diversos estudos considerando pelo menos duas variáveis vêm sendo realizados nos Estados Unidos (WAHL et al., 2015), China (FENG et al., 2017), Itália (BEVACQUA et al., 2017), Austrália (KUMBIER et al., 2018; WU et al., 2018), Europa (PAPROTNY et al., 2018), Holanda (KHANAL, 2018), Inglaterra (HENDRY et al., 2019).

Tais eventos extremos se tornam mais agressivos principalmente na zona costeira. Nesta, geralmente, encontram-se as maiores concentrações populacionais e estão sujeitas à ação de diversos fatores como nível total de água, maré meteorológica; precipitação e descarga fluvial, como explanado por Leonard et al. (2014) e Hendry et al. (2019).

2.2 CICLO HIDROLÓGICO

Todo o comportamento natural da água desde a sua ocorrência até sua relação com o ambiente é caracterizado pelo ciclo hidrológico. Garcez (1976) e Silveira (2004) definem como sendo um fenômeno global caracterizado por ser de circulação fechada entre a litosfera e a atmosfera, com alternância de estado físico, impulsionado principalmente pela energia solar associada à rotação terrestre e à gravidade. Este é um fenômeno contínuo, onde não ocorre a extinção ou criação de água, apenas sua transformação, dado através de chuvas, neve, granizo, entre outros (LABAT, 2006).

Kobiyama (1999) e Schiavetti e Camargo (2002) definem que este é o tema principal da hidrologia, uma vez que envolve diversos processos hidrológicos. Pode ser dividido em processos verticais e horizontais. Como processos horizontais pode-se citar os escoamentos superficiais e subsuperficiais; enquanto os verticais podem ser condensação, precipitação, evaporação, infiltração e percolação (LIMA, 2008). O esquema do ciclo hidrológico pode ser visto na Figura 7.

Figura 7 – Desenho esquemático do ciclo da água.



Fonte: USGS.

Silveira (2004) define o ciclo hidrológico fechado apenas a nível global. Essa prerrogativa dá-se por todo o movimento que ocorre no ciclo, uma vez que a água evaporada em um local não irá precipitar no mesmo local ou próximo. Assim, tratando a nível local, este ciclo é considerado como aberto. O autor ainda afirma que existem vários fatores que contribuem para a variação, podendo-se citar incidência solar variada, interação térmica entre continente e oceano, quantidade de vapor de água, CO_2 e ozônio, cobertura vegetal e inclinação do globo. Valente e Gomes (2005) complementam a afirmação inferindo que a distribuição irá variar, tanto em suas fases quanto em suas partes, principalmente ao longo do tempo, sendo a abundância e a escassez os extremos dessas variações.

Uma descrição rápida do ciclo pode ser feita da seguinte forma: A radiação solar, associada às variáveis meteorológicas (temperatura do ar, vento e pressão de vapor) faz com que ocorra a evaporação da água superficial e transpiração dos seres, seguida de evaporação, conhecida como evapotranspiração. Esse vapor é transportado pela circulação atmosférica e se condensa, acarretando na formação de nuvens. Quando essas nuvens atingem o ponto de saturação, ocorre então a precipitação, podendo ser em forma de chuva, neve e/ou granizo. Parte da água precipitada infiltra no solo, recarregando os lençóis freáticos e a outra escorre superficialmente e subsuperficialmente, desaguando nos rios, lagos ou oceanos, reiniciando

novamente o ciclo. A partir do momento que ocorre a precipitação, já começa a ocorrer novamente a evaporação (SCHWAB et al., 1993; SHILLING et al., 2005; SILVEIRA, 2004).

2.2.1 Bacia hidrográfica

A bacia hidrográfica pode ser definida como a área de captação natural da água precipitada que converge os escoamentos para um único ponto de saída, denominado exutório. Esta é formada por um conjunto de superfícies vertentes, delineada por uma divisão topográfica ou subterrânea, e uma rede de drenagem formada por cursos d'água que confluem a um leito único (WARREN; GARY, 2003; ELWALI, 2009).

Suas características (topografia, geologia e cobertura superficial) acabam por desempenhar um importante papel na determinação da quantidade, qualidade e tempo de fluxo da corrente na sua saída, bem como do escoamento das águas subterrâneas. A representação teórica baseia-se nas leis da física. Tecnicamente, a quantidade de água que entra em uma bacia hidrográfica é igual à quantidade de água que sai, mais a mudança líquida no armazenamento (volume evaporado, transpirados e infiltrados profundamente) é dado por SILVEIRA (2004) e ELWALI (2009):

$$\textit{Entrada} - \textit{Saída} = \textit{Variação Líquida no armazenamento} \quad (\text{I.7})$$

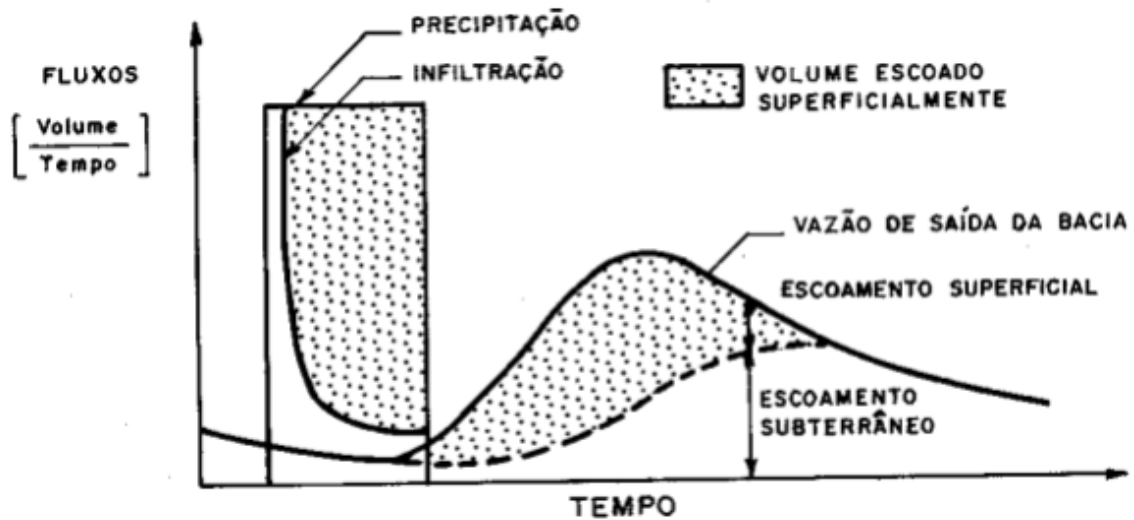
O balanço hídrico pode ser expresso mostrando a relação dos componentes hidrológicos, dado por (FLERCHINGER; COOLEY, 2000):

$$P - \textit{Evap} - \textit{Trans} - \textit{Int} + Ds + Q_e - Q_s + GW_e - GW_s \pm \Delta S = 0 \quad (\text{I.8})$$

onde, P é precipitação, $\textit{Evap}$ é evaporação, $\textit{Trans}$ é transpiração, $\textit{Int}$ é interceptação, Ds é armazenamento, Q_e é fluxo de superfície, Q_s é saída de superfície, GW_e é entrada de água subterrâneas, GW_s é saída de água subterrânea e ΔS é a mudança no armazenamento.

No geral, a resposta hidrológica é dada pela transformação de entrada de volume no tempo, dado pela precipitação, com escoamento de forma distribuída no tempo. A Figura 8 esquematiza o funcionamento da resposta hidrológica da bacia.

Figura 8 – Desenho esquemático da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica.



Fonte: Tucci (2004).

2.2.1.1 Fisiografia das bacias hidrográficas

Silveira (2004) define dados fisiográficos como sendo aqueles que podem ser extraídos a partir de mapas e/ou imagens de satélites, como área, comprimento, declividade e cobertura superficial dos solos.

A área da bacia é um dado fundamental para a determinação da potencialidade hídrica da bacia, sendo esta a área projetada verticalmente da linha do divisor de águas sobre o plano horizontal. Já o comprimento do rio principal dá-se a partir do perfil longitudinal do curso d'água da nascente ao exutório.

O índice de forma é outra característica que pode ser observada. Esta, quando comparada entre bacias semelhantes, nota-se que as com forma circular tendem a gerar picos de enchentes mais elevados em relação às bacias alongadas. As circulares dispõem de diversas drenagens com comprimentos semelhantes e percurso de escoamento mais curto, enquanto as alongadas dispõem de um rio principal com tributários menores (VILLELA; MATTOS, 1975). Esta característica é obtida através do cálculo de índices que procuram relações entre formas geométricas conhecidas, destacando-se os métodos fator de forma e índice de capacidade. O fator de forma (K) é tido através da razão entre a área da bacia e o quadrado do seu comprimento axial, enquanto o coeficiente de forma (K_c) dá-se através da relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo com a mesma área da bacia (VILLELA; MATTOS, 1975). Para ambos se tem:

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (\text{I.9})$$

$$K_c = 0,28 \cdot P \cdot A^{1/2} \quad (\text{I.10})$$

onde, P é o perímetro em km e A é a área em km².

Tucci (2004) define a densidade de drenagem como um indicador do relevo superficial e das características geológicas e é a partir deste que se pode avaliar a capacidade de drenagem. Seu cálculo pode ser obtido em função do comprimento de todos os seus canais (DD) ou pelo número de confluências (NDC) pela área:

$$DD = \frac{(\sum L)}{A} \quad (\text{I.11})$$

$$NDC = \frac{NC}{A} \quad (\text{I.12})$$

onde, L é o comprimento de cada curso d'água, A é a área e NC é o número de confluências ou bifurcações.

O tempo de concentração consiste no tempo de percurso da água desde o ponto mais distante da bacia até o exutório. Este pode ser calculado através de vários métodos, algumas das fórmulas são a de *Kirpich* e a fórmula de *Picking*. Para a primeira tem-se:

$$T_c = 57 \left(\frac{L^2}{I_{eq}} \right)^{0,385} \quad (\text{I.13})$$

onde I_{eq} é a declividade equivalente em m/km e L o comprimento do curso d'água em km. Para a segunda, tem-se:

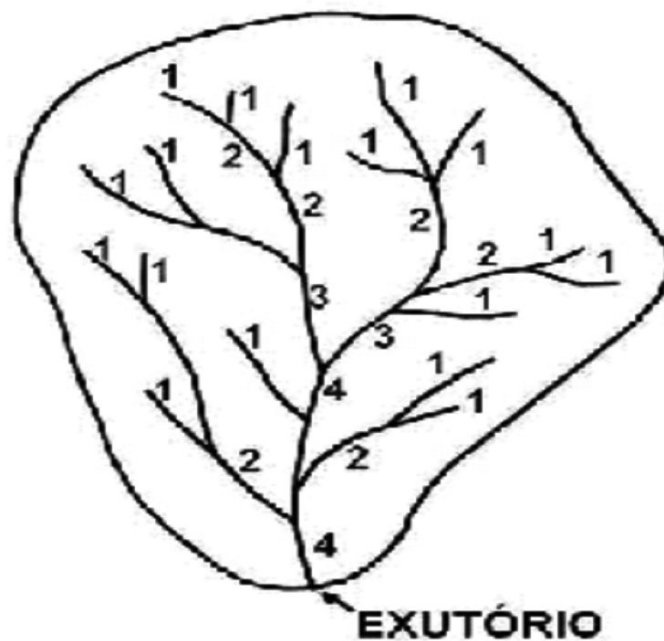
$$T_c = 5,3 \left(\frac{L_t^2}{I_{eq}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (\text{I.14})$$

onde I_{eq} é a declividade equivalente em m/km e L_t o comprimento do talvegue em km.

Para hierarquização fluvial utiliza-se a classificação de *Horton* (Figura 9). Este é o mais utilizado, pois apresenta uma lógica bem definida, possibilitando o ordenamento automatizado e seguem os princípios (TUCCI, 2004):

- Canais de primeira ordem são menos identificáveis, caracterizados por drenagens intermitentes;
- Canais de segunda ordem são formados pela confluência de dois canais de primeira ordem, esta lógica é aplicada para as demais, onde a confluência de dois canais de ordem i resulta em um canal de ordem $i+1$ a jusante;
- Onde um canal de ordem menor encontrar um de ordem maior, o canal a jusante mantém a maior das duas ordens.
- A ordem da bacia hidrográfica é designada como a ordem do rio que passa pelo exutório.

Figura 9 – Desenho esquemático de um sistema de ordenamento de canais.



Fonte: Tucci (2004).

2.2.2 Precipitação

Para Silva et al. (2007), a precipitação é um dos mais importantes elementos meteorológicos, uma vez que se relaciona aos mais diversos setores da sociedade, dado que a variação pluviométrica afeta diretamente a economia e o meio ambiente.

A precipitação é tida como um principal canal de entrada de água no ciclo hidrológico e pode ser definida como água condensada que precipita em forma de gotículas, dada condições climáticas favoráveis (FINOTTI et al., 2009). Tucci (2004) a define como toda água que atinge

a superfície terrestre, oriundas do meio atmosférico, podendo esta, a partir de sua forma, ter várias classificações. O autor ainda define que suas principais características são o seu total, distribuição espaço-temporal e duração.

2.2.2.1 Formas de precipitação

A ocorrência da precipitação se dá através da condensação do vapor d'água presente na atmosfera, que se caracteriza como um reservatório potencial de água. Esses aglomerados constituem as nuvens, que são aerossóis constituídos por ar, vapor d'água e gotículas (em estado líquido ou sólido com diâmetro de 0,01 a 0,03 mm) espaçadas entre si. Para que ocorra a precipitação é necessário que essas gotículas atinjam um volume cujo peso torne-se superior às forças que as mantêm em suspensão (TUCCI, 2004). O aumento dessas gotículas por condensação pode ser dado pelas seguintes situações:

- Nuvens Frias (abaixo de 0°C) – Comum em regiões frias e temperadas, ocorre quando a tensão máxima de vapor é menor para o gelo do que para a água sobrefundida, em uma mesma temperatura;
- Nuvens com temperatura superior a 0°C – Explica a origem de chuvas tropicais e nas regiões de latitude média. Caracteriza-se pela diferença de temperatura entre gotículas, que acarreta na vaporização das mais quentes em proveito das mais frias que crescem;
- Nuvens constituídas por gotículas salinas – Explica as chuvas em zonas subtropicais e ocorre quando as gotículas, formadas por solução salina, desempenham papel de gotículas frias, ocasionada por sua tensão de vapor ser menor que a da água pura.

Tucci (2004) salienta ainda que além dos processos que fomentam a formação das gotículas, é necessário ainda levar em consideração o processo de alimentação contínua das nuvens.

2.2.2.2 Classificação das precipitações

O principal requisito para a formação das precipitações é o movimento vertical associado a ascensão do ar úmido, fator utilizado para classificá-las. Estas podem ser ciclônica,

orográfica e convectiva, sendo mais de um desses processos ativados durante um evento de precipitação. De acordo com Tucci (2004) e Collischonn e Tassi (2011), estas são definidas:

- Frontais ou ciclônicas – Estão associadas ao movimento de massas de ar (com diferentes temperaturas e umidades) de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão. Caracterizam por serem chuvas que atingem grandes áreas, serem de longa duração e de intensidade média, podendo vir acompanhadas por ventos fortes com circulação ciclônica e gerar cheias em grandes bacias;
- Orográficas ou de relevo – Associada a regiões onde o relevo age como principal obstáculo impedindo a passagem de ventos quentes e úmidos, geralmente soprados do oceano para o continente, obrigando-os a subir e condensar adiabaticamente. Caracterizam-se por ser de pequena intensidade e grande duração, cobrindo pequenas áreas;
- Convectivas – Típicas de regiões tropicais (região com ventos fracos e movimentos de ar essencialmente verticais), podendo ocorrer também em regiões temperadas devido ao verão. Gerada através do aquecimento desigual da superfície terrestre que gera camadas de ar com densidades diferentes (estratificação térmica) da atmosfera em equilíbrio. Caracterizam-se por serem de grande intensidade, curta duração e restrita à pequenas áreas, além de serem responsáveis por grandes inundações em pequenas bacias.

Hjelmfelt e Cassidy (1975) salientam ainda que tanto a distribuição da água da chuva precipitada sobre a superfície terrestre quanto a quantidade e forma de ocorrência são diretamente influenciadas pela longitude, latitude e altitude.

2.2.2.3 Tipos de precipitação

São encontradas as seguintes formas de precipitação (TUCCI, 2004):

- Chuvisco – precipitação muito fina e com baixa intensidade;
- Chuva – precipitação na forma líquida;
- Neve – precipitação em forma de cristais de gelo, que coalescem durante a queda e formam blocos de variados tamanhos;

- Saraiva – precipitação em forma de pequenas pedras de gelo arredondadas (5 mm de diâmetro);
- Granizo – precipitação em forma de pequenas pedras de gelo (arredondadas ou de forma irregular), com diâmetro maior que 5 mm;
- Orvalho – condensação do vapor d'água do ar dos objetos que se resfriam durante a noite;
- Geadas – deposição de cristais de gelo, fenômeno semelhante aos da formação de orvalho, mas que ocorre quando a temperatura é inferior a 0°C.

2.2.2.3.1 *Pluviometria*

As principais características da chuva são seu volume, duração e distribuição espaço temporal. Como a distribuição das chuvas não se dá uniformemente no espaço, é necessário determinar a sua intensidade, duração e frequência, utilizando séries históricas (PEREZ, 2013). Assim, segundo Tucci (2004):

- Altura pluviométrica – espessura média da lâmina d'água precipitada que recobre a região atingida, admitindo-se que esta não infiltra, evapora ou escoar para fora do limite da região;
- Duração (t) – tempo entre o início e fim da precipitação dada em minuto ou hora;
- Intensidade (i) – quantidade de chuva por unidade de tempo, em mm/h ou mm/min, definido por:

$$i = \frac{P}{t} \quad (\text{I.15})$$

Esta variável apresenta variabilidade temporal, mas para processos hidrológicos são definidos intervalos de tempo no qual é considerada constante;

- Frequência de probabilidade e tempo de recorrência (Tr) – O Tr é o número médio de anos do qual se espera que dada precipitação analisada seja igualada ou superada. Seu inverso é a probabilidade de um fenômeno igual ou superior ao analisado, ocorrer em um ano qualquer.

O cálculo da precipitação em uma área pode ser dado por precipitação média ou máxima. A precipitação média é tida como uma lâmina d'água com altura uniforme sobre toda a área considerada (TUCCI, 2004). Dentre os métodos para determinação, tem-se (TUCCI, 2004):

- Média aritmética – Todos os pluviômetros apresentam o mesmo peso e a média é calculada através da média dos valores obtidos:

$$P_m = \frac{1}{n} \cdot \sum P_i \quad (\text{I.16})$$

onde, P_m é a precipitação média da área em mm e P_i a precipitação média no i -ésimo pluviômetro e n é o total de pluviômetros.

- Método de Thiessen – Considera a não-uniformidade da distribuição espacial dos pluviômetros, mas não leva em consideração o relevo da bacia. É calculado por:

$$P_m = \frac{1}{A} \cdot \sum A_i \cdot P_i \quad (\text{I.17})$$

onde, A_i é a área de influência do pluviômetro e P_i a precipitação registrada e A é a área total da bacia.

- Método das isoietas – dado através do traçado de isoietas de igual precipitação para um evento ou para uma duração específica. O cálculo dá-se por (Eq. 16):

$$P_m = \frac{1}{A} \cdot \sum A_{i,i+1} \cdot (P_i + P_{i,i+1})/2 \quad (\text{I.18})$$

Já a precipitação máxima é tida como a ocorrência extrema, com duração e distribuição espaço-temporal crítica essenciais para uma determinada área de captação. Seu estudo é necessário para se conhecer a vazão de enchente de uma bacia e são retratadas pontualmente pelas curvas de intensidade, duração e frequência (IDF) e pela Precipitação Máxima provável (PMP) (TUCCI, 2004). A PMP é definida como sendo a maior coluna pluviométrica, que

corresponde a uma dada duração, fisicamente possível de ocorrer em uma área de drenagem em uma dada época do ano (WMO, 1973). Calcula-se por:

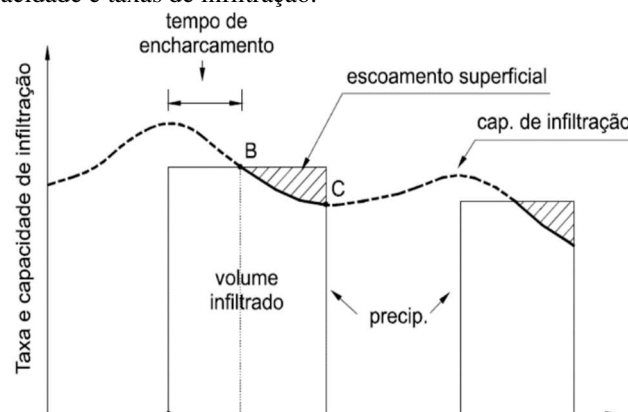
$$i = f(t, p) \quad (\text{I.19})$$

onde, i é a intensidade, t é o tempo, p é a probabilidade ou $Tr = 1/p$.

2.2.3 Infiltração

Infiltração pode ser definida como a passagem de água da superfície para o interior do solo, dada através da gravidade até atingir uma camada-suporte que a retém, sendo dependente da água disponível, da natureza do solo, do estado da superfície e da quantidade de água e ar, inicialmente presente em seu interior (PINTO et al., 1976; TUCCI 2004). Esta é essencial para o crescimento da vegetação, manutenção do fluxo dos rios, abastecimento dos aquíferos durante estiagem, reduzir o escoamento superficial e reduzir cheias e erosão (COLLISCHONN; TASSI, 2011). A Figura 10 esquematiza o desenvolvimento típico das curvas representativas da evolução temporal da infiltração real e da capacidade de infiltração com a ocorrência de uma precipitação. Esta é de difícil determinação experimental, exceto no caso de que a intensidade de precipitação supera a curva de permeabilidade.

Figura 10 – Curvas de capacidade e taxas de infiltração.



Fonte: Adaptado de Tucci (2004).

O conceito de capacidade de infiltração é utilizado para diferenciar o potencial que o solo tem de absorver a água pela sua superfície, em termos de lâmina por tempo, sendo expressa em mm/h, mm/dia, m³/m² ou m³/dia. A curva de taxas reais de infiltração só irá coincidir com

a taxa de capacidade, quando o aporte superficial tiver intensidade superior ou igual à capacidade de infiltração (TUCCI, 2004).

A infiltração pode ser dividida em três fases:

- Intercâmbio – a água encontra-se próxima à superfície do terreno e fica sujeita a retornar à atmosfera por aspiração capilar;
- Descida – fase em que o deslocamento vertical, ocasionada por seu peso, supera a adesão e capilaridade;
- Circulação – fase quando ocorre o acúmulo de água, constituindo os lençóis freáticos.

O equacionamento geral pode ser dado a partir da representação matemática do movimento de água em solos com o teor de umidade abaixo da saturação, que também pode ser descrito pela equação de Darcy (originalmente aplicada a solos saturados) (TUCCI, 2004):

$$q = K \cdot grad \cdot H \quad (I.20)$$

onde, q é a velocidade de Darcy, K é a condutividade hidráulica, $grad$ é o gradiente e H é a carga piezométrica. Outra forma de cálculo é dada por:

$$q = \frac{k}{\mu} \left(\frac{\delta p}{\delta z} - \rho g \right) \quad (I.21)$$

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (I.22)$$

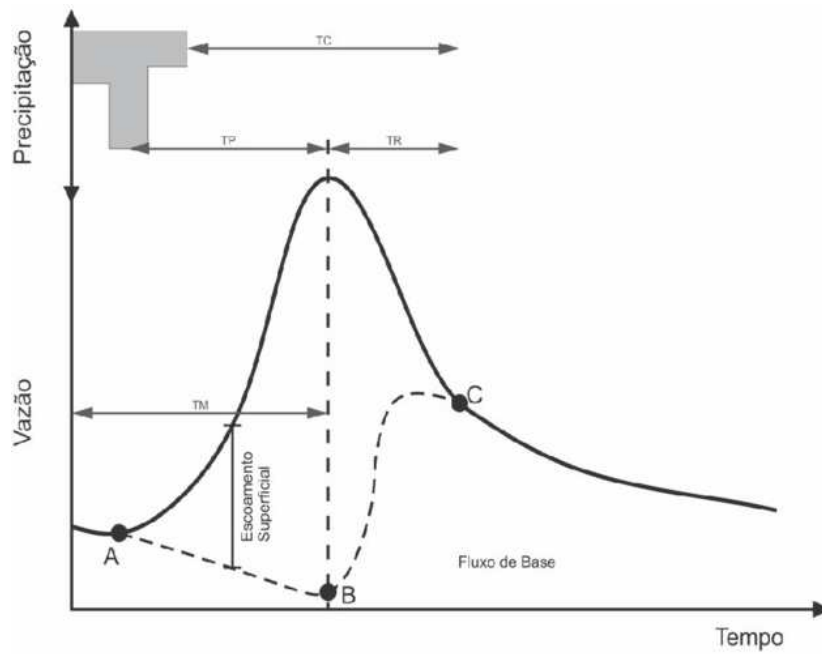
onde, k é a permeabilidade intrínseca do solo (depende das dimensões, geometria e organização interna dos poros), μ é a viscosidade dinâmica da água, p é a pressão da água no interior do solo e ρ é a massa específica da água, g a aceleração da gravidade e z a profundidade.

2.2.4 Hidrograma

É a representação gráfica que relaciona vazão e tempo, tendo sua distribuição como resultante de todos os componentes do ciclo hidrológico, desde a ocorrência da precipitação à vazão na bacia hidrográfica e sua forma depende de uma gama de fatores (TUCCI, 2004). A

Figura 11 representa o hidrograma do comportamento típico de uma bacia (GONÇALVES; ENGELBRECHT; CHANG, 2016).

Figura 11 – Modelo esquemático de hidrograma. TC = tempo de concentração da bacia, TP = tempo de pico, TM = tempo de ascensão e TR (N) = tempo de recessão.



Fonte: Gonçalves, Engelbrecht e Chang (2016).

Sua caracterização dá-se por (TUCCI, 2004):

- Tempo de retardo (TL): tempo entre o centro de massa da precipitação e o de gravidade do hidrograma;
- Tempo de pico (TP): tempo entre o centro de massa da precipitação e o pico de vazão máxima;
- Tempo de concentração (TC): tempo necessário para a água precipitada ir do ponto mais distante da bacia até a seção avaliada. Pode ainda ser definido como o tempo entre o fim da precipitação e ponto de inflexão do hidrograma;
- Tempo de ascensão (TM): tempo entre o início da chuva e o pico do hidrograma;
- Tempo de base (TB): tempo entre o início da precipitação e o tempo que o volume precipitado já escoou através da seção avaliada, ou em que o rio volta às condições anteriores da precipitação;
- Tempo de recessão (TR): tempo necessário para a vazão baixar até o Ponto C, uma vez acabado o escoamento superficial.

No geral, este pode ser caracterizado em três partes principais: ascensão, região de pico e recessão. A simulação do escoamento superficial (as duas primeiras partes do hidrograma), deve ser separado do escoamento subterrâneo e deve-se obter a precipitação efetiva.

O período de recessão pode ser calculado por:

$$Q_t = Q_o \cdot e^{-\alpha t} \quad (\text{I.23})$$

onde, Q_t é a vazão após t intervalos de tempo, Q_o é a vazão no tempo de referência o e α é o coeficiente de recessão.

2.2.5 Escoamento

Os escoamentos são, em geral, classificados como superficial, subsuperficial e subterrâneo. Em sua maior parte, o primeiro e o último, representam a maior parte do total. O escoamento rege-se pelas leis de conservação de massa do sistema, obtidas através da avaliação interna e externa que atuam no mesmo (TUCCI, 2004). O escoamento em superfície livre pode ser:

- Permanente – quando o gradiente de velocidade e do nível são nulos;
- Uniforme – quando o gradiente de profundidade com o espaço é nulo e a velocidade constante;
- Não uniforme – quando ocorre variação ao longo do espaço;
- Não permanente – considera a variação no tempo e no espaço.

O escoamento superficial é retratado através das equações de conservação de massa e quantidade de movimento. A equação de continuidade, baseada na conservação de massa, é dada por:

$$\rho \left(\frac{\delta A}{\delta t} \right) \cdot dx \cdot dt = \rho Q \delta t + \rho \cdot q \cdot dx \cdot dt - \rho \left[Q + \left(\frac{\delta Q}{\delta A} \right) \right] dx \quad (\text{I.24})$$

onde, Q é a vazão, A é a área da seção, q é a vazão de contribuição lateral por unidade de comprimento do trecho e ρ é a massa específica.

Já a equação da quantidade de movimento (QM) tem como principais forças a gravidade (componente do peso da água na direção do escoamento), a força de fricção (atrito resultante da resistência das paredes) e a pressão (hidrostática), e é dada por:

$$\frac{\delta Q}{\delta t} + \frac{\delta(\frac{Q^2}{A})}{\delta x} + g A \frac{\delta y}{\delta x} = g A S_0 - g A S_f \quad (I.25)$$

onde, S_0 é a aproximação de $\sin\theta = \tan\theta$, g é a aceleração da gravidade, y é a profundidade e S_f é a declividade da linha de atrito.

O deflúvio é a resultante da soma das contribuições subterrâneas e subsuperficiais com o escoamento superficial, que é a parcela de água que precipitou e percorre pela superfície até encontrar os cursos d'água definitivo (VILLELA; MATTOS, 1975; TUCCI, 2004). De acordo com Sperling (2007), este combina:

- Escoamento base – parcela que sofre infiltração profunda e contribui para o escoamento superficial a partir do escoamento subterrâneo. Apresenta importância relativa pequena durante períodos de precipitação intensa;
- Escoamento superficial – ocorre após o exaurimento da evaporação, infiltração e retenção superficial. Inicia-se como lâminas em direção às partes baixas do terreno e é o componente mais significativo do hidrograma durante precipitações intensas;
- Escoamento subsuperficial – é a parcela que infiltra, escoando em pouca profundidade em zonas não saturadas.

Dentre os fatores que influenciam o escoamento superficial, cita-se:

- Climáticos – associado à intensidade pluviométrica e duração da chuva;
- Fisiográficos – associado à área da bacia, permeabilidade de infiltração e topografia;
- Obras hidráulicas – associado a construção de barragens, canalização e derivação.

2.3 INUNDAÇÃO X ENCHENTE

As enchentes e inundações são eventos naturais periódicos nos cursos d'água, que frequentemente são ocasionados por chuvas fortes de longa duração (TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009). Sua magnitude e frequência dependem diretamente de alguns fatores como taxa de infiltração de água no solo, do grau de saturação do solo, intensidade e distribuição da precipitação atmosférica e das características morfométricas e morfológicas da bacia de drenagem.

Muitas pessoas utilizam os dois termos como se fossem sinônimos. No entanto, existe diferença entre eles. Levando-se em consideração o conceito, enchente é caracterizada como uma ocorrência natural que em sua maioria não afeta diretamente a população. Já a inundação é ocasionada por excesso de chuvas que acarretam no transbordamento das águas, associado à ocupação de áreas sem planejamento urbano. Esse último é corroborado por Tucci (2005), onde o autor explica que as inundações mais frequentes estão diretamente relacionadas às ações antrópicas sobre o território, ainda mais agravada nos últimos tempos devido ao aumento significativo da urbanização.

Além de enchente e inundação, existem outros dois termos que são amplamente utilizados: enxurrada e alagamento. O conceito de todos, como dito anteriormente, caba por ser confundido. Porém a única semelhança entre ambos é que todos tratam de impactos (naturais ou não) ocasionados pela água. Diversos autores discutem de diferentes formas esses conceitos (e.g. CASTRO et al., 2003; GRILO, 1992; PISANI, 2001; PÔMPEO, 2000; SANTOS, 2007; TUCCI, 2004, 2007).

Para inundação, Pisani (2001) e Goerl e Kobiyama (2005) a caracterizam como sendo um fenômeno natural ocorrido quando a vazão escoada sobrepõe a capacidade de descarga do sistema, causando em áreas urbanas um desastre com perda socioeconômica e ambiental exorbitante.

Para enchentes, Pompêo (2000) e Castro et al. (2003) também as caracterizam como fenômenos naturais, de ocorrência periódica nos cursos d'água devido aos grandes valores pluviométricos, geralmente intensa e concentrada. Para ambos, esta pode decorrer de chuvas intensas ou transbordamento do curso d'água ocasionado por um desequilíbrio no ciclo hidrológico, devido à própria urbanização, ou ainda por causas indiretas como assoreamento, redução na capacidade de infiltração do solo, estrangulamento dos leitos dos rios e/ou rompimento de barragens. Quanto as precipitações, Sevegnani et al. (2009) explicita que não somente fortes precipitações podem causar enchente, mas que também áreas com solos que

apresentam alta concentração de umidade também podem ocasionar, mesmo com intensidades pluviométricas menores.

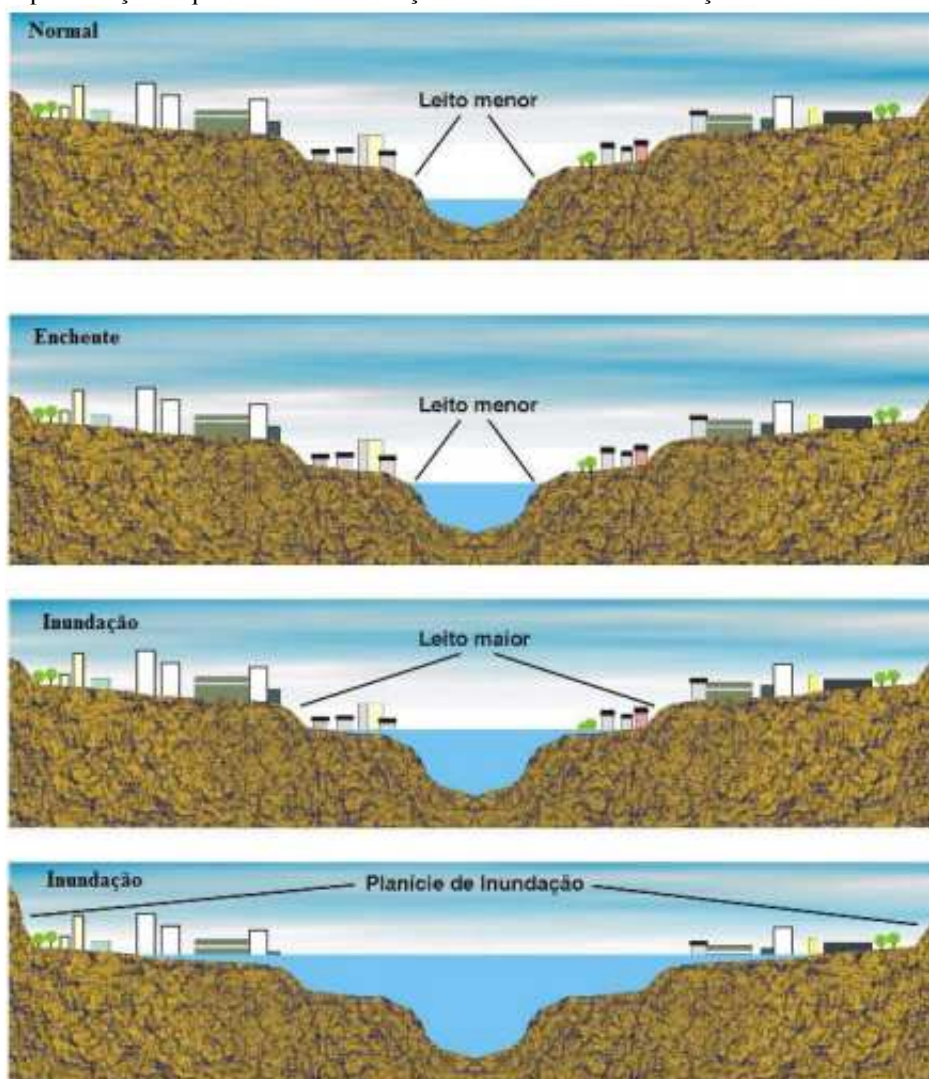
Para alagamentos, Grilo (1992) acreditar ser comum em áreas planas ou com depressões, ocasionado pela defasagem natural do escoamento dada a configuração topográfica ou ainda a falta de um sistema pluvial eficiente no ambiente urbano.

O Ministério das Cidades (BRASIL, 2007) e Tominaga, Santoro e Amaral (2009) classificam:

- Inundação – É o transbordamento das águas de um determinado curso d'água, atingindo a planície de inundação ou área de várzea;
- Enchente – Caracterizam-se pela elevação do nível d'água no canal de drenagem devido ao aumento da vazão;
- Alagamento – Caracteriza-se pelo acúmulo momentâneo de águas em determinados locais por deficiência no sistema de drenagem;
- Enxurrada – Caracteriza-se como escoamento superficial concentrado, de alta energia de transporte, podendo ou não estar associado a áreas de domínio dos processos fluviais.

Associado a esses termos está o leito fluvial. Este é definido como o espaço ocupado pelo escoamento do rio e pode ser classificado como: leito menor e maior. O leito maior ainda pode ser subdividido em leito maior excepcional, o qual é ocupado por grandes inundações (TUCCI; BERTONI, 2003; GUERRA; CUNHA, 2007). Portanto, de uma forma mais simples e geral, pode-se dizer que ocorreu uma enchente quando as águas dos rios elevam-se até a altura máxima do leito menor, enquanto que inundações transbordam atingindo o leito menor ou a planície de inundação (TUCCI; BERTONI, 2003; SEVEGNANI et al., 2009; TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009). A Figura 12 exemplifica os conceitos acima (ECKHARDT, 2008).

Figura 12 – Representação esquemática da diferença entre enchentes e inundação.



Fonte: Adaptado de Eckhardt (2008).

2.3.1 Enchentes e inundações em Pernambuco

A Região Nordeste sempre foi afetada por grandes secas e cheias (MARENGO, 2007). Em Pernambuco, os processos hidrometeorológicos, sem contar com os deslizamentos, são os que trazem maiores perdas sociais e econômicas. Tendo em vista a consequência das mudanças climáticas e as anomalias que se acumulam nas últimas décadas, existem vários registros, seja por seca prolongada ou inundações de ampla abrangência em todo o estado (PROJETEC, 2010). Apesar de não se ter um monitoramento a longo prazo, ainda é possível fazer uma caracterização do comportamento da bacia. A Tabela 2 mostra os principais tipos de desastres naturais por município e a Tabela 3 mostra os eventos de seca e enchentes de registros históricos.

Tabela 2 – Desastres naturais mais frequentes por municípios.

Municípios	Tipos de Desastres
Recife	Inundação, deslizamento, erosão hídrica e erosão costeira
Camaragibe	Deslizamento e erosão hídrica
São Lourenço da Mata	Deslizamento e inundação
Moreno	Inundação
Vitória de Santo Antão	Inundação
Pombos	Inundação
Paudalho	Inundação
Limoeiro (PE-50)	Inundação
Surubim (acesso Jucazinho)	Inundação
Salgadinho	Inundação
Toritama	Inundação
Santa Cruz do Capibaribe	Inundação

Fonte: Projetec (2010).

Tabela 3 – Registro histórico de secas e enchentes em Pernambuco.

Século	Secas (anos com registro)	Enchentes (anos com registro)
XVII	1603 - 1606 - 1614/1615 - 1652 - 1692	1632 - 1638
	1709 - 1711 - 1720/1721 - 1723/1724 1736/1737 - 1744/1746 - 1748 - 1754 - 1760 - 1772 - 1776/1777 - 1782 - 1784 - 1790/1794	
XVIII		sem registro
XIX	1804 - 1808/1810 - 1816/1817	1824/1825 - 1830/1833 - 1844/1845 - 1877/1879 - 1888/1889 - 1891 - 1898 1824 - 1842 - 1854 - 1862 - 1869 1870 - 1884 - 1894 - 1897 - 1899
	1902/1903 - 1907/1908 - 1910 - 1914/1915 - 1919 - 1932/1933 - 1945 - 1951 - 1953 - 1956/1958 - 1966 - 1970 - 1979/1980 - 1981/1983 - 1984 - 1986/1987 - 1991/1993 - 1997/1998	1914 - 1920 - 1924 - 1960 - 1961 - 1965 - 1966 - 1970 - 1975 - 1977 - 1978
XX		
XXI	2001	2000 - 2004 - 2005 - 2010

Fonte: Projetec (2010).

2.3.2 Enchentes e inundações em Recife

Como dito anteriormente, existem registros de cheias em Pernambuco que datam do século XVII, mais precisamente em 28 de janeiro de 1632, a qual é considerada a primeira enchente a ser noticiada, com transbordamento do Rio Capibaribe. Atualmente, existem registros de 30 incidências (Tabela 3). Seus maiores registros são entre junho e agosto. No

período de janeiro e fevereiro, são encontrados apenas dois registros, no entanto restritas apenas a Recife. A Tabela 4 mostra as enchentes/inundações oficialmente registradas com seus respectivos danos ocasionados.

Tabela 4 – Descrição históricas dos eventos de enchentes e inundações ocorridas em Recife – PE e os danos causados.

Ano	Danos
28/02/1632	“Perdas de muitas casas e vivandeiros estabelecidos às margens do Rio Capibaribe”
1638	-
02/1824	-
06/1842	Perda de casas, pontes, descarrilamento de trens, milhares de pessoas desabrigadas. Considerada a primeira de grandes proporções do Rio Capibaribe
1854	Maior enchente do século XIX, com duração de 72h. Todos os bairros de Recife foram atingidos, perda de comunicação com o interior
1862	-
1869	Destrói as pontes da Torre, Remédios e Barbalho, e rompe os aterros da via férrea do Recife
1870	-
1884	-
06/1894	Atinge todos os subúrbios recifenses situados às margens do rio Capibaribe
01/07/1899	Inundação de vários bairros do Recife e desabamento do segundo encontro da ponte sobre o rio Itapicuru, em Vitória de Santo Antão.
1914	Grande número de mortos
14/04/1920	Duração de três dias. Perda de postes, interrupção de linhas telegráficas, derrubamento de pontes e isolamento dos bairros Caxangá, Cordeiro, Várzea e Iputinga do resto da cidade.
1924	Atinge os bairros da Ilha do Leite, Santo Amaro, Afogados, Dois Irmãos, Apipucos, Torre, Zumbi e Cordeiro, além de prejuízos nas obras do Quartel do Derby e desabamento do prédio do Serviço de Saúde e Assistência.
1960	-
1961	2 mil desabrigados
1965	Atinge os bairros de Caxangá, Iputinga, Zumbi e Bongí, com a água passando o telhado das casas nas regiões mais próximas ao Capibaribe.
1966	Água atinge mais de 2m de altura; O nível do rio Capibaribe subiu 9,20 metros além do nível; alagamento da Av. Caxangá; mais de 10 mil casas destruídas e outras 30 mil com danos (Capital + interior); 175 mortes e 10 mil pessoas desabrigadas.
1969	Casas alagadas
21 e 22/07/1970	Atinge a zona da Mata Sul e o Agreste do Estado; o Cabo teve 04 dos seus e 05 hospitais inundados, além de várias indústrias pararem suas atividades; 500 mil pessoas atingidas; 150 morreram; 1.266 casas destruídas em 28 cidades. Só em Recife, 50 mil pessoas ficaram desabrigadas.
10/08/1970	Enchente, rio Beberibe: 5 mil pessoas desabrigadas.
1974	Ponte parcialmente destruída em São Lourenço da Mata; Morte de 20 pessoas em Macaparana, devido ao transbordamento do riacho Tiúma.
17 e 18/07/1975	Maior enchente; Melhor detalhamento abaixo.
01/05/1977	Atinge 16 bairros em Recife; Atinge Olinda e outras 15 cidades; mais de 15 mil pessoas desabrigadas; desabamento de ponte em limoeiro
30/07 – 01/08/2000	22 mortos; 100 feridos; 60 mil desabrigados; destruição parcial de cidades; 102 deslizamentos de barreiras
08/01- 02/02/2004	36 mortos e cerca de 20 mil pessoas desabrigadas; destruíram pontes e estradas; rompimento de açudes; desabamento de casas; alagamento em Recife; atinge bairro Jardim Brasil em Olinda; prejuízo de 54 milhões; vertimento de todas as barragens do sertão e agreste
30/05 – 02/06/2005	25 cidades do Agreste, Zona da Mata e litoral atingidas; 36 mortos; 30 mil desabrigados; 7 mi casas destruídas; 11 rodovias estaduais atingidas.
17- 19/06/2010	67 cidades atingidas; 21 mortes; 26970 desabrigados; 55650 desalojados; 14136 casas destruídas; 142 pontes danificadas; 5000 km de estrada danificadas;

Fonte: Riachos Urbanos de Recife (2016)² e História de Água Preta (2011)³

² Disponível em: <https://storylineap-pe.blogspot.com/2011/01/todas-as-enchentes-em-pernambuco.html?view=mosaic>

³ Disponível em: <https://riachosurbanos.blogspot.com/2015/07/40-anos-do-maior-desastre-natural.html>

Dentre todas as enchentes citadas acima, a de 1975 é considerada a calamidade do século. Nesta foi atingida mais de 50% da área urbana da cidade do Recife, além de outros 25 municípios atingidos. Foram constatadas 107 mortes e 350 mil desabrigados. Os prejuízos ainda foram em mais de 1000 km de ferrovia, desabamento de pontes, arraste de casas. Somente em Recife, foram atingidos 31 bairros, com 370 ruas e praças totalmente submersas. Houve corte de 70% da rede elétrica, inundação de quase todos os hospitais e isolamento de dois dias do restante do país. A calamidade foi ainda pior no início devido a boatos de que a Barragem de Tapacurá havia estourado o que alastrou o pânico entre toda a população.

A Figura 13 mostra a região inundada de Recife em um desenho esquemático e a Figura 14 mostra fotos de Recife para esse evento.

Figura 13 - Croqui esquematizando a área total de Recife atingida pela inundação de 1975.



Fonte: SUDENE (1975).

Figura 14 – Fotografias de registro histórico mostrando áreas da cidade de Recife inundadas. (A) e (B).



Fonte: Jornal do Comércio (2015)⁴.

⁴ Disponível em: <https://jconline.ne10.uol.com.br/canal/cidades/geral/noticia/2015/04/18/o-tsunami-que-arrasou-o-recife-177239.php>

3 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

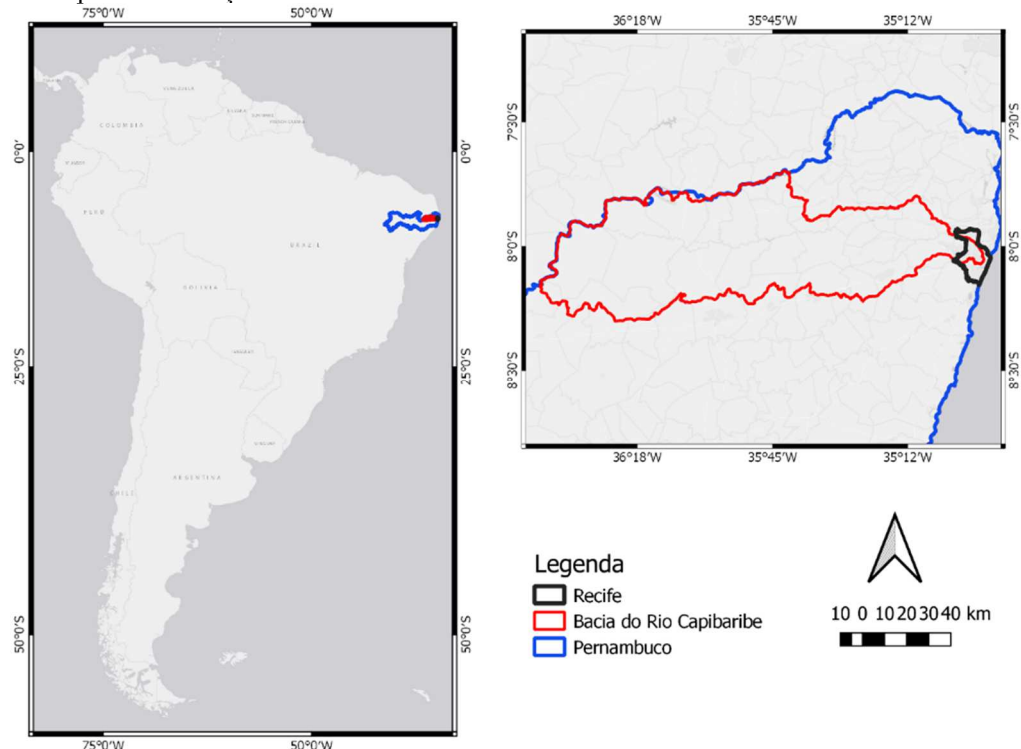
A área de estudo é dividida em dois locais. A primeira corresponde à bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, e a segunda à cidade de Recife-PE.

3.1 BACIA DO RIO CAPIBARIBE

3.1.1 Localização

A bacia hidrográfica do Rio Capibaribe (Figura 15) localiza-se entre as latitudes $7^{\circ} 41''$ S e $8^{\circ} 18''$ S e longitude $34^{\circ} 51''$ W e $36^{\circ} 42''$ W, na porção oriental do estado de Pernambuco. Apresenta uma área de 7454,88 km² (7,58% da área do estado) e uma extensão de 250 km, que corta o Agreste (AG), Zona da Mata (ZM) e Região Metropolitana do Recife (RMR), dividindo-se em Alto, Médio e Baixo (da nascente, entre os municípios de Poção e Jataúba, à foz, em Recife), com o rio cortando 42 municípios, dos quais 15 estão totalmente inseridos na bacia (Tabela 5). Essa abrangência regional permite a configuração de um ambiente complexo, onde são evidenciados contrastes climáticos, de solo, relevo e vegetação (PERNAMBUCO, 2006; PROJETEC, 2010).

Figura 15 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: O Autor (2019).

Tabela 5 – Municípios que integram a bacia hidrográfica do Rio Capibaribe

Município	Área na Bacia (%)	Município	Área na Bacia (%)	Município	Área na Bacia (%)
Belo Jardim	5,5	Gravatá	3,22	Salgadinho	1,12
Bezerros	2,97	Jataúba*	9,57	Sanharó	0,08
Bom Jardim	0,73	João Alfredo	0,72	Santa Cruz do Capibaribe*	4,55
Brejo da Madre de Deus*	10,19	Lagoa do Carro	0,52	Santa Maria do Cabumcá*	1,18
Camaragibe*	0,46	Lagoa do Itaenga*	0,76	São Caetano	0,17
Carpina*	4,02	Limoeiro*	1,85	São Lourenço da Mata*	2,82
Caruaru	7,13	Moreno	0,21	Surubim*	3,44
Casinhas*	1,41	Passira*	4,57	Tacaimbó	0,35
Chã de Alegria*	0,66	Paudalho*	3,57	Taquaritinga do Norte*	5,96
Chã Grande	0,18	Pesqueira	0,05	Toritama*	0,41
Cumaru*	3,99	Poção	0,23	Tracunhaém	0,14
Feira Nova*	1,42	Pombos*	2,04	Vertente do Lério*	0,94
Frei Miguelinho*	2,93	Recife*	0,92	Vertentes*	2,62
Glória do Goitá*	3,11	Riacho das Almas*	4,11	Vitória de Santo Antão	2,71

Fonte: Projetc (2010).

*Municípios com sede urbana na bacia.

3.1.2 Clima

O clima, de acordo com a classificação de Koppen, é classificado diferentemente nas duas regiões fisiográficas. No AG, este é classificado como As'' (clima tropical chuvoso com verão seco), apresentando distribuição espaço-temporal pluviométrica irregular, com maiores precipitações entre abril e junho (médias de 650 a 900 mm) e temperatura média de 24°C. O período chuvoso é compreendido entre março e julho, concentrando 65 a 68% da pluviometria anual e o trimestre mais seco é de setembro a novembro (SUDENE, 1990).

Na ZM, de acordo com a mesma classificação, o clima classifica-se como do tipo Am'' (tropical chuvoso, de monção com verão seco). As maiores precipitações ocorrem entre maio e julho, com pluviosidade anual variando de 1700 mm a 2.500 mm com temperaturas médias anuais superiores à 24°C (SUDENE, 1990).

Assim, no geral, a bacia apresenta um total de precipitação pluviométrica anual de 1133,59 mm, com os valores aumentando em direção ao litoral. A área é influenciada por dois principais sistemas atmosféricos: ZCIT, ondas de leste, ventos alísios, cavado do Nordeste,

Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o que acaba por explicar essa variação pluviométrica.

3.1.3 Solos

A bacia hidrográfica do Capibaribe apresenta um embasamento predominantemente cristalino, com ocorrência de unidades sedimentares restritas em sua porção mais baixa. De acordo com o Levantamento Exploratório Reconhecimento de Solos para o Estado de Pernambuco (JACOMINE et al., 1973), a Tabela 6 mostra a predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe (SANTOS et al., 2018).

Tabela 6 – Predominância de algumas classes de solos na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

Divisão da Bacia do Rio Capibaribe	Municípios mais relevantes dentro da bacia	Solos predominantes**
Alto Capibaribe	Santa Cruz do Capibaribe*; Jataúba; Brejo da Madre de Deus; Belo Jardim; Pesqueira; Sanharó; Santa Taquaratinga do Norte; Poção; Pequira etc.	Latossolos; Argissolos; Planossolos; Vertissolo; Gleyssolos; Luvisolo; Neossolo Litólico e Neossolo Regolítico
Médio Capibaribe	Surubim*; Bezerros; Caruaru; Cazinhas; Gravatá; Bom Jardim; Feira nova; Limoeiro; Riacho das almas; Frei Miguelino; Salgadinho; Toritama; Limoeiro, etc.	Neossolo Regolítico; Planossolos; Neossolo litólico; Vertissolos e Plintossolos.
Baixo Capibaribe	Carpina*; Glória de Goitá*; Paudalho; Recife; Pombos; Camaragibe; São Lourenço da Mata; Tracunhaém; Vitória de Santo Antão, etc.	Latossolos; Argissolos; Luvisolos e Gleissolos.

Fonte: Adaptado de Souza (2011).

* Cidades onde estão localizadas as Barragens do Rio Capibaribe;

** Nova classificação pelo Sistema Brasileira de Classificação de Solos (Sibics) (Santos et al., 2018).

3.1.4 Vegetação e relevo

A vegetação varia em toda a bacia. Em sua porção semiárida, é predominante a vegetação caatinga, com pontos de mata serrana (brejos de altitude), a exemplo de Taquaratinga. Já na parte oriental, encontra-se a ZM (subzonas úmida e seca), com presença de canaviais e áreas de pastagens (PERNAMBUCO, 2006).

Apresenta um relevo heterogêneo, caracterizando-se como montanhoso nas regiões do extremo oeste, sudoeste e sul. Em sua parte central, o relevo apresenta-se predominantemente suave e ondulado, com mais uniformidade a leste, aplainando-se no litoral. Levando em consideração a dinâmica do relevo, os processos que mais se destacam são a erosão e o assoreamento, ambos ocasionados pelas altas declividades, pelos solos não coesivos e pela vegetação rarefeita. Já na Zona da Mata e Litoral, o mais notório são os movimentos de terra (deslizamentos).

3.1.5 Características físico-hídricas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe

Algumas das características físico-hídricas da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe e sua resposta hidrológica encontram-se na Tabela 7 (SOUZA, 2011).

Tabela 7 – Características gerais da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe.

Divisão da Bacia do Rio Capibaribe	Municípios mais relevantes dentro da bacia	Unidade
Área	7557	Km ²
Comprimento do curso d'água	250	Km
Coefficiente de forma (kc)*	0,12	Adm
Cota máxima	1200	M
Cota mínima	2	M
Declividade da bacia	0,0039	mm ⁻¹
Declividade média da linha d'água	0,0079	mm ⁻¹
Tempo de Concentração	30	h

Fonte: Souza (2011).

*Tempo de concentração de 30 horas, para uma intensidade de chuva de 99,50 mm/h.

3.1.6 Sistema hídrico

O sistema de reservatórios do Rio Capibaribe (Figura 16) totaliza um volume de armazenamento de 800 Mi de m³. Dentre os principais reservatórios, cinco representam o montante de 94,7% de todo o armazenamento, sendo utilizado para diversas finalidades, dentre elas a contenção de enchente. São eles: Jucazinho, Carpina, Tapacurá, Goitá e Poço Fundo. A Tabela 8 mostra as características desses reservatórios.

Figura 16 – Representação do Sistema adutor do Capibaribe



Fonte: Compesa (2009).

Tabela 8 – Características dos principais reservatórios do Rio Capibaribe.

Reservatório		Jucazinho	Carpina	Tapacurá	Goitá	Poço Fundo
Área da bacia	Hidrográfica (km²)	3918	1828	360	450	854
	Hidráulica (ha)	2361	3200	1300	970	450
	Capacidade	327035	270000	94200	52000	27750
Finalidade		Abastecimento e piscicultura	Controle de enchente e pesca	Abastecimento e controle de enchente	Controle de enchente	Abastecimento e irrigação
Localização		-7°57'53,41" -35°44'33,52"	7°53'41,41" -35°20'14,14"	-8°2'11,94" -35°9'46,30"	-7°58'11,94" -35°6'51,86"	-7°57'40,92" -36°20'23,06"
Área da bacia hidrográfica (km²)		4171	5999	360	450	854
Volume total do reservatório (x10 ⁶ m³)		327	270	98,7	52	27,75
Volume para atenuação de enchentes		100	189	98,7	36,9	27,75
Volume útil (x10 ⁶ m³)		227	81	22557,5	15,6	-
Vazões regularizadas	Vazão afluente (100%)	6336,5	6918,9	439,8	2002,2	27
	Evaporação média	594,3	1255,3	734,1	63,5	1473,1
	Vertimento básico	2891,9	4483,3	1302,4	844,1	348,2
	com 100% de garantia	2972,8	1690,5	2175,4	862,3	967,4
	com 90% de garantia	3890,9	2529,8	2673	1259,6	256,5
	com 80% de garantia	4634,8	3165,5	68,6	1613,5	542,3
	Volume anual médio (90%)	122,7	79,78	110	39,72	728,2
	Cota do coroamento	299	124	-	78	17,1
	Extensão do coroamento	442	1720	103	-	-
	Cota do Sangradouro	292	118	-	70	178
	Extensão do Sangradouro	170	-	-	-	472,5
	Cota da tomada d'água	250	-	-	-	75
	Diâmetro da tomada água	2000	-	-	-	-

Fonte: Projetec (2010).

3.2 RECIFE

O município de Recife, capital do Estado de Pernambuco, localiza-se entre as latitudes 7° 55'' S e 8°09'' S e longitude 34° 51'' W e 35° 00'' W (Figura 15). Apresenta uma superfície de 218,435 km² e limita-se ao norte com as cidades de Olinda e Paulista, ao sul com Jaboatão dos Guararapes e a oeste com São Lourenço da Mata e Camaragibe.

De acordo com o censo 2016, a cidade apresenta uma população de 1.625.583 habitantes, correspondendo a cerca de 16,35% da população do Estado e 41,25% da RMR (IBGE, 2016).

O regime de maré é do tipo semidiurno, com período médio de 12,42 horas. A altura média de maré na sizígia é de 2,07 m e na quadratura de 0,97 m, com média global de 1,67 m. A direção dos ventos caracteriza-se como E-SE (outubro a janeiro), SE (fevereiro a setembro) e E-NE (novembro e dezembro) (FINEP/MAI, 2009; DHN, 2017).

O clima de ondas caracteriza-se como dominado por ondas provenientes de SE, com altura significativa variante de 1,5 a 2 m e período de pico predominante de 8 a 10s (PEREIRA; NOGUEIRA NETO, 2015).

De acordo com a classificação de Köppen (1948), o clima é classificado como Ams' com temperaturas médias anuais variantes entre 25°C e 30°C $\pm$ 5°C. Apresenta precipitação principalmente nas estações de outono, verão e inverno do Hemisfério Sul, com média anual de 2050 mm, sendo o período mais chuvoso compreendido entre março e agosto (FARIAS, 2003; MANSO et al., 2006), sendo os meses de maio a julho aqueles com maior volume médio (WANDERLEY et al., 2018).

Apresenta em sua morfologia recifes de arenitos paralelos à linha de costa, com 2 a 4 m de largura, na zona de surfe e antepraia, que servem como moduladores da eficiência energética das ondas sob a zona de espraçamento (SILVA, 2002; MANSO et al., 2006; COSTA et al., 2016).

4 METODOLOGIA GERAL

A seguir será descrita a metodologia utilizada para a realização deste trabalho. Foram utilizados dados provenientes de séries históricas disponíveis para a região, dentre eles: maré, ondas, batimetria, altimetria, fluviometria, pluviometria, anomalias de TSM, nível total de água e aumento do nível do mar.

4.1 DADOS

4.1.1 Onda

Os dados de onda oceânicas superficiais de gravidade foram provenientes da base dados de reanálise *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), *ERA-Interim*. Os dados são provenientes de análises atmosféricas globais em um sistema variacional 4D, tendo uma janela de 12h de análise, com início em 1979 até os dias atuais. Os produtos de dados em grade incluem uma grande variedade de parâmetros de superfície de três horas, descrevendo o clima, bem como as condições das ondas oceânicas e da superfície da terra (DEE et al., 2011).

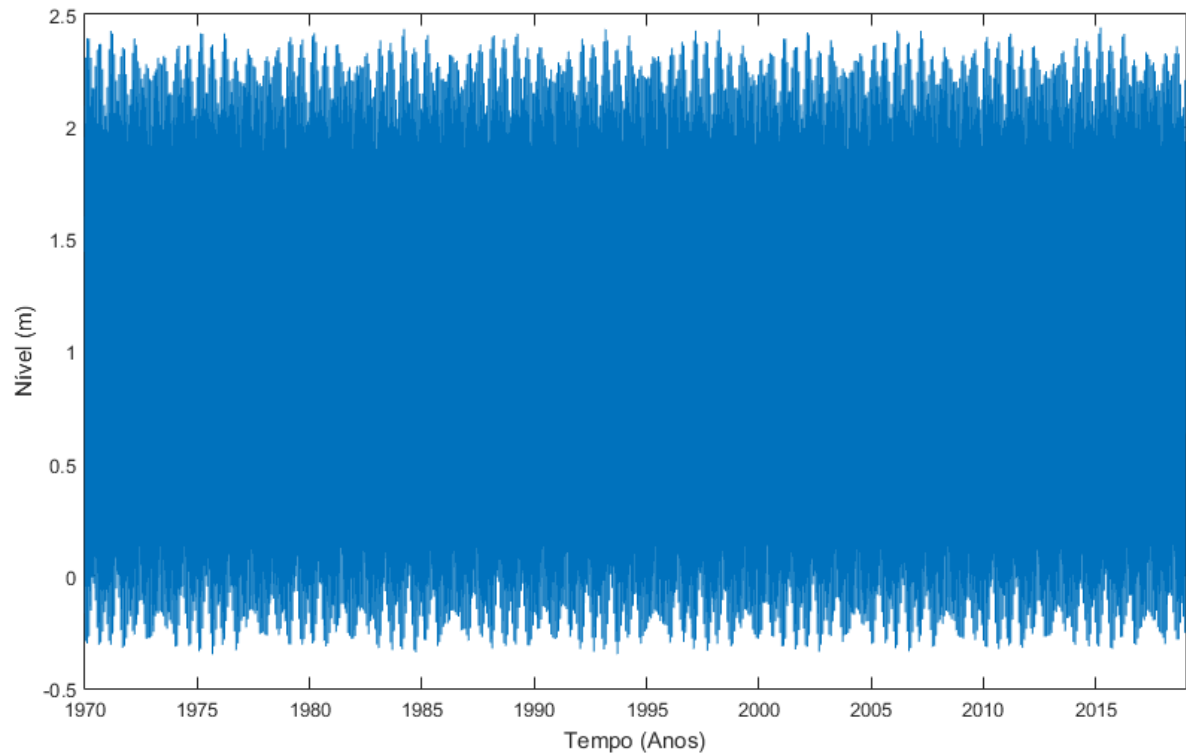
Estes foram utilizados tanto para validação, quanto para calibração dos modelos. Foram selecionados séries diárias para o período de junho de 2014. A utilização de dados de reanálise deu-se pelo motivo da inexistência de séries históricas para a região.

4.1.2 Maré

A determinação do comportamento de maré, deu-se através de dados históricos provenientes de estações maregráficas do porto de Recife, disponibilizados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN)⁵. A Figura 17 mostra a série de dados de maré para a região. Destes, a partir de análises harmônicas, foram extraídos dados de maré meteorológica, maré astronômica e nível total de água.

⁵ <https://www.marinha.mil.br/dhn/>

Figura 17 – Série histórica de maré para o porto de Recife para o período de 1970 a 2017.



Fonte: DHN (2019).

4.1.3 Batimetria

Os dados batimétricos foram provenientes do Projeto MAI/Vulspe (FINEP/UFPE, 2009) e da *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). O primeiro foi utilizado como dado de entrada no modelo hidrodinâmico de resolução intermediária, enquanto o segundo para o de menor resolução. Os dados do MAI são compostos por 21 perfis perpendiculares, com extensão de 4 km, até a isóbata de 20 m, complementados por dois perfis paralelos. Os da GEBCO, apresentam uma resolução de 30 arcsegundos e vão até a isóbata de 4000 m.

Estes foram utilizados devido aos dados da GEBCO não apresentarem boa resolução para zonas costeiras, ou seja, em zonas de água rasa. Os próprios desenvolvedores afirmam que os dados não apresentam uma resolução adequada para zonas com profundidades menores que 200 m (GEBCO, 2018). Então, optou-se pela utilização de ambos. Sendo estes interpolados e interligados para as simulações. Ao final, a batimetria apresentou uma resolução espacial de 50 m na parte mais próxima à costa e de 1 km em direção ao oceano.

4.1.4 Altimetria

Os dados de altimetria foram provenientes de *Lidar* (*Light Detection and Ranging*), que é uma técnica óptica de detecção remota que permite determinar a distância ao objeto através da utilização de impulso laser. Estes foram cedidos pela Secretaria de Meio ambiente do Estado de Pernambuco (SEMAS), através de parceria. Esse tipo de dado é considerado por diversos autores como uma ótima fonte de dado de alta resolução (BATES; MARKS; HORRIT, 2003; HAILE, 2005; HAILE; RIENTJES, 2005; MASON et al., 2007; HUNTER et al., 2007).

A partir deles, foi realizado um levantamento inteligente dos pontos e criado um Modelo Digital de Terreno (MDT) com resolução horizontal de 10 m e vertical de 15 cm. O MDT é caracterizado como um conjunto de dados, com suporte numérico, que permite associar qualquer ponto sobre um plano um valor correspondente à sua altitude (MATOS, 2008).

Como o espaçamento depende da resolução, da complexidade do terreno e da aplicação a que esses serão submetidos, utilizou-se a fórmula de McCullagh (1988) e Hengl (2006), para determinar se a resolução escolhida era aceitável. O cálculo é dado por, respectivamente:

$$S = \sqrt{\frac{A}{n_t}} \quad (\text{III.1})$$

$$S = \sqrt{\frac{L}{2N_p}} \quad (\text{III.2})$$

onde, n_t é o número de pontos do terreno, A a área coberta, L o comprimento de um transecto e N_p é o número de pontos de inflexão observados.

Por fim, para evitar erros na representação dos canais, uma vez que os dados de *Lidar* podem apresentar erros em locais de águas não translúcidas, fez-se a interpolação da grade de 10 m com uma grade de 1 m horizontal e 0,15 m vertical, na região dos canais.

4.1.5 Fluviometria e Pluviometria

Ambos os dados são provenientes do Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA) e encontram-se disponíveis de forma gratuita⁶. Estes, após baixados,

⁶ <http://www.hidroweb.ana.gov.br>

foram pré-processados no Hidro 1.3 (software desenvolvido pela ANA, com aplicação de banco de dados do tipo cliente/servidor).

4.1.5.1 Fluviometria

Os dados utilizados são provenientes de séries históricas da estação fluviométrica São Lourenço da Mata para o período de 1956 a 2015. Estes foram coletados, pré-processados no Hidro 1.3 e exportados em frequência diária. A escolha da estação deu-se por ser a mais próxima da região, uma vez que Recife não apresenta nenhuma estação com série histórica disponível.

4.1.5.2 Pluviometria

Foram selecionadas todas as estações que cobriam a região da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe (70) e da Cidade do Recife (17). Destas foram selecionadas aquelas que apresentavam uma série histórica superior a 30 anos. Ao final, foram utilizadas 17 estações, apresentando uma boa distribuição na bacia. Os dados foram baixados em formato MDB.

Primeiramente os dados foram importados, gerando um banco de dados geral. Em seguida, exportados em frequência diária para cada estação, respeitando o período de 1987 a 2017.

4.1.6 Índices Oceânicos de TSM no Oceano Pacífico e Atlântico

Os índices oceânicos de TSM, tanto do Oceano Atlântico quanto do Pacífico, são provenientes da NOAA⁷, sendo utilizado as anomalias em escala mensal para o período de 1987 a 2017, disponibilizados no banco de dados da NOAA.

Os dados utilizados correspondem às regiões de Niño 1+2 (0° - 10°S, 90°W – 80°W), Niño 3 (5°N – 5°S, 150°W – 90°W), Niño 3.4 (5°N – 5°S, 170°E – 120°W) e Niño 4 (5°N – 5°S, 160°E – 150°W), do Pacífico tropical, como também para os índices IOS e ONI, e para o Atlântico, nas regiões ATN (5.5°N - 23,5°N, 15°W - 57,5°W) e ATS (Equador – 20°S, 10°E – 30°W).

⁷ Disponível em: <<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>

4.1.7 Nível total de água

O nível total de água (TWL) é dado pela combinação do nível médio do mar, maré, e sobre-elevação por ondas (sobre-elevação por onda) e onda de tempestade (VOUSDOUKAS et al., 2016). Sendo assim, para composição dos estudos de caso, selecionou-se dados de onda de tempestade, sobre-elevação por ondas e elevação do nível do mar provenientes do catálogo de dados *do Joint Research Centre (JRC)* (VOUSDOUKAS et al., 2018), que criou projeções até o ano de 2100 baseados nos RCP 4.5 e RCP 8.5, além da base atual. Os dados são disponibilizados em 3 percentis (5, 50 e 95) por década para 20865 localidades, dados em latitude e longitude. Sendo assim, foram utilizados os referentes ao percentil 95 para a região de Recife nas décadas de 2050 e 2100 e para o cenário atual.

4.2 ANÁLISE

4.2.1 Tendências dos índices de detecção de mudanças climáticas

Para análise de tendências utilizou-se o software *RClimdex* 1.1 (ZHANG; YANG, 2004). Este é mantido pelo *Expert Team on Climate Change Detection and indexes* (ETCCDI)⁸. O programa calcula 27 índices climáticos básicos (Tabela 9) derivados da precipitação (11 índices) e temperatura do ar (16 índices).

⁸ Disponível em: <<http://etccdi.pacificclimate.org/>>

Tabela 9 – Índices climáticos dependentes de precipitação pluviométrica diária e temperatura do ar, com suas definições e unidades.

Índice	Nome do indicador	Definições	Unidade
FD0	Dias com geada	Contagem anual dos dias quando TN (mínimo diário) $< 0^{\circ}\text{C}$	Dias
SU25	Dias de verão	Contagem anual quando TX (máximo diário) $> 25^{\circ}\text{C}$	Dias
ID0	Dias com gelo	Contagem anual quando TX (máximo diário) $> 25^{\circ}\text{C}$	Dias
TR20	Noites tropicais	Contagem anual quando TX (máximo diário) $< 0^{\circ}\text{C}$	Dias
GSL	Comprimento crescente da estação	Contagem anual (1° de janeiro a 31 de dezembro, no hemisfério norte - HN, de 1° de julho a 30 de junho, no hemisfério sul - HS), entre o primeiro período de pelo menos 6 dias com $\text{TG} > 5^{\circ}\text{C}$ e primeiro período após 1 de julho (1 de janeiro em HS) de 6 dias com $\text{TG} < 5^{\circ}\text{C}$	Dias
TXx	Máximo da Temperatura máxima	Valor máximo mensal da temperatura máxima diária	$^{\circ}\text{C}$
TNx	Máximo da temperatura mínima	Valor máximo mensal da temperatura mínima diária	$^{\circ}\text{C}$
TXn	Mínimo da temperatura máxima	Valor mínimo mensal da temperatura máxima diária	$^{\circ}\text{C}$
TNn	Mínimo da temperatura mínima	Valor mínimo mensal de temperatura mínima diária	$^{\circ}\text{C}$
TN10p	Noites frias	Porcentagem de dias em que $\text{TN} < \text{percentil } 10$	Dias
TX10p	Dias frios	Porcentagem de dias em que o $\text{TX} < \text{percentil } 10$	Dias
TN90p	Noites quentes	Porcentagem de dias em que $\text{TN} > \text{percentil } 90$	Dias
TX90p	Dias quentes	Porcentagem de dias em que o $\text{TX} > \text{percentil } 90$	Dias
WSDI	Indicador de dias quentes	Contagem anual de dias com pelo menos 6 dias consecutivos, quando $\text{TX} > \text{percentil } 90$	Dias
CSDI	Indicador de dias frios	Contagem anual de dias com pelo menos 6 dias consecutivos quando $\text{TN} < \text{percentil } 10$	Dias
DTR	Amplitude térmica	Diferença média mensal entre TX e TN	$^{\circ}\text{C}$
RX1day	Quantidade máxima de precipitação de 1 dia	Precipitação mensal máxima de 1 dia	mm
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação de 5 dias	Precipitação mensal máxima consecutiva de 5 dias	mm
SDII	Índice de intensidade diária simples	Precipitação total anual dividida pelo número de dias úmidos (definidos como $\text{PRCP} \geq 1,0\text{mm}$) no ano	mm/dia
R10	Número de dias de precipitação forte	Contagem anual de dias quando $\text{PRCP} \geq 10\text{ mm}$	Dias
R20	Número de dias de precipitação muito forte	Contagem anual de dias quando $\text{PRCP} \geq 20\text{ mm}$	Dias
Rnn	Número de dias acima de nn mm	Contagem anual de dias quando $\text{PRCP} \geq 5\text{ mm}$, nn é o limite definido pelo usuário	Dias
CDD	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com $\text{RR} < 1\text{ mm}$	Dias
CWD	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com $\text{RR} \geq 1\text{ mm}$	Dias
R95p	Dias muito úmidos	PRCP total anual quando $\text{RR} > \text{percentil } 95$	mm
R99p	Dias extremamente úmidos	PRCP total anual quando $\text{RR} > \text{percentil } 99$	mm
PRCPTOT	Precipitação total anual em dias úmidos	PRCP total anual em dias úmidos ($\text{RR} \geq 1\text{mm}$)	mm

Fonte: Zhang e Yang (2004).

Para cada índice calculado, este fornece informações estatísticas como tendência linear (método de mínimos quadrados), nível de significância (valor p), coeficiente de determinação (r^2) e erro padrão de estimativa. Para este trabalho, foram utilizados apenas os índices referentes à precipitação. Assim, tem a descrição de cada variável (ZHANG; YANG, 2004):

O $Rx1day$ é a quantidade máxima de precipitação em 1 dia, tendo-se:

$$Rx1day_j = \max (RR_{ij}) \quad (III.3)$$

onde, RR_{ij} é o total diário de precipitação no dia i no período j .

O $Rx5day$ é a quantidade máxima de precipitação em 5 dias consecutivos, tendo-se:

$$Rx5day_j = \max (RR_{kj}) \quad (III.4)$$

onde, RR_{kj} é o total de precipitação para o intervalo de 5 dias que termina no dia k no período j .

O $SDII$ é o índice simples de intensidade média, tendo-se:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^w RR_{wj}}{w} \quad (III.5)$$

onde, RR_{wj} é a quantidade diária de precipitação nos dias úmidos, ($RR \geq 1\text{mm}$) no período j , com w representando o número de dias úmidos em j .

O $R10mm$ e $R20mm$ é a contagem anual de dias quando o $PRCP \geq 10\text{ mm}$ e $PRCP \geq 20\text{ mm}$, respectivamente, tendo-se:

$$RR_{ij} \geq 10\text{ mm e } R_{ij} \geq 20\text{ mm} \quad (III.6)$$

onde, RR_{ij} é a quantidade de precipitação diária no dia i no período j .

O $Rnnmm$ é a contagem anual de dias em que $PRCP \geq nn$ mm, em que nn é um limiar definido pelo usuário, tendo-se:

$$RR_{ij} \geq nn \text{ mm} \quad (\text{III.7})$$

onde, RR_{ij} é a quantidade de precipitação diária no dia i no período j e nn representando qualquer valor razoável.

O CCD é a contagem anual de dias em que $PRCP \geq nn$ mm é a duração máxima do período de seca, dado através do número máximo de dias consecutivos, tendo-se:

$$RR_{ij} < 1 \text{ mm} \quad (\text{III.8})$$

Já o CWD é a duração máxima do período úmido, dado através do número máximo de dias consecutivos, tendo-se:

$$RR_{ij} \geq 1 \text{ mm} \quad (\text{III.9})$$

onde, tanto para CCD quanto para CWD , RR_{ij} é a quantidade de precipitação diária no dia i no período j .

O $R95_p$ e o $R99_p$ são os totais de precipitação anual nos percentis 95 e 99, tendo-se:

$$R95_p = \sum_{w=1}^W RR_{wj}, \text{ onde } RR_{wj} > RR_{wn} 95 \quad (\text{III.10})$$

$$R99_p = \sum_{w=1}^W RR_{wj}, \text{ onde } RR_{wj} > RR_{wn} 99 \quad (\text{III.11})$$

onde, RR_{wj} é a quantidade diária de precipitação em um dia úmido w ($RR > 1$ mm) no período i , com $RR_{wn} 95$ e $RR_{wn} 99$ sendo os percentis 95 e 99 de precipitação, respectivamente.

O $PRCPTOT$ é a precipitação total anual em dias úmidos

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij} \quad (\text{III.12})$$

onde, RR_{ij} é o total diário de precipitação no dia i no período j , com I representando o número de dias em j .

4.2.1.1 Controle de qualidade

O controle de qualidade foi realizado dada à sensibilidade a erros espúrios no cálculo dos índices extremos, evitando assim o uso de dados inconsistentes. O *RClimdex* tem alguns critérios para que funcione corretamente. Dentre eles pode-se citar:

- Não haver três dias faltosos para o cálculo dos índices mensais;
- Não haver menos de 15 dias faltosos para o cálculo dos índices anuais;
- Não haver um mês faltoso para o cálculo do valor anual

Assim, torna-se necessário a realização do procedimento de controle de qualidade, dado pela substituição dos valores faltosos e/ou errôneos por -99.9 (valor reconhecido pelo R), como descrito por Zhang e Yang (2004) e Croitoru et al. (2013). Tal procedimento foi feito de forma manual para cada estação, seguindo as recomendações da OMM, que fala que a caracterização climática de uma área deve ser feita com uma série histórica mínima de 30 anos.

4.2.2 Teste não paramétrico de Mann-Kendall

A análise de tendência foi realizada através do teste não paramétrico de Mann-Kendall, que utiliza da comparação de cada valor da série temporal com os demais valores sequenciais, identificando assim a grandeza destes em relação aos termos analisados (MANN, 1945; KENDALL, 1975). Esta é definida por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{ sinal}(x_j - x_i) \quad (\text{III.13})$$

onde, n é o número total de dados na série; x é cada um dos valores do indicador a cada passo de tempo distinto de i e j , sendo $i \neq j$; e sinal definido como:

$$sinal = \begin{cases} 1, se(x_j - x_i) > 0 \\ 0, se(x_j - x_i) = 0 \\ -1, se(x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (III.14)$$

A partir disso, $E(S)$ e $V(S)$ descrevem o valor médio e a variância de S :

$$E(S) = 0, \quad V(S) = \frac{1}{18} [(n(n-1)(2n+5)) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)] \quad (III.15)$$

onde, n é o número de dados ponto a ponto, m é o número de grupos de dados iguais e t_i é o tamanho do grupo. O teste estatístico padronizado (Z) é calculado por:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (III.16)$$

Nesse, os valores negativos de Z indicam tendência decrescente e vice-versa e $Z=0$, estacionário (YUE; PILON; CAVADIAS, 2002). A hipótese H_0 é testada, sendo nula a um nível de significância α , se $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$, indicando Significância.

Assim, foram considerados como possíveis alterações climáticas as situações em que o índice apresentou tendência linear (positiva ou negativa) com significância estatística a 5% e 10%.

Optou-se pela utilização de dois níveis de significância devido a significância estatística em tendências de precipitação ser geralmente inferior quando comparada a outros elementos climáticos, uma vez que se caracterizam com grande variabilidade espacial e temporal (ŁUPIKASZA; HÄNSE; MATSCHULLAT, 2011; CROITORU et al., 2016).

4.2.2.1 Análise regional

Para a análise regional foi realizada uma análise da anomalia média para todos os índices, através da seguinte equação (CHU, 1983; SPIEGEL; STEPHENS, 2008; YAN et al, 2015):

$$X_{r,t} = \frac{\sum_{i=1}^{n_t} (X_{i,t} - \bar{X}_i)}{n_t} \quad (\text{III.17})$$

onde, $X_{r,t}$ é o índice da média regional no ano t , $X_{i,t}$ é o índice da estação i no ano t , $\bar{X}_i$ é a média do índice para todo o período na estação i e n_t é a quantidade de estações com dados para dado ano t . Fez-se ainda uma padronização dos dados de $X_{i,t}$ e $\bar{X}_i$ a fim de sanar problemas com valores altos ocasionados por estações, dividindo-os pelo desvio padrão, como descrito por Yan et al. (2015) e Bezerra et al. (2018).

4.2.3 Coerência de ondeleta e diferença de fase

A investigação das relações lineares e as características não estacionárias entre os índices de extremos climáticos associados à precipitação e às anomalias de TSM foram realizadas através da correlação de Pearson e análise de ondeleta, a fim de explorar o comportamento periódico e temporal das séries analisando as escalas e períodos de ciclos significativos, sendo considerado os valores médios mensais.

Esta caracteriza-se por ser uma onda plana modulada por uma função gaussiana, ou seja, utiliza de pequenas ondas de duração limitada geradas a partir de dilatações e translações de uma única função ondeleta base, aqui utilizada a Morlet (TORRENCE; COMPO, 1998). Esta define-se:

$$\psi_0 = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-i\omega_o\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2} \quad (\text{III.18})$$

onde, ω_o é a frequência e η o tempo, ambos adimensional. Demais detalhes sobre as diferentes ondeletas padrões podem ser encontrados em Torrence e Compo (1998). A escolha de Morlet deu-se devido ao fato de esta fornecer um bom equilíbrio de localização entre tempo e frequência e se assemelhar à série temporal de precipitação e TSM e incluir mais oscilações.

Utilizou-se também a coerência de ondeleta $R_n^2(S)$ a fim de analisar as relações entre os pares de registro em diferentes escalas temporais. Esta caracteriza-se por representar o quadrado do espectro, normalizada pela potência da ondeleta suavizada (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004; JEVREJEVA; MOORE; GRINSTED, 2003; TORRENCE; COMPO, 1998; TORRENCE; WEBSTER, 1999). Sua definição dá-se por:

$$R_n^2(S) = \frac{|S\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{S\langle s^{-1}W_n^X(s) \rangle^2 S\langle s^{-1}W_n^Y(s) \rangle}, \quad (\text{III.19})$$

onde, $\langle \bullet \rangle$ indica a suavização no tempo n e na escala s , $R_n^2(S) \in [0, 1]$ e $W_n^X(s) = W_n^Y(s)$ são a transformada ondeleta de X e Y .

Na fronteira dos espectros de potência da ondeleta, existe uma zona chamada de Cone de Influência (CI), os agrupamentos de ciclos nessa área devem ser explicados com cautela, pois podem caracterizar erros. Torrence e Webster (1999) definem a estimativa de significância de coerência contra um modelo de ruído branco, no entanto, para este trabalho, utilizou-se o modelo de Monte Carlo, onde a coerência significativa encontra-se dentro das áreas com delimitação de densidade, com ruído vermelho, ao nível de significância de 5% (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004; JEVREJEVA; MOORE; GRINSTED, 2003; JIANG et al., 2019).

A diferença de fase de coerência de ondeleta é dada por:

$$\phi(S) = \tan^{-1} \left(\frac{\Im \{ \langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle \}}{\Re \{ \langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle \}} \right) \quad (\text{III.20})$$

onde, $\Im \{ \bullet \}$ e $\Re \{ \bullet \}$ são a parte imaginária e real dos espectros de ondas, respectivamente (TORRENCE; WEBSTER, 1999).

A escolha dos principais componentes que explicam a maioria dos sinais dos índices de extremos climáticos associados à precipitação foi definida por Análise de Componentes Principais (PCA), que é um método estatístico para encontrar sinais dominantes de séries temporais multivariadas, uma vez que reduz a dimensionalidade dessa série a alguns componentes principais. A utilização dessa técnica já foi discutida em outros trabalhos (e.g. GAN; GOBENA; WANG, 2007; JIANG et al., 2014; JIANG et al., 2019; POWEL; KEIM, 2015; SINGH, 2006).

4.3 COMPONENTES DO MODELOS

O Delft-3D foi desenvolvido pela Deltares e este permite a utilização de diversos módulos integrados a fim de se realizar uma análise multidisciplinar. São eles:

- Flow – Hidrodinâmico;

- Wave – Onda;
- WAQ – Qualidade de água;
- Sed – Sedimento;
- Mor – Morfologia;
- Part – Monitoramento de partículas;
- Eco – Ecologia

Este ainda conta com ferramentas de pré (RGFGRID – gerador de grade) e pós-processamento (GPP e Quickplot). Para este trabalho foram utilizados os módulos *Flow* e *Wave*, acoplados.

4.3.1 D-Flow

O *D-Flow* (DELTARES, 2014) consiste no principal módulo do sistema, sendo capaz de interagir com os demais. Seu principal objetivo é modelar fenômenos de fluxo, nos quais as escalas horizontais de comprimento e tempo são significativamente maiores que as escalas verticais. Sua utilização pode ser em modo bi ou tridimensional e resolve equações de águas rasas e calcula fenômenos hidrodinâmicos não estacionários através de grades retilíneas ou curvilíneas.

O sistema de modelagem do *D-Flow* utiliza de equações horizontais de movimento: continuidade (*momentun*) e constituintes conservativos. O sistema ainda resolve as equações de Navier e Stokes. Estão incluídos no módulo os fenômenos de força como maré, efeito Coriolis, fluxos turbulentos, tensão de cisalhamento, efeitos barotrópicos e baroclínicos, descarga fluvial, etc.

Este oferece três sistemas de coordenadas:

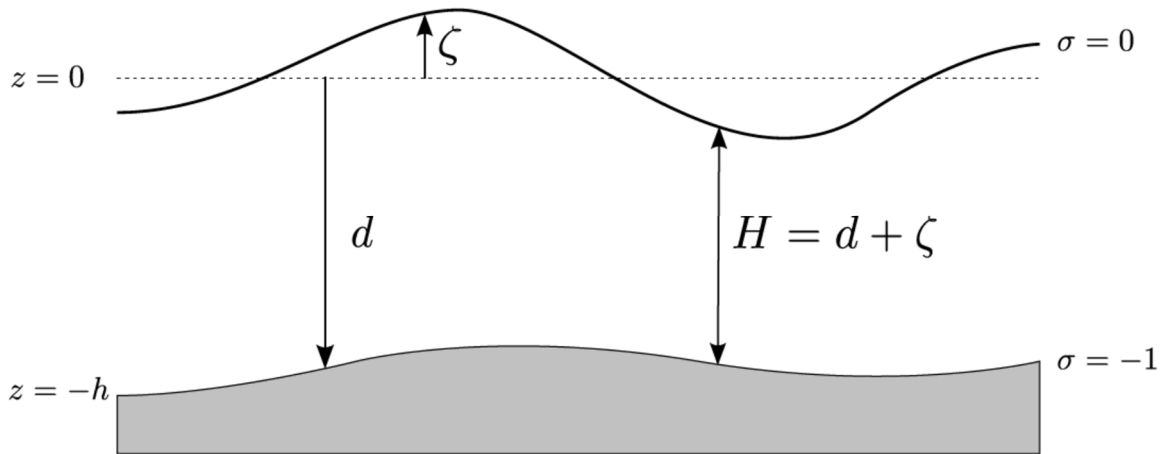
- Cartesianas: (x, y, z) ;
- Curvilíneas ortogonais: (ξ, η, σ) ;
- Esféricas (λ, ϕ, σ)

A coordenada vertical utilizada é definida pela coordenada sigma (Phillips, 1957), variando de -1 (fundo) a 0 (superfície):

$$\sigma = \frac{z-\zeta}{d+\zeta} = \frac{z-\zeta}{H} \quad (\text{III.21})$$

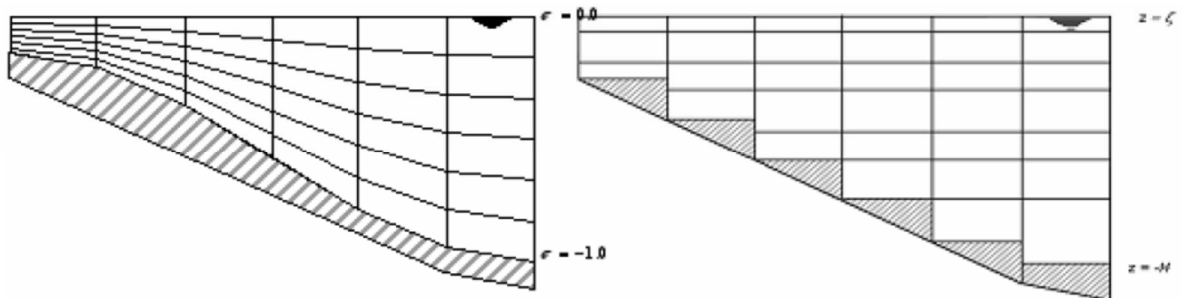
onde, z é a coordenada vertical no espaço físico, ζ é a elevação da superfície livre acima do plano de referência (em $z = 0$), d é a profundidade abaixo do plano de referência, H é a profundidade total, dado por $d + \zeta$ (Figura 18). No cartesiano, as derivadas parciais são expressas em coordenadas σ por cadeia, introduzindo termos adicionais. Em um plano tridimensional o número de camadas será o mesmo do plano horizontal e o grupo de equações é resolvida para cada camada (Figura 19).

Figura 18 – Desenho esquemático de Nível (ζ), Profundidade (h) e profundidade total (H).



Fonte: Deltares (2014).

Figura 19 – Esquema mostrando os tipos de coordenadas verticais σ e Z .



Fonte: Deltares (2014).

A equação de continuidade é dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{\eta\eta}} \frac{\partial [(\partial+\zeta)U\sqrt{G\eta\eta}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{\eta\eta}} \frac{\partial [(\partial+\zeta)U\sqrt{G\eta\eta}]}{\partial \eta} = Q \quad (\text{III.22})$$

onde, t é o tempo (s), $\sqrt{G\xi\xi}$ e $\sqrt{\eta\eta}$ são os coeficientes que transformam coordenadas curvilíneas em retangulares (m), U e V são as velocidades médias da coluna d'água na direção horizontal xy (em m/s), ξ e η são as coordenadas no sistema cartesiano e Q são as contribuições por unidade de área, dada através da descarga, retirada de água, precipitação e evaporação. Nesta a primeira fração resolve o gradiente de nível de água em função do tempo; a segunda, o gradiente de descarga na direção x ; e a terceira o gradiente de descarga na direção y .

Já as equações de momentum na direção horizontal são:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} - fv \\ = \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G\xi\xi}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (\text{III.23})$$

e

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} + \frac{u^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} - fu \\ = \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G\eta\eta}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \end{aligned} \quad (\text{III.24})$$

onde, u e v são as velocidades de fluxo nas direções ξ e η (em m/s), σ é a coordenada vertical, f é o parâmetro de Coriolis (1/s), ρ_0 é a densidade inicial da água (kg/m³), v_v é o coeficiente de viscosidade cinemática (m²/s), F_ξ e F_η são o desequilíbrio horizontal nas tensões de Reynolds, P_ξ e P_η são os coeficientes de pressão baroclínica, M_ξ e M_η são as contribuições devido às fontes externas, e ω é a velocidade vertical (m/s).

Os efeitos de precipitação e evaporação são levados em consideração na superfície e a velocidade vertical, no sistema de coordenadas σ é calculada a partir da equação de continuidade.

Quando o momento é levado em consideração, a descarga de água dá termos adicionais na equação de momento de U e V :

$$M_\xi = q_{in} \hat{U} - u \quad (\text{III.25})$$

$$M_\eta = q_{in}\hat{V} - V \quad (\text{III.26})$$

onde, $\hat{U}$ e $\hat{V}$ sendo os componentes de velocidade do momento descarregado nas direções ξ e η , respectivamente. Se ambos forem definidos como zero, o fluxo desacelerará.

Para o fluxo médio em profundidade 2D, presume-se que a tensão de cisalhamento no leito induzida por um fluxo turbulento seja dada por uma lei de fricção quadrática:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{U} |\vec{U}|}{C_{2D}^2} \quad (\text{III.27})$$

onde, $|\vec{U}|$ é a magnitude da velocidade horizontal em profundidade média. O coeficiente Chézy C_{2D} pode ser determinado utilizando:

- Chézy: C_{2D} = Coeficiente Chézy em $m^{1/2}/s$;
- Manning: $C_{2D} = \frac{\sqrt[6]{H}}{n}$, onde H é a profundidade total e n é o coeficiente de Manning em $m^{-1/3}/s$;
- White-Colebrook: $C_{2D} = 18 \log\left(\frac{12H}{K_S}\right)$, onde H é a profundidade total e K_S é o comprimento de rugosidade de Nikuradse;

As propriedades do leito do rio e dados de uso de terra podem ainda serem utilizados como determinantes da rugosidade e fluxo de resistência.

4.3.2 D-Wave

O *D-Wave* simula a propagação de ondas, geração pelo vento, interações não lineares onda-onda e dissipação de energia pelo fundo, campo de vento, correntes. Ele funciona com o módulo SWAN (*Simulation Waves Neashore*), que considera a evolução de ondas aleatórias de curto comprimento em regiões profundas, intermediárias e rasas. A sua principal característica consiste na possibilidade de rodar acoplado ao *D-Flow*.

Nesse módulo, as ondas são descritas com os espectros bidimensionais da ação de ondas $N(\sigma, \theta)$ ao invés da densidade de energia $E(\sigma, \theta)$, mesmo quando fenômenos não-lineares dominam, como na zona de surfe (DELTARES, 2010; WHITHMAN, 1974). As variáveis

independentes são σ , que é a frequência relativa, observada em um amplo plano de referência se movendo com velocidade de corrente; e θ , que é a direção de onda, dada pela direção normal das cristas de cada componente espectral. Vale ressaltar que o espectro pode variar no tempo e no espaço e que a densidade de ação é dada dividindo-se pela frequência relativa:

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (\text{III.28})$$

A equação do balanço espectral é dada por:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (\text{III.29})$$

A expressão de velocidade de propagação é proveniente da teoria linear de onda (MEI, 1983; WHITHAM, 1974; DINGEMANS, 1997). Nesse, o primeiro termo representa a taxa local de mudança de ação da densidade no tempo. O segundo e terceiro representam a propagação de ações no espaço geográfico (com velocidades de propagação c_x e c_y no espaço x e y , respectivamente). O quarto representa o deslocamento da frequência relativa devido a variações nas profundidades e correntes (com velocidade de propagação C_σ no espaço σ). O quinto representa a refração induzida por corrente e profundidade (com velocidade de propagação C_θ no espaço θ). O sexto é o termo fonte em relação à densidade de energia representando os efeitos de geração, dissipação e interação não linear onda-onda.

A transferência de energia do vento para as ondas é computada através do mecanismo de ressonância e retorno (PHILLIPS, 1957; MILES, 1957):

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (\text{III.30})$$

onde, A e B dependem da frequência e direção de ondas e ventos. A é um filtro para evitar o crescimento em frequências mais baixas que a frequência de Pierson-Moskowitz. B é utilizado a partir de dois conceitos: o primeiro consiste em um redimensionamento em termos de velocidade de fricção U e o segundo explica a interação entre o vento e as ondas, considerando os efeitos da camada limítrofe de rugosidade na interação oceano-atmosfera.

A dissipação é representada pela soma de três diferentes contribuições: quebra em água profunda $S_{ds,w}(\sigma, \theta)$, fricção de fundo $S_{ds,b}(\sigma, \theta)$ e quebra induzida pelo fundo $S_{ds,br}(\sigma, \theta)$:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\bar{k}} E(\sigma, \theta) \quad (\text{III.31})$$

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (\text{III.32})$$

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = -\frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta) \quad (\text{III.33})$$

onde, Γ é um coeficiente dependente da inclinação, k é o número de ondas, σ é a frequência média, C_{bottom} é o coeficiente de fricção, D_{tot} e E_{tot} é a taxa de dissipação da energia total devido à quebra de onda. A primeira equação é controlada principalmente pela inclinação das ondas. A segunda, pode ser causada por fricção de fundo, por movimento de fundo ou por percolação. A terceira, atualmente ainda é discutida.

No SWAN, a dissipação é dada pela taxa de giro dos componentes individuais no espectro de onda 2D. Essa aproximação baseia-se na declividade suave para refração e difração.

O empolamento pode ser descrito em 1D e em 2D. No primeiro caso é baseado na equação de balanço de momento que é dado pelo equilíbrio entre a força da onda e o gradiente de pressão. No segundo caso, o cálculo também é feito utilizando o balanço de momento, no entanto, associado à observação de Dingemans, Radder e Vriend (1987). Estas são dadas por, respectivamente:

$$F_x + gd \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = 0 \quad (\text{III.34})$$

$$\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(gd \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} \right) + \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} \left(gd \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{III.35})$$

onde, d é a profundidade total, $\bar{\eta}$ é a elevação média de superfície.

4.3.3 Configuração do modelo

Neste trabalho foram desenvolvidos dois tipos de simulações. O primeiro consistiu na atualização de um modelo de múltiplos domínios, sendo estes funcionando em cadeia. Foram definidas três grades com melhoramento da resolução das grades no sentido oceano-continente. Tais domínios foram baixa resolução (BR), detalhado (DT) e local (LC). A resolução utilizada foi de 1 km, 100 m e 10 m, respectivamente.

A primeira simulação foi rodada no BR. Para este foi rodado o modelo *D-Flow* com o *D-Wave* acoplado. Como dados de entrada foram utilizados: dados batimétricos Etopo e dados de forçantes como vento e pressão. Finalizado, foram gerados arquivos de comunicação que foram utilizados como dados de entrada para a segunda grade DT. Para essa grade, as forçantes foram simuladas sobre os dados batimétricos de alta resolução.

Novamente foram gerados arquivos de comunicação que foram utilizados como entrada em DT. Para este último, a parte planialtimétrica e batimétrica foram provenientes de dados *Lidar*. Junto aos arquivos de comunicação, foram utilizados ainda dados de descarga fluvial da estação São Lourenço da Mata e dados pluviométricos.

A validação e calibração foram realizadas para o período de junho de 2014. Uma vez validado e calibrado, fez-se então as simulações para reproduzir a maior cheia já registrada na região, correspondendo ao período de 17 e 18 de julho de 1975.

O segundo tipo de simulação realizado utilizou o sistema modelo composto. Para este utilizou-se apenas a grade DT. Como dados de entrada foram selecionados dados de vazão, pluviometria e nível total de água. Da mesma forma, estes foram validados e calibrados para os mesmos períodos acima. Após a calibração, fez-se simulações para os cenários de elevação do nível médio do mar RCP 4,5 e RCP 8,5.

4.3.4 Calibração e validação

Todo modelo necessita de uma calibração e validação, a fim de determinar a qualidade e grau de confiança dos dados modelados juntos aos dados reais (FERNANDEZ, 2015). A calibração consiste nos ajustes dos parâmetros do modelo, a fim de garantir a melhor concordância possível com os dados observados.

Ambas, tanto a validação quanto a calibração foram feitas utilizando análise qualitativa, a partir de gráficos, e quantitativas a partir de estatística. Utilizou-se o erro médio quadrado (RMSE), erro médio quadrático normalizado (NRMSE) e coeficiente de correlação (r^2) como

medida ao erro global do índice de correlação (GE et al., 2014; MUIS et al., 2016; KUMBIER et al., 2018). Esta são medidas frequentemente usadas para averiguar a diferença entre os valores preditados por um modelo e os valores realmente observados do ambiente que está sendo modelado. Assim, tem-se:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model,i})^2}{n}} \quad (III.36)$$

$$NRMSE = \left(\frac{RMSE}{X_{obs,max} - X_{obs,min}} \right) \quad (III.37)$$

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})(X_{model,i} - \bar{X}_{Model})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{model,i} - \bar{X}_{Model})^2}} \right)^2 \quad (III.38)$$

onde, X_{obs} e X_{model} são os valores observados e simulados no tempo i , $\bar{X}_{obs}$ e $\bar{X}_{Model}$ são as médias temporais, e n é o intervalo de tempo.

5 RESULTADOS

Os resultados da tese estão compreendidos em 3 artigos, dispostos a seguir. Estes foram ou serão submetidos para publicação em periódicos cujo escopo atenda aos objetivos de cada manuscrito.

5.1 ARTIGO 1

TENDÊNCIAS DE EXTREMOS CLIMÁTICOS ASSOCIADOS À PRECIPITAÇÃO E SUA TELECONEXÃO COM ANOMALIAS CLIMÁTICAS GLOBAIS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAPIBARIBE – PE, BRASIL

Lino, A. P.¹; Pereira, P. S.²;

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, Recife, Pernambuco, CEP 50.740-530. Brasil. e-mail: andersonp.lino@gmail.com

² Laboratório de Oceanografia Costeira, Coordenadoria Especial de Oceanografia, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, Trindade – Florianópolis – SC, CEP: 88040-900. Brasil. e-mail: pedro.pereira@pq.cnpq.br

RESUMO

As mudanças climáticas vêm sendo amplamente discutidas, principalmente no que tange às consequências junto à modificação nos padrões de precipitação e seus impactos à sociedade. Assim, o presente trabalho objetivou avaliar as tendências de eventos extremos associados à precipitação na bacia do Rio Capibaribe e sua relação com índices climáticos globais, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS). Utilizou-se dados diários de séries históricas de 17 estações pluviométricas e de anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas regiões Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, ATN, ATS, além dos índices ONI e IOS, para o período entre 1987 e 2017. A correlação entre as anomalias de TSM e de precipitação deu-se através de análise de componentes principais (PCA), índice de correlação de Pearson e coerência de ondeleta. Os resultados mostram que os padrões de eventos extremos de precipitação variaram para os diferentes locais, com mudanças estaticamente significativas no Agreste e na Zona da Mata, tanto para os índices de intensidade quanto de frequência. Encontrou-se uma incoerência espacial dos índices em maior escala, no entanto com tendência negativa de precipitação. A direção de fase mostrou relação direta com períodos de eventos ENOS de intensidade moderada

a forte. O aumento de dias secos no Agreste apresentou alta correlação com o aumento de anomalias de TSM. As anomalias climáticas influenciaram a ocorrência de eventos extremos de precipitação nos últimos anos durante os eventos ENOS e a alta dispersão encontrada pode ser relacionada às mudanças da paisagem natural.

Palavras-chave: Variabilidade climática, Precipitação, ENOS, Análise de ondeleta

ABSTRACT

Climate changes has been widely discussed, especially regarding the consequences of changing precipitation patterns and their impacts on society. Therefore, this study aimed to evaluate the climate change trends associated with precipitation in the Capibaribe River basin using rainfall indexes, and to evaluate the correlation with global climate anomalies El Niño Southern Oscillation (ENSO) indexes. Were used daily historical data from 17 rainfall stations and monthly Sea Surface Temperature (SST) anomalies in the regions Niño 1 + 2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, TNAI, TSAI, besides the ONI and SOI indexes, between 1987 and 2017. The correlation (linear and nonlinear) were evaluated using Principal Component Analysis (PCA), Pearson correlation and wavelet coherence. The results show patterns of extreme precipitation events varying for different sites with statistically significant changes in the Agreste and Zona da Mata, for both intensity and frequency indexes. The spatial inconsistency of the indices was found on a larger scale, however with tendency of negative precipitation. The phase direction showed strong relationship with periods of moderate to strong ENSO events. Increasing dry days was strongly correlated with increased SST anomalies. The climatic anomalies have influenced the occurrence of extreme precipitation events in the last years during ENSO events and the spatial dispersion found may still be related to changes in the natural landscape.

Keywords: Climate variability, Rainfall Precipitation, ENSO, Wavelet analysis

1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas vêm sendo intensamente estudadas nas últimas décadas, se tornando um dos principais tópicos de pesquisa, dada às suas consequências para a humanidade e a biodiversidade dos sistemas naturais. Estas são resultantes de alterações das variáveis meteorológicas que, ao longo do tempo, geram modificações nos ecossistemas naturais, como

explicitado por Santos et al. (2010). Por conta disso, estudos sobre os impactos ocasionados pelas mudanças na temperatura e precipitação têm se tornado cada vez mais robustos, em escala global, nacional e regional.

Sen Roy e Balling (2004) e Du et al. (2014) destacam que a consequência mais significativa gerada pelo aquecimento global dar-se-á pelo aumento na magnitude e frequência dos extremos de precipitação, podendo esta ser relacionada às atividades convectivas de grande escala e/ou ao acréscimo de umidade na atmosfera. Estudos já apontam esse aumento na frequência, intensidade e probabilidade de eventos extremos está associada à precipitação (e.g. CHANG et al., 2013; DASH et al., 2012; YILMAZ; HOSSAIN; PERERA, 2014). De acordo com o IPCC (2018), os eventos extremos aumentaram, em uma visão global, principalmente nas áreas terrestres a partir de 1951.

Tratando-se de eventos extremos associados à precipitação pluviométrica, nota-se uma relação direta com os recursos hídricos, uma vez que podem trazer elevados danos econômicos e sociais já que qualquer mudança na intensidade de precipitação afeta diretamente o desenvolvimento agrícola, os recursos hídricos e outros sistemas sensíveis à água. Diversos autores vêm discutindo acerca do tema (e.g. VINCENT et al., 2005; SOUZA; AZEVEDO; ARAUJO, 2012). Esse impacto se torna ainda maior quando se trata de países em desenvolvimento, dada à sua maior vulnerabilidade a desastres, por possuírem grande adensamento populacional associado a infraestrutura de drenagem imperfeita, além de atingir diretamente a agricultura que na maioria das vezes é a principal fonte de renda e subsistência da população (ALEXANDROV et al., 2006; WANG et al., 2012; CROITOURU; PITICAR; BURADA, 2016), isso porque esses eventos pluviométricos geralmente provocam, em escala local ou regional, eventos extremos de enchente ou seca.

As variações de precipitação pluvial como um índice de detecção de mudanças climáticas vêm sendo amplamente utilizadas em diversas partes do mundo devido ao seu longo registro e qualidade de dados (e.g. ASSIS; LACERDA; SOBRAL, 2012; ASSIS; SOBRAL; SOUZA, 2012; CROITOURU; PITICAR; BURADA, 2016; JIANG et al., 2019; LIU et al., 2013; OLIVEIRA; SILVA; LIMA, 2014; REGOTO et al., 2018; RUMML et al., 2017; SOUZA; AZEVEDO; ARAUJO, 2012; ZANDONADI et al., 2015). Na América do Sul tais indicadores revelaram tendências positivas (HAYLOCK et al., 2006; MARENGO et al., 2010; SKANSI et al., 2013).

Estima-se que nas últimas décadas o clima brasileiro está se tornando mais úmido (e.g. DEREZYNSKI; SILVA; MARENGO et al., 2010; MARENGO, 2013; MARENGO; VALVERDE, 2007; OBREGÓN; MARENGO, 2007; SANTOS et al., 2010; SILVA;

DERECZYNSKI, 2014; ZILLI et al., 2016). No nordeste brasileiro, principalmente no semiárido, a precipitação é tida como uma variável determinante das condições climatológicas locais, caracterizando-se como uma das regiões mais vulneráveis aos impactos da variabilidade climática, uma vez que apresentam problemas com a irregularidade pluviométrica e passam por estágios de secas severas e de chuvas intensas (ASSIS; SOBRAL; SOUZA, 2012; MARENGO, 2009; SANTOS et al., 2009, RODRIGUES et al., 2017). Isso dá-se devido a região apresentar irregularidades espacial e temporal na precipitação oriundas de diversos fatores, como características fisiográficas e influência de sistemas atmosféricos (ARAÚJO et al., 2008). A vulnerabilidade assistida nessa área dá-se devido a ser a região semiárida mais povoada do mundo, fruto do avanço migratório proveniente das terras úmidas do litoral leste em direção ao continente (NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016).

A variabilidade de precipitação para essa região é fortemente relacionada às anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico, El Niño Oscilação Sul (ENOS), em sua fase positiva/negativa (El Niño/La Niña) favorecendo a redução/aumento dos índices pluviométricos (SILVA et al. 2009; ANDREOLI et al., 2004; NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016; SALGUEIRO et al., 2016; VIEGAS et al., 2019). No entanto, a relação das anomalias não se encontra estritamente relacionada ao ENOS. Outros pesquisadores mostram a influência de um outro sistema, o Dipolo do Atlântico (DA), que interfere sensivelmente na posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), tendo a variação do dipolo dada pela caracterização positiva (negativa) ao norte e negativa (positiva) ao sul gerando um gradiente com direção norte (sul), afetando assim o regime pluviométrico (ANDREOLI et al. 2004; HASTENRATH; HELLER, 1977; KANE, 1997; KAYANO; CAPISTRANO, 2013; RODRIGUES et al., 2017). No entanto, vale salientar que a relação de ambas com os padrões pluviométricos na região apresenta certa dificuldade em serem analisadas, uma vez que as escalas temporais de variações de TSM muitas vezes diferem, tanto em amplitude quanto em fase, daquelas da precipitação (ANDREOLI et al., 2004).

Nóbrega e Santiago (2014), discutem a importância das anomalias de TSM (ENOS e DA) sobre o padrão de precipitação no Nordeste, principalmente sobre o estado de Pernambuco. Este, que se caracteriza por ser um dos estados de maior desenvolvimento econômico no Nordeste, apresenta registros históricos de cheias e secas oficiais que datam do século XVII, sendo alguns desses períodos associados às anomalias de TSM. Em Pernambuco, encontra-se a bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, que se configura como uma das mais importantes do estado, uma vez que abrange maior parte da área de concentração populacional e desenvolvida

da região, onde registros de eventos extremos de precipitação vêm se mostrando de maior impacto socioeconômico, principalmente no último século.

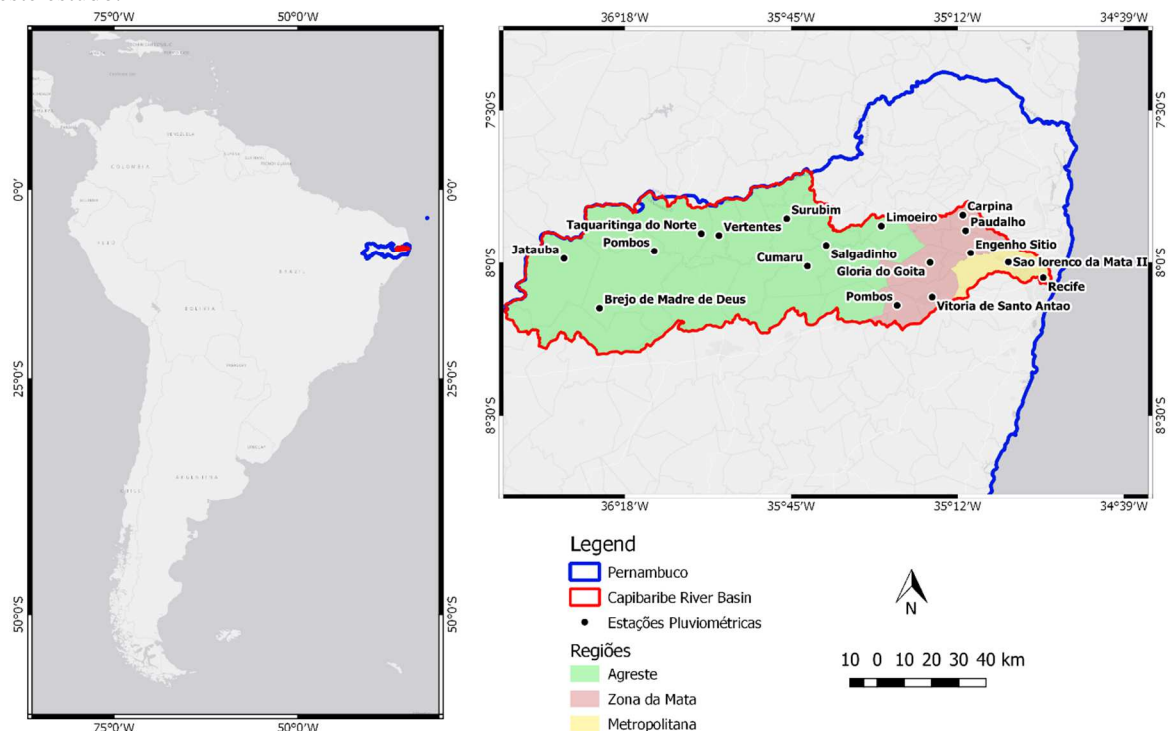
É no contexto acima exposto que o presente trabalho objetivou analisar as tendências dos índices de detecção de extremos climáticos associados à precipitação pluviométrica e consequentes impactos na bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, além da sua interconexão, linear e não linear, com anomalias de TSM, para período de 1987 a 2017.

2 METODOLOGIA

2.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do Rio Capibaribe localiza-se entre as latitudes $7^{\circ} 41''$ S e $8^{\circ} 18''$ S e longitude $34^{\circ} 51''$ W e $36^{\circ} 42''$ W, na porção oriental do estado de Pernambuco. Apresenta uma área de 7.558 km² (6,73 % da área do estado) e uma extensão de 250 km que corta o Agreste (AG), Zona da Mata (ZM) e Região Metropolitana do Recife (RMR), dividindo-se fisiograficamente em alto, médio e baixo (da nascente à foz) (Figura 01). Essa abrangência regional permite a configuração de um ambiente complexo, onde são evidenciados contrastes climáticos, de solo, relevo e vegetação (PERNAMBUCO, 2006; PROJETEC, 2010).

Figura 01 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe e das estações pluviométricas utilizadas neste estudo.



Fonte: o autor.

O clima de Pernambuco, de acordo com a classificação de Koppen, classifica-se em duas regiões fisiográficas: no Agreste como As”, com distribuição espaço-temporal pluviométrica irregular, média de 650 a 900 mm entre maio e junho; e na Zona da Mata como Am”, com precipitações anuais variando de 1700 a 2500 mm (SUDENE, 1990).

A variação da vegetação no sentido nascente foz é de Caatinga, com pontos de mata serrana na ZM. Seu relevo é heterogêneo, sendo mais montanhoso próximo à nascente e plano junto à foz.

2.2 DADOS

2.2.1 Descrição dos dados de Precipitação e controle de qualidade

Para a identificação de mudanças dos índices de extremos climáticos associados à precipitação utilizou-se séries temporais diária de 17 estações pluviométricas da bacia do Rio Capibaribe entre 1987 e 2017 provenientes do Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA)⁹.

As estações apresentam uma boa cobertura espacial da bacia, garantindo uma melhor caracterização regional. O período de duração das séries históricas seguiu as recomendações da Organização Meteorológica Mundial (OMM), a qual sugere que a caracterização climática de uma área deve ser feita com uma série histórica mínima de 30 anos.

O controle de qualidade foi realizado dado à sensibilidade a erros espúrios no cálculo dos índices extremos, evitando assim o uso de dados inconsistentes. Para tal, substituiu-se manualmente, em um editor de planilhas, os valores ausentes ou não aceitáveis provenientes de quantidades de precipitação diárias menores que zero por -99.9 (formato reconhecido pelo programa R) (ZHANG; YANG, 2004; CROITORU et al., 2013).

2.2.2 Índices Oceânicos de TSM no Oceano Pacífico e Atlântico

Diversos estudos apontam que a influência de anomalias de TSM, como o DA e anomalias do Pacífico (El Niño/La Niña), ocorre de forma direta, atuando nos extremos de precipitação em várias regiões do mundo. Sendo assim, foi feita a correlação destas anomalias

⁹ Disponível em: <http://wwwhidroweb.ana.gov.br>

nas regiões de Niño 1+2 (0° - 10°S, 90°W – 80°W), Niño 3 (5°N – 5°S, 150°W – 90°W), Niño 3.4 (5°N – 5°S, 170°E – 120°W) e Niño 4 (5°N – 5°S, 160°E – 150°W), do Pacífico Tropical, como também para os índices IOS (Índice de Oscilação Sul/ *Southern Oscillation Index*) e ONI (Índice do Niño Oceânico/ *Oceanic Niño Index*), e para o Atlântico, nas regiões ATN (Índice do Atlântico Norte Tropical/ *Tropical North Atlantic Index*) (5.5°N - 23,5°N, 15°W - 57,5°W) e ATS (Índice do Atlântico Sul Tropical/ *Tropical South Atlantic Index*) (Equador – 20°S, 10°E – 30°W), provenientes da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA)¹⁰, entre o período de 1987 a 2017, com os índices de extremos climáticos dependentes de precipitação.

2.3 CÁLCULO DOS ÍNDICES E DETECÇÃO DE TENDÊNCIAS

Para a determinação dos índices de detecção de extremos climáticos para os postos selecionados, foi utilizado o software *RClimdex* 1.1 desenvolvido pelo *Canadian Meteorological Service* (ZHANG; YANG, 2004). Este calcula 27 índices climáticos básicos derivados da precipitação (11 índices) e temperatura (16 índices) recomendados pela OMM e pela Equipe de Especialistas em Detecção, Monitoramento e Índices de Mudanças Climáticas (*Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices* - ETCCDMI) do Programa Internacional de Pesquisa em Previsão da Variabilidade Climática (CCI/CLIVAR) (SANTOS et al., 2009; CROITORU et al., 2013). Para o presente trabalho utilizou-se apenas os índices referentes à precipitação, que fornecem uma boa combinação de índices de intensidade e frequência, estando estes descritos na Tabela 01.

Tabela 01 – Índices de extremos climáticos dependentes da precipitação pluviométrica, com suas definições e unidades.

	Indicador	Nome do indicador	Definição	Unidade
Frequência	CDD	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com RR < 1 mm	Dias
	CWD	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com RR ≥ 1 mm	Dias
	R10	Número de dias de precipitação forte	Contagem anual de dias quando PRCP ≥ 10 mm	Dias
	R20	Número de dias de precipitação muito forte	Contagem anual de dias quando PRCP ≥ 20 mm	Dias
	Rnn*	Número de dias acima de nn mm	Contagem anual de dias quando PRCP ≥ nn mm, nn é o limite definido pelo usuário	Dias

¹⁰ <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>

Intensidade	RX1day	Quantidade máxima de precipitação de 1 dia	Precipitação mensal máxima de 1 dia	mm
	Rx5day	Quantidade máxima de precipitação de 5 dias	Precipitação mensal máxima consecutiva de 5 dias	mm
	SDII	Índice de intensidade diária simples	Precipitação total anual dividida pelo número de dias úmidos (definidos como PRCP >= 1,0mm) no ano	mm/dia
	R95p	Dias muito úmidos	PRCP total anual quando RR> percentil 95	mm
	R99p	Dias extremamente úmidos	PRCP total anual quando RR> percentil 99	mm
	PRCPTOT	Precipitação total anual em dias úmidos	PRCP total anual em dias úmidos (RR >= 1mm)	mm

Fonte: Zhang e Yang (2004).

*Neste trabalho utilizou-se 50 mm.

Tais índices vêm sendo utilizados como uma ferramenta na avaliação de variados aspectos em relação à mudança do clima regional e como a análise inclui mudanças na intensidade e frequência dos eventos, estes podem representar, a partir de propriedades estatísticas robustas, a caracterização de eventos extremos (ALEXANDER et al., 2006; CROITORU et al., 2016).

2.4 TESTE NÃO PARAMÉTRICO DE MANN-KENDALL

Aplicou-se o teste não-paramétrico de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) para analisar tendências nas séries, dada a sua característica não paramétrica (e.g. SANTOS et al., 2010; ACERO; GALLEG0; GARCÍA, 2011; OLIVEIRA; SILVA; LIMA, 2014; REGOTO et al., 2018; BEZERRA et al., 2018, JIANG et al., 2019). Este utiliza da comparação de cada valor das séries temporais com os demais valores sequenciais, identificando quantas vezes os demais termos são maiores que o valor analisado:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sin}al(x_j - x_i) \quad (1)$$

onde, n é o número total de dados na série; x é cada um dos valores do indicador a cada passo de tempo distinto de i e j, sendo $i \neq j$; e sinal definido como:

$$\text{sin}al = \begin{cases} 1, se(x_j - x_i) > 0 \\ 0, se(x_j - x_i) = 0 \\ -1, se(x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Foram considerados como possíveis alterações climáticas as situações em que o índice apresentou tendência linear (positiva ou negativa) com significância estatística a 5% e 10%. Optou-se pela utilização de dois níveis de significância devido à significância estatística em tendências de precipitação ser geralmente inferior quando comparada a outros elementos climáticos, uma vez que se caracterizam com grande variabilidade espacial e temporal (ŁUPIKASZA; HÄNSE; MATSCHULLAT, 2011; CROITORU et al., 2016). Nesse, os valores positivos (negativos) indicam tendências crescentes (decrescentes) e zero indica estacionário (YUE; PILON; CAVADIAS, 2002).

2.4.1 Análise regional

Para a análise regional foi utilizado-se a anomalia média para todos os índices, através da seguinte equação (CHU, 1983; SPIEGEL; STEPHENS, 2008; YAN et al, 2015):

$$X_{r,t} = \frac{\sum_{i=1}^{n_t} (X_{i,t} - \bar{X}_i)}{n_t} \quad (3)$$

onde, $X_{r,t}$ é o índice da média regional no ano t , $X_{i,t}$ é o índice da estação i no ano t , $\bar{X}_i$ é a média do índice para todo o período na estação i e n_t é a quantidade de estações com dados para dado ano t . Fez-se ainda uma padronização dos dados de $X_{i,t}$ e $\bar{X}_i$ a fim de sanar problemas com valores altos ocasionados por estações, dividindo-os pelo desvio padrão, como descrito por Yan et al. (2015) e Bezerra et al. (2018).

2.5 COERÊNCIA DE ONDELETA E DIFERENÇA DE FASE

A investigação das relações lineares e as características não estacionárias entre os índices de extremos climáticos associados à precipitação e às anomalias de TSM foram realizadas através da correlação de Pearson e análise de ondeleta, a fim de explorar o comportamento temporal periódico das séries analisando as escalas e períodos de ciclos significativos, sendo considerado os valores médios mensais.

Esta caracteriza-se por ser uma onda plana modulada por uma função gaussiana, ou seja, utiliza de pequenas ondas de duração limitada geradas a partir de dilatações e translações de

uma única função de ondeleta base, aqui utilizada a Morlet (TORRENCE; COMPO, 1998). Esta define-se:

$$\psi_0 = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2} \quad (4)$$

onde, ω_0 é a frequência e η o tempo, ambos adimensional. Demais detalhes sobre as diferentes ondeletas padrões podem ser encontrados em Torrence e Compo (1998). A escolha de Morlet deu-se ao fato de esta fornecer um bom equilíbrio de localização entre tempo e frequência e se assemelhar à série temporal de precipitação e TSM e incluir mais oscilações.

A ondeleta caracteriza-se por representar o quadrado do espectro, normalizada pela potência da ondeleta suavizada (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004; JEVREJEVA; MOORE; GRINSTED, 2003; TORRENCE; COMPO, 1998; TORRENCE; WEBSTER, 1999). Na fronteira dos espectros de potência da ondeleta, existe uma zona chamada de Cone de Influência (CI), os agrupamentos de ciclos nessa área devem ser explicados com cautela, pois podem caracterizar erros. Torrence e Webster (1999) definem a estimativa de significância de coerência contra um modelo de ruído branco, no entanto, para este trabalho utilizou-se o modelo de Monte Carlo, onde a coerência significativa encontra-se dentro das áreas com delimitação de densidade, com ruído vermelho, ao nível de significância de 5% (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004; JEVREJEVA; MOORE; GRINSTED, 2003; JIANG et al., 2019).

A escolha dos principais componentes que explicam a maioria dos sinais dos índices de extremos climáticos associados à precipitação foi definida por Análise de Componentes Principais (PCA), que é um método estatístico para encontrar sinais dominantes em séries temporais multivariadas, uma vez que reduz a dimensionalidade dessas séries a alguns componentes principais. A utilização dessa técnica já foi discutida em outros trabalhos (e.g. GAN; GOBENA; WANG, 2007; JIANG et al., 2014; JIANG et al., 2019; POWEL; KEIM, 2015; SINGH, 2006).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores de tendência dos índices extremos de mudança climática associados à precipitação da bacia do Rio Capibaribe, para 17 locais durante o período de 1987 a 2017, podem ser vistos na Tabela 02.

Tabela 02 - Tendências dos índices de extremos climáticos associados à precipitação pluviométrica para a bacia do Rio Capibaribe.

Número da Estação	Nome da Estação	RX1day	Rx5day	SDII	R10	R20	R50*	CDD	CWD	R95p	R99p	PRCPTOT
735050	Engenho Sítio	1,187	1,723	0,031	0,102	0,019	0,071	-0,272	-0,007	5,779	4,782	6,181
735066	Paudalho	-0,033	1,252	-0,025	-0,122	0,019	0,022	-0,544	0,011	2,19	3,033	4,426
735067	Salgadinho	0,323	-0,014	-0,141	-0,393	-0,166	-0,015	-0,128	0,01	-2,162	-0,868	-9,151
735100	Limoeiro	-0,246	-0,041	0,035	-0,312	-0,029	-0,053	-0,388	-0,225	-0,33	-2,963	-11,183
735157	Carpina	1,531	3,25	0,138	0,343	0,38	0,171	-0,484	0,296	14,204	6,02	19,837
735158	Surubim	0,743	0,601	0,005	-0,033	0,009	0,021	-0,969	-0,076	2,474	2,209	-0892
735159	Vertentes	-0,24	-0,173	0,253	0,202	0,054	-0,011	2,136	-0,094	0,696	-0,988	-0,728
736040	Jataíba	-0,984	-1,54	-0,073	-0,062	-0,027	1,221	0,032	-2,416	-1,539	-4,219	-0,984
736041	Santa Cruz do Capibaribe	0,305	-0,299	0,001	-0,083	-0,054	-0,005	0,032	-0,1	-1,168	-0,156	-1,622
736042	Taquaritinga do Norte	-1,159	-1,108	-0,086	-0,214	-0,226	-0,034	0,607	0,051	-5,288	-2,537	-8,602
834007	Recife	0,606	1,095	-0,016	-0,358	-0,101	-0,033	0,132	-0,189	0,039	4,075	-6,039
835048	São Lourenço da Mata II	0,315	1,319	0,144	0,043	0,259	0,066	-0,047	-0,106	7,148	4,601	6,816
835068	Vitória de Santo Antão	-0,667	0,509	-0,122	-0,24	-0,135	-0,032	0,452	0,227	-3,049	-1,93	-5,585
835135	Cumaru	0,477	1,091	0,047	0	0,067	0,035	0,003	0,059	2,311	2,28	1,013
835136	Glória do Goitá	-1,907	-0,803	-0,296	-0,317	-0,401	-0,234	-2,119	0,089	-24,133	-16,451	-17,982
835137	Pombos	0,659	1,631	0,051	-0,354	-0,129	0,006	0,622	-0,074	-0,183	1,381	-6,039
836092	Brejo de Madre de Deus	-0,588	-0,762	-0,001	0,032	0	0,016	0,118	-0,035	1,493	-1,179	0,707

Fonte: o autor.

*50 mm foi o limiar definido pelos autores.

Os valores em negrito representam significância no nível de 5% ($p < 0,05$) e os valores apenas em destaque representam significância ao nível 10% ($0,05 < p < 0,1$).

Rx1day: quantidade máxima de precipitação em um dia, Rx5day: quantidade máxima de precipitação em cinco dias, SDII: índice simples de intensidade diária, R10: número de dias com precipitação intensa, R20: número de dias com precipitação muito intensa, R50: número de dias com precipitação acima de 50 mm, CDD: dias consecutivos secos, CWD: dias consecutivos úmidos, R95p: dias muito úmidos R99p: dias extremamente úmidos. PRCPTOT: precipitação total anual nos dias úmidos.

A Tabela 03 mostra um resumo de frequência (em percentual) dos resultados encontrados para cada índice, dado por tipo de tendência e significância estatística. Ambas mostram os índices com tendências lineares, tanto positiva quanto negativa, no entanto não significativa para a maioria das estações. Tal fato já foi identificado e vem sendo recorrente em diversos outros estudos ao redor do mundo (e.g. CROITORU et al., 2013; YAN et al., 2015; BEZERRA et al., 2018).

Tabela 03 - A porcentagem de estações mostrando significância a 5% e a 10%, e n tendências significativas para os índices extremos relacionados à precipitação sobre a bacia do Rio Capibaribe.

Índice	RX1day	Rx5day	SDII	R10	R20	R50*	CDD	CWD	R95p	R99p	PRCPTOT
Média	0,02	0,45	-0,00	-0,10	-0,03	0,07	-0,05	-0,12	-0,09	-0,17	-1,75
Amplitude dos índices	-1,9	-1,5	-0,3	-0,4	-0,4	-0,2	-2,1	-2,4	-24,1	-16,5	-18
	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a
	1,5	3,3	0,3	0,3	0,4	1,2	2,1	0,3	14,2	6	19,8
Tendência estacionária	0	0	0	5,9	5,9	0	0	0	0	0	0
Tendência Crescente	5%	11,8	5,9	5,9	0	0	5,9	0	0	11,8	0
	10%	5,9	0	11,8	0	0	11,8	0	5,9	5,9	0
	Sem sig.	35,3	47,1	35,3	29,4	41,2	35,3	47,1	41,2	47,1	29,4
	Total	52,9	52,9	52,9	29,4	41,2	47,1	52,9	47,1	52,9	47,1
Tendência Decrescente	5%	5,9	0	17,6	11,8	0	0	11,8	11,8	0	0
	10%	0	5,9	5,9	0	0	5,9	5,9	0	5,9	11,8
	Sem sig.	41,2	41,2	23,5	52,9	52,9	47,1	29,4	41,2	41,2	52,9
	Total	47,1	47,1	47,1	64,7	52,9	52,9	47,1	52,9	47,1	64,7

Fonte: o autor.

Rx1day: quantidade máxima de precipitação em um dia, Rx5day: quantidade máxima de precipitação em cinco dias, SDII: índice simples de intensidade diária, R10: número de dias com precipitação intensa, R20: número de dias com precipitação muito intensa, R50: número de dias com precipitação acima de 50 mm, CDD: dias consecutivos secos, CWD: dias consecutivos úmidos, R95p: dias muito úmidos R99p: dias extremamente úmidos. PRCPTOT: precipitação total anual nos dias úmidos.

Foram considerados com tendências de mudança climática aquelas estações que tiveram pelo menos 4 de seus índices significância estatística. De acordo com a Tabela 02 e Tabela 03, das 17 estações, cinco (Salgadinho, Limoeiro, Surubim, Carpina e Glória do Goitá) apresentaram mudanças estatisticamente significativas. Destas, duas encontram-se na ZM (Carpina e Glória do Goitá) e três no AG (Salgadinho, Limoeiro e Surubim). As estações do AG apresentaram tendência decrescente na precipitação, enquanto a ZM mostrou uma estação com tendência crescente e outra decrescente, com valores mais elevados. Para todos os índices, a tendência foi dada como negativa, mesmo àquelas sem significância, com exceção da estação Engenho Sítio e Carpina que apresentaram tendências positivas de precipitação.

O estudo desenvolvido por Bezerra et al. (2018), para a bacia do Rio São Francisco, apresentou valores significativos para poucas estações, tendo as demais apresentado tendências crescentes e decrescentes, para todo o período, mas sem significância estatística. Resultados semelhantes já foram encontrados e discutidos por outros autores, onde foram evidenciados que o número de tendências com significância reduz-se devido à grande variabilidade temporal da precipitação, principalmente se o local em questão estiver sujeito a eventos extremos inter ou

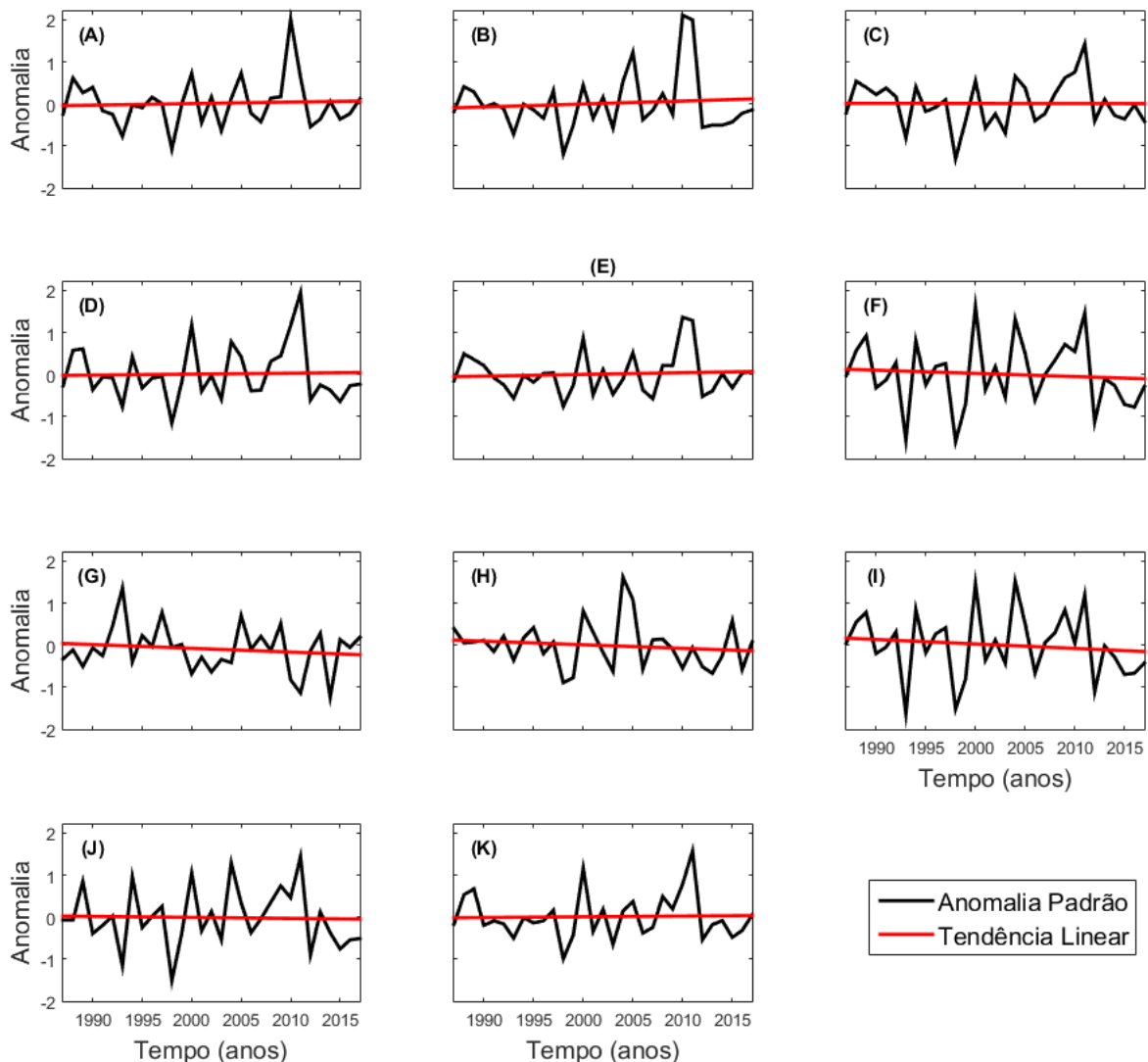
intrasazonais (e.g. STEPHENSON et al., 2014; YAN et al., 2015). Como explicitado por Oliveira, Silva e Lima (2014), a ocorrência de eventos como El Niño e La Niña podem acarretar em extremos de precipitação, seja para eventos úmidos ou secos, em todo o território do nordeste brasileiro.

Assis, Lacerda e Sobral (2012) realizou estudo semelhante para a bacia do Capibaribe no período de 1963 a 2008, utilizando 8 estações e 7 índices. Estes encontraram mudanças em PRCPTOT em todas elas, com tendências decrescentes. Valores semelhantes foram encontrados, no entanto, apenas as estações Salgadinho e Limoeiro (Tabela 02), ambas na porção leste do AG, apresentaram valores significância. Tal fato pode ser influenciado devido ao presente estudo trabalhar com uma janela temporal de 30 anos. Outros trabalhos como Lacerda, Melo e Soares (2009) e Haylock et al. (2006) encontraram valores com tendência decrescente de precipitação para o estado de Pernambuco e Ceará (a partir de um levantamento para a América do Sul).

Foram identificadas tendências negativas de CCD (Tabela 02 e Tabela 03), o que implica na diminuição de dias secos consecutivos, com destaque nas estações Paudalho, Glória do Goitá e Surubim, sendo as duas primeiras localizadas na ZM e a última no AG pernambucano. Sua maior percepção foi na ZM, no entanto, as estações próximas a ela, tanto do AG quanto do Litoral, apresentaram tendência semelhante. O AG mostrou-se com tendência positiva de CCD em sua maior porção, ou seja, houve o aumento de dias com precipitação inferior a 1 mm para as 10 estações analisadas (Tabela 02). O maior destaque para estação Vertentes, onde foi encontrado valores de tendência crescente de 2,13 dia/ano (Figura 02G e Tabela 02). Resultados semelhantes foram encontrados por Assis, Lacerda e Sobral (2012), onde foram descritos valores 1,7 dia/ano para a estação de Brejo de Madre de Deus, também localizada na porção oeste do AG pernambucano. A Projetec (2010) afirma que o índice de vulnerabilidade climática referente ao número de dias com déficit hídrico é um importante fator para a caracterização dessa área. A exemplo dele, no período de 1999 a 2003, esta região apresentou déficit hídrico superior a 30 dias, em um trimestre chuvoso.

A Figura 02 mostra uma análise da média de anomalia a nível regional. A partir desta, pode-se inferir que CCD apresentou tendência significativa de 0,1. Nota-se ainda que os índices CCD, CWD, PRCPTOT, R10, R20, R50 e SDII apresentaram tendências negativas, enquanto que os índices R95p, R99p, Rx1d e Rx5d, apresentaram tendências positivas.

Figura 02 - Anomalia regional anual entre 1987 e 2017, para índices de precipitações extremas: (A) Rx1d, (B) Rx5d, (C) SDII, (D) R95p, (E) R99p, (F) PRCPTOT, (G) CCD, (H) CWD, (I) R10, (J) R20, (K) R50.



Fonte: o autor.

O índice Média Regional de Dias Secos (CCD) apresentou uma tendência decrescente significativa com taxa de $-0,95$ dias/década, mas sem predominância de estações (Figura 02G e Tabela 03). As estações que apresentaram esse tipo de tendência encontram-se localizadas na ZM, enquanto que o AG que apresentou tendência crescente, no AG (Tabela 03).

Já as tendências de variações nos dias úmidos consecutivos (CWD) foram pequenas com $-0,067$ dias/década (Figura 02H). No geral foi detectado uma predominância de 52,9% de tendência negativa nas estações, no entanto com maior parte sem significância (Tabela 03). Marengo e Valverde (2007) destacaram essa decadência em seu trabalho, onde foram observados que a partir da década de 1970 o volume de chuvas tem se tornado menor quando comparado a períodos anteriores.

O PRCPTOT apresentou baixa tendência crescente não significativa de 0,12mm/década. O Rx1d e o Rx5d apresentaram tendências crescentes de 0,14 e 0,12 mm/década, respectivamente, ambos não significativo a $p < 0,05$. Já o R10 e R20 apresentaram tendência decrescente não significativo a $p < 0,05$, com taxa de -0,08 e -0,11 e predominância nas estações com 64,7 e 52,9, respectivamente (Tabela 03 e Figura 02I-J). Em contrapartida, R50 apresentou baixa tendência crescente, com taxa de 0,11, também não significativo a $p < 0,05$ (Figura 02K). Silva, Montenegro e Souza (2017) encontraram resultados semelhantes para a bacia das Garças e Mandaú, com 50% e 33,3% das estações, respectivamente, apresentando tendências crescentes para R50.

Bezerra et al. (2018) explica que esse tipo de comportamento com tendências regionais lentas nesses índices (PRCPTOT, Rs1d, Rx5d, R10, R20 e R50) decorre do fato de os demais índices apresentarem tendências opostas nas demais estações. Além do mais, essa característica vem sendo encontrada em outros trabalhos tanto no Brasil (e.g. ASSIS; LACERDA; SOBRAL, 2012; ASSIS; SOBRAL; SOUZA, 2012; BEZERRA et al., 2018; SILVA; MONTENEGRO; SOUZA., 2017), como ao redor do mundo (e.g. ATHAR, 2014; KEGGENHOFF et al., 2014; JIANG et al., 2019; POWELL; KEIM, 2015; YAN et al, 2015).

A precipitação de dias úmidos (R95p) e extremamente úmidos (R99p) apresentaram tendências positivas, com taxas de 0,13 e 0,11 dias/década, respectivamente. Para a R95p, duas estações apresentam tendência com significância a $p < 0,1$, sendo um crescente (Carpina) e outra decrescente (Glória do Goitá). Já R99p apresentou três estações com tendência crescente, sendo duas com significância a $p < 0,05$, na ZM, e uma de $p < 0,1$ no AG (Tabela 02, Tabela 03 e Figura 02D-E). Para este índice, apenas as estações Limoeiro e Glória de Goitá apresentaram tendência decrescente significativa a $p < 0,1$ (Tabela 02). Em estudo em todas as bacias hidrográficas de Pernambuco, Silva, Montenegro e Souza (2017) encontraram tendências crescentes para os índices R95p (50% das estações na bacia das Garças e 33,3% de Mandaú) e R99p (33,3% de Mandaú e 25% de Sirinhaém). Santos et al. (2009) encontraram também tendências crescentes de R95p em estudo no Ceará.

A precipitação média nos dias úmidos (SDII) apresentou tendência negativa, com predominância de 17,6% das estações com significância a $p < 0,05$ e 5,9% com significância a $p < 0,1$ (Tabela 02 e Figura 02C). Assis, Lacerda e Sobral (2012) também encontraram valores com tendências decrescentes variando entre -0,02mm e -0,15 mm/dia/ano.

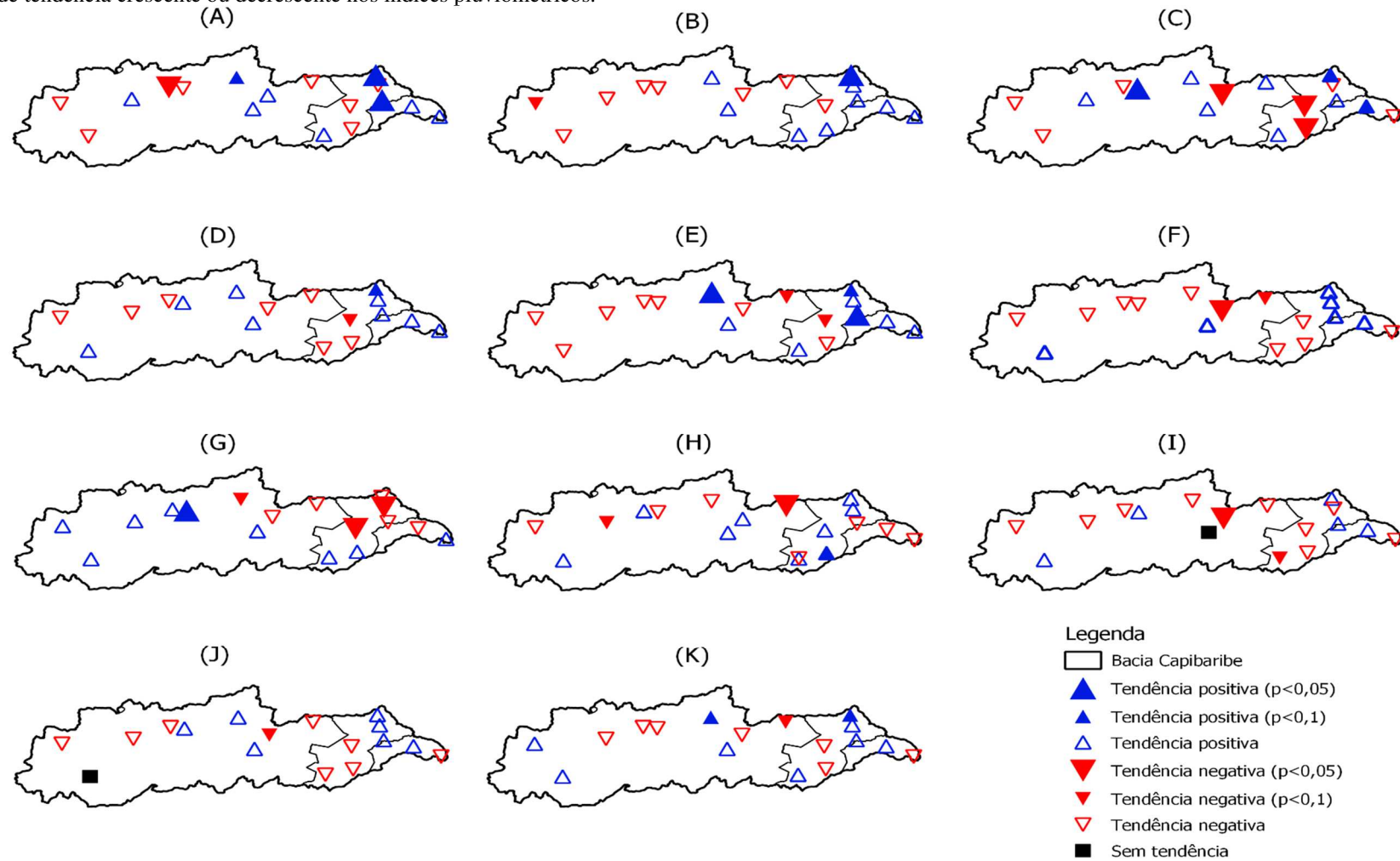
No geral, os índices CWD, R10, R20 (Figura 02I, J e K, respectivamente), juntamente com o PRCPTOT (Figura 02F), apresentaram tendência negativa não-significativa na maior

parte da região. Esse cenário vem sendo bastante recorrente em outros estudos como explicitado em Stephenson et al. (2014), Yan et al. (2015), Ferreira et al. (2017), Bezerra et al. (2018).

A Figura 03 mostra a distribuição de padrões espaciais de tendências para os índices extremos relacionados à precipitação baseados em dados diários. As letras A-F mostra resultados dos índices de precipitação em mm e as letras G-K, em dias. Ao analisar por regiões em menor escala, nota-se uma concordância em uma tendência (crescente e decrescente) nos valores de precipitação no litoral e parte nordeste da ZM. AG não apresenta coerência espacial, uma vez que estações próximas apresentam tendências opostas, dificultando a identificação de tendências regionais. Outros trabalhos exemplificam essa ocorrência (e.g. YAN et al., 2015; POWELL; KEIM, 2015; BEZERRA et al., 2018). Stephenson et al. (2014) atribui essa falta de coerência, principalmente aos índices relacionados à precipitação dá-se devido à alta variação espacial/temporal.

Um exemplo dessa incoerência espacial é entre as estações Taquaritinga do Norte e Vertentes. Enquanto a primeira apresenta tendência decrescente em SDII, R95p, R10 e R20 (Figura 03), a estação vizinha (Vertentes) apresenta tendência crescente. Uma explicação a esse cenário pode ser dada através na mudança em escala local, dado através da intervenção antrópica que modificou o ambiente natural, alterando consequentemente o clima local. Resultados encontrados por Projetec (2010) mostram taxas de crescimento positivos no aumento da população urbana para a região da bacia no período de 1991 a 2000 em todas as regiões, o que consequentemente muda a paisagem local, pode ser usado como exemplo. Outro fator que deve ser levado em consideração é a ação de eventos como El Niño e La Niña, como explanado anteriormente e também argumentado por Marengo (2007). Tais eventos podem modificar sazonalmente as tendências climáticas nessas regiões. Sendo assim, mais a frente será discutida a influência desses eventos sobre os índices de extremos climáticos associados à precipitação, através de correlações lineares e não lineares.

Figura 03 - Mosaico de distribuição espacial dos índices de tendência associados à precipitação: (A) Rx1d, (B) Rx5d, (C) SDII, (D) R95p, (E) R99p, (F) PRCPTOT, (G) CCD, (H) CWD, (I) R10, (J) R20, (K) R50. O maior/menor triângulo azul/vermelho fechado indica tendência crescente/decrecente ao nível de significância de 5% e 10%, respectivamente. O menor triângulo azul/vermelho vazado indica tendência crescente/decrecente sem nível de significância, respectivamente. O quadrado preto indica ausência de tendência crescente ou decrescente nos índices pluviométricos.



Fonte: o autor.

Afim de investigar as relações entre os índices de extremos climáticos e TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico, fez-se a correlação com 8 anomalias climáticas (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, IOS, ONI, TSA e TNA), como mostra a Tabela 04. A correlação esperada é de que CCD e CWD, estejam correlacionadas com os índices de TSM, como explanado por Jiang et al. (2019). A partir dos dados da tabela, nota-se que CCD e CWD apresentaram correlação positiva nas regiões Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 e TSA. A correlação entre CCD e todas as regiões de Niño indicam que com o aumento de TSM (El Niño) ocorre o aumento de dias secos consecutivos.

Tabela 04 - Correlações entre os índices de extremos climáticos dependentes de precipitação pluvial diária para a bacia do Rio Capibaribe e as anomalias de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Índices	Oceano Pacífico Equatorial					Oceano Atlântico		
	Niño 1+2	Niño 3	Niño 4	Niño 3,4	ONI	IOS	ATN	ATS
CDD	0,224	0,255	0,212	0,261	0,247	-0,376	-0,078	-0,195
CWD	-0,068	0,081	0,214	0,172	0,203	-0,184	-0,071	-0,299
PRCPTOT	-0,337	-0,305	-0,229	-0,248	-0,214	0,340	-0,072	-0,099
R10	-0,302	-0,241	-0,146	-0,172	-0,133	0,247	-0,116	-0,147
R20	-0,326	-0,277	-0,213	-0,221	-0,200	0,320	-0,060	-0,104
R50*	-0,277	-0,379	-0,425	-0,403	-0,384	0,555	0,050	0,057
R95p	-0,353	-0,407	-0,400	-0,396	-0,373	0,523	0,073	0,056
R99p	-0,254	-0,326	-0,349	-0,342	-0,319	0,519	0,207	0,188
RX1day	-0,379	-0,375	-0,300	-0,337	-0,317	0,475	0,289	0,174
Rx5day	-0,270	-0,277	-0,233	-0,244	-0,232	0,401	0,351	0,044
SDII	-0,310	-0,282	-0,204	-0,227	-0,192	0,357	-0,007	-0,101

Fonte: o autor.

*50 mm foi o limiar definido pelos autores.

Os valores realçados em negrito representam significância no nível de 1% ($p < 0,01$) e os valores apenas em destaque representam significância ao nível 5% ($0,01 < p < 0,5$).

Rx1day: quantidade máxima de precipitação em um dia, Rx5day: quantidade máxima de precipitação em cinco dias, SDII: índice simples de intensidade diária, R10: número de dias com precipitação intensa, R20: número de dias com precipitação muito intensa, R50: número de dias com precipitação acima de 50 mm, CDD: dias consecutivos secos, CWD: dias consecutivos úmidos, R95p: dias muito úmidos R99p: dias extremamente úmidos. PRCPTOT: precipitação total anual nos dias úmidos.

As regiões Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 apresentaram correlação com significância nos índices R50 e R95p indicando aumento de dias úmidos dada a sua alteração. De todos os índices de TSM o IOS foi o que apresentou influência direta com significância, sendo negativa para CCD e positiva para Rx5d, SDII e alta para R50, R95p, R99p, Rx1d. Tal correlação mostra que dada a diminuição nessa região ocorre a diminuição de dias secos, com aumento de pluviometria associadas a dias mais úmidos, relacionado aos índices de frequência e intensidade. Gan, Gobena e Wang (2007), Silva e Silva (2015) e Assis et al. (2018) encontraram valores semelhantes com essa discordância entre IOS e os demais índices climáticos. Tal

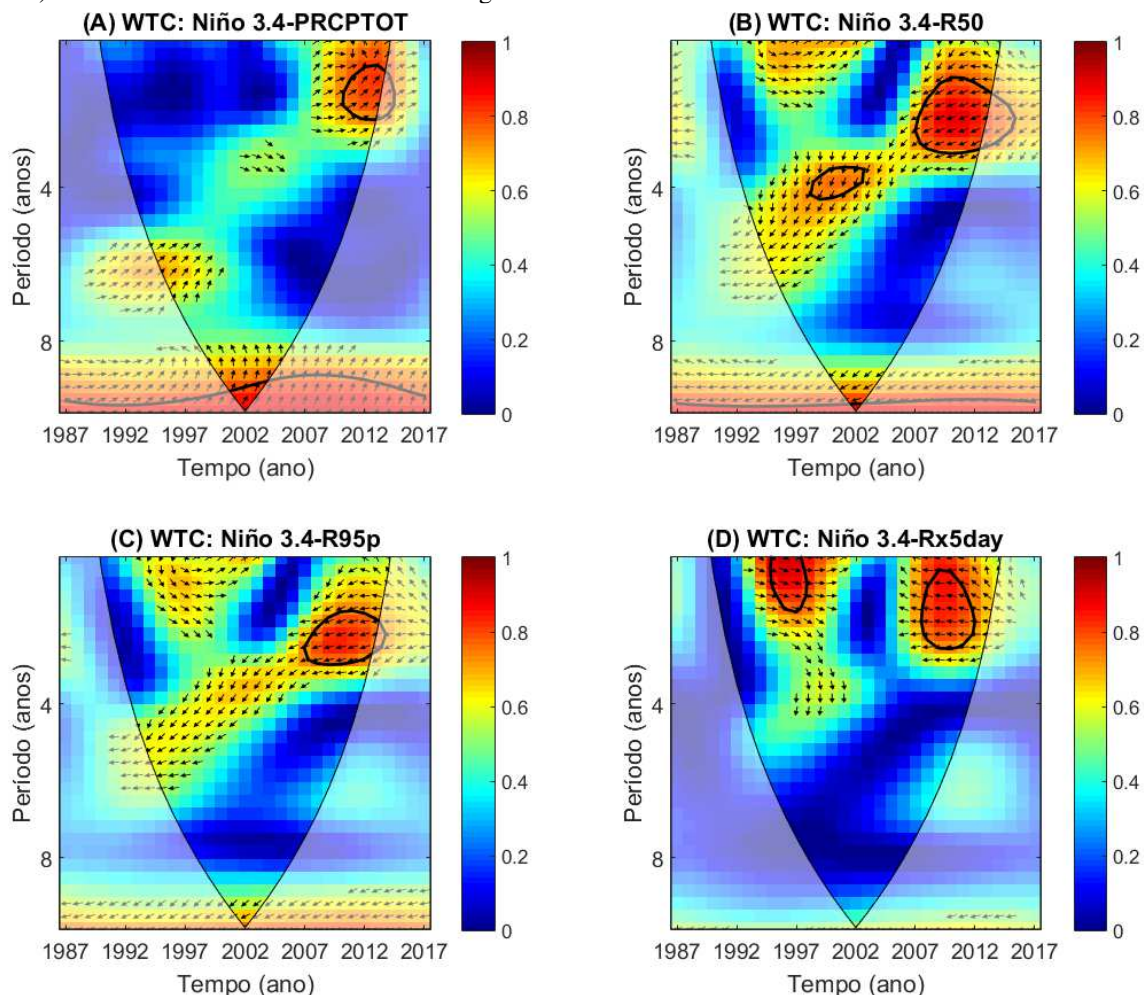
inversão sugere uma caracterização de eventos La Niña (El Niño) dada a variação positiva (negativa) de IOS, como discutido por Aceituno (1992) e Silva e Silva (2015).

A correlação positiva entre CCD e Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4, indica que dado o aumento de TSM nessas regiões, observa-se uma diminuição na precipitação na área estudada, uma vez que se aumenta o número de dias consecutivos sem chuva. Tal correlação já foi discutida por outros autores, em trabalhos tanto na região Nordeste, como Norte do Brasil (e.g. ASSIS et al., 2018; FERREIRA et al., 2017; JIANG et al., 2019; RAMOS et al., 2011; SANTOS; SATYAMURTY; SANTOS, 2012).

O índice PRCPTOT e todos os índices de TSM mostraram correlação negativa, com exceção de IOS, como mostrado anteriormente. Tal fato indica que quando ocorre a diminuição desses índices de TSM (La Niña), ocorre o aumento pluviometria. Os índices de TSM do Atlântico, apresentaram correlação positiva com os índices de intensidade e negativa com os de frequência.

Assim, analisou-se ainda a correlação não linear entre os índices. A Figura 04, Figura 06 e Figura 07, mostram a coerência de ondeletas e a diferença de fases para quatro índices de extremos climáticos associados à precipitação (PRCPTOT, R50, R95p e Rx5day) e três índices de TSM (Niño 3.4, Niño 1+2 e IOS). A coerência significativa encontra-se dentro das áreas com delimitação de densidade, com base no método de Monte Carlo (GRINSTED; MOORE; JEVREJEVA, 2004; JEVREJEVA; MOORE; GRINSTED, 2003; JIANG et al., 2019).

Figura 04 – Coerência de ondeleta e diferença de fase entre índices de extremos climáticos associados à precipitação pluviométrica e Niño 3.4: (A) PRCPTOT, (B) R50, (C) R95p e (D) Rx5day. O Cone de Influência (CI), onde os efeitos de borda podem causar distorção dos dados, é mostrado em uma tonalidade mais clara. A relação de fase relativa é indicada pela direção da seta (com anti-fase apontando para a esquerda e fase apontando para a direita). A barra de cores à direita denota a energia da ondeleta.



Fonte: o autor.

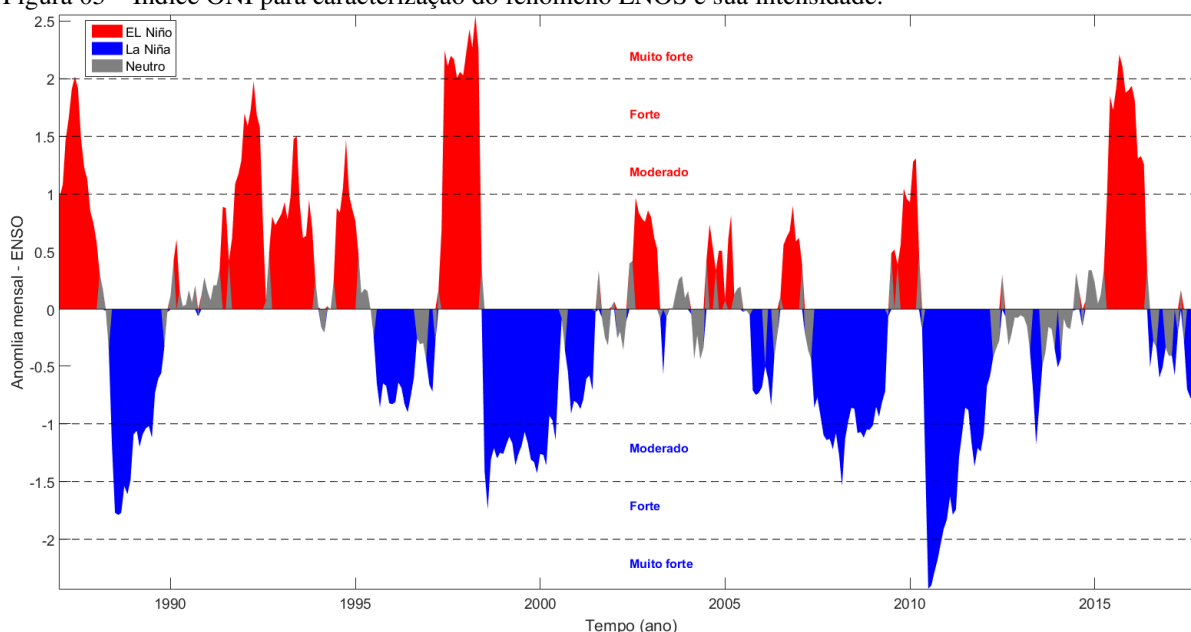
A Figura 04A mostra um ciclo de 1 a 3 anos com coerência estatisticamente significativa entre Niño 3.4 e PRCPTOT, majoritariamente em fase para o período de 2008 e 2012. É notória ainda uma coerência no ciclo de 9 anos, no entanto fora do CI. A Figura 04B mostra dois ciclos de coerência de 2 a 5 anos entre Niño 3.4 e R50. O primeiro apresenta uma coerência significativa no ciclo de 2 a 4 anos entre 2007 e 2015, no entanto em parte fora do CI (2012 a 2015). A segunda equivale a uma coerência relativa moderada de 4 anos no período de 1997 a 2002. Ocorreu também uma coerência significativa dispersa no ciclo de 9 anos para todo o período (1987 a 2017), no entanto também fora do CI. A correlação entre Niño3.4 e R50 foi toda de anti-fase.

A coerência de ondeleta e a diferença de fase de Niño 3.4 e R95p (Figura 04C) foram semelhantes a com PRCPTOT e R50 (Figura 04A e Figura 04B), sendo a área que apresentou

coerência estatisticamente significativa localizada no ciclo de 2 a 4 anos no período de 2007 a 2012 em anti-fase. Não foram identificadas relações dispersas sem significância.

Já a coerência entre Niño 3.4 e Rx5d (Figura 04D) apresentou dois ciclos estatisticamente significativos. O primeiro corresponde ao ciclo de 0 a 2 anos entre 1996 e 1998 e o segundo ao ciclo de 1 a 3 anos, no período de 2007 a 2012. Este apresentou-se mais diverso quando comparado aos demais índices. Um ponto a ser observado é a mudança total de fase entre o primeiro (fase) e o segundo ciclo (anti-fase), associando-se a ocorrência de El Niño e La Niña (Figura 05).

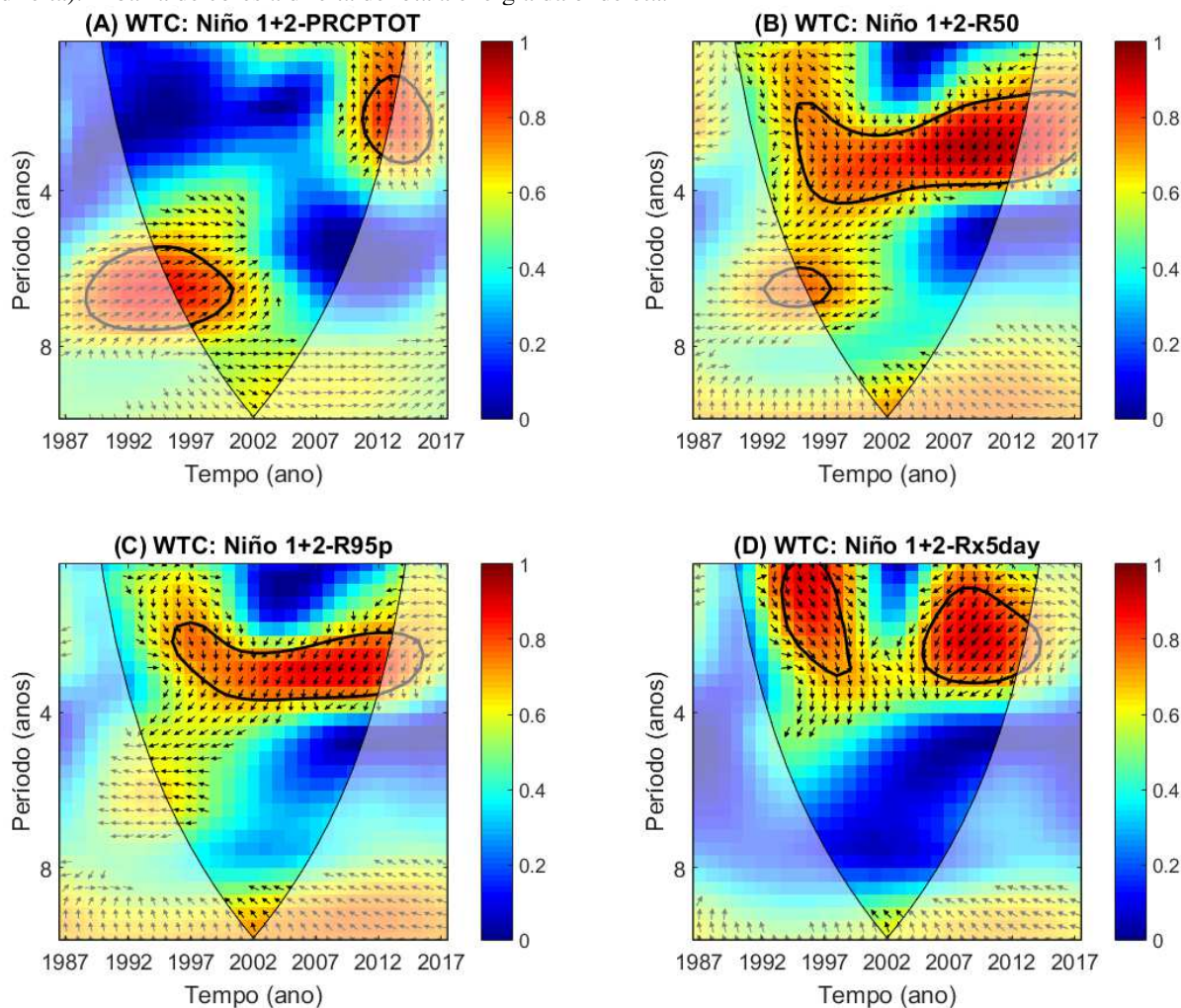
Figura 05 – Índice ONI para caracterização do fenômeno ENOS e sua intensidade.



Fonte: NOAA (2019).

A Figura 06 mostra a coerência de ondeleta para PRPCT, R50, R95p e Rx5day com Niño 1+2. Nota-se uma semelhança entre R50 e R95p. A Figura 06A apresenta dois ciclos com coerência estatisticamente significativa entre Niño 1+2 e PRCPTOT, majoritariamente de fase. A maior significância ocorre no ciclo de 2 a 4 anos entre o período de 2009 a 2012. Nesse mesmo ciclo, no período de 2012 e 2016, também se encontram valores coerência, no entanto sem significância, estando fora do CI. Da mesma forma, um ciclo de 5 a 7 anos, no período de 1994 a 1998 mostrou-se parcialmente coerente, estando também em fase. A correlação significativa em fase mostrou associação à ocorrência de El Niño (Figura 05).

Figura 06 – Coerência de ondeleta e diferença de fase entre índices de extremos climáticos associados à precipitação pluviométrica e Niño 1+2: (A) PRCPTOT, (B) R50, (C) R95p e (D) Rx5day. O cone de influência (CI), onde os efeitos de borda podem causar distorção dos dados, é mostrado em uma tonalidade mais clara. A relação de fase relativa é indicada pela direção da seta (com anti-fase apontando para a esquerda e fase apontando para a direita). A barra de cores à direita denota a energia da ondeleta.



Fonte: o autor.

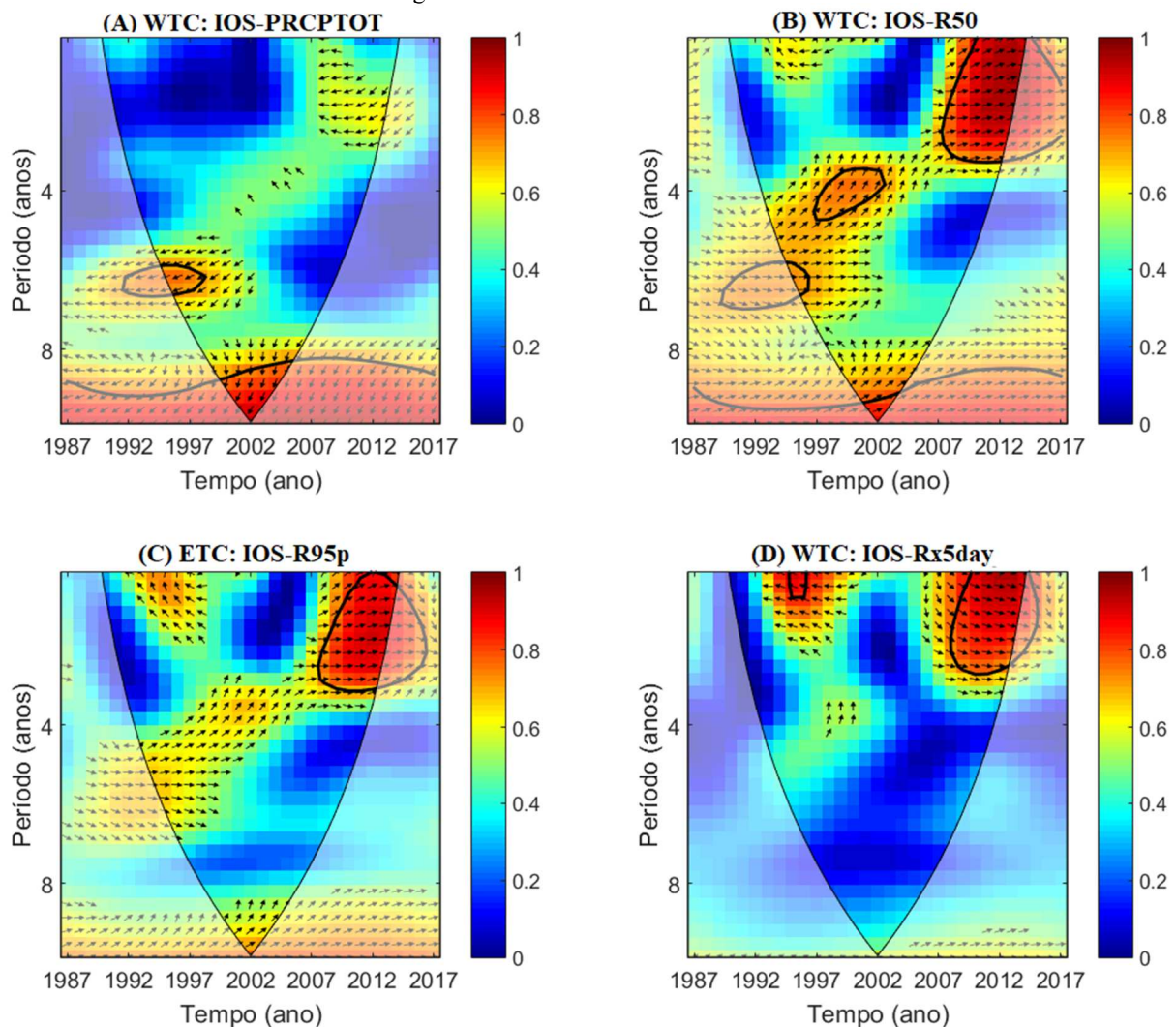
A coerência de Niño 1+2 e R50 (Figura 06B) apresentou um ciclo estatisticamente significativo para um ciclo de 2 a 4 anos no período de 1996 e 2012. Nota-se ainda um outro ciclo de 6 a 7 anos, entre 1995 e 1997, no entanto sem significância, estando sua maior parte fora do CI. Como dito, este mostrou-se bastante semelhante com Niño 1+2 e R95p (Figura 06C), que apresentou um ciclo de 2 a 4 anos (anti-fase) para o período de 1997 a 2012. A predominância significativa em anti-fase mostrou-se associada à ocorrência de La Niña (Figura 05).

A coerência entre Niño 1+2 e Rx5day (Figura 06D) apresentou dois ciclos, sendo um de 0 a 3 anos no período de 1995 a 2000 (fase) e outro de 1 a 4 anos no período de 2004 a 2012 (anti-fase). Não foram encontradas coerências significativas fora do CI. Da mesma forma, a

significância de fase (anti-fase) mostrou-se associado à ocorrência de El Niño (La Niña), sendo os pontos mais significativos referentes aos anos de maior intensidade dos índices (Figura 05).

A Figura 07 mostra a coerência dos PRCPTOT, R50, R95p e Rx5day com IOS. Nota-se que esta apresenta-se heterogênea, comparado aos demais, com ciclos de 2 a 6 anos, majoritariamente em fase. A coerência entre IOS e PRCPTOT (Figura 07A) mostrou dois ciclos dispersos. O primeiro corresponde a um ciclo de 6 a 7 anos em anti-fase. O segundo corresponde a um ciclo de 9 a 10 anos por todo o período, também em anti-fase, em sua maioria fora do CI. Somente parte deste ciclo (2000 a 2005) possui significância, associado à ocorrência de La Niña (Figura 05.)

Figura 07 – Coerência de ondeleta e diferença de fase entre índices de extremos climáticos associados à precipitação pluviométrica e IOS: (A) PRCPTOT, (B) R50, (C) R95p e (D) Rx5day. O cone de influência (CI), onde os efeitos de borda podem causar distorção dos dados, é mostrado em uma tonalidade mais clara. A relação de fase relativa é indicada pela direção da seta (com anti-fase apontando para a esquerda e fase apontando para a direita). A barra de cores à direita denota a energia da ondeleta.



Fonte: o autor.

A coerência encontrada entre IOS e R50 (Figura 07B) mostraram-se um pouco semelhantes com a encontrada entre Niño 3.4 e R50 (Figura 04B). Esta apresentou ciclos (0 a 10 anos) por todo o período, tendo a diferença de coerência majoritariamente em fase. Dois ciclos apresentaram significância estatística, um de 0 a 4 anos, no período de 2007 a 2012 e outro de 3 a 4 anos, entre 1997 e 2002, associado à ocorrência de La Niña (Figura 05). Nota-se ainda dois ciclos com significância, no entanto fora do CI, o que implica na ocorrência de erros. O primeiro é um ciclo de 6 a 7 anos entre 1990 e 1996 e o segundo um ciclo (9 a 10 anos).

A Figura 07C (coerência entre IOS e R95p) também se mostrou semelhante com a coerência entre Niño 3.4 e R95p (Figura 4C). Nota-se apenas um ciclo de 0 a 4 anos com significância (2007 a 2012). Destaca-se uma coerência também entre 2013 e 2016, no entanto fora do CI.

A coerência de ondeleta entre IOS e Rx5day (Figura 07D) apresentou significância estatística interanual entre 2007 e 2012 (ciclo de 0 a 3 anos). Outro ciclo significativo (1 ano) apresentou-se entre 1995 e 1997. Nota-se que a diferença de fase entre IOS e Rx 5day mostra-se com inversão interdecadal, passando de anti-fase na década de 90 para fase no segundo ciclo, associando-se à ocorrência de El Niño e La Niña, respectivamente (Figura 05).

Assim, investigando as conexões de eventos extremos de precipitação e anomalias de TSM, aqui utilizados Niño 1+2, Niño 3.4 e IOS, para análise do mecanismo de mudança nos índices de extremos climáticos (não linear), os resultados mostram que em geral as relações são complexas e instáveis, com grande variação interdecadal e interanual. No entanto, influenciam de forma direta eventos extremos de pluviometria local. Tal fato comprova-se na distribuição encontrada nas correlações presentes em Figura 04, Figura 06 e Figura 07.

Os resultados mostram que a variabilidade encontrada na precipitação é definida em multi-escala, tendo uma variância em escala decadal de dominância mais significativa e interanual (média de 2 a 5 anos) ligada aos ciclos de TSM como discutido por Andreoli et al. (2004), Gan et al. (2007), Silva et al. (2009), Silva, Souza e Kayano (2009).

A correlação de diferença de fase da coerência ondeleta, mostrou correlação direta com os coeficientes de correlação linear, em sua maior parte, com fase (anti-fase), como mostrado na Tabela 04, Figura 04, Figura 06 e Figura 07. A correlação entre anti-fase (fase), no geral, mostrou-se negativamente (positivamente) correlacionada a períodos de eventos de La Niña (El Niño), ou seja, dada a ocorrência da diminuição (aumento) dos índices de anomalia de TSM (Niño 1+2 e Niño 3.4), tem-se a probabilidade maior (menor) da ocorrência de extremos de precipitação. Tais resultados são comprovados quando comparados aos períodos de ocorrência

de El Niño e La Niña e sua intensidade (Figura 05). A maior correlação deu-se em períodos de eventos de La Niña de intensidade superior à moderada.

De forma oposta, a mudança de fase interdecadal encontrada em IOS associou-se a eventos de El Niño moderado, dada a correlação negativa com os índices de extremos climáticos. Trabalhos ao redor do mundo já discutiram essa característica (e.g. ASSIS et al., 2018; GAN et al., 2007, JIANG et al., 2019).

A ocorrência de ciclos significativos fora do CI, pode implicar na probabilidade de ocorrência de erros, portanto sua correlação não foi levada em consideração.

4 CONCLUSÃO

O presente trabalho objetivou identificar tendências de índices climáticos associados à precipitação para a bacia do Rio Capibaribe, para o período de 1987 a 2017 e correlacioná-los com índices de anomalias de TSM. Os resultados apresentaram mudanças estatisticamente significativas.

Foram observadas tendências de diminuição da intensidade diária média de precipitação e de chuvas moderadas. Apenas algumas estações na ZM apresentaram tendência positiva de precipitação. Pode-se então inferir que, no geral, a área de estudo está se tornando mais seca, o que indica que é cada vez mais forte a tendência de mudança e de variabilidade climática.

Todos os índices mostraram-se correlacionados positivamente entre si, com exceção de CCD, garantindo assim a viabilidade de utilização desses índices para avaliação de eventos extremos de precipitação.

As distribuições espaciais de tendências, tanto crescente quanto decrescente, apresentaram-se de forma espacial dispersa e irregular. A baixa coerência espacial encontrada condiz com diversos estudos realizados pelo mundo, no entanto, essa incoerência torna-se mais evidente na região do AG e pode estar relacionada às mudanças na paisagem natural da área, ocasionada pela ação antrópica e/ou ainda pela incidência de eventos extremos como El Niño e La Niña.

As relações lineares e não lineares entre os índices climáticos de eventos extremos e os de anomalias de TSM mostraram-se com correlação negativa entre si, exceto IOS, que se mostrou de forma inversa, indicando que tais índices exercem influência negativa sobre os eventos extremos de precipitação.

A coerência de ondeletas apresentou semelhança estatisticamente significativa para todos, com ciclos interanuais de 2 a 5 anos, tendo ainda interposição interdecadal. A

predominância de fase (anti-fase) correlacionou-se de forma direta com a ocorrência de eventos de El Niño (La Niña), tendo IOS ocorrendo de forma inversa.

AGRADEDIMENTOS

Os autores agradecem: a CAPES, pelo apoio através do Programa Pesquisador Visitante Especial no âmbito do Projeto 88887.125318/2015-00 e pela disponibilização da bolsa de estudo.

REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. El Niño, the Southern Oscillation, and ENSO: Confusing Names for a Complex Ocean–Atmosphere Interaction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, n. 4, p. 483–485, abr. 1992. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477-73.4.483>>.

ACERO, F. J.; GALLEGU, M. C.; GARCÍA, J. A. Multi-Day Rainfall Trends over the Iberian Peninsula. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 108, n. 3–4, p. 411–423, 20 out. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-011-0534-5>>.

ALEXANDER, L. V. et al. Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D5, 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006290>>.

ALEXANDROV, Vesselin et al. A case study on utilization of precipitation indices in Bulgaria. In: **Proceedings of the international conference on water observation and information system for decision support (BALWOIS), Ohrid, Macedonia**. 2006. p. 23-26.

ANDREOLI, R.V., KAYANO, M.T., GUEDES, R.L., OYAMA, M.D., ALVES, M.A.S. A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p.337-344, 2004.

ARAÚJO, L. E. de et al. Análise estatística de chuvas intensas na bacia hidrográfica do Rio Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 2, p. 162–169, jun. 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862008000200005>>.

ASSIS, J. M. O. de et al. Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais Sobre os Índices Climáticos da Precipitação na Bacia do Submédio São Francisco. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, 13 dez. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v23i0.60005>>.

ASSIS, J. M. O. de; LACERDA, F. F.; SOBRAL, M. do C. M. Análise de Detecção de Tendências no Padrão Pluviométrico na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 2, p. 320-331. 2012a.

ASSIS, J. M. O. de; SOBRAL, M. do C. M.; SOUZA, W. M. de. Análise de Detecção de Variabilidade Climáticas com Base na Precipitação nas Bacias Hidrográficas do Sertão de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 3, p. 630-645. 2012b.

ATHAR, H. Trends in Observed Extreme Climate Indices in Saudi Arabia during 1979-2008. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 5, p. 1561–1574, 16 jul. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3783>>.

BEZERRA, B. G. et al. Changes of Precipitation Extremes Indices in São Francisco River Basin, Brazil from 1947 to 2012. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 135, n. 1–2, p. 565–576, 6 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-018-2396-6>>.

CHANG, Y. et al. Adaptation of Fisheries and Mariculture Management to Extreme Oceanic Environmental Changes and Climate Variability in Taiwan. **Marine Policy**, v. 38, p. 476–482, mar. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpol.2012.08.002>>.

CHU, P.-S. Diagnostic Studies of Rainfall Anomalies in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 8, p. 1655–1664, ago. 1983. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<1655:DSORAI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1655:DSORAI>2.0.CO;2)>.

CROITORU, A.-E. et al. Changes in Precipitation Extremes on the Black Sea Western Coast. **Global and Planetary Change**, v. 102, p. 10–19, mar. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.01.004>>.

CROITORU, A.-E.; PITICAR, A.; BURADA, D. C. Changes in Precipitation Extremes in Romania. **Quaternary International**, v. 415, p. 325–335, set. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.028>>.

DASH, S. K. et al. Temperature and Precipitation Changes in the North-East India and Their Future Projections. **Global and Planetary Change**, v. 98–99, p. 31–44, dez. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.006>>.

DERECZYNSKI, C.; SILVA, W. L.; MARENGO, J. Detection and Projections of Climate Change in Rio de Janeiro, Brazil. **American Journal of Climate Change**, v. 2, n. 1, p. 25–33, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2013.21003>>.

DU, H. et al. Variations and Statistical Probability Characteristic Analysis of Extreme Precipitation Events under Climate Change in Haihe River Basin, China. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 913–925, 17 dez. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9606>>.

FERREIRA, P. D. S. et al. Avaliação da Tendência Espaço-Temporal da Precipitação Pluviométrica em uma Região Semiárida do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 21, 15 set. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v21i0.45895>>.

GAN, T. Y.; GOBENA, A. K.; WANG, Q. Precipitation of Southwestern Canada: Wavelet, Scaling, Multifractal Analysis, and Teleconnection to Climate Anomalies. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D10, 19 maio 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007157>>.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the Cross Wavelet Transform and Wavelet Coherence to Geophysical Time Series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, n. 5/6, p. 561–566, 18 nov. 2004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>>.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of Climatic Hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77–92, jan. 1977. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710343505>>.

HAYLOCK, M. R. et al. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 19, n. 8, p. 1490–1512, abr. 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3695.1>>.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for policymakers. Climate Change 2013: **The Physical Science Basis**, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 2013.

IPCC. **Global Warming of 1.5°C**: An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5° C Above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. World Meteorological Organization, 2018.

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on Ice Conditions in the Baltic Sea: The Wavelet Approach.

Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 108, n. D21, 13 nov. 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003417>>.

JIANG, R. et al. Assessment of Extreme Precipitation Events and Their Teleconnections to El Niño Southern Oscillation, a Case Study in the Wei River Basin of China. **Atmospheric Research**, v. 218, p. 372–384, abr. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.12.015>>.

JIANG, R. et al. Spatiotemporal Variability of Alberta's Seasonal Precipitation, Their Teleconnection with Large-Scale Climate Anomalies and Sea Surface Temperature. **International Journal of Climatology**, p. n/a-n/a, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3883>>.

KANE, R. P. Prediction of Droughts in North-East Brazil: Role of ENSO and Use of Periodicities. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 6, p. 655–665, maio 1997. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199705\)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199705)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1)>.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) Modifies the ENSO Influence on the South American Rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162–178, 5 jun. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3674>>.

KEGGENHOFF, I. et al. Trends in Daily Temperature and Precipitation Extremes over Georgia, 1971–2010. **Weather and Climate Extremes**, v. 4, p. 75–85, ago. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2014.05.001>>.

KENDALL, M.G. **Rank Correlation Methods**. 4th Edition, 1975. Charles Griffin, London. 120 p.

LACERDA, F. F.; MELO, A. V. P. V.; SOARES, D. B. Análise preliminar na detecção de tendências no padrão pluviométrico na Bacia do Pajeú –PE: Mudanças climáticas ou variabilidade?. In: **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 18., 2009, Campo Grande-MT.

LIU, W. et al. Changes in Precipitation Extremes over Shaanxi Province, Northwestern China, during 1960–2011. **Quaternary International**, v. 313–314, p. 118–129, nov. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.06.033>>.

ŁUPIKASZA, E. B.; HÄNSEL, S.; MATSCHULLAT, J. Regional and Seasonal Variability of Extreme Precipitation Trends in Southern Poland and Central-Eastern Germany 1951–2006.

International Journal of Climatology, v. 31, n. 15, p. 2249–2271, 7 out. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.2229>>.

MANN, H. B. Nonparametric Tests Against Trend. **Econometrica**, v. 13, n. 3, p. 245, jul. 1945. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2307/1907187>>.

MARENGO, J. A. et al. An Intercomparison of Observed and Simulated Extreme Rainfall and Temperature Events during the Last Half of the Twentieth Century: Part 2: Historical Trends. **Climatic Change**, v. 98, n. 3–4, p. 509–529, 20 out. 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10584-009-9743-7>>.

MARENGO, J. A. Long-Term Trends and Cycles in the Hydrometeorology of the Amazon Basin since the Late 1920s. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p. 3236–3244, 30 out. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7396>>.

MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudança de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. **Revista Multiciência**, v. 8, p. 5-28, 2007.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. sea surface temperature trend in the Atlantic and Pacific Oceans and rainfall variability in Pernambuco. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 107–118, 30 abr. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.4215/RM2014.1301.0008>>.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; SOARES, D. B. Tendências do Controle Climático Oceânico Sob a Variabilidade Temporal da Precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, 15 jul. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v18i0.43657>>.

OBREGÓN, G.; MARENGO, J. A. **Caracterização do clima do século XX no Brasil: Tendências de chuvas e temperaturas médias e extremas**. Relatório nº 2. Mudanças climáticas Globais e efeitos sobre a biodiversidade. 2007.

OLIVEIRA, P. T.; SILVA, C. M. S. E; LIMA, K. C. Linear Trend of Occurrence and Intensity of Heavy Rainfall Events on Northeast Brazil. **Atmospheric Science Letters**, v. 15, n. 3, p. 172–177, 23 dez. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/asl2.484>>.

PERNAMBUCO. **Atlas de bacias hidrográficas de Pernambuco**. SECTMA. Coord. Silva, S.R. Recife, 2006, 104p.

POWELL, E. J.; KEIM, B. D. Trends in Daily Temperature and Precipitation Extremes for the Southeastern United States: 1948–2012. **Journal of Climate**, v. 28, n. 4, p. 1592–1612, fev. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00410.1>>.

PROJETEC – BRLi. **Plano hidroambiental da bacia hidrográfica do rio Capibaribe: Tomo I - diagnóstico hidroambiental volume 01/03 / Projetos Técnicos**. Recife, 2010. 389p.

RAMOS, A.R.D et al. Índices de Extremos Climáticos para a região de Manaus-AM E suas relações com anomalias de TSM. In: **Anais IV Simpósio Internacional de Climatologia**, João Pessoa, 2011.

REGOTO, P. et al. Trends in Extreme Precipitation over Espírito Santo State - Southeast Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 41, n. 1, p. 365–381, 16 maio 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.11137/2018_1_365_381>.

RODRIGUES, L. de O. et al. Influência dos eventos de El Niño e La Niña no regime de precipitação do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 6, p. 1995–2009, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v10.6.p1995-2009>>.

RUML, M. et al. Observed Changes of Temperature Extremes in Serbia over the Period 1961–2010. **Atmospheric Research**, v. 183, p. 26–41, jan. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.013>>.

SALGUEIRO, J. H. P. de B. et al. Influence of oceanic-atmospheric interactions on extreme events of daily rainfall in the Sub-basin 39 located in Northeastern Brazil. **RBRH**, v. 21, n. 4, p. 685–693, 24 out. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/2318-0331.011616023>>.

SANTOS, C. A. C. dos et al. Tendências dos índices de precipitação no estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 39–47, mar. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862009000100004>>.

SANTOS, C. A. C. dos; SATYAMURTY, P.; SANTOS, E. M. dos. Tendências de índices de extremos climáticos para a região de Manaus-AM. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 3, p. 329–336, set. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672012000300004>>.

SANTOS, D. N. dos et al. Estudo de alguns cenários climáticos para o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 5, p. 492–500, maio 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662010000500006>>.

SEN ROY, S.; BALLING, R. C. Trends in Extreme Daily Precipitation Indices in India. **International Journal of Climatology**, v. 24, n. 4, p. 457–466, 30 mar. 2004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.995>>.

SILVA, D. F. da et al. Effects of Global Climate Variability and their Time on the Scale Precipitation In The Upper Mundaú (PE). *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 2, n. 3, p. 64–82, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5935/1984-2295.20090012>>.

SILVA, D.F. da; SOUZA, F. de A.S.; KAYANO, M.T. Uso de IAC e ondeletas para análise da influência das multi-escalas temporais na precipitação da Bacia do rio Mundaú. **Engenharia Ambiental**, v.6, p.180-105, 2009.

YILMAZ, A. G.; HOSSAIN, I.; PERERA, B. J. C. Effect of Climate Change and Variability on Extreme Rainfall Intensity–frequency–duration Relationships: A Case Study of Melbourne. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 10, p. 4065–4076, 15 out. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-4065-2014>>.

5.2 ARTIGO 2

**RECONSTITUIÇÃO DA ENCHENTE DE 1975 EM RECIFE-PE ATRAVÉS DE UM
MODELO DE INUNDAÇÃO DE MÚLTIPLOS DOMÍNIOS**

Lino, A. P.¹; Vousdoukas, M.², Voukouvalas, E.²; Pereira, P. S.³;

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, Recife, Pernambuco, CEP 50.740-530. Brasil. e-mail: andersonp.lino@gmail.com

² Joint European Research Centre (JRC), Institute of Environment and Sustainability (IES), Climate Risk Management Unit, European Commission, Via Enrico Fermi 2749, 21027 - Ispra, Italy

³ Laboratório de Oceanografia Costeira, Coordenadoria Especial de Oceanografia, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, Trindade – Florianópolis – SC, CEP: 88040-900. Brasil. e-mail: pedro.pereira@pq.cnpq.br

RESUMO

Inundações são eventos catastróficos ocorrentes em todo o mundo causando grandes impactos sociais e econômicos à área afetada, sendo a região costeira a mais vulnerável. Devido aos recorrentes casos de eventos desse tipo em Recife-PE, o objetivo do presente trabalho é reconstituir o maior evento de inundação registrado, aplicando um modelo de múltiplos domínios, a fim de avaliar as extensões das áreas afetadas. Utilizou-se o modelo Delft-3D Flow-Wave, com três domínios em regionalização: (1) Baixa Resolução, com resolução de 1 km, (2) Detalhado com resolução de 100 m e (3) Local com resolução de 10 m. Foram modelados dois períodos: 25-26 de junho de 2014 (evento de menor escala utilizado para validação) e 17-18 de julho de 1975 (maior evento registrado). Os dados altimétricos foram provenientes de levantamentos *Lidar* e os dados batimétricos do Projeto MAI/VULSPE e da GEBCO. As condições de contorno foram implementadas em cada um dos domínios, sendo fornecidos dados de nível total de água (TWL), parâmetros de onda (H_s , T_p e Dir) do Era-interim, descarga fluvial, direção e velocidade de vento. A saída do sistema foi validada com observações disponíveis, apresentando ótima correlação para TWL e para os parâmetros de onda. Dentre os parâmetros de onda, T_p mostrou-se mais subestimado. Para o primeiro evento, encontrou-se uma área afetada de 18%. Para o evento de 1975, a área atingida foi de 62% da área urbana e 72% do município a partir de um incremento de 4,2 m no corpo d'água do rio, tendo como principais regiões afetadas a RPA-1, RPA-4 e RPA-6. Os resultados mostraram-se satisfatórios corroborando com os dados medidos.

Palavras-chave: Ondas, Inundação, Delft-3d, Modelo Numérico, Rio Capibaribe

ABSTRACT

Flooding are catastrophic events occurring all over the world. These causes great social and economic impacts on the affected area and the coastal areas are the most vulnerable. Due to the recurrent flooding occurrence in Recife-PE, the present work aimed to reconstruct the largest flooding event recorded applying a multiple domain model in order to evaluate the affected areas extents. Were used the coupled Delft-3D Flow/Wave models in downscaling domains: (1) Low Resolution with 1 km resolution, (2) Detailed with 100 m resolution and (3) Local with 10 m resolution. Two periods were modelled: 25-26 June 2014 (smaller scale event used for validation) and 17-18 July 1975 (largest recorded event). Were used altimetric data from Lidar surveys and bathymetric data surveys from MAI/VULSPE projects and from GEBCO. The boundary conditions were set for each domain, providing total water level (TWL), wave parameters (H_s , T_p and Dir) from Era-interim, river discharge, direction and wind speed. The outputs were validated with available observations, showing excellent correlation for TWL and good correlation for wave parameters. Among the wave parameters, T_p was the most underestimated. For the first event, an affected area of 18% was found. For the 1975 event, the results show 62% and 72% of the urban and municipality areas affected, respectively, given an increase of 4.2 m in the river's quote. The main regions affected were RPA-1, RPA-4 and RPA-6. Thus, the results were satisfactory corroborating with the measured data.

Keywords: Wave, Flood, Delft-3d, numeric models, Capibaribe River

1 INTRODUÇÃO

Inundações podem ocorrer por causas naturais ou pela combinação entre fatores naturais e antrópicos. São consideradas um dos desastres que causam maior impacto, afetando pessoas, provocando mortes e/ou gerando prejuízos econômicos (SMITH et al., 2014; VOUSDOKAS et al., 2017). De acordo com Leskens et al. (2014), 178 milhões de pessoas foram afetadas por inundações ao redor do mundo, somente em 2010.

É perceptível o aumento de casos quando da ocorrência desse tipo de evento nos últimos tempos, principalmente em áreas costeiras. Estas áreas se caracterizam por apresentar um alto valor econômico, já que abrigam verdadeiros conglomerados populacionais e/ou comerciais

importantes (CONSTAZA, 1999; KRON, 2013), além de ser uma das áreas mais dinâmicas e vulneráveis do planeta a qualquer tipo de evento (CUTTER; GALL, 2015; MARTINS et al., 2017; VILLATORO et al., 2014).

Diversos fatores podem agravar a ocorrência e a vulnerabilidade de determinadas áreas às inundações. Uma delas é o êxodo urbano, que para a zona costeira mostrou-se mais evidente no último meio século, acarretando um crescimento desordenado e sem planejamento de áreas de ocupação do solo (TINGSANCHALI, 2012). Tal fato, na maioria das vezes, impede uma reestruturação natural da área, o que aumenta a vulnerabilidade desta.

Outro fator bastante discutido é a correlação desses eventos com as anomalias climáticas, uma vez que estes podem ou não estarem correlacionados (ARNELL; GOSLING, 2014; DANKERS et al., 2014; HIRABAYASHI et al., 2013; VOUSDOKAS et al., 2017). É notório que vem ocorrendo mudanças no clima (WONG et al., 2014) e que os efeitos destas podem influenciar diretamente na intensidade e/ou frequência desses eventos. Cooper (2009) e Kron (2013) citam que essas mudanças podem ser vistas através de alterações na intensidade e/ou periodicidade de chuvas, nas condições de vento e ondas, aumento do nível médio do mar etc.

Assim, diversos pesquisadores têm dispendido esforços no que tange à aplicação de modelos numéricos para predição, reprodução e entendimento de eventos de inundação, correlacionando-os à ação antrópica, mudanças do clima, condições recorrentes, entre outros (e.g. RODRIGUES; LISTO, 2016; TINGSANCHALI, 2012; VOUSDOKAS et al., 2018). Para isso, vem-se cada vez mais optando por fontes de informações geográficas de alta resolução, como dados altimétricos por escaneamento a laser (*Lidar*) e dados batimétricos de alta resolução, uma vez que estes proporcionam valores mais precisos no resultado final da modelagem (HAILE, 2005; HSU et al., 2016; MANSO et al., 2006; MARKS; BATES, 2000; MASON et al., 2007; MD ALI et al., 2015).

Casos ao redor do mundo podem ser citados como os ocorrentes no Sri Lanka, Andalucia e Murcia, Guayaquil e Califórnia (GALLIEN, 2016; SMITH et al., 2014; STENFERT et al., 2016; WEERASINGHE et al., 2018). No Brasil não é diferente. Recife, conhecida por ser a “Veneza” brasileira devido aos seus canais, apresenta um histórico com vários casos de inundações e/ou alagamentos ocorridos principalmente em seu período chuvoso. Esses casos tem sido recorrentes, no entanto, apresentando intensidades bastante distintas. Dentre os piores casos ocorridos, podem-se citar os de 1966, 1975, 2000 e 2010, que trouxeram grandes prejuízos econômicos e sociais para a sociedade recifense e circunvizinha.

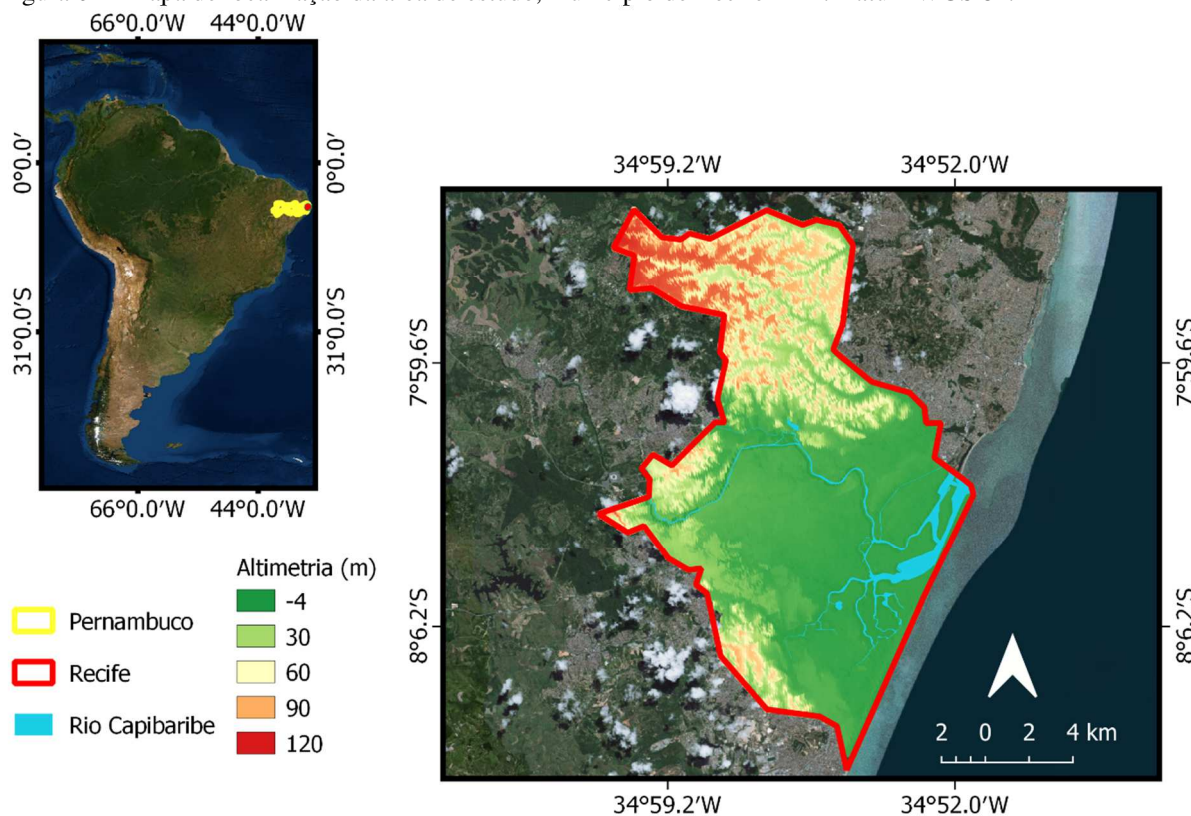
O evento de 1975 é considerado o maior e mais catastrófico já registrado em Recife sendo considerado como a calamidade do século. Esse evento alcançou níveis jamais observados anteriormente, onde mais de 50% da área urbana da cidade ficou embaixo d'água. Foram 31 bairros e 370 ruas atingidas, sendo os bairros que se localizam na bacia do curso d'água os mais afetados (MELO; QUINTELLA; PEREIRA, 2016; SUDENE, 1975). O número de mortos chegou a 104 e mais de 350 mil pessoas ficaram desalojadas.

Nesse contexto, o presente trabalho tem por objetivo reconstituir o maior evento de inundação já registrado para Recife-PE, aplicando um modelo de inundação de múltiplos domínios.

2 ÁREA DE ESTUDO

A cidade de Recife-PE (Figura 01) localiza-se entre as latitudes $7^{\circ} 55,9''S$ e $8^{\circ}09,7''S$ e longitude $34^{\circ} 51,4''W$ e $35^{\circ} 00,9''W$, apresentando uma área de 218,435 km². Possui uma população de cerca de 1.625.583 habitantes, correspondendo a 16,35% da população do estado (IBGE, 2016).

Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo, município de Recife – PE. Datum WGS 84.



Fonte: o autor.

O perfil altimétrico caracteriza-se com alturas máximas de 118 m na porção mais noroeste e na parte central, altitudes próximas ao nível médio do mar, apresentando ainda alguns pontos abaixo dele, com -4 m.

Um grande diferencial dessa área é a presença de arenitos de praia, que se dispõem paralelamente à costa. Estes foram formados no Holoceno e permitem o desenvolvimento de espécies corálinas sobre substrato rochoso, que influenciam diretamente na dinâmica e proteção costeira (DOMINGUEZ et al., 1990; FERREIRA JÚNIOR et al., 2011).

O regime de maré é do tipo semidiurno, com média de maré na sizígia de 2,07 m e na quadratura de 0,97 m. A direção dos ventos caracteriza-se como E-SE (outubro a janeiro), SE (fevereiro a setembro) e E-NE (novembro e dezembro) (DHN, 2017; FINEP/UFPE, 2009). O clima de ondas caracteriza-se como dominado por ondas provenientes de SE, com altura significativa (H_S) variando entre 1,5 a 2 m e período de pico (T_P) predominante de 8 a 10s (PEREIRA; NOGUEIRA NETO, 2015).

O clima para a região, de acordo com a classificação de Koppen, é classificado como Ams', com temperaturas médias anuais variantes entre 25°C e $30^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$. O regime pluviométrico é mais evidente nas estações de outono, verão e inverno do Hemisfério Sul, com média anual de 2050 mm, sendo o período mais chuvoso compreendido entre os meses de março a agosto (FARIAS, 2003; KÖPPEN, 1948; MANSO et al., 2006), sendo os meses de maio a julho aqueles com maior volume médio (WANDERLEY et al., 2018).

A hidrografia da região é bastante complexa, uma vez que todo o território é cortado por rios e seus braços. Nesta, correm os rios Capibaribe (principal), Beberibe e Tejupió, que possuem um mesmo estuário. Faz parte ainda desse sistema os riachos Jiquiá, Curado, Morno, Camaragibe, Dondon e Moxotó (CARMO; BEZERRA; VASCONCELOS, 2014; EMLURB, 2013).

3 METODOLOGIA

3.1 Dados

O conjunto de dados utilizado foi proveniente de séries históricas disponíveis para a região, para as seguintes variáveis: ondas, marés, batimetria, altimetria e fluviometria.

Os dados de onda (H_S , T_P e Dir), foram provenientes da base de dados de reanálise do ECMWF, Era-interim, com frequência de 6h. Para a região em questão não existem séries

históricas para esses parâmetros, por isso os dados de saída modelo foram validados com as séries de reanálise para sua utilização nos modelos de inundação.

Para determinar o comportamento da maré em Recife, selecionaram-se dados horários de séries históricas referentes ao marégrafo do Porto do Recife. Tais dados são provenientes da *University of Hawaii Sea Level Center* (UHSLC), quem mantém o registro de séries temporais de marégrafos de várias localidades do mundo. Destes, foram extraídos dados de maré meteorológica, maré astronômica e nível total de água (*Total Water Level* - TWL).

A batimetria foi proveniente do Projeto MAI/Vulspe (FINEP/UFPE, 2009) e da *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). A primeira foi composta por 211 perfis perpendiculares de 4 km até a isobata de 20 m e 2 perfis paralelos. A segunda apresenta uma resolução espacial de 30 segundos de arco, para o restante da área e vai até a isobata de 4000 m. A utilização de ambas se deu pelo fato de os dados provenientes da GEBCO não apresentarem o detalhe nem a resolução espacial adequada para águas costeiras, uma vez que seu conjunto de dados e mapas é mais preciso para regiões profundas do oceano, ou seja, com profundidade mínima de 200 m (GEBCO, 2018). Assim, ambas foram interpoladas e correlacionadas, tendo resultando em uma resolução espacial final de 50 m, na parte costeira e 1 km *offshore*.

Os dados de descarga fluvial foram provenientes de séries históricas da estação fluviométrica São Lourenço da Mata, disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), com frequência diária, sendo estes filtrados a fim de excluir dados espúrios. Tal estação foi escolhida por ser a mais próxima da área de estudo, uma vez que Recife não possui nenhuma estação atualmente em funcionamento em seu território.

3.2 Criação do Modelo Digital de Terreno (MDT)

Neste estudo, os dados topográficos de *Lidar* foram utilizados para executar um refinamento inteligente da grade para criar um MDT com resolução de 10 m, a ser utilizado na modelagem hidrodinâmica. Tal dado é considerado como uma ótima fonte para obtenção de informação geográfica de elevada resolução, sendo assim adequado à utilização de modelos de inundação (HAILE, 2005; HSU et al., 2016; MARKS; BATES, 2000; MASON et al., 2007; MD ALI et al., 2015).

Como os dados de *Lidar* podem apresentar erros nos canais, uma vez que podem mostrar apenas a superfície da água em águas não translúcidas, estas áreas com largura inferior a 10 m

foram corrigidas através da média das elevações da grade ao redor, interpolando os dados com outro MDT de 1 m de resolução horizontal. Em ambos a resolução vertical foi de 0,15 m.

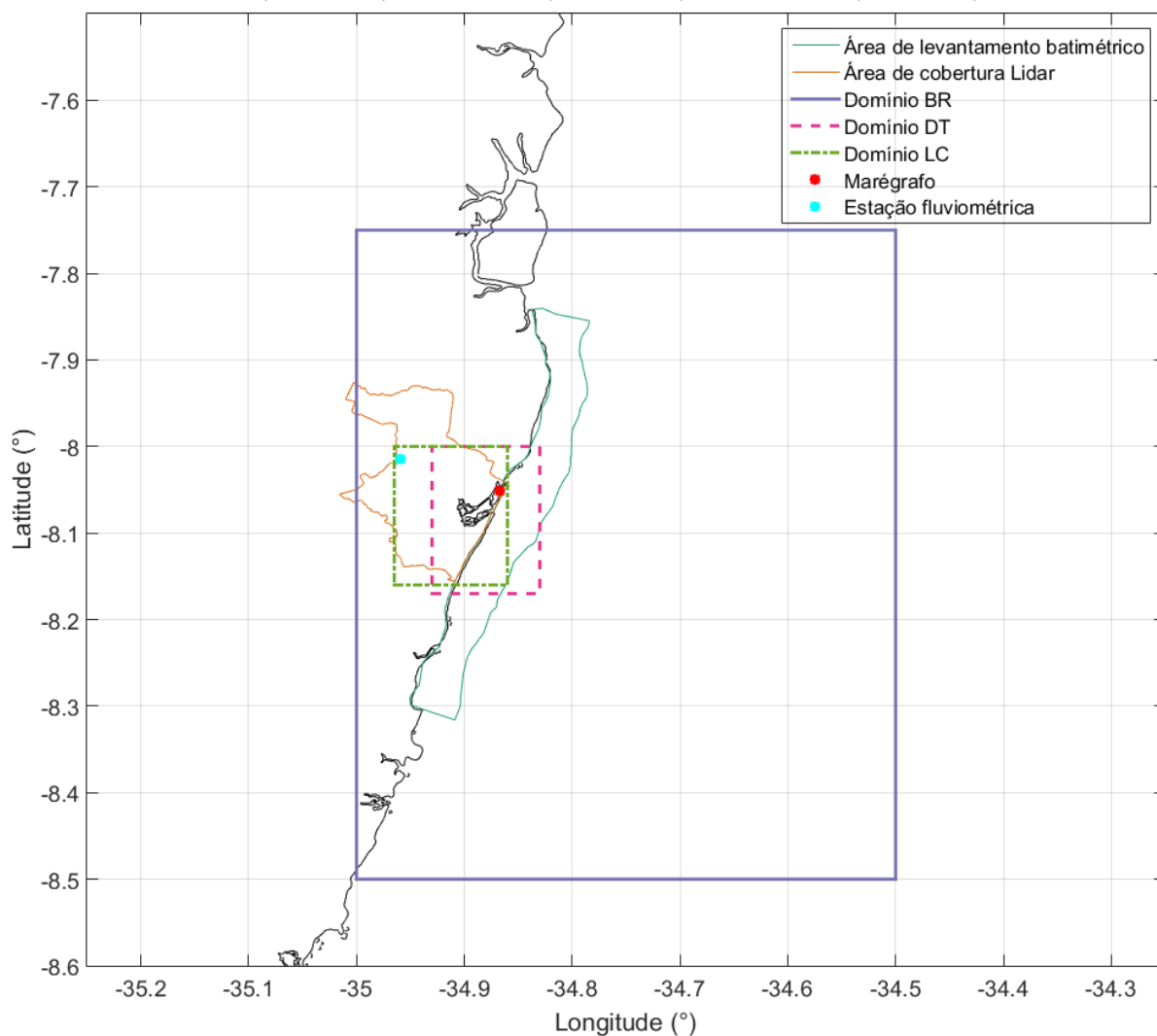
3.3 Configuração dos experimentos

Neste trabalho a aplicação do modelo hidrodinâmico foi organizada em cadeia para que as inundações no local de estudo pudessem ser simuladas. O modelo utilizado foi o Delft-3D módulo *Flow-Wave*.

O modelo hidrodinâmico Delft3D-FLOW simula fenômenos de fluxo e transporte instáveis de profundidade média, resultantes de forçantes meteorológicas, enquanto o modelo de onda Delft3D-WAVE resolve a equação de equilíbrio de ação das ondas e é acoplado on-line com Delft3D-FLOW. Sua execução em 3ª geração resolve os processos de geração por vento, quebra induzida por profundidade, fricção no fundo, e interação linear onda-onda (DELTARES, 2010, 2014).

A estrutura foi definida em três domínios sequenciais em regionalização, aninhados a partir do Oceano Atlântico, a fim de garantir uma transição suave das condições de contorno para a área de interesse. Tais domínios (Figura 02), baixa resolução (BR), detalhado (DT) e local (LC), foram definidos com resolução de 1 km, 100 m e 10 m, respectivamente, respeitando a área com dados disponíveis.

Figura 02 - Esquematisação das malhas de cobertura utilizadas nos modelos e disposições dos pontos de entrada dos dados. Domínio BR (BR = 1 km), Domínio DT (DT = 100 m) e Domínio LC (LC = 10 m).



Fonte: o autor

A modelagem em BR visou gerar condições hidrodinâmicas (níveis de água, velocidades de fluxo e onda) que seriam utilizados no domínio DT. Este, por sua vez, foi utilizado para garantir dados dessas condições mais detalhado para a área. Por fim, em LC foram implementados dados de vazão que, quando associado à DT, gerariam as simulações de inundações para área de interesse. O detalhamento dos dados de entrada e configuração do modelo e seus dados de saída são apresentados na Tabela 01.

Tabela 01 - Visão geral de modelos e detalhes específicos de configuração em cada domínio.

		Domínio		
		BR	DT	LC
Módulo		<i>Flow-Wave</i>	<i>Flow-Wave</i>	<i>Flow</i>
Tipo de grade		Cartesiano, regular	Cartesiano, regular	Cartesiano, regular
Resolução		1 km	100 m	10 m
Altimetria		-	-	Lidar
Batimetria		ETOPO (30 arcsec)	VULSPE/MAI (50 m)	<i>Lidar</i> (10 m)
Forçantes		Vento, Pressão e	Vento, Pressão	Vento, Pressão
Condições de borda		Nível de Água Onda (Hs, Tp, Dir)	Nível de Água Onda (Hs, Tp, Dir) Velocidade de fluxo	Nível da Água Onda (Hs, Tp, Dir) Velocidade de fluxo Descarga fluvial
Resultados		Nível de água, Hs, Tp, Dir	Nível de água, Hs, Tp, Dir	Nível da água, Profundidade, Velocidade de Fluxo, Descarga

BR= Baixa Resolução, DT = Detalhado, LC = Local, H_s = Altura significativa de onda, T_p = período, Dir = Direção de onda;

Fonte: o autor.

Os dados de propagação de onda no rio foram computados, subtraindo-se o valor de maré de BR e retirado o valor médio por evento. Este foi então configurado como valor padrão para todo o domínio. Foram modelados dois estudos de caso referentes a eventos de inundação em Recife. O primeiro diz respeito ao período de 25 e 26 de junho de 2014, que apresentou um evento de menor escala e serviu como base para validação. O segundo, durante o período de 17 e 18 de julho de 1975, considerada a maior cheia já registrada para a região.

Utilizou-se o erro médio quadrado (RMSE), erro médio quadrático normalizado (NRMSE) e coeficiente de correlação (r²) como medida ao erro global do índice de correlação. Estas são medidas frequentemente usadas para averiguar a diferença entre os valores preditos por um modelo e os valores realmente observados do ambiente que está sendo modelado, quantificando a relação 1:1 entre os valores (GE et al., 2014; MUIS et al., 2016; KUMBIER et al., 2018). Calculou-se:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model,i})^2}{n}} \quad (1)$$

$$NRMSE = \left(\frac{RMSE}{X_{obs,max} - X_{obs,min}} \right) \quad (2)$$

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})(X_{model,i} - \bar{X}_{Model})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{model,i} - \bar{X}_{Model})^2}} \right)^2 \quad (3)$$

onde, X_{obs} e X_{model} são os valores observados e simulados no tempo i , $\bar{X}_{obs}$ e $\bar{X}_{Model}$ são as médias, e n é o intervalo de tempo.

Quanto às áreas inundáveis, foram selecionados 700 pontos de controle (CP) baseado em mapas da cidade para a época. Sua análise deu-se através de correlação linear, onde os pontos que obtiveram sinais de inundação em ambas, dados através da classificação entre 0 e 1 (0= não inundado e 1=inundado), foram contabilizados. Foi ainda realizada a correlação dos dados de H_s , T_p , Dir , WL modelados e observados. O cálculo das áreas deu-se através do somatório da área dos pixels, utilizando um programa de Sistema de Informações Geográficas.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Batimetria

A fim de se comprovar a congruência dos dados utilizados, optou-se por fazer uma calibração dos dados de batimetria. Como anteriormente explanado, devido à baixa resolução dos dados da GEBCO para áreas costeiras (GEBCO, 2018), foi feita a correlação desses junto à batimetria realizada. Para isso, foram considerados pontos até a isóbata de 20 m de profundidade.

A partir da comparação dos dados, foi constatada uma diferença razoável entre seus valores de profundidade, onde a discrepância em determinados pontos pode variar em até 20 metros entre a profundidade real e a medida. No entanto, em geral, a correlação mostrou-se significativa ($r^2 = 0,93$). As maiores discrepâncias apresentaram-se junto aos recifes presente na região e em algumas áreas mais afastadas da costa, com correlação moderada, apresentando índices de correlação da ordem de $r^2 = 0,67$ e $r^2 = 0,63$, respectivamente. Estudos semelhantes já foram realizados por Bannari e Kadhem (2017), Becker et al. (2009) e Sindhu et al. (2007) e corroboram os resultados aqui obtidos.

A utilização de dados de baixa resolução poderia acarretar em uma sob ou sobre-extrapolação dos resultados finais, o que não seria interessante, já que basicamente não condiria

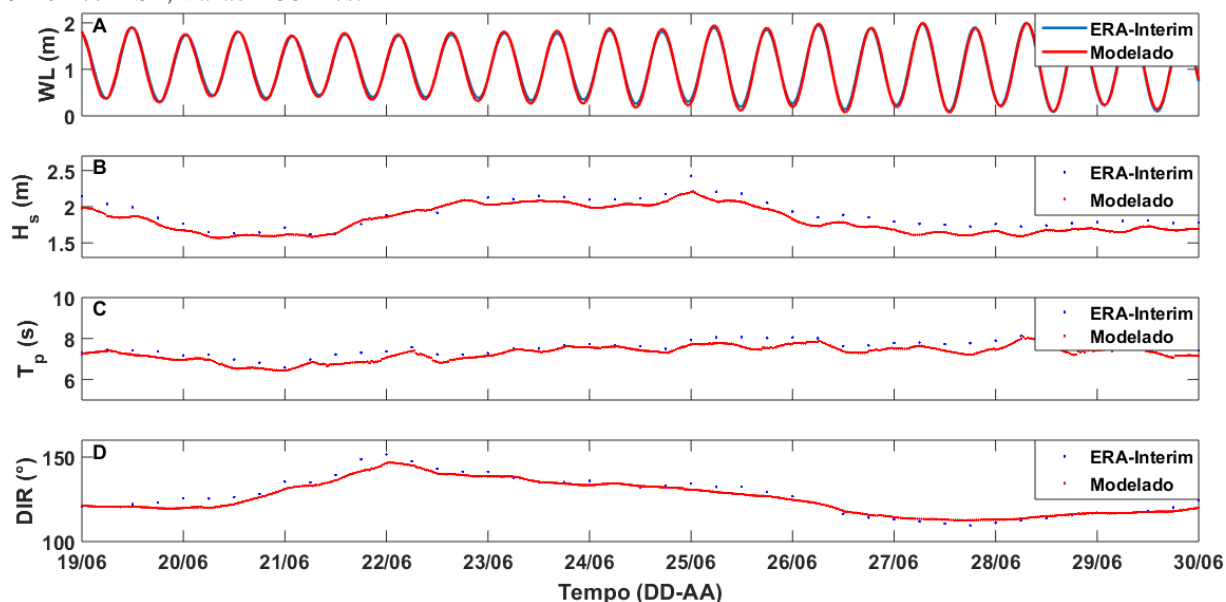
com a utilização de dados topo-batimétricos de alta resolução, como discutido já por Ikeuchi et al. (2017), sendo assim, utilizou-se na parte costeira o de maior resolução.

4.2 Estudo de caso

A avaliação do desempenho de modelos numéricos deve ser realizada a fim de se garantir a qualidade dos resultados modelados, realizando-se assim validação destes, uma vez que seu principal objetivo é diminuir os erros entre os valores medidos e modelados numericamente (KHAKBAZ et al., 2012). Assim, para validar o modelo, os dados de saída foram comparados com os dados de reanálise do ERA-Interim para o mesmo período entre 19 e 30 de junho de 2014, período em que compreende as inundações/alagamentos devido às chuvas (25-26 de junho), que duraram 20h (Tempo de retorno de 2 anos), com dias a mais nos extremos.

Como parâmetros de entrada foram definidos valores de: vazão máximo = 58 m³/s, H_s = 1,7-2 m, T_P = 6-9 s Dir= E-SE e Vento = 9-10m/s E para o período (Figura 03).

Figura 03 - Gráfico comparativo entre os dados do ERA-Interim (azul) e modelado (vermelho) para o evento de junho de 2014. (A) Nível total de Água (TWL), (B) Altura significativa (H_s), (C) Período (T_P), (D) Direção (Dir); Dados de entrada do modelo: Altura significativa (H_s) = 1,7-2 m, Período (T_P) = 6-9 s, Direção (Dir) E-SE, Vento = 9-10 m/s E-SE, Vazão = 58 m³/s.

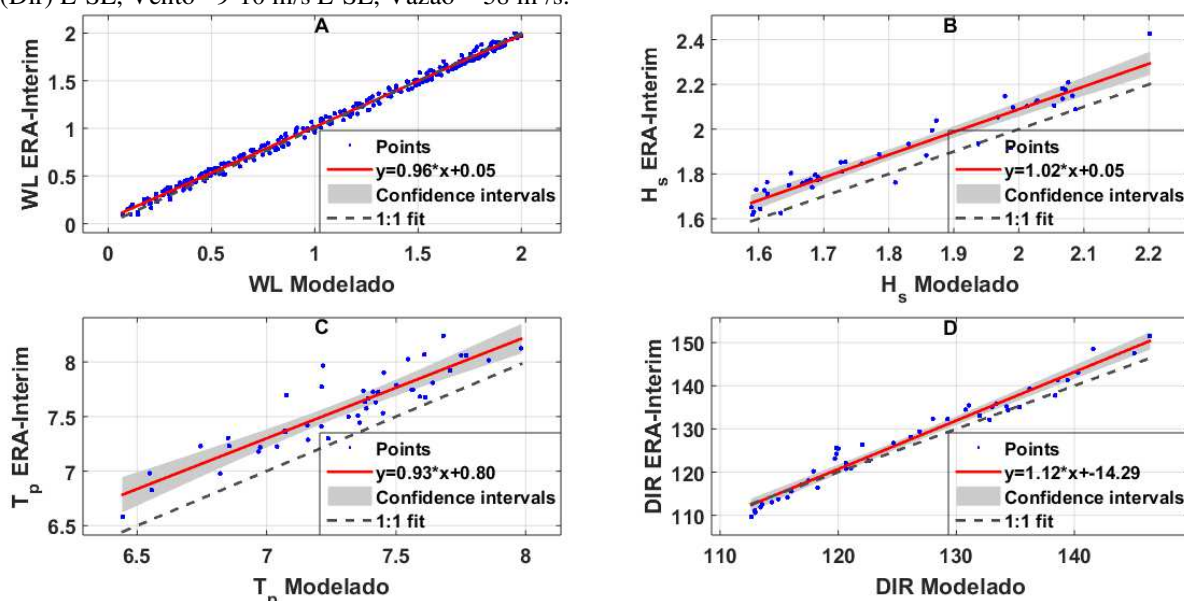


Fonte: o autor.

Os dados correlacionados de nível de água correspondem à localidade do Porto de Recife. Nota-se uma boa resposta para os dados de nível de água ($r^2 = 0,99$, RMSE = 0,04 e NRMSE = 0,02) (Figura 03A e Figura 04A), mostrando que os níveis simulados estão em

concordância com os dados de reanálise. O pico máximo apresentou-se com altura de 1,94 m, uma diferença de 0,04 m dos dados medidos. A Tabela 02 lista a análise quantitativa a partir dos coeficientes estatísticos dos resultados obtidos.

Figura 04 - Gráfico de dispersão mostrando a correlação entre os dados do ERA-Interim e modelados para o evento de junho de 2014. (A) Nível total de Água (TWL), (B) Altura significativa (HS), (C) Período (TP), (D) Direção (Dir); Dados de entrada do modelo: Altura significativa (H_s) = 1,7-2 m, Período (T_p) = 6-9 s, Direção (Dir) E-SE, Vento= 9-10 m/s E-SE, Vazão = 58 m³/s.



Fonte: o autor.

Tabela 02 - Estatística do RMSE e coeficiente de correlação (r^2) de Altura significativa (H_s), Período (T_p), Direção (Dir), Nível total de água (TWL) e Pontos de controle (PC) entre os dados modelados e do ERA-Interim, para o período de validação.

Variável	r^2	RMSE	NRMSE
Hs	0,68	0,10	0,16
Tp	0,17	0,32	0,2
DIR	0,91	2,7	0,08
TWL	0,99	0,04	0,02
PC (batimetria)	0,93	1,01	0,1
PC (inundação)	0,9	0,95	0,09

Fonte: o autor.

Nos resultados modelados das ondas, são notórias algumas discordâncias quando comparado ao do modelo ERA-Interim, no entanto com simetria, onde H_s apresentou $r^2 = 0,68$ e RMSE = 0,1 A maior discrepância ocorre junto ao período de onda (Figura 03 e Tabela 02). Outro fato condiz ao aumento de T_p associado à diminuição de H_s , sendo mais expressiva quando ocorre uma variação de direção de S-SE para SE.

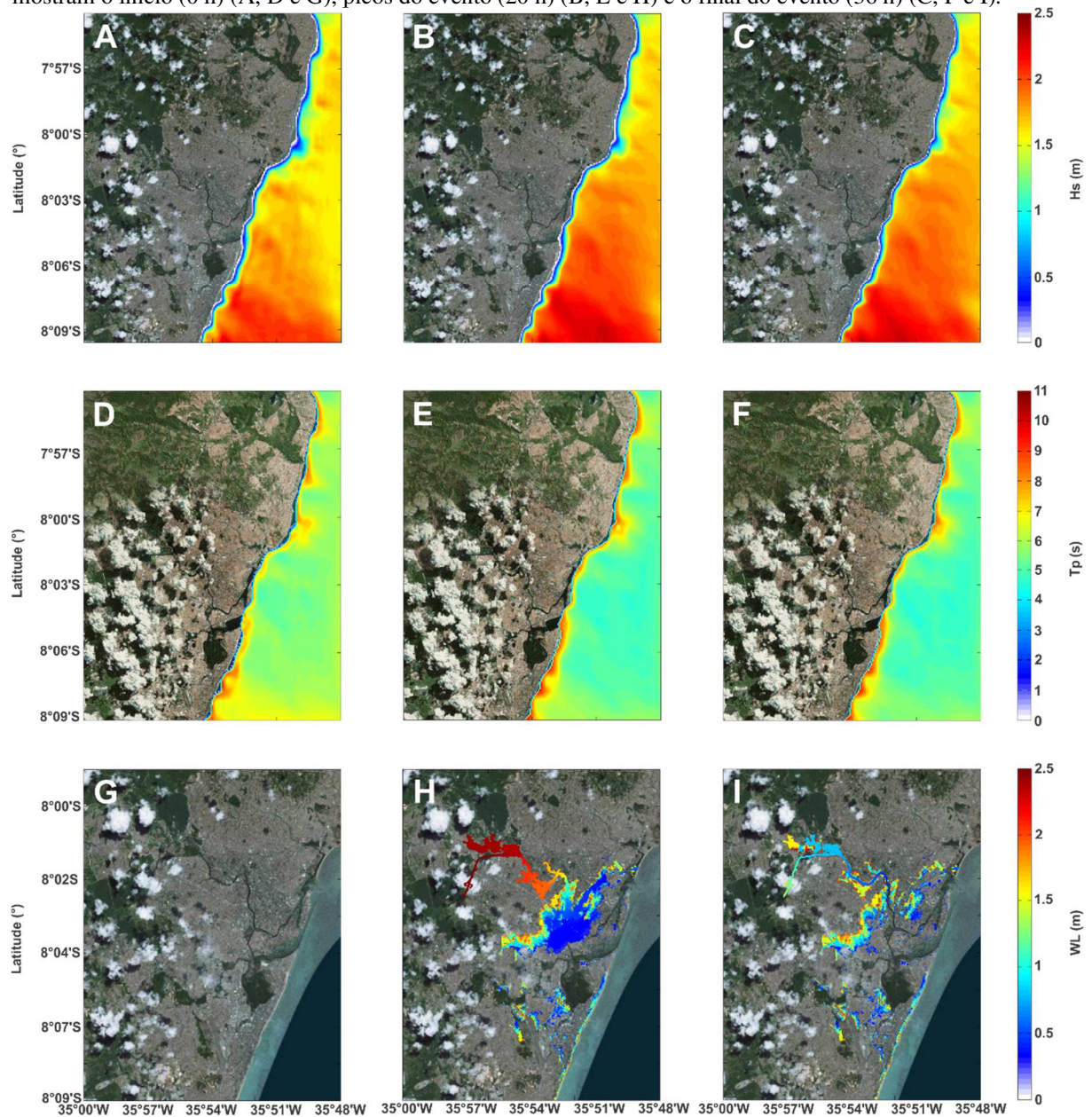
A dispersão dos pontos apresentada nas Figura 03 (B, C e D) e Figura 04 (B, C e D), confirma que, quase sempre, o modelo subestima os dados de onda, além de sugerirem uma

correlação moderada entre os dados medidos e modelados. Neste, os valores de T_P foram subestimados.

Bidlot et al. (2002) e Marques da Cruz (2004) já discutiram sobre a subestimação de valores modelados em seus trabalhos, onde inferem que esta pode ocorrer principalmente na ocorrência e mudanças bruscas durante a computação. No entanto, a precisão dos resultados modelados, principalmente ao que se refere às ondas, pode variar por diversos fatores, podendo se dar através de um caso isolado ou então um conjunto de fatores, como explicado por Stockdon et al. (2014) e Wallner, Haberlandt e Dietrich (2012). Nesse caso, o desempenho pode variar devido à qualidade dos dados de entrada do modelo, como dados de onda sub ou sobre-estimados, baixa resolução topo-batimétrica ou até mesmo inexistência ou falha de séries históricas confiáveis.

Para esse evento, os resultados mostraram que os ventos apresentam-se com velocidade máxima de 10,3 m/s e direção S-SE, maré variante entre 0,1 a 1,9 m, H_{Smax} de 2,2 m, T_{Pmax} de 7,9 s, Dir SE, descarga fluvial máxima de 58 m³/s e precipitação de 85 mm. Após o primeiro dia, as condições permaneceram quase estáveis, com uma pequena mudança em descarga (37 m³/s), precipitação (35 mm), H_s (1,7 m), T_P (7,7 s) e Dir (SE) (Figura 03 e Figura 05). A Figura 03 mostra que para este período foi previsto ondas variantes com H_s de 1,9 a 2,2 m, T_P de 7,6 a 8,1 s e Dir E-SE, o que era esperado para a região (PEREIRA; NOGUEIRA NETO, 2015).

Figura 05 - Simulação do evento de 25-26 de junho de 2014 registrado em Recife- PE, tendo como dados de entrada séries históricas registradas para o período, disponibilizadas pela ANA e pela UHSC. Dados de entrada: Altura significativa (H_s) = 1,7-2,0 m, Período (T_p) = 6-9 s, Direção (Dir) E-SE, Vento= 9-10 m/s E-SE, Vazão = 58 m³/s e η = 2,2 m. Resultados de altura significativa (HS) (A-C), TP (D-F) e inundação (G-I). Os mapas mostram o início (0 h) (A, D e G), picos do evento (20 h) (B, E e H) e o final do evento (36 h) (C, F e I).



Fonte: o autor.

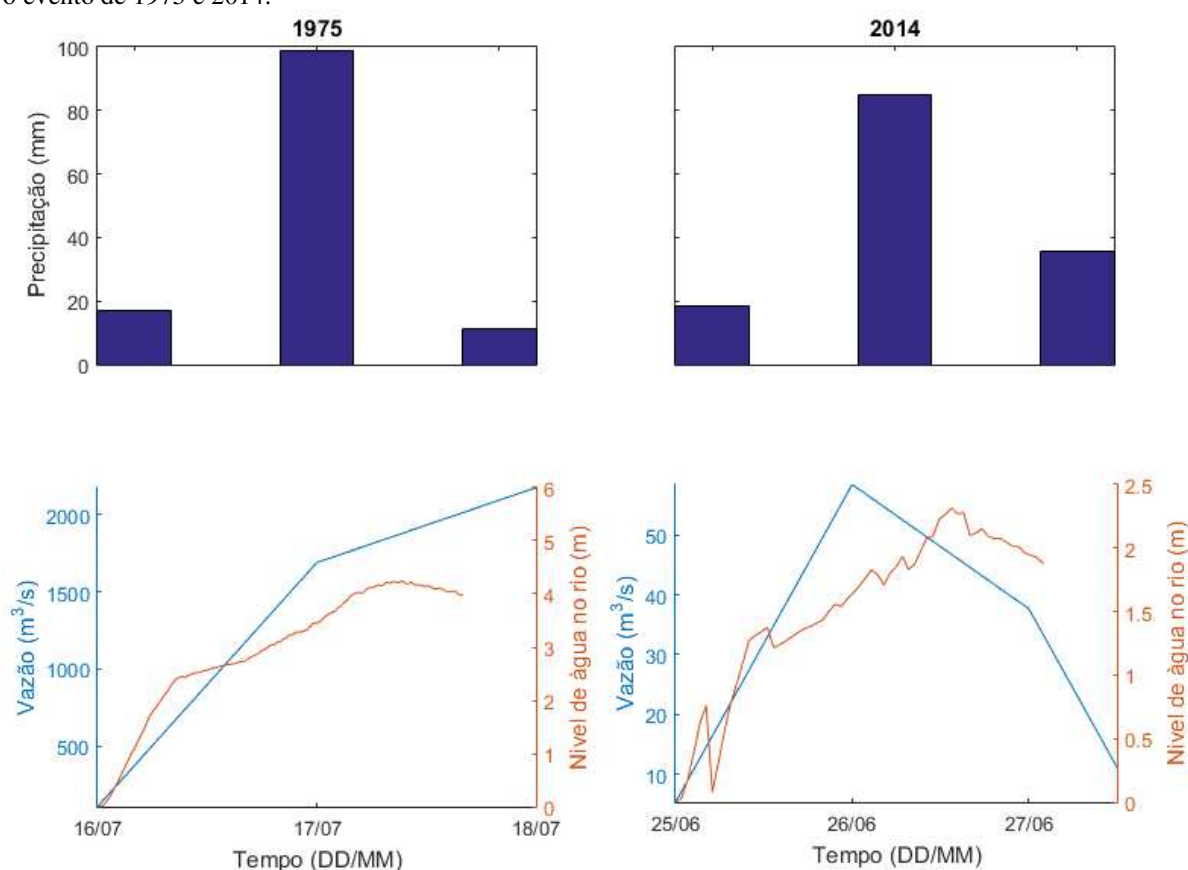
A regionalização BR-DT mostrou picos semelhantes. No entanto, apresentou dados de onda com H_s = 1,8 m, T_p = 8 s de e Dir = SE, que chegaram com menor intensidade à costa, apresentando médias de H_s = 1,3 m, T_p = 7s e Dir = SE e H_s = 1,4 m, T_p = 6 s e Dir = E-SE nos extremos norte e sul da área. Esta maior variação é dada pela presença dos recifes junto à costa, que agem como modeladores dessas variáveis (MALLMAN; PEREIRA, 2014; MARTINS;

PEREIRA, 2014). No entanto, por não ser o foco desta pesquisa, não foi analisado o grau de influência desses sobre as simulações aqui realizadas.

A regionalização em LC deu-se através dos resultados de saída de DT, associado às variações de vazão para a área, sendo alimentado a partir das coordenadas da estação fluviométrica. Assim, observou-se o desenvolvimento do modelo de inundação, onde a partir do incremento de vazão, ocasionado pela pluviometria constante de 85 mm, apenas para o dia 26 e 35 mm para o dia 27, apresentaram pontos alagamento pelo do acúmulo de 3 horas de chuva intensa, somado à elevação de maré (Figura 05G-I).

As áreas mais afetadas foram as partes norte, oeste e central da cidade, apresentando os primeiros pontos de alagamento. Foram computados 18% de área urbanizada inundada. O nível de água no leito do rio Capibaribe subiu em média 1,8 m, com pico de 2,3 m, apresentando uma ligeira diminuição do dia anterior (Figura 06).

Figura 06 - Esquema comparativo entre precipitação, vazão do rio e aumento do nível d'água no leito do rio para o evento de 1975 e 2014.



Fonte: o autor.

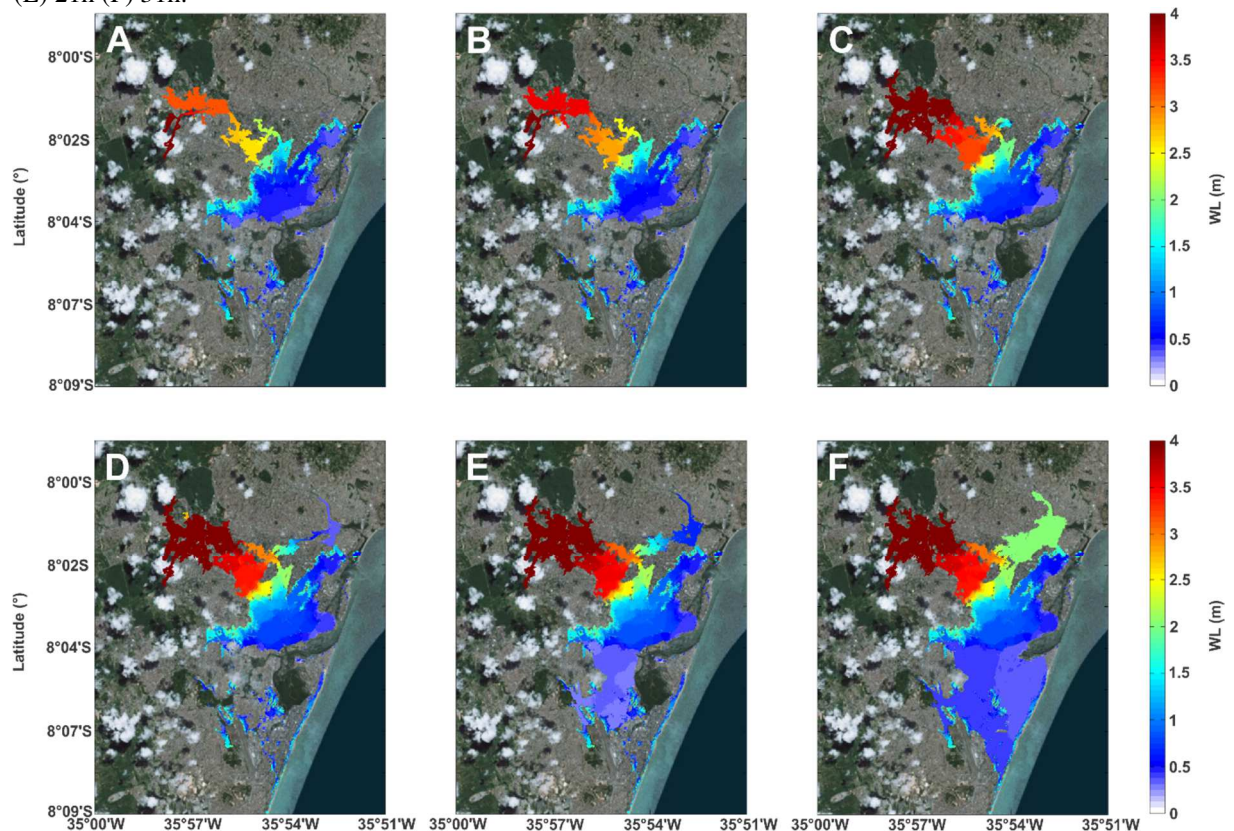
Mais uma vez, esse acréscimo pode ser correlacionado com a ação conjunta da maré e/ou à ineficiência do sistema de drenagem da cidade ocasionada pela impermeabilização das áreas, consequência do adensamento populacional, como citado por Silva Junior et al. (2017).

Cita-se, ainda, que nestas áreas a altimetria apresenta-se relativamente baixa, como pontos abaixo do nível médio do mar, o que corrobora para o aumento de intensidade desse tipo de evento.

O evento de 1975 é considerado o maior e mais catastrófico já registrado em Recife sendo considerado como a calamidade do século. Esse evento alcançou níveis jamais observados anteriormente, onde mais de 50% da área urbana da cidade ficou embaixo d'água. Foram 31 bairros e 370 ruas atingidas, sendo os bairros que se localizam na bacia do curso d'água os mais afetados (MELO; QUINTELLA; PEREIRA, 2016; SUDENE, 1975).

Para esse evento, as condições hidrometeorológica se caracterizavam com precipitação de 99 mm (mínimo registrado), vazão de 2000 m³/s (Figura 07) e ventos de 6 m/s com DIR_{vento} = SE. Os dados de onda apresentaram-se com medias de $H_s = 2,1$ m, $T_p = 9$ s e DIR S-SE, de acordo com o modelo DT e $\eta = 2,7$ m. A Figura 07 mostra a evolução da simulação desse evento.

Figura 07 - Simulação da enchente do dia 17 e 18 de julho de 1975 registrada em Recife- PE, tendo como dados de entrada séries históricas registradas para o período, disponibilizadas pela ANA e pela UHSC. Dados de entrada: Altura significativa (H_s) = 2,1 m, Período (T_p) = 9, Direção de onda (Dir) E-SE, Vento= 6 m/s SE, Vazão = 2000 m³/s e $\eta = 2,7$ m. As letras representam o tempo após o início do evento: (A) 2 h, (B) 6h, (C) 15h, (D) 18h, (E) 21h (F) 31h.



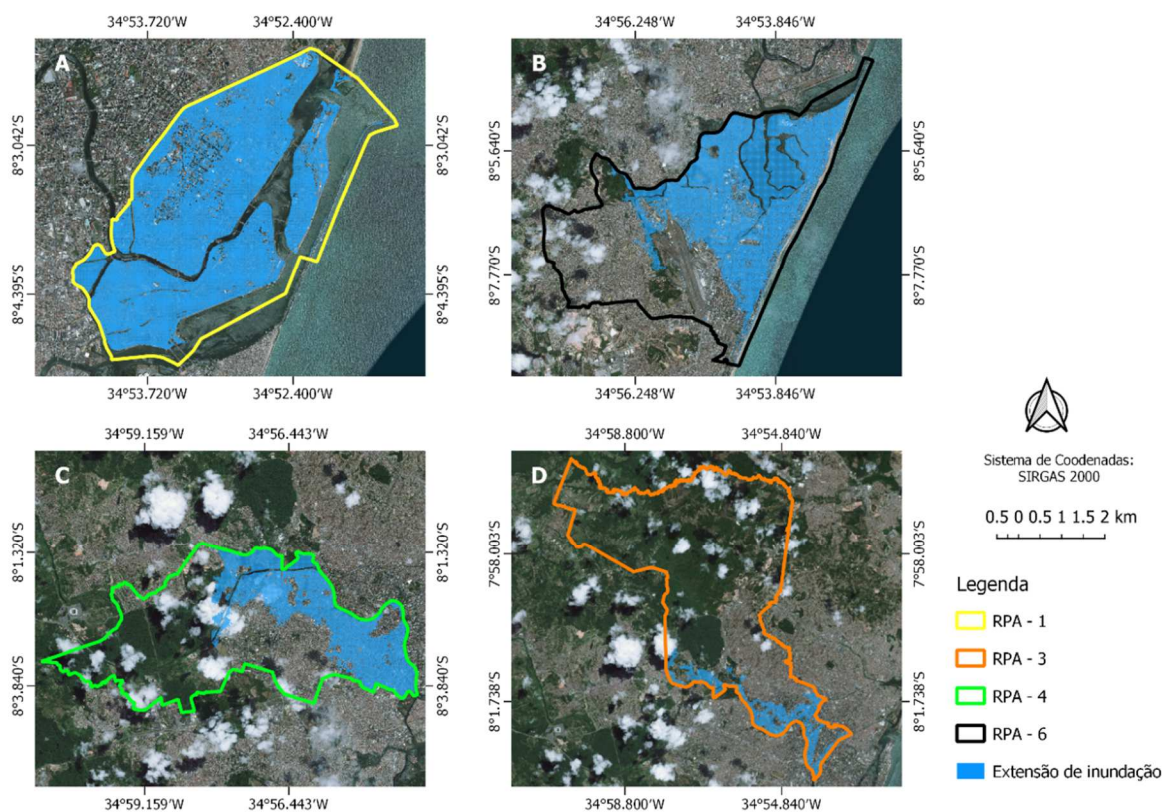
Fonte: o autor.

Nesta, percebe-se que pontos de inundação surgiram progressivamente e a partir de 15 horas (Figura 07 C-F) tornaram-se mais notórios após o aumento progressivo das condições, mantendo-se constante nos períodos seguintes, com seu auge ocorrendo às 21h do dia 17 (Figura 07F), associado ao pico de maré de sizígia. Para esse evento os valores de H_s variaram entre 1,4 e 1,8 m, T_p de 7,2 a 8,4 s e DIR E-SE. Os níveis de água se mantiveram altos por dois dias, onde, somente no dia 21 as áreas atingidas começaram a ser drenadas (Figura 07 F).

Os níveis de água acima do nível médio do rio apresentaram um incremento máximo de 4,2 m (Figura 07). As taxas de elevação ocorreram a uma razão de 5,6%/h nas primeiras horas de precipitação, aumentando gradativamente e chegando ao pico de 12%/h, reduzindo apenas 1% no dia 18.

As áreas mais atingidas configuraram-se como aquelas mais próximas aos canais, como mostra a Figura 07F. No entanto, os registros de inundação apontam como área afetada 62% da área urbana e 72% do território da cidade. Falando em zonas, Recife é dividida em 6 Regiões Político-Administrativas (RPA), numeradas de 1 a 6. As concentrações de inundação deram-se em: RPA-1 = 88,3%, RPA-2 = 32,5%, RPA-3 = 7,6%, RPA-4 = 29,2%, RPA-5 = 25,5% e RPA-6 = 47,3%. A Figura 08 mostra as máximas extensões de inundação encontradas.

Figura 08 – Máximas extensões de inundação modelados por Região Político-Administrativa (RPA) para o evento de 1975. (A) RPA-1, (B) RPA-6, (C) RPA-4 e (D) RPA-3.



Fonte: o autor.

Destas, os RPA-6 e RPA-4, que correspondem às zonas sul e leste da cidade, respectivamente, foram as regiões mais atingidas. Tais áreas encontram-se próximas ao estuário do Rio Capibaribe e apresentam baixa altitude, favorecendo assim a inundação. Em um estágio intermediário (área total da RPA x áreas afetadas da RPA), tem-se o RPA-4, correspondente em sua maior parte à zona oeste da cidade, que se configura como área de várzea. De todos os RPA, o que apresentou menor área impactada foi o RPA-3 (7,6%), tendo como zonas atingidas apenas aquelas próximas aos canais, uma vez que o restante da área é composta por um relevo de maior altitude.

Os resultados aqui encontrados corroboram com os registros disponibilizados pela SUDENE (1975), que contabilizou uma área afetada de 50% da região urbanizada e 80% do território da cidade.

O elevado índice de precipitação, associado à maré alta pode ser considerado um dos principais fatores responsáveis pela rápida inundação das áreas, que se apresentaram em uma razão média de aproximadamente 8%/h (Figura 06). No entanto, outros fatores podem ser levados em consideração. Um deles é a diminuição de áreas permeáveis na região devido ao adensamento populacional, desmatamento de áreas de mangue, aterramento de áreas de várzea e mangues e grande quantidade de lixo nas ruas que acabam por entupir galerias fluviais e reduzem o escoamento.

Outros autores já discutiram que a impermeabilização do solo, quando associada a uma infraestrutura inadequada, tem um agravante maior quando desprovidos de um planejamento urbano (e.g. KOBAYAMA et al., 2006; RODRIGUES; LISTO, 2016). Esta área impermeabilizada acaba por impedir a capacidade de infiltração, eliminando a interceptação de eventos pluviométricos, o que acaba por gerar certo déficit no volume aquoso que seria absorvido pelo aquífero para manter o escoamento básico do rio, maximizando a vulnerabilidade às inundações.

Esse fato ainda é mais agravante se a área em questão for uma área costeira ao nível médio do mar (MSL) ou abaixo dele, com grande adensamento populacional (como em Recife, que abriga 16,35% da população do estado, segundo o IBGE (2016), e grandes áreas cimentadas por construção civil.

Tingsanchali (2012) exprime bem isso em seu trabalho, onde analisa a gestão de desastres urbanos através de inundação. Este afirma que uma das principais causas dos danos sofridos pela sociedade devido às inundações dá-se ao fato do exagerado êxodo rural que culmina na expansão urbana descontrolada, principalmente em países em desenvolvimento, que se dá principalmente nas áreas de drenagem dos rios.

A correlação entre as áreas inundadas observadas e modeladas apresentou coeficiente de correlação de $r^2 = 0,9$ (Tabela 02). Esta foi considerada significativa, uma vez que a diferença encontrada entre as porcentagens das áreas afetadas pode ser explicada devido aos demais canais que cortam a cidade não terem sido levados em consideração, uma vez que não existem séries históricas registradas para estes, impossibilitando a realização de validação para esses dados.

Observou-se ainda uma sobre-extrapolação de áreas inundadas em alguns locais, principalmente em um raio de 50 m dos pontos de alimentação do modelo. Sendo assim, esses pontos foram desconsiderados para análise. Blanksby (2005) e Fernandez (2015) exemplificam que a utilização de dados com menores resoluções poderia ainda ser utilizada para esse tipo de predição, no entanto os erros seriam maiores, com valores muito superiores a 20%.

Não foi computada isoladamente a influência dos dados de onda modelados devido à inexistência de dados observados para o período.

5 CONCLUSÕES

Considerando a validação, pode-se afirmar que a precisão do modelo Delft3D FLOW-WAVE, foi boa e os resultados obtidos fornecem uma boa base para a estimativa de inundação. Assim, o modelo aqui utilizado mostrou-se eficaz na reprodução de eventos pretéritos, uma vez que os mapas de saída de áreas inundadas para estes, apresentaram concordância com os locais afetados observados.

A falta de séries históricas robustas se caracterizou como maior dificuldade para a realização desse trabalho. Já a modelagem do nível de água apresentou-se excelente, demonstrando que o modelo resolve bem esse parâmetro.

A presença dos recifes influencia de forma direta na ação de ondas sobre a costa, no entanto a não avaliação deste parâmetro isolado não permitiu inferir o grau de influência deste sobre os eventos de inundação.

O modelo mostrou que as áreas mais afetadas foram RPA-1, RPA-4 e RPA-6, sendo esta associada à sua baixa altimetria e deficiente sistema de drenagem ocasionado pela ocupação das áreas de várzea e mangues.

A taxa de inundação apresentou uma razão média de 8%/h, sendo esse caso associado à elevada precipitação e à maré alta durante o período de maior intensidade de chuva, o que mostra a importância de um estudo de evento composto.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem: a CAPES, pelo apoio através do Programa Pesquisador Visitante Especial no âmbito do Projeto 88887.125318/2015-00 e pela disponibilização da bolsa de estudo; Laboratório de Oceanografia Geológica da UFPE, pela disponibilização dos dados de batimetria; e à Secretaria de Meio Ambiente do Estado de Pernambuco e à Secretaria de Meio Ambiente da Prefeitura do Recife pela disponibilização dos dados *Lidar*.

REFERÊNCIAS

ARNELL, N. W.; GOSLING, S. N. The Impacts of Climate Change on River Flood Risk at the Global Scale. **Climatic Change**, v. 134, n. 3, p. 387–401, 6 mar. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10584-014-1084-5>>.

BANNARI, A.; KADHEM, G. MBES-CARIS Data Validation for Bathymetric Mapping of Shallow Water in the Kingdom of Bahrain on the Arabian Gulf. **Remote Sensing**, v. 9, n. 4, p. 385, 19 abr. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.3390/rs9040385>>.

BECKER, J. J. et al. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. **Marine Geodesy**, v. 32, n. 4, p. 355–371, 13 nov. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/01490410903297766>>.

BIDLOT, J.-R. et al. Intercomparison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting Systems with Buoy Data. **Weather and Forecasting**, v. 17, n. 2, p. 287–310, abr. 2002. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2002\)017<0287:IOTPOO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<0287:IOTPOO>2.0.CO;2)>.

BLANKSBY, J. Use of LiDAR for flood modelling in the urban environment. In **Flood Risk Management Research Consortium Second General Assembly**, 12-13 July, 2015. Nottingham.

CARMO, A. J. A.; BEZERRA, O. G.; VASCONCELOS, R. F. A. Águas da Cidade do Recife: Uma Proposta de Desenho Urbano-Paisagístico para as APP's Ribeirinhas, in: **Anais do Seminário Nacional sobre o Tratamento de Áreas de Preservação Permanente em Meio Ambiente e extinções Ambientais ao Parcelamento do Solo – APPURBANA**. APPURBANA, p. 17, ABF Engenharia, Serviços e Comércio Ltda, Belém., 2014.

COOPER, J. A. G. **Coastal economies and people**. In: Marine Climate Change Ecosystem Linkages Report Card. 2009. (Eds. Baxter JM, Buckley PJ and Frost MT), Online science reviews, p. 18.

COSTANZA, R. The Ecological, Economic, and Social Importance of the Oceans. **Ecological Economics**, v. 31, n. 2, p. 199–213, nov. 1999. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8009\(99\)00079-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8009(99)00079-8)>.

CUTTER, S. L.; GALL, M. Sendai Targets at Risk. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 8, p. 707–709, 24 jul. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2718>>.

DANKERS, R. et al. First Look at Changes in Flood Hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project Ensemble. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 111, n. 9, p. 3257–3261, 16 dez. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1302078110>>.

DELTARES. **Delft3D-WAVE: User Manual.**, 2010.

DELTARES. **Delft3D-FLOW: User manual.**, 2014.

DHN. Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil: **Tábuas de Maré**. 2017. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/tabuas-de-mare>>

DOMINGUEZ, J. M. L. et al. GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO COSTEIRO DO ESTADO DE PERNAMBUCO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1, p. 208–215, 1 dez. 1990. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.1990208215>>.

EMLURB. **Estudo de Concepção para Gestão e Manejo de Águas Pluviais e Drenagem Urbana do Recife: Proposta de Intervenção Urbano-Ambiental para as Margens de Rios e Riachos**, Recife, BR., 2013.

FARIAS, V. P. De. **Estudo das águas subterrâneas na área do Complexo Médico-Empresarial da Ilha do Leite e regiões adjacentes no município de Recife-PE**. 2003. Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [s. l.], 2003. Disponível em: <<https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/6764%0A>>.

FERNANDEZ, P. A. J. **Avaliação do risco de inundação em zonas urbanas com a integração de dados LiDAR e cartografia a escala grande**. 2015. Universidade de Évora. , [s. l.], 2015.

FERREIRA JÚNIOR, A. V., et al. Petrologia dos arenitos de praia (beachrocks) na costa central de Pernambuco, **Geociências** (São Paulo), 30, 545–559. ISSN 0101-9082, 2011.

FINEP/UFPE. **Monitoramento Ambiental Integrado – MAI**. Recife, BR. Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP e Universidade Federal de Pernambuco –UFPE, 457p. 2009.

GALLIEN, T. W. Validated Coastal Flood Modeling at Imperial Beach, California: Comparing Total Water Level, Empirical and Numerical Overtopping Methodologies. **Coastal Engineering**, v. 111, p. 95–104, maio 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.01.014>>.

GE, Y. et al. Fusion of Pan-Tropical Biomass Maps Using Weighted Averaging and Regional Calibration Data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 31, p. 13–24, set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.02.011>>.

GEBCO: **General Bathymetric Chart of the Oceans: Shallow water bathymetry**, Evora. [online] Available from: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/shallow_water_bathymetry/, 2018.

HAILE, A. T. **Integrating hydrodynamic models and high resolution DEM (LIDAR) for flood modeling**. 2005. ITC, [s. l.], 2005. ITC, [s. l.], 2005

HIRABAYASHI, Y. et al. Global Flood Risk under Climate Change. **Nature Climate Change**, v. 3, n. 9, p. 816–821, 9 jun. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1911>>.

HSU, Y.-C. et al. An Investigation of DEM Resolution Influence on Flood Inundation Simulation. **Procedia Engineering**, v. 154, p. 826–834, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2016.07.435>>.

IBGE. **Censo Demográfico**. 2016. Disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br>

IKEUCHI, H. et al. Compound Simulation of Fluvial Floods and Storm Surges in a Global Coupled River-Coast Flood Model: Model Development and Its Application to 2007 Cyclone Sidr in Bangladesh. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, n. 4, p. 1847–1862, ago. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2017MS000943>>.

KHAKBAZ, B. et al. From Lumped to Distributed via Semi-Distributed: Calibration Strategies for Semi-Distributed Hydrologic Models. *Journal of Hydrology*, v. 418–419, p. 61–77, fev. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.021>>.

KOBIYAMA, M. et al. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. 1. ed. Florianópolis – SC: Editora Organic Trading, 2006. 109p. Disponível em: <<http://logatti.edu.br/images/prevencaodesastres.pdf>>

KÖPPEN, W. **Climatologia: com un estudio de los climas de la tierra**. México: Fondo de Cultura Economica, 1948. 478 p.

KRON, W. Coasts: The High-Risk Areas of the World. **Natural Hazards**, v. 66, n. 3, p. 1363–1382, 5 jul. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s11069-012-0215-4>>.

KUMBIER, K. et al. Investigating Compound Flooding in an Estuary Using Hydrodynamic Modelling: A Case Study from the Shoalhaven River, Australia. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 463–477, 12 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/nhess-18-463-2018>>.

LESKENS, J. G. et al. Why Are Decisions in Flood Disaster Management so Poorly Supported by Information from Flood Models? **Environmental Modelling & Software**, v. 53, p. 53–61, mar. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.11.003>>.

MALLMANN, D. L. B.; PEREIRA, P. S. Coastal Erosion at Maria Farinha Beach, Pernambuco, Brazil: Possible Causes and Alternatives for Shoreline Protection. **Journal of Coastal Research**, v. 71, p. 24–29, set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2112/SI71-003.1>>.

MANSO, V. do A. V. et al. Pernambuco. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro**. Brasília: MMA, 2006. p. 179–196.

MARKS, K.; BATES, P. Integration of High-Resolution Topographic Data with Floodplain Flow Models. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 11–12, p. 2109–2122, 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/1099-1085\(20000815/30\)14:11/12<2109::AID-HYP58>3.0.CO;2-1](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<2109::AID-HYP58>3.0.CO;2-1)>.

MARQUES DA CRUZ, L. M. **Estudo comparativo de variações espaciais e temporais nas forçantes meteorológicas em um modelo de ondas de terceira geração no Oceano Atlântico Sul**. Tese. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro: COPE, 66p. 2004. Disponível em: <http://numa.lamce.coppe.ufrj.br/DATA/formacao/CRUZ_2004_MSc.pdf, 2004.>

MARTINS, K. A.; PEREIRA, P. S. Coastal Erosion at Pau Amarelo Beach, Northeast of Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 71, p. 17–23, set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2112/SI71-002.1>>.

MARTINS, K. A. et al. The Influence of Climate Change on Coastal Erosion Vulnerability in Northeast Brazil. **Coastal Engineering Journal**, v. 59, n. 2, p. 1740007-1-1740007-25, jun. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1142/S0578563417400071>>.

MASON, D. C. et al. Use of Fused Airborne Scanning Laser Altimetry and Digital Map Data for Urban Flood Modelling. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 11, p. 1436–1447, 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6343>>.

MD ALI, A.; SOLOMATINE, D. P.; DI BALDASSARRE, G. Assessing the Impact of Different Sources of Topographic Data on 1-D Hydraulic Modelling of Floods. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 1, p. 631–643, 30 jan. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-19-631-2015>>.

MELO, R.; QUINTELLA, A.; PEREIRA, A. **Almanaque centenário: 1975-2015**, 1 ed., Ricardo Melo (ed.), CEPE, Recife. 269 p. 2016. Disponível em: <<http://www.acervocepe.com.br/uploads/2018/09/19/5ba28e92c0765.book-almanaque.pdf>>

MUIS, S. et al. A Global Reanalysis of Storm Surges and Extreme Sea Levels. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, 27 jun. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms11969>>.

PEREIRA, P. S.; NOGUEIRA NETO, A. V. **Caracterização do clima de ondas ao largo da costa de Pernambuco a partir de dados da PNBOIA Recife**. In: XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite. Arraial do Cabo: Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, 2015. Disponível em: <https://media.wix.com/ugd/f9878c_5ecea524ef81483c8820998f479a8894.pdf>.

RODRIGUES, F. de S.; LISTO, F. de L. R. Mapeamento de áreas de risco a escorregamentos e inundações em áreas marginais a rodovias na Região Metropolitana de São Paulo. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 21, n. 4, p. 765–775, 11 ago. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/s1413-41522016152649>>.

SILVA JUNIOR, M. A. B. da et al. Compensatory alternatives for flooding control in urban areas with tidal influence in Recife - PE. **RBRH**, v. 22, n. 0, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/2318-0331.011716040>>.

SINDHU, B. et al. Improved Bathymetric Datasets for the Shallow Water Regions in the Indian Ocean. **Journal of Earth System Science**, v. 116, n. 3, p. 261–274, jun. 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s12040-007-0025-3>>.

SMITH, M. W. et al. Reconstructing Flash Flood Magnitudes Using “Structure-from-Motion”: A Rapid Assessment Tool. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 1914–1927, nov. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.078>>.

STENFERT, J. G., et al. **Flood Risk Guayaquil: A critical analysis on inundations**. TUDelft, Departament of Hydraulic Engineering. Tudelft: Guayaquil, 2016. Disponível em <<http://resolver.tudelft.nl/uuid:267caf81-5af3-4f0c-9c6a-e4f01571019b>>

STOCKDON, H. F. et al. Evaluation of Wave Runup Predictions from Numerical and Parametric Models. **Coastal Engineering**, v. 92, p. 1–11, out. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.004>>.

SUDENE. **Enchentes no Recife: plano básico de proteção**, Recife, BR., 1975.

TINGSANCHALI, T. Urban Flood Disaster Management. **Procedia Engineering**, v. 32, p. 25–37, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2012.01.1233>>.

VILLATORO, M. et al. An Approach to Assess Flooding and Erosion Risk for Open Beaches in a Changing Climate. **Coastal Engineering**, v. 87, p. 50–76, maio 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.11.009>>.

VOUSDOUKAS, M. et al. **Assessing compound flooding risk through dynamic simulations: application in Recife, Brazil, in Geophysical Research Abstracts**. In: EGU General Assembly 2018, Viena. [online] Available from: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-2589.pdf>, 2018.

VOUSDOUKAS, M. I. et al. Extreme Sea Levels on the Rise along Europe’s Coasts. **Earth’s Future**, v. 5, n. 3, p. 304–323, mar. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2016EF000505>>.

WALLNER, M.; HABERLANDT, U.; DIETRICH, J. Evaluation of Different Calibration Strategies for Large Scale Continuous Hydrological Modelling. **Advances in Geosciences**, v. 31, p. 67–74, 10 set. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/adgeo-31-67-2012>>.

WANDERLEY, L. S. de A. et al. As chuvas na cidade do Recife: uma climatologia de extremos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, 21 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.56034>>.

WEERASINGHE, K. M. et al. Qualitative Flood Risk Assessment for the Western Province of Sri Lanka. **Procedia Engineering**, v. 212, p. 503–510, 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2018.01.065>>.

WONG, P. P. et al. **Coastal systems and low-lying areas, in Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability**. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by A. N. L. Field, C.B. V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel and and L. L. W. S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, pp. 361–409, Cambridge University Press, Cambridge, UK - New York, USA. [online] Available from: https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg2/WGIIAR5-Chap5_FINAL.pdf, 2014.

5.3 ARTIGO 3

AVALIAÇÃO DE RISCO À INUNDAÇÃO COMPOSTA PARA A CIDADE DE RECIFE EM CENÁRIOS CLIMÁTICOS ATUAIS E FUTUROS

Lino, A. P.¹; Vousdoukas, M.², Voukouvalas, E.²; Mentaschi, L.²; Pereira, P. S.³;

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, Recife, Pernambuco, CEP 50.740-530. Brasil. e-mail: andersonp.lino@gmail.com

² Joint European Research Centre (JRC), Institute of Environment and Sustainability (IES), Climate Risk Management Unit, European Commission, Via Enrico Fermi 2749, 21027 - Ispra, Italy

³ Laboratório de Oceanografia Costeira, Coordenadoria Especial de Oceanografia, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, Trindade – Florianópolis – SC, CEP: 88040-900. Brasil. e-mail: pedro.pereira@pq.cnpq.br

RESUMO

É esperado que as mudanças climáticas modifiquem a frequência e intensidade de eventos extremos ocasionando consequências como inundações mais catastróficas por eventos compostos, principalmente na zona costeira de baixas altitudes. Assim, o presente trabalho objetivou entender quanto importante é a inundação composta para Recife e como isso mudará em cenários futuros. Para tal, utilizou-se o modelo Delft-3D para as simulações. Como dados de entrada foram utilizados níveis totais de água e descarga fluvial para um evento de período de retorno de 100 anos, além de elevação do nível médio do mar para o cenário atual e cenários futuros (RCP 4.5 e RCP 8.5). Os resultados mostram que para o cenário atual, um evento composto produziria uma zona inundável de 38,24 km². As principais áreas atingidas se configuram como de maior adensamento populacional e importância comercial. A exclusão da descarga fluvial subestima as áreas alagáveis em 17%. Para os cenários futuros, com e sem o aumento do nível do mar, as projeções mostram um incremento das áreas atingidas e das profundidades de inundação. No cenário mais pessimista, estima-se uma elevação de cerca de 60% de áreas afetadas comparadas ao cenário atual. Sendo assim, Recife caracteriza-se como vulnerável à ocorrência de um evento composto, seja no cenário atual ou futuro, mostrando a necessidade da avaliação desse tipo de evento para a mitigação e/ou adaptação de desastres costeiros que possam vir a ocorrer na região.

Palavras-chave: Mudanças climáticas; Modelo Delft3d; Modelagem numérica; Inundação Costeira

ABSTRACT

It is expected that climate change will modify the frequency and intensity of extreme events causing consequences as more catastrophic floods by compound events, especially in the low-lying coastal areas. Thus, this study aimed to understand how important compound flooding is for Recife and how this will change in the future. For this, the Delft3d model was used for the simulations. As input data were used total water levels and river discharge for a 100-year return period event and mean sea level rise for the present and future scenarios (RCP 4.5 and RCP 8.5). The results show that a compound event would produce a flood extent of 38.24 km² in the present scenario. The main areas affected were the most populated and with economic importance. The river discharge exclusion highlights an underestimation of flooded extent and depths by 17%. For future scenarios, with and without sea level rise, projections show an increase of affected areas and flood depths. In the pessimistic scenario, an estimated 60% increase in affected areas is estimated compared to the present scenario. Therefore, Recife is characterized as a vulnerable area to the occurrence of a compound flooding event, either in the present or future scenario, showing the importance to evaluate this type of event for the mitigation and/or adaptation of coastal disasters that may occur.

Keywords: Climate changes; Delft3d; Numerical modeling; Coastal flooding.

1 INTRODUÇÃO

Mundialmente as inundações afetam cerca de 2,3 bilhões de pessoas, trazendo prejuízos sociais e econômicos, sendo considerado como o desastre natural mais dispendioso e perigoso (PALL et al., 2011; WAHLSTROM; GUHA-SAPIR, 2015). Registros de 1915-2015 mostram que 157 mil pessoas morreram em eventos associados a inundações e que mais de \$1 trilhão de dólares foram dispendidos (1980-2013) em perdas, onde as áreas de ocorrências caracterizam-se como regiões costeiras de baixa altitude, com elevada densidade populacional (WAHLSTROM; GUHA-SAPIR, 2015; RE, 2014).

Assim, as regiões costeiras se caracterizam como áreas de interesse para serem estudadas devido à sua exposição a diversos fatores como nível total de água, maré meteorológica, precipitação e descarga fluvial (LEONARD et al., 2014; HENDRY et al., 2019). Geralmente, cada um desses fatores como forçante de inundação acaba por ser analisado de

forma isolada. No entanto, nas regiões costeiras propícias à esses eventos, é comum a ocorrência de duas ou mais circunstâncias, caracterizando assim um evento composto, já que estes estão correlacionados naturalmente (IPCC, 2014; WAHL et al., 2015; MOFTAKHARI et al., 2017; GAUR; GAUR; SIMOVIC, 2018; HENDRY et al., 2019). Nestas regiões os impactos socioeconômicos da inundação são agravados principalmente no futuro, dado o desenvolvimento, aumentando a vulnerabilidade dos centros econômicos importantes e população exposta (ALFIERI et al., 2015; FENG et al., 2018). Além do mais, estudos mostram que tais regiões podem esperar surtos mais intensos desse tipo de evento (LIN; EMANUEL, 2016; WAHL et al., 2015).

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) define eventos compostos ou múltiplos como: (a) ocorrência simultânea e/ou consecutiva de dois ou mais eventos extremos; (b) combinação de eventos extremos em condições subjacentes que ampliam o impacto; ou (c) pela combinação de eventos que não se caracterizam como extremos, no entanto, em sua atuação conjunta com outro evento, eleva-se ao nível de extremo (SENEVIRATNE et al., 2012). Outros autores também utilizam-se de definições semelhantes associadas às citadas acima (IPCC, 2014; LEONARD et al., 2014; MEHRAN et al., 2017; GAUR; GAUR; SIMOVIC, 2018; HENDRY et al., 2019), onde as consequências podem atingir níveis catastróficos, se combinados, seja em um evento isolado ou em acontecimentos sucessivos.

KOPP et al. (2017), considerando o cenário futuro de mudanças climáticas, afirma que a probabilidade e frequência de ocorrência podem se intensificar caso haja uma tendência de alteração nos fatores de precipitação, temperatura, nível médio do mar, assim como também na ocorrência de eventos extremos, o que torna necessário um entendimento mais profundo acerca do tema, principalmente sobre seus impactos.

Nos últimos anos diversos estudos acerca do tema, considerando pelo menos duas variáveis, vêm sendo realizados, e.g. Estados Unidos (WAHL et al., 2015), China (FENG et al., 2017), Itália (BEVACQUA et al., 2017), Austrália (KUMBIER et al., 2018; WU et al., 2018), Europa (PAPROTNY et al., 2018), Holanda (KHANAL, 2018), Inglaterra (HENDRY et al., 2019).

No Brasil, poucos são os estudos levando em consideração os impactos nas cidades costeiras frente às mudanças climáticas (PBMC, 2016). O relatório complementa que os estudos são pontuais e de objetivos variados, impossibilitando o entendimento das mudanças climáticas nestas áreas.

Para Recife, Costa et al. (2010) mostram que essa cidade é uma das mais vulneráveis à mudança climática, principalmente em relação ao aumento do nível médio do mar, dada suas características fisiográficas e demais problemas referentes à inundação.

A partir do histórico de inundações, encontram-se registros desde o século XIX para a região, onde seu período de ocorrência dá-se principalmente durante os períodos de inverno, sendo a sua maioria ocasionada pela concomitância de alta pluviometria com consequente aumento de vazão do Rio Capibaribe junto à preamar da maré de sizígia. Como exemplo pode-se citar a de 1975, que é considerada a calamidade do século e atingiu 50% da área urbana da cidade, com 31 bairros, 370 ruas e praças totalmente submersas.

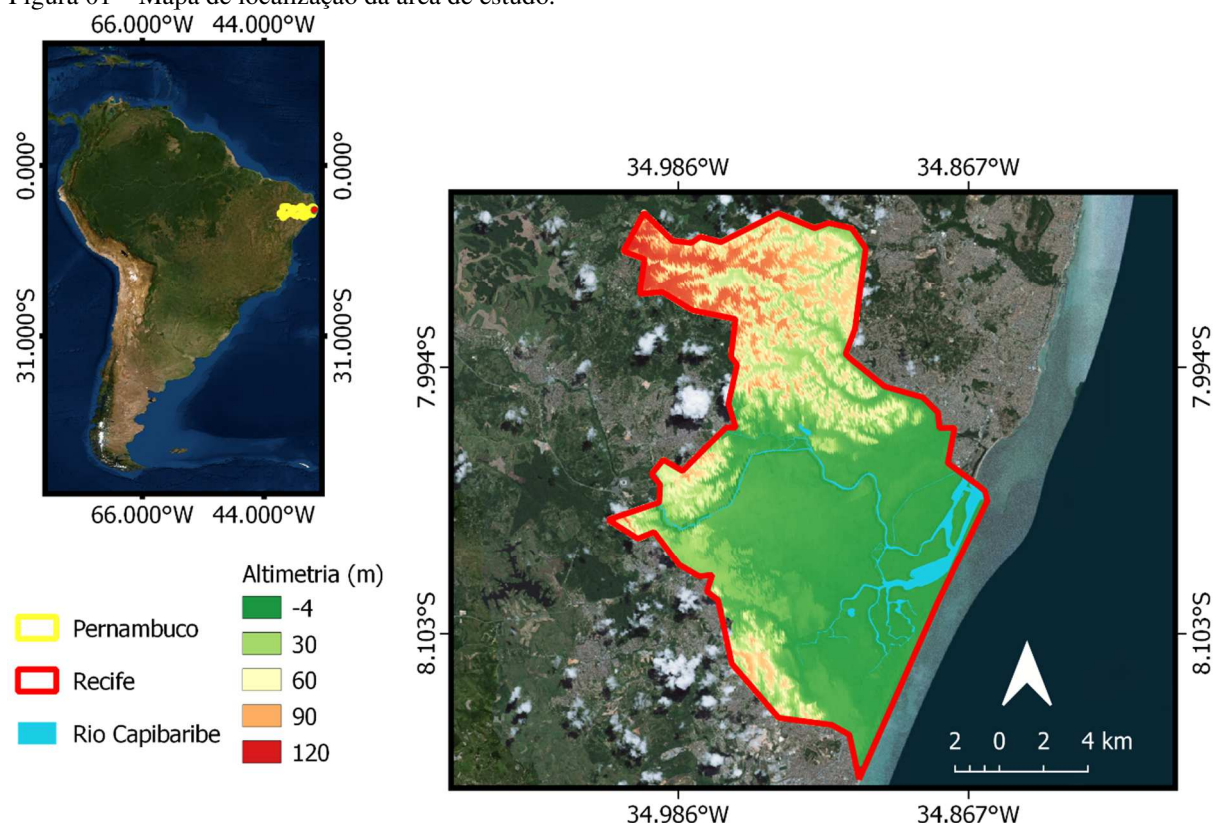
Assim, como a avaliação de risco à inundação composta associada à elevação do nível do mar mostra-se importante para o entendimento e adaptação de desastres naturais costeiros, o presente trabalho buscou entender a importância de inundações compostas para Recife, analisando as mudanças em cenários climáticos atuais e futuros.

2 METODOLOGIA

2.1 Área de Estudo

Recife, capital de Pernambuco, localiza-se entre as latitudes 7,930°S e 8,161°S e longitude 34,858°W e 35,014°W e apresenta uma área de 218,43 km² (Figura 01). É a cidade mais populosa do estado, apresentando, de acordo com o Censo 2016, 1.625.583 habitantes, o que corresponde a cerca de 16,35% da população do estado e 41,25% da Região Metropolitana (IBGE, 2019).

Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: O autor.

As condições hidrodinâmicas se caracterizam por um regime de maré semidiurno, com média de 2,07 m na sizígia e 0,97 m na quadratura. O clima de ondas é predominante com direção SE, com altura significativa variante de 1,5 a 2 m e período de 8 a 10 s (FINEP/MAI, 2009; PEREIRA; NOGUEIRA NETO, 2015; DHN, 2017).

O clima, de acordo com a classificação de Koppen, é classificado como Ams', com temperaturas médias de 25°C e 30°C $\pm$ 5°C, apresentando precipitação principalmente no verão e outono do hemisfério sul, com uma média anual de 2050 mm (KÖPPEN, 1948; FARIAS, 2003; MANSO et al., 2006), sendo os meses de maio a julho aqueles com maior volume médio (WANDERLEY et al., 2018).

Quanto à sua morfologia, são encontrados paralelos à costa, na zona de surfe e antepraia, recifes de arenito com largura variável de 2 a 4 m (SILVA, 2002; MANSO et. al, 2006; COSTA et al., 2016). Recife ainda se caracteriza por apresentar áreas que se encontram ao nível do mar ou abaixo dele, em alguns pontos da cidade.

A cidade é conhecida por Veneza brasileira, por possuir diversos rios e canais cortando o seu relevo. Destes, o principal é o Rio Capibaribe, que apresenta uma extensão de 250 km, passando por 42 municípios e tem a sua foz em Recife.

2.2 Dados

Como dados de entrada foram utilizados nível de água (TWL) (maré astronômica, onda de tempestade e sobre-elevação por onda), descarga fluvial, aumento do nível do mar, além de dados altimétricos e batimétricos.

Os dados altimétricos são provenientes de imagens *Lidar*. Para tal, foi feito um refinamento da grade com uma resolução de 10 m horizontal e 0,15 m vertical, ambos com $p < 0,05$. Nas áreas dos canais foi feito um maior refinamento, com resolução de 1 m. Já a batimetria utilizada foi do Projeto MAI/Vulspe (FINEP/UFPE, 2009), que é composta por 211 perfis perpendiculares de 4 km até a isóbata de 20 m e 2 perfis paralelos.

Os dados de maré são referentes ao marégrafo do Porto de Recife e são disponibilizados em frequência horária pela DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação). Estes foram utilizados para cálculo das previsões futuras baseando-se em análise harmônica.

Medições de descarga com frequência diária, oriundos da estação fluviométrica São Lourenço da Mata II ($7^{\circ} 59' 54,96''\text{S}$ e $5^{\circ} 2' 21,12''\text{W}$), disponibilizada pela Agência Nacional da Águas (ANA), também foram utilizadas como condições de borda no modelo. Essa estação é a única com série histórica próxima à Recife. Os dados foram filtrados a fim de se excluir dados espúrios e calculados os períodos de retorno.

Para os dados de maré e descarga fluvial, foram feitas análises de valores extremos, utilizando a metodologia proposta por Mentaschi et al. (2016), sendo considerado para este trabalho o evento de 100 anos de período de retorno. A metodologia proposta faz a transformação de uma série não-estacionária em estacionária e consequente transformação inversa do resultado em uma distribuição de valor extremo não-estacionário.

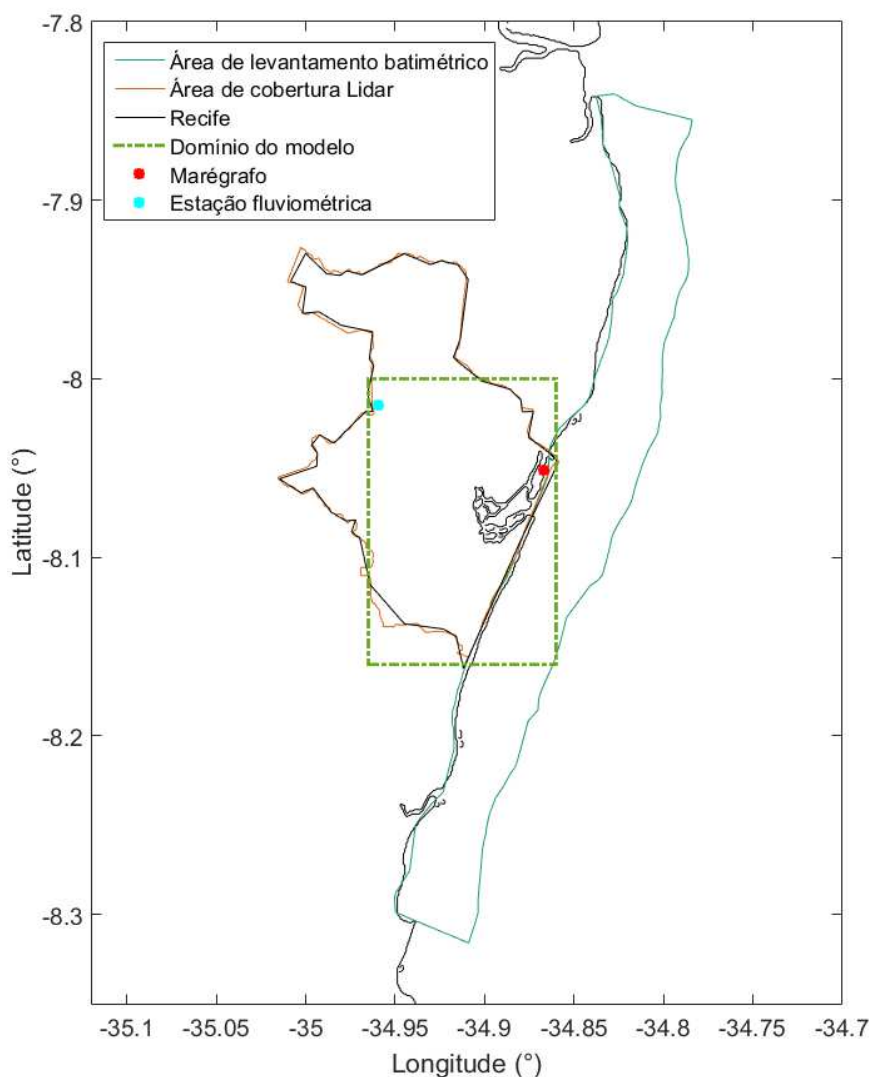
O nível total de água (TWL) é dado pela combinação do nível médio do mar, maré, sobre-elevação por onda e onda de tempestade (VOUSDOKAS et al., 2016). Sendo assim, para composição dos casos, selecionou-se dados de onda de tempestade, sobre-elevação por onda e elevação do nível do mar provenientes do catálogo de dados *do Joint Research Centre* (JRC) (VOUSDOKAS et al., 2018), que criou projeções até o ano de 2100 baseados nos RCP 4.5 e RCP 8.5, além da base atual. Os dados são disponibilizados em 3 percentis (5, 50 e 95) por década para 20865 localidades, dados em latitude e longitude. Sendo assim, foram utilizados os referentes ao percentil 95 para a região de Recife nas décadas de 2050 e 2100 e para o cenário atual.

2.3 Modelagem hidrodinâmica

Para o presente trabalho, a simulação de inundações deu-se através de modelagem hidrodinâmica composta através do Delft-3D módulo Flow. Este faz simulações de fluxo e transporte instáveis de profundidade média, utilizando forçantes meteorológicas (DELTARES, 2014).

A estrutura foi definida em um domínio compreendendo a área de cobertura dos dados, selecionando-se na parte altimétrica os pontos com cota máxima de 10 m (Figura 02). A resolução espacial final foi de 10 m. Utilizou-se a interface gráfica *Delftdashboard* para criar e pré-processar os dados de entrada para o modelo.

Figura 02 – Esquematização da malha de cobertura utilizada associada às disposições dos pontos de entrada do modelo.



Fonte: o autor.

A modelagem visou gerar condições hidrodinâmicas (TWL e descarga) e áreas inundáveis. Assim, foram gerados como dados de saída do modelo extensões máximas e profundidades de inundação. O limite do modelo oceânico foi implementado com séries temporais de TWL, enquanto o limite a montante com séries temporais de descarga fluvial do Rio Capibaribe.

Para a fricção de fundo, foi utilizado o coeficiente de Manning. O limite de profundidade para alagamento da célula foi de 0,01 m. O passa-tempo utilizado foi de 0,025 min. Um melhor detalhamento dos dados de entrada, configuração e dados de saída do modelo são apresentados na Tabela 01.

Tabela 01 – Detalhamento dos dados de entrada, configuração e dados de saída do modelo.

Domínio	
Módulo	<i>Flow</i>
Tipo de grade	Cartesiano, regular
Resolução horizontal	10 m
Altimetria	Lidar
Batimetria	Lidar (10 m), VULSPE/MAI (50 m)
Condições de borda	Nível (maré, onda de tempestade e sobre-elevação por onda) Descarga fluvial Aumento do nível médio do mar
Resultados	Nível da água, Profundidade de inundação, Velocidade de Fluxo

Fonte: o autor.

A fim de estabilizar as simulações, estas foram feitas utilizando pelo menos três dias anteriores do período de interesse. A calibração foi realizada manualmente, de forma iterativa, buscando a melhor configuração para reproduzir os casos. Os dados de entrada foram inseridos de forma gradual, a fim de evitar erros no modelo.

A validação e calibração foram realizadas utilizando o coeficiente de determinação (R^2) e Erro Médio Quadrático (RMSE) e Erro Médio Quadrático Normalizado (GE et al., 2014; MUIS et al., 2016; KUMBIER et al., 2018):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model,i})^2}{n}} \quad (1)$$

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})(X_{model,i} - \bar{X}_{Model})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{model,i} - \bar{X}_{Model})^2}} \right)^2 \quad (2)$$

$$NRMSE = \left(\frac{RMSE}{X_{obs,max} - X_{obs,min}} \right) \quad (3)$$

onde, X_{obs} e X_{model} são os valores observados e simulados no tempo i , $\bar{X}_{obs}$ e $\bar{X}_{Model}$ são as médias, e n é o intervalo de tempo.

As extensões máximas para dos experimentos de sensibilidade à inundação foram calculadas utilizando três estudos de caso primários: apenas o rio, apenas TWL e ambos. Para melhor visualizar as diferenças na profundidade de inundação e influência resultante da inclusão e exclusão da descarga do rio, o mapa de TWL foi subtraído do mapa de inundação composto.

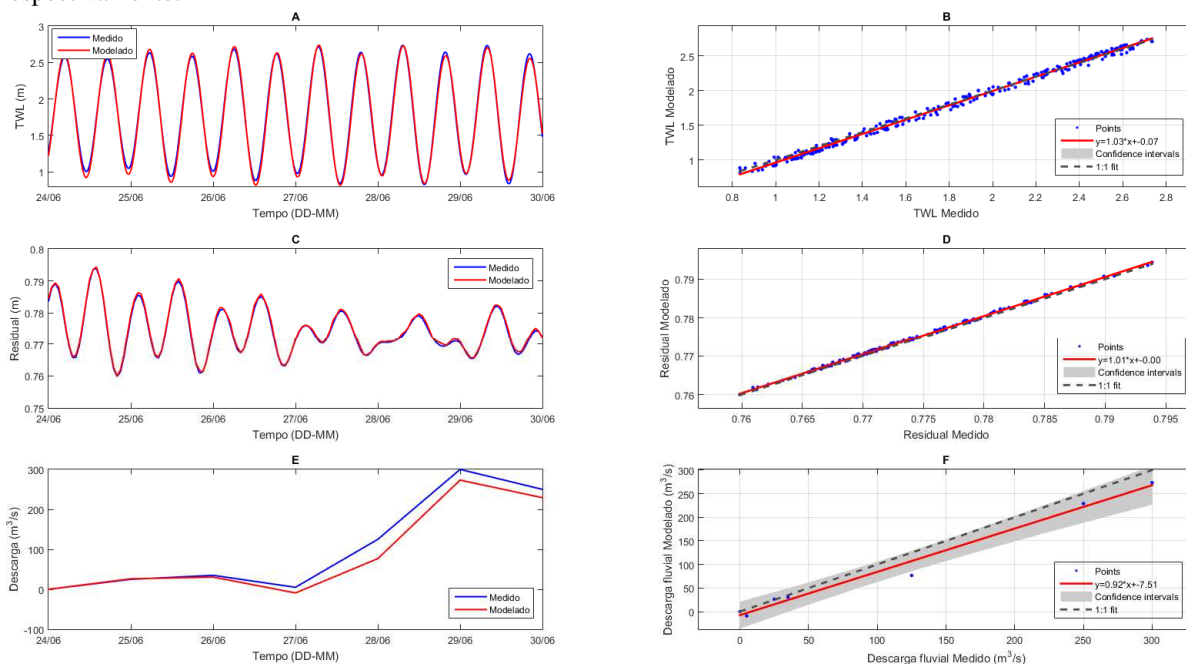
Para os cenários futuros, fez-se a simulação sem e com a elevação do nível do mar, para ambos os cenários de 2050 e 2100 e calculado as extensões máximas de inundação associada a eventos compostos. Da mesma forma, as extensões foram comparadas as condições atuais para um evento de período de retorno de 100 anos, sobrepondo-se as áreas atingidas dos RCP 4.5 e RCP 8.5, uma vez que este último apresenta uma área de influência maior.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Cenário Presente

Séries temporais de TWL e residual (onda de tempestade e sobre-elevação por onda), para o Porto de Recife, e descarga fluvial modelada e observada são comparados na Figura 03, sendo utilizado como condições de borda aberta o nível total de água e descarga fluvial. A Tabela 02 lista a análise quantitativa a partir dos coeficientes estatísticos dos resultados obtidos.

Figura 03 – Gráfico comparativo e de dispersão mostrando a correlação entre os dados medidos (azul) e modelado (vermelho) para Nível Total de Água (TWL) (A e B), Residual (C e D) e Vazão (E e F), respectivamente.



Fonte: o autor.

Tabela 02 – Estatística de R^2 , RMSE e NRMSE entre o Nível Total de Água, Residual e Descarga fluvial modelado e observado.

	R^2	RMSE	NRMSE
TWL	0,09936	0,0463	0,023
Residual	0,9946	0,009	0,015
Descarga Fluvial	0,95	22,9	0,07

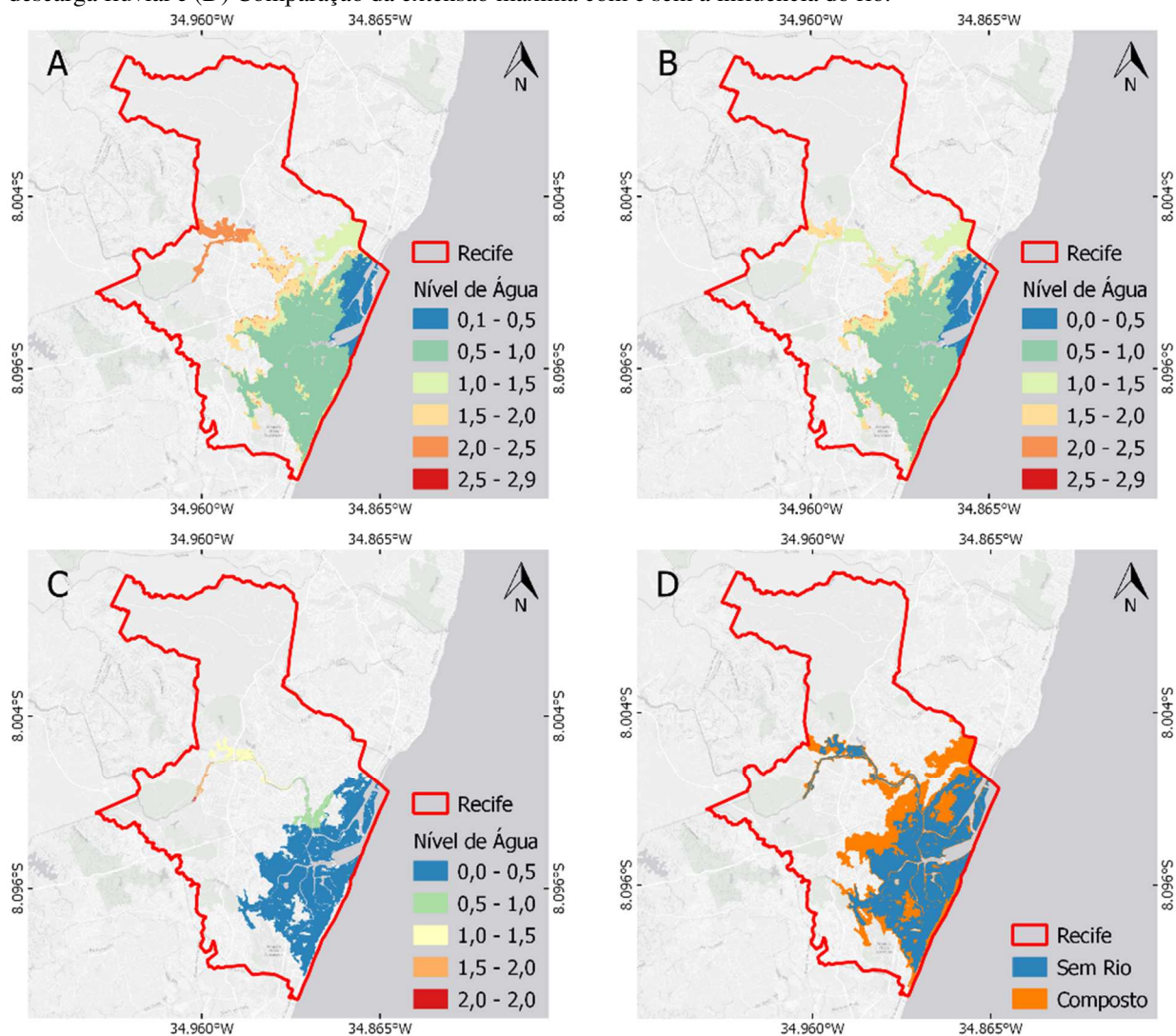
Fonte: O autor.

O pico máximo de TWL e residual apresentaram-se com altura de 2,73 m e 0,79 m, e uma diferença de 0,06 m e 0,02 m dos dados medidos, sendo a diferença dada por superestimação (Figura 03 A e C). A maior variação observada foi em relação à descarga fluvial, que mostrou uma subestimação de até 26 m³/s, sendo influenciada diretamente pela entrada de onda de maré, além da configuração fisiográfica do rio. No entanto, as análises estatísticas (Tabela 02 e Figura 03B, D e F) mostram que a comparação das velocidades máximas de corrente medidas e modeladas demonstrou uma boa reprodução da hidrodinâmica estuarina. Sendo assim, o modelo apresenta boa concordância com os dados observados.

Para o evento reproduzido em um cenário climático atual, o desenvolvimento do modelo de inundação, dado a partir do incremento de vazão, apresentou pontos de alagamento a partir do acúmulo de 3 horas do pico de enchente, tendo uma área de extensão máxima de 38,2 km²

(Figura 04A). Os locais mais atingidos foram principalmente os bairros da zona oeste, central e sul.

Figura 04 – Nível de água máximo computado em cada cenário: (A) Composto, (B) Somente TWL, (C) Somente descarga fluvial e (D) Comparação da extensão máxima com e sem a influência do rio.



Fonte: o autor.

Em uma análise geral, por proximidade de pixel, observou-se superestimação das áreas inundáveis (0,5 m), principalmente próximo ao ponto de entrada de descarga fluvial no modelo. Assim, os pontos em um raio de 50 m não foram considerados para os cálculos de extensão máxima. Foram somente considerados os pontos que apresentaram pelo menos um nível de 10 cm acima do normal, classificado como inundado. Da mesma forma, uma pequena superestimação das áreas alagáveis, com máximos e 0,15 m na parte oeste, região correspondente à várzea, e 0,1 m na parte sul, nas áreas de mangue, também foram identificadas (Figura 4).

Associado, foi simulado ainda a extensão de inundação máxima sem a influência do rio e apenas com descarga fluvial (Figura 04B-C, respectivamente). A Figura 04D, mostra a extensão máxima com e sem influência de descarga fluvial. Os resultados são mostrados na Tabela 03.

Tabela 03 – Extensão máxima computada em cada cenário.

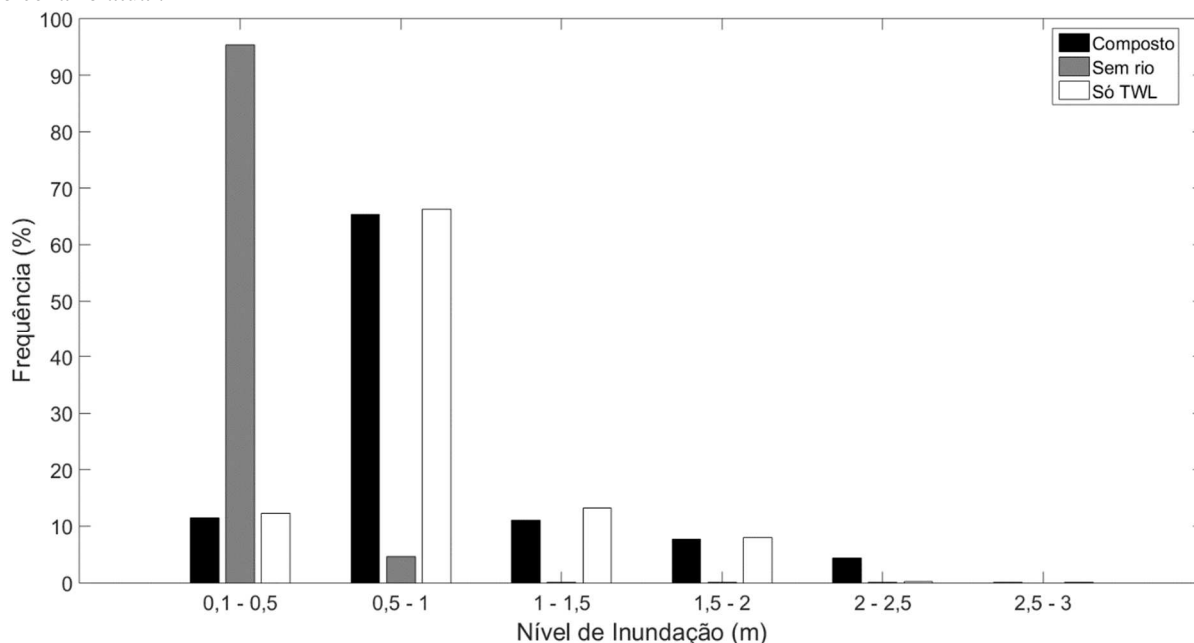
Extensão máxima de inundação (km²)	
Composto	38,24
Sem descarga fluvial	32
Somente o rio	22,39

Fonte: O autor.

Observou-se que a exclusão da descarga fluvial apresenta uma subestimação da área inundada de cerca de 17%, atingindo uma extensão máxima de 32 km². Incluindo e excluindo-se os dados de descarga fluvial, foi computada uma diferença de elevação máxima de 0,5 m, acima do nível, quando incluído uma descarga mais expressiva do rio, mostrando que exclusão da descarga causou também uma subestimação dos níveis máximos de água.

Analisando a intensidade de inundação em cada modelo, nota-se que a descarga fluvial associada ao nível total de água influencia espacialmente de forma heterogênea a região analisada (Figura 05). Quando se analisa a inundação ocasionada pela ação do rio isoladamente, nota-se que esta apresenta uma extensão máxima de 22,39 km², equivalente a 41,4% abaixo da área atingida pelo modelo composto. Nota-se ainda que seu nível máximo frequente é de 0,1 a 0,5 m (95% da área computada), tendo como principal área atingida a zona estuarina e regiões vizinhas, na porção sul e valores mais elevados nas porções oeste, que corresponde a zonas de várzea, e central. Sendo assim, este mostra influência no nível de inundação decrescente no sentido montante-jusante.

Figura 05 – Comparativo da frequência de profundidade de inundação obtida através da intensidade de pixel para o cenário atual.



Fonte: O autor.

Já os níveis encontrados somente com nível total de água, mostram maior influência na zona estuarina e manguezal. A característica encontrada justifica-se por a área em questão representar as áreas com menor altitude, apresentando pontos de até 4 m abaixo do nível do mar, dada análise da topografia por *Lidar*. O índice de inundação aumenta em sentido ao continente, mostrando pontos de prevalência de 0,5 a 1 m (66% da área atingida), tendo seu grau de influência diminuído à montante (máximo de 8% da área atingida).

Assim, quando se analisa o evento composto, nota-se que as áreas de inundações aumentam, com picos frequente máximos de 0,1 a 1 m (equivalente a 75%), principalmente na zona estuarina e regiões próximas. A zona de várzea mostrou-se ainda sob influência direta da ação de maré, tendo um incremento de cerca de 15% na área inundada. O aumento dessa área associado ao pico de maré de sizígia dá-se pelo aprisionamento da descarga fluvial, impossibilitando o seu escoamento em direção à foz e aumentando sua taxa de sobreposição à cota máxima do canal. Trabalhos como Chen e Liu (2014), Kumbier et al. (2018) já discutiram situação semelhante. No entanto, a ocorrência do mesmo cenário associado à maré de quadratura ou até mesmo a baixa-mar de sizígia, poderia diminuir as áreas atingidas, uma vez que a onda de maré teria uma influência menor sobre a descarga, possibilitando assim uma melhor drenagem da água.

Os resultados mostram que uma vez que são atingidas as cotas máximas da margem do rio, o padrão de evolução espacial e inundação é orientada pela geometria do estuário e da

várzea e por conseguinte da área urbanizada. Assim, um fator a ser levado em consideração é a taxa de urbanização e impermeabilização do solo para a área em questão. Kobiyama et al. (2006) e Rodrigues e Listo (2016), descrevem que a associação da impermeabilização do solo a uma infraestrutura inadequada se torna agravante, principalmente nesses casos.

Sendo assim, Recife se caracteriza como uma área exposta a esse tipo de evento, uma vez que apresenta áreas que se encontram ao nível do mar ou abaixo dele, em alguns pontos da cidade, além de ser uma das regiões de maior desenvolvimento da região Nordeste e apresentar uma alta densidade populacional (7039,64 hab/km²) (IBGE, 2019). De acordo com o BDE (2019), a taxa de urbanização é de 100%, portanto se tem uma maior vulnerabilidade das áreas à inundação, principalmente aquelas referentes às planícies de inundação, de várzea e estuário, que estão em sua maior parte aterradas. Assim, se torna de maior magnitude quando ocorre a associação de um evento composto de maré de sizígia, precipitação intensa e consequente aumento de descarga fluvial.

Olbert et al. (2017) inferem que a complexidade dos mecanismos de enchente, pode ser maximizada pela influência de um componente fluvial extremo, resultante de altos fluxos pluviais, podendo assim contribuir e aumentar ainda mais a inundação em áreas litorâneas, se tornando assim um componente essencial para a avaliação de risco à inundação costeira. A consideração de eventos compostos como de extrema importância para inundações também já foi discutida por outros pesquisadores como Lian, Xu e Ma (2013), Chen e Liu (2014), Klerk et al. (2015) e Ikeuchi et al. (2017), principalmente quando se coloca em questão as mudanças climáticas, uma vez que estas sofrerão alterações em seus extremos e frequências (IPCC, 2014; VOUSDOKAS et al., 2016; ZSCHEISCHLER et al., 2018).

Projeções futuras indicam que a frequência de inundações fluviais aumentará em grandes partes do mundo e que várias áreas costeiras podem vivenciar surtos mais intensos, uma vez que quando ocorre a associação de inundação costeira e fluvial, seus impactos podem tomar proporções devastadoras do que a ocorrência isolada de uma delas (LIN; EMANUEL, 2016; WAHL et al., 2015).

Os danos nessas áreas não seriam apenas ambientais. Essas regiões são caracterizadas por apresentar uma alta densidade populacional e a presença de importantes serviços econômicos, como ocorre em Recife. Tais áreas vêm aumentando atualmente, principalmente dado ao desenvolvimento econômico. Sendo assim, os impactos socioeconômicos também devem ser levados em consideração, uma vez que a ocorrência de um evento composto ou apenas a elevação do nível médio do mar, aumentaria demasiadamente o número de

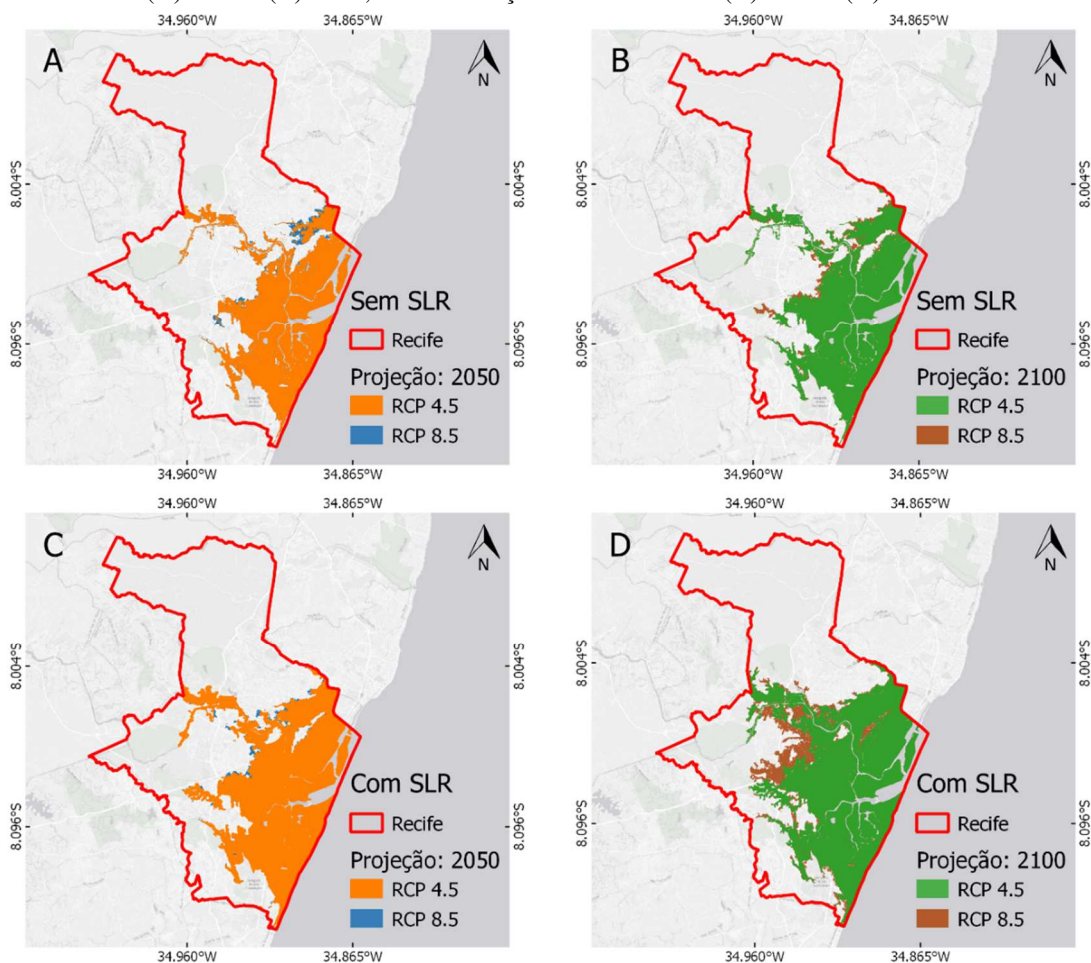
infraestrutura e população vulnerável exposta/atingida (ALFIERI et al., 2015; FENG et al., 2018).

Sendo assim, dados os impactos atuais inferidos através da modelagem, com os resultados mostrando a vulnerabilidade das áreas atingidas se caracterizando como aos bairros de maior densidade populacional e abrigo de importantes polos econômicos, no próximo tópico será discutido a caracterização futura de eventos compostos para a cidade de Recife.

3.2 Cenários Futuros

Foram modelados 8 cenários futuros (RCP 4.5 e RCP 8.5) sobrepostos para análise de risco à inundação composta para Recife (Figura 06). A Figura 06A-B mostra as extensões máximas de inundação para 2050 e 2100 sem elevação do nível do mar, e a Figura 06C-D com elevação para o mesmo período nos RCP 4.5 e RCP 8.5, respectivamente. A Tabela 04 mostra os valores quantitativos de área máxima de extensão.

Figura 06 – Comparação das extensões máximas computadas com para os RCP 4.5 e RCP 8.5: sem elevação do nível do mar (A) 2050 e (B) 2100; e com elevação do nível do mar (C) 2050 e (D) 2100.



Fonte: O autor.

Tabela 04 – Extensão máxima computada em cada cenário

Cenário	Projeção	Área (km ²)	
		Sem SLR	Com SLR
RCP 4.5	2050	38,8	44,4
	2100	42,9	52,4
RCP 8.5	2050	40,5	46,3
	2100	43,6	61,2

Fonte: O autor.

As projeções mostram um incremento de área inundável dado os cenários futuros, mesmo sem a elevação do nível do mar, para todos os RCPs. As simulações sem o aumento para o RCP 4.5 de 2050 e 2100, mostram uma elevação de áreas inundáveis equivalente a aproximadamente 1,45% (total = 38,8 km²) e 12,18% (total = 42,9 km²), respectivamente (Figura 06A-B). Já para o RCP 8.5 de 2050 e 2100, o incremento seria de cerca de 5,9% (total = 40,5 km²) e 14,01% (total = 43,6 km²) (Figura 06A-B). É perceptível uma maior taxa de inundação nas áreas de baixa latitude.

Os cenários sem elevação do nível do mar, se assemelham ao cenário atual, no entanto, mostrando uma maior concentração de área atingida junto às zonas sul, central e oeste, tendo ainda um maior aumento na zona central. A extensão máxima nas áreas de várzea também mostra um incremento. Uma outra área, zona norte, também deve ser destacada, onde parte desta poderá sofrer maior extensão de inundação, quando comparado ao cenário atual.

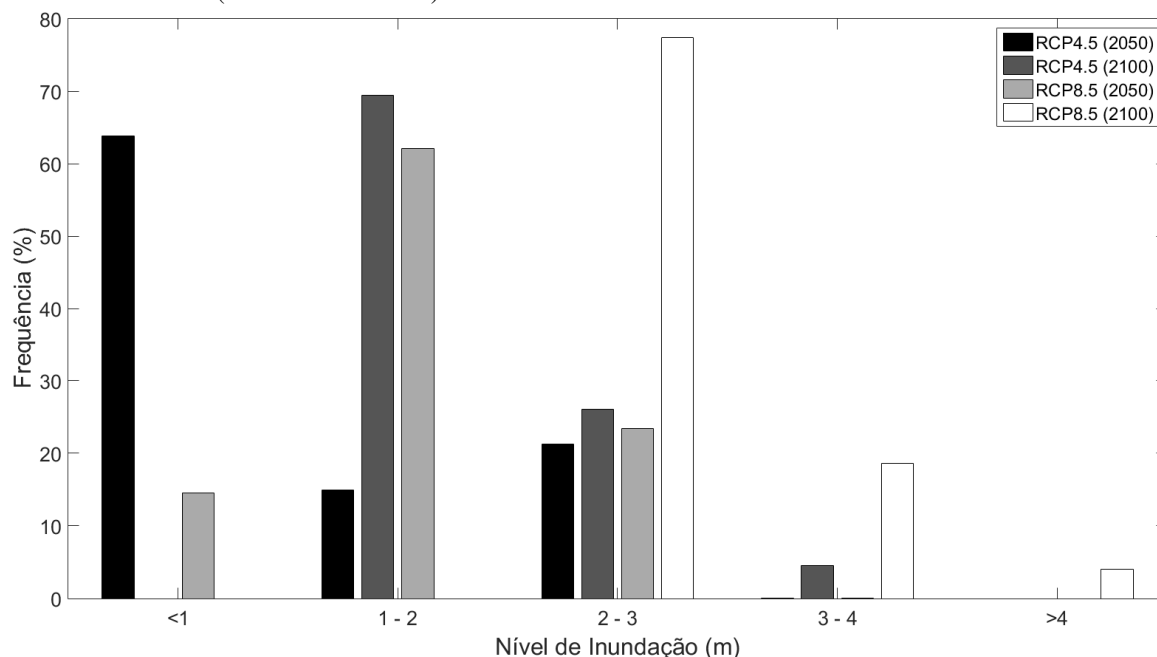
Levando em consideração a elevação do nível do mar, esses valores são mais expressivos ainda. Para o RCP 4.5 (0,37 – 0,94 m), estima-se um aumento de áreas propensas à inundação de 16,2% (total = 44,4 km²) e 21% (total = 52,4 km²) para 2050 e 2100, respectivamente. Já para o RCP 8.5 (total = 0,54 – 2,15 m) esses valores sobem para 37,2% (total = 46,3 km²) e 60% (61,2 km²).

No cenário mais pessimista, as áreas correspondentes as zonas oeste, central e norte apresentaram configurações mais extremistas, com níveis de água atingindo maior parte das áreas.

Além da extensão territorial máxima, o maior dano dá-se pela elevação do nível de inundação (Figura 07). As áreas de menor altitude, apresentaram incremento superior a 0,5 m para todos os cenários. No RCP 8.5 de 2100, encontram-se pontos com elevação superior a 4 m (6% da área atingida), estes se apresentando em sua maior parte nas zonas de várzea. Sua

maior concentração de nível de inundação deu-se em valores de 2 a 3 m (80% da área atingida), principalmente nas zonas de baixa latitude e novamente correspondendo às áreas que abrigam maior densidade populacional e setores econômicos importantes.

Figura 07 – Comparativo da frequência de profundidade de inundação obtida através da intensidade de pixel para os cenários futuros (RCP 4.5 e RCP 8.5).



Fonte: O autor.

No geral, a média de inundação dá-se de forma crescente, sentido continente, onde a associação do nível de água junto à descarga fluvial intensifica os níveis e áreas atingidas. O cenário intermediário para (RCP 4.5) apresentou-se de forma semelhante nas áreas centrais da cidade, com elevações máximas de 2 a 3 m (21 - 23% da área atingida), comportando-se como o do cenário mais leve do RCP 8.5 (26 % da área atingida).

Os resultados mostram que as áreas inundáveis apresentam uma certa heterogeneidade, independentemente de sua configuração urbana. Mesmo com a menor elevação do nível do mar, dado um evento composto, as áreas que abrigam até mesmo a população de maior poder aquisitivo são atingidas. O tipo de urbanização presente na configuração da cidade atualmente se mostra como um importante fator ao aumento de vulnerabilidade dessas áreas, uma vez que a maior parte destas, que funcionariam como planícies de inundação do Rio Capibaribe, encontram-se urbanizadas e totalmente impermeabilizadas.

A configuração hidrográfica da cidade, que é altamente complexa, age como um catalisador de uma situação extrema, uma vez que toda a cidade é cortada por canais primários, secundários e terciários, tanto do Rio Capibaribe, como do Rio Beberibe. Essa disposição

hidrográfica, associada a prejuízos ocasionados pela população, como o despejo de lixo nas ruas e canais, tornam ainda mais elevada a vulnerabilidade da cidade a um evento composto, uma vez que a impermeabilização por estes ocasionada, pode aumentar os níveis de áreas susceptíveis.

Costa et al. (2010), em um estudo sobre a vulnerabilidade e impactos associados à elevação do nível do mar para a Região Metropolitana de Recife, encontrou como resultado para um cenário com elevação de 0,5 m, uma área atingida de cerca de 25,38 km² e de 33,71 km² para o cenário de elevação de 1 m. Os resultados ainda mostram que a maior parte das construções se encontram dentro das áreas mais propensas à inundação, se comportando assim como de alta vulnerabilidade à elevação do nível do mar.

Um outro ponto que deve ser mencionado é a sociedade de menor poder aquisitivo. Estes encontram-se mais vulneráveis, principalmente aqueles que vivem em zonas ribeirinhas, pois dado o seu poder financeiro, vivem em condições precárias e não estariam aptos a terem uma proteção maior caso ocorra um evento composto extremo, como relatado pelo PBMC (2016).

Somente o aumento do nível do mar, já traria consequências como a dificuldade de dispersão de efluentes urbanos, aumentando a poluição da água, como descrito por Zee (2008). Isso traria consequências sanitárias graves para toda a população, atingindo principalmente a população pobre. Nichols et al. (2011) afirma que a exposição socioeconômica se traduziria em impactos catastróficos caso não ocorresse qualquer estratégia de adaptação, fazendo com que as pessoas se tornassem refugiados ambientais com risco real de deslocamento. Sendo assim, esse fator associado a um segundo componente traria consequências ainda maiores em cenários futuros mais extremistas.

Barnard et al. (2019), em estudo semelhante para a costa urbanizada da Califórnia, encontrou incremento nas taxas de zonas suscetíveis à inundação dado a inclusão de fatores como tempestade, e aumento do nível do mar esperado até 2100 (0,5 – 2 m), em faixas de 16% para um evento de menor período de retorno e de 57% associado a um evento de 100 anos. Sendo assim, explícita a escala alarmante dos impactos em cascata que tais tipos de evento poderiam trazer à sociedade, como fechamento de portos e empresas e interrupção de serviços.

Da mesma forma, Feng et al. (2018) avaliando o risco de inundação por evento composto em Rongcheng (China), averiguou que a elevação do nível do mar aumentaria o desastre da inundação, sendo amplificada entre 3% e 11% em 2050 (0,17 – 0,38 m) e entre 5% a 20% em 2100 (0,26 – 0,82 m), sendo as áreas residenciais e agrícolas mais vulneráveis.

Portanto, no geral, as consequências a longo prazo perante a população e infraestrutura exposta, tornam-se ainda mais amplificadas quando se leva em consideração a elevação do nível do mar associado a eventos episódicos como tempestades, nível do rio e pico de maré astronômica, pois essa combinação de níveis dinâmicos pode ainda aumentar a frequência e o volume de inundação nos anos futuros (IKEUCHI et al., 2017; KLERK et al., 2015; SANTAMARIA-AGUILAR; ARNS; VAFEIDIS, 2017, VITOUSEK et al., 2017; WAHL et al., 2015). Sendo assim, os resultados mostram que a avaliação de eventos compostos se caracteriza como crítica e essencial para o gerenciamento costeiro, principalmente para a cidade de Recife, uma vez que esta se configura como altamente vulnerável a tal tipo de evento.

4 CONCLUSÃO

O presente estudo visou avaliar a importância da análise de eventos compostos resultantes da interação de TWL, vazão fluvial e elevação do nível do mar para diferentes cenários atuais e futuros de RCP 4.5 e 8.5, em Recife - PE. Os dados de *Lidar* foram essenciais para uma avaliação mais precisa dada a sua alta resolução.

Os resultados mostram que a exclusão da descarga fluvial subestima as áreas inundáveis em até 17% e que o aumento do nível do mar aumenta o risco de inundação principalmente das zonas de baixa latitude. Os níveis de inundação dão-se principalmente no sentido oceano continente, tendo as zonas de mangue e várzea maior sensibilidade.

As áreas mais atingidas se configuram como aquelas de maior adensamento populacional e importância comercial, implicando assim em grandes impactos socioeconômicos. Traduzindo em zonas, a sul, central e oeste são as mais afetadas no cenário atual dado um evento de período de retorno de 100 anos. A zona norte apresenta um incremento de área atingida associado à elevação do nível do mar, sendo mais afetada no cenário mais pessimista.

Sendo assim, nota-se a importância da análise de eventos compostos, principalmente nas zonas costeiras, uma vez que a incorporação da descarga fluvial foi demonstrada como crucial para simular a extensão das inundações dos eventos simulados, onde estes mostraram que os mecanismos de forçantes interagem entre si e, em conjunto, causam padrões maiores de níveis de inundação, já que aumentam os níveis de água durante os eventos compostos atuais e futuros. Portanto, a avaliação de risco de inundação integrada ao aumento do nível do mar é vital para a mitigação e adaptação de desastres costeiros, principalmente em se tratando de Recife, que se mostrou altamente vulnerável a esse tipo de evento.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem: a CAPES, pelo apoio através do Programa Pesquisador Visitante Especial no âmbito do Projeto 88887.125318/2015-00, pela disponibilização da bolsa no Programa Sanduiche e pela bolsa de estudo no país; Ao Joint Research Centre pelo auxílio durante o período sanduíche; ao Laboratório de Oceanografia Geológica da UFPE, pela disponibilização dos dados de batimetria; à Secretaria de Meio Ambiente do Estado de Pernambuco e à Secretaria de Meio Ambiente da Prefeitura do Recife pela disponibilização dos dados *Lidar*.

REFERÊNCIAS

ALFIERI, L. et al. Ensemble Flood Risk Assessment in Europe under High End Climate Scenarios. **Global Environmental Change**, v. 35, p. 199–212, nov. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.09.004>>.

BARNARD, P. L. et al. Dynamic Flood Modeling Essential to Assess the Coastal Impacts of Climate Change. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, 13 mar. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41598-019-40742-z>>.

BDE. Banco de Dados do Estado: Pernambuco. **Indicadores demográficos**. 2019. Disponível em: <http://www.bde.pe.gov.br/visualizacao/Visualizacao_formato2.aspx?CodInformacao=863&Cod=3>

BEVACQUA, E. et al. Multivariate Statistical Modelling of Compound Events via Pair-Copula Constructions: Analysis of Floods in Ravenna (Italy). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 6, p. 2701–2723, 8 jun. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-21-2701-2017>>.

CHEN, W.-B.; LIU, W.-C. Modeling Flood Inundation Induced by River Flow and Storm Surges over a River Basin. **Water**, v. 6, n. 10, p. 3182–3199, 21 out. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.3390/w6103182>>.

COSTA, M. B. S. F. et al. Vulnerability and impacts related to the rising sea level in the Metropolitan Center of Recife, Northeast Brazil. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, n. 2, p. 341-349, 2010.

COSTA, M. B. et al. Wave and Tidal Flushing in a near-Equatorial Mesotidal Atoll. **Coral Reefs**, v. 36, n. 1, p. 277–291, 2 dez. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00338-016-1525-x>>.

DELTARES: **Delft3D-FLOW: User manual.**, 2014.

DHN. Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil: **Tábuas de Maré**. 2017. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/tabuas-de-mare>>

FARIAS, V. P. De. **Estudo das águas subterrâneas na área do Complexo Médico-Empresarial da Ilha do Leite e regiões adjacentes no município de Recife-PE**. 2003. Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [s. l.], 2003. Disponível em: <<https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/6764%0A>>.

FENG, A. et al. Assessing the Inundation Risk Resulting from Extreme Water Levels under Sea-Level Rise: A Case Study of Rongcheng, China. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 9, n. 1, p. 456–470, jan. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2018.1447026>>.

FINEP/UFPE. **Monitoramento Ambiental Integrado – MAI**. Recife, BR. Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP e Universidade Federal de Pernambuco –UFPE, 457p. 2009.

GAUR, A.; GAUR, A.; SIMONOVIC, S. Future Changes in Flood Hazards across Canada under a Changing Climate. **Water**, [s. l.], v. 10, n. 10, p. 1441, 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3390/w10101441>

GE, Y. et al. Fusion of Pan-Tropical Biomass Maps Using Weighted Averaging and Regional Calibration Data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 31, p. 13–24, set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.02.011>>.

HENDRY, A. et al. Assessing the Characteristics and Drivers of Compound Flooding Events around the UK Coast. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–52, 31 jan. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-632>>.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo Demográfico**. 2019. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br>>.

IKEUCHI, H. et al. Compound Simulation of Fluvial Floods and Storm Surges in a Global Coupled River-Coast Flood Model: Model Development and Its Application to 2007 Cyclone

Sidr in Bangladesh. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, n. 4, p. 1847–1862, ago. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2017MS000943>>.

IPCC. Coastal Systems and Low-Lying Areas. In: FIELD, C. B. et al. (Eds.). **Climate Change 2014 Impacts, Adaptation, and Vulnerability**. Cambridge: Cambridge Garcez University Press, 2014. p. 361–410. Disponível em: <<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.010>>.

KHANAL, S. et al. Storm Surge and Extreme River Discharge: A Compound Event Analysis Using Ensemble Impact Modelling. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–25, 26 abr. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-103>>.

KLERK, W. J. et al. The co-incidence of storm surges and extreme discharges within the Rhine–Meuse Delta. **Environmental Research Letters**, v. 10, n. 3, p. 35005, 1 mar. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/10/3/035005>>.

KOPP, R. E. et al. Ch. 15: Potential Surprises: **Compound Extremes and Tipping Elements**. Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I. . [S.l.]: U.S. Global Change Research Program, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.7930/J0GB227J>>.

KÖPPEN, W. **Climatologia; com un estudio de los climas de la tierra**. México: Fondo de Cultura Economica, 1948. 478 p.

KOBIYAMA, M. et al. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. 1. ed. Florianópolis – SC: Editora Organic Trading, 2006. 109p. Disponível em: <<http://logatti.edu.br/images/prevencaodesastres.pdf>>

KUMBIER, K. et al. Investigating Compound Flooding in an Estuary Using Hydrodynamic Modelling: A Case Study from the Shoalhaven River, **Australia. Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 463–477, 12 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/nhess-18-463-2018>>.

LEONARD, M. et al. A Compound Event Framework for Understanding Extreme Impacts. Wiley Interdisciplinary Reviews: **Climate Change**, v. 5, n. 1, p. 113–128, 30 set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/wcc.252>>.

LIAN, J. J.; XU, K.; MA, C. Joint Impact of Rainfall and Tidal Level on Flood Risk in a Coastal City with a Complex River Network: A Case Study of Fuzhou City, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 2, p. 679–689, 14 fev. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-679-2013>>.

LIN, N.; EMANUEL, K. Grey Swan Tropical Cyclones. **Nature Climate Change**, v. 6, n. 1, p. 106–111, 31 ago. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE2777>>.

MANSO, V. do A. V. et al. Pernambuco. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro**. Brasília: MMA, 2006. p. 179–196.

MEHRAN, A. et al. Compounding Impacts of Human-Induced Water Stress and Climate Change on Water Availability. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, 24 jul. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-06765-0>>.

MENTASCHI, L. et al. Non-Stationary Extreme Value Analysis: A Simplified Approach for Earth Science Applications. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–38, 25 fev. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2016-65>>.

MOFTAKHARI, H. R. et al. Compounding Effects of Sea Level Rise and Fluvial Flooding. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 114, n. 37, p. 9785–9790, 28 ago. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1620325114>>.

MUIS, S. et al. A Global Reanalysis of Storm Surges and Extreme Sea Levels. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, 27 jun. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms11969>>.

NICHOLLS, R. J. et al. Sea-Level Rise and Its Possible Impacts given a “beyond 4°C World” in the Twenty-First Century. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 369, n. 1934, p. 161–181, 13 jan. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2010.0291>>.

OLBERT, A. I. et al. High-Resolution Multi-Scale Modelling of Coastal Flooding due to Tides, Storm Surges and Rivers Inflows. A Cork City Example. **Coastal Engineering**, v. 121, p. 278–296, mar. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.12.006>>.

PALL, P. et al. Anthropogenic Greenhouse Gas Contribution to Flood Risk in England and Wales in Autumn 2000. **Nature**, v. 470, n. 7334, p. 382–385, fev. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature09762>>.

PAPROTNY, D. et al. Compound Flood Potential in Europe. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–34, 19 abr. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-132>>.

PBMC, 2016: Impacto, vulnerabilidade e adaptação das cidades costeiras brasileiras às mudanças climáticas: **Relatório Especial do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas** [Marengo, J.A., Scarano, F.R. (Eds.)]. PBMC, COPPE - UFRJ. Rio de Janeiro, Brasil. 184 p. ISBN: 978-85-285-0345-6.

PEREIRA, P. S.; NOGUEIRA NETO, A. V. **Caracterização do clima de ondas ao largo da costa de Pernambuco a partir de dados da PNBOIA Recife**. In: XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite. Arraial do Cabo: Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, 2015. Disponível em: <http://media.wix.com/ugd/f9878c_5ecea524ef81483c8820998f479a8894.pdf>.

RE, M. **NatCat SERVICE Database**. 2014. MunichRE, Munich.

RODRIGUES, F. de S.; LISTO, F. de L. R. Mapeamento de áreas de risco a escorregamentos e inundações em áreas marginais a rodovias na Região Metropolitana de São Paulo. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 21, n. 4, p. 765–775, 11 ago. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/s1413-41522016152649>>.

SANTAMARIA-AGUILAR, S.; ARNS, A.; VAFEIDIS, A. T. Sea-Level Rise Impacts on the Temporal and Spatial Variability of Extreme Water Levels: A Case Study for St. Peter-Ording, Germany. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 4, p. 2742–2759, abr. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2016JC012579>>.

SENEVIRATNE, S. I. et al. Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment. In: FIELD, C. B. et al. (Org.). **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation**. [S.l.]: Cambridge University Press, [s.d.]. p. 109–230. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139177245.006>>.

SILVA, J. F. O. **Percepção dos estudantes do ensino fundamental do bairro de Brasília Teimosa da fauna e flora do ambiente recifal da Praia de Boa Viagem (Recife – PE)**, 2002. 38f. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Zoologia) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

VITOUSEK, S. et al. Doubling of Coastal Flooding Frequency within Decades due to Sea-Level Rise. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, 18 maio 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>>.

VOUSDOUKAS, M. I. et al. Developments in Large-Scale Coastal Flood Hazard Mapping. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 16, n. 8, p. 1841–1853, 10 ago. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/nhess-16-1841-2016>>.

VOUSDOUKAS, M. et al. **Global Extreme Sea Level projections**. European Commission, Joint Research Centre (JRC). 2018. [Dataset] doi:10.2905/jrc-liscoast-10012 PID: <http://data.europa.eu/89h/jrc-liscoast-10012>

WANDERLEY, L. S. de A. et al. As chuvas na cidade do Recife: uma climatologia de extremos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, 21 fev. 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.56034>.

WAHLSTROM, M.; GUHA-SAPIR, D. The human cost of weather-related disasters 1995–2015. **Geneva, Switzerland: UNISDR**, 2015. 30p.

WAHL, T. et al. Increasing Risk of Compound Flooding from Storm Surge and Rainfall for Major US Cities. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 12, p. 1093–1097, 27 jul. 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE2736>.

WU, W. et al. Mapping Dependence Between Extreme Rainfall and Storm Surge. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 4, p. 2461–2474, abr. 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/2017JC013472>.

ZEE, D. M. W. **Elevação do nível do mar e adaptação em grandes cidades costeiras do Brasil, e eventos extremos no Brasil**. 2008. FBDS-Lloyds, Rio de Janeiro, RJ, p. 53-76.

ZSCHEISCHLER, J. et al. Future Climate Risk from Compound Events. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 6, p. 469–477, 14 maio 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0156-3>.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como explanado, as mudanças nos padrões climáticos têm sido amplamente discutidas mundialmente. Tais alterações podem trazer prejuízos socioeconômicos alarmantes, caso os diagnósticos climáticos previstos atualmente venham a se confirmar, sendo a zona costeira uma das regiões mais afetadas. As consequências seriam ainda maiores dada a ocorrência de um evento extremo associado a um evento composto.

Através da análise de índices baseados em anomalias climáticas e de modelos hidrodinâmicos para entendimento e avaliação do risco à inundação composta ocasionada por eventos extremos de precipitação e elevação do nível do mar, os resultados mostram-se satisfatórios.

Aqui tem-se duas áreas de estudo. A primeira corresponde à bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, que é setorizada em Agreste (AG), Zona da Mata (ZM) e Região Metropolitana (RMR). O interesse no entendimento dos padrões climáticos dessa área diz respeito às consequências que podem ser sentidas na segunda área de estudo, Recife, que é cortada pelo Rio Capibaribe, abriga a foz e apresenta um histórico de inundações associadas a esse rio.

A partir da análise dos padrões climáticos na bacia, infere-se que as três zonas apresentam padrões espaço-temporais distintos. Os resultados indicam uma diminuição das precipitações, tanto de frequência quanto de intensidade, dos índices de extremos climáticos associado à precipitação. Tais tendências foram mais perceptíveis no AG, corroborando com a escassez hídricas ocorridas nos últimos anos. No entanto, tendências positivas foram sentidas na ZM.

No geral, os resultados mostram que as anomalias de TSM influenciam de forma complexa os índices de precipitação, em multi-escala. A maior correlação deu-se com os índices de TSM do Oceano Pacífico, indicando assim sua maior influência na frequência e intensidade de eventos pluviométricos ocorrentes nas regiões, sendo mais significativa em uma escala interanual.

As associações das anomalias de TSM do Pacífico, de forma geral, mostraram tendência negativa nos índices de precipitação, enquanto as anomalias de TSM do Atlântico mostram tendência positiva com os índices de intensidade e negativa com os de frequência, ou seja, tem-se um aumento na quantidade de chuvas associado à diminuição na ocorrência, o que explicaria as tendências encontradas na ZM. Tal fato gera um alerta, uma vez o que aumento na intensidade pluviométrica ocasionada por anomalias de TSM poderá acarretar uma maior vazão do rio, que em concomitância à preamar de sizígia, poderá gerar uma inundação, igual ou maior

que a de 1975, sendo esse fato ainda mais intensificado, se levado em consideração a elevação do nível do mar.

É nesse ponto que começa a se pensar na vulnerabilidade dessas zonas, como Recife, que é uma área costeira de baixa latitude que apresenta um grande adensamento populacional e grande importância econômica para a região Nordeste.

Tendo isso em vista, a criação de um Sistema de Alerta Prévio (SAP), dada a essas características da região e aos registros históricos, mostra-se como uma ferramenta de fundamental importância para, de certa forma, tentar sanar maiores prejuízos a eventos futuros. Da mesma forma que é necessário também entender a importância de como tais eventos podem ocorrer. Esses objetivos atualmente vêm sendo atingidos através da utilização de modelagem hidrodinâmica, sendo a cada dia mais precisos, dado o refinamento destes.

Desta forma, em parceria com o JRC criou-se um SAP base e aqui este foi utilizado para a reprodução do evento de 1975, dado através de um modelo de múltiplos domínios aninhados. No geral, os resultados foram satisfatórios, mostrando uma área atingida de 62% da área urbana e 72% do município, tendo como principais regiões afetadas as RPA-1, RPA-4 e RPA-6, que se caracterizam por áreas de grande adensamento e importante valor econômico para a área de estudo, corroborando com os dados observados. Quanto às simulações, os dados de onda apresentaram subestimação. Tal fato pode ser melhorado a partir do momento que se tiver uma série histórica, o que faria com que a confiabilidade do modelo aumentasse, uma vez que este poderá ser calibrado com dados que melhor configuram a região. No geral, o modelo apresentou resultados satisfatórios para um modelo base.

No que tange ao entendimento de eventos compostos em Recife, apresentou-se uma análise de um evento composto de período de 100 anos, além de projeções em cenários futuros, a fim de entender como este se daria. Os resultados mostram a importância da consideração desse tipo de evento para a região, uma vez que a exclusão da descarga fluvial pode subestimar as áreas afetadas e as profundidades de inundação em 17%. Em um cenário atual, ter-se-ia uma extensão máxima de inundação de 38,2 km², tendo como na enchente de 1975, as zonas mais atingidas aquelas próximas aos canais do rio e as que apresentam grande valor socioeconômico.

A configuração hidrográfica da cidade é complexa e age como um catalisador de uma situação extrema, onde o padrão de inundação orienta-se pela geometria do estuário e da várzea e, por conseguinte, da área urbanizada, sentido continente, uma vez que atingem a cota máxima do rio. Tal fato aumenta a vulnerabilidade principalmente junto às planícies de inundação que são povoadas pela população de menor aporte financeiro e que assim as tornariam mais vulneráveis a esse tipo de evento.

Um fator que pode intensificar ainda mais as consequências desse tipo de evento é impermeabilização do solo, que no cenário atual, dada a urbanização, já se encontra muito elevada, o que impossibilita o escoamento do aporte hídrico durante um evento como esse.

Para os cenários futuros, nota-se uma elevação das áreas atingidas, mesmo não se levando em consideração o aumento do nível do mar. A partir do incremento dessa variável, espera-se um aumento de áreas atingidas de 21%, no cenário mais otimista, e 60% no mais pessimista, sendo isso ainda mais intensificado a uma maior profundidade de inundação, comparado ao cenário atual.

Sendo assim, os resultados confirmam a hipótese aqui proposta, onde Recife apresenta alto risco de inundação composta durante eventos compostos extremos, já que os mecanismos de forçantes interagem entre si e, em conjunto, causam padrões de maiores de níveis de inundação.

Portanto, tendo em vista os resultados obtidos, o presente trabalho apresenta uma contribuição para o entendimento da ocorrência de eventos compostos associados a extremos climáticos em Recife, servindo como subsídio para estudos e/ou projetos futuros que busquem mitigar e/ou adaptar a cidade a esse tipo de desastre costeiro.

Como trabalhos futuros sugere-se uma avaliação espaço-temporal mais ampla, sobrepondo a delimitação político-geográfica para uma melhor caracterização das mudanças climáticas, além de um estudo mais detalhado acerca da influência direta das ondas na magnitude de extensão dos eventos de inundações compostas para a região.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, L. V. et al. Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D5, 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006290>>.
- ALEXANDROV, V. et al. A case study on utilization of precipitation indices in Bulgaria. In: **Proceedings of the international conference on water observation and information system for decision support (BALWOIS)**, Ohrid, Macedonia. 2006. p. 23-26.
- ANDREOLI, R.V. et al. A Influência da Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Variabilidade de Precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, 113-122, 2004.
- ARAÚJO, R. G. et al. A influência do evento El Niño - Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 4, p. 469–480, dez. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672013000400009>>.
- ASSIS, J. M. O. de et al. Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais Sobre os Índices Climáticos da Precipitação na Bacia do Submédio São Francisco. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, 13 dez. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v23i0.60005>>.
- ASSIS, J. M. O. de; LACERDA, F. F.; SOBRAL, M. do C. M. Análise de Detecção de Tendências no Padrão Pluviométrico na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 2, p. 320-331. 2012.
- ASSIS, J. M. O. de; SOBRAL, M. do C. M.; SOUZA, W. M. de. Análise de Detecção de Variabilidade Climáticas com Base na Precipitação nas Bacias Hidrográficas do Sertão de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 3, p. 630-645. 2012.
- BATES, P. D.; MARKS, K. J.; HORRITT, M. S. Optimal Use of High-Resolution Topographic Data in Flood Inundation Models. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 3, p. 537–557, 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1113>>.
- BEHARRY, S. L.; CLARKE, R. M.; KUMARSINGH, K. Variations in Extreme Temperature and Precipitation for a Caribbean Island: Trinidad. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 122, n. 3–4, p. 783–797, 18 dez. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-014-1330-9>>.
- BEVACQUA, E. et al. Multivariate Statistical Modelling of Compound Events via Pair-Copula Constructions: Analysis of Floods in Ravenna (Italy). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 6, p. 2701–2723, 8 jun. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-21-2701-2017>>.
- BEZERRA, B. G. et al. Changes of Precipitation Extremes Indices in São Francisco River Basin, Brazil from 1947 to 2012. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 135, n. 1–2, p. 565–576, 6 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-018-2396-6>>.

BRASIL. Ministério das Cidades / Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT – **Mapeamento de riscos em encostas e margens de rios**. Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007.

CASTRO, A. L. C. De et al. **Manual de desastres: desastres naturais**. 2003. Brasília. Disponível em: <http://www.integracao.gov.br/c/document_library/get_file?uuid=47a84296-d5c0-474d-a6ca-8201e6c253f4&groupId=10157>.

CAVALCANTI, I. F. A et al. **Tempo e Clima no Brasil**. Ed. Oficina de Texto. p.463, São Paulo-SP, 2009.

CHANG, Y. et al. Adaptation of Fisheries and Mariculture Management to Extreme Oceanic Environmental Changes and Climate Variability in Taiwan. **Marine Policy**, v. 38, p. 476–482, mar. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpol.2012.08.002>>.

CHAPMAN, S. C.; STAINFORTH, D. A.; WATKINS, N. W. On Estimating Local Long-Term Climate Trends. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 371, n. 1991, p. 20120287–20120287, 15 abr. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2012.0287>>.

CHU, P.-S. Diagnostic Studies of Rainfall Anomalies in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 8, p. 1655–1664, ago. 1983. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<1655:DSORAI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1655:DSORAI>2.0.CO;2)>.

CISCAR, M. J. C. et al. **Climate impacts in Europe the JRC PESETA II project**. Luxemburgo: Publications Office of the European Union, 2014. Disponível em: <<http://ipts.jrc.ec.europa.eu/publications/pub.cfm?id=7181>>.

CLARKE, Leon et al. Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations. 2007. US Department of Energy Publications. 6. Disponível em: <<https://digitalcommons.unl.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=1011&context=usdoepub>>

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. IPH/UFRGS, 2011. Disponível em: <http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/apostila_hidrologia/cap%201%20-%20Introdu%C3%A7%C3%A3o.pdf>

COOPER, J. A. G. **Coastal economies and people**. In: BAXTER, J.; BUCKLEY, P.; FROST, M. (Eds.). *Marine Climate Change Ecosystem Linkages Report Card 2009*. [s.l.]: Online science reviews, 2009. p. 18.

COSTA, M. B. et al. Wave and Tidal Flushing in a near-Equatorial Mesotidal Atoll. **Coral Reefs**, v. 36, n. 1, p. 277–291, 2 dez. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00338-016-1525-x>>.

COSTANZA, R. The Ecological, Economic, and Social Importance of the Oceans. **Ecological Economics**, v. 31, n. 2, p. 199–213, nov. 1999. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8009\(99\)00079-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8009(99)00079-8)>.

CROITORU, A.-E. et al. Changes in Precipitation Extremes on the Black Sea Western Coast. **Global and Planetary Change**, v. 102, p. 10–19, mar. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.01.004>>.

CROITORU, A.-E.; PITICAR, A.; BURADA, D. C. Changes in Precipitation Extremes in Romania. **Quaternary International**, v. 415, p. 325–335, set. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.028>>.

DAHLMAN, L. **Climate Variability: Oceanic Niño Index**. 2016. Disponível em: <<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-ni%C3%B1o-index>>

DASH, S. K. et al. Temperature and Precipitation Changes in the North-East India and Their Future Projections. **Global and Planetary Change**, v. 98–99, p. 31–44, dez. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.006>>.

DELTARES. **Delft3D-FLOW: User manual.**, 2014.

DELTARES. **Delft3D-WAVE: User Manual.**, 2010.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, abr. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.828>>.

DHN. Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil: **Tábuas de Maré**. 2017. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/tabuas-de-mare>>

DINGEMANS, M. W. **Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms**. [S.l.]: World Scientific Publishing Company, 1997. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1142/1241>>.

DINGEMANS, M. W.; RADDER, A. C.; DE VRIEND, H. J. Computation of the Driving Forces of Wave-Induced Currents. **Coastal Engineering**, v. 11, n. 5–6, p. 539–563, dez. 1987. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/0378-3839\(87\)90026-3](http://dx.doi.org/10.1016/0378-3839(87)90026-3)>.

DU, H. et al. Variations and Statistical Probability Characteristic Analysis of Extreme Precipitation Events under Climate Change in Haihe River Basin, China. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 913–925, 17 dez. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9606>>.

ECKHARDT, R. R. **Geração de modelo cartográfico aplicado ao mapeamento das áreas sujeitas às inundações urbanas na cidade de Lajeado/RS**. 2008. Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, [s. l.], 2008. Disponível em: <<https://lume.ufrgs.br/handle/10183/13755>>.

ElWali, B. E. E. A. R. **Numerical modelling of surface and subsurface flow interactions in Paya Indah Wetland of Selangor DE Malaysia**. 2009. Tese de Doutorado. University Malaya.

FARIAS, V. P. de. **Estudo das águas subterrâneas na área do Complexo Médico-Empresarial da Ilha do Leite e regiões adjacentes no município de Recife-PE**. 2003. 157

f. Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, 2003. Disponível em:
<<https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/6764%0A>>.

FENG, A. et al. Assessing the Inundation Risk Resulting from Extreme Water Levels under Sea-Level Rise: A Case Study of Rongcheng, China. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, v. 9, n. 1, p. 456–470, jan. 2018. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2018.1447026>>.

FERNANDEZ, P. **Avaliação do risco de inundação em zonas urbanas com a integração de dados LiDAR e cartografia a escala grande**. 2015. Universidade de Évora. , [s. l.], 2015.

FERREIRA, F. F. et al. Comportamento das Águas Superficiais nos Oceanos Pacífico e Atlântico Durante o Período de 1982 a 2014. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 31, n. 3, p. 366–373, set. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631320160050>>.

FERREIRA, P. D. S. et al. Avaliação da Tendência Espaço-Temporal da Precipitação Pluviométrica em Uma Região Semiárida do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 21, 15 set. 2017. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v21i0.45895>>.

FINEP/UFPE. **Monitoramento Ambiental Integrado – MAI. Recife**, BR. Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP e Universidade Federal de Pernambuco –UFPE, 457p. 2009.

FINOTTI, A.R. et al. **Monitoramento de recursos hídricos em áreas urbanas**. 1. Ed. Caxias do Sul: EDUCS, 2009. 270 pp.

FLERCHINGER, G.; COOLEY, K. A Ten-Year Water Balance of a Mountainous Semi-Arid Watershed. *Journal of Hydrology*, v. 237, n. 1–2, p. 86–99, out. 2000. Disponível em:
<[http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00299-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00299-7)>.

FUJINO, J. et al. Multi-gas mitigation analysis on stabilization scenarios using AIM global model. *The Energy Journal*, p. 343–353, 2006.

GAN, T. Y.; GOBENA, A. K.; WANG, Q. Precipitation of Southwestern Canada: Wavelet, Scaling, Multifractal Analysis, and Teleconnection to Climate Anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 112, n. D10, 19 maio 2007. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007157>>.

GARCEZ, N. L. **Hidrologia**. São Paulo: Edgard Blücher. 1976, 249 p.

GE, Y. et al. Fusion of Pan-Tropical Biomass Maps Using Weighted Averaging and Regional Calibration Data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 31, p. 13–24, set. 2014. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.02.011>>.

GEBCO: **General Bathymetric Chart of the Oceans: Shallow water bathymetry**, Evora. [online] . 2018. Disponível em:
<https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/shallow_water_bathymetry/>.

GGWEATHER. **El Niño and La Niña Years and Intensities Based on Oceanic Niño Index (ONI)**. 2019. Disponível em: <<https://ggweather.com/enso/oni.htm>>.

GOERL, R.F.; KOBIYAMA, M. Considerações sobre as inundações no Brasil. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 14p, 2005, João Pessoa., **Anais**. 2005. Porto Alegre: ABRH. Disponível em: <http://www.labhidro.ufsc.br/Artigos/ABRH2005_inundacoes.pdf>

GONÇALVES, R. D.; ENGELBRECHT, B. Z.; CHANG, H. K. Análise hidrológica de séries históricas da Bacia do Rio Grande (BA): contribuição do Sistema Aquífero Urucuia. **Águas Subterrâneas**, v. 30, n. 2, p. 190, 26 jun. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.14295/ras.v30i2.28514>>.

GRILO, R. C. **A precipitação pluvial e o escoamento superficial na cidade de Rio Claro/SP**. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the Cross Wavelet Transform and Wavelet Coherence to Geophysical Time Series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, n. 5/6, p. 561–566, 18 nov. 2004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>>.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. 458p.

HAILE, A. T. **Integrating hydrodynamic models and high resolution DEM (LIDAR) for flood modeling**. HAILE, A. T. Integrating hydrodynamic models and high resolution DEM (LIDAR) for flood modeling. 2005. ITC, [s. l.], 2005. ITC, [s. l.], 2005

HAILE, A. T.; RIENTJES, T. H. M. (2005). **Effects of LIDAR DEM resolution in flood modelling: a model sensitivity study for the city of Tegucigalpa, Honduras**. In M. G. Vosselman, & C. Brenner (Eds.), ISPRS 2005 : Vol. XXXVI Comm. 3 W19 proceedings of the ISPRS workshop laser scanning 2005, 12-15 September, Enschede ITC, The Netherlands / ed. by M.G. Vosselman and C. Brenner. Enschede : ITC, 2005. 6 p. Enschede, The Netherlands.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of Climatic Hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77–92, jan. 1977. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710343505>>.

HAYLOCK, M. R. et al. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 19, n. 8, p. 1490–1512, abr. 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3695.1>>.

HENDRY, A. et al. Assessing the Characteristics and Drivers of Compound Flooding Events around the UK Coast. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–52, 31 jan. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-632>>.

HENGL, T. Finding the Right Pixel Size. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 9, p. 1283–1298, nov. 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.008>>.

HIJIOKA, Y. et al. Global GHG emission scenarios under GHG concentration stabilization targets. **Journal of global environment engineering**, v. 13, p. 97-108, 2008.

HINKEL, J. et al. Coastal Flood Damage and Adaptation Costs under 21st Century Sea-Level Rise. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 111, n. 9, p. 3292–3297, 3 fev. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1222469111>>.

HJELMFELT, A. A; CASSIDY, J. J. **Hidrology for engineers and planners**. Iowa. The Iowa State University Press. 1975. 210 p.

HUNTER, N. M. et al. Benchmarking 2D Hydraulic Models for Urban Flooding. Proceedings of the Institution of Civil Engineers - **Water Management**, v. 161, n. 1, p. 13–30, fev. 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1680/wama.2008.161.1.13>>.

IBGE. **Censo Demográfico**. 2016. Disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br>

IPCC. **Climate Change 2014 Impacts, Adaptation, and Vulnerability**. FIELD, C. B. et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge Garcez University Press, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.010>>.

IPCC. **Special report of the intergovernmental panel on climate change managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation**. Cambridge, UK, and New York, NY, USA: [s.n.], 582 p. 2012. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/SREX_Full_Report-1.pdf>.

IPCC. **Global Warming of 1.5°C: An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5° C Above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty**. World Meteorological Organization, 2018.

JACOMINE, P.K.T et al. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife, DNPEA, Divisão de Pesquisa Pedológica. SUDENE/DRN, Divisão de Agrologia, 1973. v.1. (Boletim técnico, 26 - Série Pedologia, 14)

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on Ice Conditions in the Baltic Sea: The Wavelet Approach. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D21, 13 nov. 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003417>>.

JIANG, R. et al. Assessment of Extreme Precipitation Events and Their Teleconnections to El Niño Southern Oscillation, a Case Study in the Wei River Basin of China. **Atmospheric Research**, v. 218, p. 372–384, abr. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.12.015>>.

JIANG, R. et al. Spatiotemporal Variability of Alberta's Seasonal Precipitation, Their Teleconnection with Large-Scale Climate Anomalies and Sea Surface Temperature. **International Journal of Climatology**, p. n/a-n/a, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3883>>.

KANE, R. P. Prediction of Droughts in North-East Brazil: Role of ENSO and Use of Periodicities. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 6, p. 655–665, maio 1997. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199705\)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199705)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1)>.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) Modifies the ENSO Influence on the South American Rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162–178, 5 jun. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3674>>.

KENDALL, M.G. **Rank Correlation Methods**. 4th Edition, 1975. Charles Griffin, London. 120 p.

KHANAL, S. et al. Storm Surge and Extreme River Discharge: A Compound Event Analysis Using Ensemble Impact Modelling. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–25, 26 abr. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-103>>.

KOBIYAMA, M. et al. *Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos*. Curitiba: Organic Trading, 2006. 109p.

KOBIYAMA, M. **Manejo de Bacias Hidrográficas - Conceitos básicos**. In: Curso de Extensão: Manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1999.

KOPP, R. E. et al. Ch. 15: **Potential Surprises: Compound Extremes and Tipping Elements**. Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I. . [S.l.]: U.S. Global Change Research Program, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.7930/J0GB227J>>.

KÖPPEN, W. **Climatologia; com un estudio de los climas de la tierra**. México: Fondo de Cultura Economica, 1948. 478 p.

KRON, W. Coasts: The High-Risk Areas of the World. **Natural Hazards**, v. 66, n. 3, p. 1363–1382, 5 jul. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s11069-012-0215-4>>.

KUMBIER, K. et al. Investigating Compound Flooding in an Estuary Using Hydrodynamic Modelling: A Case Study from the Shoalhaven River, Australia. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 463–477, 12 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/nhess-18-463-2018>>.

LABAT, D. Oscillations in Land Surface Hydrological Cycle. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 242, n. 1–2, p. 143–154, 15 fev. 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.057>>.

LENG, G. et al. A Modeling Study of Irrigation Effects on Global Surface Water and Groundwater Resources under a Changing Climate. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 7, n. 3, p. 1285–1304, 25 ago. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2015MS000437>>.

LENG, G.; TANG, Q.; RAYBURG, S. Climate Change Impacts on Meteorological, Agricultural and Hydrological Droughts in China. **Global and Planetary Change**, v. 126, p. 23–34, mar. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.003>>.

LEONARD, M. et al. A Compound Event Framework for Understanding Extreme Impacts. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 5, n. 1, p. 113–128, 30 set. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/wcc.252>>.

LIMA, W. P. **Hidrologia florestal do manejo de bacias hidrográficas**, ESALQ, 2 ed. Piracicaba, 2008. 253 p.

LIU, W. et al. Changes in Precipitation Extremes over Shaanxi Province, Northwestern China, during 1960–2011. **Quaternary International**, v. 313–314, p. 118–129, nov. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.06.033>>.

LU, M. et al. Effect of Urbanisation on Extreme Precipitation Based on Nonstationary Models in the Yangtze River Delta Metropolitan Region. **Science of The Total Environment**, v. 673, p. 64–73, jul. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.413>>.

ŁUPIKASZA, E. B.; HÄNSEL, S.; MATSCHULLAT, J. Regional and Seasonal Variability of Extreme Precipitation Trends in Southern Poland and Central-Eastern Germany 1951–2006. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 15, p. 2249–2271, 7 out. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.2229>>.

MANN, H. B. Nonparametric Tests Against Trend. **Econometrica**, v. 13, n. 3, p. 245, jul. 1945. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2307/1907187>>.

MANSO, V. do A. V. et al. Pernambuco. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro**. Brasília: MMA, 2006. p. 179–196.

MARENGO, J. A. et al. An Intercomparison of Observed and Simulated Extreme Rainfall and Temperature Events during the Last Half of the Twentieth Century: Part 2: Historical Trends. **Climatic Change**, v. 98, n. 3–4, p. 509–529, 20 out. 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10584-009-9743-7>>.

MARENGO, J. A. et al. **Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil**. Rio de Janeiro: FBDS, 2010.

MARENGO, J. A. et al. Future Change of Climate in South America in the Late Twenty-First Century: Intercomparison of Scenarios from Three Regional Climate Models. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 6, p. 1073–1097, 31 dez. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0721-6>>.

MARENGO, J. A. Long-Term Trends and Cycles in the Hydrometeorology of the Amazon Basin since the Late 1920s. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p. 3236–3244, 30 out. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7396>>.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território**

brasileiro ao longo do século XXI. 2. ed. Brasília. 2007. Disponível em:
<[http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/_arquivos/14_2_bio_Parte 1.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/_arquivos/14_2_bio_Parte%201.pdf)>.

MARIN, F. R. ; SENTELHAS, P. C.; NOVA, N. A. V. Influência dos fenômenos El Niño e La Niña no clima de Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 123-129, 2000.

MASON, D. C. et al. Use of Fused Airborne Scanning Laser Altimetry and Digital Map Data for Urban Flood Modelling. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 11, p. 1436–1447, 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6343>>.

MATOS, J. **Fundamentos de Informação Geográfica**. s.l. : Lidel, 2008.

MCCULLAGH, M. J. Terrain and Surface Modelling Systems: Theory and Practice. **The Photogrammetric Record**, v. 12, n. 72, p. 747–779, 1988. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1111/j.1477-9730.1988.tb00627.x>>.

MEI, C. C. **The applied dynamics of ocean surface waves**. Singapore River Edge, N.J: World Scientific, 1983.

MILES, J. W. On the Generation of Surface Waves by Shear Flows. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 3, n. 2, p. 185, nov. 1957. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1017/S0022112057000567>>.

MIN, S.-K. et al. Human Contribution to More-Intense Precipitation Extremes. **Nature**, v. 470, n. 7334, p. 378–381, fev. 2011. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1038/nature09763>>.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. de O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MOSS, R. H. et al. The next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. **Nature**, v. 463, n. 7282, p. 747–756, fev. 2010. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1038/nature08823>>.

MUIS, S. et al. A Global Reanalysis of Storm Surges and Extreme Sea Levels. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, 27 jun. 2016. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms11969>>.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **Southern Oscillation Index (SOI)**. 2019. Disponível em:
<<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>>.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. sea surface temperature trend in the Atlantic and Pacific Oceans and rainfall variability in Pernambuco. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 107–118, 30 abr. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.4215/RM2014.1301.0008>>.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; SOARES, D. B. Tendências do Controle Climático Oceânico sob a Variabilidade Temporal da Precipitação no Nordeste do Brasil.

Revista Brasileira de Climatologia, v. 18, 15 jul. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v18i0.43657>>.

OLIVEIRA, P. T.; SILVA, C. M. S. E; LIMA, K. C. Linear Trend of Occurrence and Intensity of Heavy Rainfall Events on Northeast Brazil. **Atmospheric Science Letters**, v. 15, n. 3, p. 172–177, 23 dez. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/asl2.484>>.

PAPROTNY, D. et al. Compound Flood Potential in Europe. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–34, 19 abr. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-2018-132>>.

PEDRON, I. T. et al. Trends and Variability in Extremes of Precipitation in Curitiba - Southern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 3, p. 1250–1264, 24 jul. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.4773>>.

PENAMBUCO. **Atlas de bacias hidrográficas de Pernambuco**. Recife: Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente, 2006.

PEREIRA, P. S. et al. **Atlas da Vulnerabilidade à Erosão Costeira e Mudanças Climáticas**. 1. ed. Recife: Editora Universitária UFPE, 2015. Disponível em: <http://www.semas.pe.gov.br/c/document_library/get_file?uuid=13d06703-a674-4e03-adf8-b4becf3a783b&groupId=709017>.

PEREIRA, P. S.; NOGUEIRA NETO, A. V. Caracterização do clima de ondas ao largo da costa de Pernambuco a partir de dados da PNBOIA Recife. In: **XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite**. Arraial do Cabo: Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, 2015. Disponível em: <https://media.wix.com/ugd/f9878c_5ecea524ef81483c8820998f479a8894.pdf>.

PEREZ, L. P. **Índice de vulnerabilidade urbana a alagamentos e deslizamentos de terra, em função de eventos extremos de clima, na Região Metropolitana de São Paulo: uma proposta de método**. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013. doi:10.11606/T.8.2013.tde-12032014-121536

PHILLIPS, N. A. A Coordinate System Having Some Special Advantages For Numerical Forecasting. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 2, p. 184–185, abr. 1957. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1957\)014<0184:ACSHSS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1957)014<0184:ACSHSS>2.0.CO;2)>.

PIAO, S. et al. Changes in Climate and Land Use Have a Larger Direct Impact than Rising CO₂ on Global River Runoff Trends. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 104, n. 39, p. 15242–15247, 18 set. 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0707213104>>.

PINTO, N.L. de S et al. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1976.

PISANI, M. A. J. **As Enchentes Em Áreas Urbanas**. Ed. 03. p 42-45. Sinergia. São Paulo, 2001.

POMPÊO, C. A. **Drenagem Urbana Sustentável**. RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos, [s. l.], v. 5, n. 1, p. 15–23, 2000. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v5n1.p15-23>>.

POWELL, E. J.; KEIM, B. D. Trends in Daily Temperature and Precipitation Extremes for the Southeastern United States: 1948–2012. **Journal of Climate**, v. 28, n. 4, p. 1592–1612, fev. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00410.1>>.

PROJETEC. **Plano hidroambiental da bacia hidrográfica do rio Capibaribe: Tomo I - diagnóstico hidroambiental volume 01/03 / Projetos Técnicos**. Recife, 2010. 389p.

Disponível em:

<<http://www.sirh.srh.pe.gov.br/hidroambiental/files/capibaribe/TOMO%20I%20-%20VOL.%201%20-%20Diagnostico-21.07.11.pdf>>

RAMOS, A.R.D; et al. **Índices de Extremos Climáticos para a região de Manaus-AM E suas relações com anomalias de TSM**. In: Anais IV Simpósio Internacional de Climatologia, João Pessoa, 2011.

REGOTO, P. et al. **Trends in Extreme Precipitation over Espírito Santo State - Southeast Brazil**. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, v. 41, n. 1, p. 365–381, 16 maio 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.11137/2018_1_365_381>.

RIAHI, K.; GRÜBLER, A.; NAKICENOVIC, N. Scenarios of Long-Term Socio-Economic and Environmental Development under Climate Stabilization. **Technological Forecasting and Social Change**, v. 74, n. 7, p. 887–935, set. 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026>>.

ROBSON, A.; CHIEW, F. **Detecting changes in extremes**. Cap. 6. World Climate Program – Water, Detecting trend and other change hydrological Data. WCDMP-45, WMO, p.86-89, Genebra, 2000.

RODRIGUES, L. de O. et al. Influência dos eventos de El Niño e La Niña no regime de precipitação do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 6, p. 1995–2009, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v10.6.p1995-2009>>.

RUML, M. et al. Observed Changes of Temperature Extremes in Serbia over the Period 1961–2010. **Atmospheric Research**, v. 183, p. 26–41, jan. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.013>>.

SALATTI, E. et al. **Tendências das variações climáticas para o Brasil no séc. XX e balanços hídricos para cenários climáticos para o séc. XXI**. Relatório, n. 4, 2007.

SALGUEIRO, J. H. P. de B. et al. Influence of oceanic-atmospheric interactions on extreme events of daily rainfall in the Sub-basin 39 located in Northeastern Brazil. **RBRH**, v. 21, n. 4, p. 685–693, 24 out. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/2318-0331.011616023>>.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da Climatologia do Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 31 dez. 2005. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v1i1.25232>>.

SANTOS, C. A. C. dos. Recent changes in temperature and precipitation extremes in an ecological reserve in Federal District, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 13–20, mar. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862014000100002>>.

SANTOS, C. A. C. dos; MELO, M. M. M. S.; BRITO, J. I. B. de. Tendências de Índices de Extremos Climáticos para o Estado do Amazonas e suas Relações com a TSM dos Oceanos Tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 1–10, mar. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130001>>.

SANTOS, D. N. dos et al. Estudo de alguns cenários climáticos para o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 5, p. 492-500, 2010.

SANTOS, C. A. C. dos; SATYAMURTY, P.; SANTOS, E. M. dos. Tendências de índices de extremos climáticos para a região de Manaus-AM. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 3, p. 329–336, set. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672012000300004>>.

SANTOS, H. G. et al. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 412 p. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/181677/1/SiBCS-2018-ISBN-9788570358172.epub>>. Acesso em: 17 jan. 2019.

SANTOS, R. F. **Vulnerabilidade Ambiental – Desastres naturais ou fenômenos induzidos?** Brasília: MMA, 2007. Disponível em: <https://fld.com.br/uploads/documentos/pdf/Vulnerabilidade_Ambiental_Desastres_Naturais_ou_Fenomenos_Induzidos.pdf>

SCHIAVETTI, A.; CAMARGO, A. F. M. **Conceitos de bacias hidrográficas: teorias e aplicações**. Ilhéus. 2002. Disponível em: <http://www.uesc.br/editora/livrosdigitais2015/conceitos_de_bacias.pdf>.

SCHWAB, G. O. et al. **Soil and Water Conservation Engineering**. 4th Ed. New York: Wiley. 1993.

SEN ROY, S.; BALLING, R. C. Trends in Extreme Daily Precipitation Indices in India. **International Journal of Climatology**, v. 24, n. 4, p. 457–466, 30 mar. 2004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.995>>.

SENEVIRATNE, Sonia I. et al. **Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, 2012. p. 109-230. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139177245.006>>.

SEVEGNANI, L. et al. Gente socorrendo gente. In: FRANK, B.; SEVEGNANI, L. (Eds.). **Desastre de 2008 no vale do Itajaí: água, gente e política**. Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí, 2009. p. 191.

SHILLING, F. et al. **California Watershed Assessment Manual: Volume I**. Davis, Usa: Prepared for The California Resources Agency And The California Bay-Delta Authority

2005. Disponível em:

<http://www.cwam.ucdavis.edu/CWAM_chapters/CWAM_Complete_905.doc>

SILVA, D. F. da; SOUSA F. A. S.; KAYANO M. T.; GALVÍNCIO J. D. Influência da variabilidade climática global e de suas escalas temporais sobre a precipitação no Alto Mundaú (PE). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.2, p.64-82, 2009a.

SILVA, D.F. da; SOUZA, F. de A.S.; KAYANO, M.T. Uso de IAC e ondeletas para análise da influência das multi-escalas temporais na precipitação da Bacia do rio Mundaú. **Engenharia Ambiental**, v.6, p.180-105, 2009b.

SILVA, J. C. et al. Análise de Distribuição de Chuva para Santa Maria, Rs. **Revista Brasileira De Engenharia Agrícola E Ambiental**, Campina Grande, V. 11, N. 1, P. 67-72, 2007.

SILVA, J. F. O. **Percepção dos estudantes do ensino fundamental do bairro de Brasília Teimosa da fauna e flora do ambiente recifal da Praia de Boa Viagem (Recife – PE)**, 2002. 38f. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Zoologia) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In Tucci, C. E. M. **Hidrologia: Ciência E Aplicação**. 2 Ed. Porto Alegre: Abrh. 2004. 943 p.

SINGH, C. V. Pattern Characteristics of Indian Monsoon Rainfall Using Principal Component Analysis (PCA). **Atmospheric Research**, v. 79, n. 3–4, p. 317–326, mar. 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.05.006>>.

SMITH, S. J.; WIGLEY, T. M. L. Multi-gas forcing stabilization with Minicam. **The Energy Journal**, p. 373-391, 2006.

SOUZA, W. L. D. S. **Produção de sedimentos da bacia hidrográfica do rio Capibaribe para a zona costeira da região metropolitana do Recife**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Agronomia. 136 f., Recife – PE, 2011.

SOUZA, W. M.; AZEVEDO, P. V. de; ARAÚJO, L. E. de. Classificação da Precipitação Diária e Impactos Decorrentes dos Desastres Associados às Chuvas na Cidade do Recife-PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 2, p. 250, 11 out. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v5i2.232788>>.

SPERLING, M. V. **Estudos e Modelagem da Qualidade da Água de Rios: Princípios do Tratamento Biológico de Águas Residuárias**. 1.Ed. Belo Horizonte: UFMG, 2007. 196 p

SPIEGEL, M. R.; STEPHENS, L. J. **Schaum's outline of theory and problems of statistics**. Teach Yourself, 4th ed., 2007. 577p.

SUDENE. **Dados pluviométricos mensais do Nordeste: Estado de Pernambuco**. (J. E. da PAZ, Org.). Recife: [s.n.], 1990.

TANK, A.M. G. K.; ZWIERS, F.W.; ZHANG, X. **Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation**. Climate data and monitoring WCDMP-No. 72, WMO-TD No. 1500. 2009. pp. 56. Disponível em: <https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo-td_1500_en.pdf>

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 4, p. 485–498, abr. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>>.

TAYLOR, R. G. et al. Ground Water and Climate Change. **Nature Climate Change**, v. 3, n. 4, p. 322–329, 25 nov. 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE1744>>.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. Disponível em: <<http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/livros/DesastresNaturais.pdf>>. Acesso em: 17 jan. 2019.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, jan. 1998. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)>.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2679–2690, ago. 1999. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2)>.

TUCCI, C. E. M. **Gestão das Inundações Urbanas**. Porto Alegre – Rs/ Brasil, 2005.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência E Aplicação**. 3.Ed. Porto Alegre: Abrh, 2004. 943 p.

TUCCI, C. E. M. **Inundações Urbanas: Impactos Da Urbanização**. Porto Alegre: Ed. Abrh/Rhama, P87-124, 2007.

TUCCI, C.E M.; BERTONI, J.C. (Orgs) **Inundações Urbanas Na América Do Sul**. Associação Brasileira De Recursos Hídricos: Porto Alegre, 2003, P. 471.

VALENTE, O. F.; GOMES, M. A. **Conservação De Nascentes: Hidrologia e Manejo de Bacias Hidrográficas de Cabeceiras**. Viçosa: Aprenda Fácil, 2005. 210 p.

VAN VUUREN, D. P. et al. Stabilizing Greenhouse Gas Concentrations at Low Levels: An Assessment of Reduction Strategies and Costs. **Climatic Change**, v. 81, n. 2, p. 119–159, 13 fev. 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10584-006-9172-9>>.

VIEGAS, J. et al. Caracterização dos Diferentes Tipos de El Niño e seus Impactos na América do Sul a Partir de Dados Observados e Modelados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, n. 1, p. 43–67, mar. 2019. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786334015>>.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw Hill do Brasil, 1975. 245 p.

VINCENT, L. A. et al. Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960–2000. **Journal of Climate**, v. 18, n. 23, p. 5011–5023, dez. 2005. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3589.1>>.

VOUSDOUKAS, M. I. et al. Toward Reliable Storm-Hazard Forecasts: XBeach Calibration and Its Potential Application in an Operational Early-Warning System. **Ocean Dynamics**, v. 62, n. 7, p. 1001–1015, 31 maio 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10236-012-0544-6>>.

VOUSDOUKAS, M. I. et al. Developments in Large-Scale Coastal Flood Hazard Mapping. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 16, n. 8, p. 1841–1853, 10 ago. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/nhess-16-1841-2016>>.

VOUSDOUKAS, M. et al. **Global Extreme Sea Level projections**. European Commission, Joint Research Centre (JRC). 2018. [Dataset] doi:10.2905/jrc-lis coast-10012 PID: <http://data.europa.eu/89h/jrc-lis coast-10012>

WANDERLEY, L. S. de A. et al. As chuvas na cidade do Recife: uma climatologia de extremos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, 21 fev. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.56034>>.

WAHL, T. et al. Increasing Risk of Compound Flooding from Storm Surge and Rainfall for Major US Cities. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 12, p. 1093–1097, 27 jul. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE2736>>.

WANG, Q. et al. Change Trends of Temperature and Precipitation in the Loess Plateau Region of China, 1961–2010. **Global and Planetary Change**, v. 92–93, p. 138–147, jul. 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.010>>.

WARREN, V. JR.; GARY L. L. **Introduction to Hydrology**. 5 ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall. 2003.

WESCHENFELDER, J.; ZOUAIN, R. A. Variabilidade Morfodinâmica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 29, n. 1, p. 3–13, 2002. Disponível em: <<https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19593/pdf>>.

WHITHAM, G. B. **Linear and Nonlinear Waves**. [S.l.]: John Wiley & Sons, Inc., 1974. Disponível em: <<https://archive.org/details/LinearAndNonlinearWaves/page/n23>>.

WILLMOTT, C. J. On The Validation Of Models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184–194, jul. 1981. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>>.

WISE, M. et al. Implications of Limiting CO2 Concentrations for Land Use and Energy. **Science**, v. 324, n. 5931, p. 1183–1186, 28 maio 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1126/science.1168475>>.

WMO. World Meteorological Organization. **Guide to Climatological Practices**: 2018 edition. 2018. 153p. Disponível em: <https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5541>.

WMO. World Meteorological Organization. **Manual of estimation of portable maximum precipitation**. World Meteorological Organization, Geneva. 1973. 190 p.

WRIGHT, L.; SHORT, A. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. **Marine Geology**, v. 56, n. 1–4, p. 93–118, abr. 1984. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)>.

WU, W. et al. Mapping Dependence Between Extreme Rainfall and Storm Surge. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 4, p. 2461–2474, abr. 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2017JC013472>>.

YAN, G. et al. Changes of Daily Climate Extremes in Loess Plateau during 1960–2013. **Quaternary International**, v. 371, p. 5–21, jun. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.052>>.

YILMAZ, A. G.; HOSSAIN, I.; PERERA, B. J. C. Effect of Climate Change and Variability on Extreme Rainfall Intensity–frequency–duration Relationships: A Case Study of Melbourne. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 10, p. 4065–4076, 15 out. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-4065-2014>>.

YOON, J.-H.; ZENG, N. An Atlantic Influence on Amazon Rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2–3, p. 249–264, 21 mar. 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>>.

YUE, S.; PILON, P.; CAVADIAS, G. Power of the Mann–Kendall and Spearman’s Rho Tests for Detecting Monotonic Trends in Hydrological Series. **Journal of Hydrology**, v. 259, n. 1–4, p. 254–271, mar. 2002. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00594-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00594-7)>.

ZANDONADI, L. et al. Changes in Precipitation Extremes in Brazil (Paraná River Basin). **Theoretical and Applied Climatology**, v. 123, n. 3–4, p. 741–756, 8 fev. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-015-1391-4>>.

ZHANG, Q. et al. Precipitation Extremes in a Karst Region: A Case Study in the Guizhou Province, Southwest China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1–2, p. 53–65, 2 set. 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0203-0>>.

ZHANG, X. et al. Trends in Middle East Climate Extreme Indices from 1950 to 2003. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D22, 2005. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006181>>.

ZHANG, X.; YANG, F. **RClimDex (1.0) User Guide**: Climate Research Branch Environment Canada., 2004.

ZHANG, Y. et al. Response of Groundwater to Climate Change under Extreme Climate Conditions in North China Plain. **Journal of Earth Science**, v. 25, n. 3, p. 612–618, jun. 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s12583-014-0443-5>>.