



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS

RENAN VIEIRA ROCHA

**ANTROPOCENO: IMPACTOS ANTRÓPICOS DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO
E OPERAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NAS SECAS DO CEARÁ**

FORTALEZA

2018

RENAN VIEIRA ROCHA

ANTROPOCENO: IMPACTOS ANTRÓPICOS DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO E
OPERAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NAS SECAS DO CEARÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- R576a Rocha, Renan Vieira.
Antropoceno: Impactos antrópicos de mudanças no uso do solo e operação de reservatórios nas secas do Ceará / Renan Vieira Rocha. – 2018.
112 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil: Recursos Hídricos, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.
1. Variabilidade Climática. 2. Antropoceno. 3. Precipitação. 4. Evapotranspiração. 5. SMAP. I. Título.
CDD 627
-

RENAN VIEIRA ROCHA

ANTROPOCENO: IMPACTOS ANTRÓPICOS DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO E
OPERAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NAS SECAS DO CEARÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

Aprovada em: 16/02/2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Profa. Dra. Ticiano Marinho Carvalho Studart
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG)

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Claudenilson Rocha e Socorro Vieira, e irmão Thales pelo suporte, paciência, apoio e incentivo ao longo desse processo.

Ao meu amor Aline Xavier pelo companheirismo, paciência e sugestões. Obrigado pelo incentivo e confiança nos momentos de ansiedade.

Ao Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho, pela excelente orientação ao longo de todo o período do mestrado, sempre solícito apesar do seu tempo ser concorrido.

Aos colegas do grupo de pesquisa Gerenciamento do Risco Climático (GRC) pela ajuda nesse trabalho e nos artigos associados, em especial ao Prof. Dr. Cleiton da Silva Silveira. Obrigado também pelos bons períodos de reflexão e conversas.

Aos professores participantes da banca examinadora Carlos de Oliveira Galvão e Ticiania Marinho Carvalho Studart, obrigado pela disponibilidade e tempo empregado na leitura desse trabalho.

Aos demais professores do PÓS-DEHA pelo conhecimento obtido.

À CAPES, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio.

*“A ciência nunca resolve um problema sem
criar pelo menos outros dez”*

George Bernard Shaw

RESUMO

O Estado do Ceará tem como característica longos períodos de escassez pluviométrica, principal fator de suas secas hidrológicas, associados a flutuações de anomalias da temperatura da superfície dos oceanos Atlântico e Pacífico. Nessa região, como estratégia de convivência as secas, foram construídos reservatórios de pequeno, médio e grande porte, cujos impactos nos regimes naturais de vazões não são completamente compreendidos. Propõe-se com esse trabalho analisar a ocorrência, evolução das secas e *feedbacks* em função da variabilidade climática e mudanças ocorridas na rede de reservatórios. Foram utilizadas nas análises diversas ferramentas e metodologias como *change point* (Detecção de Pontos de Mudanças), Transformada de Ondeletas (TO), modelagem hidrológica SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*), índices de seca SPI e SRI (*Standardized Precipitation Index* e *Standardized Runoff Index*) e índices climáticos PDO e AMO (*Pacific Decadal Oscillation* e *Atlantic Multidecadal Oscillation*). A área de estudo selecionada compreendeu as bacias hidrológicas das estações fluviométricas de Iguatu, que mensura as vazões afluentes ao reservatório de Orós, e de Arneiroz, ao longo do escoamento natural da bacia de Iguatu. Foi identificado um duplo efeito de eventos de seca, com valores maiores de evapotranspiração associados a baixas precipitações, uma relação causal entre os índices PDO e AMO e a precipitação da região, com potencial para desenvolvimento de um modelo de previsão das precipitações a partir dos índices. Foi possível detectar mudança no padrão de escoamento da bacia do Arneiroz a partir de 1995, com evidências de impacto da operação de reservatórios nas vazões naturais e de possíveis mudanças no uso do solo que devem ser investigadas em estudos futuros. A modelagem chuva-vazão demonstrou que a hipótese de um comportamento homogêneo da bacia hidrológica, não é válida. A necessidade de uma modelagem mais complexa para representar a realidade enfrentada reforça que é primordial um correto monitoramento das operações dos reservatórios devido as mesmas serem cada vez mais necessárias a futuras simulações.

Palavras-chave: Variabilidade Climática. Antropoceno. Precipitação. Evapotranspiração. SMAP.

ABSTRACT

The Ceará state is characterized by long periods of rainfall scarcity, the main factor of its hydrological droughts, associated with fluctuations of surface temperature anomalies of the Atlantic and Pacific oceans. In this region, as a drought coexistence strategy, small, medium and large reservoirs were built, whose impacts in the natural streamflow regimes are not fully understood. It is proposed with this work to analyze the occurrence, evolution of droughts and feedbacks in function of the climate variability and changes in the reservoir network. Several tools and methodologies were used in the analysis as Changepoint, Wavelet Transform (TO), hydrologic modelling SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*), drought indexes SPI and SRI (*Standardized Precipitation Index* and *Standardized Runoff Index*) and climatic indexes, PDO and AMO (*Pacific Decadal Oscillation* and *Atlantic Multidecadal Oscillation*). The selected study area comprised the hydrological basins of the fluviometric stations of Iguatu, which measures the inflow of the Orós reservoir, and of Arneiroz, along the natural flow of the Iguatu basin. It was identified a double effect of drought events, with higher evapotranspiration values associated to low rainfall, a causal relationship between the PDO and AMO and the precipitation of the region, with potential for the development of a precipitation forecasting model from the indexes. It was possible to detect a change in the streamflow pattern of the Arneiroz basin from 1995, with evidences of impact in the natural flow of reservoirs operation and possible changes in the land use that should be investigated in future studies. The rainfall-streamflow modelling showed that the hypothesis of homogenous behavior of the basin is not valid. The need for a more complex modelling to represent the reality faced reinforces that a correct monitoring of reservoirs operation is essential once they are increasingly necessary for future simulations.

Keywords: Climate Variability. Anthropocene. Precipitation. Evapotranspiration. SMAP

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Fases da PDO. | 26 |
| Figura 2 – Calculo da AMO. | 26 |
| Figura 3 – Representação do modelo SMAP. | 29 |
| Figura 4 – Local de estudo. | 32 |
| Figura 5 – Precipitação anual ao longo da região Nordeste. | 34 |
| Figura 6 – Fluxograma resumo da metodologia. | 39 |
| Figura 7 – Estações climatológicas do Ceará gerenciadas pelo INMET. | 40 |
| Figura 8 – Limites da seleção das estações pluviométricas para o traçado do Thiessen. | 41 |
| Figura 9 – Cálculo do SPI. | 47 |
| Figura 10 – Ondeleta mãe de Morlet. | 49 |
| Figura 11 – Diferenças de fases e sua interpretação. | 52 |
| Figura 12 – Seleção das estações meteorológicas. | 57 |
| Figura 13 – Variação das variáveis de entrada para o cálculo da ETo, dados diários. | 60 |
| Figura 14 – Variação da evapotranspiração média mensal (Barbalha e Campos Sales). | 62 |
| Figura 15 – Variação da evapotranspiração média mensal (Iguatu e Tauá). | 63 |
| Figura 16 – Variação da ETo mensal pelo método de PM (Campos Sales). | 68 |
| Figura 17 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Jan a Mar. | 72 |
| Figura 18 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Abr a Jun. | 73 |
| Figura 19 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Jul a Set. | 74 |
| Figura 20 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Out a Dez. | 75 |
| Figura 21 – Potência média das Ondeletas – SPI 12. | 76 |
| Figura 22 – Espectro de potência – SPI 12 (Iguatu) | 77 |
| Figura 23 – Fator de penalidade e número de <i>changepoints</i> SPI 12 (Iguatu). | 77 |
| Figura 24 – Custo penalizado e número de <i>changepoints</i> SPI 12 (Iguatu). | 78 |
| Figura 25 – Resultados Changepoint SPI 12 (Iguatu) | 78 |
| Figura 26 – Espectro de potência AMO. | 79 |
| Figura 27 – Potência média das Ondeletas (a) AMO e (b) PDO. | 80 |
| Figura 28 – Espectro de potência PDO. | 81 |
| Figura 29 – Espectro de potência XTC – SPI e AMO. | 81 |
| Figura 30 – Espectro de potência XTC – SPI e PDO. | 82 |
| Figura 31 – Espectro de potência WTC – SPI e AMO. | 83 |
| Figura 32 – Espectro de potência WTC – SPI e PDO. | 83 |

| | |
|--|----|
| Figura 33 – Resultados <i>change point</i> AMO, PDO e SPI..... | 84 |
| Figura 34 – Relação SPI x SRI bacia da estação de Iguatu | 86 |
| Figura 35 – Relação SPI x SRI bacia da estação de Arneiroz | 86 |
| Figura 36 – Resultados <i>change point</i> SRI 12 (a) Iguatu, (b) Arneiroz, (c) SPI 12 Arneiroz. ... | 88 |
| Figura 37 – Vazões médias modelagem SMAP. | 90 |
| Figura 38 – Evapotranspiração média anual x Vazão média. | 91 |
| Figura 39 – Vazões simuladas e observadas 1911 a 1931..... | 94 |
| Figura 40 – Vazões simuladas e observadas 1932 a 1952..... | 94 |
| Figura 41 – Vazões simuladas e observadas 1953 a 1973..... | 95 |
| Figura 42 – Vazões simuladas e observadas 1974 a 1994..... | 95 |
| Figura 43 – Vazões simuladas e observadas 1995 a 2016..... | 96 |
| Figura 44 – Vazões simuladas e observadas 2010 a 2016..... | 96 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 – Intervalos de valores de SPI e sua classificação. | 21 |
| Tabela 2 – Classificação de eventos de seca pelo SPI | 21 |
| Tabela 3 – Informações dos reservatórios. | 33 |
| Tabela 4 – Métodos de cálculo de ETo..... | 43 |
| Tabela 5 – Latitude, longitude, altitude e influência relativa das estações meteorológicas. ... | 58 |
| Tabela 6 – Data de início e fim das séries pluviométricas | 58 |
| Tabela 7 – Períodos sem falhas nas observações de vazão das estações fluviométricas. | 59 |
| Tabela 8 – Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Barbalha). | 64 |
| Tabela 9 – Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Campos Sales). 65 | |
| Tabela 10 – Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Iguatu)..... | 66 |
| Tabela 11 – Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Tauá). | 67 |
| Tabela 12 – Correlação negativa entre as precipitações médias mensais e a ETo..... | 70 |
| Tabela 13 – Mínimos, médios e máximos mensais (PM) e variação em relação à média. | 71 |
| Tabela 14 – Resultados NASH..... | 89 |
| Tabela 15 – Correlação e coeficiente de NASH entre as vazões afluentes. | 92 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|----------|---|
| AMO | Oscilação Multidecadal do Atlântico |
| BDMEP | Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa |
| CROPS | Changepoints for a Range of Penalties |
| ENOS | El Niño Oscilação Sul |
| FUNCEME | Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos |
| HIDROWEB | Sistema de Informações Hidrológicas |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| PDO | Oscilação Decadal do Pacífico |
| PM | Penman-Monteith FAO-56 |
| SMAP | Soil Moisture Accounting Procedure |
| SPI | Standardized Precipitation Index |
| SRI | Standardized Runoff Index |
| TO | Transformada de Onduletas |
| SUDENE | Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste |
| TSM | Temperatura da Superfície do Mar |

SUMÁRIO

| | | |
|--------------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 14 |
| 1.1 | Contextualização..... | 14 |
| 1.2 | Justificativa..... | 16 |
| 2 | OBJETIVOS | 19 |
| 2.1 | Geral | 19 |
| 2.2 | Específicos..... | 19 |
| 3 | REVISÃO DA LITERATURA | 20 |
| 3.1 | Índices de seca (SPI e SRI)..... | 20 |
| 3.2 | Análise de mudanças e da variabilidade de séries temporais | 22 |
| 3.3 | Oscilação Decadal do Pacífico e Oscilação Multidecadal do Atlântico | 25 |
| 3.4 | Modelagem hidrológica e influência de reservatórios | 27 |
| 4 | LOCAL DE ESTUDO | 32 |
| 5 | METODOLOGIA | 37 |
| 5.1 | Estratégia Metodológica..... | 37 |
| 5.2 | Etapa 1: Consolidação das séries temporais e análise da relação entre a precipitação e a ETo..... | 40 |
| 5.2.1 | <i>Base de dados.....</i> | <i>40</i> |
| 5.2.2 | <i>Cálculo da evapotranspiração</i> | <i>41</i> |
| 5.2.3 | <i>Análise de tendência e da relação entre a ETo (PM) e precipitação</i> | <i>45</i> |
| 5.3 | Etapa 2: Análise da variabilidade climática e mudanças do regime de precipitação e vazões em múltiplas escalas temporais e avaliação de possíveis causas..... | 46 |
| 5.3.1 | <i>Padronização das séries em índices de seca (SPI e SRI).....</i> | <i>46</i> |
| 5.3.2 | <i>Análise dos padrões de variação de baixa, média e alta frequência</i> | <i>47</i> |
| 5.3.3 | <i>Análise da relação entre a precipitação e índices climáticos PDO e AMO</i> | <i>51</i> |
| 5.3.4 | <i>Análise da evolução temporal da relação entre SPI e SRI.....</i> | <i>53</i> |
| 5.4 | Etapa 3 e 4: Modelagem hidrológica e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões | 53 |
| 5.4.1 | <i>Modelagem chuva-vazão SMAP.....</i> | <i>53</i> |
| 5.4.2 | <i>Análise da sensibilidade do modelo SMAP a ETo e impacto no regime de vazões</i> | <i>54</i> |
| 5.4.3 | <i>Modelagem das vazões afluentes aos reservatórios e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões</i> | <i>55</i> |
| 6 | RESULTADOS | 57 |
| 6.1 | Etapa 1: Consolidação das séries temporais e análise da relação entre a precipitação e a ETo..... | 57 |
| 6.1.1 | <i>Base de dados</i> | <i>57</i> |
| 6.1.2 | <i>Cálculo da evapotranspiração</i> | <i>61</i> |

| | | |
|-------|---|-----|
| 6.1.3 | <i>Análise da relação entre a ETo (Pennam Monteith) e precipitação</i> | 68 |
| 6.2 | Etapa 2: Análise da variabilidade climática e mudanças do regime de precipitação e vazões em múltiplas escalas temporais e avaliação de possíveis causas | 76 |
| 6.2.1 | <i>Análise dos padrões de variação de baixa, média e alta frequência</i> | 76 |
| 6.2.2 | <i>Análise da relação entre a precipitação e os índices PDO e AMO</i> | 79 |
| 6.2.3 | <i>Análise da evolução temporal da relação entre SPI e SRI</i> | 85 |
| 6.3 | Etapa 3 e 4: Modelagem hidrológica e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões | 89 |
| 6.3.1 | <i>Análise da sensibilidade do modelo SMAP a ETo e impacto no regime de vazões</i> | 89 |
| 6.3.2 | <i>Modelagem das vazões afluentes aos reservatórios e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões</i> | 91 |
| 7 | CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 97 |
| | REFERÊNCIAS | 99 |
| | APÊNDICE | 103 |
| | Valores médios de ETo | 103 |
| | Valores segmentação Changepoint | 107 |
| | Vazões afluentes reservatórios | 109 |
| | Principais bibliotecas em R utilizadas | 111 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização

O termo Antropoceno foi proposto inicialmente no ano 2000 para definir a atual época geológica da Terra e capturar a mudança quantitativa no relacionamento entre o meio ambiente global e os seres humanos (CRUTZEN; STOERMER, 2000; STEFFEN et al., 2011). Rapidamente aceito pela comunidade científica, com a sua menção em diversos artigos e trabalhos, o termo, entretanto não é uma unidade geológica formal, cuja decisão oficial, se uma nova época geológica começou, depende da Commission's Anthropocene Working Group formada nos anos recentes (HAMILTON; GEMENNE; BONNEUIL, 2015; STEFFEN et al., 2011).

Uma definição de Antropoceno deriva da perspectiva interdisciplinar da Ciência do Sistema Terrestre (Earth Science System) que considera a Terra como uma entidade no seu todo, desde o núcleo até a atmosfera superior, onde a Terra como um sistema está experimentando uma mudança, deixando o estado de Holoceno, caracterizado por vários milênios de temperaturas e nível do mar excepcionalmente estáveis, e entrando em uma nova época. A partir dessa definição, a caracterização da época Antropoceno não se retém a detectar influências antrópicas na estratigrafia, mas seus impactos no sistema Terra (HAMILTON; GEMENNE; BONNEUIL, 2015).

A capacidade da civilização contemporânea de modificar o meio ambiente na escala global, como evidenciado pela emissão em larga escala de dióxido de carbono, alterando o balanço energético do planeta, e pelas modificações inegavelmente antropogênicas na camada de ozônio, reforçam a preocupação que atividades humanas podem afetar negativamente o ecossistema (STEFFEN et al., 2011). Em algumas regiões do planeta, o sistema terrestre é atualmente mais controlado por forças antropogênicas do que naturais, cujas pressões humanas chegaram a um estado em que o ciclo hidrológico continental não pode mais ser considerado como sendo controlado apenas por processos do sistema terrestre, evidenciando assim uma nova época (MEYBECK, 2003)

Diversos trabalhos corroboram com essas afirmações e apontam possíveis impactos de atividades humanas, como mudanças no uso do solo, construção e operação de reservatórios, na frequência, magnitude e distribuição espacial de secas e cheias (DI BALDASSARRE et al.,

2017; VAN LOON et al., 2016a, VAN LOON et al., 2016b; WAN, W. et al., 2017; YUAN; ZHANG; WANG, 2016).

O estado do Ceará tem como característica longos períodos com escassez pluviométrica e enfrenta, no presente ano de desenvolvimento desse trabalho, 2017, uma seca meteorológica histórica que iniciou em 2012 e que acarretou na redução significativa dos estoques dos reservatórios, de 68%, em janeiro de 2012 (12.785 hm³) para 9,1% em outubro de 2017 (1.690 hm³) (FUNCEME, 2017).

A escassez pluviométrica da região é o principal fator de ocorrência de secas e tema de inúmeros estudos que buscam uma maior compreensão da sua variabilidade e dos mecanismos naturais associados. Diversos estudos identificaram a presença de padrões de variação de baixa e média frequência nas séries de precipitação, e sua relação com fenômenos naturais como, por exemplo, os ciclos solares e flutuações de anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM), o que evidencia uma não estacionaridade nessas séries (SILVEIRA *et al.*, 2015). Apesar dos avanços, devido à complexidade do comportamento dessa variável ainda não é completamente compreendido os fatores que levam a esses períodos de escassez.

Como estratégia de convivência à variabilidade climática inerente a região, diversos reservatórios de pequeno, médio e grande porte, foram construídos ao longo dos anos visando minorar os impactos resultantes desses eventos, cujos três maiores são Castanhão, Orós e Banabuiú. O Ceará apresenta ao longo de todo o seu principal sistema de abastecimento, Sistema Jaguaribe Metropolitano, diversas outras alterações antrópicas, como a implantação de perímetros irrigados, expansão urbana, industrialização e desmatamento.

Analisando efeitos antrópicos em uma escala reduzida, percebe-se que a dinâmica entre as alterações mencionados e os seus impactos nos regimes naturais de vazões e conseqüentemente na ocorrência e magnitude de secas hidrológicas locais ainda não é completamente compreendida.

O presente trabalho objetiva analisar a ocorrência, evolução das secas e feedbacks em função da variabilidade climática e mudanças ocorridas na rede de reservatórios, utilizando nas suas análises diversas ferramentas e metodologias como *changepoint* (Detecção de Pontos de Mudanças), Transformada de Ondeletas (TO), modelagem hidrológica SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*), índices de seca SPI e SRI (*Standartized Precipitation Index* e *Standartized Runoff Index*) e índices climáticos, PDO e AMO (*Pacific Decadal Oscillation* e *Atlantic Multidecadal Oscillation*). A análise de feedbacks se limitará a investigação do duplo

efeito entre a ETo e valores de precipitação e vazão. A análise das ações antrópicas se limitará a mudanças no uso do solo e construção e operações de reservatórios.

Foi selecionado como área de estudo a bacia hidrológica das estações fluviométricas de Iguatu, que mensura as vazões afluentes ao reservatório de Orós, e Arneiroz, ao longo do escoamento natural da bacia de Iguatu.

1.2 Justificativa

De acordo com Van Loon et al. (2016a), o Antropoceno requer novos estudos sobre a seca e revisões sobre a definição do termo para incluir explicitamente processos humanos que conduzem, e modificam, secas agrícolas (umidade do solo) e o desenvolvimento da seca hidrológica. Nesse mesmo artigo, menciona que as questões de pesquisa mais urgentes a serem respondidas são relacionadas a atribuição da seca às suas causas e a vinculação dos impactos das secas às suas características, adaptações sociais e respostas.

No mesmo ano, Van Loon et al. (2016b), em um artigo na Nature Geoscience, infere que a gestão de secas é ineficiente devido aos feedbacks entre seca e pessoas não serem totalmente compreendidos. Di Balssare et al. (2017) também atesta a falta de conhecimento entre a dinâmica resultante da interrelação entre os impactos e respostas de eventos hidrológicos extremos, mencionando exemplos onde eventos de secas (cheias) tiveram seus impactos amplificados devido a regras de operação dos reservatórios elaboradas visando a prevenção de eventos de cheias (secas).

Wenhua Wan et al. (2017) em seu artigo que analisa os impactos da extração local de águas e operação de reservatórios em secas futuras nos Estados Unidos, conclui que, no geral, essas ações intensificam secas futuras e aumentam a extensão espacial das secas hidrológicas em escala local e nacional.

Yuan, Zhang e Wang (2016) comparando séries de vazões naturalizadas e observadas do Rio Amarelo, China, conclui que devido ao alto consumo humano de água as secas hidrológicas iniciam mais cedo e apresentam frequência e duração maiores. Nesse mesmo artigo, ao analisar a previsão sazonal, conclui que a previsibilidade sazonal de secas hidrológicas depende significativamente de informações de usos humanos ou da previsibilidade

de suas intervenções. Em artigo anterior, conclui que as condições hidrológicas iniciais são mais impactantes que as forçantes meteorológicas (YUAN et al., 2016).

Um estudo realizado na bacia da estação fluviométrica de Iguatu, comparou as incertezas dos parâmetros do modelo chuva-vazão SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure) com as associadas ao modelo de previsão climática sazonal, concluindo que a maior fonte de incertezas na previsão sazonal decorre do modelo climático (KWON et al., 2012). Esses resultados indicam que para a região de estudo as condições hidrológicas iniciais podem não afetar significativamente a previsão sazonal de secas, diferentemente do que foi obtido por Yuan, Zhang e Wang (2016) e Yuan et al. (2016), ou que a incerteza climática é tão grande que torna pequenas as incertezas hidrológicas.

Utilizando o modelo SWAT (Soil Water Assessment Tool) e incorporando mudanças no uso do solo obtidas através de imagens de satélite para analisar o balanço hídrico da bacia do Rio Samim, Indonésia, Marhaento et al. (2017) identificou mudanças significativas no balanço hídrico: aumento de 9% do coeficiente de escoamento e um decréscimo de 6% na razão entre evapotranspiração e vazão. Outros dois estudos utilizando o modelo SWAT na Índia e na China, apontam efeitos de mudanças no uso do solo na redução da evapotranspiração e no acréscimo do escoamento superficial (KUNDU; KHARE; MONDAL, 2017; WANG et al., 2014).

O conceito de Antropoceno e os diversos trabalhos relacionados demonstram que, na atual realidade enfrentada, as ações humanas não podem ser desprezadas, e seus impactos incluídos nas análises, modelagens e simulações.

Devido a severidade dos eventos de secas ocorridos na região de estudo, a literatura apresenta inúmeros trabalhos analisando diferentes aspectos relacionados à temática. A existência de feedbacks que contribuam para o agravamento da situação hídrica, porém, é um aspecto que não foi objeto de muitos estudos. ANG et al. (2016) ao estudar tendências na evapotranspiração (ETo) e sua possível relação com a precipitação na China associou a tendência observada de redução na ETo a uma também redução na precipitação e na umidade do ar. Esse trabalho demonstra a necessidade de uma investigação de um possível duplo efeito da seca meteorológica local, derivado de um efeito contrário ao observado na China, menores precipitações associadas a maiores valores de ETo, e também, das suas consequências no regime natural de vazões e na modelagem hidrológica, visto que a ETo é uma das variáveis de entrada de modelos chuva-vazão. O estabelecimento dessa relação permitirá também o embasamento

de futuros estudos que analisem outros efeitos, como um possível acréscimo de demanda para atividades econômicas da região em períodos de escassez hídrica.

A previsão da ocorrência dos eventos de seca meteorológicas da região é de extrema importância para a implementação de medidas de mitigação que efetivamente evitem uma situação hídrica emergencial. Um sistema de previsão de secas corretamente elaborado é baseado no conhecimento profundo da variabilidade climática e dos seus mecanismos naturais atrelados. Dessa forma, a investigação dos padrões variação da precipitação local e se a sua variabilidade de baixa frequência pode ser justificada por padrões de variação da temperatura da superfície do mar, através do uso dos índices PDO e AMO, permitirá contribuir para o preenchimento dessa lacuna de conhecimento e o embasamento de futuros estudos relacionados.

A análise da ocorrência e evolução das secas meteorológicas e hidrológicas da região permitirá observar mudanças no padrão de escoamento natural e buscar, embasado na variabilidade climática natural, os possíveis fatores antrópicos que possam estar associados. Complementarmente, a simulação do escoamento através da modelagem hidrológica buscará representar os impactos das ações antrópicas e dos feedbacks analisados nesse trabalho, contribuindo para o desenvolvimento de uma modelagem hidrológica que consiga representar mais fielmente a complexa realidade local.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Analisar a ocorrência e evolução das secas em função da variabilidade climática e mudanças ocorridas na rede de reservatórios.

2.2 Específicos

- Analisar a existência de um duplo efeito da seca com aumento da evapotranspiração em anos de pluviosidade reduzida;
- Analisar o impacto de maiores valores de evapotranspiração no regime de vazões utilizando modelagem hidrológica chuva-vazão;
- Analisar a variabilidade de baixa frequência e mudanças no regime pluviométrico através das metodologias *change point* e Transformada de Ondeletas;
- Identificar fatores climáticos que expliquem os modos de variação de baixa frequência do regime pluviométrico;
- Identificar mudanças no padrão de escoamento a partir da análise da relação dos índices de seca SPI e SRI;
- Avaliar impacto de mudanças no uso do solo e da construção e operação de reservatórios no regime natural de vazões através de modelagem hidrológica;

3 REVISÃO DA LITERATURA

Esta seção apresenta uma revisão da literatura sobre índices de seca, análise de séries temporais e simulação de modelos hidrológicos chuva-vazão, com ênfase nos conhecimentos necessários a aplicação da metodologia desse trabalho.

3.1 Índices de seca (SPI e SRI)

Uma das formas de analisar e caracterizar o comportamento das secas e analisar mudanças ao longo do tempo é a utilização de índices padronizados. Ao longo dos anos diversos índices de seca foram elaborados baseados em variáveis hidro meteorológicas com diferentes abordagens para o seu cálculo, desde índices simples baseados na distância percentual entre o evento ao valor médio histórico até índices mais complexos como o Índice de Severidade de Seca de Palmer (WMO, 2012).

A utilização desses índices se justifica devido a permitir a comparação de diferentes regiões e estabelecer limiares generalizados para a caracterização da intensidade, duração, severidade e extensão espacial da seca, porém, é preciso verificar a adequação dos limites a realidade local onde o índice será utilizado, alterando-os quando necessário. Os índices são também utilizados em planos de secas como gatilhos para desencadear ações associadas a severidade enfrentada.

O índice de precipitação padronizado, SPI (*Standardized Precipitation Index*), desenvolvido por McKee *et al.* (1993) é atualmente um dos mais empregados mundialmente, principalmente devido a sua flexibilidade, permite a análise tanto de períodos de seca como de cheias, facilidade de cálculo e de necessitar apenas de dados de precipitação, porém, é recomendado o seu uso com uma série de valores mensais de pelo menos 20 a 30 anos e idealmente com uma série mais longa, entre 50 a 60 anos (WMO, 2012).

Os valores de SPI são relacionados a probabilidade de precipitação na escala temporal adotada, usualmente variando entre 1, 3, 6, 12, 24 e 48 meses. A classificação padrão elaborada por McKee e usualmente utilizada está resumida na Tabela 1, valores positivos de SPI acima do limiar de normalidade enquadram a situação enfrentada desde moderadamente úmido até extremamente úmido, já valores negativos abaixo de -0.99 classificam a situação

desde moderadamente seco até extremamente seco. Essa classificação estratifica situações úmidas e secas em 3 estados respectivos, servindo igualmente para os dois extremos.

Tabela 1 – Intervalos de valores de SPI e sua classificação.

| | |
|----------------------|-----------------------|
| Acima ou igual a 2.0 | Extremamente úmido |
| 1.5 a 1.99 | Muito úmido |
| 1.0 a 1.49 | Moderadamente úmido |
| -0.99 a 0.99 | Próximo a normalidade |
| -1.0 a 1.49 | Moderadamente seco |
| -1.5 a -1.99 | Severamente seco |
| Abaixo ou igual -2.0 | Extremamente Seco |

Fonte: Adaptado de WMO (2012).

Regiões onde eventos de seca são recorrentes necessitam de uma estratificação em um número maior de categorias, resultando em uma melhor caracterização da situação enfrentada. A classificação adotada por Cunha (2008) (Tabela 2) classifica o SPI em cinco categorias.

Tabela 2 – Classificação de eventos de seca pelo SPI

| SPI | Classificação | Categoria |
|-----------------|---------------|-----------------------|
| Abaixo de -0,79 | D0 | Próximo a Normalidade |
| -0,80 a -1,29 | D1 | Seca Fraca |
| -1,30 a -1,59 | D2 | Seca Moderada |
| -1,60 a -1,99 | D3 | Seca Severa |
| Abaixo de -2,00 | D4 | Seca Extrema |

Fonte: Adaptado de Cunha (2008).

O índice SRI (*Standardized Runoff Index*) é uma variação do índice SPI, porém utilizando, como variável de entrada, vazões mensais e visando definir e classificar eventos de secas hidrológicas, podendo ser utilizado de forma complementar ao SPI, que contempla apenas aspectos meteorológicos (SHUKLA e WOOD, 2008). A análise conjunta do comportamento do SPI e do SRI permite identificar mudanças nos regimes de vazões ao longo do intervalo temporal analisado.

3.2 Análise de mudanças e da variabilidade de séries temporais

A análise de séries temporais embasa estudos de diversas áreas, ao possibilitar a detecção de extremos, tendências, mudanças ao longo da série temporal e a existência de modos de variação, tanto de baixa como de alta frequência. A compreensão da variabilidade natural das variáveis hidrometeorológicas, bem como mudanças e tendências ao longo de suas séries temporais, se torna especialmente importante no contexto do Antropoceno, onde é necessário identificar e distinguir essa variabilidade das consequências de ações antrópicas de larga escala.

Devido a relevância das informações contidas nos dados e a dificuldade em extraí-las a partir somente da visualização gráfica das séries, diversas metodologias de análise surgiram ao longo do tempo. Em vários estudos desejamos identificar periodicidades nos dados observados, podemos, por exemplo, querer estimar as amplitudes, frequências e fases ou então ao conhecer as frequências, podemos desejar estimar as amplitudes e fases (MORETTIN, 2006). Além disso, mesmo que os dados não apresentem periodicidade, analisa-los em componentes harmônicas periódicas permite entender melhor o comportamento da série.

Segundo Bolzan (2006), “Antes de 1930, Joseph Fourier com sua teoria de análise de frequência afirmou que qualquer função periódica, $f(x)$, pode ser expressa por uma somatória de senos e cossenos[...]”. A Transformada de Fourier é uma ferramenta matemática que realiza esse processo de decomposição, permitindo identificar a contribuição para energia total de cada função obtida. Essa contribuição pode ser visualizada graficamente pelo Espectro de Energia, que apresenta a energia por frequência.

A utilização dessa transformada limita-se a séries estacionárias, cuja média é constante e a série se desenvolve aleatoriamente ao seu redor (MORETTIN, 2006). Devido a essa característica a aplicação dessa transformada é restrita, visto que grande parte das séries reais de dados apresentam alguma forma de não-estacionariedade. Frente a essa limitação, Gaber (1946 *apud* BOLZAN, 2006), aplicou a Transformada de Fourier separadamente em segmentos, de tamanhos fixos, frutos da divisão da série original. Essa variação ficou conhecida como Transformada de Fourier Janelada.

Apesar dos avanços decorrentes dessa modificação a definição de uma janela fixa e a energia infinita decorrente da variação de $-\infty$ a $+\infty$ das funções trigonométricas ainda representava um problema, sendo considerada por alguns autores como um método impreciso e ineficiente (KAISER, 1994 *apud* TORRENCE; COMPO, 1998). Na década de 1980, Jean

Morlet solucionou essas limitações ao desenvolver as chamadas funções ondeletas, que são um conjunto de funções geradas pela dilatação e translação de uma função base simples, denominada ondeleta-mãe, que possui energia finita (BOLZAN, 2006). A primeira ondeleta-mãe, hoje conhecida por função ondeleta de Morlet, é uma das mais utilizadas na aplicação dessa metodologia.

A Transformada de Ondeleta (TO) proporciona a decomposição de uma série temporal não estacionária em um espaço de tempo e frequência, permitindo a determinação dos modos de variabilidade dominantes e como eles variam ao longo do tempo (TORRENCE; COMPO, 1998). Devido a essas características, essa transformada é extensamente empregada para a análise de séries de dados em variadas áreas, com a facilidade da disponibilidade de inúmeros programas e extensões livres em diversas linguagens de programação.

Além da decomposição da série, outra abordagem consiste em estimar os pontos, ou ponto, no qual as propriedades estatísticas de uma série de observações se modificam (KILLICK; ECKLEY, 2014). Esses pontos são denominados *changepoints*, ou em tradução direta: Pontos de Mudança.

Hinkley (1970 apud KILLICK; ECKLEY, 2014) propôs uma abordagem baseada na distribuição assintótica do teste da razão de verossimilhança para detectar *changepoints* na média de uma sequência de observações normalmente distribuídas. Posteriormente, essa metodologia foi estendida por outros estudos para diversas distribuições, como gama, exponencial e binomial, e também para a detecção de mudanças na variância para distribuições normalmente distribuídas (ECKLEY; FEARNHEAD; KILLICK, 2011). O teste da razão de verossimilhança é um teste de hipótese que compara a qualidade de ajuste de dois modelos, dessa forma, a detecção de um ponto de mudança baseado na abordagem mencionada ocorre rejeitando uma hipótese nula de que não existe nenhum ponto de mudança com o nível de significância desejado. Ao detectar um ponto de mudança, a série é dividida em dois segmentos, antes e depois do ponto.

A detecção de múltiplos pontos em uma série normalmente distribuída pode ser realizada através da minimização do custo total, formado pela soma de uma função de custo específica de cada segmento, por exemplo log-verossimilhança negativa (KILLICK; ECKLEY, 2014). Devido a adição de um ponto de mudança sempre resultar em uma redução no custo total, existem duas formas de evitar um sobreajuste, fixar o número total de pontos a serem descobertos, ou adicionar uma constante de penalidade. A penalidade aplicada é um fator que

impacta diretamente os resultados, algumas funções padrões são usualmente utilizadas para obter o valor considerado adequado, baseadas no número de parâmetros adicionais introduzidos pela adição de um ponto de mudança, porém, todas essas funções provêm de alguma suposição sobre os dados. Outra abordagem proposta mais recentemente é a utilização de um intervalo de valores de penalidade ao invés de um valor único (CROPS - *Changepoints for a Range of Penalties*), permitindo analisar as segmentações resultantes dos diferentes valores de penalidade (HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014).

A detecção de múltiplos pontos se torna uma tarefa computacionalmente intensiva a medida que a quantidade de observações aumenta, visto que o número de possíveis pontos de mudança igualmente aumenta. Dessa forma, alguns algoritmos de busca são utilizados para minimizar a função de custo total. Um dos métodos mais antigos e ainda largamente empregado é a segmentação binária (*Binary Segmentation*), esse método aproximado, originário de trabalhos entre 1965 e 1975, consiste em testar a série para a detecção de um único ponto de mudança, separando a série em duas partes caso seja detectado uma mudança, como mencionado anteriormente. O teste é aplicado novamente para cada segmentação subsequente enquanto for detectado algum *changepoint* (ECKLEY; FEARNHEAD; KILLICK, 2011; KILLICK; ECKLEY, 2014). Apesar de ser um método relativamente rápido, em algumas situações apresenta resultados inconsistentes, além de dificuldades na determinação do limiar cuja estatística de teste deve ser maior (ECKLEY; FEARNHEAD; KILLICK, 2011; BRAUN; MULLER, 1998).

Outra metodologia de minimização é o algoritmo *Segment Neighborhood*, que segundo Killick e Eckley (2014), foi proposto por Auger e Laurence (1989) e explorado posteriormente por Bai e Perron (1998) e consiste em utilizar técnicas de programação dinâmica para obter uma minimização exata, reduzindo bastante a complexidade computacional, porém ainda consideravelmente mais alta que a segmentação binária.

Jackson e Scargle (2005 apud HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014) propuseram o método *Optimal Partitioning*, também baseado em programação dinâmica, para resolver esse problema de minimização de forma exata. Esse método consiste em um processo recursivo que compara os custos de segmentação a cada iteração, o que conseguiu reduzir mais o custo computacional (HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014).

Killick, Fearnhead e Eckley (2012) introduziram o método PELT (*Pruned Exact Linear Time*), uma alteração ao método *Optimal Partitioning*, removendo das iterações

números e posições de pontos de mudança que nunca resultariam em valores mínimos, sem prejuízo para os resultados finais e conseguindo atingir um custo computacional significativamente menor.

A aplicação das metodologias mencionadas em séries temporais de índices de seca e de anomalias de temperatura da superfície do mar, permite a identificação dos padrões de variação, de mudanças ocorridas ao longo das séries e analisar e estabelecer uma relação causal entre os índices.

3.3 Oscilação Decadal do Pacífico e Oscilação Multidecadal do Atlântico

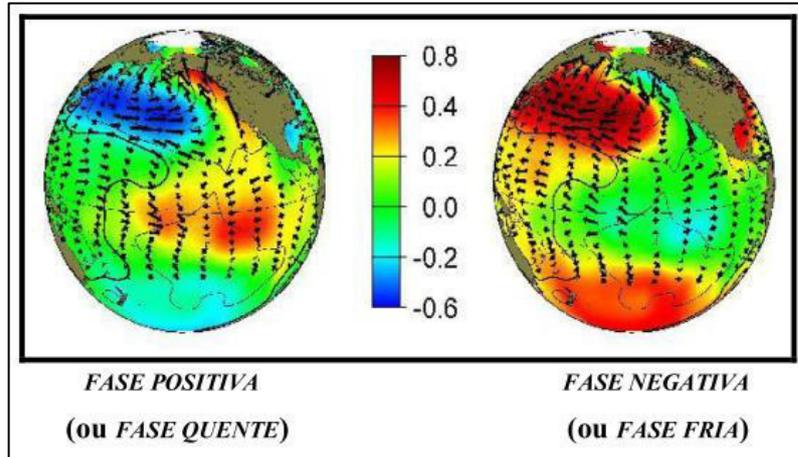
De acordo com Mantua *et al.* (1997) a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO – *Pacific Decadal Oscillation*) é o principal componente da variabilidade da temperatura na superfície do mar (TSM) do Oceano Pacífico, essa variabilidade é mensurada pelo índice homônimo, que mede a anomalia da intensidade da PDO, do pacífico norte, em relação aos valores médios históricos através do número de desvios padrões (CASTRO; SOUZA FILHO; SILVEIRA, 2013). De acordo com Silva e Galvêncio (2011), a PDO se comporta de forma oposta entre a TSM ao longo da costa oeste da América do Norte em relação ao restante do Pacífico Norte (Figura 1).

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO – *Atlantic Multi-decadal Oscillation*) é baseada na anomalia média de TSM do Atlântico Norte, cujo índice homônimo é usualmente calculado removendo a tendência da TSM de forma a retirar os sinais decorrentes as mudanças climáticas (Figura 2), podendo também ser suavizada por uma média móvel de 10 anos. A AMO é o principal mecanismo de variação climática de baixa frequência do Oceano Atlântico.

O índice PDO foi criado em 1995 por Hare e Francis em um artigo que analisava a relação entre condições climáticas e a produção de salmão no Alaska (SILVA; GALVÊNCIO, 2011), o índice AMO surgiu em 2001 através do trabalho de Enfield, Mestas-Nuñes e Trimble que analisava a relação entre a AMO e as precipitações e vazões nos Estados Unidos. Diversos estudos associam esses sinais climáticos a variabilidade hidrológica e climática, com impactos significativos nas variáveis climáticas e hidrológicas, como o trabalho de Tang *et al.* (2013), que através do uso de ondeletas cruzadas, analisou a influência conjunta dos dois índices na umidade do solo nos Estados Unidos e concluiu que apesar da existência de influência

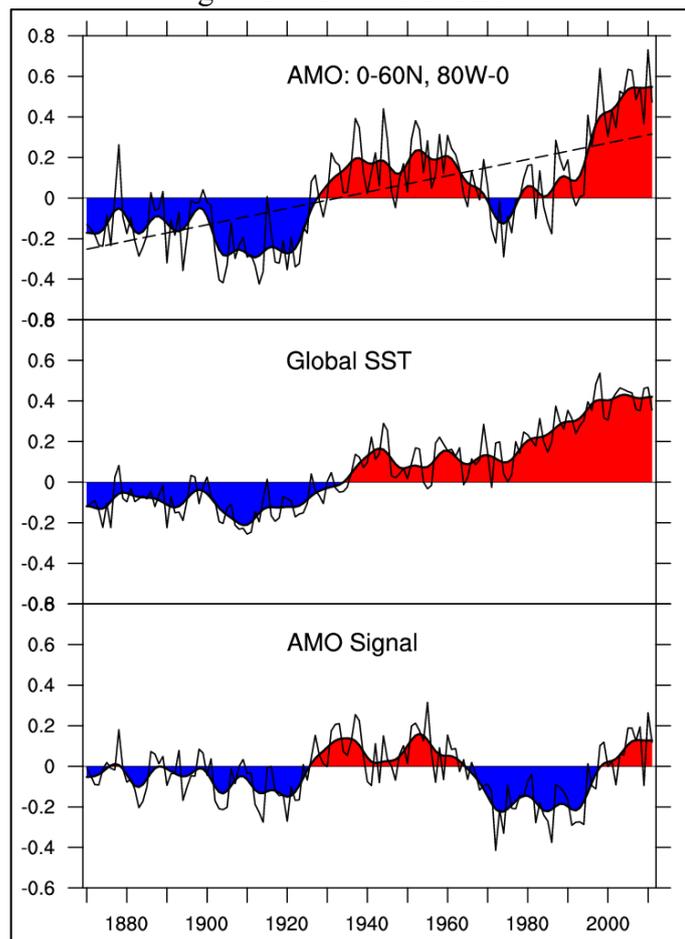
simultânea dos dois índices o índice PDO apresenta uma maior correlação comparativamente a AMO.

Figura 1 – Fases da PDO.



Fonte: Silva e Galvêncio (2011).

Figura 2 – Calculo da AMO.



Fonte: Adaptado de Trenberth *et al.* (2017)

Castro, Souza Filho e Silveira, 2013, analisando séries históricas de vazões do ONS (Operador Nacional do Sistema), eventos de El Niño, La Niña e o índice PDO, concluem que existe indícios de uma correlação entre o índice e as vazões do Sistema Interligado Nacional (SIN), afetando significativamente as vazões do principal sistema de hidroeletricidade do Brasil.

No estado do Ceará o trabalho de Silvia e Galvêncio (2011), explorando a influência conjunta desses eventos na precipitação, associa valores negativos da PDO ao um incremento nas anomalias de chuva, durante a ocorrência dos dois eventos, onde a ocorrência concomitante de um El Niño Oscilação Sul (ENOS) e um valor negativo de PDO resultou em um acréscimo significativo das anomalias de precipitação.

Silva (2013) analisando conjuntamente a relação de eventos de El Niño/La Niña e os índices PDO e AMO, conclui que a fase negativa da AMO, acompanhado de evento de La Niña, promove o maior aumento nas precipitações médias anuais, demonstrando influência da AMO nesse estado devido ao efeito Dípolo do Atlântico onde ao Atlântico Norte apresentar uma anomalia negativa temos uma anomalia positiva no Atlântico Sul.

Alguns trabalhos para análise da relação do índice PDO com o evento estudado utilizam ao invés do índice mensal um valor anual resultante da média dos valores, devido a existência de uma correlação ano a ano significativa do índice, não sendo uma variável independente apropriada para estudos de regressão, como adotado por Svoma, Balling e Ellis (2010).

3.4 Modelagem hidrológica e influência de reservatórios

Os modelos de precipitação-vazão buscam simular a vazão na seção principal através da precipitação conhecida na bacia hidrográfica. Esses modelos são utilizados para diversas finalidades, entre elas (TUCCI, 1987):

- Obter uma melhor compreensão de fenômenos hidrológicos: O detalhamento do modelo permite separar os fenômenos e analisar a sensibilidade das variações para bacias com diferentes características.
- Preenchimento de falhas e análise de consistência: Devido a existência de falhas nas séries de dados de vazão, a utilização dos modelos chuva-vazão é

uma solução ao permitir, após um ajuste inicial do modelo a região analisada, simular as vazões nos períodos de falhas utilizando uma série de precipitação mais extensa. Além disso, é possível analisar a consistência de curvas-chave, níveis observados e precipitação, permitindo também a verificação de alterações nos rios e bacias.

- Efeitos resultantes da modificação do uso da terra: A análise do escoamento resultante da modificação do uso do solo requer uma metodologia mais complexa que várias finalidades do uso de modelos chuva-vazão. Modelos mais complexos, que necessitam de mais informações sobre a bacia, podem representar com mais detalhes e menos empiricamente efeitos resultantes de alterações no solo como desmatamento de grandes áreas e urbanização acentuada da bacia.

A simulação da vazão ocorre pela representação da parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão, descrevendo aspectos como (TUCCI, 1998, p. 227): "[...] distribuição espacial da precipitação, as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo, o fluxo através do solo pela infiltração, percolação e água subterrânea, escoamento superficial, subsuperficial e no rio."

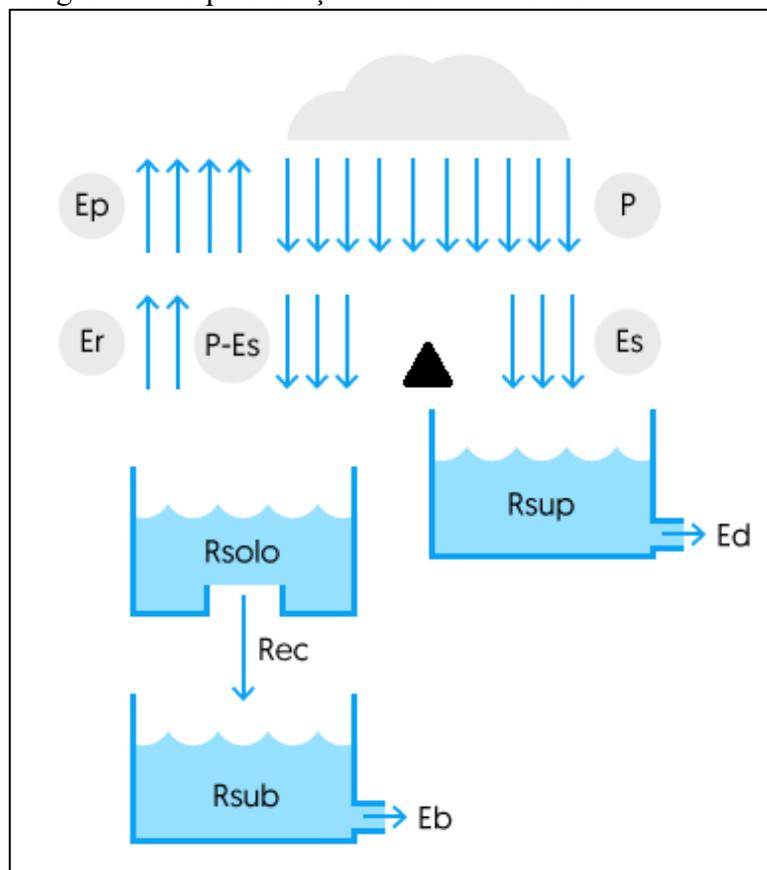
Os modelos podem ser classificados de acordo com a discretização da bacia hidrológica de estudo em três categorias (TUCCI, 1998): concentrado, onde é adotado um valor médio para cada variável de entrada como representativo para toda a bacia; distribuído por sub-bacias, onde cada sub-bacia apresenta uma caracterização independente; e distribuído por módulos, subdividindo a região de estudo em um conjunto de pequenos módulos igualmente espaçados e também com características independentes, permitindo um melhor detalhamento dos processos e avaliação do comportamento dos parâmetros do modelo ao longo da região de estudo.

Quanto a conceitualização podem também ser classificados em três categorias (TUCCI, 1998): empíricos, utilizam equações sem embasamento nos processos físicos da bacia que relacionem a precipitação com a vazão, derivando de regressões entre as duas variáveis e outras abordagens; conceituais, utilizam uma associação entre a equação da continuidade e equações empíricas; e físicos-distribuídos que buscam descrever todos os processos físicos ocorridos na bacia.

O modelo chuva-vazão SMAP (Figura 3), desenvolvido por Lopes, Braga e Conejo (1981) é um modelo conceitual concentrado, de estrutura simples baseado nos parâmetros do *US Soil Conservation* onde o armazenamento e o fluxos na superfície, na camada superior do solo e no aquífero são representados em três reservatórios, SCS, RSOLO e RSUB (BARROS *et al*, 2013) no passo de tempo diário, no passo de tempo mensal o reservatório RSUB é desprezado devido aos efeitos de translação ser desprezível. Utiliza quatro parâmetros para a simulação, que serão aprofundados na seção de metodologia. Apesar de se tratar de um modelo com mais de 35 anos de criação esse modelo ainda é extensamente empregado, um dos fatores é a facilidade do seu uso devido ao pequeno número de parâmetros e de utilizar apenas dados de entrada de precipitação e evapotranspiração potencial.

Evapotranspiração é o processo de transferência de águas superficiais a atmosfera, contabilizando além da evaporação de superfície a transpiração das plantas. É um importante estágio do ciclo hidrológico com impacto em diversas atividades econômicas e na gestão de recursos hídricos, dessa forma a estimativa precisa do seu valor é de extrema importância.

Figura 3 – Representação do modelo SMAP.



Fonte: Adaptado de Lopes *et al.* (1981).

Ao longo do tempo inúmeros métodos e equações foram elaborados para sua estimação, nos seus diversos tipos, como a evapotranspiração potencial (ET_p) e real. Para o cálculo da ET_p, o método de Penman-Monteith-FAO-56 (PM) (Allen *et al.*, 1998) é considerado como método mais preciso, devido a conseguir estimar valores corretos em regiões com condições climáticas diversas.

A equação de PM deriva das modificações por John Monteith na equação original de Penman e na padronização para estimação de parâmetros de resistência superficial e aerodinâmica realizada por Allen *et al.* (1989). (ASCE, 2016).

Apesar disso, a utilização do método de PM enfrenta os obstáculos derivados da necessidade de valores para muitas variáveis, impossibilitando o seu uso.

No âmbito da modelagem hidrológica no passo mensal, usualmente é adotado para cada mês um valor médio mensal de evapotranspiração fixo para a simulação de toda a série temporal de vazões, desprezando possíveis variações temporais.

No contexto do Antropoceno a modelagem chuva-vazão se torna uma ferramenta importante para simulação dos efeitos de ações humanas no regime natural de vazões e suas diversas consequências no âmbito da hidrologia. Permite também, simular os impactos de maiores valores de ET_p no regime de vazões.

Para a área de estudo a inclusão da influência de reservatórios na modelagem hidrológica se mostra particularmente importante. Na região Nordeste do Brasil diversos programas de incentivo a construção de reservatórios foram realizados pelo Governo Federal no século passado, onde o programa açudes em cooperação foi que mais contribuiu para o adensamento da rede de reservatórios, com a construção de numerosos pequenos açudes. A construção de reservatórios de médio e grande porte sempre se intensificaram após períodos de seca, demonstrando a ocorrência de uma política reativa e ausência de planejamento de longo prazo. Apesar desses açudes de diferentes portes funcionarem em conjunto como um sistema hidrográfico complexo, somente recentemente o dimensionamento dos mesmos começaram a contemplar essa visão sistemática (CAMPOS; MOTA; COSTA; 2006).

Dessa forma, vislumbra-se a redução das vazões regularizadas como uma possível consequência dessa política de construção indiscriminada de reservatórios, resultando em grandes perdas para as bacias hidrográficas da região. O estudo de Studart *et al.* (2006) reforça

esse entendimento. Analisando o açude Várzea do Boi, construído em 1954, constatou que houve uma redução da ordem de 40% das vazões regularizadas pelo reservatório devido a construção de 37 pequenos açudes a montante, até o ano 2000, que conjuntamente controlavam 49,4% da área original. Desses 37, a maioria era ineficiente, não apresentando qualquer capacidade de regularização, e 17 perdiam 50% do volume afluente por evaporação, prejudicando o desempenho de todo o sistema.

Nesse mesmo sentido, Campos (2005) menciona que os açudes de grande porte apresentam menores perdas por evaporação e enfatiza que uma correta escolha do local de construção de uma barragem pode significar em uma redução da evaporação em até 13 vezes.

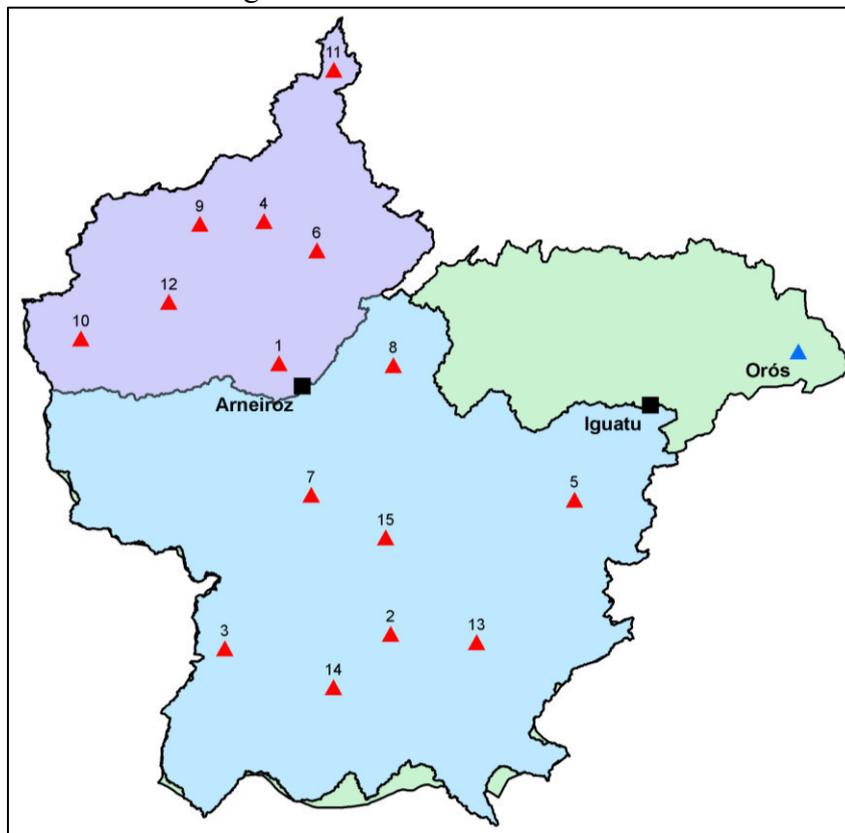
Uma tentativa de incluir os reservatórios de caráter intranual na modelagem chuva-vazão no Estado do Ceará foi realizada por Alexandre, Souza Filho e Campos (2013), adicionando um reservatório matemático ao modelo SMAP para representar os açudes intranuais, sendo a altura desse reservatório um parâmetro a ser calibrado. Porém, os resultados obtidos do modelo modificado não demonstraram uma melhora significativa em relação ao SMAP original.

Barros *et al.* (2013), utilizando o modelo SMAP sem modificações, simulou as vazões das estações fluviométricas do Estado do Ceará, obtendo valores de NASH significativamente altos tanto para a validação quanto para a calibração para diversas estações, indicando que apesar da existência dos inúmeros reservatórios da região, a utilização direta do modelo produziu resultados relevantes. É importante ressaltar, porém, que o artigo mencionado não explicitou os períodos de calibração e de validação, dessa forma, o modelo pode não conseguir representar eficientemente as vazões ocorridas após o período de verificação devido a alterações posteriores.

4 LOCAL DE ESTUDO

Para o desenvolvimento desse estudo foi escolhido as bacias hidrológicas das estações fluviométricas de Iguatu (36160000) e Arneiroz (3602000) (Figura 4). A bacia da estação de Arneiroz, está contida na bacia da estação de Iguatu e localizada no início do escoamento natural, não sofrendo interferências dos demais reservatórios existentes, com área total de 5852 km².

Figura 4 – Local de estudo.



Fonte: Elaboração própria. Bacias hidrológicas das estações fluviométricas de Iguatu (azul), Arneiroz (roxo) e do Alto Jaguaribe (verde), localização das estações fluviométricas (quadrados pretos) e dos reservatórios (triângulos vermelhos e azul), em destaque o Orós.

A estação fluviométrica de Iguatu se localiza próxima a um dos principais reservatórios do Estado do Ceará, o Orós, com capacidade máxima de 1,94 bilhões de m³, medindo as vazões afluentes ao mesmo.

Essa bacia apresenta ao longo da mesma diversos reservatórios de médio e menor porte ao longo dos anos, conforme Tabela 3, onde a maioria deles foram construídos a partir de

1987. Apresenta uma área total de 20.664 km² e está contida na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, compreendendo boa parte da mesma.

Tabela 3 – Informações dos reservatórios.

| Nº | NOME | Capacidade (m ³) | Área da bacia hidrológica (km ²) | Ano de construção | Início de monitoramento |
|----|---------------------|------------------------------|--|-------------------|-------------------------|
| 1 | Arneiroz II | 197.060.000 | 5.407,09 | 2004 | 2005 |
| 2 | Canoas | 69.250.000 | 581,74 | 1999 | 1999 |
| 3 | Poço da Pedra | 52.000.000 | 901,62 | 1958 | 1986 |
| 4 | Várzea do Boi | 51.910.000 | 1.239,14 | 1954 | 1986 |
| 5 | Muquém | 47.643.000 | 295,51 | 2000 | 2001 |
| 6 | Favelas | 30.100.000 | 659,42 | 1988 | 1989 |
| 7 | Benguê | 19.560.000 | 931,83 | 2000 | 2001 |
| 8 | Rivaldo de Carvalho | 19.520.000 | 307,95 | 1966 | 2001 |
| 9 | Trici | 16.500.000 | 555,06 | 1987 | 1992 |
| 10 | Parambu | 8.530.000 | 117,75 | 1992 | 1993 |
| 11 | Forquilha II | 3.400.000 | 43,27 | 1988 | 1992 |
| 12 | Espírito Santo | 3.390.000 | 186,20 | 1988 | - |
| 13 | Valério | 2.020.000 | 60,00 | 1996 | 1998 |
| 14 | Pau Preto | 1.808.767 | 804,61 | 1958 | 1960 |
| 15 | Do Coronel | 1.770.000 | 26,17 | 1946 | 1998 |

Fonte: Elaboração própria através de dados da COGERH.

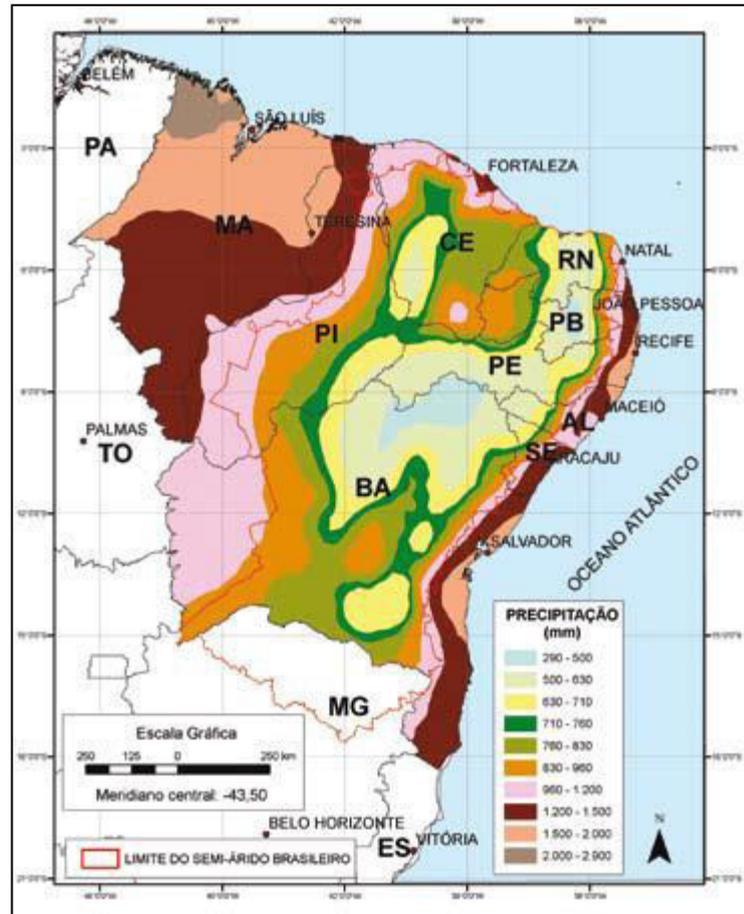
A bacia do Alto Jaguaribe está localizada ao sul do Estado do Ceará, contido na região Nordeste do território brasileiro. A região compreende grande parte do Semi-Árido brasileiro, delimitado, segundo BRASIL et al (2015, p. 5), pelas seguintes características:

- Precipitação pluviométrica média anual inferior a 800 milímetros;
- Índice de aridez de até 0,5;
- Risco de seca maior que 60%, tomando-se por base o período entre 1970 e 1990.

A região apresenta um alto índice de insolação média (2800 h/ano) associado a temperaturas médias variando entre 23° a 27° C, resultando em uma evaporação média em torno de 2000 mm/ano e uma umidade relativa do ar média de aproximadamente 50% (MOURA et al, 2007). As precipitações são escassas e irregulares, com a concentração de 90 % do total de precipitação anual em um período de seis meses, na pré-estação (dezembro e janeiro) e quadra chuvosa (fevereiro a maio).

A distância ao litoral leste é um fator que influencia nas distribuições das precipitações das bacias de estudo, observa-se uma redução na pluviometria anual média relacionada ao mesmo (Figura 5). Algumas regiões distantes do litoral apresentam uma precipitação maior, devido a presença de microclimas específicos como serras e montanhas.

Figura 5 - Precipitação anual ao longo da região Nordeste.



Fonte: Clima e água de chuva no semi-árido (MOURA et al, 2007).

A variabilidade da pluviometria da região é associada por diversos estudos a variação da TSM dos oceanos tropicais, afetando a intensidade e posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico.

A TSM segue padrões de variabilidade, cujo eventos anômalos produzem no Pacífico leste equatorial, fenômenos como o El Niño e La Niña. No Brasil, o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), composto pelo conjunto de alterações nos padrões de circulação atmosférica e TSM, é associado por vários autores as secas na região nordeste ou chuvas

excessivas no sul do País (GERÓLAMO; KAYANO, 2010), por influenciar no posicionamento da ZCIT.

A ZCIT é associada por diversos estudos a eventos de secas e cheias e considerada como o principal mecanismo responsável pelas precipitações nas regiões Norte e Nordeste. É caracterizada como uma região de confluência dos ventos alísios de Sudeste com os ventos alísios de Nordeste, com o posicionamento variando de 14° N, no período entre agosto e setembro e 4° S durante o período entre março e abril. Molion e Bernardo (2000, p 1336) exemplificam a relação entre a ZCIT e a precipitação no Norte e Nordeste do Brasil:

[...] Em anos de seca no NNE, a ZCIT fica bloqueada mais ao norte de sua posição normal. O NNE fica, então, debaixo de uma região de subsidência que inibe a precipitação. Em anos chuvosos, ao contrário, a ZCIT move-se até cerca de 5°S e torna-se intensa com o aumento da convergência. As chuvas (secas) no NNE, portanto, coincidem com o posicionamento da ZCIT mais para o sul (norte) (Lobo, 1982; Uvo et al., 1988). A ZCIT do Atlântico é parte da circulação geral da atmosfera e seu posicionamento parece estar intimamente ligado às anomalias da temperatura de sua superfície (ATSM) particularmente em seu lado oeste. Vários estudos (e.g., Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981) sugeriram que ATSM positivas (negativas) no Atlântico Sul e ATSM negativas (positivas) no Atlântico Norte estão associadas com anos chuvosos (secos) no NE, o chamado dipolo do Atlântico.[...]

A região semiárida é composta majoritariamente pelo embasamento cristalino provocando uma diminuição na oferta hídrica, presente em 70% da região. Essa formação é caracterizada como um solo raso, com aproximadamente 0,60 m de profundidade, baixa capacidade de infiltração, drenagem natural reduzida e um alto escoamento superficial (SUASSUNA, 2002). Devido a essas características, o armazenamento natural de água se torna mais difícil e apresenta problemas de salinização. Suassuna (2002) caracteriza os aquíferos formados em áreas com embasamento cristalino:

Os aquíferos dessa área caracterizam-se pela forma descontínua de armazenamento. A água é armazenada em fendas/fraturas na rocha (aquífero fissural) e, em regiões de solos aluviais (aluvião) forma pequenos reservatórios, de qualidade não muito boa, sujeitos à exaustão devido à ação da evaporação e aos constantes bombeamentos realizados. As águas exploradas em fendas de rochas cristalinas são, em sua maioria, de qualidade inferior, normalmente servindo apenas para o consumo animal; às vezes, atendem ao consumo humano e raramente prestam-se para irrigação. As águas que têm contato com esse tipo de substrato se mineralizam com muita facilidade, tornando-se salinizadas.

As bacias sedimentares apresentam um solo com mais de dois metros de profundidade e uma boa drenagem natural, facilitando a formação de lençóis freáticos com quantidades significativas de água. Na região Nordeste essas bacias estão dispersas entre o

litoral e o interior da região de maneira desigual, 70% do volume de água subterrânea está localizada nas bacias do Piauí e do Maranhão.

A irregularidade das precipitações associada a uma alta taxa de evaporação, o embasamento cristalino e a distribuição de forma desigual das águas subterrâneas, são os principais responsáveis pela redução da oferta hídrica da região e um balanço hídrico negativo, afetando principalmente regiões mais distantes do litoral onde as precipitações são mais escassas.

5 METODOLOGIA

A metodologia está sintetizada no tópico 5.1 e dividida em quatro seções referentes as etapas metodológicas das duas abordagens complementares adotadas no trabalho: Análise de Séries Temporais e Modelagem Hidrológica, com sub-tópicos específicos sobre os métodos e análises realizadas.

5.1 Estratégia Metodológica

A análise da ocorrência e evolução das secas, conjuntamente com a identificação dos seus feedbacks positivos, dos mecanismos naturais atrelados e de possíveis impactos de ações antrópicas no regime natural de vazões, necessita de uma abordagem que consiga contemplar a variabilidade climática bem como a complexidade da interação homem-ambiente.

A metodologia empregada está resumida na Figura 6 e dividida em quatro etapas:

1. Consolidação das séries temporais e análise da relação entre a precipitação e a ETo;
2. Análise da variabilidade climática e mudanças do regime de precipitação e vazões em múltiplas escalas temporais e avaliação de possíveis causas;
3. Modelagem hidrológica;
4. Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões;

A primeira etapa visou verificar a existência de um duplo efeito sobre a seca meteorológica, associado a superposição de baixas precipitações e elevadas evapotranspirações. Iniciou-se com a organização da base de dados hidro meteorológicos. A partir deles, foi calculado a ETo pelo método de Pennam-Monteith e analisado sua variação temporal, a existência de tendências e a relação da ETo com a precipitação. Nessa etapa também foi calculado a ETo por diversos métodos e verificado suas variações em relação ao método de Pennam-Monteith.

A segunda etapa visou compreender a variabilidade climática da região de estudo, os mecanismos naturais atrelados, identificar mudanças no comportamento ao longo das séries temporais e analisar a ocorrência e evolução das secas. Nesse sentido as séries de precipitação e vazão foram padronizadas nos índices SPI e SRI. A série de SPI foi analisada pelas

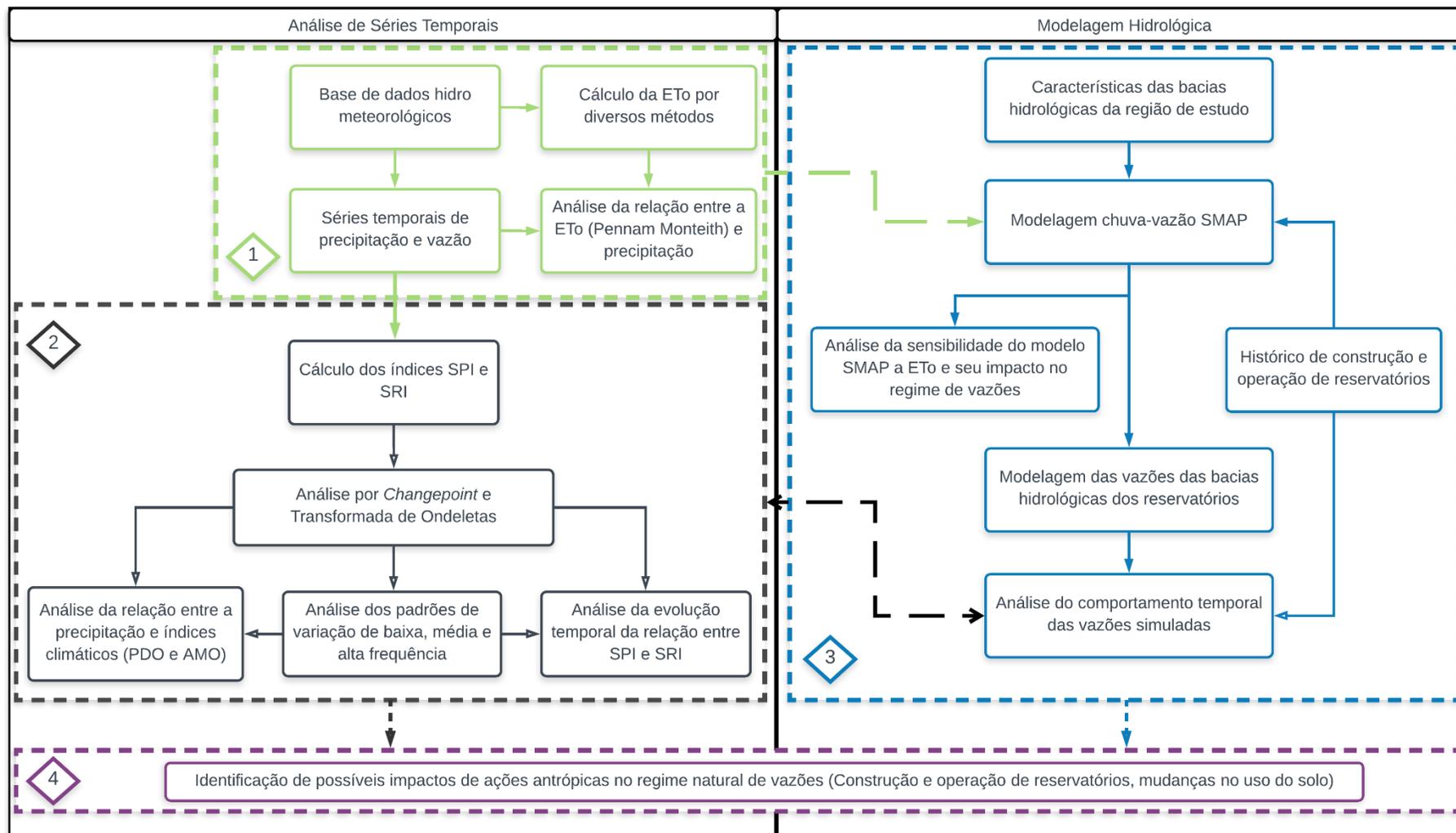
metodologias *change point* e Transformada de Ondeletas (TO), identificando mudanças no comportamento da média ao longo do tempo, decompondo as séries em bandas de diferentes frequências e investigando uma possível relação com os índices climáticos Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO). Devido as falhas, foi aplicada somente a metodologia *change point* à série de SRI. A evolução temporal da relação entre o SPI e o SRI foi analisada buscando uma maior compreensão da ocorrência e evolução das secas e a identificação de mudanças no padrão de escoamento natural.

A terceira etapa, visou desenvolver metodologia de modelagem hidrológica chuva-vazão que incorpore densa rede de reservatórios que possibilite a inclusão dos seus impactos cumulativos na simulação das vazões afluentes aos reservatórios. Para isso foi empregado a modelo chuva vazão SMAP e informações relacionadas à construção e operação dos reservatórios. A referida análise possibilita também observar mudanças no regime de vazões e gerar hipóteses sobre suas possíveis causas.

Uma subetapa realizada foi a análise da sensibilidade do modelo SMAP a ETo, utilizado os valores calculados na etapa 1 por diversos métodos, que visou investigar a influência dessa variável na modelagem chuva-vazão e os impactos de eventuais valores maiores.

A quarta etapa visou consolidar o que foi observado pelas etapas 2 e 3 e a partir dos resultados tentar identificar impactos da construção e operação de reservatórios e de mudanças no uso do solo no regime natural de vazões.

Figura 6 – Fluxograma resumo da metodologia.



Fonte: Elaboração própria.

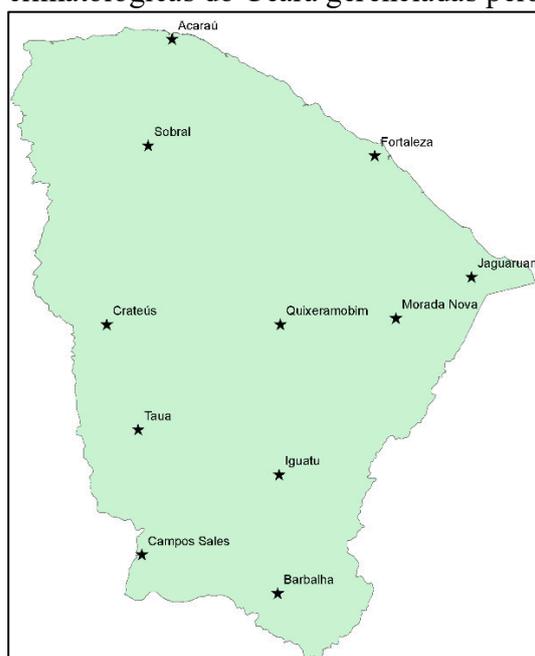
5.2 Etapa 1: Consolidação das séries temporais e análise da relação entre a precipitação e a ETo

5.2.1 Base de dados

Os dados climatológicos foram obtidos a partir do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) que fornece dados das 11 estações meteorológicas gerenciadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) a partir do ano de 1961 (Figura 7). A seleção das estações meteorológicas para análise da evapotranspiração da região foi realizada através do traçado dos polígonos de Thiessen e verificação das respectivas áreas de influência.

A Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) fornece em seu site arquivo de texto com dados de todas as estações pluviométricas do Ceará, dados mais antigos de estações que foram gerenciadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) também estão disponíveis eletronicamente. A partir dessas duas bases de dados foi obtido séries de precipitação diária através da ponderação pelo método dos polígonos de Thiessen, considerando estações dentro das bacias hidrológicas e localizadas no entorno com uma distância máxima que não exceda o limite de 1,2 vezes o comprimento longitudinal e horizontal da bacia em questão (Figura 8). As séries diárias foram posteriormente agregadas em mensais.

Figura 7 – Estações climatológicas do Ceará gerenciadas pelo INMET.

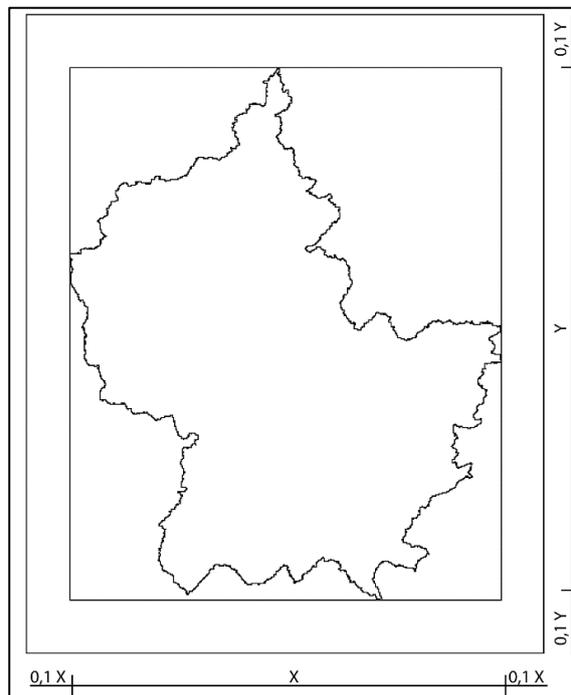


Fonte: Elaboração própria.

A ponderação pelo método de Thiessen foi realizada utilizando rotina desenvolvida na linguagem de programação R. As principais bibliotecas utilizadas nesse trabalho estão detalhadas no apêndice.

Os dados de vazão das estações fluviométricas de Iguatu e Arneiroz foram organizados em séries mensais.

Figura 8 – Limites da seleção das estações pluviométricas para o traçado do Thiessen.



Fonte: Elaboração própria.

5.2.2 Cálculo da evapotranspiração

A ETo diária foi calculada inicialmente somente pelo método de Penman-Monteith FAO-56 (PM) (ALLEN *et al.* 1998) (Eq. 1), para todo o período com dados diários disponíveis das variáveis: insolação, temperatura máxima e mínima, velocidade do vento média, e umidade relativa média, considerando a umidade relativa mínima e máxima igual a média.

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_m + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde: E_{To} é a evapotranspiração potencial (mm/dia); R_n é a radiação líquida total (MJ/m².dia); G é a densidade do fluxo de calor no solo (MJ/m².dia); T_m é a temperatura média diária do ar (°C); u_2 é a velocidade do vento média diária a 2 m de altura (m/s); e_s é a pressão de saturação e vapor (kPa); e_a é a pressão parcial de vapor (kPa); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura (kPa/°C) e γ é a constante psicrométrica (kPa/°C).

A biblioteca em R *evapotranspiration* (GUO et al. 2016) fornece funções para o cálculo da evapotranspiração para um total de 21 métodos, englobando métodos para cálculo das suas diversas variantes, real, potencial, de referência, entre outros. De forma a validar a utilização dessa biblioteca a E_{To} para o método de PM foi calculada através do software Excel e utilizando uma rotina elaborada em R, comparando os resultados. Após essa etapa os resultados diários foram agrupados mensalmente, descartando os meses incompletos. Para o cálculo foi utilizado os dados diários das estações meteorológicas com influência na região de estudo.

A utilização somente dos meses completos resultará em séries mensais com períodos significativos de falhas e meses com uma quantidade maior de resultados, devido ao grande número de variáveis utilizadas no cálculo por esse método. Porém, dessa forma os resultados mensais não apresentam nenhum tipo de simplificação apresentando valores com uma maior precisão.

Da totalidade de métodos de cálculo da evapotranspiração disponíveis na biblioteca, foram selecionados, além do método de PM, quinze, sintetizados na Tabela 4. A utilização dos mesmos fornecerá um intervalo significativo de valores que permitirá a análise da sensibilidade do modelo SMAP a E_{To} .

Tabela 4 – Métodos de cálculo de ETo

| Método - Referência original/citada | Elementos Meteorológicos de entrada | Variáveis auxiliares de entrada | Equação | Observações |
|---|--|---------------------------------------|--|---|
| Abtew (1996) | U_R, T, R_S | Lat | $ET_0 = K \frac{R_S}{\lambda}$ | |
| Brutsaert And Stricker (1979) | R_S, T, P, γ, v | λ, ρ, G, Lat | $ET_0 = (2\alpha_{PT} - 1) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{R_S + G}{\lambda \rho} \right) \cdot 86,4$ $- \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) [0,26(0,5 + 0,54 \cdot v)(e_S$ $- e_a)]$ | A formulação considera que a evaporação no lago determinada pela equação de Priestley-Taylor, com o termo aerodinâmico considerado nulo, corresponde à média entre a evaporação real e a potencial determinada pela equação de Penman |
| Makkink (1957) | R_S, T, P | Lat | $ET_0 = R_S \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) + 0,12$ | Obteve a correlação entre ETo diária e a radiação solar ao nível da superfície |
| Jensen-Haise (1963) | T, R_S | Lat | $ET_0 = 0,5143 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_N - G)$ | Para os autores evaporação potencial é aquela que ocorre em campos irrigados em áreas áridas e semi-áridas. Utilizada para períodos de 5 a 10 dias |
| Hargreaves-Samani (1985) | $T, T_{min}, T_{máx}$ | Lat | $ET_0 = 0,0023 R_S (T_{máx} - T_{min})^{0,5} (T + 17,8)$ | Para a estimativa de ETo diaria |
| Blaney-Criddle - Doorenbos & Pruitt (1977) | T_{min}, UR_{min}, v, n | Lat | $ET_0 = KP(0,457T + 8,13)$ | Estima a ETo média mensal de um gramado |
| Priestley-Taylor (1972) | T, P, R_N, G | Lat | $ET_0 = 0,5143 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_N - G)$ | Este método pode ser interpretado como uma simplificação do método de Penman ou uma versão do método do balanço de energia. |
| Penman (1948) | $T_{máx}, T_{min}, T, U_R,$ v, n, P, R_S, R_N | Lat | $ET_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} 0,408(R_N - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 0,26 \left(1 + \frac{v}{160} \right) (e_S - e)$ | |

| Método - Referência original/citada | Elementos Meteorológicos de entrada | Variáveis auxiliares de entrada | Equação | Observações |
|--|--|---------------------------------------|--|---|
| Hamon (1961) | T | Lat | $ET_0 = 0,55 \left(\frac{N}{12} \right)^2 \left(\frac{4,95 \exp^{0,0627}}{100} \right) 25,4$ | A duração astronômica de dias (N) pode ser estimada a partir da latitude. |
| Matt-Shuttleworth - Shuttleworth and Wallace (2009) | $T_{máx}, T_{mín}, T, U_R,$ | Lat | $ET_0 = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) 0,408 (R_N - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 2,624(1 + 0,536v)(e_s - e)$ | |
| Chapman Australian - Chapman (2001) | $T_{máx}, T_{mín}, T, U_R,$ T_{PO}, R_S | Lat | $ET_0 = (0,17 + 0,011Lat) E_{pan} + 10^{(0,66 - 0,211Lat)}$ | E_{pan} é a evaporação do tanque Classe-A em mm dia^{-1} |
| McGuinness-Bordne (1972) | T, R_0 | Lat | $ET_0 = \frac{R_0}{\lambda} \frac{T + 5}{68}$ | |
| Romanenko - Oudin <i>et al.</i> (2005) | T, U_R | Lat | $ET_0 = 4,5 \left(1 + \frac{T}{25} \right)^2 \left(1 - \frac{e}{e_s} \right)$ | |
| Turc (1961) | T, U_R, R_S | Lat | $ET_0 = \frac{0,013T}{T + 15} (23,9R_S + 50)$ | |
| Penpan - Rotstajn <i>et al.</i> (2006) | $T_{máx}, T_{mín}, T, U_R,$ T_{PO}, R_S | Lat | $ET_0 = \frac{\Delta(R_N - G) + \text{Lay}f_h(v) \frac{(e_s - e)}{10}}{\Delta + \alpha\gamma}$ | O modelo Penpan é baseado na equação de evapotranspiração potencial do modelo de Penman |

Fonte: Adaptado de BRAGA *et al.* 2017. $T, T_{méd}, T_{mín}, T_{máx}$ são a temperaturas média, média mensal observada no mês de estudo, mínima e máxima, respectivamente ($^{\circ}\text{C}$); U_R é a umidade relativa média diária (%); n é a insolação ou horas de brilho solar (h); P é a pressão atmosférica média diária (kPa); R_S é a radiação solar (mm/dia); I é o índice de calor da região (adm); λ é o calor latente (MJ/kg); ρ é a massa específica (kg/m^3); T_{PO} é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$); $U_{Rmín}$ é a umidade relativa mínima (%); R_0 é a radiação extraterrestre (mm/dia); R_G é a radiação global (mm/dia); ϕ é a latitude local ($^{\circ}$); N é o fotoperíodo (h); f_h é o coeficiente de transferência de vapor ($\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{Pa}$); k, a é o coeficiente e constante do local (adm).

5.2.3 Análise de tendência e da relação entre a ETo (PM) e precipitação

A existência de uma possível relação entre os respectivos valores de precipitação e ETo será investigada através da análise de correlação entre as duas variáveis. Será verificado a amplitude de variação mensal dos valores obtidos e a existência de tendências, embasando a modelagem chuva-vazão SMAP, visto que essa utiliza usualmente valores mensais de ETo médios assumindo não haver variações temporais significativas.

O método de Pennam Monteith FAO-56 foi escolhido em detrimento dos outros devido a literatura considerar o método de estimação da ETo mais preciso e recomendado pela FAO (SMITH, 1991).

A análise de tendências foi realizada através do teste de MANN-KENDALL, que verifica a existência de tendência na série analisada, onde a hipótese nula (H_0) é da não existência. Esse teste é realizado inicialmente para um grande número de permutações do conjunto da série de dados analisada, posteriormente os resultados são comparados com o teste para os dados originais, onde é obtido o nível de significância para essa distribuição. A hipótese nula de não existir tendência se confirmará se cada ordenamento dos dados for igualmente provável.

Para a realização do teste foi o utilizado o pacote em R *Kendall*, obtendo o valor da variável TAU e do *p-value* para um teste bicaudal. O *p-value* indicará se a série apresenta uma tendência estatisticamente significativa, seu valor mede a força da evidência contra a hipótese, se *p* for menor do que o nível de significância adotado a hipótese nula é rejeitada, se for maior não é rejeitada. A variável TAU corresponde ao coeficiente de classificação de correlação e quantifica a associação monotônica entre as variáveis *x* e *y* e é dado pelas equações a seguir, onde *S* é o teste estatístico de MANN-KENDALL, x_i e x_j são os valores sequenciais, *n* é o tamanho da série, *Sgn* é a função sinal e *D* é o denominador, valor máximo possível para *S* (CASTRO, 2013).

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n Sgn(X_j - X_i) \quad Sgn(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (\text{Eq. 2})$$

$$D = n(n - 1)/2 \quad (\text{Eq. 3})$$

$$Tau = S/D \quad (\text{Eq. 4})$$

5.3 Etapa 2: Análise da variabilidade climática e mudanças do regime de precipitação e vazões em múltiplas escalas temporais e avaliação de possíveis causas

5.3.1 Padronização das séries em índices de seca (SPI e SRI)

O cálculo dos índices SPI e SRI se inicia com aproximação das séries temporais de precipitação e vazão, respectivamente, a uma distribuição de probabilidade Gama:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad (\text{Eq. 5})$$

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty x^{\alpha-1} e^{-x} dx \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde: $g(x)$ representa a função densidade de probabilidade da distribuição, $\Gamma(\alpha)$ representa a função gama usual, α é o parâmetro de forma, β é o parâmetro de escala e x é a variável aleatória.

Os parâmetros de forma e escala podem ser aproximados por verossimilhança (LANNA et al., 2001):

$$\hat{\alpha} = \frac{(Xm)^2}{\delta^2} \quad (\text{Eq. 7})$$

$$\hat{\beta} = \frac{\delta^2}{Xm} \quad (\text{Eq. 8})$$

Onde: Xm é a média aritmética e δ é o desvio padrão, que devem ser calculados somente com as observações diferentes de zero, visto que a função gama é indefinida para valores nulos.

Devido existência de eventuais valores nulos é utilizado uma função de probabilidade acumulada que contemple esses eventos:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (\text{Eq. 9})$$

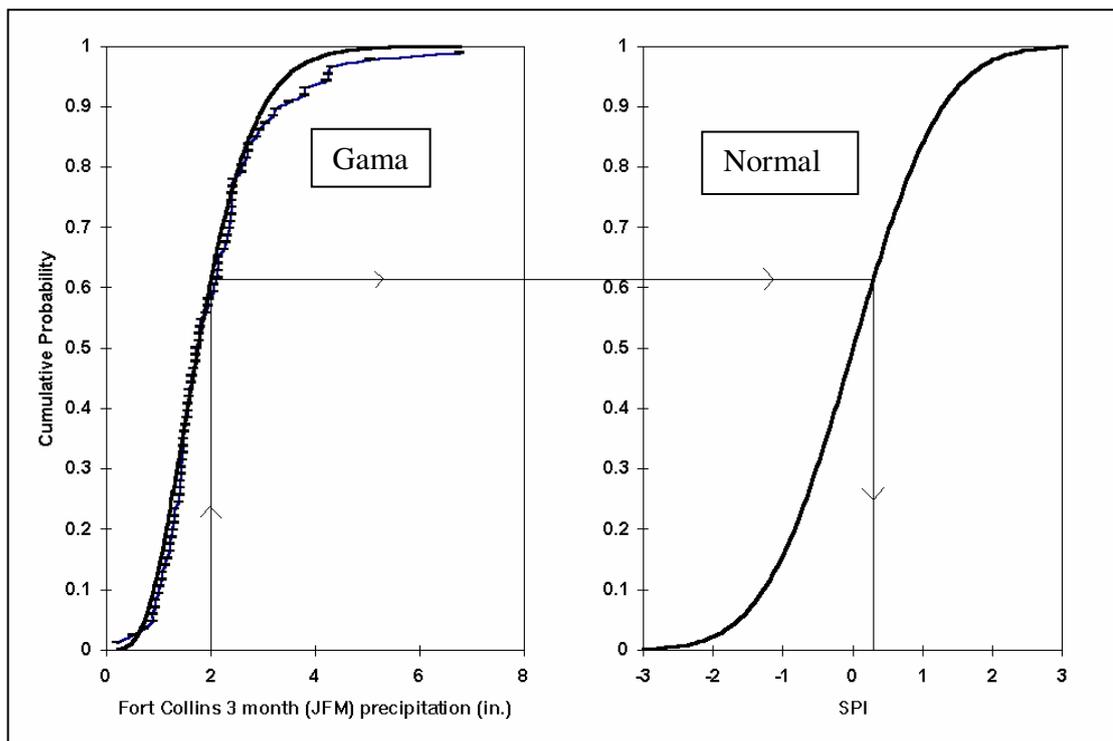
Onde: q é a probabilidade de um valor zero.

O valor de SPI (SRI) é obtido através da transformação da probabilidade acumulada $H(x)$ em uma função normal padrão, com desvio padrão igual a um e média zero (Figura 9).

A escolha da distribuição Gama se deve as suas características estatísticas onde as observações são distribuídas de maneira irregular apresentando desvios significativos em relação à média, conseguindo representar adequadamente o comportamento das precipitações (THOM et al., 1958).

O SPI e o SRI podem ser calculados para diversas escalas temporais utilizando as observações dos n meses anteriores, de acordo com escala de interesse, usualmente esse índice é empregado nas escalas de 1, 3, 6, 12, 24 e 48 meses. Para o cálculo foi utilizado a biblioteca em linguagem R *SCI*, adotando nesse trabalho a escala de 12 meses compreendendo a precipitação (vazão acumulada) dos meses de janeiro a dezembro (SPI 12 e SRI 12). A escolha dessa escala se deve a concentração das precipitações da região de dezembro a maio, com valores médios de precipitação extremamente baixos no restante do ano, a utilização de uma escala mensal resultaria em altos valores de SPI no restante do ano para valores baixos comparativamente aos mencionados.

Figura 9 – Cálculo do SPI.



Fonte: Adaptado de EDWARDS, 1997.

5.3.2 Análise dos padrões de variação de baixa, média e alta frequência

Os padrões de variação da precipitação foram avaliados através dos resultados obtidos pelas metodologias *change point* e TO aplicadas a séries de SPI 12 relativas à

precipitação média da bacia hidrológica da estação de Iguatu e estão apresentadas nos tópicos a seguir.

5.3.2.1 Transformada de Ondeletas

A Transformada de Ondeletas decompõe uma série temporal X , em uma série de funções denominadas ondeletas filhas $\psi(t,s)$ resultantes da dilatação (s) e translação (t) de uma ondeleta mãe $\psi_0(t,s)$ (SIVAKUMAR, 2017):

$$\psi(t, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi_0 \left(\frac{t' - t}{s} \right) \quad (\text{Eq. 10})$$

O parâmetro de dilatação corresponde a escala ou período temporal e conecta o tamanho da ondeleta a resoluções de frequências específicas, enquanto o parâmetro de translação controla a localização da ondeleta no domínio do tempo (SIVAKUMAR, 2017). O termo \sqrt{s} corresponde a um fator de normalização da energia de cada ondeleta de forma a manter a mesma energia da ondeleta mãe.

A TO é definida em termos de uma integral de convolução entre a série temporal analisada $X(t)$ e uma função ondeleta conhecida, expressa pela equação a seguir, onde o termo ψ_b é o conjugado complexo de ψ definido no tempo e escala e $W(t,s)$ é o coeficiente de ondeleta gerado.

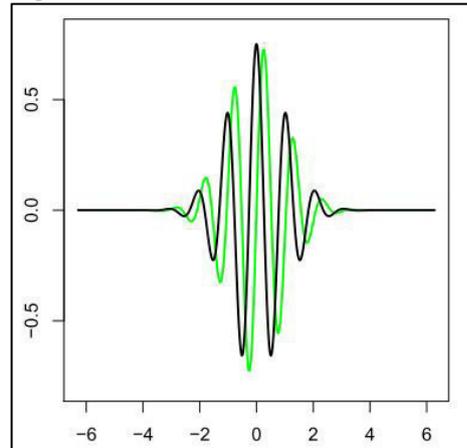
$$W(t, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int \psi_b \left(\frac{t' - t}{s} \right) X(t) dt \quad (\text{Eq. 11})$$

Nesse trabalho foi utilizado a ondeleta contínua de Morlet (Eq. 12) comumente utilizada para análise de sinais meteorológicos devido as suas características de simetria ou assimetria e variação suave ou súbita (SILVA; GALVÍNCIO, 2011) e por permitir a separação das contribuições de diferentes bandas de frequência sem perdas excessivas na resolução temporal e viabilizar a reconstrução das séries (ROSCH; SCHMIDBAUER, 2014).

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde: ω_0 é a frequência adimensional, adotado o valor igual a 6 de acordo com a literatura (ROSCH; SCHMIDBAUER, 2014). Na Figura 10 pode ser visualizado o comportamento dessa ondeleta, onde a linha verde representa a parte imaginária e a preta a real.

Figura 10 – Ondeleta mãe de Morlet.



Fonte: Rosch e Schmidbauer (2014).

Através de uma transformada de Fourier discreta (x_n), é possível estimar numericamente o espectro de potência das ondeletas em N pontos no espaço de Fourier (KWON; LALL; KHALIL, 2007):

$$\hat{x}_j = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \exp(-2\pi i j n / N) \quad (\text{Eq. 13})$$

Onde: $j = 0, \dots, N - 1$ é o índice de frequência.

Em um limite contínuo a transformada de Fourier de uma função $\psi(t/s)$ é dada por $\hat{\Psi}(s\omega)$ e através do teorema da convolução a TO é o inverso a transformada de Fourier do produto:

$$W_n(s) = \sum_{j=0}^{N-1} \hat{x}_j \psi_b(s\omega_j) \exp(i\omega_j n \delta_t) \quad (\text{Eq. 14})$$

Dessa forma é possível obter o espectro de potência global (Eq. 15) e a potência média das ondeletas em cada período (Eq. 16).

$$W_n^2(s) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |W_n(s)|^2 \quad (\text{Eq. 15})$$

$$\bar{W}_n^2(t) = \frac{\delta_j \delta_t}{C_\delta} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j} \quad (\text{Eq. 16})$$

Onde: C_δ é o coeficiente de reconstrução, constante para cada função ondeleta; j_1 e j_2 são as escalas relativas ao cálculo da potência média; δ_j e δ_t são respectivamente o coeficiente de ponderação de escala e o período de amostragem (KWON; LALL; KHALIL, 2007).

Segundo Torrence e Compo (1998), um teste de significância de ruído vermelho pode ser aplicado ao espectro de potência de forma a determinar as escalas s_j cujo o espectro é maior do que o nível de significância desejado, usualmente 0,05. O teste é realizado aproximando um modelo auto regressivo AR(1) a série temporal, obtendo o espectro de Fourier e os seus limites de confiança unilateral de 95% em função da frequência.

As escalas que satisfazem o teste de significância podem então ser reconstruídas através do somatório da parte real da transformada de ondeletas ao longo da escala associada ao componente k :

$$R_{kn} = \frac{\delta_k \delta_t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \frac{R\{W_n(s_k)\}}{s_k^{1/2}} \quad (\text{Eq. 17})$$

Onde: $\psi_0(0)$ é um fator que remove o escalonamento de energia.

A identificação e análise dos modos de variação de diversas frequências foi realizada através da análise conjunta do espectro de potência e da potência média das ondeletas ao longo dos períodos de 2 a 64 anos. Nesse trabalho foi utilizado as rotinas contidas no pacote em R *WaveletComp* (ROSCH; SCHMIDBAUER, 2014).

5.3.2.2 *Changepoint*

Uma das abordagens mais utilizadas para a detecção de pontos de mudanças é através da minimização do custo total, formada pelo somatório do custo associado a adequação da propriedade estatística que se deseja analisar, ao seu conjunto de observações (segmentos):

$$C_t = \sum_{i=1}^{m+1} [C(y_{(\tau_{i-1}):\tau_i})] + \beta f(m) \quad (\text{Eq. 18})$$

Onde m é o total de pontos de mudança; $C(y_{(\tau_{i-1}):\tau_i})$ é a função de custo de cada segmento; $\beta f(m)$ é um fator de penalidade e C_t é o custo total (HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014).

Essa metodologia de definição do custo depende das premissas impostas sobre a distribuição das observações e também da propriedade estatística da qual se deseja detectar

mudanças, visto que o custo do segmento é relacionado a verossimilhança entre a propriedade analisada e as observações contidas. Em observações normalmente distribuídas, com média μ e variância σ^2 , a verossimilhança logarítmica dos dados até um incremento $(y_{(s+1):t})$ pode ser calculada pela seguinte equação, onde t é o incremento:

$$l(y_{(s+1):t}; \mu, \sigma) = -\frac{(t-s)}{2} \log(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{j=s+1}^t (y_j - \mu)^2 \quad (\text{Eq. 19})$$

Para a detecção de mudanças na propriedade estatística média, assumindo que a variância é igual para todas as observações e maximizando a verossimilhança logarítmica em relação à média, o custo específico do segmento pode ser considerado como duas vezes a máxima verossimilhança negativa:

$$C(y_{(s+1):t}) = (t-s) \log(\sigma^2) + \frac{1}{\sigma^2} \sum_{j=s+1}^t \left(y_j - \frac{1}{t-s} \sum_{i=s+1}^t y_i \right)^2 \quad (\text{Eq. 20})$$

Nesse trabalho foi empregado as rotinas contidas no pacote em R *changepoint* (KILLICK; ECKLEY, 2014) para identificar mudanças ocorridas na média das observações ao longo das séries temporais, analisando o comportamento dessa propriedade estatística. Para otimização do custo total o método PELT e para determinação do fator de penalidade a abordagem CROPS.

5.3.3 Análise da relação entre a precipitação e índices climáticos PDO e AMO

A análise de uma possível relação entre a precipitação e os índices PDO e AMO foi realizada aplicando as metodologias *changepoint* e TO a séries de médias anuais dos índices e comparando os resultados com os obtidos na etapa anterior. A necessidade da utilização da média se deve a padronização da escala temporal das séries para a mesma do SPI 12.

Nesse tópico, a metodologia TO empregada englobará também a utilização da Transformada de Ondeletas Cruzada (XTC) e a Análise de Coerência das Ondeletas (WTC). A XTC foi utilizada para calcular potências coincidentes entre duas séries temporais, através da equação a seguir:

$$W_n^{XY}(t, s) = \frac{1}{S} W_n^X(t, s) W_n^Y(t, s) \quad (\text{Eq. 21})$$

Onde: W_n^{XY} é a transformada cruzada e W_n^X e W_n^Y são, respectivamente, a TO da série X(t) e Y(t). A potência da ondeleta cruzada é dado pelo módulo de W_n^{XY} .

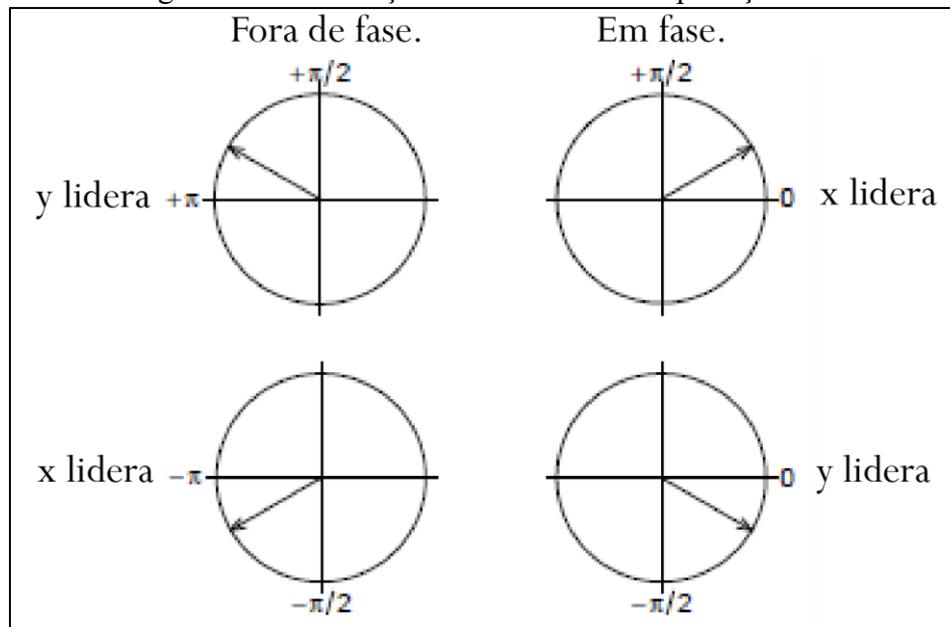
A WTC foi utilizada para identificar as bandas de frequências e intervalos de tempo nos quais as duas séries estão relacionadas (TANG *et al.*,2014):

$$R_n^2(s) = \frac{|\langle W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{\langle |W_n^X(s)|^2 \rangle \langle |W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (\text{Eq. 22})$$

Onde: R_n é a coerência e $\langle \rangle$ indicam suavização no tempo e escala.

A sincronização entre as fases de algum componente periódico de X(t) em relação ao componente correspondente de Y(t) pode ser representado pela diferença das fases convertido em ângulos no intervalo $[-\pi, \pi]$. Dessa forma, o traçado do espectro de potência tanto da XTC como da WTC pode ser acompanhado com setas representando a diferença de fases dos componentes periódicos comuns, conforme figura a seguir, onde o sinal denota qual série lidera na relação (ROSCH; SCHMIDBAUER, 2014).

Figura 11 – Diferenças de fases e sua interpretação.



Fonte: Adaptado de Rosch e Schmidbauer (2014).

Para mais informações sobre as metodologias XTC e WTC, consultar as referências mencionadas e os trabalhos de Torrence e Compo (1998) e Torrence e Webster (1999).

A série do índice AMO foi obtida através do website do NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration* (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>), na sua versão sem suavização de 1911-2016. Analogamente, os dados do índice PDO foram obtidos através do website: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>.

5.3.4 *Análise da evolução temporal da relação entre SPI e SRI*

A análise da evolução temporal da relação entre SPI e SRI foi realizada através da análise visual da plotagem SPI x SRI e também da comparação dos resultados pela metodologia *change point* aplicada nessa seção também ao SRI. Os períodos de falhas existentes na série de SRI foram preenchidos, somente para aplicação da metodologia, com o valor 10, um valor absurdo de SRI, de forma a impactar o mínimo possível na segmentação resultante.

5.4 **Etapa 3 e 4: Modelagem hidrológica e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões**

5.4.1 *Modelagem chuva-vazão SMAP*

O modelo SMAP será utilizado para passos de tempos mensais através de rotina programada em R. O modelo possui quatro parâmetros: capacidade de saturação do solo (SAT), varia entre 0,1 e 10; parâmetro de escoamento superficial (PES), entre 400 e 5000; o coeficiente de recarga do aquífero (CREC), relacionado com a permeabilidade da zona não saturada do solo, variando entre 0 e 70; e taxa de deplecionamento (K), responsável pela geração do escoamento de base e variando entre 1 a 6.

A vazão é calculada em m^3/s (Eq. 23), onde E_s (Eq. 24) é o escoamento superficial, E_b (Eq. 25) é o escoamento de base e A_d é a área da bacia em km^2 .

$$Q = (E_s + E_b) \frac{A_d}{2630} \quad (\text{Eq. 23})$$

$$E_s = \left(\frac{R_{solo}}{SAT} \right)^{PES} P \quad (\text{Eq. 24})$$

$$E_b = (1 - K_\alpha) R_{sub} \quad (\text{Eq. 25})$$

$$K_\alpha = 0,5^{(1/K)} \quad (\text{Eq. 26})$$

As variáveis R_{solo} e R_{sub} nas equações acima são referentes ao nível dos reservatórios fictícios homônimos e são calculadas pelas equações (Eq. 27) e (Eq. 28), onde E_r é a evaporação real (Eq. 29) e REC é a recarga do aquífero (Eq. 30).

$$R_{solo}(t + 1) = R_{solo}(t) + P - E_s - E_r - REC \quad (\text{Eq. 27})$$

$$R_{sub}(t + 1) = R_{sub}(t) + REC - E_b \quad (\text{Eq. 28})$$

$$E_r = \left(\frac{R_{solo}}{SAT} \right) E_{To} \quad (\text{Eq. 29})$$

$$REC = CREC \left(\frac{R_{solo}}{SAT} \right)^4 R_{solo} \quad (\text{Eq. 30})$$

O valor de R_{solo} e R_{sub} depende das interações anteriores, dessa forma os valores iniciais são calculados a partir das equações (Eq. 31) e (Eq. 32), utilizando as variáveis E_{bin} (Vazão Básica Inicial) e T_{uin} (Teor de Umidade Inicial) que são preestabelecidas de acordo com características da região, estudos anteriores, ou, em alguns casos, calibradas.

$$R_{solo} = (SAT)(T_{uin}) \quad (\text{Eq. 31})$$

$$R_{sub_0} = \frac{(E_{bin}/(1 - K_\alpha))}{Ad * 2630} \quad (\text{Eq. 32})$$

5.4.2 *Análise da sensibilidade do modelo SMAP a ETo e impacto no regime de vazões*

A análise da sensibilidade do modelo a E_{To} foi realizada pela calibração do modelo para todos os 16 métodos de cálculo de evapotranspiração sintetizados na Tabela 4, adotando os valores mensais médios ponderados pela influência de cada estação as bacias hidrológicas (Tabela 5). O período de calibração escolhido para a bacia da estação de Iguatu foi de 1967 a 1986. A escolha do mesmo se deve a estar contido no maior período sem falhas da série histórica de vazão (1967 a 2003), e anterior a construção de diversos reservatórios, a partir de 1987. Analogamente para a bacia da estação de Arneiroz foi escolhido o período de calibração de 1975 a 1986. Para as duas o período de validação foi de 1987 ao final da série.

Para a calibração foi utilizado como função objetivo o coeficiente de eficiência do modelo de Nash Sutcliffe (Eq. 33) (NASH; SUTCLIFFE, 1970), quanto mais próximo o coeficiente NS está de 1 melhor é o ajuste do modelo aos dados observados, onde 1 é considerado um ajuste perfeito.

$$NASH = 1 - \frac{\sum(Q_o - Q_s)^2}{\sum(Q_o - \bar{Q}_s)^2} \quad (\text{Eq. 33})$$

Para a calibração foi utilizado o pacote *DEoptim* disponível na linguagem R para maximizar o valor do NASH através de um algoritmo de evolução diferencial. A análise do coeficiente de NASH permitirá observar se o modelo SMAP apresenta sensibilidade em relação a essa variável de entrada, posteriormente a essa verificação será possível quantificar o impacto de valores maiores de ETo nas vazões simuladas pelo modelo.

O algoritmo de evolução diferencial é classificado como um algoritmo evolutivo, onde populações de soluções candidatas são evoluídas seguindo operadores heurísticos inspirados em processos de adaptação natural, apesar da mutação diferencial não ter base em nenhum processo natural. A mutação diferencial utiliza a diferença entre pares de indivíduos na população corrente para gerar os vetores de perturbação, cujas orientações e tamanho dos vetores passíveis de criação são alterados com a distribuição espacial da população, modificada ao longo da progressão do algoritmo de acordo com a função objetivo. Dessa forma, essa autoadaptação da mutação diferencial proporciona robustez, versatilidade e eficiência em diversos problemas (GUIMARÃES, 2009).

Alexandre *et al.* (2005) concluiu que somente os parâmetros SAT e PES possuem sensibilidade para as bacias localizadas no Ceará, dessa forma a calibração do modelo se resumiria a obter os valores adequados dessas duas variáveis, considerando os outros parâmetros constantes: CREC = 0; K = 3; TU_{in} = 30 e EB_{in} = 0. Porém nesse trabalho foram calibrados os parâmetros CREC, SATA, PES e K.

5.4.3 Modelagem das vazões afluentes aos reservatórios e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões

Nessa seção foram simuladas as vazões afluentes aos reservatórios Arneiroz II, Favelas, Trici e Várzea do Boi contidos na bacia da estação de Arneiroz. Os demais reservatórios apresentam um armazenamento pouco expressivo.

A simulação considerou a hipótese de um comportamento homogêneo na bacia hidrológica em relação aos parâmetros do modelo. Dessa forma, os parâmetros calibrados na seção anterior para a bacia hidrológica da estação de Arneiroz serão utilizados na simulação do

escoamento das bacias dos reservatórios. Será utilizado os parâmetros resultantes da calibração com os valores de ETo obtidos pelo método de PM.

A hipótese foi verificada através da comparação entre as vazões afluentes simuladas e as vazões relativas ao histórico de afluência efetiva dos reservatórios, calculado pela COGERH através de balanço hídrico.

$$QAO = VAM / (n \times f) \quad (\text{Eq. 34})$$

Onde: QAO é a vazão afluente observada (m³/s), VAM é o volume afluente em determinado mês através de balanço hídrico (hm³), n é o número de dias do mês e f é o fator de conversão entre as unidades.

A validação ou o descarte da hipótese, permite a análise da utilização do modelo SMAP para representar as afluências dos reservatórios a montante do escoamento e sem interferências de outros reservatórios (de grande porte): Favelas, Trici e Várzea do Boi, e modelar o impacto da suas operações e amortecimento nas vazões afluentes do reservatório de Arneiroz II e posteriormente nas vazões mensuradas na estação fluviométrica.

Os resultados obtidos através da modelagem hidrológica foram comparados com os obtidos anteriormente buscando estabelecer uma relação entre ações antrópicas como uso e modificação do solo e operação de reservatórios e as mudanças observadas no regime de vazões naturais.

6 RESULTADOS

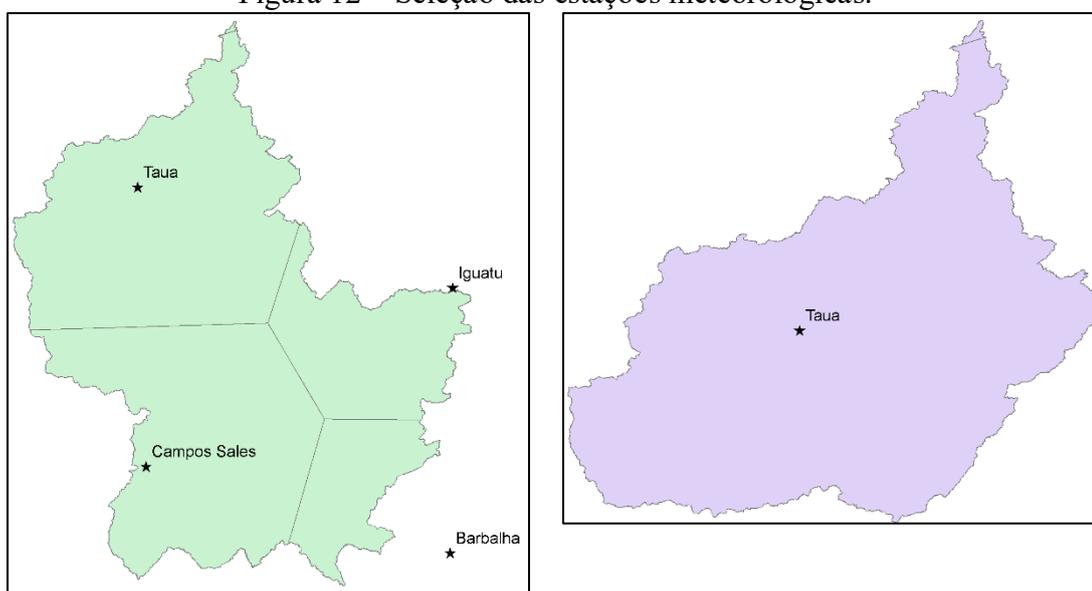
Nessa seção estão apresentados os resultados organizados de acordo com os tópicos da metodologia empregada.

6.1 Etapa 1: Consolidação das séries temporais e análise da relação entre a precipitação e a ETo

6.1.1 Base de dados

As estações climatológicas relevantes para a área de estudo foram identificadas (Figura 12). Foram selecionadas as estações climatológicas Tauá, Iguatu, Barbalha e Campos Sales e obtido a influência relativa as bacias de estudo, apresentadas na Tabela 5 em conjunto com suas coordenadas e altitudes. A pequena influência da estação de Crateús foi desprezada.

Figura 12 – Seleção das estações meteorológicas.



Fonte: Elaboração própria. Bacias hidrológicas das estações de Iguatu (verde) e Arneiroz (roxo) e estações meteorológicas de influência (preto).

As variáveis de entrada, mesmo após a retirada de valores decorrentes de possíveis erros de medição ou transcrição, como número de horas de insolação em descompasso com a realidade local, apresentaram uma alta amplitude de variação nas quatro estações (Figura 13). As variáveis das estações apresentaram uma média de valores similares, exceto para a

velocidade do vento a 2 metros de altura, onde a estação Campos Sales apresentou valores significativamente maiores, possivelmente devido a sua maior altitude.

Tabela 5 – Latitude, longitude, altitude e influência relativa das estações meteorológicas.

| Estação | Longitude Grau | Latitude Grau | Altitude (m) | Influência (3616000) | Influência (3602000) |
|--------------|----------------|---------------|--------------|----------------------|----------------------|
| Barbalha | -39,30 | -7,31 | 409,3 | 0,0983 | - |
| Campos Sales | -40,38 | -7,00 | 583,5 | 0,3455 | - |
| Iguatu | -39,29 | -6,36 | 217,67 | 0,1619 | - |
| Tauá | -40,41 | -6,00 | 398,77 | 0,3943 | 1,00 |

Fonte: Elaboração própria.

Através dos polígonos de Thiessen, foram obtidas séries de pluviometria mensais para as bacias das estações fluviométricas Iguatu (36160000) e Arneiroz (3602000) e também para as sub-bacias dos principais reservatórios contidos na bacia da estação de Arneiroz: Arneiroz II, Favelas, Trici e Várzea do Boi. Devido a existência de falhas nos dados das estações pluviométricas, as séries iniciam em diversos anos, conforme tabela a seguir, finalizando em dezembro de 2016.

A série do reservatório de Favelas apresentou duas falhas, em julho de 1974 e em outubro de 1975, dessa forma foi expandido o limite de 1,2 vezes o comprimento longitudinal e horizontal para 1,4 obtendo para a primeira falha o valor de precipitação nulo (0). Para a segunda falha a alteração do limite resultou novamente em uma falha para esse mês, foi assumido então uma precipitação também nula de acordo com a climatologia local.

Tabela 6 – Data de início e fim das séries pluviométricas

| Série Pluviométrica Mensal | Data início da série | Data Final |
|---------------------------------------|----------------------|------------------|
| 36160000 (Est. Fluviométrica Iguatu) | Outubro de 1910 | Dezembro de 2016 |
| 3602000 (Est. Fluviométrica Arneiroz) | Outubro de 1910 | |
| Arneiroz II | Outubro de 1910 | |
| Favelas | Janeiro de 1962 | |
| Trici | Janeiro de 1988 | |
| Várzea do Boi | Janeiro de 1932 | |

Fonte: Elaboração própria.

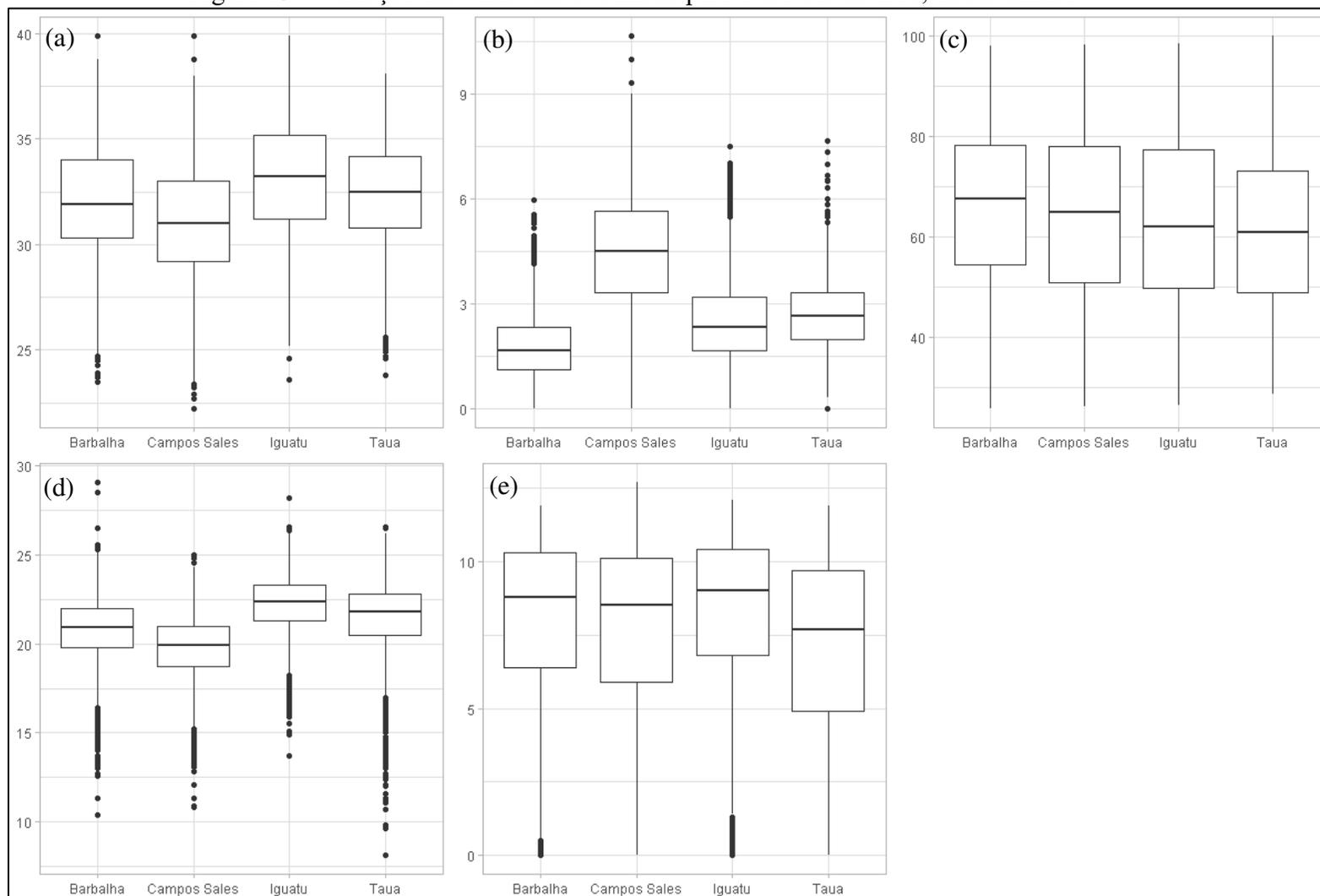
As séries de vazão apresentaram diversos períodos de falhas para as duas estações analisadas, os períodos sem falhas estão sintetizados na Tabela 7. Para a estação fluviométrica de Iguatu, o período mais longo sem falhas inicia em 1967 e termina no ano 2003, totalizando 37 anos, já para a de Arneiroz inicia em 1975 e termina também em 2003, totalizando 29 anos.

Tabela 7 – Períodos sem falhas nas observações de vazão das estações fluviométricas.

| 36160000 | | | 3602000 | | |
|----------------|------------|---------|----------------|------------|---------|
| Duração (Anos) | Ano inicio | Ano fim | Duração (Anos) | Ano inicio | Ano fim |
| 4 | 1912 | 1915 | 4 | 1912 | 1915 |
| 8 | 1921 | 1928 | 4 | 1921 | 1924 |
| 1 | 1931 | 1931 | 6 | 1926 | 1931 |
| 1 | 1934 | 1934 | 1 | 1934 | 1934 |
| 8 | 1937 | 1944 | 23 | 1936 | 1958 |
| 1 | 1947 | 1947 | 2 | 1960 | 1961 |
| 8 | 1949 | 1956 | 7 | 1965 | 1971 |
| 4 | 1958 | 1961 | 1 | 1973 | 1973 |
| 1 | 1963 | 1963 | 29 | 1975 | 2003 |
| 1 | 1965 | 1965 | 12 | 2005 | 2016 |
| 37 | 1967 | 2003 | - | - | - |
| 11 | 2005 | 2015 | - | - | - |

Fonte: Elaboração própria.

Figura 13 – Variação das variáveis de entrada para o cálculo da ETo, dados diários.



Fonte: Elaboração própria a partir de dados do BDMEP. (a) Variação da temperatura máxima, em °C; (b) Variação da velocidade do vento, em m/s; (c) Variação da umidade relativa, em %; (d) Variação da temperatura mínima, em °C; (e) Variação da insolação, em horas.

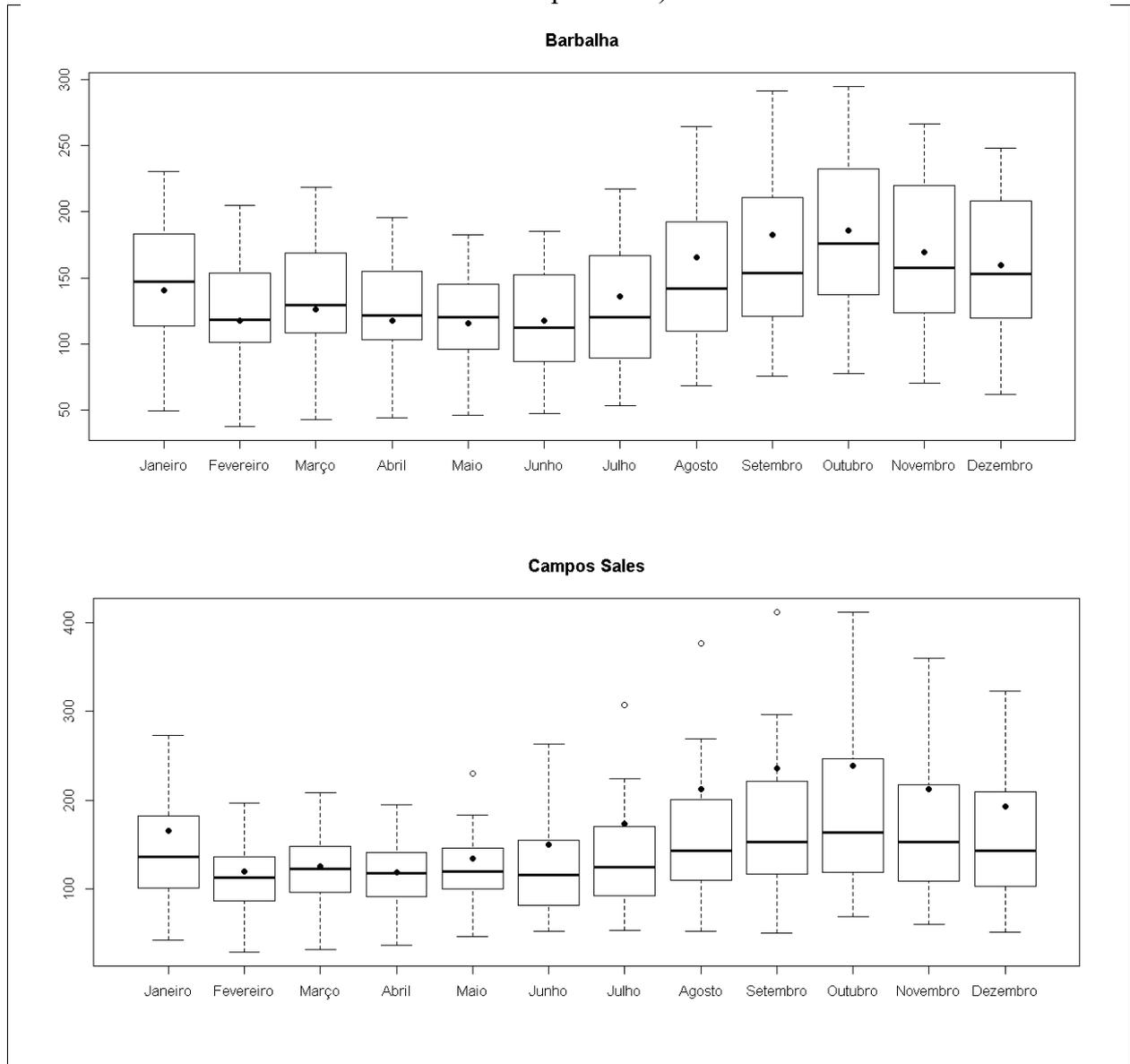
6.1.2 Cálculo da evapotranspiração

A comparação entre os resultados obtidos pelo método de PM através da utilização do software Excel e das rotinas da biblioteca em R *evapotranspiration* permitiu validar a utilização da biblioteca para o cálculo da evapotranspiração, visto que a diferença entre os valores não foi superior a 2%, para a mais ou para menos, o que pode ser justificado pela utilização de diferentes casas decimais em alguma etapa do cálculo.

Os resultados da evapotranspiração mensal média de cada método estão apresentados no apêndice desse trabalho. Podemos perceber através dos diagramas de caixa (*boxplot*) a seguir uma significativa amplitude de variação dos valores médios mensais obtidos pelos diversos métodos. A estação Campos Sales, apresentou a maior variação, para o mês de outubro temos o valor máximo obtido (411,97 mm) até 600% acima do mínimo (69,21 mm). Essa estação apresenta também 4 *outliers* (pontos sem preenchimento) com valores significativamente maiores respectivamente nos meses de maio, julho, agosto e setembro obtidos pela metodologia do Penpan.

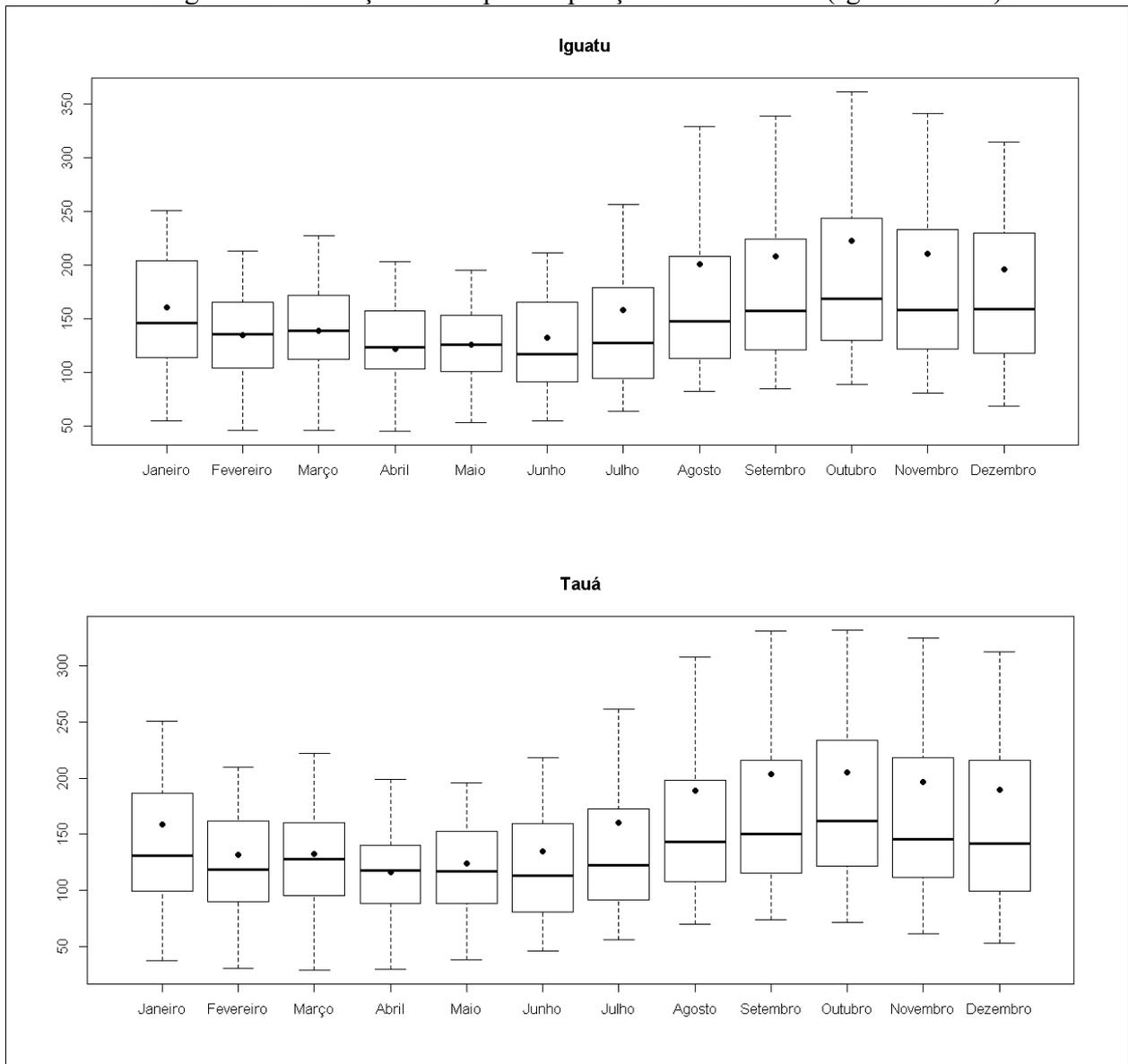
Analisando os métodos em relação ao PM (pontos pretos), percebemos que a mediana dos métodos se aproxima ao valor de referência na quadra chuvosa da região (fevereiro a maio). Entre junho e dezembro temos uma subestimação dos valores de evapotranspiração com a localização da mediana significativamente distante do valor de referência, a amplitude de variação desses meses também é maior.

Figura 14 – Variação da evapotranspiração média mensal (Barbalha e Campos Sales).



Fonte: Elaboração própria.

Figura 15 – Variação da evapotranspiração média mensal (Iguatu e Tauá).



Fonte: Elaboração própria.

Através das tabelas a seguir podemos notar que o método de Penpan forneceu os maiores valores comparativamente ao método de PM, entre +47% até +77%. Os métodos de Romanenko, McGuiness-Bordne, Penman e Jensen-Haise apresentam também valores maiores, porém Romanenko em alguns casos da quadra chuvosa apresenta valores menores.

Abteu, Blaney & Criddle, Brutsaer & Strickler, Chapman Australian, Hamon, Makkink e Matt-Shuttleworth em geral resultaram em valores significativamente menores (<20%) que PM, onde os métodos de Hamon e Chapman Australian forneceram os menores valores, entre -57% até -78%. Hargraves-Samani, Priestley & Taylor e Turc apresentaram comportamento similar, exceto para a quadra chuvosa.

Tabela 8 - Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Barbalha).

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Maio | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|--------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Abtew | -7% | -2% | 1% | 2% | 0% | -7% | -13% | -17% | -20% | -18% | -15% | -13% |
| BlaneyCriddle | -54% | -63% | -51% | -44% | -47% | -43% | -38% | -32% | -32% | 4% | -36% | -44% |
| BrutsaertStrickler | 9% | 27% | 33% | 29% | 11% | -14% | -31% | -35% | -36% | -25% | -15% | -9% |
| ChapmanAustralian | -59% | -60% | -60% | -60% | -58% | -57% | -57% | -57% | -58% | -58% | -58% | -59% |
| Hamon | -65% | -68% | -66% | -62% | -60% | -59% | -61% | -58% | -59% | -57% | -57% | -61% |
| HargreavesSamani | 10% | 13% | 12% | 8% | 5% | -5% | -12% | -11% | -7% | -2% | 0% | 1% |
| JensenHaise | 34% | 39% | 42% | 42% | 37% | 26% | 17% | 16% | 16% | 23% | 28% | 29% |
| Makkink | -19% | -15% | -13% | -13% | -15% | -21% | -27% | -29% | -30% | -27% | -25% | -24% |
| MattShuttleworth | -19% | -13% | -10% | -12% | -19% | -31% | -38% | -40% | -40% | -34% | -29% | -26% |
| McGuinnessBordne | 64% | 74% | 73% | 66% | 57% | 39% | 27% | 17% | 16% | 27% | 36% | 47% |
| Penman | 34% | 34% | 34% | 35% | 35% | 33% | 31% | 29% | 28% | 30% | 31% | 32% |
| PenmanMonteith | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| PenPan | 52% | 48% | 47% | 48% | 53% | 57% | 59% | 60% | 60% | 58% | 57% | 55% |
| PriestleyTaylor | 10% | 18% | 21% | 19% | 10% | -2% | -11% | -13% | -14% | -8% | -3% | 0% |
| Romanenko | 27% | -5% | -16% | -11% | 15% | 36% | 46% | 48% | 52% | 58% | 57% | 51% |
| Turc | -4% | 2% | 4% | 5% | 3% | -4% | -11% | -15% | -18% | -15% | -11% | -9% |

Fonte: Elaboração própria.

Tabela 9 - Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Campos Sales).

| Método/Mês | Jan | Feb | Mar | Abril | Maio | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|--------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Abtew | -25% | -11% | -6% | -4% | -12% | -23% | -28% | -33% | -38% | -38% | -36% | -32% |
| BlaneyCriddle | -54% | -64% | -70% | -61% | -11% | -39% | -33% | -28% | -31% | 6% | -19% | -43% |
| BrutsaertStrickler | -34% | -4% | 7% | 6% | -25% | -57% | -69% | -76% | -79% | -71% | -63% | -53% |
| ChapmanAustralian | -56% | -56% | -56% | -55% | -54% | -54% | -53% | -54% | -55% | -55% | -56% | -56% |
| Hamon | -75% | -76% | -75% | -69% | -66% | -65% | -67% | -67% | -70% | -71% | -72% | -74% |
| HargreavesSamani | -9% | 8% | 10% | 6% | -11% | -26% | -33% | -35% | -35% | -31% | -28% | -21% |
| JensenHaise | 6% | 19% | 26% | 28% | 15% | 0% | -7% | -11% | -13% | -10% | -7% | -2% |
| Makkink | -35% | -25% | -20% | -19% | -26% | -36% | -40% | -43% | -46% | -45% | -44% | -41% |
| MattShuttleworth | -43% | -31% | -27% | -28% | -40% | -53% | -58% | -60% | -61% | -57% | -54% | -50% |
| McGuinnessBordne | 35% | 64% | 67% | 58% | 30% | 6% | -3% | -12% | -13% | -4% | 4% | 17% |
| Penman | 29% | 36% | 38% | 39% | 36% | 31% | 29% | 27% | 23% | 23% | 23% | 25% |
| PenmanMonteith | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| PenPan | 65% | 64% | 64% | 65% | 71% | 76% | 77% | 77% | 75% | 72% | 69% | 68% |
| PriestleyTaylor | -12% | 5% | 10% | 10% | -5% | -22% | -29% | -33% | -36% | -32% | -28% | -23% |
| Romanenko | 15% | -7% | -15% | -16% | 2% | 13% | 18% | 19% | 26% | 26% | 29% | 26% |
| Turc | -22% | -10% | -4% | -2% | -11% | -23% | -28% | -33% | -37% | -36% | -33% | -30% |

Fonte: Elaboração própria.

Tabela 10 - Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Iguatu).

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|--------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Abtew | -18% | -11% | -7% | -1% | -3% | -13% | -21% | -28% | -28% | -30% | -31% | -29% |
| BlaneyCriddle | -43% | -48% | -56% | -54% | -47% | -41% | -37% | -28% | -30% | -33% | -38% | 4% |
| BrutsaertStrickler | -15% | 4% | 14% | 23% | 8% | -24% | -44% | -58% | -52% | -50% | -50% | -44% |
| ChapmanAustralian | -58% | -59% | -59% | -59% | -58% | -57% | -57% | -57% | -58% | -58% | -58% | -58% |
| Hamon | -66% | -66% | -67% | -63% | -56% | -58% | -60% | -59% | -59% | -60% | -62% | -65% |
| HargreavesSamani | -4% | 1% | 4% | 6% | -2% | -14% | -21% | -27% | -24% | -23% | -23% | -18% |
| JensenHaise | 24% | 32% | 36% | 42% | 37% | 22% | 11% | 5% | 8% | 9% | 8% | 11% |
| Makkink | -28% | -22% | -19% | -15% | -17% | -26% | -32% | -38% | -37% | -37% | -38% | -37% |
| MattShuttleworth | -30% | -23% | -19% | -15% | -22% | -36% | -44% | -50% | -47% | -46% | -46% | -43% |
| McGuinnessBordne | 49% | 58% | 64% | 67% | 51% | 31% | 16% | 2% | 7% | 10% | 13% | 24% |
| Penman | 30% | 32% | 33% | 35% | 35% | 31% | 28% | 24% | 24% | 24% | 24% | 25% |
| PenmanMonteith | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| PenPan | 56% | 54% | 53% | 51% | 55% | 60% | 62% | 64% | 63% | 62% | 62% | 61% |
| PriestleyTaylor | -3% | 7% | 12% | 16% | 9% | -7% | -18% | -26% | -23% | -22% | -22% | -19% |
| Romanenko | 40% | 13% | 1% | -7% | 7% | 29% | 41% | 50% | 55% | 54% | 54% | 60% |
| Turc | -13% | -7% | -3% | 3% | 1% | -10% | -18% | -26% | -25% | -26% | -27% | -24% |

Fonte: Elaboração própria.

Tabela 11 - Variação da evapotranspiração em relação a Penman Monteith (Tauá).

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Maio | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|--------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Abtew | -26% | -20% | -16% | -10% | -12% | -20% | -25% | -27% | -29% | -29% | -32% | -32% |
| BlaneyCriddle | -49% | -55% | -68% | -65% | -51% | -41% | -30% | -24% | -26% | 11% | -37% | -49% |
| BrutsaertStrickler | -33% | -17% | -8% | 2% | -14% | -40% | -55% | -56% | -56% | -47% | -53% | -51% |
| ChapmanAustralian | -58% | -58% | -57% | -57% | -56% | -56% | -57% | -57% | -58% | -58% | -58% | -58% |
| Hamon | -76% | -77% | -78% | -74% | -69% | -66% | -65% | -63% | -64% | -65% | -69% | -72% |
| HargreavesSamani | -5% | 2% | 8% | 11% | -1% | -14% | -18% | -23% | -26% | -21% | -23% | -19% |
| JensenHaise | 10% | 16% | 20% | 27% | 22% | 10% | 3% | 4% | 5% | 9% | 4% | 4% |
| Makkink | -36% | -30% | -27% | -23% | -25% | -32% | -37% | -37% | -38% | -37% | -40% | -40% |
| MattShuttleworth | -39% | -33% | -29% | -25% | -32% | -43% | -49% | -49% | -49% | -45% | -47% | -46% |
| McGuinnessBordne | 47% | 59% | 67% | 71% | 51% | 26% | 13% | 6% | 7% | 16% | 18% | 25% |
| Penman | 26% | 29% | 31% | 33% | 32% | 29% | 26% | 25% | 24% | 25% | 23% | 24% |
| PenmanMonteith | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| PenPan | 58% | 57% | 56% | 55% | 58% | 61% | 63% | 63% | 63% | 62% | 62% | 61% |
| PriestleyTaylor | -13% | -4% | 1% | 6% | -2% | -16% | -24% | -25% | -25% | -21% | -24% | -22% |
| Romanenko | 51% | 35% | 22% | 14% | 25% | 43% | 51% | 53% | 63% | 58% | 65% | 65% |
| Turc | -22% | -16% | -11% | -6% | -9% | -17% | -23% | -25% | -27% | -25% | -28% | -28% |

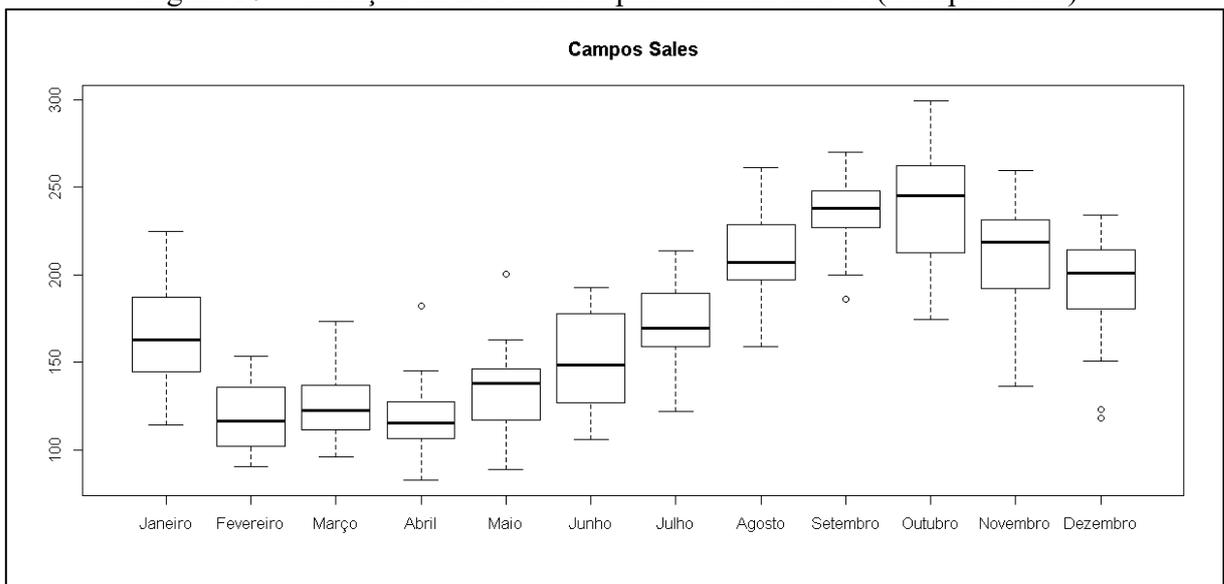
Fonte: Elaboração própria.

A variação expressiva entre os diversos métodos se justifica devido as características das equações e os diversos tipos de evapotranspiração calculados. Apesar de o modelo chuva-vazão SMAP utilizar como variável de entrada a ETo, devido a amplitude significativa dos valores obtidos a utilização dos mesmos na simulação permite a análise das incertezas do modelo relacionadas a esse parâmetro.

6.1.3 Análise da relação entre a ETo (Pennam Monteith) e precipitação

Os valores obtidos pelo método PM apresentaram uma alta variação em relação ao seu valor médio (Tabela 13), os valores máximos de cada mês foram entre 11% até 54% maiores que a média mensal, cujos meses com maior distância percentual da média se concentraram no primeiro semestre. Os valores mínimos estiveram entre 13% até 39% abaixo da sua média mensal. A estação de Campos Sales apresentou maior distância dos valores mínimos e máximos em relação ao valor médio, para essa estação também é notado a presença de *outliers* (Figura 16), dessa forma a maior variação observada nessa estação pode ser justificada por alguma inconsistência nos dados de entrada do método.

Figura 16 – Variação da ETo mensal pelo método de PM (Campos Sales)



Fonte: Elaboração própria.

O teste de Mann-Kendall com um nível de significância de 95% aplicado a série detectou a presença de tendências de acréscimo para todos meses (Figuras 17 a 20) em pelo menos uma estação, exceto para o mês de maio, para todas as estações, e para o mês de novembro, onde a estação de Barbalha apresentou uma tendência ao decréscimo, um resultado oposto ao obtido na estação de Iguatu.

As figuras 17 a 20 possibilitam a visualização da amplitude de variação já mencionada e também dos períodos significativos sem resultados de ETo devido à falta de dados de entrada. A ausência desses dados impossibilitou uma melhor análise da evolução da ETo ao longo do tempo e uma compreensão mais aprofundada do comportamento da variável.

A presença de tendências e de uma relevante variabilidade dos valores de ETo pelo método de PM, o mais recomendado para o cálculo dessa variável segundo a literatura, demonstra que a utilização da média histórica mensal é uma simplificação que acarreta em erros significativos e pode influenciar a modelagem chuva-vazão caso o modelo demonstre sensibilidade a essa variável de entrada.

Os valores mensais de precipitação média das bacias hidrológicas das estações 3616000 (Iguatu) e 3602000 (Arneiroz) apresentaram uma moderada/alta correlação negativa com os resultados de ETo das suas respectivas estações climatológicas de influência (Tabela 12), para os meses de abril e maio, entre 0,66 a 0,88. O mês fevereiro apresentou comportamento similar, exceto para a estação de Barbalha que apresentou um valor menor. Os meses de janeiro e março apresentaram uma correlação negativa moderada em todas as estações (0,42 a 0,62), exceto a estação de Iguatu que resultou em um valor superior (0,72). A correlação com os meses do segundo semestre variou entre baixa e moderada (0,26 a 0,63) apresentando um alto valor somente para o mês de outubro (0,81) para a estação de Campos Sales.

Os resultados demonstram a existência de um duplo efeito das secas meteorológicas com maiores de valores de ETo para meses com menores precipitações, o que caracteriza um feedback com potencial de contribuir para o agravamento da severidade do evento enfrentado ao acarretar em um possível acréscimo da demanda hídrica para irrigação.

Tabela 12 – Correlação negativa entre as precipitações médias mensais e a ETo.

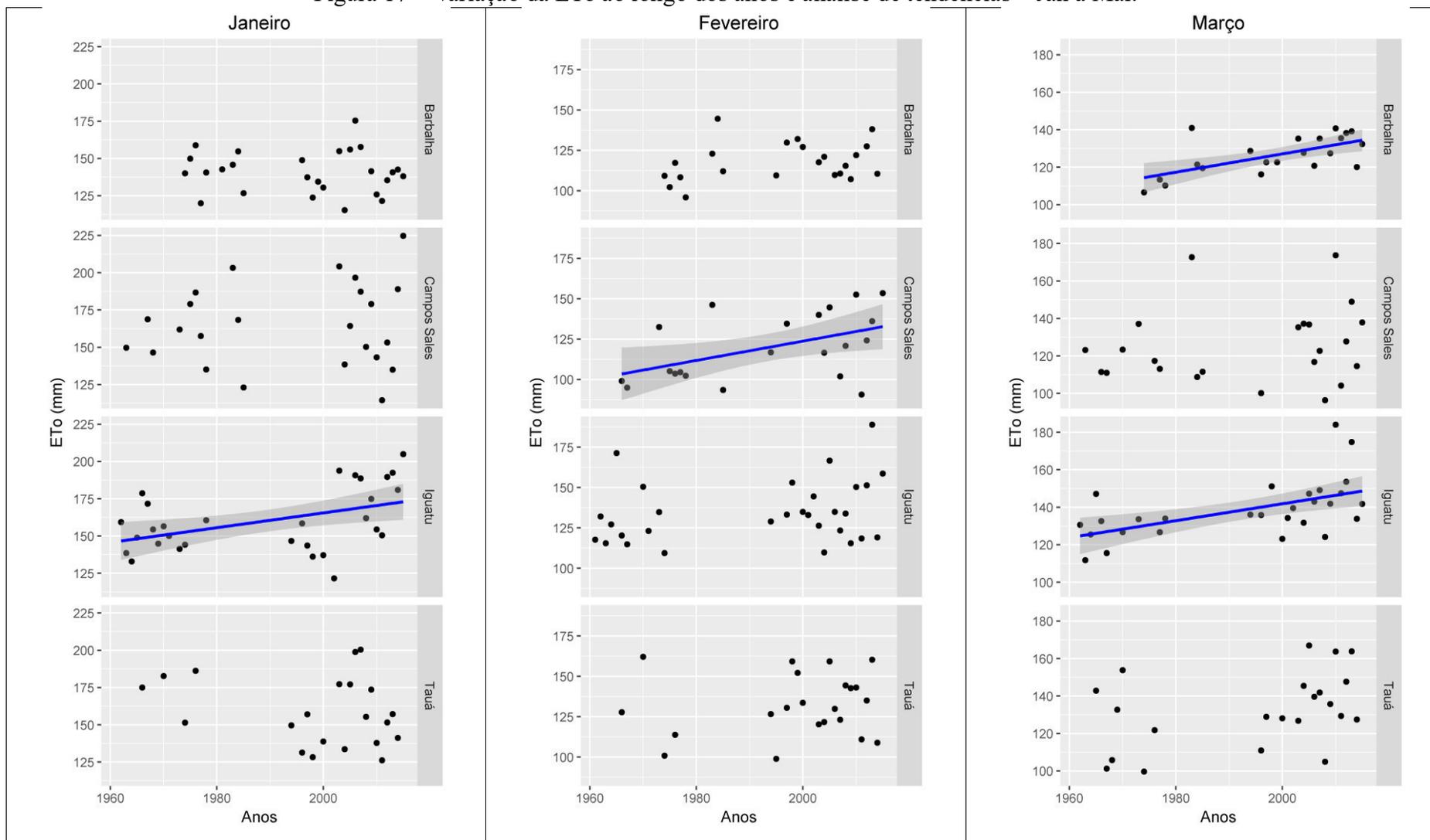
| Bacia estação Iguatu (3616000) | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
| Tauá | 0,51 | 0,72 | 0,62 | 0,82 | 0,83 | 0,55 | 0,36 | 0,39 | 0,37 | 0,54 | 0,48 | 0,40 |
| Campos Sales | 0,52 | 0,69 | 0,42 | 0,80 | 0,81 | 0,26 | 0,52 | 0,48 | 0,27 | 0,81 | 0,54 | 0,63 |
| Barbalha | 0,54 | 0,34 | 0,45 | 0,78 | 0,72 | 0,46 | 0,52 | 0,44 | 0,23 | 0,46 | 0,46 | 0,32 |
| Iguatu | 0,72 | 0,74 | 0,46 | 0,71 | 0,66 | 0,53 | 0,56 | 0,40 | 0,51 | 0,49 | 0,55 | 0,54 |
| Bacia estação Arneiroz (3602000) | | | | | | | | | | | | |
| | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
| Tauá | 0,49 | 0,55 | 0,60 | 0,88 | 0,86 | 0,39 | 0,44 | 0,31 | 0,25 | 0,47 | 0,41 | 0,45 |

Fonte: Elaboração própria.

Tabela 13 – Mínimos, médios e máximos mensais (PM) e variação em relação à média.

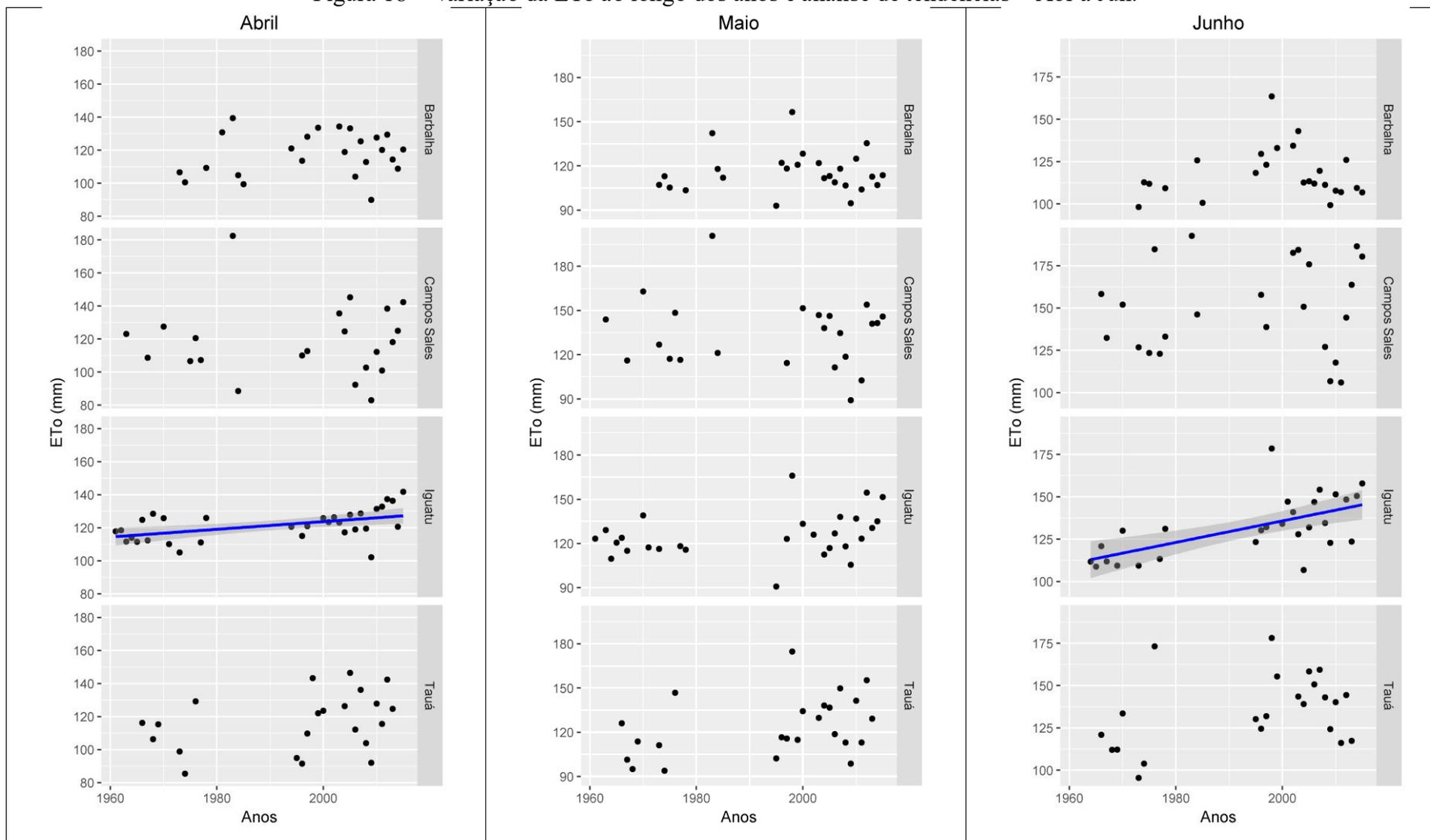
| Barbalha | | | | | | | | | | | | |
|------------------|---------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|---------|----------|----------|
| | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Maior | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro |
| Mínimo | 115,27 | 95,88 | 106,55 | 89,95 | 92,90 | 98,14 | 109,36 | 126,81 | 144,20 | 154,42 | 127,31 | 126,80 |
| Média | 140,71 | 117,72 | 126,39 | 117,79 | 115,87 | 117,83 | 136,39 | 165,46 | 182,41 | 186,09 | 169,60 | 159,81 |
| Máximo | 175,42 | 144,57 | 140,92 | 139,39 | 156,52 | 163,54 | 177,19 | 199,88 | 222,74 | 227,36 | 198,95 | 188,87 |
| Mínimo (% Média) | -18% | -19% | -16% | -24% | -20% | -17% | -20% | -23% | -21% | -17% | -25% | -21% |
| Máximo (% Média) | 25% | 23% | 11% | 18% | 35% | 39% | 30% | 21% | 22% | 22% | 17% | 18% |
| Campos Sales | | | | | | | | | | | | |
| | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Maior | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro |
| Mínimo | 114,39 | 90,68 | 96,33 | 82,90 | 89,06 | 106,02 | 122,19 | 159,28 | 185,91 | 174,73 | 136,52 | 118,19 |
| Média | 164,96 | 119,71 | 125,29 | 118,51 | 134,33 | 149,77 | 173,29 | 212,07 | 236,02 | 239,03 | 212,60 | 192,99 |
| Máximo | 224,66 | 153,50 | 173,64 | 182,40 | 200,58 | 192,57 | 213,49 | 261,24 | 270,29 | 299,39 | 259,66 | 234,01 |
| Mínimo (% Média) | -31% | -24% | -23% | -30% | -34% | -29% | -29% | -25% | -21% | -27% | -36% | -39% |
| Máximo (% Média) | 36% | 28% | 39% | 54% | 49% | 29% | 23% | 23% | 15% | 25% | 22% | 21% |
| Iguatu | | | | | | | | | | | | |
| | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Maior | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro |
| Mínimo | 121,54 | 109,32 | 111,70 | 102,13 | 90,71 | 106,68 | 124,92 | 163,31 | 173,99 | 167,81 | 165,36 | 144,69 |
| Média | 160,27 | 134,69 | 138,44 | 121,48 | 125,57 | 131,75 | 157,93 | 200,57 | 208,05 | 222,37 | 210,09 | 195,43 |
| Máximo | 204,90 | 188,91 | 184,04 | 141,80 | 165,90 | 178,54 | 196,36 | 245,45 | 242,44 | 267,60 | 248,82 | 241,31 |
| Mínimo (% Média) | -24% | -19% | -19% | -16% | -28% | -19% | -21% | -19% | -16% | -25% | -21% | -26% |
| Máximo (% Média) | 28% | 40% | 33% | 17% | 32% | 36% | 24% | 22% | 17% | 20% | 18% | 23% |
| Tauá | | | | | | | | | | | | |
| | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Maior | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro |
| Mínimo | 126,16 | 98,79 | 99,61 | 85,47 | 93,91 | 95,49 | 88,31 | 159,79 | 177,43 | 167,57 | 154,57 | 138,98 |
| Média | 158,58 | 132,00 | 132,67 | 116,51 | 123,74 | 135,10 | 160,38 | 188,98 | 203,72 | 205,21 | 196,98 | 189,57 |
| Máximo | 200,36 | 162,13 | 166,90 | 146,37 | 174,78 | 178,14 | 191,42 | 222,93 | 233,06 | 247,19 | 234,42 | 227,42 |
| Mínimo (% Média) | -20% | -25% | -25% | -27% | -24% | -29% | -45% | -15% | -13% | -18% | -22% | -27% |
| Máximo (% Média) | 26% | 23% | 26% | 26% | 41% | 32% | 19% | 18% | 14% | 20% | 19% | 20% |

Figura 17 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Jan a Mar.



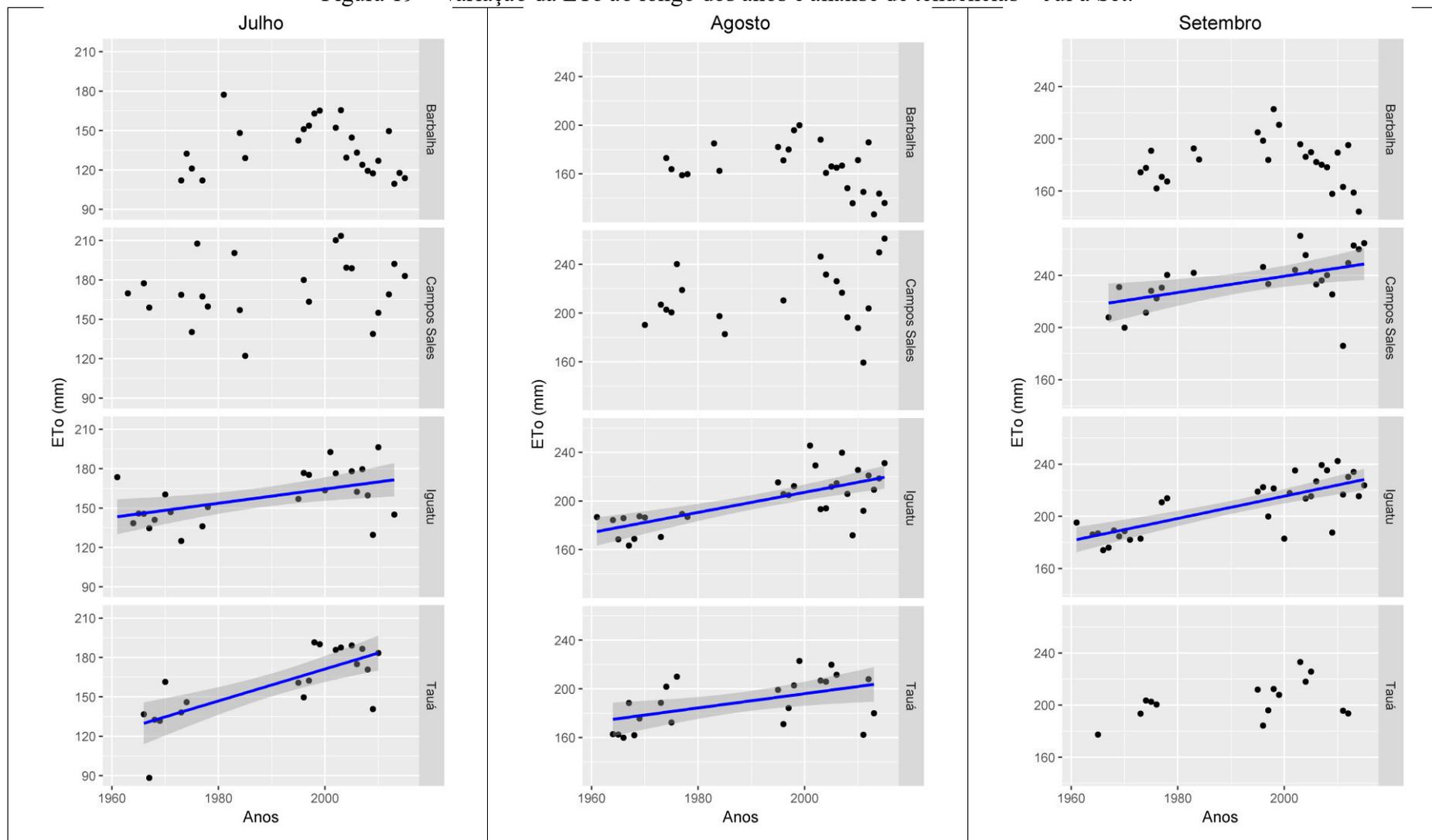
Fonte: Elaboração própria.

Figura 18 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Abr a Jun.



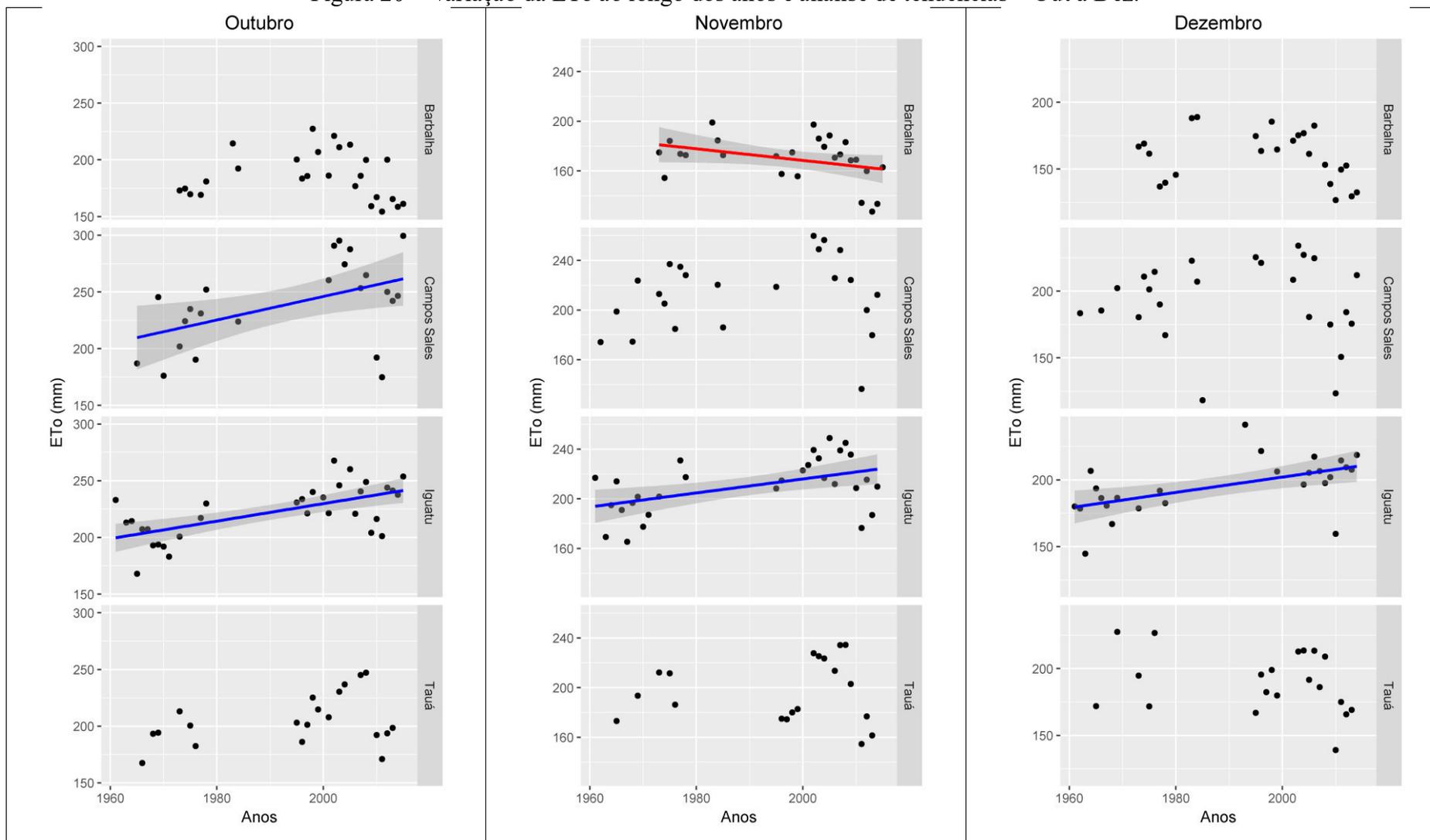
Fonte: Elaboração própria.

Figura 19 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Jul a Set.



Fonte: Elaboração própria.

Figura 20 – Variação da ETo ao longo dos anos e análise de tendências – Out a Dez.



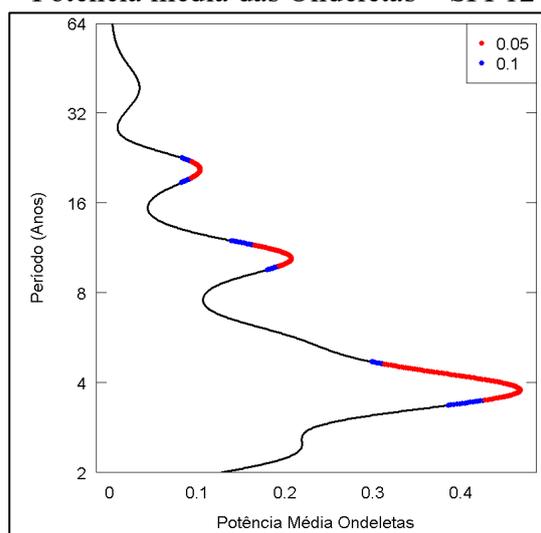
Fonte: Elaboração própria.

6.2 Etapa 2: Análise da variabilidade climática e mudanças do regime de precipitação e vazões em múltiplas escalas temporais e avaliação de possíveis causas

6.2.1 Análise dos padrões de variação de baixa, média e alta frequência

Analisando a potência média das Ondeletas do SPI 12 (Figura 21), relativo a precipitação média da bacia da estação de Iguatu, é possível observar uma influência de bandas de frequências entre ~ 3 a 4 anos, 9 a 12 anos e 20 a 21 anos, com nível de significância de 0,05. Através do espectro de potência (Figura 22) nota-se que os períodos que satisfazem um teste a significância de também 0,05, contornados em preto, não se distribuem igualmente ao longo da série temporal, e que a influência mais relevante de menor frequência está contida no cone de influência e pode ser derivada de efeitos de borda.

Figura 21 – Potência média das Ondeletas – SPI 12



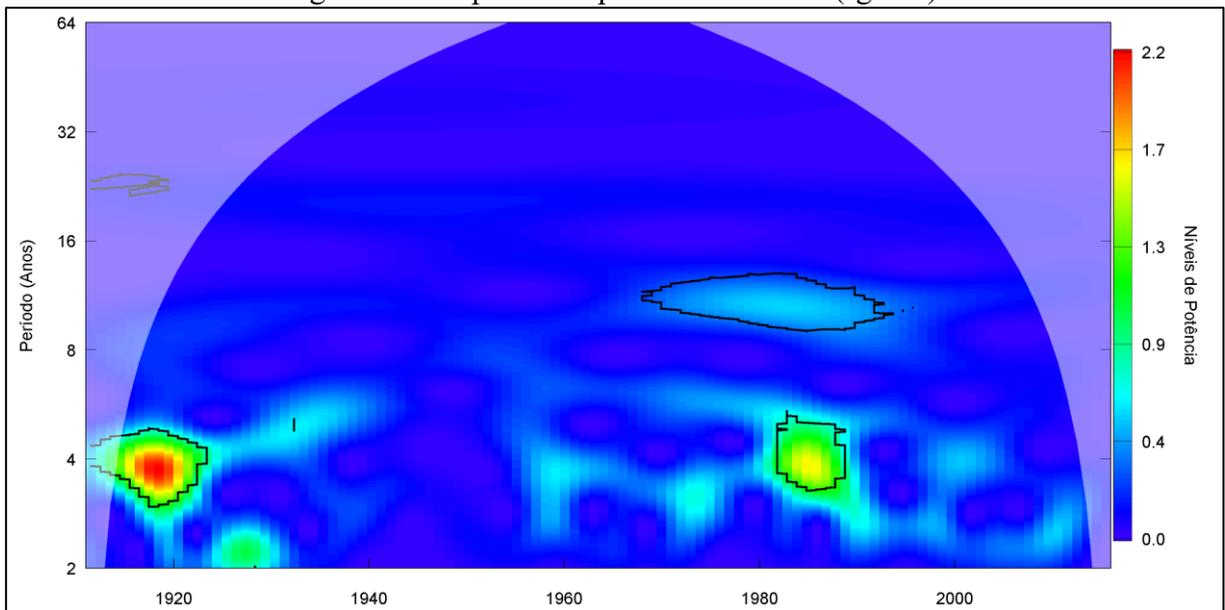
Fonte: Elaboração própria.

A banda de frequência entre 3 a 6 anos apresentou os maiores níveis de potência em dois intervalos de tempo, entre 1911 a 1923, intervalo que apresentou valores mais altos, e entre 1980 a 1985, e um menor valor ao longo do restante da série. A banda de frequência de 9 a 12 anos apresentou uma influência somente entre 1970 a 1990.

A seleção da penalidade pelo método CROPS necessitou analisar o comportamento do custo penalizado e do fator de penalidade em relação ao número de *change points* detectados. Foi selecionado o valor correspondente a um total de 15 pontos, é possível perceber que a partir dessa penalidade, pequenas reduções no seu valor resultaram em um aumento significativo de

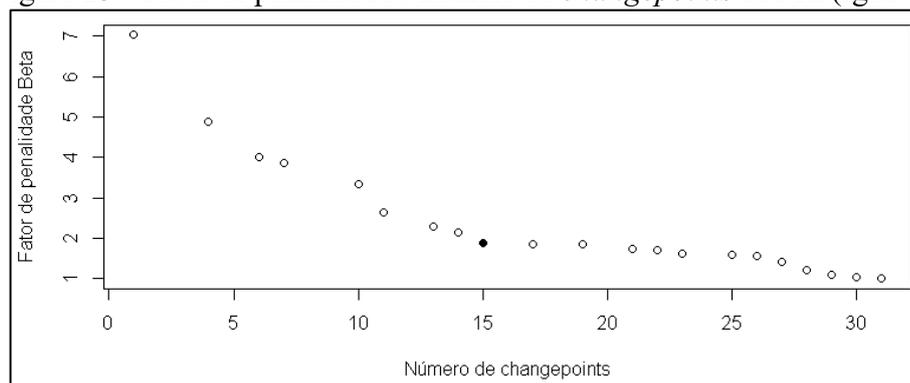
pontos detectados (Figura 23) que não geravam uma redução proporcionalmente significativa no custo penalizado (Figura 24), indicando um sobreajuste para valores de penalidade menor do que o selecionado.

Figura 22 – Espectro de potência – SPI 12 (Iguatu)



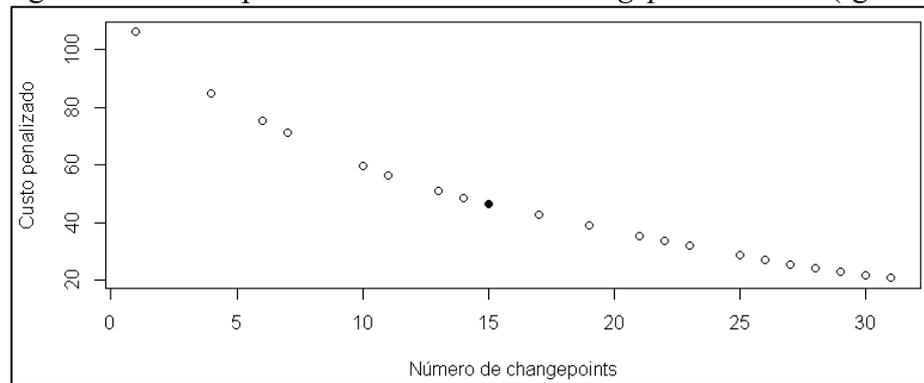
Fonte: Elaboração própria.

Figura 23 – Fator de penalidade e número de *changepoints* SPI 12 (Iguatu).



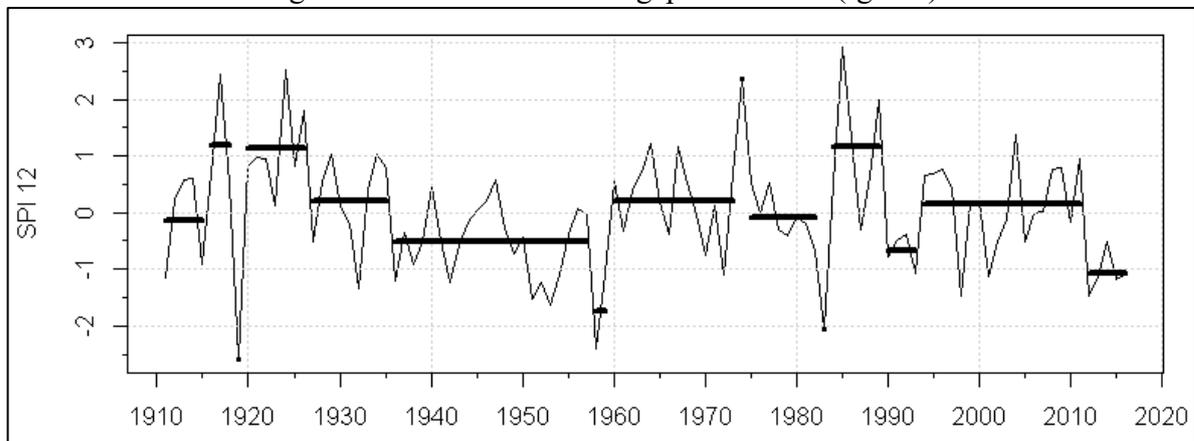
Fonte: Elaboração própria.

Figura 24 – Custo penalizado e número de *changepoints* SPI 12 (Iguatu).



Fonte: Elaboração própria.

Figura 25 – Resultados Changepoint SPI 12 (Iguatu)



Fonte: Elaboração própria.

A partir da segmentação resultante (Figura 25) nota-se um possível padrão de variação entre os anos de 1911 a 1970: uma média inicial próxima a zero (-0,13), sucedida por um período de aproximadamente 10 anos com um valor médio acima de 1 (1,20 e 1,14), exceto para o ano de 1919 que apresentou um comportamento atípico (-2,60), posteriormente um segmento com duração de 9 anos com um valor retornando ao patamar próximo ao zero (0,21), um período mais longo (22 anos) com um valor menor (-0,52), dois anos com um valor médio significativamente baixo (-1,74) e finalmente um período de 14 anos com valor próximo a zero (0,21) iniciando o movimento ascendente do padrão detectado.

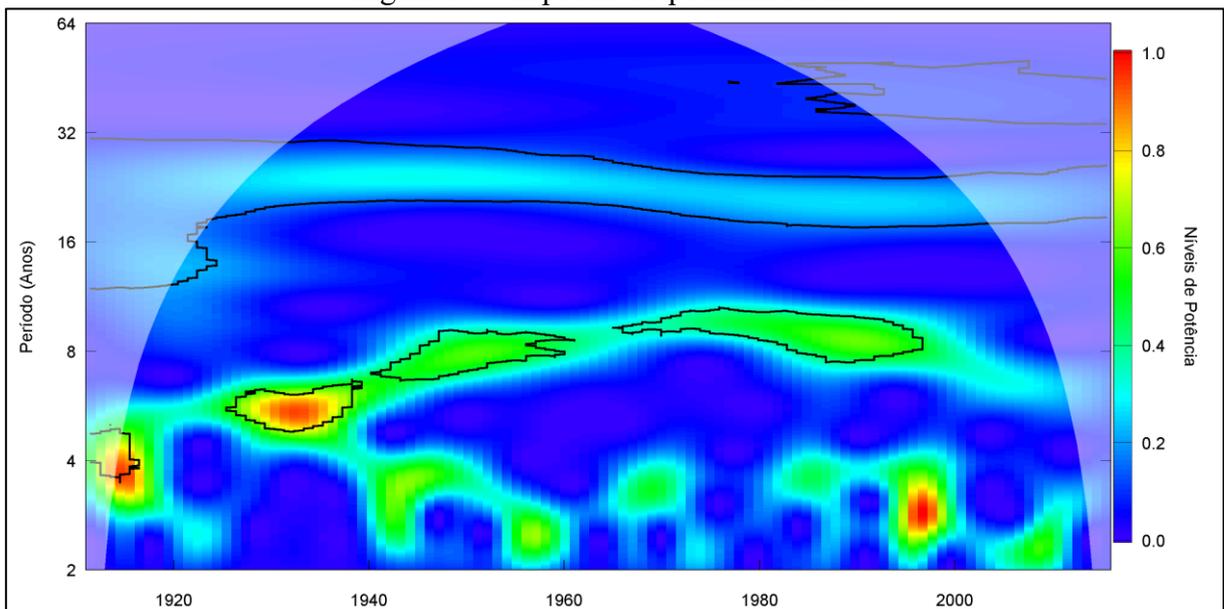
Entre 1970 a 1990 nota-se um comportamento divergente, possivelmente decorrente da influência da banda de 10 a 12 anos detectada anteriormente, com uma amplitude de variação maior e dois anos com valores atípicos ao seu entorno, 1974 (2,35) e 1983 (-2,03).

A tabela com os resultados da segmentação pelo método *change point* está apresentada no apêndice desse trabalho.

6.2.2 Análise da relação entre a precipitação e os índices PDO e AMO

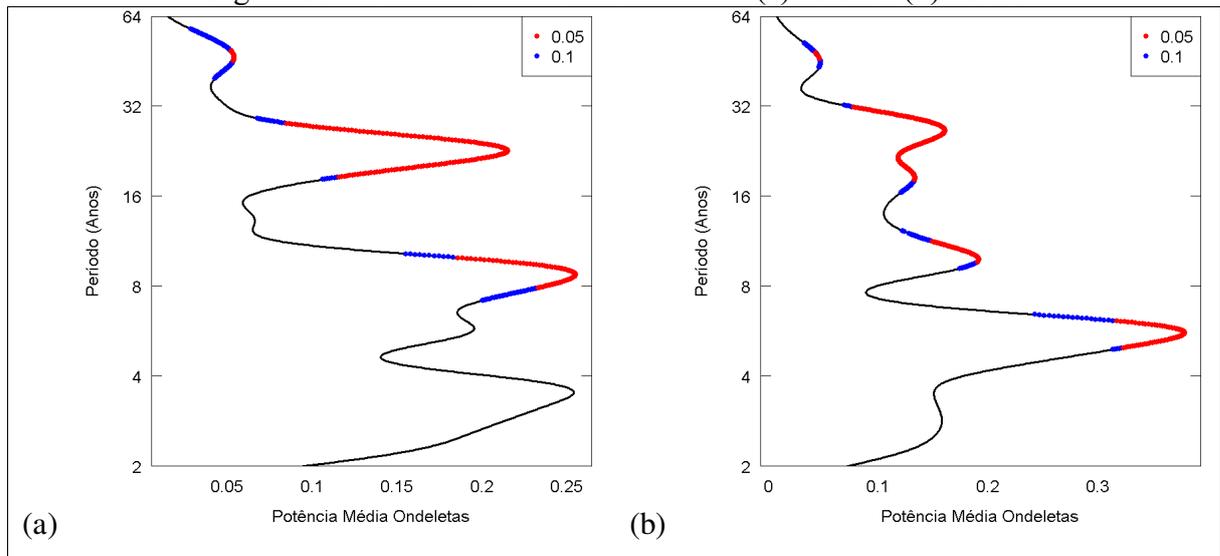
Analisando a potência média das Ondeletas da AMO e o espectro de potência (Figura 27a e Figura 26) é possível observar uma influência estatisticamente significativa de bandas de frequência entre 20 a 32 anos ao longo de toda a série analisada. Os maiores níveis de potência se localizaram próximo as bandas 3, 4 e 6 anos. Nota-se a influência significativa de uma banda de frequência entre 4 a 10 anos ao longo de toda a série, inicialmente com maiores valores de potência das bandas em torno de 4 anos e ao longo da série valores significativos para bandas de crescente períodos.

Figura 26 – Espectro de potência AMO.



Fonte: Elaboração própria.

Figura 27 – Potência média das Ondeletas (a) AMO e (b) PDO.

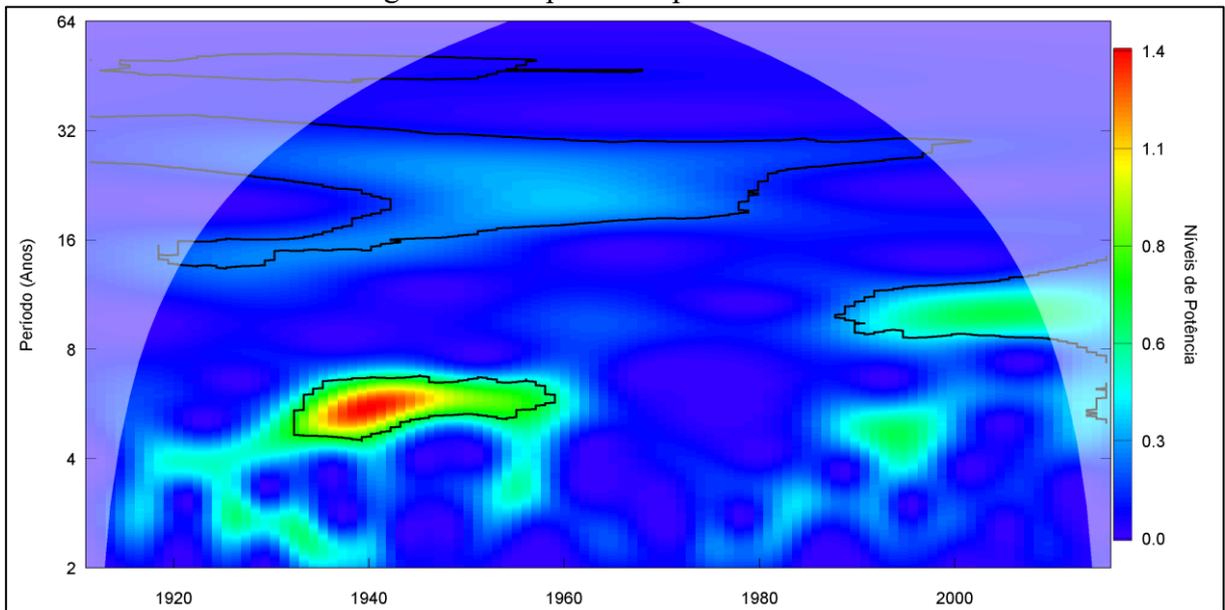


Fonte: Elaboração própria.

Analisando os resultados para a PDO (Figura 27b e Figura 28) observa-se uma influência ao longo da série toda de uma banda entre 16 a 32 anos. Entre 1911 a 1960 nota-se uma influência de uma banda de 2 a 8 anos, e uma alta potência para banda de 4 a 6 anos entre os anos de 1935 a 1960. Entre 1985 a 2016, a potência da banda de 2 a 8 anos é menor e é possível perceber um maior valor para uma banda entre 8 a 10 anos.

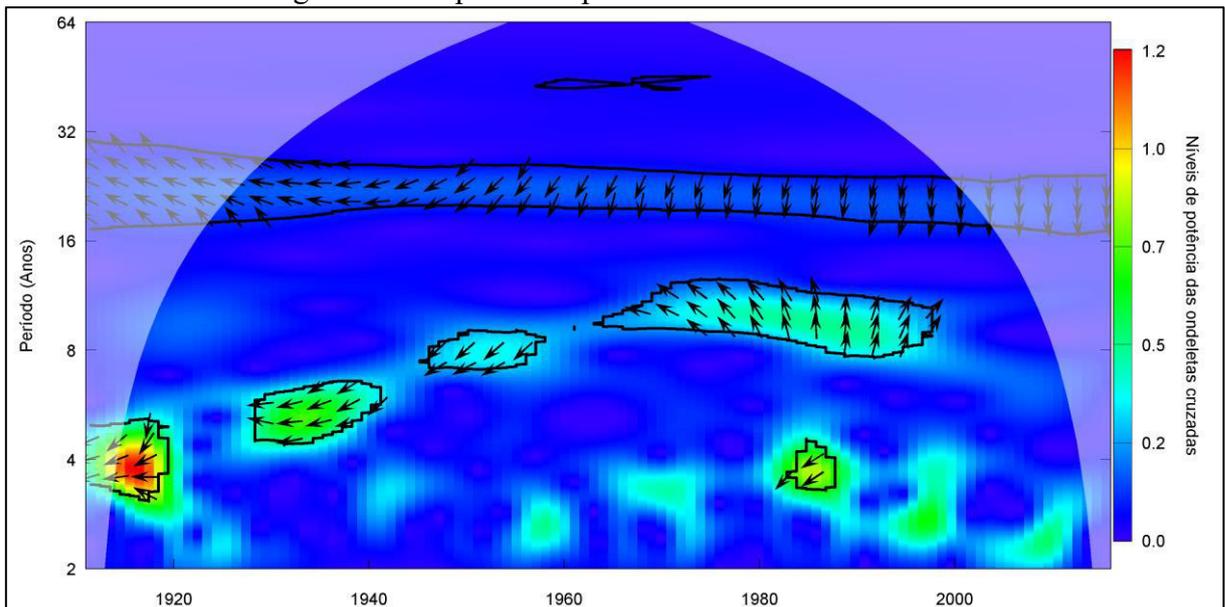
A XTC para o SPI (X) e AMO (Y) (Figura 29) indica que eles dividem áreas de potência comum nos períodos de 16 a 32 anos ao longo da série toda, iniciando fora de fase e terminando em fase negativa, de 4 a 8 anos entre 1911 a 1960 fora de fase negativa, com altos valores de potência para uma banda de ~4 anos para os primeiros anos da série, e de 8 a 12 anos (1965 a 2000), alternando entre fora de fase e fase positiva. Esses resultados indicam que a precipitação da área de estudo se relaciona ao índice AMO, principalmente na variabilidade entre 4 a 12 anos e de uma menor frequência (~20 a 30 anos). Nota-se então uma influência simultânea dos dois índices em intervalos de tempo e períodos similares.

Figura 28 – Espectro de potência PDO.



Fonte: Elaboração própria.

Figura 29 – Espectro de potência XTC – SPI e AMO.

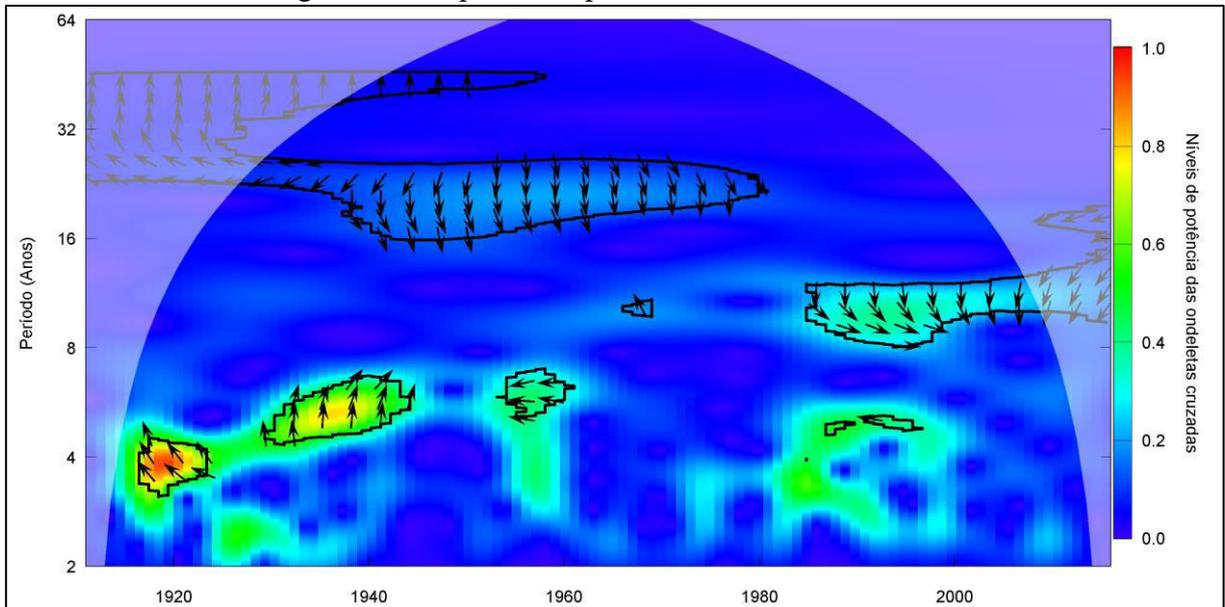


Fonte: Elaboração própria.

A XTC para o SPI (X) e PDO (Y) (Figura 30) indica que eles dividem áreas de potência comum nos períodos de 16 a 48 anos entre 1911 a 1980, de 4 a 8 anos entre 1911 a 1960 fora de fase positiva, com altos valores de potência para uma banda de ~4 anos para os primeiros anos da série e para uma banda ~6 anos próximo a 1940, e de 8 a 12 anos (1980 a 2000), em fase negativa. Esses resultados indicam que a precipitação da área de estudo se

relaciona ao índice PDO, principalmente na variabilidade entre 4 a 12 anos e de uma menor frequência (~20 a 30 anos).

Figura 30 – Espectro de potência XTC – SPI e PDO.



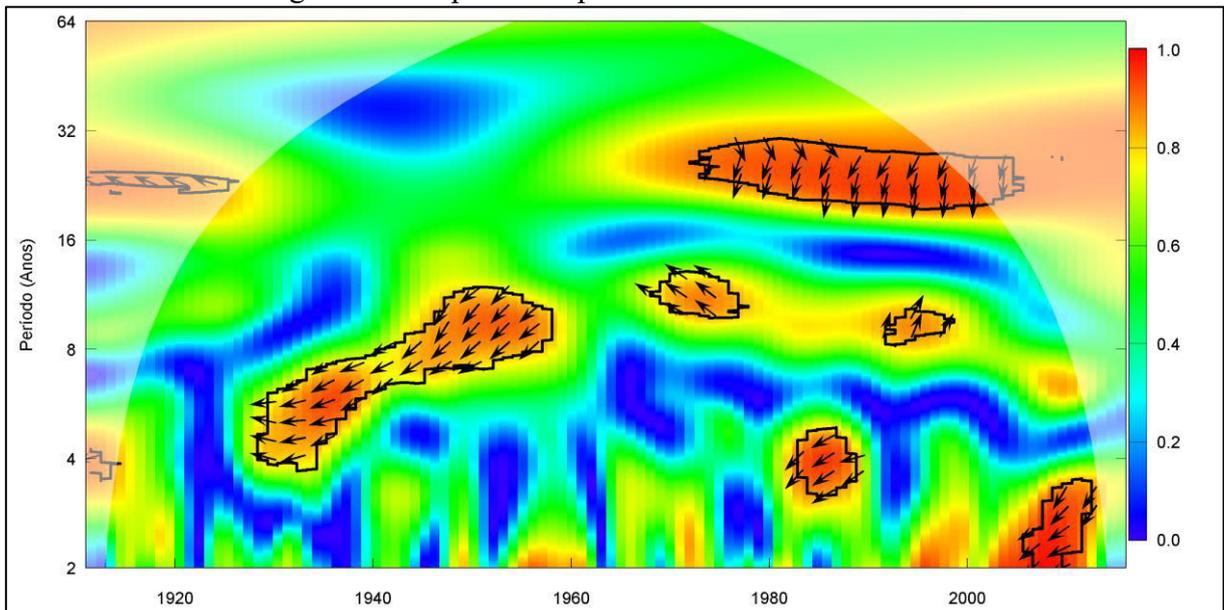
Fonte: Elaboração própria.

A WTC entre o SPI e AMO (Figura 31) indica áreas significativas com altos valores ($>0,8$) ao longo de quase toda a série, entre 1930 a 1960 para a banda de 4 a 12 anos, de 1975 a 2010 para as bandas entre 16 a 32 e de 10 a 12 anos e para a banda ~ a 4 anos entre 1980 a 1990. Nota-se então que a AMO influenciou nas precipitações da área de estudo ao longo de quase todo o período analisado.

A WTC entre o SPI e PDO (Figura 32) indica áreas significativas, e com valores acima de 0,8, entre 1911 a 1940 e entre 1950 a 1960 para a banda de 4 a 8 anos, e entre 1945 a 1975 para a banda entre 16 a 24 anos. Nota-se menores valores a partir de 1975 para as bandas mencionadas, com valores altos para as bandas de alta frequência, 2 a 3 anos. Esses resultados indicam então que a PDO teve uma influência na precipitação principalmente entre 1911 a 1975.

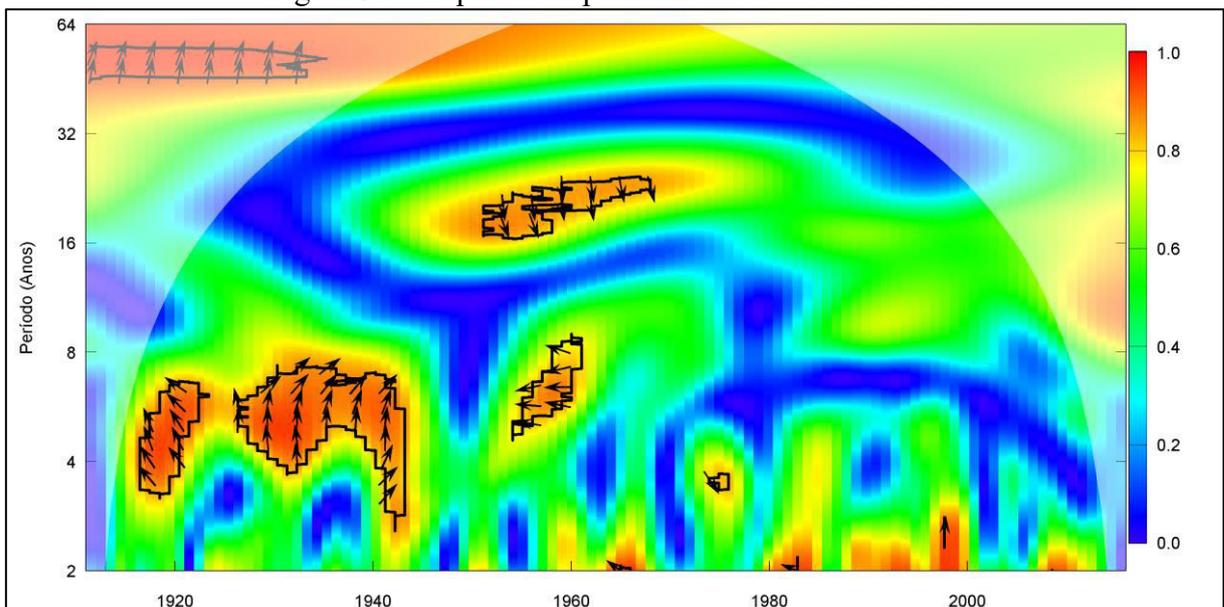
Os resultados indicam que comparativamente a PDO a AMO apresenta uma influência mais duradoura nas precipitações da área de estudo, percebe-se uma influência significativa durante quase todo o intervalo de tempo analisado.

Figura 31 – Espectro de potência WTC – SPI e AMO.



Fonte: Elaboração própria.

Figura 32 – Espectro de potência WTC – SPI e PDO.



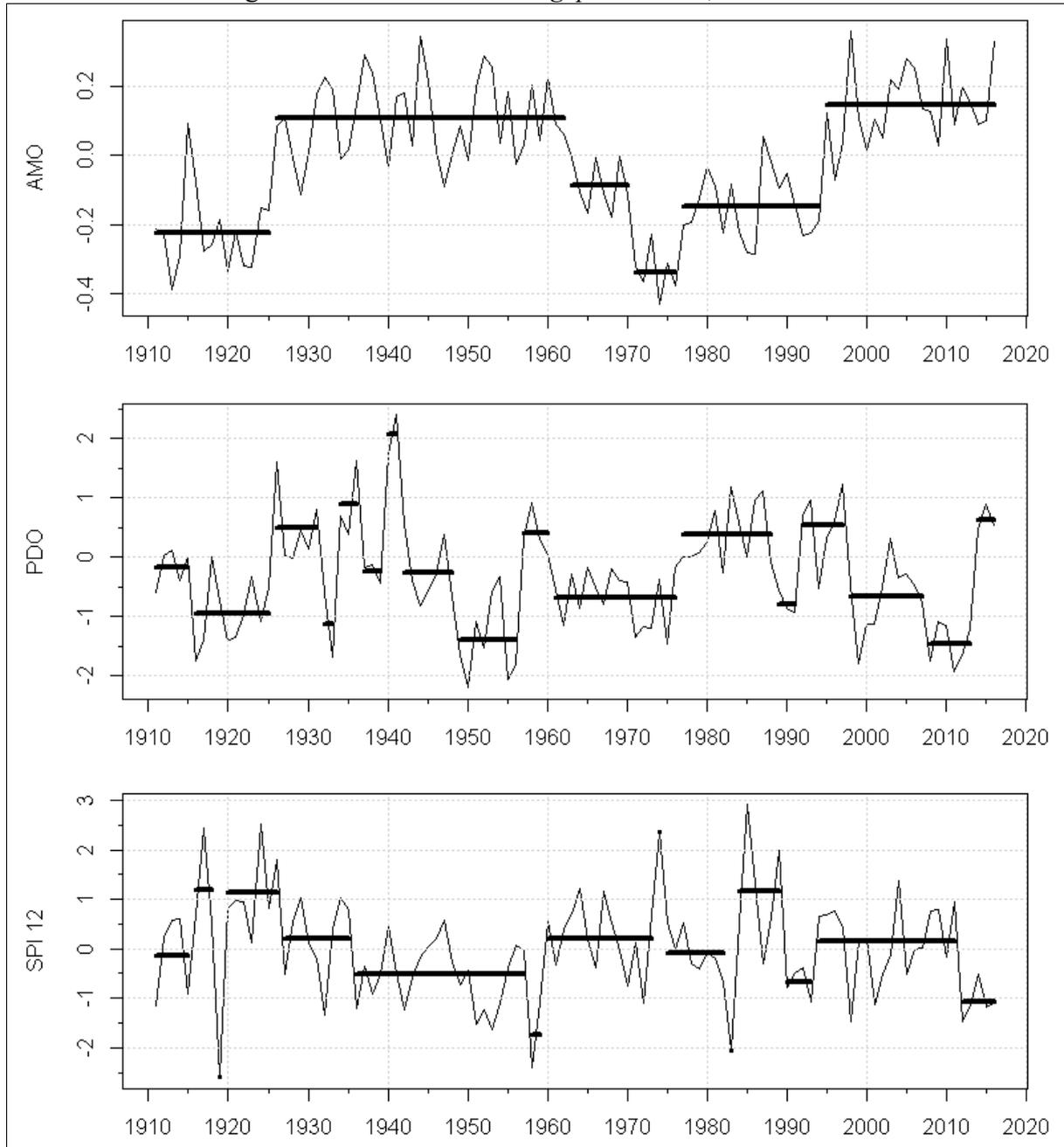
Fonte: Elaboração própria.

Devido a correlação das bandas mencionadas com o SPI, um modelo baseado na combinação das bandas de 4 a 8 anos e de 16 a 32 anos dos dois índices pode ter uma capacidade de previsão do comportamento das precipitações, embora a existência de bandas em fase e fora de fase deve ser analisada para uma correta elaboração do mesmo.

A partir dos resultados obtidos pela metodologia do *change point* (Figura 33), podemos perceber uma maior variação da PDO em comparação com a AMO. A AMO apresenta

uma segmentação em apenas 6 períodos, com uma maior variação entre os anos de 1960 a 1995. Para a PDO foram detectados um total de 17 pontos de mudança, onde entre 1930 a 1950 nota-se uma maior amplitude de variação. Os valores de todos os segmentos estão apresentados no apêndice.

Figura 33 – Resultados *changepoint* AMO, PDO e SPI



Fonte: Elaboração própria.

Comparando os valores das segmentações obtidas da AMO e PDO com o SPI, nota-se, entre 1911 a 1915, um valor médio de SPI e PDO próximo a zero (-0,13 e -0,17) e da AMO próximo a -0,2. Entre 1916 a 1926, um SPI médio próximo a 1, exceto para o ano de

1919, e PDO e AMO em fase negativa (-1 e -0,2). Entre 1927 a 1935, SPI próximo a zero (0,21), AMO em fase positiva com valor médio igual a 0,11 e PDO alternando entre valores positivos e negativos (0,5, -1,13 e 0,90), com valores positivos durante a maior parte do tempo. Entre 1936 a 1957, SPI médio igual a -0,52, AMO na mesma fase positiva e uma alta variação dos valores de médios de PDO (de -1,4 a 2,07), com uma duração maior dos valores negativos. Os anos 1958 e 1959 apresentaram valores baixos de SPI (-1,74) e PDO e AMO em fase positiva (0,11 e 0,4). De 1960 ao final da série, nota-se uma transição da AMO da fase positiva para negativa (0,11, -0,09, -0,34 e -0,15), atingindo o menor valor médio da série analisada, e retornando a um valor positivo a partir de 1995 (0,15), valores médios negativos para a PDO entre 1961 a 1976 (-0,68), 1989 a 1991 (-0,78) e 1998 a 2013 (-0,65 e -1,46), positivos de 1977-1988, 1992-1997 e 2014-2016 (0,39, 0,55 e 0,63), e um SPI próximo a zero (0,21, -0,08 e 0,16), durante a maior parte do tempo exceto para o pico do ano de 1973 (2,35), a depressão de 1983 (-2,03), um período positivo entre 1984 a 1989 (1,17) e os períodos negativos de 1990-1993 e 2012-2016 (-0,68 e -1,07).

É possível observar valores positivos (negativos) de SPI nos períodos que o AMO e PDO estão conjuntamente negativos (positivos), indicando uma correlação negativa entre o SPI e as duas variáveis, esse comportamento pode ser visualizado mais explicitamente nos períodos entre 1915 a 1925, 1958 a 1959 e 2012 a 2016.

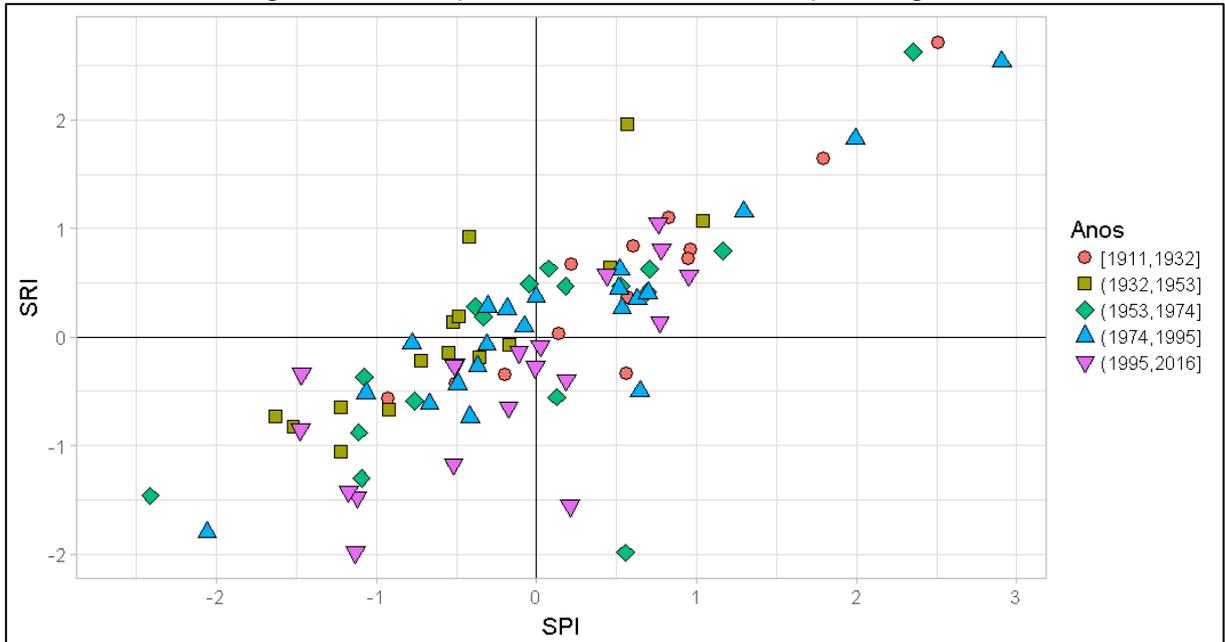
A maior variação da PDO comparativamente a AMO e a diferença de fases observada anteriormente entre os componentes periódicos dificulta a visualização, e quantificação, da influência dessas oscilações na precipitação da região do estudo e indica também um possível lag entre o comportamento da AMO e a sua influência na precipitação.

6.2.3 Análise da evolução temporal da relação entre SPI e SRI

Através da plotagem SPI x SRI (Figura 34) da bacia da estação de Iguatu é possível notar uma maior concentração dos pontos, a partir de 1995 (triângulos em rosa), com SRI negativo, onde nenhum valor negativo de SPI entre 0 e -0,5 resultou em um SRI positivo, o que ocorreu nos períodos anteriores. Esse período apresentou pontos com comportamento anômalo, para um SPI positivos próximo a zero (0,18 e 0,21) valores significativamente distintos de SRI, -0,4 em 1999 e -1,55 em 2000, similarmente para um SPI igual -1,13 tem-se

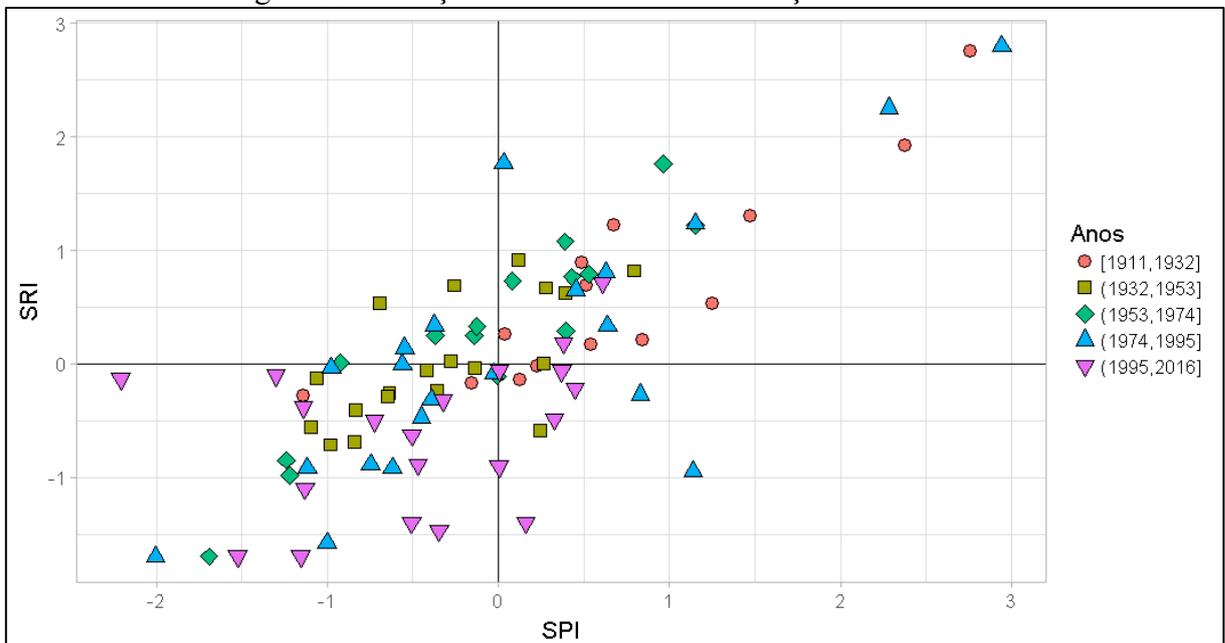
o valor de -1,98 para o SRI. Dois pontos anômalos também ocorreram em 1947 (0,57; 1,95) e 1960 (0,55; -1,98), com valores próximos de SPI e opostos de SRI.

Figura 34 – Relação SPI x SRI bacia da estação de Iguatu



Fonte: Elaboração própria.

Figura 35– Relação SPI x SRI bacia da estação de Arneiroz



Fonte: Elaboração própria.

Nota-se para a bacia da estação de Arneiroz (Figura 35) uma mudança no padrão de escoamento, principalmente a partir de 1995 mas também em alguns eventos no período de

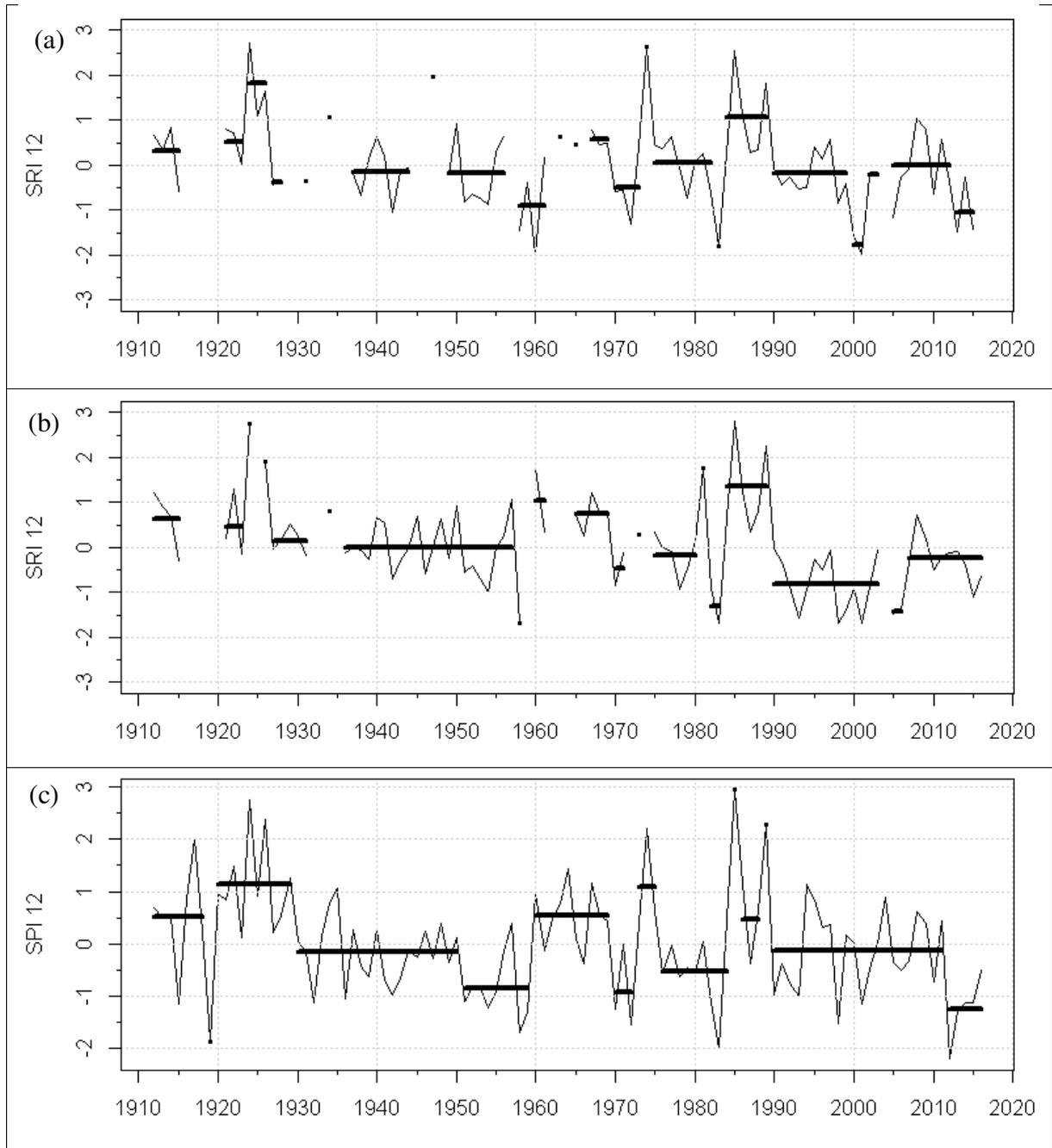
1974 a 1994, com um SRI com comportamento diverso ao SPI e constantemente negativo, com exceção de dois eventos em 2008 (0,61; 0,71) e 2009 (0,4; 0,18). É possível notar valores próximos de SRI (em torno de -1 e também próximos a -1,5) para uma alta variação do SPI (-1,5 a 1,13) e um valor de SRI próximo a zero para o menor valor de SPI (-2,20; -0,13) em 2012.

A mudança no comportamento mencionada pode ser observada também nos resultados do *changeoint* (Figura 36), o período entre 1935 a 1950 apresenta SPI e SRI médios iguais a zero, entre 1990 a 2005 tem-se um SPI médio igual a zero com uma maior variação que o período mencionado que não se refletiu no SRI, cujo valor médio foi menor, próximo a -0,5. Entre 2012 a 2016 a bacia do Arneiroz apresentou valores de SPI significativamente baixos e menores que os obtidos na estação de Iguatu, essa variação não se refletiu no SRI cujo valor médio ficou próximo a zero e no mínimo próximo a -1.

Como mencionado anteriormente, a maioria dos reservatórios da região foram construídos em torno do ano de 1987, dessa forma, a mudança observada no comportamento das vazões mensuradas na estação de Arneiroz se deve provavelmente a operação e amortecimento dos mesmos.

Devido as inúmeras falhas da série de vazão da estação de Iguatu não é possível realizar uma análise mais aprofundada da mesma através da metodologia *changeoint*, porém, nota-se um comportamento similar do SRI ao SPI no período entre 1970 ao final da série, exceto pelo período próximo ao ano 2000 como mencionado anteriormente.

Figura 36 – Resultados *change point* SRI 12 (a) Iguatu, (b) Arneiroz, (c) SPI 12 Arneiroz.



Fonte: Elaboração própria.

6.3 Etapa 3 e 4: Modelagem hidrológica e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões

6.3.1 Análise da sensibilidade do modelo SMAP a ETo e impacto no regime de vazões

Os resultados da seção 6.1.2 demonstraram uma alta variação dos valores de evapotranspiração obtidos pelos diversos métodos, esse resultado porém não se refletiu nos valores do coeficiente de NASH (Tabela 14), pelas vazões simuladas da bacia de Iguatu, nota-se, exceto para os métodos Chapman Australian e Hamon, uma pequena variação entre os valores máximos e mínimos de NASH, 0,09 para a calibração e 0,079 para validação.

Para a bacia de Arneiroz nota-se uma maior variação, 0,182 para a calibração e 0,165 para a validação, novamente sem contar com os Chapman Australian e Hamon. A maior variação é explicada devido aos menores valores pelos métodos Blaney & Criddle, Brutsaer & Strickler, Makkink e Matt-Shuttleworth para a estação de Tauá, única com influência sobre essa bacia.

Tabela 14 – Resultados NASH.

| | Iguatu (3616000) | | Arneiroz(36020000) | |
|--------------------------|------------------|----------------|--------------------|----------------|
| | NASH calibração | NASH validação | NASH calibração | NASH validação |
| Abtew | 0,889 | 0,698 | 0,752 | 0,703 |
| BlaneyCriddle | 0,847 | 0,697 | 0,671 | 0,553 |
| BrutsaertStrickler | 0,856 | 0,670 | 0,698 | 0,697 |
| <i>ChapmanAustralian</i> | <i>0,688</i> | <i>0,489</i> | <i>0,481</i> | <i>0,036</i> |
| <i>Hamon</i> | <i>0,005</i> | <i>-2,416</i> | <i>0,095</i> | <i>-4,327</i> |
| HargreavesSamani | 0,901 | 0,699 | 0,789 | 0,718 |
| JensenHaise | 0,914 | 0,696 | 0,821 | 0,703 |
| Makkink | 0,866 | 0,697 | 0,710 | 0,672 |
| MattShuttleworth | 0,833 | 0,682 | 0,670 | 0,632 |
| McGuinnessBordne | 0,915 | 0,693 | 0,847 | 0,714 |
| Penman | 0,917 | 0,698 | 0,835 | 0,697 |
| PenmanMonteith | 0,909 | 0,703 | 0,805 | 0,698 |
| PenPan | 0,915 | 0,699 | 0,852 | 0,697 |
| PriestleyTaylor | 0,901 | 0,697 | 0,780 | 0,715 |
| Romanenko | 0,915 | 0,707 | 0,842 | 0,685 |
| Turc | 0,894 | 0,698 | 0,764 | 0,708 |

Fonte: Elaboração própria.

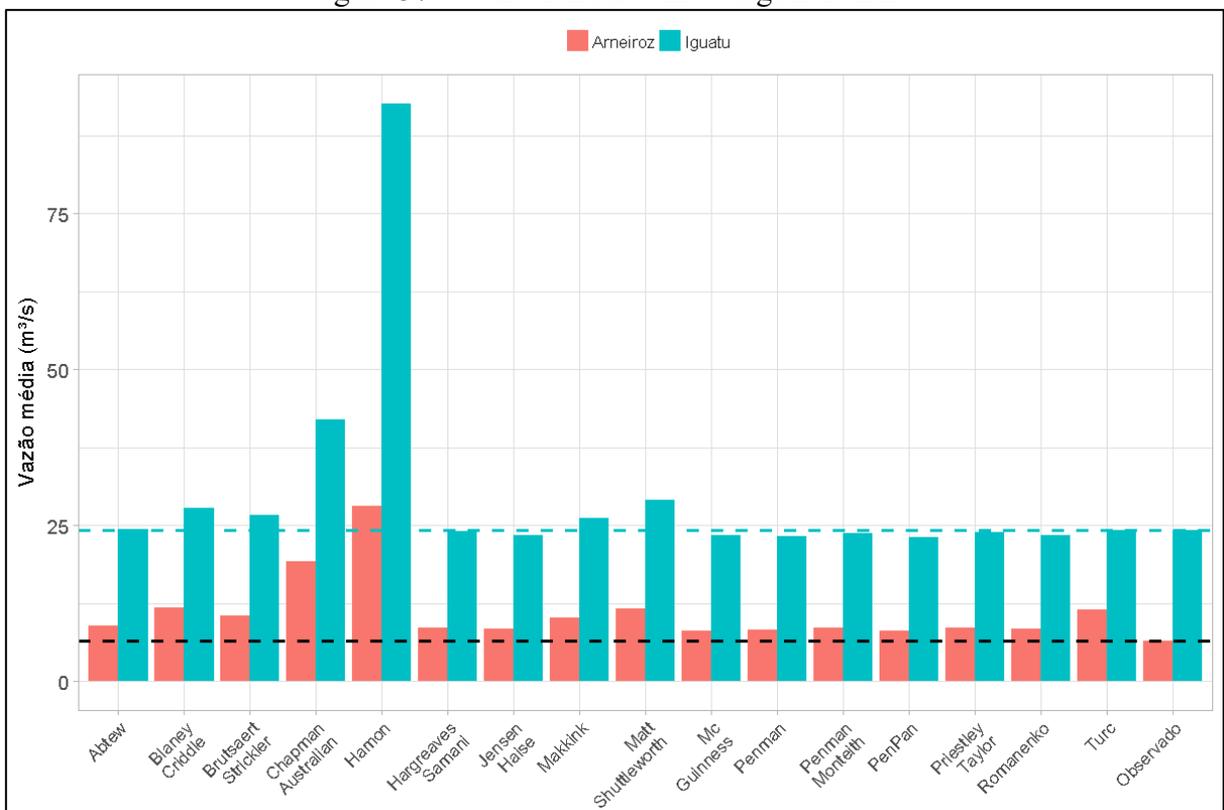
A ETo pelos métodos Chapman Australian e Hamon (em itálico na tabela) resultaram nos menores valores de NASH, com valores negativos para o período de validação

das duas bacias utilizando os valores de Hamon. Como mencionado na seção 6.1.2, esses métodos apresentaram os menores valores de ETo.

Os resultados demonstram que o modelo SMAP apresenta uma baixa sensibilidade a variações da variável de entrada ETo, exceto para valores significativamente baixos, não demonstrando sensibilidade a valores mais altos de ETo, como pode ser visto pelos resultados pelo método Penpan que apresentou ETo variando entre 47% a 77% acima dos obtidos por PM e NASH similar.

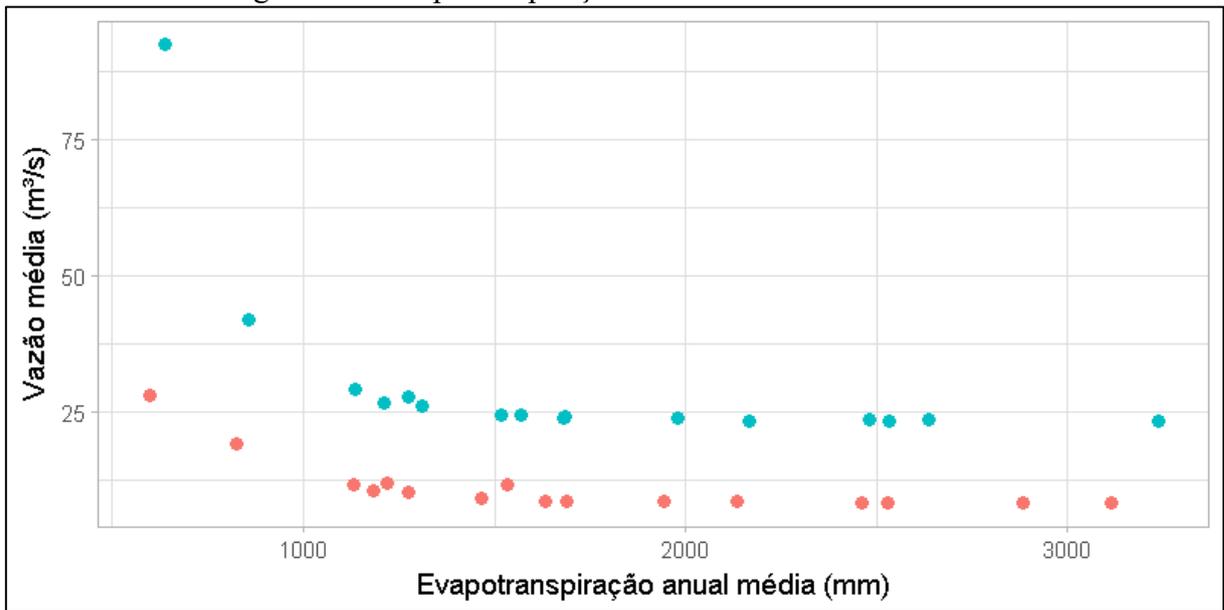
As figuras 37 e 38 corroboram com o observado, a vazão média de todos os resultados simulados, com exceção dos métodos mencionados, para a bacia de Iguatu não variou significativamente, para a bacia de Arneiroz as simulações resultaram em menores valores que o observado, o que pode ser devido aos efeitos dos reservatórios já mencionados. O traçado da evapotranspiração anual média, soma das médias mensais, versus a vazão média histórica, demonstra novamente que mesmo frente a alta variação obtém-se resultados similares.

Figura 37 – Vazões médias modelagem SMAP.



Fonte: Elaboração própria.

Figura 38 – Evapotranspiração média anual x Vazão média.



Fonte: Elaboração própria. Resultados das bacias de Iguatu (azul) e Arneiroz (laranja).

Nota-se para as duas bacias valores de NASH significativamente altos tanto para a calibração, acima de 0,9 para Iguatu e acima de 0,8 para Arneiroz, como para a validação (próximo a 0,7), indicando que o modelo conseguiu representar bem o comportamento das vazões das bacias.

Para os resultados dessa seção, e da seção seguinte, foi necessário desenvolver o modelo SMAP em linguagem de programação R e um sistema de otimização dos parâmetros através da calibração por algoritmo de evolução diferencial. A validade dos resultados foi assegurada através da verificação dos mesmos com planilha no software Excel.

6.3.2 Modelagem das vazões afluentes aos reservatórios e Identificação de impactos antrópicos no regime natural de vazões

A hipótese inicial de um comportamento homogêneo da bacia em relação aos parâmetros do modelo não foi verificada pela modelagem chuva-vazão, nota-se (

Tabela 15) baixos valores de NASH e de correlação simples entre as vazões afluentes dos reservatórios mais a montante e as vazões mensuradas por balanço hídrico pela COGERH, com valores negativos para os reservatórios Favelas e Trici. O reservatório de Arneiroz II, simulado utilizando somente a precipitação da sua bacia, sem considerar a

influência dos outros reservatórios apresentou um valor de NASH maior e uma correlação significativamente alta. Os gráficos de vazão simulada e observada estão contidos no apêndice desse trabalho, neles é possível ver que o modelo superestimou as vazões do reservatório de Favelas e Trici.

Nota-se um baixo valor de NASH para o reservatório Várzea do Boi, apesar das bacias do açude e da estação de Arneiroz apresentarem regime hidrológico similar e ambas serem caracterizadas pelas mesmas características geomorfológicas (SUDENE, 1967 *apud* STUDART *et al.*, 2006). Essa divergência pode decorrer da influência dos pequenos reservatórios existentes a montante do Várzea do Boi, como mencionado por Studart *et al.* (2006).

Tabela 15 – Correlação e coeficiente de NASH entre as vazões afluentes.

| | NASH | Correlação |
|-------------|--------|------------|
| Favelas | -0,226 | 0,386 |
| Trici | -1,851 | 0,667 |
| Várzea Boi | 0,259 | 0,521 |
| Arneiroz II | 0,640 | 0,841 |

Fonte: Elaboração própria.

Esse trabalho inicialmente se propôs a simular as vazões afluentes pelo modelo chuva-vazão SMAP e modelar os impactos das operações desses reservatórios, o que não foi possível devido a hipótese inicial não ter sido validada. Frente a isso, a utilização do SMAP poderia ter sido realizada através de uma calibração com as vazões relativas ao acompanhamento da COGERH, porém, como esses valores são frutos de um balanço hídrico e intrinsicamente passam por diversas simplificações e suposições, como os valores mensais de lâmina d'água evaporada utilizados e valores volumétricos obtido por curvas chuva-vazão, uma calibração através desses dados deve ser acompanhada de uma análise profunda das incertezas derivadas. Outra abordagem seria a utilização de um modelo de regionalização que levasse em conta as características das bacias de cada reservatório, que também deve ser elaborado e validado a antes do seu uso. Não foi possível realizar nenhuma dessas abordagens nesse trabalho devido a limitações de tempo, além disso, a existência de inúmeros períodos de falhas no acompanhamento e ausência de regras bem estabelecidas para as operações dos reservatórios impossibilita a reconstrução fiel das vazões passadas e do estabelecimento de uma relação causal forte entre a operação dos reservatórios menores e mudanças no padrão de escoamento.

Frente aos resultados expostos, a análise de fatores antrópicos nas vazões naturais foi realizada somente para a bacia de Arneiroz, onde previamente foi identificadas mudanças padrão de escoamento (seção 6.2.3), através da análise dos resultados da modelagem SMAP para a bacia completa, sem a desagregação por reservatório.

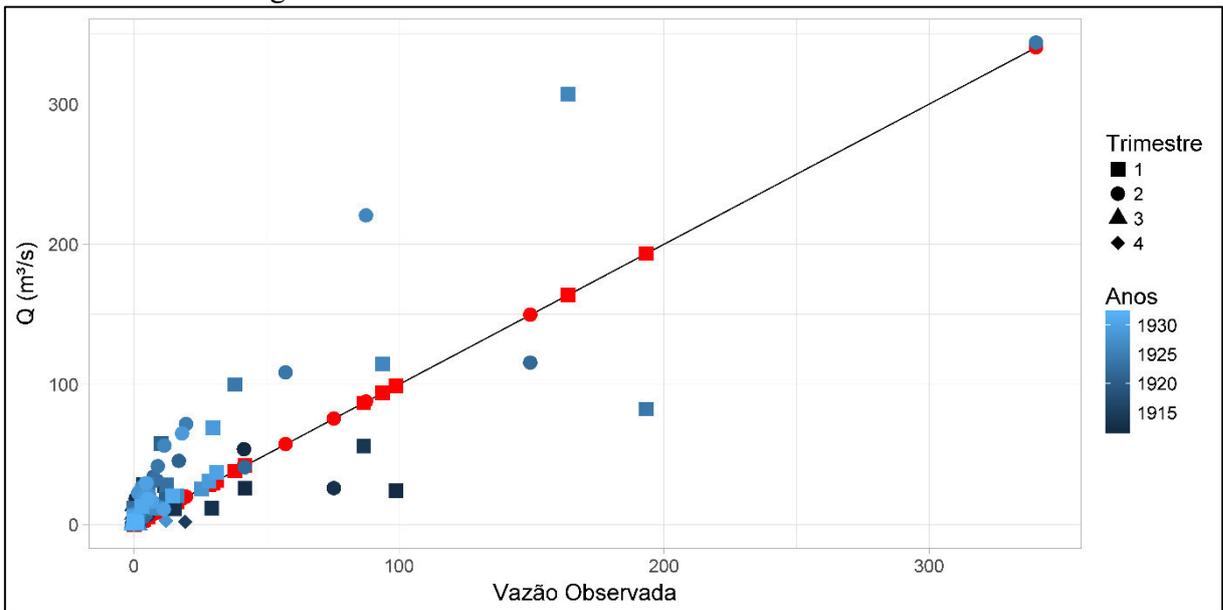
A plotagem das vazões simuladas (pontos gradiente preto a azul) em relação as observadas (reta e pontos vermelhos), figuras 39 a 42, demonstra que o modelo consegue representar o comportamento das mesmas do início da série até 1995, com maiores desvios de 1911 a 1950. Nota-se poucos eventos com vazões diferente de 0 para o terceiro e quarto trimestres tanto para as observadas como para as modeladas.

As vazões simuladas foram superestimadas para o período a partir de 1995, nota-se uma concentração de pontos pretos e azuis acima da reta. Os pontos azuis podem ser explicados pela construção do reservatório de Arneiroz em 2004, os pontos pretos indicam uma possível mudança no padrão de uso do solo e/ou influência dos reservatórios menores, construídos na sua maioria entre 1988 a 1992.

O impacto da operação do reservatório de Arneiroz nas vazões mensuradas na estação homônima pode ser visualizado na Figura 44, onde nota-se diversos eventos de vazão observados para o terceiro e quarto trimestre do ano que não são frutos da precipitação natural, como apontado pelas vazões simuladas próximas a zero para esses eventos, e uma menor variação da vazão observada, indicando um amortecimento dos eventos mais intensos de vazão. Tem-se a partir de 2010 um período com SPI 12 significativamente baixo, um fator que justifica também essa menor variação de vazão e demonstra que os eventos de vazões nesses trimestres não são decorrentes de uma precipitação anormalmente alta.

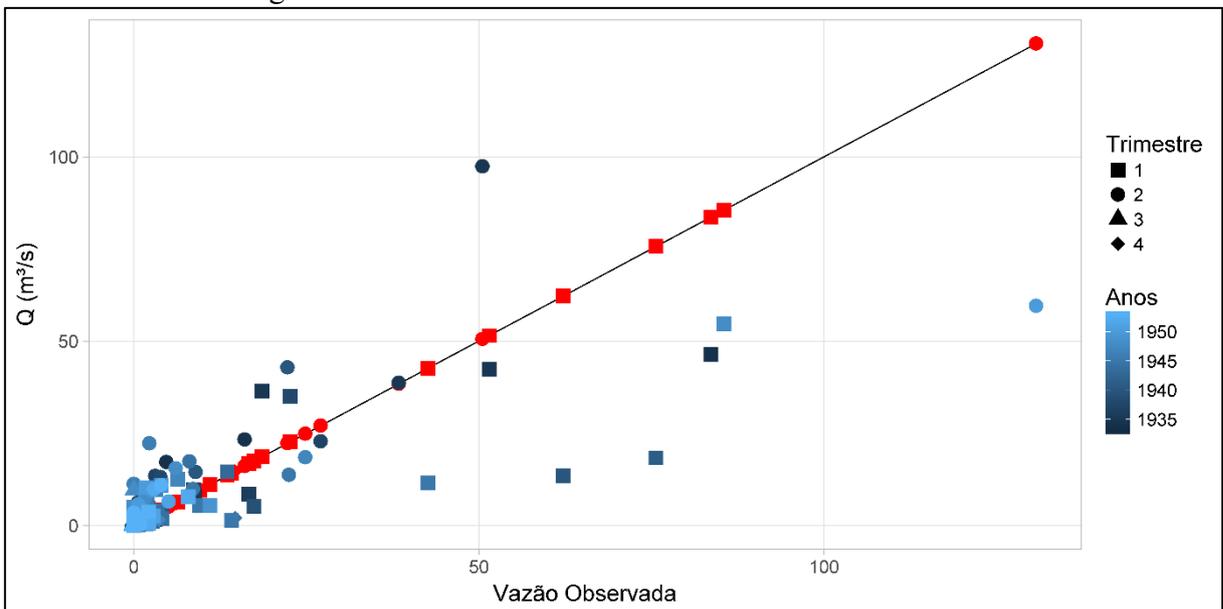
Dessa forma, se concluí que o reservatório de Arneiroz afetou diretamente as vazões da estação fluviométrica e que existem mudanças prévias a sua construção que podem ser derivadas da operação dos outros reservatórios, mas também de uma mudança no uso do solo que deve ser investigada mais a fundo. A partir da conclusão de que os reservatórios conseguem alterar as vazões naturais da bacia, ressalta-se que as simulações futuras da bacia, e de outras com características similares, necessitará intrinsecamente do conhecimento da operação dos mesmos, o que não vem sendo registrado de forma satisfatória no Estado do Ceará comprometendo a realização de modelagens hidrológicas mais próximas a realidade enfrentada.

Figura 39 – Vazões simuladas e observadas 1911 a 1931.



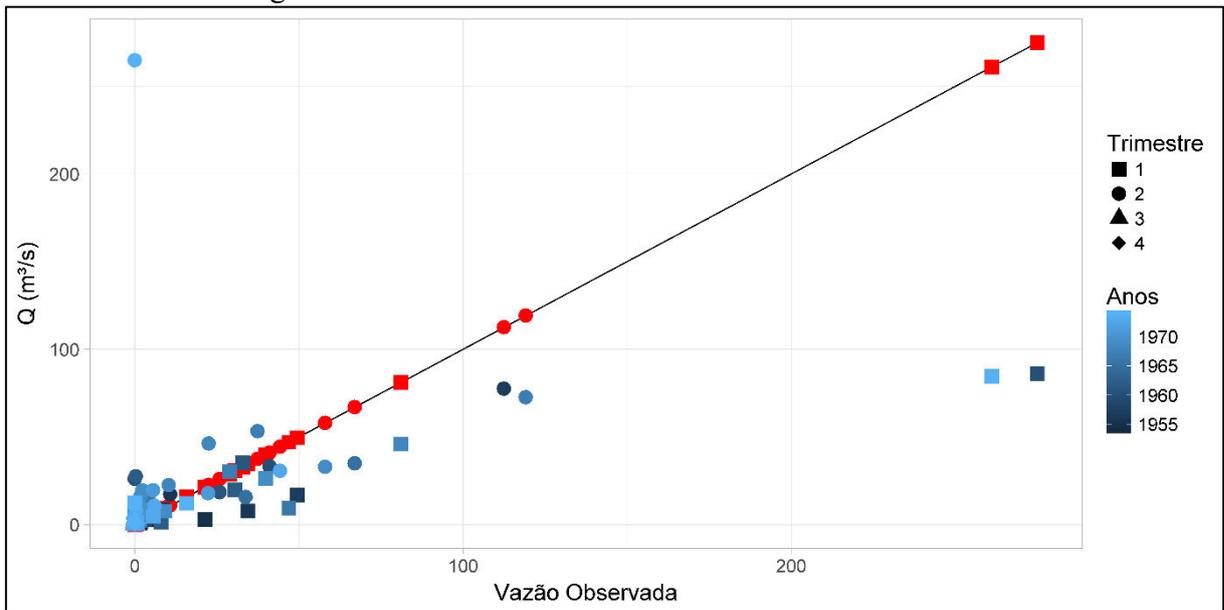
Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

Figura 40 – Vazões simuladas e observadas 1932 a 1952.



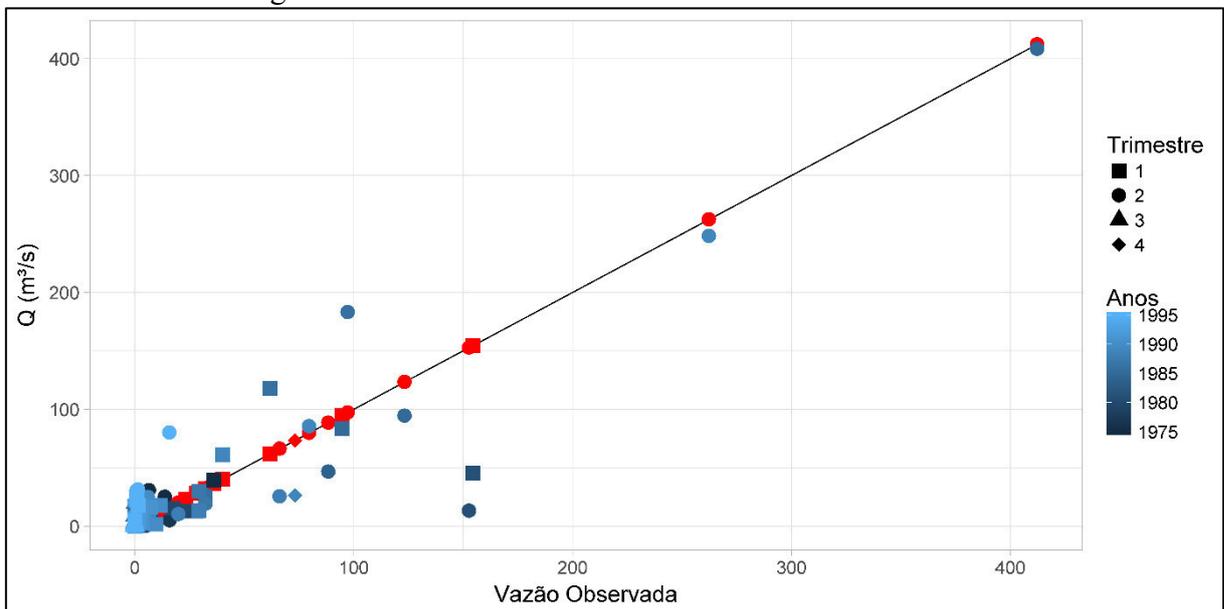
Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

Figura 41 – Vazões simuladas e observadas 1953 a 1973.



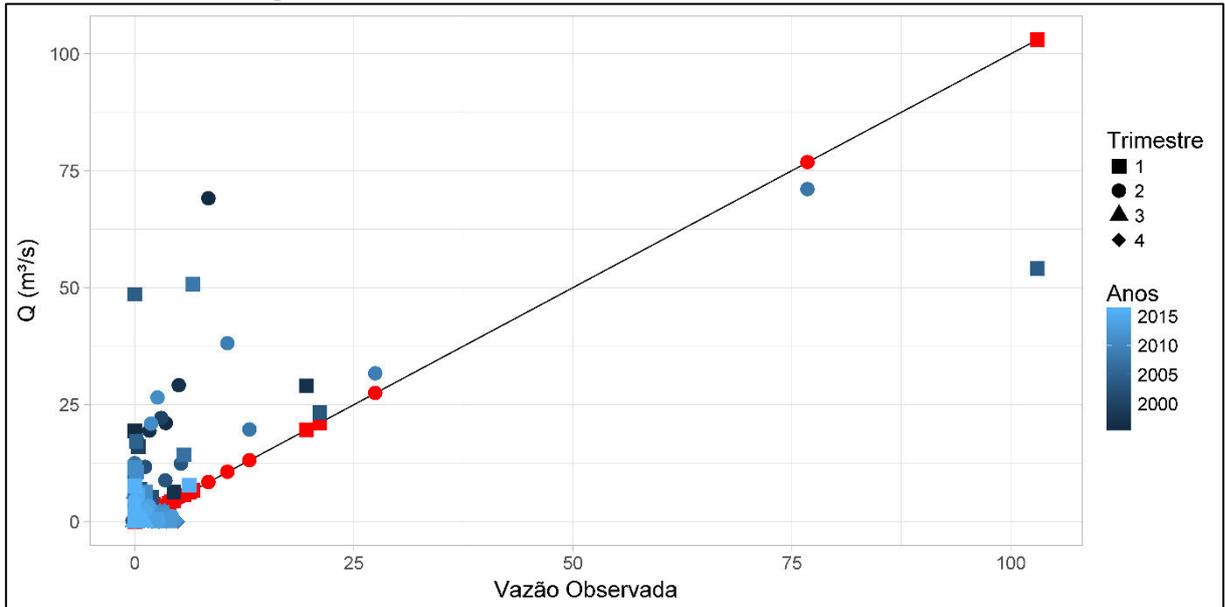
Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

Figura 42 – Vazões simuladas e observadas 1974 a 1994.



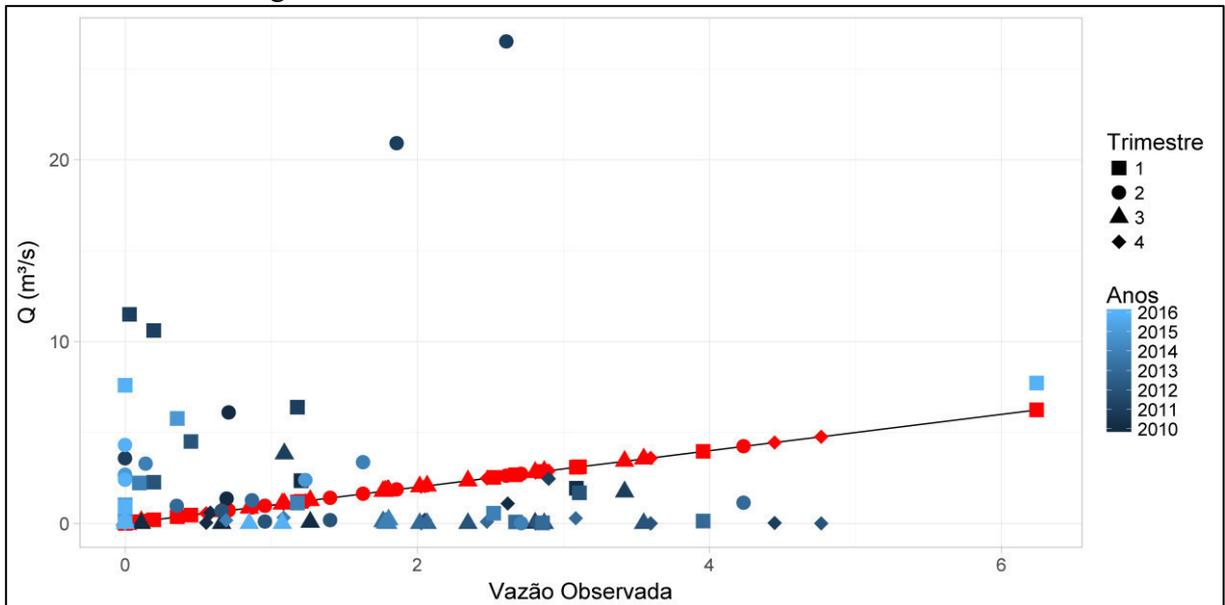
Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

Figura 43 – Vazões simuladas e observadas 1995 a 2016.



Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

Figura 44 – Vazões simuladas e observadas 2010 a 2016.



Fonte: Elaboração própria. Vazão observada (Reta e pontos em vermelho) e simulada (pontos em gradiente azul).

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho conseguiu identificar a existência de um duplo efeito das secas meteorológicas ao relacionar as precipitações escassas a maiores valores de evapotranspiração. A existência desse *feedback* tem potencial de contribuir para o agravamento da severidade do evento enfrentado ao acarretar em um possível acréscimo da demanda hídrica para irrigação.

Apesar do modelo hidrológico SMAP apresentar como uma das variáveis de entrada a evapotranspiração, a modelagem realizada nesse trabalho demonstrou que o modelo não apresenta uma sensibilidade a essa variável, onde somente valores significativamente baixos alteraram os resultados da simulação. Devido a esse fato não foi possível analisar a influência do duplo efeito das secas identificado no regime de vazões.

A utilização da Transformada de Ondeletas e suas metodologias associadas de Transformada Cruzada e Análise de Coerência, juntamente com a metodologia *changeoint*, permitiu estabelecer uma relação causal entre os índices que medem a variação da temperatura da superfície do mar dos oceanos Atlântico e Pacífico, PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) e AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), e concluir que durante as fases concomitantemente positivas (negativas) temos a ocorrência de valores menores (maiores) de precipitação média nas bacias do Alto Jaguaribe, Ceará. Além disso, mostrou que devido a correlação das bandas mencionadas com a série de SPI 12, um modelo baseado na combinação das bandas de 4 a 8 anos e de 16 a 32 anos dos dois índices pode ter uma capacidade de previsão do comportamento das precipitações.

A análise da relação entre o SPI 12 e SRI 12 na bacia da estação de Arneiroz, juntamente com a modelagem hidrológica de sua bacia pelo modelo SMAP, permitiu identificar evidências do impacto da operação do reservatório de Arneiroz II no regime de vazões naturais da estação e de mudanças no regime natural a partir do ano de 1995, aproximadamente, previamente a construção do maior reservatório da região, indicando uma possível mudança no padrão de uso do solo e/ou influência dos reservatórios menores, construídos na sua maioria entre 1988 a 1992. A partir da conclusão de que os reservatórios conseguem alterar as vazões naturais da bacia. Ressalta-se que as simulações futuras da bacia, e de outras com características similares, necessitará intrinsecamente do conhecimento da operação dos mesmos.

A hipótese inicial utilizada para desenvolvimento de modelagem hidrológica que incorpore densa rede de reservatórios foi refutada para a região de estudo, indicando que uma

modelagem chuva-vazão considerando um comportamento homogêneo da bacia hidrológica em relação aos parâmetros não produz bons resultados. A necessidade de uma modelagem mais complexa para representar a realidade enfrentada reforça que é primordial um correto monitoramento das operações dos reservatórios devido as mesmas serem cada vez mais necessárias a futuras simulações.

Recomenda-se a trabalhos futuros uma análise comparativa de eventos de seca e históricos de demanda para irrigação para investigar mais a fundo os impactos do duplo efeito observado, além disso, a utilização de um modelo chuva-vazão que demonstre sensibilidade a evapotranspiração permitirá verificar se esse efeito tem consequências também no regime de vazão. Recomenda-se também o desenvolvimento de modelos de previsão de precipitação a partir do comportamento das bandas de frequência mencionadas dos índices PDO e AMO, verificando com mais profundidade a utilização dos mesmos para essa finalidade.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDRE, A. M. B.; SOUZA FILHO, F. A.; CAMPOS, J. N. B. Incorporação do Impacto da Rede de Reservatórios Superficiais Artificiais de Caráter Intranual na Modelagem Hidrológica Chuva -Vazão. In: Francisco de Assis de Souza Filho; José Nilson B. Campos; Sandra H. S. Aquino. (Org.). **Gerenciamento de Recursos Hídricos no Semiárido**. 1ed. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2013, p. 155-185.
- ALEXANDRE, A. M. B., MARTINS, E. S., CLARKE, R. T., REIS, D. S. JR. (2005). Regionalização de Parâmetros de Modelos Hidrológicos. In: **Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, ABRH, João Pessoa - PB, 2005.
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. **Irrigation And Drainage Paper**. Roma, p. 86-93. jan. 1998.
- ASCE. Introduction and History. **Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements**. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, 2016. p. 3–17.
- BARROS, Francisco Venícius Fernandes et al. Regionalização de parâmetros do modelo chuva-vazão SMAP das bacias hidrográficas do Ceará. In: SOUZA FILHO, Francisco de Assis de; CAMPOS, José Nilson B.; AQUINO, Sandra Helena Silva de (Org.). **Gerenciamento de Recursos Hídricos no Semiárido**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2013. Cap. 9. p. 186-207.
- BOLZAN, Maurício José Alvez. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, São Paulo, v. 28, n. 4, p.563-567, out./dez. 2006.
- BRAGA, T. *et al.*, Sensibilidade da vazão gerada pelo modelo hidrológico SMAP em relação aos diversos métodos de estimativa da evapotranspiração. In: São Paulo. **Anais do XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. 2017.
- BRASIL. MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **Nova Delimitação do Semi-Árido Brasileiro**. 2005.
- BRAUN, Jerome V.; MULLER, Hans-georg. Statistical methods for DNA Sequence Segmentation. **Statistical Science**. [s.i], p. 142-162. maio 1998.
- CAMPOS, José Nilson B.. **Dimensionamento de Reservatórios: Método triangular de Regularização**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2005. 112 p.
- CAMPOS, J. N. B.; MOTA, N.; COSTA, A. C. Sobre a interferência hidrológica de pequenos reservatórios, uma abordagem conceitual. In: Nilson Campos; Ticiania Studart. (Org.). **Hidrologia de reservatórios: a construção de uma teoria**. Fortaleza, Ce: ASTEF, 2006, v. 1, p. 189-198.
- CASTRO, B. C. A.; SOUZA FILHO, F. A; SILVEIRA, C. S. Análise de Tendências e Padrões de Variação das Séries Históricas de Vazões do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 4, p. 19–34, 2013.

CUNHA, R. L. A. **Definição de cenários de referência para avaliação dos impactos das secas**. 2008. 147f. Dissertação (Mestrado Integrado em Engenharia Civil) – Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, 2008.

ECKLEY, Idris A. FEARNHEAD, Paul; KILLICK, Rebecca. Analysis of Changepoint Models. In: BARBER, David; CEMGIL, A. Taylan; CHIAPPA, Silvia (Ed.). **Bayesian Time Series Models**. [s. I]: Cambridge University Press, 2011. p. 205-224.

EDWARDS, Daniel C. **Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales**. 1997. 155 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Ciências Atmosféricas, Department Of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, 1997. Cap. 3.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its Relationship to Rainfall and River Flows in the Continental U.S.A. **Atlantic**, v. 28, n. 10, p. 2077–2080, 2001.

GERÓLAMO, Renato Orrú Pedroso; KAYANO, Mary Toshie. Variações do ciclo anual da temperatura da superfície do mar no pacífico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 25, n. 2, p.237-245, jun. 2010.

GUIMARAES, F. G.. Algoritmos de Evolução Diferencial para Otimização e Aprendizado de Máquina. In: A. P. A. da Silva; A. J. R. Reis. (Org.). In: **Anais do IX Congresso Brasileiro de Redes Neurais e Inteligência Computacional (IX CBRN/IC)**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Redes Neurais, 2009, v. 1, p. 1-17.

GUO, D.; WESTRA, S.; MAIE, H. R. **An R package for modelling actual, potential and reference evapotranspiration**. **Environmental Modelling and Software**, n. 78, pp. 216-224, 2016.

HAYNES, Kaylea; ECKLEY, Idris A.; FEARNHEAD, Paul, Efficient penalty search for multiple changepoint problems, **arXiv:1412.3617**, 2014.

HUBER, P. J. Robust Regression: Asymptotics, Conjectures and Monte Carlo, **Annals of Statistics**, 1973, v. 1, 799-821.

KILLICK, Rebecca; ECKLEY, Idris A.. Changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. **Journal Of Statistical Software**, [s. I.], v. 58, n. 3, p.1-19, 2014. Foundation for Open Access Statistic.

KILLICK, R.; FEARNHEAD, P.; ECKLEY, I. A.. Optimal Detection of Changepoints With a Linear Computational Cost. **Journal Of The American Statistical Association**, [s.l.], v. 107, n. 500, p.1590-1598, dez. 2012. Informa UK Limited.

KWON, H. H.; LALL, U.; KHALIL, A. F. Stochastic simulation model for nonstationary time series using an autoregressive wavelet decomposition: Applications to rainfall and temperature. **Water Resources Research**, v. 43, n. 5, p. 1–15, 2007.

LOPES, J. C.; BRAGA, Jr. B. F.; CONEJO, J. L. Simulação Hidrológica: Aplicações de um modelo simplificado. In: **Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. 1981, v. 2, pp. 42-62.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**, 1993 v. 17, No. 22, pp. 179-183. Boston, MA: American Meteorological Society.

MOLION, L. C. B. & BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. 1334-1342. 2000.

MORETTIN, Pedro Alberto; M. C. TOLOI, Clélia. **Análise de Séries Temporais**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2006. 538 p.

MOURA, Magna Soelma Beserra de et al. Clima e água de chuva no semi-árido. In: BRITO, Luiza Teixeira de Lima; MOURA, Magna Soelma Beserra de (Ed.). **Potencialidades da água de chuva no Semi-Árido brasileiro**. Petrolina: Embrapa Semi-Árido, 2007. Cap. 2. p. 37-59.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V.. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, 1970, v. 10, pp. 282 - 290.

ROSCH, A.; SCHMIDBAUER, H. WaveletComp : A guided tour through the R-package. p. 1–38, 2014.

SHUKLA, S.; WOOD, A. W. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L02405, 2008.
DOI:10.1029/2007GL032487.

SILVA, D. F.. Influência da variabilidade interdecadal do clima associada ao ENOS sobre o Estado do Ceará. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, Aquidabã, v.4, n.2, p.86-98, 2013.

SILVA, D. F. DA; GALVÍNCIO, J. D. Estudo da Influência da Oscilação Decadal do Pacífico no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 4, p. 665–676, 2011.

SILVEIRA, Cleiton da Silva et al. Variabilidade Climática e Planejamento em Recursos Hídricos. In: SOUZA FILHO, Francisco de Assis de; SILVEIRA, Cleiton da Silva (Org.). **Uso da informação climática em múltiplas escalas temporais para o planejamento do setor hidroelétrico brasileiro**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2015. p. 13-26.

SIVAKUMAR, B. **Chaos in Hydrology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2017.

SMITH, M.. **Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome FAO, 1991, 45p.

STUDART, T. *et al.* Sobre a interferência hidrológica de pequenos reservatórios: Um estudo de caso. In: Nilson Campos; Ticiania Studart. (Org.). **Hidrologia de reservatórios: a construção de uma teoria**. Fortaleza, Ce: ASTEF, 2006, v. 1, p. 199-217.

SUASSUNA, J. **Semi-árido: proposta de convivência com a seca**. Fortaleza: Fundação Konrad Adenauer, 2002.

SVOMA, B. M.; BALLING, R. C.; ELLIS, A. W. Analysis of soil moisture trends in the Salt River watershed of central Arizona. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 102, n. 1, p. 159–169, 2010.

TANG, C. *et al.* Is the PDO or AMO the climate driver of soil moisture in the Salmon River Basin, Idaho? **Global and Planetary Change**, v. 120, p. 16–23, 2014.

THOM, H. C. S. A note on the gamma distribution. **Monthly Weather Review**, Washington, v86, 1958, p.117-122.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8 PART 2, p. 2679–2690, 1999.

TRENBERTH *et al.* **The Climate Data Guide: Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO)**. Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>> . Acesso em: 20 dezembro 2017.

TUCCI, Carlos E. M.. Modelos Determinísticos. In: BARTH, Flávio Terra et al. **Modelos para gerenciamento de recursos hídricos**. São Paulo: Nobel: ABRH, 1987. Cap. 3. p. 203-296. (Coleção ABRH de recursos hídricos). v. 1.

TUCCI, Carlos E. M.. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 1998. 668 p.

WANG, G. *et al.* Using the SWAT model to assess impacts of land use changes on runoff generation in headwaters. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 1032–1042, 2014.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **WMO-NO. 1090**: Standardized Precipitation Index User Guide. Geneva, 2012.

APÊNDICE

Valores médios de ETo

Barbalha

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Maio | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Abteu | 130,19 | 115,96 | 127,61 | 120,00 | 115,52 | 110,07 | 118,78 | 137,94 | 146,41 | 152,78 | 143,91 | 138,30 |
| BlaneyCridde | 64,60 | 43,92 | 62,23 | 65,65 | 61,38 | 67,00 | 85,01 | 112,05 | 124,65 | 193,74 | 109,09 | 89,53 |
| BrutsaertStrickler | 153,89 | 149,28 | 168,05 | 151,40 | 128,78 | 100,93 | 94,53 | 107,31 | 116,75 | 139,61 | 144,14 | 146,11 |
| ChapmanAustralian | 57,53 | 47,36 | 50,55 | 47,69 | 48,33 | 50,32 | 58,50 | 70,37 | 76,96 | 77,80 | 70,46 | 66,13 |
| Hamon | 49,90 | 37,88 | 43,09 | 44,24 | 46,51 | 47,85 | 53,29 | 68,81 | 75,48 | 79,14 | 72,65 | 62,33 |
| HargreavesSamani | 155,07 | 133,26 | 141,80 | 127,35 | 121,74 | 111,91 | 119,83 | 146,87 | 170,19 | 181,49 | 168,78 | 160,97 |
| JensenHaise | 188,86 | 163,09 | 179,33 | 167,31 | 158,64 | 148,23 | 159,82 | 191,27 | 210,89 | 228,94 | 216,84 | 206,12 |
| Makkink | 113,31 | 99,70 | 109,70 | 102,76 | 98,09 | 92,71 | 100,17 | 118,28 | 127,69 | 135,24 | 127,54 | 121,81 |
| MattShuttleworth | 113,93 | 102,81 | 113,60 | 103,60 | 93,61 | 81,79 | 85,00 | 99,94 | 110,07 | 123,10 | 120,28 | 117,86 |
| McGuinnessBordne | 230,07 | 204,91 | 218,69 | 195,85 | 182,39 | 164,23 | 173,35 | 193,73 | 210,87 | 235,98 | 230,92 | 234,92 |
| Penman | 187,95 | 158,07 | 169,87 | 158,62 | 156,31 | 156,76 | 178,38 | 214,25 | 234,36 | 241,51 | 222,70 | 210,62 |
| PenmanMonteith | 140,71 | 117,72 | 126,39 | 117,79 | 115,87 | 117,83 | 136,39 | 165,46 | 182,41 | 186,09 | 169,60 | 159,81 |
| PenPan | 213,52 | 174,32 | 185,62 | 174,72 | 176,76 | 185,26 | 217,40 | 264,78 | 291,63 | 294,46 | 265,68 | 247,84 |
| PriestleyTaylor | 154,09 | 138,79 | 152,59 | 139,71 | 128,00 | 115,18 | 121,75 | 143,50 | 156,93 | 170,77 | 164,69 | 160,39 |
| Romanenko | 178,94 | 111,34 | 106,78 | 105,36 | 133,59 | 160,80 | 198,63 | 244,66 | 277,46 | 294,65 | 266,67 | 241,68 |
| Turc | 135,55 | 119,54 | 131,48 | 123,62 | 119,11 | 112,76 | 121,07 | 140,33 | 150,05 | 158,90 | 150,31 | 144,72 |

Campos Sales

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Maio | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Abteu | 124,28 | 105,95 | 117,71 | 114,28 | 118,30 | 115,33 | 124,60 | 142,75 | 145,79 | 148,79 | 136,92 | 131,14 |
| BlaneyCriddle | 76,68 | 43,13 | 37,14 | 45,88 | 119,54 | 91,16 | 116,13 | 151,96 | 161,93 | 253,39 | 171,94 | 109,51 |
| BrutsaertStrickler | 108,38 | 114,80 | 133,52 | 125,25 | 100,72 | 64,96 | 53,39 | 51,91 | 49,86 | 69,21 | 77,74 | 91,21 |
| ChapmanAustralian | 72,06 | 52,79 | 55,43 | 52,76 | 61,54 | 69,54 | 80,69 | 97,64 | 106,31 | 106,48 | 93,48 | 84,58 |
| Hamon | 41,68 | 28,54 | 31,72 | 36,22 | 46,29 | 51,73 | 56,84 | 70,07 | 70,28 | 68,79 | 59,86 | 50,64 |
| HargreavesSamani | 149,38 | 129,71 | 138,08 | 125,33 | 119,85 | 111,00 | 116,72 | 137,22 | 153,81 | 163,90 | 153,19 | 151,66 |
| JensenHaise | 174,49 | 142,91 | 158,00 | 151,54 | 155,06 | 149,44 | 161,09 | 189,69 | 204,55 | 215,68 | 198,76 | 188,53 |
| Makkink | 107,23 | 89,84 | 99,69 | 96,36 | 99,30 | 96,42 | 104,25 | 121,22 | 126,54 | 130,66 | 120,12 | 114,36 |
| MattShuttleworth | 94,62 | 82,33 | 91,25 | 85,80 | 80,17 | 70,62 | 73,58 | 85,16 | 92,76 | 101,83 | 97,17 | 96,42 |
| McGuinnessBordne | 222,36 | 195,73 | 208,85 | 187,17 | 175,13 | 159,13 | 167,88 | 186,87 | 206,03 | 228,41 | 222,13 | 226,24 |
| Penman | 212,17 | 162,35 | 172,90 | 164,27 | 182,63 | 196,47 | 224,22 | 269,30 | 290,47 | 293,58 | 261,95 | 241,36 |
| PenmanMonteith | 164,96 | 119,71 | 125,29 | 118,51 | 134,33 | 149,77 | 173,29 | 212,07 | 236,02 | 239,03 | 212,60 | 192,99 |
| PenPan | 272,63 | 196,34 | 205,34 | 195,11 | 230,01 | 263,01 | 307,53 | 376,18 | 411,91 | 411,97 | 359,95 | 323,29 |
| PriestleyTaylor | 144,34 | 125,13 | 138,30 | 130,40 | 127,00 | 116,57 | 123,57 | 142,98 | 151,75 | 162,30 | 152,22 | 149,40 |
| Romanenko | 189,24 | 110,98 | 106,44 | 99,99 | 136,49 | 168,91 | 203,68 | 252,34 | 296,89 | 302,35 | 274,55 | 242,80 |
| Turc | 128,27 | 108,27 | 119,91 | 115,86 | 119,30 | 115,65 | 124,26 | 142,23 | 147,90 | 153,10 | 141,56 | 135,97 |

Iguatu

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|---------------------------|------------|------------|------------|--------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Abteu | 131,51 | 120,16 | 129,15 | 119,94 | 121,74 | 114,74 | 124,87 | 143,73 | 148,93 | 156,41 | 145,90 | 138,67 |
| BlaneyCridde | 92,09 | 69,86 | 60,48 | 56,46 | 66,00 | 77,84 | 99,78 | 144,18 | 145,56 | 149,25 | 131,18 | 203,13 |
| BrutsaertStrickler | 136,77 | 140,25 | 157,95 | 149,73 | 135,26 | 100,19 | 88,12 | 83,76 | 99,17 | 111,12 | 105,75 | 109,20 |
| ChapmanAustralian | 66,60 | 55,60 | 57,22 | 50,34 | 53,23 | 56,93 | 68,00 | 85,28 | 87,37 | 93,07 | 88,11 | 81,87 |
| Hamon | 54,47 | 45,79 | 46,23 | 45,21 | 54,72 | 54,78 | 63,62 | 82,25 | 84,51 | 88,83 | 80,52 | 68,22 |
| HargreavesSamani | 153,21 | 135,94 | 144,46 | 129,04 | 122,88 | 113,65 | 124,95 | 146,76 | 158,98 | 171,76 | 161,43 | 159,62 |
| JensenHaise | 199,39 | 177,25 | 188,55 | 172,39 | 172,44 | 160,38 | 175,28 | 209,90 | 225,68 | 243,04 | 227,87 | 216,21 |
| Makkink | 115,76 | 104,72 | 112,04 | 103,31 | 104,21 | 97,62 | 106,61 | 125,14 | 131,73 | 139,68 | 130,40 | 123,56 |
| MattShuttleworth | 111,57 | 103,27 | 111,49 | 102,87 | 97,55 | 84,19 | 87,85 | 100,21 | 110,02 | 119,68 | 113,22 | 111,11 |
| McGuinnessBordne | 238,12 | 212,64 | 226,89 | 202,74 | 189,93 | 172,37 | 182,79 | 205,10 | 221,80 | 243,67 | 237,49 | 243,30 |
| Penman | 207,86 | 177,89 | 184,72 | 163,85 | 169,05 | 172,67 | 201,75 | 249,32 | 258,84 | 275,75 | 260,27 | 244,24 |
| PenmanMonteith | 160,27 | 134,69 | 138,44 | 121,48 | 125,57 | 131,75 | 157,93 | 200,57 | 208,05 | 222,37 | 210,09 | 195,43 |
| PenPan | 250,67 | 207,29 | 211,61 | 183,80 | 194,96 | 211,22 | 256,49 | 328,54 | 338,09 | 360,99 | 341,17 | 314,33 |
| PriestleyTaylor | 155,17 | 143,50 | 154,65 | 141,40 | 136,72 | 122,05 | 129,32 | 148,34 | 159,83 | 173,06 | 163,93 | 158,55 |
| Romanenko | 224,96 | 152,49 | 139,48 | 112,63 | 134,85 | 169,39 | 222,34 | 300,26 | 321,46 | 341,82 | 322,72 | 312,05 |
| Turc | 139,15 | 125,76 | 134,95 | 125,09 | 126,45 | 118,86 | 128,90 | 148,78 | 155,49 | 164,64 | 154,33 | 147,63 |

Tauá

| Método/Mês | Jan | Fev | Mar | Abril | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|---------------------------|------------|------------|------------|--------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Abteu | 116,57 | 105,84 | 111,89 | 104,71 | 108,47 | 108,75 | 119,54 | 138,24 | 143,88 | 146,33 | 133,96 | 129,17 |
| BlaneyCridde | 80,54 | 59,35 | 41,84 | 40,46 | 60,28 | 80,11 | 112,95 | 144,53 | 150,86 | 228,50 | 123,81 | 96,57 |
| BrutsaertStrickler | 105,61 | 108,91 | 122,46 | 118,79 | 106,77 | 81,40 | 72,05 | 83,09 | 89,27 | 107,78 | 91,80 | 93,48 |
| ChapmanAustralian | 66,82 | 55,80 | 56,56 | 50,06 | 53,93 | 58,88 | 69,39 | 80,32 | 85,56 | 86,06 | 82,58 | 79,65 |
| Hamon | 37,61 | 30,54 | 29,05 | 29,88 | 38,16 | 46,15 | 55,66 | 69,78 | 73,74 | 71,65 | 61,24 | 53,05 |
| HargreavesSamani | 150,11 | 134,38 | 143,27 | 129,17 | 123,10 | 115,96 | 131,23 | 146,30 | 149,92 | 161,61 | 152,55 | 153,36 |
| JensenHaise | 173,71 | 153,70 | 159,79 | 147,71 | 150,70 | 149,02 | 164,91 | 196,15 | 214,16 | 222,99 | 204,99 | 197,04 |
| Makkink | 102,04 | 91,75 | 96,26 | 89,56 | 92,24 | 92,12 | 101,75 | 119,53 | 126,93 | 130,14 | 119,12 | 114,48 |
| MattShuttleworth | 96,97 | 88,79 | 94,10 | 87,48 | 84,40 | 77,67 | 81,84 | 96,25 | 104,89 | 112,83 | 103,97 | 102,45 |
| McGuinnessBordne | 233,55 | 209,63 | 221,90 | 199,29 | 186,96 | 170,07 | 180,55 | 200,20 | 218,15 | 238,58 | 232,08 | 237,50 |
| Penman | 200,12 | 170,68 | 173,94 | 154,74 | 163,26 | 173,67 | 201,87 | 236,26 | 252,45 | 256,04 | 242,86 | 234,36 |
| PenmanMonteith | 158,58 | 132,00 | 132,67 | 116,51 | 123,74 | 135,10 | 160,38 | 188,98 | 203,72 | 205,21 | 196,98 | 189,57 |
| PenPan | 250,58 | 206,80 | 207,11 | 180,61 | 195,99 | 218,01 | 261,49 | 307,80 | 331,07 | 332,11 | 318,44 | 304,97 |
| PriestleyTaylor | 137,67 | 126,09 | 133,78 | 123,35 | 121,29 | 113,96 | 122,06 | 142,26 | 152,39 | 162,87 | 149,86 | 147,05 |
| Romanenko | 239,40 | 177,75 | 161,53 | 132,34 | 155,19 | 192,96 | 242,11 | 289,68 | 331,31 | 324,59 | 324,74 | 312,97 |
| Turc | 124,01 | 111,50 | 117,57 | 109,93 | 113,13 | 112,34 | 123,00 | 141,92 | 149,61 | 153,73 | 141,65 | 137,29 |

Valores segmentação Changepoint

SPI 12 - Iguatu

| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1915 | -0,13 | 5 | 1974 | 2,35 | 1 |
| 1916 - 1918 | 1,20 | 3 | 1975 - 1982 | -0,08 | 8 |
| 1919 | -2,60 | 1 | 1983 | -2,06 | 1 |
| 1920 - 1926 | 1,14 | 7 | 1984 - 1989 | 1,17 | 6 |
| 1927 - 1935 | 0,21 | 9 | 1990 - 1993 | -0,68 | 4 |
| 1936 - 1957 | -0,52 | 22 | 1994 - 2011 | 0,16 | 18 |
| 1958 - 1959 | -1,74 | 2 | 2012 - 2016 | -1,07 | 5 |
| 1960 - 1973 | 0,21 | 14 | - | - | - |

AMO

| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1925 | -0,22 | 15 | 1971 - 1976 | -0,34 | 6 |
| 1926 - 1962 | 0,11 | 37 | 1977 - 1994 | -0,15 | 18 |
| 1963 - 1970 | -0,09 | 8 | 1995 - 2016 | 0,15 | 22 |

PDO

| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1915 | -0,17 | 5 | 1957 - 1960 | 0,4 | 4 |
| 1916 - 1925 | -0,95 | 10 | 1961 - 1976 | -0,68 | 16 |
| 1926 - 1931 | 0,50 | 6 | 1977 - 1988 | 0,39 | 12 |
| 1932 - 1933 | -1,13 | 2 | 1989 - 1991 | -0,78 | 3 |
| 1934 - 1936 | 0,9 | 3 | 1992 - 1997 | 0,55 | 6 |
| 1937 - 1939 | -0,24 | 3 | 1998 - 2007 | -0,65 | 10 |
| 1940 - 1941 | 2,07 | 2 | 2008 - 2013 | -1,46 | 6 |
| 1942 - 1948 | -0,25 | 7 | 2014 - 2016 | 0,63 | 3 |
| 1949 - 1956 | -1,4 | 8 | - | - | - |

SRI 12 - Iguatu

| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1915 | 0,32 | 4 | 1963 - 1963 | 0,63 | 1 |
| 1916 - 1920 | FALHA | 5 | 1964 - 1964 | FALHA | 1 |
| 1921 - 1923 | 0,52 | 3 | 1965 - 1965 | 0,47 | 1 |
| 1924 - 1926 | 1,82 | 3 | 1966 - 1966 | FALHA | 1 |
| 1927 - 1928 | -0,39 | 2 | 1969 - 1967 | 0,58 | 3 |
| 1929 - 1930 | FALHA | 2 | 1973 - 1970 | -0,51 | 4 |
| 1931 - 1931 | -0,35 | 1 | 1974 - 1974 | 2,63 | 1 |
| 1932 - 1933 | FALHA | 2 | 1982 - 1975 | 0,05 | 8 |
| 1934 - 1934 | 1,07 | 1 | 1983 - 1983 | -1,80 | 1 |

| | | | | | |
|-------------|-------|---|-------------|-------|----|
| 1935 - 1936 | FALHA | 2 | 1989 - 1984 | 1,07 | 6 |
| 1937 - 1944 | -0,15 | 8 | 1999 - 1990 | -0,19 | 10 |
| 1945 - 1946 | FALHA | 2 | 2001 - 2000 | -1,77 | 2 |
| 1947 - 1947 | 1,96 | 1 | 2003 - 2002 | -0,20 | 2 |
| 1948 - 1948 | FALHA | 1 | 2004 - 2004 | FALHA | 1 |
| 1949 - 1956 | -0,18 | 8 | 2012 - 2005 | -0,01 | 8 |
| 1957 - 1957 | FALHA | 1 | 2015 - 2013 | -1,05 | 3 |
| 1958 - 1961 | -0,91 | 4 | 2016 - 2016 | FALHA | 1 |
| 1962 - 1962 | FALHA | 1 | - | - | - |

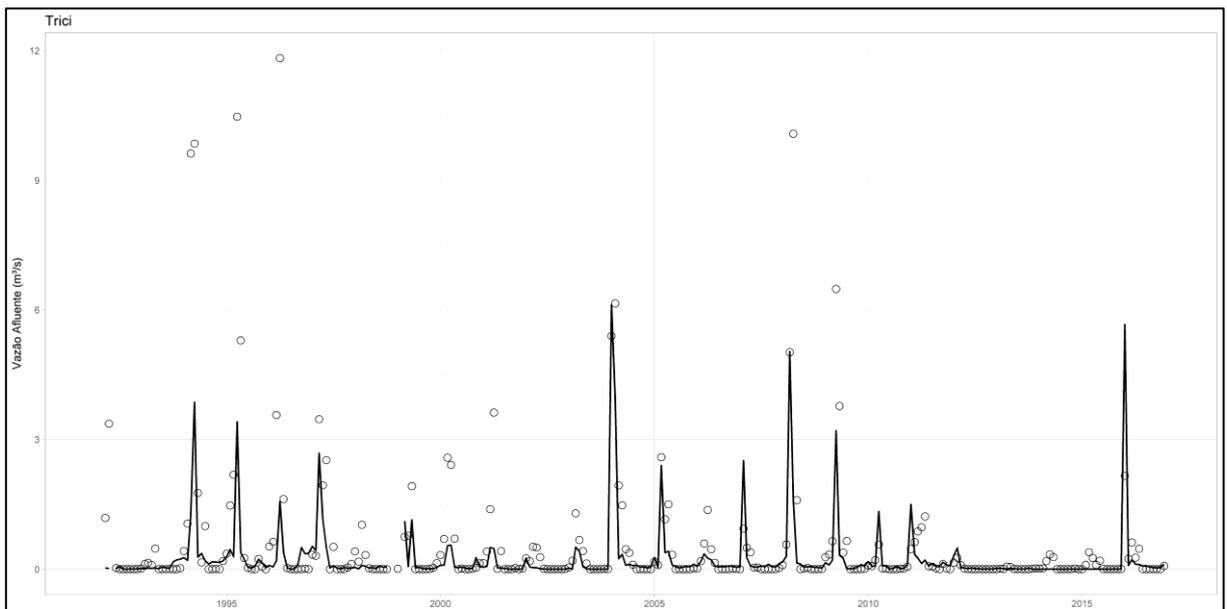
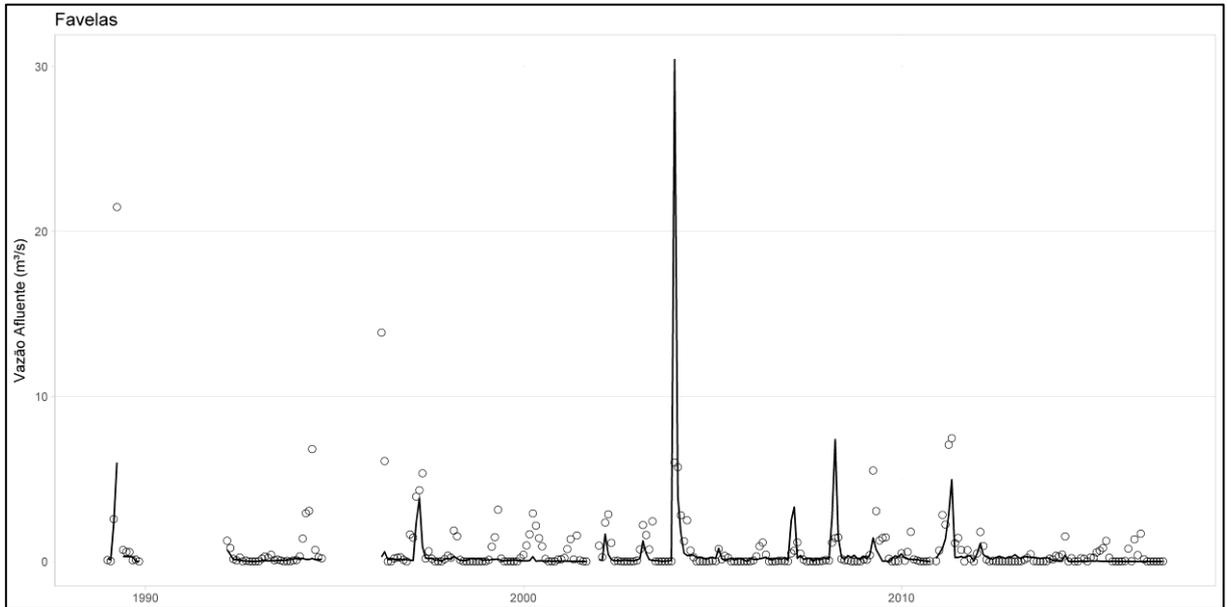
SRI 12 - Arneiroz

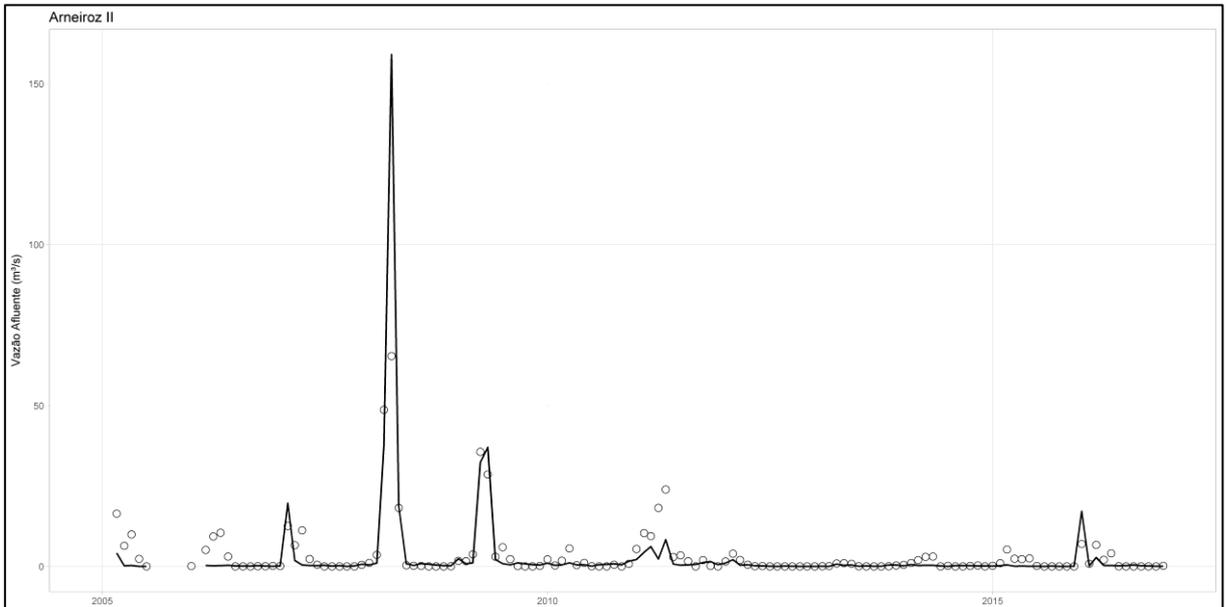
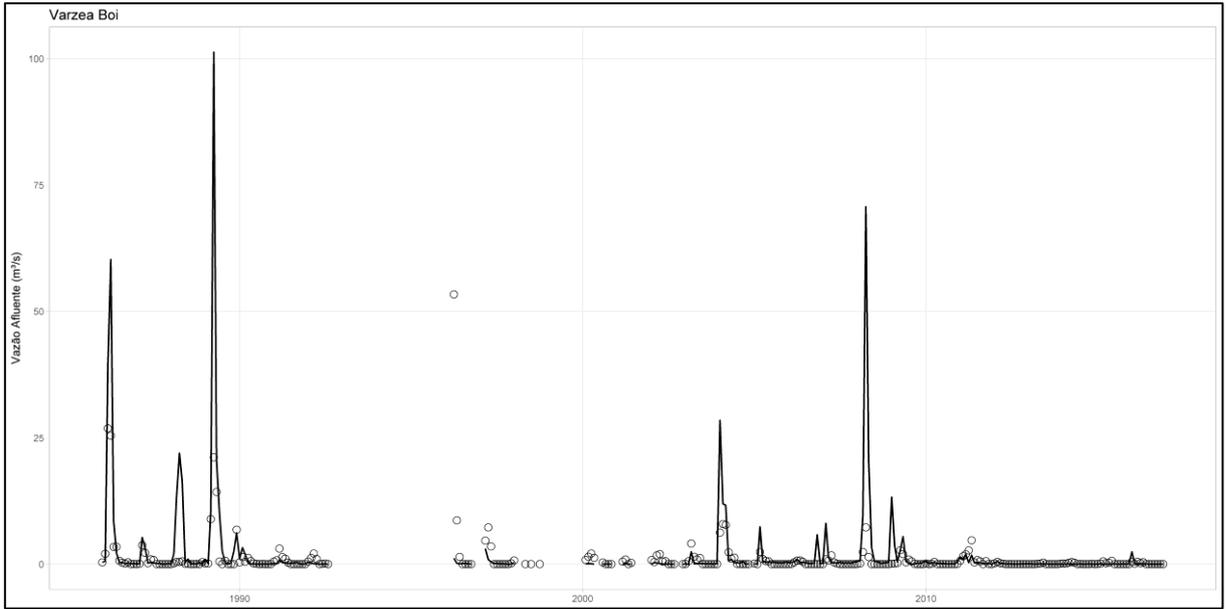
| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1915 | 0,63 | 4 | 1962 - 1964 | FALHA | 3 |
| 1916 - 1920 | FALHA | 5 | 1965 - 1969 | 0,75 | 5 |
| 1921 - 1923 | 0,46 | 3 | 1970 - 1971 | -0,48 | 2 |
| 1924 - 1924 | 2,75 | 1 | 1972 - 1972 | FALHA | 1 |
| 1925 - 1925 | FALHA | 1 | 1973 - 1973 | 0,29 | 1 |
| 1926 - 1926 | 1,92 | 1 | 1974 - 1974 | FALHA | 1 |
| 1927 - 1931 | 0,15 | 5 | 1975 - 1980 | -0,17 | 6 |
| 1932 - 1933 | FALHA | 2 | 1981 - 1981 | 1,77 | 1 |
| 1934 - 1934 | 0,82 | 1 | 1982 - 1983 | -1,31 | 2 |
| 1935 - 1935 | FALHA | 1 | 1984 - 1989 | 1,35 | 6 |
| 1936 - 1957 | -0,01 | 22 | 1990 - 2003 | -0,80 | 14 |
| 1958 - 1958 | -1,70 | 1 | 2004 - 2004 | FALHA | 1 |
| 1959 - 1959 | FALHA | 1 | 2005 - 2006 | -1,43 | 2 |
| 1960 - 1961 | 1,05 | 2 | 2007 - 2016 | -0,25 | 10 |

SPI 12 - Arneiroz

| Período | Média | Duração | Período | Média | Duração |
|-------------|-------|---------|-------------|-------|---------|
| 1911 - 1915 | -0,13 | 5 | 1974 - 1974 | 2,35 | 1 |
| 1916 - 1918 | 1,20 | 3 | 1975 - 1982 | -0,08 | 8 |
| 1919 - 1919 | -2,60 | 1 | 1983 - 1983 | -2,06 | 1 |
| 1920 - 1926 | 1,14 | 7 | 1984 - 1989 | 1,17 | 6 |
| 1927 - 1935 | 0,21 | 9 | 1990 - 1993 | -0,68 | 4 |
| 1936 - 1957 | -0,52 | 22 | 1994 - 2011 | 0,16 | 18 |
| 1958 - 1959 | -1,74 | 2 | 2012 - 2016 | -1,07 | 5 |
| 1960 - 1973 | 0,21 | 14 | - | - | - |

Vazões afluentes reservatórios





Principais bibliotecas em R utilizadas

| Nome | Função | Referência |
|--------------------|--|---|
| <i>changepoint</i> | Detecção de pontos de mudança na média das observações | Killick R, Haynes K and Eckley IA (2016) .changepoint: An R package for changepoint analysis. R package version 2.2.2, <URL: https://CRAN.R-project.org/package=changepoint >. |
| <i>deldir</i> | Traçado dos polígonos de Thiessen | Rolf Turner (2016). deldir: Delaunay Triangulation and Dirichlet (Voronoi) Tessellation. R package version 0.1-12. https://CRAN.R-project.org/package=deldir |
| <i>DEoptim</i> | Calibração do modelo SMAP através de algoritmo de evolução diferencial | David Ardia, Katharine M. Mullen, Brian G. Peterson, Joshua Ulrich (2016). 'DEoptim': Differential Evolution in 'R'. version 2.2-4. |
| <i>ggplot2</i> | Plotagem dos gráficos das seções 6.1.3, 6.3.1 e 6.3.2 | H. Wickham. ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis. Springer-Verlag New York, 2009. |
| <i>Kendall</i> | Teste de MANN-Kendall | A.I. McLeod (2011). Kendall: Kendall rank correlation and Mann-Kendall trend test. R package version 2.2. https://CRAN.R-project.org/package=Kendall |
| <i>SCI</i> | Cálculo do SPI e SRI | Gudmundsson, L. & Stagge, J. H. (2016). SCI: Standardized Climate Indices such as SPI, SRI or SPEIR package version 1.0-2 |
| <i>WaveletComp</i> | Transformada de Ondeletas, Transformada de Ondeletas Cruzadas, Análise de coerência de Ondeletas | Angi Roesch and Harald Schmidbauer (2014). WaveletComp: Computational Wavelet Analysis. R package version 1.0. https://CRAN.R-project.org/package=WaveletComp |