

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

LAURIZIO EMANUEL RIBEIRO ALVES

**Avaliação Espaço-Temporal da Chuva e Grau de Secura Via
Dados Observacionais e Produtos Orbitais para a Bacia
Hidrográfica do Médio São Francisco**

Maceió – AL

2019

LAURIZIO EMANUEL RIBEIRO ALVES

**Avaliação Espaço-Temporal da Chuva e Grau de Secura Via
Dados Observacionais e Produtos Orbitais para a Bacia
Hidrográfica do Médio São Francisco**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia, área de concentração Processos de Superfície Terrestre.

Orientador: Prof. Dr. Heliofábio Barros Gomes

Maceió – AL

2019

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale – CRB4-661

A474a Alves, Laurizio Emanuel Ribeiro.

Análise espaço-temporal da chuva e grau de secura via dados observacionais e produtos orbitais para a bacia hidrográfica do médio São Francisco / Laurizio Emanuel Ribeiro Alves. – 2019.

84 f. : il. color.

Orientador: Heliofábio Barros Gomes.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2019.

Bibliografia: p. 67-77.

Anexos: f. 78-84.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Vegetação e clima – Estatística. 3. São Francisco, Rio, Bacia. I. Título.

CDU: 551.577.5(282.281.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-167.

**“AVALIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA CHUVA E GRAU DE SECURA VIA DADOS
OBSERVACIONAIS E PRODUTOS ORBITAIS PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO
MÉDIO SÃO FRANCISCO.”**

Laurizio Emanuel Ribeiro Alves

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Heliófábio Barros Gomes
Prof. Dr. Heliófábio Barros Gomes
(Orientador)

Fabício Daniel dos Santos Silva
Prof. Dr. Fabício Daniel dos Santos Silva
(Membro Interno)

José Francisco de O. Júnior
Prof. Dr. José Francisco de Oliveira Junior
(Membro Interno)

Fabiana Carnaúba Medeiros
Prof.ª Dra. Fabiana Carnaúba Medeiros
(Membro Externo)

Outubro/2019

Dedico...

A Deus, aos meus pais, aos meus irmãos e aos meus
amigos...

AGRADECIMENTOS

Agradeço...

Primeiramente a Deus!

Aos meus pais e irmãos pelo apoio e incentivo.

Aos amigos que me acompanharam e acompanham nessa caminhada em busca do conhecimento.

Ao orientador Dr. Heliofábio Barros Gomes.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa Mestrado, processo 167798/2017-0.

RESUMO

As dificuldades enfrentadas pela distribuição irregular da chuva e problemas relacionados à seca têm afetado as populações do semiárido nordestino e regiões adjacentes. Portanto, o objetivo deste estudo é analisar a chuva e o grau de seca na Bacia Hidrográfica do Médio São Francisco (BMSF), via dados observacionais e produtos orbitais. Os dados pluviométricos diários de 22 estações localizadas na BMSF e áreas adjacentes correspondente ao período de 2001 a 2017. Após a aquisição, verificou-se a consistência das séries e estas foram reorganizadas. Em seguida, foi aplicada análise de agrupamento, sendo identificados grupos homogêneos de chuva na BMSF via Ward, três grupos: o primeiro (G1) localizado na parte leste e sul da bacia, o segundo (G2) localizado no sudeste, centro e noroeste da BMSF e o último (G3) integra estações inseridas no semiárido nordestino. O início (setembro) e fim (março) da estação chuvosa foi determinado por meio da metodologia de Liebmann et al. (2007). Os dados oriundos do sensor MODIS, o produto MOD13A3 (*Normalized Difference Vegetation Index – NDVI* mensal com resolução de 1000 m) para os anos de 2001 e 2017. O NDVI foi utilizado para calcular o *Vegetation Condition Index (VCI)* e mensurar o grau de seca local. As áreas mais secas da BMSF, segundo o VCI, estão inseridas no semiárido e adjacências, já as regiões com menor grau de seca foram encontradas na parte central desta bacia, similar ao regime de chuva. Essa relação foi confirmada apenas no período seco com $r > 0,7$ e $R^2 > 0,5$, no período chuvoso essa relação foi baixa, tanto pra r (0,4) quanto para R^2 (0,2).

Palavras-chave: Chuva, Índice de Vegetação, Testes Estatísticos.

ABSTRACT

Difficulties faced by irregular rainfall distribution and drought-related problems have affected northeastern semi-arid populations and surrounding regions. Therefore, the objective of this study is to analyze the rainfall and the degree of dryness in the Middle São Francisco Watershed (BMSF), through observational data and orbital products. Daily rainfall data from 22 stations located in the BMSF and adjacent areas from 2001 to 2017. After the acquisition, the consistency of the series was verified and they were reorganized. Then, cluster analysis was applied and homogeneous rain groups were identified in the BMSF via Ward, three groups: the first (G1) located in the eastern and southern part of the basin, the second (G2) located in the southeast, center and northwest of BMSF and the last (G3) integrates stations inserted in the northeastern semiarid. The beginning (September) and end (March) of the rainy season was determined by the methodology of Liebmann et al. (2007). Data from the MODIS sensor, the product MOD13A3 (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI monthly with 1000 m resolution) for the years 2001 and 2017. NDVI was used to calculate the Vegetation Condition Index (VCI) and to measure the degree of local dryness. The driest areas of the BMSF, according to the VCI, are inserted in the semiarid and surrounding areas, while the regions with the lowest degree of dryness were found in the central part of this basin, similar to the rainfall regime. This relationship was confirmed only in the dry season with $r > 0.7$ and $R^2 > 0.5$, in the rainy season this ratio was low, for both r (0.4) and R^2 (0.2).

Keywords: Rain, Vegetation Index, Statistical Tests.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica Médio São Francisco (BMSF), distribuição espacial das estações meteorológicas e altitude (m).....	25
Figura 2 - Normal Climatológica de 1981-2010 para a BMSF.....	26
Figura 3 - Dendograma da análise agrupamento hierárquico.....	30
Figura 4 - Determinação do IEC e FEC no gráfico de acumulado de anomalias de precipitação (mm). (Linha contínua azul - dados observados; linha tracejada vermelha - suavização dos dados observados; dados ilustrativos).	32
Figura 5 - Diagrama de dispersão dos dados observados (mm) e imputados (mm) via PMM (5% de falhas) para as estações teste, para a BMSF.....	36
Figura 6 - Diagrama de dispersão dos dados observados (mm) e imputados (mm) via PMM (15% de falhas) para as estações teste, para a BMSF.....	37
Figura 7 - Dendograma da chuva das 22 estações da BMSF.	38
Figura 8 - Distribuição espacial dos grupos homogêneos na BMSF.	39
Figura 9 - Boxplot mensal da pluviometria dos grupos homogêneos de chuva G1 (a), G2 (b) e G3 (c) para a BMSF.	41
Figura 10 - Acumulado de Anomalias de chuva (mm) para a BMSF dos grupos G1, G2 e G3, para os anos de 2001 (a) e 2017 (b).....	43
Figura 11 - Regime pluviométrico médio (mm) para os grupos homogêneos (G1, G2 e G3) e da BMSF para os anos de 2001 e 2017.	47
Figura 12 - Mapas temáticos do VCI e limiares de secura para a BMSF para o primeiro semestre de 2001.	50
Figura 13 - Mapas temáticos do VCI e limiares de secura para a BMSF para o segundo semestre de 2001.	51
Figura 14 - Mapas temáticos do VCI e limiares de secura para a BMSF para o primeiro semestre de 2017.	52
Figura 15 - Mapas temáticos do VCI e limiares de secura para a BMSF para o segundo semestre de 2017.	53
Figura 16 – Padrão Relacional entre a chuva e o VCI para a BMSF para os anos de 2001 (a) e 2017 (b).	55
Figura 17 - Diagrama de dispersão entre a chuva e o VCI para a BMSF para os anos de 2001 (a) e 2017 (b). Resultados significativos para o nível de 5%.	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características do satélite TERRA/MODIS.	18
Tabela 2 - Descrição das bandas Espectrais do sensor MODIS.	19
Tabela 3 - Informações das estações meteorológicas.	27
Tabela 4 - Grau de correlação entre as variáveis dependente e independente baseado em r. .	29
Tabela 5 - Limiares de secura do VCI.	33
Tabela 6 - Coeficiente de Correlação (r); Teste de Wilcoxon (p-value); Erro Médio Absoluto (EMA) e Erro Quadrático Médio (EQM) via método PMM para percentual de falha de 5% e 15%.	34
Tabela 7 - Estações que compõem os três grupos homogêneos de chuva da BMSF.	38
Tabela 8 - Estatística descritiva (mínimo, 1º quartil, mediana, média, 3º quartil e máximo) dos três grupos homogêneos (G1, G2 e G3) obtidos pela técnica de AA.	42

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Símbolo	Descrição	Unidade
<i>A(dia)</i>	Somatório diário de Anomalias Pluviométricas	mm
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul	-
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar	°C/K
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa	-
BHSF	<i>Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco</i>	-
Blue	Reflectância do azul	µm/nm
BMSF	Bacia Hidrográfica do Médio São Francisco	-
C1	Coefficiente de resistência de aerossóis 1	-
C2	Coefficiente de resistência de aerossóis 2	-
CCC	Coefficiente de Correlação Cofonética	-
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala	-
DA	Dipolo do Atlântico	-
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste	-
ENOS	El niño Oscilação Sul	-
EOS	<i>Earth Observing System</i>	-
EVI	<i>Enhanced Vegetation Index</i>	-
FEC	Fim da Estação Chuvosa	-
H_o	Hipótese de Nulidade	-
IDH	Índice de Desenvolvimento Humano	-
IEC	Início da Estação Chuvosa	-
IV	Índice de Vegetação	-
LI	Linhas de Instabilidade	-
MICE	<i>Multivariate Imputation by Chained Equations</i>	-
MODIS	<i>Moderate-resolution Imaging Spectro radiometer</i>	-
<i>n</i>	Número de Observações	-
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>	-
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation index</i>	-
$NDVI_{max}$	Maior valor do NDVI	-
$NDVI_{min}$	Menor valor do NDVI	-
NEB	Nordeste Brasileiro	-
NIR	Reflectância do Infravermelho Próximo	µm/nm

PMM	<i>Predictive Mean Matching</i>	-
r	Coeficiente de Correlação de Pearson	-
R(n)	Precipitação diária	mm
Red	Reflectância do Vermelho	$\mu\text{m}/\text{nm}$
REM	Radiação Eletromagnética	$\mu\text{m}/\text{nm}$
R_m	Média Anual Climatológica diária de Precipitação	mm
ROL	Radiação de Onda Longa	-
SF	Sistemas Frontais	-
SPI	<i>Standardized Precipitation Index</i>	-
SR	Sensoriamento Remoto	-
SVI	<i>Standardized Vegetation Index</i>	-
t	Coeficiente de T de Student	-
TIROS	<i>Television Infrared Operational Satellite</i>	-
TP	Total Pluviométrico	mm
t_o	Coeficiente de T de Student Tabelado	-
USGS	<i>United States Geological Survey</i>	-
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis	-
VCI	<i>Vegetation Condition Index</i>	%
VPI	<i>Vegetation Productivity Indicator</i>	-
VSWI	<i>Vegetation Supply Water Index</i>	-
x_i	Variável Independente	-
y_i	Variável dependente	-
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul-	-
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical	-
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade	-

Sumário

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	1
LISTA DE TABELAS	2
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	3
1. INTRODUÇÃO	7
1.1. OBJETIVOS	8
1.1.1. Geral	8
1.1.2. Específicos.....	8
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
2.1. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES	9
2.1.1. Interação Oceano-Atmosfera	10
2.1.2. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico.....	11
2.1.3. Frentes.....	12
2.1.4. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis	12
2.1.5. Complexos Convectivos de Mesoescala.....	13
2.2. INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO	14
2.3. PREENCHIMENTO DE FALHAS	15
2.4. SENSORIAMENTO REMOTO	16
2.5. MODIS/TERRA	18
2.5.1. Produtos de Índices de Vegetação - MODIS	21
2.6. MONITORAMENTO DE SECAS	21
3. MATERIAIS E MÉTODOS	24
3.1. ÁREA DE ESTUDO	24

3.2.	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS DE CHUVA	26
3.2.1.	Análise de Agrupamento	30
3.2.2.	Liebmann et al. (2007).....	31
3.3.	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS DO SENSOR MODIS	32
3.3.1.	<i>Vegetation Condition Index (VCI)</i>	33
3.4.	RELAÇÃO CHUVA X VCI.....	33
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
4.1.	VALIDAÇÃO DO PREENCHIMENTO DE FALHAS PMM	34
4.2.	CHUVA DA BMSF	38
4.2.1.	Análise de Grupos Homogêneos.....	38
4.2.2.	Análise Exploratória da Chuva da BMSF.....	40
4.2.3.	Identificação do Início e Fim do período Chuvoso.....	42
4.3.	AVALIAÇÃO DA CHUVA E VCI PARA A BMSF	44
4.3.1.	Análise da Chuva para os Anos de 2001 e 2017.....	44
4.3.2.	Investigação do Grau de Secura nos Anos de 2001 e 2017	48
4.4.	Chuva x VCI.....	54
5.	CONCLUSÕES.....	57
6.	RECOMENDAÇÕES.....	58
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

1. INTRODUÇÃO

Parte da Bacia Hidrográfica do Médio São Francisco (BMSF) está localizada na região do semiárido. A BMSF é altamente vulnerável por causa dos solos arenosos e da vegetação que a recobre, além de que, frequentemente, é afetada por secas severas (MARENGO; CUNHA; ALVES, 2016; CBHSF, 2018). A seca é um problema secular, principalmente no Nordeste Brasileiro (NEB), sendo considerado um desastre natural, pois as perdas socioeconômicas causadas por ela afetam diversas regiões da BMSF (CUNHA et al., 2017). Ademais, afeta diferentes atividades humanas, tais como: agricultura, abastecimento de cidades, produção industrial, pecuária e etc. (WILHITE, 2009; MAIA et al., 2015; CUNHA et al., 2017).

No Brasil, a seca ganha destaque, sobretudo, no NEB e parte norte de Minas Gerais, conhecido como o Semiárido Brasileiro (MARENGO, 2008). Os seus impactos são estudados ao longo do tempo com o objetivo de minimizar os efeitos da escassez hídrica e das perdas socioeconômicas (CUNHA et al., 2017). Marengo (2008), destaca que a seca no passado causou prejuízos acentuados na produção agropecuária e perdas de vidas humanas por fome e desnutrição, além do mais incentivou imigração para outras regiões do país. Vale destacar também que o semiárido passa por um processo de desertificação, o qual se deve a diversos fatores, tais como: o desmatamento e as práticas agrícolas inadequadas, incêndios florestais e queimadas, a infertilidade e a compactação do solo, os processos erosivos e a salinização de algumas áreas (BRASILEIRO, 2009).

O entendimento das condições hídricas dessa região é fundamental para a tomada de decisões (SILVA; CRUZ, 2017). Nesta perspectiva, conhecer as necessidades é básico para minimizar as perdas econômicas, pois é sabido que essa região apresenta déficit hídrico em alguns meses do ano (abril a setembro), além de chuvas distribuídas de forma irregular (KAYANO e ANDREOLI, 2009; p. 213), podendo causar secas e enchentes em diferentes localidades. Além disso, segundo Cruz et al. (2018) a evapotranspiração da região é quatro vezes maior que o total pluviométrico local. Para melhorar o planejamento nas atividades socioeconômicas, a determinação do início e fim da estação chuvosa é fundamental, uma vez que a partir dessas informações pode-se determinar o melhor período para o plantio de sequeiro, por exemplo.

Outro fator importante são as condições de uso ocupação do solo da BMSF, ela apresenta uma vegetação heterogênea, constituída por Cerrado, Caatinga e Mata Atlântica, tornando sua generalização da área difícil (CRUZ et al., 2018). Teixeira et al. (2018) realizou

um estudo para o município de São Francisco – MG, este município compõe a BMSF, através de imagens de sensores remotos e constatou a destruição da flora nativa da região ao longo de 40 anos de forma irregular e desenfreada em anos que o Estado dava subsídio para a população local. Nesse sentido, mapear e estruturar um relatório para o crescimento de uma região é fundamental para o desenvolvimento sustentável além de minimizar o desperdício de dinheiro pública.

A combinação dos fatores hídricos e do uso e cobertura do solo torna possível um maior detalhamento e entendimento da área, o que possibilita um plano organizacional para região melhor elaborado, o qual atenda as demandas necessárias para o desenvolvimento socioeconômico local. Nessa perspectiva, este estudo foi elaborado com os seguintes objetivos:

1.1. Objetivos

1.1.1. Geral

Avaliar a espaço-temporalidade da chuva e grau de seca baseado em dados observacionais (estações meteorológicas) e produtos orbitais (imagens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS), para a Bacia Hidrográfica do Médio São Francisco (BMSF).

1.1.2. Específicos

- **PROVER** dados observados de qualidade para a BMSF, sem falhas, via imputação múltipla;
- **IDENTIFICAR** regiões com regimes pluviométricos homogêneos;
- **DETERMINAR** o início e o fim da estação chuvosa na BMSF;
- **AVALIAR** a chuva para os anos de 2001 e 2017 e sua relação com o grau de seca da região através do índice de seca *Vegetation Condition Index* (VCI).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Sistemas atmosféricos atuantes

De acordo com Kayano e Andreoli (2009) a chuva no NEB possui uma má distribuição temporal e espacial na escala anual, dependendo dos sistemas atuantes. Os padrões de extremos, entre seca e chuva no NEB são bem conhecidos pela comunidade científica, a qual tem relacionado esses padrões anômalos a circulação atmosférica global e aos sistemas atuantes tanto local quanto via teleconexões.

Esses fenômenos causam inúmeros impactos sociais e econômicos, os quais têm sido relacionados ao modo de variabilidade climática El Niño-Oscilação Sul (ENOS). A exemplo, essa suposição se baseia que em anos de El Niño ocorre secas severas no NEB (KOUSKY; KAYANO e CAVALCANTE, 1984; PEREIRA; REBOITA e AMBRIZZI, 2017). Entretanto, não se pode afirmar que o El Niño é o único e principal modelador dessa região, uma vez que, Aragão (1998) verificou que nem sempre a seca no NEB está relacionada a El Niño. Nessa perspectiva, o fenômeno nem sempre será sinônimo de seca, já que a atuação de outros fenômenos, tais como: Oscilação Decadal do Pacífico – ODP, anomalias de temperatura do oceano Atlântico e Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, combinados com o ENOS serão necessários para causar mudanças no tempo da região.

Nobre e Shukla (1996), notaram que os padrões anômalos de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) no Atlântico acarretaram na ocorrência de gradientes meridionais de vento, os quais influenciaram bastante na posição da ZCIT, isso refletiu em alterações sazonais do regime pluviométrico local. Ademais, ao combinar esses fenômenos com El Niño, nota-se que a interferência destes aumentam o grau de variabilidade da chuva no NEB (GIANNINI; SARAVANAN e CHANG, 2004; NOBREGA e SANTIAGO, 2014).

Em geral, os principais sistemas atmosféricos e oceânicos atuantes na BMSF são: Eventos de ENOS, ATSM da bacia do oceano Atlântico ou Dipolo do Atlântico (DA), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Ventos Alísios, ZCIT sobre o oceano Atlântico, Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Sistemas Frontais (SF), Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Linhas de Instabilidade (LI) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (UVO E BERNDTSSON, 1996; ALVES et al., 1997; MOSCATI e GAN, 2006;

MOURA et al., 2009; REBOITA et al., 2010; ÁVILA e BRITO, 2015; PEREIRA et al., 2018; MUTTI et al., 2019; SILVA et al., 2019).

2.1.1. Interação Oceano-Atmosfera

Uma das principais funções do oceano é suprir a atmosfera com vapor d'água e energia, que provocam perturbações no ciclo hidrológico e energético (PEZZI e SOUZA, 2009). No NEB essas perturbações estão associadas aos impactos sociais e econômicos recorrentes na região, pois elas alteram o tempo local e causam o excesso ou déficit de chuva. Além do mais são amplamente estudadas e associadas à ocorrência de ENOS, visto que quando este fenômeno ocorre numa intensidade forte ou moderada na fase positiva (El Niño) ocorrem secas severas no NEB (ANDREOLI et al., 2004).

O ENOS possui duas componentes uma oceânica e outra atmosférica. A 1ª apresenta três fases, uma fase positiva (ATSM positiva entre o Pacífico equatorial e leste); outra fase negativa (La Niña), fase oposta; e uma fase neutra. A última componente, a atmosférica, seria uma oscilação da pressão entre a região de Darwin na Austrália e o Tahiti, a qual forma uma gangorra barométrica, Oscilação Sul (ANDREOLI et al., 2004), que conseqüentemente afeta o vento na região de atuação. Outro fator marcante dessa interação seria a interferência no posicionamento da ZCIT, este, por sua vez, se encontra mais ao norte de sua posição climática quando ocorre El Niño e causa redução da umidade que penetra o NEB. Assim, ocorre a diminuição a chuva no centro e norte do Nordeste (MARENGO et al., 1993).

Segundo Nobrega e Santiago (2014), as ATSM do Atlântico Tropical em conjunto com o fenômeno ENOS modulam a chuva do NEB, em virtude que em anos de ATSM positiva, tanto no Oceano Pacífico quanto no Oceano Atlântico, se intensifica as anomalias negativa de precipitação. A ATSM do Atlântico Tropical é denominada de DA, o qual está relacionado as anomalias de precipitação tanto no Nordeste quanto no Norte do Brasil (NOBRE e SHUKLA, 1996).

O DA é um fenômeno oceano-atmosfera, assim como o ENOS, ligado as mudanças de TSM, nesse caso do Oceano Atlântico Tropical, e apresenta duas fases uma positiva e outra negativa (NOBREGA e SANTIAGO, 2014). Na fase positiva do DA, a ATSM positivo no Oceano Atlântico Tropical Norte contribui para o posicionamento da ZCIT anormalmente ao norte do equador, que causa uma redução acentuada da precipitação no NEB, enquanto que na

fase oposta, fase negativa do dipolo, a ZCIT se posiciona mais ao sul causando aumento da precipitação dessa região (ANDREOLI e KAIANO, 2006).

2.1.2. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico

De acordo com Reboita et al. (2010), no Sertão do NEB encontra-se um ramo descendente da circulação zonal formada pela atividade convectiva na Amazônia. Essa circulação associada a circulação de Hadley torna o inverno a estação mais seca. Em contrapartida, no final do verão e início do outono, posiciona-se mais ao sul formando uma região de baixa pressão no NEB e, com a presença dos alísios, aumenta o transporte de umidade e favorece a precipitação (MOLION e BERNARDO, 2002; REBOITA et al., 2010).

A combinação dos alísios de nordeste e sudeste dessa região, junto as grandes massas de ar quente e úmida contribuem para formar uma banda de nuvens, formando uma zona de convergência de nuvens na região tropical (ZCIT). Segundo Melo et al. (2009), a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (em torno de 14° N), durante os meses de agosto a outubro, para uma posição mais ao sul (em torno de 5° S), entre fevereiro a abril.

Moscati e Gan (2006), relatam que na área A1, localizada entre as coordenadas 7°S – 10°S e 37°W – 44°W, o mês mais chuvoso é março e o mais seco em setembro, coincidindo com a variação do deslocamento da ZCIT. Reboita et al. (2010) relatam que as características do ciclo anual de precipitação no Sertão do NEB apresentam máxima precipitação no verão, em torno de 500mm, e mínima no inverno (200mm), muito inferior aos totais observados para a região litorânea do NEB (1500mm).

A variabilidade interanual da ZCIT afeta o regime de precipitação do NEB, pois quando em sua posição mais ao sul de sua climatologia durante as estações de outono e verão no Hemisfério Sul causam precipitação mais intensa na região (MELO et al., 2009), causando alguns desastres nas áreas afetadas, como alagamentos nos centros das cidades. Quanto mais ao norte for a posição da ZCIT mais intensa será a seca, o que contribui para perdas socioeconômicas na região, tais como: perda de safras e abastecimento hídrico das cidades afetadas.

2.1.3. Frentes

Quando Sistemas Frontais (SF) intensos atingem as regiões sul e sudeste do Brasil pode ocorrer destes fenômenos atingirem a região sul do NEB, atuando entre os meses de novembro e janeiro (FERREIRA; MELLO, 2005). As frentes se formam em regiões de confluência entre massas de ar frio e de ar quente, quando ocorre este encontro entre essas massas, a de maior densidade (massa de ar frio) desloca-se por baixo da de menor densidade (massa de ar quente), logo, o ar quente e úmido ascende e forma nuvens de tipo cúmulos que, conseqüentemente, causa precipitação pluvial.

Alves et al. (2006), destacam que a incursão de frentes para o NEB intensifica a intensidade da precipitação na parte centro-sul dessa região. Além disso, a persistência do fenômeno contribui para a formação de uma zona de convergência de umidade que está associada a precipitação forte, a qual pode ser classificada como ZCAS quando persiste por mais de três dias e ZCOU quando o tempo desse sistema é menor. Além do que, Nobre (1988) relata que em anos mais chuvosos no NEB a ZCAS está posicionada mais ou norte de sua posição climatológica.

Os SFs que chegam ao NEB afetam principalmente o a parte sul desta região, atingindo principalmente a Bahia. No entanto, Siqueira (2003) relata que os SFs também contribuem para a variabilidade convectiva, especialmente na estação do inverno onde são responsáveis por cerca de 50% dessa variabilidade.

Segundo Tavares (2008), a incursão dos SF no NEB atinge principalmente as latitudes de Ilhéus e Salvador, ademais o autor destaca que a variabilidade das incursões frontais nessa região está associada sobretudo a configurações do fenômeno La Niña, ao passo que em anos do fenômeno El Niño há uma redução na frequência dessas incursões frontais no NEB.

2.1.4. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

Outro fenômeno atuante no NEB para a formação de chuva são o Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Eles atuam causando chuva em suas periferias, enquanto que no centro do vórtice se nota tempo bom e menor temperatura (CALBETE; GAN e SATYAMURTY, 1996). De acordo com a região de formação do VCAN, tropical ou subtropical, esse fenômeno pode ser denominado do tipo Palmer ou Palmén, respectivamente (PALMEN, 1949; PALMER, 1951; CALBETE et al., 1996). No semiárido do NEB ele ocorre

entre os meses de janeiro e fevereiro em maior frequência (GAN e KOUSKY, 1982) e se formam no oceano Atlântico deslocando-se de leste para oeste causando precipitação forte na região de atuação.

Reis (2018) estudou os VCAN atuantes no NEB entre os anos de 1980 a 2016 e detectou mais de 1493 eventos, dos quais mais de 51% atuaram no verão, 23% no outono, 21% na primavera e 5% no inverno. O autor também identificou que o fenômeno tem atuação forte nas regiões central e litorânea de Pernambuco e regiões central, sul e litorânea da Bahia. Morais (2016) constatou a partir da climatologia dos VCAN que a frequência deste fenômeno é maior no nível de 200 hPa nos estágios de formação e dissipação, e também averiguou que sua profundidade no verão varia entre 200 a 400 hPa, na primavera e no outono varia de 200 a 300 hPa e no inverno não há variação.

O VCAN tem tempo de vida variado, entretanto de acordo com Coutinho (2008) e Reis (2018) esse fenômeno em média dura de 2 a 4 dias. Há casos de VCAN que duram mais de quatro dias, entretanto possuem menor intensidade. Os autores também notaram que a frequência do fenômeno diminui à medida que a intensidade do evento é maior. Esse vórtice pode ocorrer durante todo o ano, sendo mais predominante e duradouro no verão devido à sua relação com a Alta da Bolívia (CHEN et al., 1999).

2.1.5. Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são aglomerados de nuvens Cumulonimbus coberto por densas camadas de nuvens Cirrus que podem ser facilmente identificadas por imagens de satélite. Ademais, os CCM devem apresentar forma circular e com crescimento explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas (DIAS, 1987).

De acordo com Maddox (1980), os CCM provocam precipitação intensa, trovoadas, inundações, dentre outros fenômenos adversos. Geralmente, os CCM são noturnos e continentais, tanto em latitudes tropicais quanto em latitudes médias (MADDOX, 1980; VELASCOS; FRITSCH, 1987). Vale destacar que as chuvas associadas aos CCM são isoladas, a exemplo, Souza, Alves e Repelli (1998), estudaram a atuação de CCMs na capital cearense, Fortaleza, onde foi registrado em um único dia (24/04/1997) 79% do total pluviométrico mensal esperado, causando muitos transtornos para população dessa região.

No NEB os CCM se desenvolvem principalmente nas estações de verão e outono e ocorrem principalmente sobre o continente, além de estar relacionado com o fenômeno ENOS, uma vez que em anos de El Niño a frequência dos CCM é maior (ALBUQUERQUE, 2011).

2.2. Início e fim do período chuvoso

A determinação do período de início (IEC) e fim (FEC) das chuvas está relacionada a vários setores da sociedade, a exemplo, abastecimento hídrico, agricultura, indústria e pecuária. Existem diversas formas de se determinar essas datas, através da chuva, radiação de onda longa (ROL) e a combinação destas, além de critérios definidos de acordo com a metodologia empregada (MURAKAMI; NAZAWA, 1985; KOUSKY, 1988; SUGAHARA, 1991; MARENGO et al., 2001; LIEBMANN; MARENGO, 2001; LIEBMANN et al., 2007; VILLARON; FISCH, 2013; SANTOS; GARCIA, 2016).

Kousky (1988) utilizou como base para determinar o IEC e o FEC os valores máximo e mínimo do acumulado de anomalias de ROL em pêntadas (5 dias) para o período de 1979-1987 através de imagens de satélite. O autor ainda destaca que através dessas informações fornecidas pelas imagens é possível monitorar a variabilidade e a distribuição interanual da convecção nos trópicos, visto que o ROL é um controlador da convecção profunda que está associada a chuva e nebulosidade. Marengo et al. (2001) basearam-se nesta metodologia, os autores conseguiram determinar o IEC e FEC na Bacia do Amazonas baseado em limiares de chuva estimada através da ROL, onde o IEC (FEC) deve apresentar limiar de precipitação superior (inferior) a $4\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, sob a condição de 6 das 8 pêntadas anteriores (posteriores) sejam inferiores a $3,5\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, e que 6 das 8 pêntadas posteriores (anteriores) sejam maior que $4,5\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$.

Liebmann et al. (2007), identificaram o início e fim do período chuvoso através do “acumulado de anomalias” de precipitação através de dados observados e simulados. Os autores destacaram o Sul da Amazônia e identificaram que o IEC corresponde ao dia 17 (18) de outubro para os dados observados (simulados), os quais correspondem às anomalias positivas de precipitação. Anteriormente, Liebmann e Marengo (2001) definiram o IEC e FEC baseado nesse acumulado de anomalias de precipitação para a região do Sistema de Monção da América do Sul, para o período compreendido entre 1976-1997. Bombardi e Carvalho (2008) utilizaram a mesma metodologia de Liebmann e Marengo (2001), e utilizaram dados de precipitação estimado por satélite e medidas em superfície para o período de 1979 a 2004. Os autores

constaram a acurácia do método em caracterizar o início do período em que as chuvas se tornam regulares (IEC).

Santos e Garcia (2016), realizaram um estudo para determinar o início e fim do período chuvoso no Estado de Minas Gerais utilizando duas metodologias, um baseado em dados pluviométricos, pelo método de Liebmann et al (2007), e outro baseado em dados de ROL, Murakami e Nazawa (1985). Os autores identificaram o IEC entre 8-12 de outubro, ao mesmo tempo que o FEC entre 21-25 de maio. Entretanto, o método que utiliza a ROL apresentou um atraso em relação ao FEC de quase dois meses. Os autores explicam que isso se deve ao fato que o ROL é uma medida de convecção e não necessariamente de precipitação, causando um retardo na resposta do início e fim do período de chuvas.

2.3. Preenchimento de falhas

Atualmente um dos principais problemas para analisar séries de dados no Brasil é a falta de séries consistentes de estações meteorológicas. De acordo com Bier e Ferraz (2017), essas falhas geralmente estão associadas as falhas de equipamentos, quando a estação for automática, ou falta de observadores, quando a estação não é automatizada. Como os dados são comumente utilizados para fins científicos, a necessidade de preencher essas falhas é fundamental para uma melhor avaliação da variável em questão.

Diversas técnicas de preenchimento de dados faltantes foram desenvolvidas e aplicadas eficientemente nos últimos anos para séries temporais meteorológicas mensais ou anuais, tais como: o método de Ponderação Regional (PR) (TUCCI, 2001; DIAZ et al., 2018) e a Regressão Linear (RL) (TUCCI, 2001; BIER; FERRAZ, 2017; MELO et al., 2017). Entretanto, pouco se discute a respeito do preenchimento de séries de dados mais longas, como dados diários por exemplo, pois o preenchimento desses bancos de dados pode acarretar erros grosseiros.

Um método bastante utilizado pela comunidade científica é o de preenchimento de falhas por PR, que versa em efetuar uma regressão linear entre a série histórica com dados a ser preenchidos e a série histórica sem falhas de estações vizinhas (BIER; FERRAZ, 2017; DIAZ; et al., 2018; TERASSI et al., 2018). Entretanto, casos de estações vizinhas também com falhas em dias semelhantes é comum e, por conta disso o método nem sempre pode ser empregado com um bom grau de confiabilidade.

Outro método bastante utilizado é o de RL, o qual utiliza a combinação entre observações que se relacionam linearmente, atribuindo um peso a variável explicativa, que pode ser por meio de correlações parciais ou totais (BIER; FERRAZ, 2017). A regressão linear pode ser simples, quando utiliza apenas uma variável independente, ou múltipla, quando usa duas ou mais variáveis (VENTURA et al., 2016; CARDOSO et al., 2017).

De acordo com Ventura et al. (2016), que realizou o preenchimento de falhas em cinco diferentes variáveis (temperatura, umidade, ponto de orvalho, pressão e radiação) observou que o método de RL múltipla teve bom desempenho em três variáveis (temperatura, ponto de orvalho e umidade), enquanto que o RL simples foi bom apenas para a pressão, a variável radiação não apresentou bom desempenho em nenhum dos métodos. Bier e Ferraz (2018), utilizaram o método de RL múltipla e concluíram que este método apresenta boa precisão na estimativa de dados meteorológicos.

Moura et al. (2014), aplicaram o preenchimento de falhas por imputação múltipla utilizando o método *Predictive Mean Matching* (PMM) em dados de Anomalia de altura geopotencial e encontraram ótimos resultados quando comparados os valores preditos e observados. Costa et al. (2012), utilizando dados de chuva conseguiram resultados satisfatórios quanto ao preenchimento de falhas via pacote MICE por meio do PMM para estações inseridas no estado da Paraíba.

Segundo Heidt (2019), que testou quatro métodos de imputação múltipla, os quais são: PMM, *Classification and Regression Trees* (CART), *On-The-Fly imputation* (OTF) e *Randon Forest* (RF). O autor concluiu que os métodos PMM e CART obtiveram os melhores resultados, apresentando bom desempenho em todos os percentis de falhas de dados, com valores próximos aos valores originais, enquanto os demais métodos foram inferiores a estes.

2.4. Sensoriamento remoto

O termo Sensoriamento Remoto (SR) surgiu em meados da década de 1960, criado por Evelyn L. Pruitt e colaboradores. Neste mesmo período o primeiro satélite artificial meteorológico foi posto em órbita, o TIROS-1 (*Television IR Operational Satellite*) lançado pelo Estados Unidos. Com o desenvolvimento e investimento no SR os sensores remotos foram melhorados e propiciaram o início de estudos detalhados das feições terrestres da Terra (MENESES, 2012).

O Sensoriamento Remoto é uma ciência que visa o desenvolvimento da obtenção de imagens da superfície terrestre por meio da detecção e medição quantitativa das respostas das interações espectrais da radiação eletromagnética com os materiais terrestres imageados pelos sensores remotos (MENESES, 2012, p. 3).

Um aspecto marcante nessa definição do SR é a interação entre a radiação eletromagnética (REM) e os objetos, pois as mudanças na quantidade e propriedades da REM captada pelo sensor remoto acoplado ao satélite propicia informações importantes para a interpretação de alterações nos objetos imageados (Jensen, 2009). De acordo com Moreira (2011, p. 49) a interação entre REM e os objetos em superfície pode ser particionado em três componentes, são elas: a absorção, a reflexão e a transmissão, os quais dependem das características físico-química e biológicas do objeto.

A REM refletida ou emitida pela superfície terrestre é captada por radiômetros acoplados em satélites e, geralmente, são denominados de sensores orbitais. Esses sensores podem captar a REM em diferentes canais espectrais, os quais podem ser classificados em três categorias: (i) os que atuam nas regiões do visível, infravermelho próximo e médio; (ii) os que atuam na região do infravermelho termal; e (iii) os que atuam na região das micro-ondas (MOREIRA, 2011).

Os sensores orbitais imageadores geralmente são expressos por quatro informações básicas, são elas: a **Resolução Espectral**, que consiste no intervalo de comprimento de REM (chamado de bandas ou canais), no qual o instrumento é sensível; a **Resolução Espacial**, que é a medida de menor separação angular ou linear entre dois objetos que pode ser determinado pelo sensor (área imageada num pixel); a **Resolução Radiométrica**, que equivale a sensibilidade do sensor em identificar, numa área imageada, alvos que apresentam diferentes intensidade de fluxo radiante refletido, emitido, ou retroespalhado entre dois ou mais campos de visada instantânea (pixel); e a **Resolução Temporal**, que se refere ao tempo ou frequência que um sensor registra cenas de determinada área (JENSEN, 2009; MOREIRA, 2011).

Os sensores orbitais ficam abordos de plataformas que são denominadas de satélites artificiais. Estes podem ser classificados em satélites militares, científicos, de comunicação, meteorológicos e de recursos naturais. Esses satélites giram em torno da Terra e devem permanecer numa mesma orbita para que possam ser rastreados em superfície, essas orbitas podem ser polares ou equatoriais (MOREIRA, 2011).

O advento do SR propiciou uma maior facilidade na análise de dados globais de superfície, visto que a partir desses dados a avaliação temporal e espacial se tornou mais rápida

e precisa, além disso reduziu custos de pesquisa e monitoramento dos recursos terrestres. Vários estudos comprovam essa observação, a exemplo: Yamamoto et al. (2017), que avaliaram a variabilidade da tendência de temperatura de superfície terrestre através de dados remotos; Freitas et al. (2017) examinaram o município de Remanso – BA e notaram a influência da precipitação nas condições de desenvolvimento da vegetação por imagens de satélite, sem a necessidade da visita de campo; Royimani et al. (2019) utilizaram imagens de satélite do SPOT para mapear ervas daninhas em KwaZulu-Natal na África do Sul e relacionou-as com dados pluviométricos, eles concluíram que há alta relação entre a proliferação dessas ervas relacionado ao período chuvoso da região.

2.5. MODIS/TERRA

O sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) está a bordo do satélite TERRA, que foi lançado em 18 de dezembro de 1999. Este satélite foi lançado como parte do programa da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) denominado *Earth Observing System* (EOS), que se trata de uma missão multinacional que envolve parcerias com as agências aeroespaciais do Canadá e do Japão (EMBRAPA MONITORAMENTO POR SATÉLITE, 2013). Na Tabela 1, a seguir, são apresentadas as características do satélite TERRA.

Tabela 1 - Características do satélite TERRA/MODIS.

Missão	Earth Observing System (EOS)
Instituição responsável	NASA
País/Região	Estados Unidos, Japão e Canadá
Satélite	TERRA (EOS-AM1)
Lançamento	18/12/1999
Local de Lançamento	Vandenberg Air Force Base
Veículo Lançador	Atlas IIAS
Situação Atual	Ativo
Órbita	Polar e heliossíncrona
Altitude	705km
Inclinação	98,2°
Tempo de Duração da Órbita	98,1min
Horário de Passagem	10:30 A.M

Fonte: Embrapa Monitoramento Por Satélite (2013).

Segundo Moreira (2011) o sensor MODIS é um radiômetro imageador composto por scanner óptico que fornece imagens da superfície terrestre em 36 bandas espectrais, com resolução radiométrica de 12bits, resolução temporal de 1 a 2 dias e área imageada de 2330x5000km. Essas bandas fornecem informações importantes para os mais diversos campos de atuação, tais como: temperatura da superfície e do oceano; dados para modelagem climática; dados para determinar a cor do oceano para monitorar mudanças na produtividade primária biológica; imagens da vegetação e uso da terra, cujo objetivo é monitorar mudanças de cobertura da Terra, condições e produtividade; e dados para cobertura de nuvens. Na Tabela 2 é descrito cada uma das 36 bandas do sensor MODIS.

Tabela 2 - Descrição das bandas Espectrais do sensor MODIS.

Bandas	Resolução	
	Espectral (nm)	Espacial (m)
1	620 – 670	250
2	841 – 876	
3	459 – 479	
4	545 – 565	
5	1230 – 1250	500
6	1628 – 1652	
7	2105 – 2155	
8	405 – 420	
9	438 – 448	
10	483 – 493	
11	526 – 536	
12	546 – 556	1000
13	662 – 672	
14	673 – 683	
15	743 – 753	
16	862 – 877	
17	890 – 920	
18	931 – 941	
19	915 – 965	
20	3660 – 3840	
21	3929 – 3989	
22	3929 – 3989	
23	4020 – 4080	
24	4433 – 4498	
25	4482 – 4549	

(continua)

Bandas	Resolução	
	Espectral (nm)	Espectral (nm)
26	1360 – 1390	
27	6535 – 6895	
28	7175 – 7475	
29	8400 – 8700	
30	9580 – 9880	
31	10780 – 11280	1000
32	11770 – 12270	
33	13185 – 13485	
34	13485 – 13785	
35	13785 – 14085	
36	14085 – 14385	

Fonte: Embrapa Monitoramento Por Satélite (2013).

Diversos estudos utilizaram as imagens do sensor MODIS para avaliar a interação da dinâmica atmosférica global e a superfície terrestre e oceânica. Anderson et al. (2005) utilizaram alguns produtos (MOD09 – reflectância de superfície, MOD13 – índice de vegetação *Enhanced Vegetation Index* (EVI) e *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI)) do sensor MODIS/TERRA para detectar áreas de queimada no estado do Mato Grosso e constaram a eficácia desses produtos para detectar o fenômeno.

Rosembach et al (2010) analisaram a dinâmica da vegetação através de dados do MODIS/TERRA. Eles concluíram que o produto MOD13 foi eficiente para averiguar a variação sazonal e identificar as anomalias das diferentes coberturas vegetais na região. Matos et al. (2013) estudaram a Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú – PE e concluíram que a partir das análises das informações de solo, temperatura, NDVI, EVI e Albedo, obtidos do sensor MODIS, podem auxiliar na gestão da região, seja ela para planejamento ambiental ou agrícola.

Em estudos mais recentes, Nhongo et al. (2017) caracterizaram a fenologia da cobertura vegetal da Reserva do Niassa em Moçambique com base numa série temporal de imagens do NDVI do MODIS e os resultados foram satisfatórios para a região. Cruz (2017) avaliou a dinâmica da vegetação e sua relação com variáveis meteorológicas no município de Pinheiral – RJ. A autora concluiu que a vegetação apresentou tendência de crescimento não linear no período avaliado, uma vez que apresenta um padrão anual e semianual, e encontrou uma forte relação entre as variáveis meteorológicas e vegetação da região.

2.5.1. Produtos de Índices de Vegetação - MODIS

Os produtos do MOD13 correspondem aos Índices de Vegetação (IV) NDVI e EVI, os quais caracterizam os estados e processos biofísicos/bioquímicos da superfície vegetada, além do que permite monitorar as variações sazonais, interanuais e de longo prazo. Esses índices são produzidos em intervalos de 16 dias em múltiplas resoluções espaciais (250m, 500m, 1km e 0,05 graus), fornecem comparações espaciais e temporais consistentes do verdor do dossel. Os produtos NDVI e EVI do sensor MODIS servem não apenas para monitorar o vigor da vegetação, mas também para outras aplicações, tais como: classificação do uso e cobertura da terra, detecção e monitoramento de mudanças climáticas e verificação de tendências do comportamento da vegetação (JUSTICE et al., 2002; HUETE et al., 2002; CRUZ, 2017).

Os produtos do MOD13A3 versão 6, utilizados neste estudo, correspondem a dados fornecidos mensalmente numa resolução espacial de 1km, como produto de nível 3, descrito em <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod08.php>. Esses dados são gerados a partir da média ponderada temporal dos produtos de 1km de 16 dias que se sobrepõem. Os produtos do MODIS NDVI e EVI são calculados a partir da reflectância de superfície corrigidas pelo espalhamento molecular, absorção de ozônio e aerossóis. Para a utilização dos produtos NDVI e EVI do sensor deve-se aplicar um fator de reescalonamento (1×10^{-3}) para que os valores desses produtos variem de acordo com os valores da literatura (-1 a +1) (DIDAN, 2015).

Para o cálculo do NDVI através dos produtos mensais de reflectância é utilizado a equação proposta por Tucker e Sellers (1986), enquanto que o EVI é baseado em Huete et al., (2002), Equações 1 e 2, respectivamente.

$$NDVI = \frac{NIR - Red}{NIR + Red} \quad (1)$$

$$EVI = G \frac{NIR - Red}{NIR + C1 \times Red - C2 \times Blue + L} \quad (2)$$

Onde, *NIR* é a reflectância do infravermelho próximo, *Red* é a reflectância do vermelho, *Blue* é a reflectância do azul, *L* é o fator de ajuste da copa da vegetação em relação ao solo (1,0), *G* é o fator de ganho (2,5) e *C1* e *C2* são o coeficiente de resistência de aerossóis (6 e 7,5, na devida ordem) (HUETE; JUSTICE; LIU, 1994; HUETE et al., 1997).

2.6. Monitoramento das secas

A seca é um problema recorrente no Brasil, principalmente no Semiárido Brasileiro, onde grande parte da BMSF está inserida. Vários índices, tais como: o *Vegetation Supply Water Index* (VSWI), o NDVI, VCI, *Standardized Vegetation Index* (SVI), *Vegetation Productivity Indicator* (VPI), são empregados para tal avaliação com o intuito de minimizar impactos ambientais causado pela seca e desertificação (COSTA et al., 2009), que auxiliam na avaliação espacial das condições da região (MELO et al., 2017; FREITAS et al., 2017). Além do mais, a aplicação de técnicas de SR minimizam custos operacionais (GOMES et al., 2009), dado que não são necessárias visitas recorrentes a campo para realizar o monitoramento.

De acordo com Moreira (2016), a seca afeta grandes áreas geográficas e se desenvolve de forma lenta. A autora também destaca que no Brasil a ocorrência de secas e estiagens vem aumentando nos últimos anos. Nesta perspectiva, a investigação e monitoramento desse fenômeno é fundamental para melhorar as condições de vida da população afetada.

Bacalhau et al. (2017), analisaram as condições de seca em Ouricuri – PE para os anos de 2011 e 2016 via NDVI. Eles verificaram uma diminuição do vigor vegetativo, o qual relacionaram a uma série de impactos ambientais, como erosões e desertificação. Além disso, destacam que o SR deve ser empregado como ferramenta para o planejamento e mitigação dos impactos socioeconômicos promovendo o equilíbrio entre a região seca e a sociedade.

Cunha et al. (2017) avaliaram os impactos da seca em áreas de pastagem no Semiárido Brasileiro via índice VSWI, que é uma relação entre a temperatura de superfície (T_s) e a vegetação (NDVI). Os autores concluíram que essa relação se mostrou eficaz como um indicador das condições de seca tanto espacial quanto temporalmente na região. Entretanto, estes autores também destacam que a definição do tipo de seca a ser avaliada pode impactar na resposta, visto que diferentes índices (*Standardized Precipitation Index* – SPI; Índice de Anomalias de Chuva – IAC; VSWI; VCI) podem caracterizar melhor os diferentes tipos de seca (meteorológica, agrícola/vegetal, hídrica).

Covele (2011), aplicou o VCI, o SVI e o VPI no monitoramento da seca em Moçambique. O autor concluiu que o VCI subestimou as condições da vegetação para caracterizar a seca, enquanto que os índices SVI e VPI estavam mais próximos da realidade da secura da região. Em contrapartida, Liu e Kogan (1996) realizaram um estudo para todo o Brasil para realizar o monitoramento regional de secas através do NDVI e VCI. Os autores averiguaram que os índices mencionados concordaram com as anomalias de chuva observada nos mapas pluviométricos e que o índice NDVI refletiu bem as condições geográficas, ao

mesmo tempo que o VCI se mostrou satisfatório como uma ferramenta para analisar a evolução temporal e espacial da seca regional. Ademais, Moreira et al. (2015), verificaram que o VCI se mostrou satisfatório na identificação de seca/estiagem no norte de Minas Gerais durante o período chuvoso, pois o índice conseguiu identificar o início e término da seca adequadamente. Essas informações foram confirmadas quando cruzadas com dados das Defesas Cíveis Estadual e Nacional.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO

A BMSF está inserida numa das regiões mais secas do Brasil, o semiárido, e, também, apresenta o menor desenvolvimento das sub-bacias da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHSF). Cerca de 3,23 milhões de pessoas habitam a bacia (MMA, 2006). A BMSF tem uma área de 402.531km², da qual 57% dessa área é urbanizada, possui densidade demográfica de 8 hab/km² e está localizada entre as latitudes (S) e longitudes (W): canto superior esquerdo (latitude 8°41'60"S e longitude 40°46'12"O) e canto inferior esquerdo (latitude 18°38'50"S e longitude 47°37'48"O), canto superior direito (latitude 8°43'12"S e longitude 47°37'48"O) e canto inferior direito (latitude 18°30'60"S e longitude 40°45'36"S) (Figura 1). Os principais acidentes topográficos da BMSF são: Serra Geral de Goiás, Chapada da Diamantina, Chapadas das Mangabeiras e Serra da Tabatinga. Cerrado, Caatinga e pequenas matas de serra são a vegetação predominante na BMSF (ANA/GEF/Pnuma/OEA, 2003).

A BMSF recobre mais de 162 municípios e o Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) varia entre 0,343 a 0,724. O clima predominante na BMSF é o Tropical com inverno seco "Aw" de acordo com a classificação de Köppen (ALVARES et al., 2013), com chuva média anual variando entre 600 mm a 1.400 mm, evapotranspiração média anual de 1.300mm e temperatura média de 24°C. Os meses de novembro a janeiro são os mais chuvosos, contribuindo com 53% da chuva anual, ao passo que o período mais seco ocorre entre junho e agosto (CBHSF, 2004).

Na Figura 2 é apresentado a normal climatológica (1981-2010) das estações meteorológicas contidas na BMSF para as variáveis: total de chuva (mm), temperatura média do ar (°C) e Umidade Relativa (UR, %). É evidente a sazonalidade da chuva, onde se observa um padrão semestral, com o mês de dezembro sendo o mais chuvoso (média no período de 209,6 mm) e o mês de julho como o mais seco (média no período de 2,0 mm). Este comportamento semestral também foi observado por Silva et al. (2018), que avaliou a climatologia de hidroelétricas brasileiras. Os autores notaram que o padrão de precipitação na região das hidroelétricas de Xingó e Sobradinho, inseridas na BHSF, é semestral, no qual de outubro a março corresponde ao período chuvoso e de abril a setembro, ao seco. Essa sazonalidade é observada, também, na temperatura média, que apresenta valores mais baixos no período de estiagem e maiores valores no período chuvoso. Com relação a UR esse padrão

sazonal não fica muito claro, o que se nota é uma redução da UR ao longo do período seco, com mínima no mês de setembro, e aumento no período chuvoso, com máxima no mês de março.

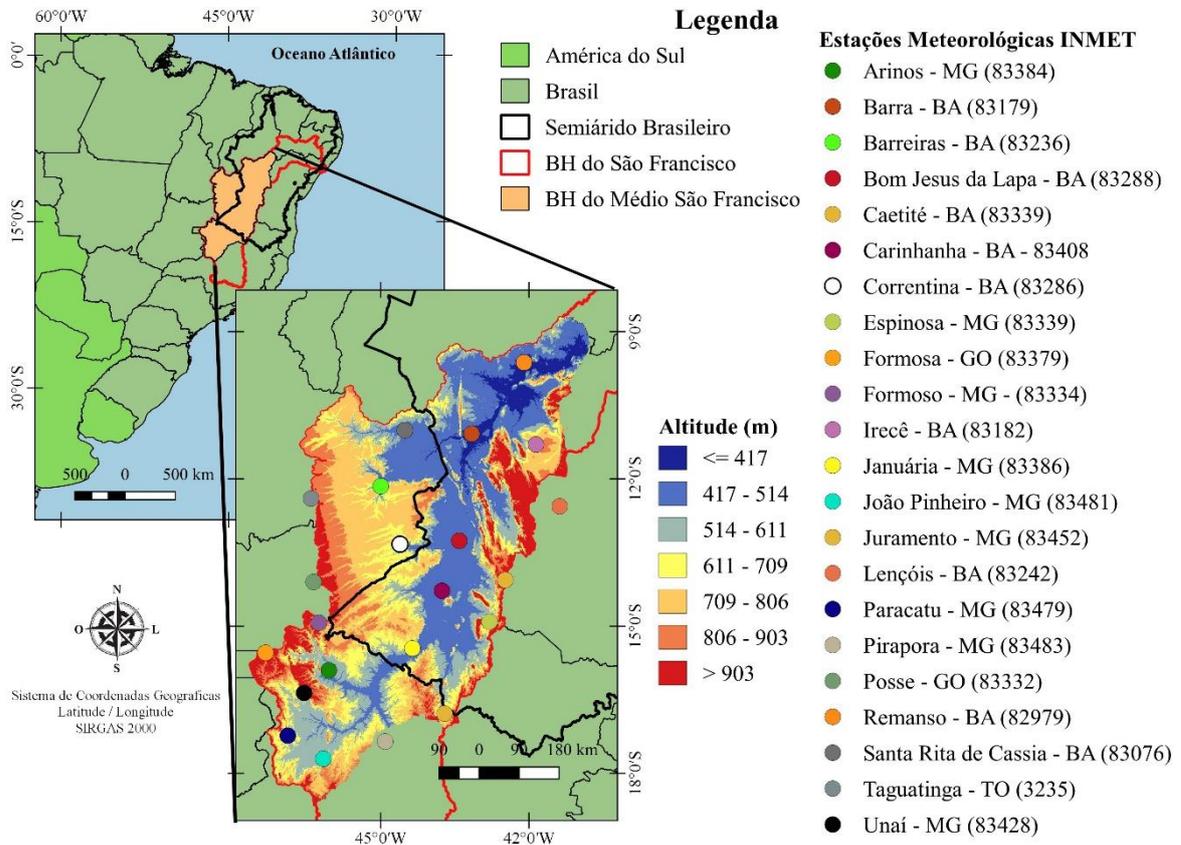


Figura 1- Mapa de localização da Bacia Hidrográfica Médio São Francisco (BMSF), distribuição espacial das estações meteorológicas e altitude (m).

Fonte: Autor (2018).

De acordo com o MMA (2006) a região da BMSF é afetada de maneira um pouco diferente pela seca, pois essa região expõe períodos de seca extrema e enchentes. Este fato se deve a má distribuição da chuva na região, além do que a ocupação do leito de rios intermitentes por agricultores é comum na região, uma vez que as áreas ocupadas passam por longos períodos de estiagem e quando ocorre precipitação mais intensa essa área é alagada causando perdas econômicas e sociais na região.

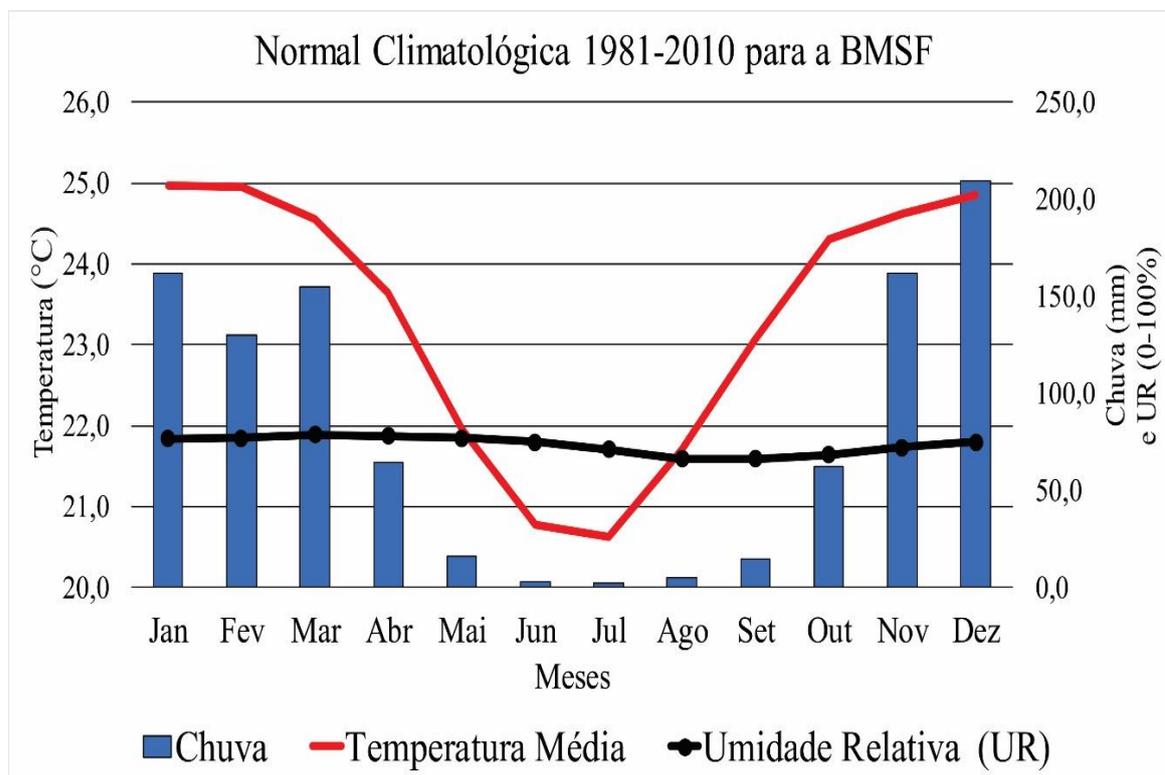


Figura 2 - Normal Climatológica de 1981-2010 para a BMSF.

Fonte: INMET (2019), adaptado pelo autor.

3.2. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS DE CHUVA

Para a análise da chuva da região foram utilizados dados diários de 22 estações meteorológicas convencionais. Cujas informações são apresentadas na Tabela 3, incluindo suas coordenadas geográficas, altitude e percentual de falhas. Os dados diários foram adquiridos através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), entre 2001 e 2017, disponível no sítio eletrônico: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>>.

Após a aquisição dos dados foi realizada a manipulação e organização das séries temporais na planilha do Excel e posteriormente foi importado para o software R versão 3.4.1 (R DEVELOPMENT TEAM, 2011). Em seguida, verificou-se a consistência das séries históricas que apresentam baixa defasagem de dados no período (2001-2017), inferior a 12% (Tabela 3).

Tabela 3 - Informações das estações meteorológicas.

ID	Estação	Lat (°)	Lon (°)	Alt (m)	Percentual de Falhas¹ (%)
1	Arinos - MG - 83384	-15,90	-46,05	519,00	0,1
2	Barra - BA - 83179	-11,08	-43,16	401,58	2,5
3	Barreiras - BA - 83236	-12,15	-45,00	439,29	5,5
4	Bom Jesus da Lapa - BA - 83288	-13,26	-43,41	439,96	0,2
5	Caetité - BA - 83339	-14,06	42,48	882,47	0,1
6	Carinhanha - BA - 83408	-14,28	-43,76	450,18	4,6
7	Correntina - BA - 83286	-13,33	-44,61	549,47	11,0
8	Espinosa - MG - 83338	-14,91	-42,80	569,64	10,4
9	Formosa - GO - 83379	-15,53	-47,33	935,19	0,0
10	Formoso - MG - 83334	-14,93	-46,25	840,00	7,8
11	Irecê - BA - 83182	-11,30	-41,86	747,16	2,2
12	Januária - MG - 83386	-15,45	-44,36	473,71	0,9
13	João Pinheiro - MG - 83481	-17,70	-46,16	760,36	4,6
14	Juramento - MG - 83452	-16,78	-43,71	650,00	2,0
15	Lençóis - BA - 83242	-12,56	-41,38	438,74	0,1
16	Paracatu - MG - 83479	-17,23	-46,88	712,00	0,4
17	Pirapora - MG - 83483	-17,35	-44,91	505,24	4,5
18	Posse - GO - 83332	-14,10	-46,36	825,64	0,0
19	Remanso - BA - 82979	-9,63	-44,51	500,51	0,3
20	Santa Rita de Cassia - BA - 83076	-11,01	-44,51	450,30	1,9
21	Taguatinga - TO - 83235	-12,40	-46,41	603,59	0,1
22	Unaí - MG - 83428	-16,36	-46,55	460,00	0,0

¹ O percentual de falhas é referente ao período de 2001 a 2017.

Fonte: INMET (2019), adaptado pelo autor.

Para realizar o preenchimento das falhas foi utilizado o pacote do software R denominado *Multivariate Imputation by Chained Equations* (MICE), que consiste em diferentes procedimentos de imputação (HORTON; LIPSITZ, 2001). Para este estudo foi aplicado o método de imputação múltipla (*Predictive Mean Matching* – PMM) para os dados faltantes. Esse método é baseado na metodologia de Moura et al. (2014), que destacam que para realizar o preenchimento dos dados faltantes uma nova série de dados sintéticos é gerada. Além do mais, os autores ressaltam que a imputação pode ser aplicada desde que sejam respeitados os critérios de proporção dos dados faltantes (5% e 15%, para uma amostra e população, respectivamente). O método de imputação múltipla PMM é considerado de baixa incerteza,

uma vez que combina elementos de regressão, vizinho mais próximo e imputação *hot deck* (técnica paramétricas e não paramétricas). O método é definido pela Equação 3:

$$\gamma^{obs} = \{Y_i^{obs} = X_i' B^* : i \in obs(Y)\} \quad (3)$$

Em que X uma variável sem dados faltantes; Y^{obs} o conjunto de valores observados; $Y_i^i = X_i' B^*$; e γ^{obs} ; e a observação encontrada correspondente ao valor mais próximo de Y_j^* .

O método pode ser calibrado em termos de qualidade de imputação, conforme sua acurácia, concordância e dispersão. Para verificar a confiabilidade deste método do método PM), o Erro Quadrático Médio (EQM), o Erro Médio Absoluto (EMA) e a Correlação de Pearson (\mathbf{r}), sendo essa última (\mathbf{r}) considerada a mais adequada para verificar o desempenho do método de imputação múltipla (COSTA et al., 2012; MOURA et al., 2014).

Para verificar a acurácia da imputação e criação da nova série sintética foram selecionados períodos sem falhas para calcular os indicadores estatísticos. Para isso foi criado um algoritmo para simular falhas, em que foram gerados dois cenários, o primeiro com 5% de falhas, com o propósito de avaliar o método quando há poucas falhas, e o segundo com 15%, quando há maior número de falhas. Essas falhas compreendem 5% e 15%, visto que o método utilizado recomenda esses valores (Harrel Jr., 2014). As estações de teste selecionadas foram: Bom Jesus da Lapa; Carinhanha – BA; João Pinheiro – MG; Remanso – BA; e Unaí – MG.

A 1ª fase da verificação consistiu na identificação da intensidade do nível de correlação entre as variáveis. Para isso, foi aplicado o coeficiente r , este coeficiente mede o grau de ajustamento dos valores em torno de uma reta (CORREA, 2003), e é dado pela Equação 4.

$$r = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i)}{\sqrt{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2][n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}} \quad (4)$$

Em que, n é o número de observações, x_i é variável independente e y_i é a variável dependente. O coeficiente r varia de -1 a +1, logo, quanto mais próximo de 1 maior a correlação entre as variáveis, os valores positivos e negativos indicam se essa correlação é direta ou indireta, na devida ordem. De acordo com Correa (2003), estabeleceram-se critérios para verificar os níveis de correlação, independente da correlação ser direta ou não. Na Tabela 4 a seguir são apresentados os níveis de correlação baseados nesse coeficiente.

Tabela 4 - Grau de correlação entre as variáveis dependente e independente baseado em r .

Classe	Classe (%)	Nível de Correlação
$0,0 < r < 0,3$	$0 < r < 30$	A correlação é fraca, sem relação entre as variáveis
$0,3 \leq r < 0,6$	$30 \leq r < 60$	A correlação é fraca, porém, pode considerar relativa correlação entre as variáveis
$0,6 \leq r < 1,0$	$60 \leq r < 100$	A correlação é média para forte; a relação entre as variáveis é significativa, o que permite coerência com poucos conflitos na obtenção das conclusões.

Fonte: Correa (2003).

Apenas o coeficiente r não consegue expressar com maior precisão a consistência dos valores imputados. Nesta perspectiva, a aplicação de outros indicadores estatísticos é necessário.

Os métodos aplicados para avaliar a consistência dos dados foram o Coeficiente de Determinação (R^2), o EMA e o EQM. R^2 (Equação5) é a medida de ajuste entre os dados sintéticos (imputados via PMM) e os dados observados (estações meteorológicas). EMA mede o valor médio de erro entre as séries, observada e imputada, dada pela Equação6. O EQM representa o cálculo ponderado dos desvios médio, logo, quanto menor o valor de EQM (Equação7), melhor o ajuste entre o valor observado e imputado (CAMELO et al., 2017; CAMELO; LUCIO; LEAL JÚNIOR, 2017; GONZÁLEZ et al., 2019).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (imput_i - imput_{médio})(imput_i - obs_{médio})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (imput_i - imput_{médio})^2 \sum_{i=1}^n (obs_i - obs_{médio})^2}} \quad (5)$$

$$EMA = \sum_{i=1}^n |imput_i - obs_i| / n \quad (6)$$

$$EQM = \sum_{i=1}^n (imput_i - obs_i)^2 / n \quad (7)$$

Onde $imput$ é o valor da imputação múltipla e obs é o valor observado e n é número de amostras.

Além disso, aplicou-se nas séries o teste de Shapiro-Wilk para averiguar se as séries apresentam normalidade temporal (SILVA, 2018). Após definir qual o tipo de série está sendo analisada, realiza-se os testes estatísticos para comparar as amostras. Neste estudo, as séries, segundo o teste de Shapiro-Wilk, são não-normalizadas, pois têm p-valor inferiores a 0,05 ($2,2 * 10^{-16}$). Por conta disso, foi aplicado o teste não-paramétrico de Wilcoxon para amostras pareadas com nível de significância de 0,05 (p-value) (SILVA; SANCHES; IGARASHI, 2019). A hipótese alternativa H_a testada é: não há diferença significativa entre as médias da chuva observada e da série sintética. Logo, quando p-value for superior ao nível de significância

(0,05), então não há diferença significativa entre as médias, caso contrário ($p\text{-value} < 0,05$) a hipótese nula (H_0) é aceita.

3.2.1. Análise de Agrupamento

A Análise de Agrupamento (AA) tem por finalidade agrupar as variáveis de acordo com sua proximidade e padrões característicos, delimitando regiões homogêneas. Logo, consiste em transformar um conjunto de variáveis originais em um pequeno número de combinações lineares, os chamados componentes principais, de dimensões equivalentes (SANTOS; SOUSA, 2018).

Neste estudo foi adotado o método de AA hierárquico, o qual é representado pelo dendograma, que é um tipo especial de árvore onde os grupos são formados de baixo para cima até restar um único grupo. Como se pode observar na Figura 3, na parte inferior, na horizontal, do dendograma aparecem os elementos, segundo os grupos formados. Ao mesmo tempo que, na vertical, é exibido a altura onde se forma o agrupamento.

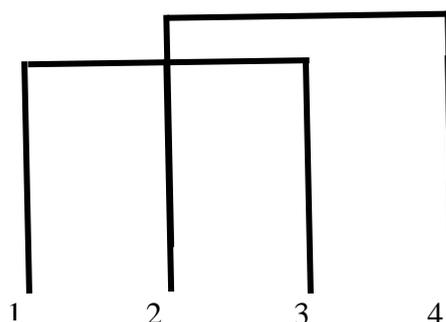


Figura 3 - Dendograma da análise agrupamento hierárquico.

Fonte: Autor (2019).

Cada dado representa um *cluster*, nesse caso são denominados de *bottom-up* ou aglomerativa. Tais *clusters* vão sendo agrupados, considerando medidas de similaridade previamente adotadas, até que todos os dados façam parte de um único agrupamento (RIBEIRO FILHO, 2016).

O procedimento de AA hierárquico foi empregado na série temporal mensal de precipitação para as 22 estações meteorológicas no software R versão 3.4.1 (R DEVELOPMENT TEAM, 2011). Desse modo, definiu-se os respectivos números de grupos e o dendograma, baseado no método de Ward (1963) via medida de dissimilaridade e distância euclidiana.

De acordo com Ribeiro Filho (2016), o cálculo da distância euclidiana (d_{xy}) entre dois elementos $X=[X_1, X_2, \dots, X_n]$ e $Y=[Y_1, Y_2, \dots, Y_n]$ no R^n , é definido pela Equação 8.

$$d_{xy} = \sqrt{(X_1 - Y_1)^2 + (X_2 - Y_2)^2 + \dots + (X_n - Y_n)^2} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2} \quad (8)$$

No método de Ward (1963), também conhecido como “Variação Mínima”, a distância entre os grupos é dada pela soma dos quadrados dos agrupamentos, maximizando a homogeneidade dentro dos grupos e a heterogeneidade fora deles (MINGOTI, 2017).

Para a validação do método e verificação da qualidade do agrupamento foi aplicado o Coeficiente de Correlação Cofonética (CCC), dado pela Equação 9.

$$CCC = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n (c_{ij} - cm)(d_{ij} - dm)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n (c_{ij} - cm)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n (d_{ij} - dm)^2}} \quad (9)$$

Onde c_{ij} é o valor de dissimilaridade entre as amostras, obtidos via matriz cofonética; d_{ij} é o valor de dissimilaridade entre amostras, obtidos a partir da matriz de dissimilaridade. O cm e o dm são obtidos através das Equações 10 e 11, respectivamente.

$$cm = \frac{2}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n c_{ij} \quad (10)$$

$$dm = \frac{2}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n d_{ij} \quad (11)$$

Conforme Carvalho (2018), o CCC equivale à correlação de Pearson entre a matriz de dissimilaridade original e a gerada após a construção do dendograma. Desse modo, quanto mais próximo da unidade maior será a homogeneidade do grupo e, conseqüentemente, melhor será a qualidade do agrupamento.

3.2.2. Liebmann et al. (2007)

O método de Liebmann et al. (2007) determina através de dados diários de chuva o IEC e o FEC. Para definir estes parâmetros se utiliza do “acumulado de anomalias” definido por cada estação meteorológica ou ponto de grade. Nesse método o IEC (FEC) é definido pelo mínimo (máximo) da curva (Figura 4), isto é, as inflexões apresentadas no gráfico do acumulado anomalias calculado pela Equação 12.

$$A(dia) = \sum_{n=1}^{dia} [R(n) - R_m] \quad (12)$$

Em que, $A(dia)$ é o acumulado de anomalias pluviométricas, $R(n)$ é a precipitação diária e R_m é a média anual climatológica diária de precipitação, ou seja, o somatório da anomalia de chuva do dia anterior e o dia vigente. Liebmann et al. (2007) comentam que o cálculo das anomalias pode ser iniciado em qualquer momento do ano, entretanto recomenda-se que o acumulado de anomalias seja iniciado 10 dias antes do mês mais seco. Este estudo optou por utilizar apenas os anos de 2001 e 2017, pois facilita a comparação com as imagens de satélite mensais do sensor MODIS. Além disso, iniciou-se o somatório das anomalias no primeiro de cada ano, encerrando no mesmo ano, no dia 365.

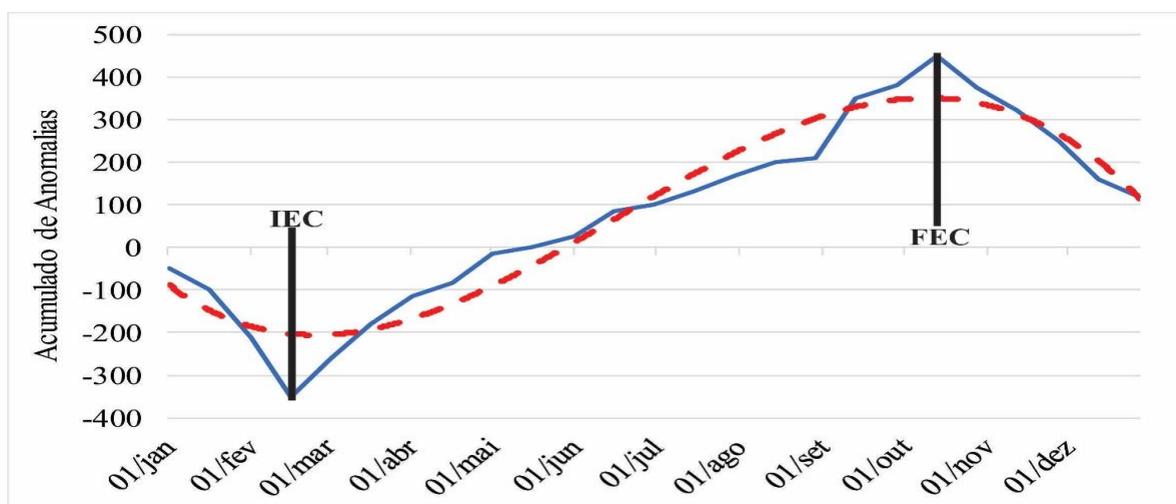


Figura 4 - Determinação do IEC e FEC no gráfico de acumulado de anomalias de precipitação (mm). (Linha contínua azul - dados observados; linha tracejada vermelha - suavização dos dados observados; dados ilustrativos).

Fonte: Autor (2019).

3.3. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS DO SENSOR MODIS

Os dados do MODIS foram adquiridos via *Unite State Geological Survey* (USGS) na plataforma *Earth Explorer* disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Os dados adquiridos se referem aos produtos MOD13A3, correspondente aos produtos do NDVI mensal com resolução espacial aproximado de 1000 m, o período das imagens é de janeiro a dezembro de 2001 e 2017. Esses anos foram selecionados, porque apresentam um período relativamente longo, 17 anos, e possibilita verificar mudanças substanciais na paisagem.

As imagens foram adquiridas em formato HDF e em seguida foram convertidas para o formato .TIF e reprojetaas para o Sistema de Projeção Geográfica e Datum WGS84 24S através do aplicativo *MODISTool* (MRT), disponibilizado gratuitamente pela NASA, no *site* <

https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool>. Ressalta-se que os produtos do sensor MODIS já passaram previamente por correções atmosférica, geométrica e radiométrica (SOARES et al., 2007).

3.3.1. *Vegetation Condition Index* (VCI)

Após a conversão do produto MOD13A3 do formato HDF para TIF, utilizou-se do software Qgis versão 2.18 (QGIS DEVELOPMENT TEAM, 2017) para realizar os procedimentos para o cômputo do VCI. Inicialmente, foi realizado o recorte através do *shapefile* da BMSF para as 24 imagens do NDVI/MODIS. Em seguida foi extraído os valores de máximo e mínimo de cada imagem para realizar o cálculo do VCI, de acordo com a Equação 13:

$$VCI = 100 * \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (13)$$

Em que, $NDVI_{min}$ e $NDVI_{max}$ são o menor e maior valor extraído das 24 imagens do NDVI/MODIS dos anos de 2001 e 2017. De acordo com Kogan (1990), o VCI representa a porcentagem de NDVI em relação a sua máxima amplitude em cada pixel, e Liu e Kogan (1996) destacam que esse índice consegue caracterizar bem o grau de secura de uma região. Em seguida foi elaborado os mapas temáticos do VCI para a BMSF e foram classificadas de acordo com a Tabela 5.

Tabela 5 - Limiares de secura do VCI.

VCI (%)	Limares de secura
0 – 20	Muito Alta
20 – 40	Alta
40 – 60	Média
60 – 80	Baixa
80 – 100	Muito Baixa

Fonte: Covele (2011), adaptado pelo autor.

3.4. RELAÇÃO CHUVA X VCI

Para avaliar a relação entre os dados de chuva e VCI, estes foram normalizados para que variem de 0 a 100, de acordo com a Equação 14:

$$Normalização = 100 * \frac{Var - Var_{min}}{Var_{max} - Var_{min}} \quad (14)$$

Onde Var é a variável a ser normalizada; Var_{min} e Var_{mas} indicam os valores mínimo e máximo da variável. Após a normalização o gráfico de dispersão será elaborado. Além disso, será realizado o Teste-F para verificar se as variações das normalizações dos dados são iguais.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados serão apresentados em formas de seções. A seção 4.1 consiste na validação do preenchimento de dados faltantes através do método de imputação múltipla PMM para as estações inseridas na BMSF. Já a seção 4.2 compreende a investigação pluviométrica da BMSF para os anos de 2001 e 2017. Ao mesmo tempo que a seção 4.3 integra a avaliação da chuva e do índice VCI para mensurar o grau de seca na área de estudo.

4.1. VALIDAÇÃO DO PREENCHIMENTO DE FALHAS PMM

Após a seleção dos períodos sem falhas das estações testes (Tabela 6), localizadas na BMSF, foram elaborados dois cenários com 5% e 15% de falhas para que seja possível comparar os dados reais e os dados imputados via PMM. Os resultados obtidos mostram que os valores do coeficiente r em todos os cenários foram superiores a 0,80, tanto com o percentil de falhas de 5% quanto para o de 15%; a correlação foi forte entre as séries observada e sintética via PMM (Tabela 6). Logo, o preenchimento de falhas de dados de chuva na região é satisfatório. No entanto, apenas essa correlação não garante a precisão do método.

Tabela 6 - Coeficiente de Correlação (r); Teste de Wilcoxon (p -value); Erro Médio Absoluto (EMA) e Erro Quadrático Médio (EQM) via método PMM para percentual de falha de 5% e 15%.

Estações	Bom Jesus da Lapa - BA	Carinhanha - BA	João Pinheiro - MG	Remanso – BA	Unaí - MG
<i>5% de falhas</i>					
r	0,84	0,93	0,95	0,94	0,97
p -value	0,677	0,879	0,867	0,967	0,750
EMA	0,40	0,28	0,33	0,24	0,25
EQM	4,48	3,12	3,32	2,94	2,41
<i>15% de falhas</i>					
r	0,85	0,93	0,83	0,85	0,82
p -value	0,538	0,471	0,824	0,027	0,743
EMA	0,56	0,50	0,99	0,55	1,05
EQM	7,47	9,00	11,49	8,6	9,55

Fonte: Autor (2019).

Assim, também, foi realizado um cruzamento dos dados observados e sintéticos (Figura 5 e 6). A partir desse cruzamento observa-se o alto grau de ajuste entre as séries, com R^2 superior a 0,7 (0,6) para o percentil de falhas de 5% (15%). Das estações testes o melhor ajuste para 5% (15%) de falhas foi observado na estação de Unaí – MG com R^2 de 0,9347 (Carinhanha – BA com R^2 de 0,8741) e pior ajuste para a estação de Bom Jesus da Lapa – BA. R^2 de 0,7073, (Unaí – MG, R^2 de 0,6735). Observa-se também que os ponto de cruzamento entre os dados

estão bem alinhados com a linha de tendência (Figuras 5 e 6), em vermelho, verificando que os dados estão bem ajustados.

Além disso, aplicou-se o teste de Wilcoxon para verificar com maior grau de confiabilidade a consistência da nova série sintética. No primeiro cenário, 5% de falhas, destacam-se as estações de Remanso (BA) e Carinhanha (BA), que tiveram os maiores valores de p-value, 0,967 e 0,879, respectivamente. Já no segundo cenário, 15% de falhas, ressalta-se que a estação de Remanso (BA) apresentou o menor p-value (0,027), o qual é inferior a 0,05, logo, foram observadas diferenças discrepantes entre as séries observada e sintética. A partir dos valores calculados desse teste, a diferença entre as médias das séries observadas e sintéticas não apresentaram diferenças significativas (Tabela 3), pois em 90% dos casos o coeficiente p-value foi superior ao nível de significância de 0,05.

Ademais, o EMA e o EQM foram baixos para as estações de testes tanto para o percentil de falha 5% (EMA < 0,5 mm e EQM < 5,0 mm) quanto para 15% (EMA < 1,5 mm e EQM < 12,0 mm). Nota-se também, que com o aumento no percentual de falhas o método PMM perdeu sua precisão, pois os valores de EMA e EQM são menores para o percentil de falhas de 5%, padrão esse também observado no teste de Wilcoxon. Nessa perspectiva, o preenchimento de falhas por tal método pode ser empregado sem prejuízos na análise da série. Entretanto, deve-se verificar o percentil de falhas, visto que quanto maior for esse valor, menor será a precisão do método.

Resultados similares, quanto a validação do método de imputação PMM para preenchimento de falhas, é descrito por vários autores com diferentes variáveis nas mais diferentes áreas de atuação. Por exemplo, Moura et al. (2014), verificaram que este método de imputação é um ótimo preditor para preencher falhas de dados de altura geopotencial em 500 hPa, visto que o coeficiente r foi superior a 0,99. Lopo (2014), realizou o preenchimento de falhas de 9% da população de dados de UV (radiação ultravioleta) utilizou esse método e, assim como neste estudo, o autor não rejeitou a hipótese nula ($p > 5\%$) de que variância é homogênea entre os grupos de dados imputados e não imputados. Costa et al. (2012) encontraram uma ótima relação entre as séries observadas e sintéticas (PMM) para dados de chuva para o estado da Paraíba, onde notaram maior (menor) coeficiente r para a serie mensal (diária). Nesse sentido, o método de imputação PMM para o preenchimento de falhas de dados faltantes se consolida como uma ótima ferramenta para o preenchimento de dados defasados, como verificado neste estudo e apontado por outros autores.

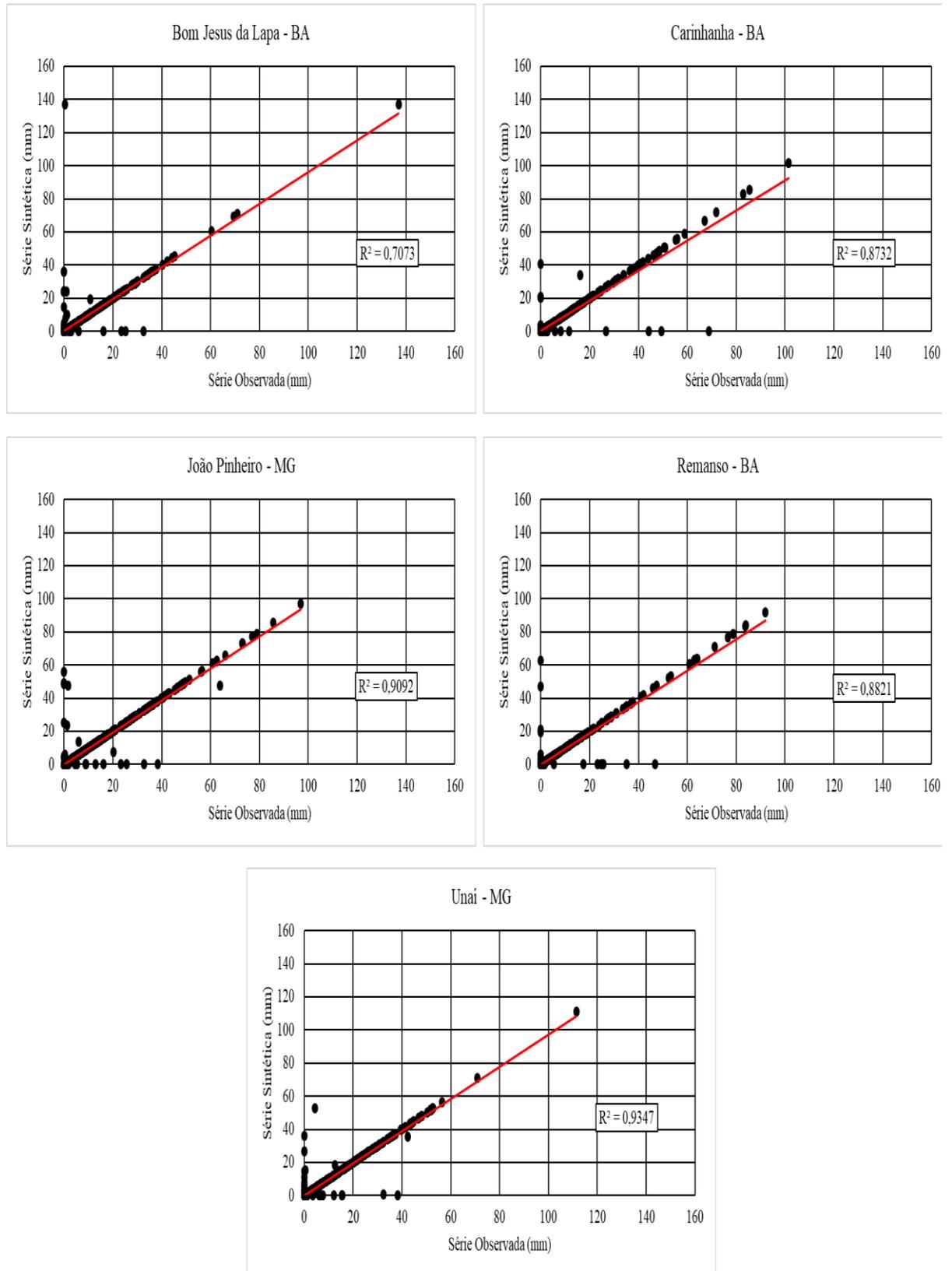


Figura 5 - Diagrama de dispersão dos dados observados (mm) e imputados (mm) via PMM (5% de falhas) para as estações teste, para a BMSF.

Fonte: Autor (2019).

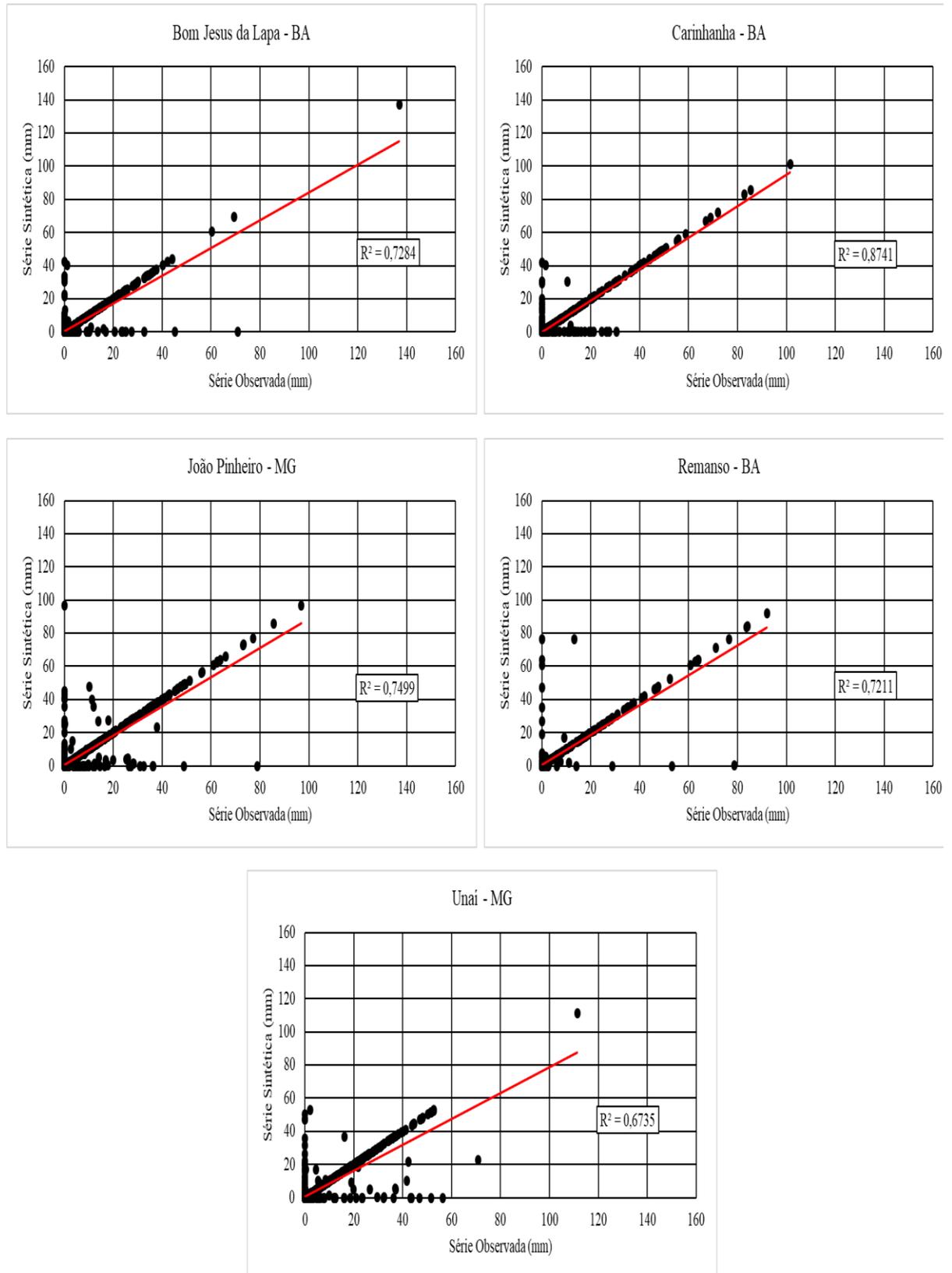


Figura 6 - Diagrama de dispersão dos dados observados (mm) e imputados (mm) via PMM (15% de falhas) para as estações teste, para a BMSF.

Fonte: Autor (2019).

4.2. CHUVA DA BMSF

4.2.1. Análise de Grupos Homogêneos

Foram identificados três grupos pluviométricos homogêneos (G1, G2 e G3) na BMSF via AA baseado no método de Ward. A identificação segue conforme a Figura 7, já a consistência do agrupamento foi baseada no grau de ajuste do CCC, que foi de 0,729. De acordo com Rohlf (1970) e Carvalho (2018), os valores de CCC superior a 0,7 consiste que os dados foram agrupados adequadamente, ou seja, os três grupos da BMSF são consistentes, com distância euclidiana inferior a 400. O grupo G1 é formado por seis estações (menor grupo), enquanto os grupos G2 e G3 foram formadas por 8 estações cada (maiores grupos). na Tabela 7 é apresentado as estações que compõem cada grupo.

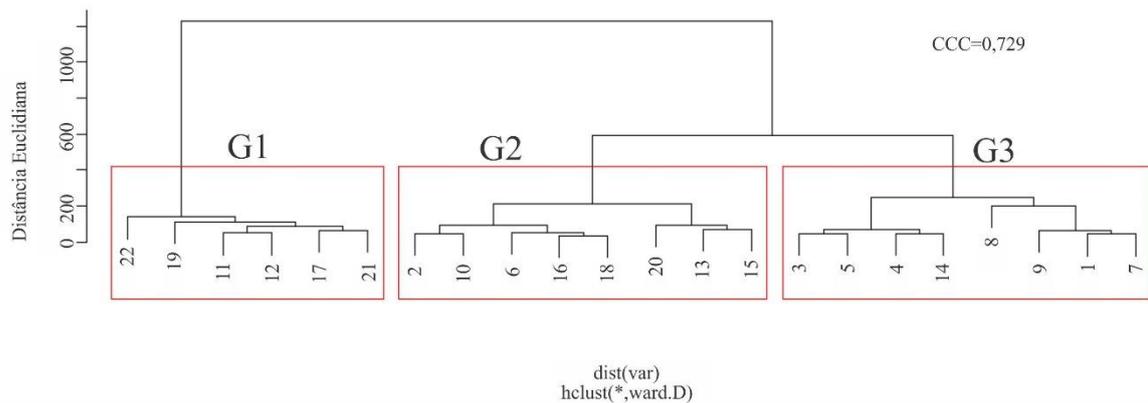


Figura 7 - Dendrograma da chuva das 22 estações da BMSF.

Fonte: Autor (2019).

Tabela 7 - Estações que compõem os três grupos homogêneos de chuva da BMSF.

G1	G2	G3
Taguatinga – TO	Arinos – MG	Remanso – BA
Formosa - GO	Barreiras – BA	Barra – BA
João Pinheiro – MG	Correntina – BA	Bom Jesus da Lapa – BA
Paracatu – MG	Formoso – MG	Caetitê – BA
Posse – GO	Januária – MG	Carinhanha – MG
Unaí – MG	Juramento – MG	Espinosa – MG
	Pirapora – MG	Irecê – BA
	Santa Rita de Cassia – BA	Lençóis – BA

Fonte: Autor (2019).

A distribuição espacial dos grupos da BMSF mostrou que os grupos foram formados por estações próximas, o grupo que apresentou maior (menor) dispersão espacial foi o grupo G1 (G3) (Figura 8). O grupo G3 é o mais seco, com Total Pluviométrico (TP) entre 609 a 1068,7 mm ($\pm 144,9$), todas as estações estão situadas no Semiárido Brasileiro, sendo caracterizado como o grupo mais seco, além do mais contribuiu com 26% do TP da BMSF.

O grupo G1, o TP variou entre 923,9 a 1225,7 mm ($\pm 117,7$), colaborando com 36% da chuva da bacia. Já o grupo G2, o TP oscilou entre 1360,7 a 1611,5 mm ($\pm 87,3$ mm), contribuiu com 38% (8736,5mm) do TP da região. Este grupo se estende desde a parte sudeste, central, e noroeste da BMSF, apesar de estar mais próxima do Semiárido Brasileiro, apresenta totais pluviométricos superiores ao grupo G1. Tal fato pode ter relação com a localização das estações de G2, que se encontra em uma região de vale, essa característica associada aos padrões de vento e umidade local podem causar chuva orográfica. Reboita et al. (2014), relatam que regiões de vale circundada por áreas elevadas topograficamente, em regra, um escoamento que se conduz do vale para a montanha durante o dia, esse escoamento do vento é conhecido como ventos anabáticos e, quando com umidade suficiente, podem causar chuva.

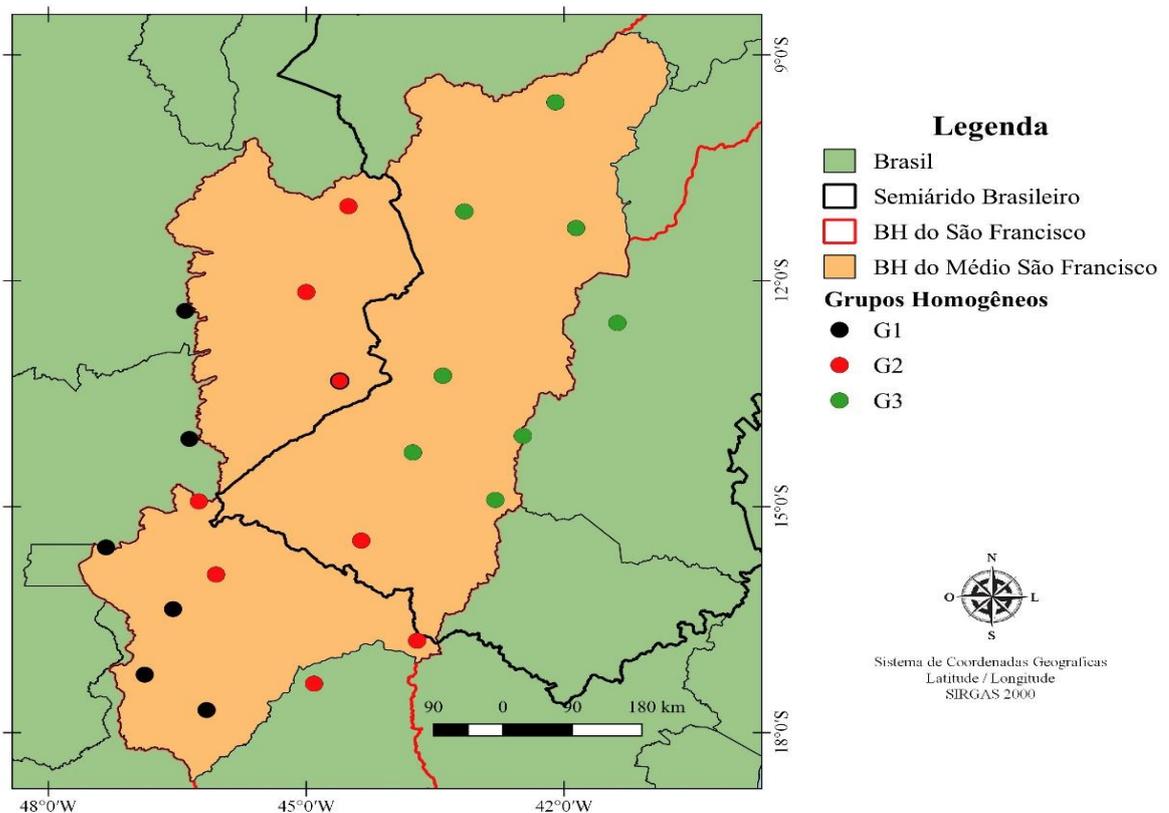


Figura 8 - Distribuição espacial dos grupos homogêneos na BMSF.

Fonte: Autor (2019).

4.2.2. Análise Exploratória da Chuva da BMSF

Com base no boxplot foi avaliado a sazonalidade da chuva para cada um dos grupos homogêneos (Figura 9). Em geral, os grupos homogêneos registraram os maiores TP entre os meses de outubro a abril (chuvoso), e os menores entre os meses de maio a setembro (seco). Os maiores TP registrados no período chuvoso se devem aos sistemas meteorológicos, os quais são: VCANs, ZCIT, LI, CCMs, ZCAS, dentre outros fenômenos atmosféricos (MOLION; BERNARDO, 2002; SILVA; BRITO, 2008; COUTINHO, 2008; REBOITA et al., 2010; COUTINHO, GAN; RAO, 2010; LYRA, 2018). Já no período seco, a atuação reduzida ou inexistente dos fenômenos citados, além da atuação mais intensa da ASAS que reduziu os totais pluviométricos da região (DEGOLA, 2013). A atuação do fenômeno El Niño não foi marcante para a redução da precipitação na região, pois os valores do *Oceanic Niño Index* (ONI) foram basicamente neutros de acordo com o *Climate Prediction Center* (NOAA, 2019).

Outro fator marcante na análise do boxplot é o fato que em todos os grupos homogêneos há a ocorrência de *outliers* positivos, apenas em G3 ocorreu um *outlier* negativo no mês de dezembro (Figura 9). Além disso, vale a pena destacar que apenas os meses de fevereiro, junho e agosto apresentaram *outliers* nos três grupos homogêneos. No geral, na BMSF ocorreu 15 *outliers* no período chuvoso, ao mesmo tempo que nos meses de seca aconteceram 15 *outliers*.

Em janeiro ocorreu *outlier* apenas no grupo G2 em 2016, a qual foi superior em 202% da média climatológico do período (166,2 mm) do INMET, a ocorrência desse evento causou sérios alagamentos na região. Os casos de alagamentos foram noticiados pela REDEBAHIA do G1 com a seguinte manchete: “Forte chuva causa alagamentos e prejuízos em cidades da Bahia”, na reportagem relatam que “Em Barreiras, na região oeste, já choveu quatro vezes mais que o previsto para todo o mês de janeiro” (G1 BA, 2016). Tais fatos apontam os prejuízos causados para a região devido a intensidade da chuva, registrada em 502 mm. Os demais *outliers* observados no período chuvoso não causaram grandes desastres econômicos e sociais, ou pelo menos não foram noticiados pelas mídias eletrônicas.

Os *outliers* registrados no período seco se deve a média baixa de precipitação da região, que fica em torno de 0 a 10 mm no período. Devido a essas características os *outliers* observados não ultrapassam os 25 mm mensais, não causando prejuízos a população local.

Apenas foi identificado um *outlier* com valores negativos de chuva, registrado em 2012. Esse ano foi considerado um ano muito seco, principalmente no Estado da Bahia que decretaram situação de emergência em mais de 220 municípios naquele ano (ARAÚJO, 2012).

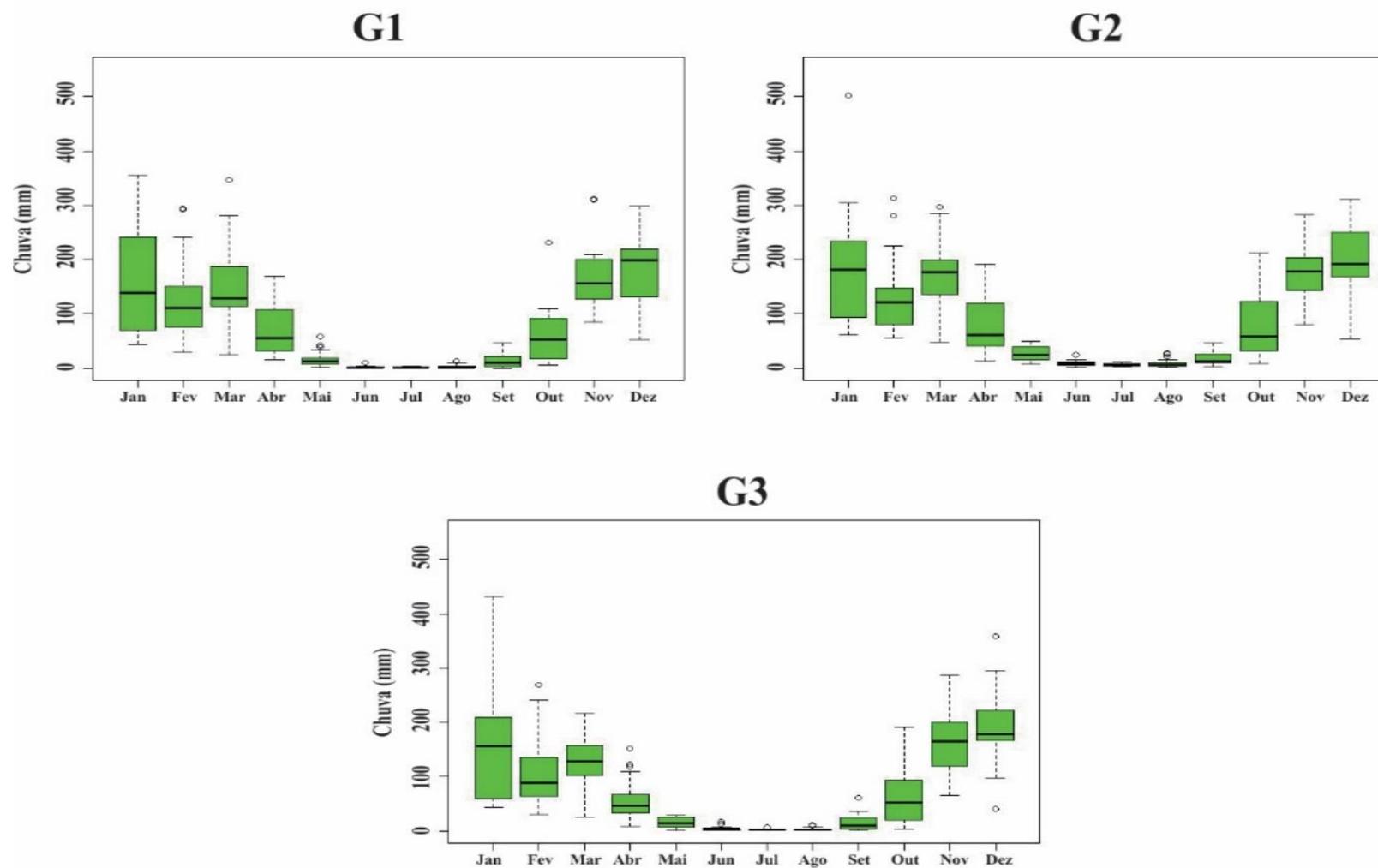


Figura 9 - Boxplot mensal da pluviometria dos grupos homogêneos de chuva G1 (a), G2 (b) e G3 (c) para a BMSF.

Fonte: Autor (2019).

No que tange à variabilidade pluviométrica, observa-se na Figura 9 que os meses chuvosos apresentaram maior dispersão, sobretudo o mês janeiro, durante o tempo que os meses com menores TP a dispersão foi mínima. Isso ocorre por conta dos TP reduzidos na estação seca, que não chegam a 50 mm, enquanto que no outro período chuvoso a chuva facilmente excede os 100 mm mensalmente.

O grupo G2 apresentou a maior dispersão de dados pluviométricos, com amplitude interquartílica da amostra superior a 145 mm, seguido de G1 (130,0 mm) e G3 (128,0 mm). A média pluviométrica desses três grupos fora de 81,1 mm, 91,0 mm e 75,7 mm, na devida ordem (Tabela 8). Além disso, no geral, G2 foi o grupo que mais contribuiu para os totais pluviométricos da BMSF (36,7%), seguido de G1 (32,7%) e G3 (30,6%).

Tabela 8 - Estatística descritiva (mínimo, 1º quartil, mediana, média, 3º quartil e máximo) dos três grupos homogêneos (G1, G2 e G3) obtidos pela técnica de AA.

Parâmetros	G1	G2	G3
Mínimo	0,0	1,3	0,1
1º Quartil	3,7	10,1	4,2
Mediana	42,8	54,7	40,5
Média	81,1	91,0	75,7
3º Quartil	134,7	158,2	132,7
Máxima	355,5	502,0	431,9

Fonte: Autor (2019).

4.2.3. Identificação do Início e Fim do período Chuvoso

Para os grupos G1, G2 e G3 (Figura 10) o IEC (FEC) correspondem as datas 04/10 (16/03), 06/10 (20/03) e 05/10 (15/03), respectivamente. Onde os meses de março e início de outubro correspondem ao fim e início da estação chuvosa na BMSF em 2001. Para o ano de 2017, o IEC (FEC) ocorreu em 27/10 (02/04), 27/10 (04/04), 29/10 (05/04). Neste ano, o fim e o início da estação chuvoso ocorreu nos meses de abril e final de outubro.

Os resultados obtidos mostraram que o período chuvoso ocorre durante os meses de outubro a março/abril, que correspondem às estações da primavera, verão e início do outono. Melo et al. (2009) encontraram resultados semelhantes, identificando a estação chuvosa entre as estações do verão (21/12 a 20/03) e início do outono (20/03 a 21/06). Além disso, nesse período a presença dos alísios aumentou o transporte de umidade e, conseqüentemente, favorece a chuva na região. O outro fator importante nesse período é a influência da ZCIT (MOLION; BERNARDO, 2002; MELO et al., 2009; REBOITA et al., 2010) que impacta no aumento dos TP.

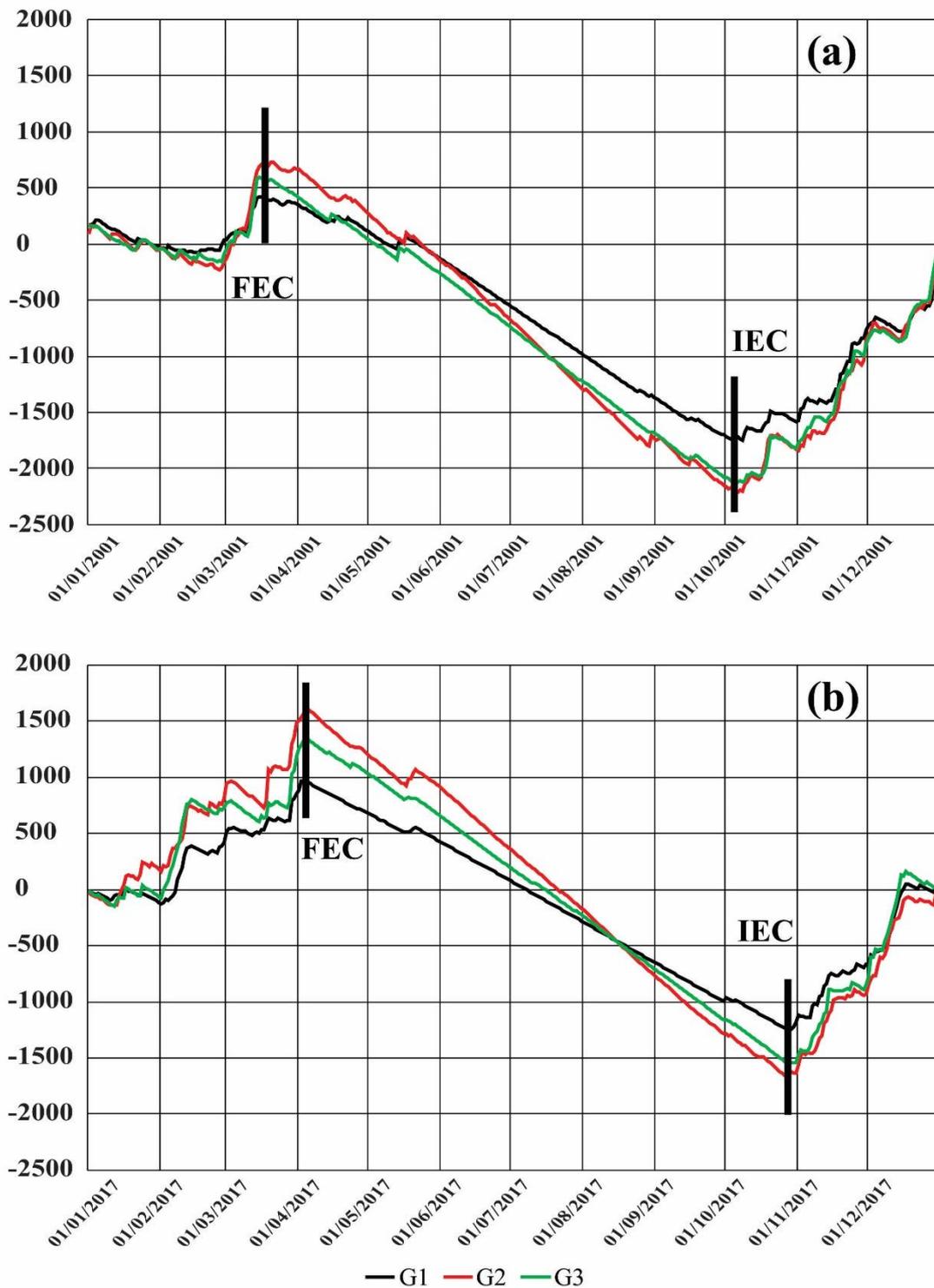


Figura 10 - Acumulado de Anomalias de chuva (mm) para a BMSF dos grupos G1, G2 e G3, para os anos de 2001 (a) e 2017 (b).

Fonte: Autor (2019).

Para o ano de 2001, em média, o IEC é no dia 278 ($\pm 1,00$) e o FEC para o dia 76 ($\pm 2,65$), que condiz aos meses de setembro e março. Já no ano de 2017 deu-se o IEC no dia 301 ($\pm 1,53$) e FEC em 94 ($\pm 1,15$), os quais correspondem aos meses de outubro e abril. Resultados similares para a determinação do IEC foram encontrados por Alves et al. (2005), que determinaram que o início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil acontecia por volta dos dias 08-12 de outubro. Esses autores relacionaram a antecipação (atraso) do IEC a anomalias positivas (negativa) de TSM do Atlântico. Bombardi e Carvalho (2008), encontraram o IEC entre as pântadas 56 a 60 na região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, que correspondem de setembro a outubro. Ao mesmo tempo que, Santos e Garcia (2016), avaliaram o início e fim da estação chuvosa no Estado de Minas Gerais e verificaram que o IEC para o período de 2001-2002 ocorreu na pântada 55, que corresponde ao mês de setembro. Ademais o FEC ocorreu na pântada 13, que corresponde ao mês de março.

Na região central da BMSF, que corresponde sobretudo ao grupo G2 (Figura 10), observa-se os maiores totais de anomalias de precipitação. Esse padrão já era esperado, já que a região é uma área de incursão de frentes, que geralmente fica estacionária sobre essas latitudes (FERREIRA; MELLO, 2005). Outros fenômenos sinóticos importantes que causam chuva forte na região são: VCAN, ZCAS e atuação de CCMs, além da atuação de convergência devido ao efeito topográfico (RAO et al., 1993; SILVA; BRITO, 2008; COUTINHO, 2008; COUTINHO, GAN; LYRA, 2018), já que a área central da BMSF encontra-se numa região de vale, contribuindo para o aumento da chuva local.

4.3. AVALIAÇÃO DA CHUVA E VCI PARA A BMSF

4.3.1. Análise da Chuva para os Anos de 2001 e 2017

Na Figura 11 são apresentados os gráficos pluviométricos dos grupos homogêneos (G1, G2 e G3) bem como a média para toda a BMSF para os anos de 2001 e 2017. O padrão da chuva nesta região foi semestral com duas estações bem definidas, uma seca e outra chuvosa. Os totais pluviométricos da estação chuvosa não excedem os 230 mm ($\pm 80,64$) mensalmente (G2). Entretanto, chuvas isoladas com grande intensidade podem ocorrer e gerar alagamentos e prejuízos para a comunidade, pois a chuva nesta área é distribuição irregularmente, tanto espacialmente quanto em intensidade (MMA, 2006), como o caso apresentado anteriormente na análise dos *outliers*, em 2016.

Dois períodos distintos foram observados na BMSF, entretanto optou-se por organizar a contribuição pluviométrica por trimestres, a saber: janeiro-março, abril-junho, julho-setembro e outubro-dezembro. O último trimestre é o que mais contribui com a pluviosidade total anual na BMSF tanto para o ano de 2001 (55,9%) quanto o ano de 2017 (45,94%). O trimestre mais seco é o terceiro, que compreende os meses de julho a setembro, com 4,5% (1,44%) no ano de 2001 (2017). De acordo com a climatologia do CPTEC/INPE (1981-2010) a contribuição para os quatro trimestres foi respectivamente de 45,3%, 8,5%, 2,2% e 44,0%. Nesta perspectiva, os anos de 2001 e 2017 não apresentam comportamento pluviométrico semelhante a climatologia da região. Porém, vale a pena destacar que, dentre os grupos homogêneos identificados na BMSF, o grupo G2, no ano de 2017, apresentou comportamento semelhante à média climática.

No primeiro semestre a pluviosidade no ano de 2017 foi superior ao ano de 2001, na ordem de 64,1 mm que corresponde a um aumento em torno de 8,2% (Figura 11). Ressalta-se que este comportamento, maior do TP de 2017 em relação a 2001, foi observado nos grupos G1, G2 e G3, com exceção do grupo G1 no segundo trimestre, que teve maior total de chuva em 2001, em torno de +14,6 mm.

Silva e Brito (2008), relatam que a irregularidade e carência de chuva no ano de 2001 ocorreu devido à ausência do fenômeno ZCAS nesta região. Já no ano de 2017, de acordo com o CPTEC/INPE – Boletim Técnico de 2017, os meses de janeiro e fevereiro, nos limites da BMSF e áreas adjacentes, a frequência e atuação do VCAN foi alta (67,74% e 57,14% do mês teve atuação do fenômeno), o que explica os totais pluviométricos maiores em 2017.

No mês de março de 2017 esse fenômeno (VCAN) também foi observado, entretanto apenas no início do mês. No final de março ocorreu a atuação da ZCOU, que contribuiu para precipitação pluviométrica (Figura 11), principalmente sobre G2, que corresponde a região mais central da bacia (Figura 8). Já no mês de abril, a ZCOU atuou mais ao norte, por conta disso G3 apresentou aumento nos TP, superando G1 e G2. Após esses eventos ao longo desse mês não foi observado fenômenos que causem chuva local (CPTEC/INPE – BOLETIM TÉCNICO DE 2017).

As atuações do VCAN no ano de 2017, bem como os maiores TP registrados corroboram com pesquisas anteriores realizadas nos entornos da BMSF. Gan e Kousky (1982) destacam a atuação em maior frequência do VCAN nos meses de janeiro e fevereiro sobre a BA, o que explica o aumento da chuva em 2017 com relação a 2001. Molion e Barnardo (2002) e Reboita et al. (2010), destacam que no verão e início do outono a posição da ZCIT mais ao

sul favorece o transporte de umidade para dentro do continente, contribuindo para a instabilidade no NEB, o que explica os meses de fevereiro, março e abril mais chuvosos em G3.

Em maio de 2017 na BMSF a precipitação não excedeu os 50 mm (Figura 11), com os maiores totais pluviométricos concentrados em G2, este fato está associado a atuação de um cavado que contribuiu para a instabilidade na região central-leste de MG que ocorreu na primeira e última semana desse mês (CPTEC/INPE – BOLETIM TÉCNICO DE 2017). Esse comportamento também foi observado no ano de 2001 (Figura 11), entretanto com TP inferior e mais homogêneo, mas não se pode afirmar que fenômeno semelhante atuou na região.

De acordo com o CPTEC/INPE – Boletim Técnico de 2017, entre os meses de maio a setembro (Figura 11) os baixos totais pluviométricos são explicados pela atuação da ASAS, que impediu a incursão de frentes para latitudes menores, o que acarretou no déficit pluviométrico. Este comportamento também foi observado no ano de 2001 e confirmado pela climatologia da BMSF (1981-2010). Além do mais a atuação de VCAN, ZCAS e ZCOU sobre a BMSF e adjacências não foi observado em 2017 (CPTEC/INPE – BOLETIM TÉCNICO DE 2017). Consoante Degola (2013), a variação interanual da ASAS é mensal e ela se apresenta com maior intensidade nos meses de julho a agosto. Reis (2018), conta que nos meses de junho a agosto a atuação do VCAN é menor que em outros meses. Enquanto, Nobre (1988), diz que a ZCAS praticamente não aparece no inverno austral (junho a agosto).

Nota-se a partir da Figura 11, também, que os meses de novembro e dezembro são os mais chuvosos, ao mesmo tempo que os meses de junho e julho são os mais secos. Este comportamento está de acordo com o Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco (MMA, 2006), pois na região do Médio São Francisco os meses mais chuvosos são de novembro a janeiro e os mais secos de junho a agosto.

É notório a partir da análise da Figura 11, que o grupo G2 é o que apresenta os maiores totais pluviométrico, o que implica que a chuva na BMSF ocorre sobretudo na parte sudeste, central e noroeste da bacia e TP inferiores ocorrem tanto na foz (G3) quanto na cabeceira do Médio São Francisco (G1). A cabeceira da BMSF apresenta totais pluviométricos superiores a foz, pois o grupo G1 apresentou média de chuva de 793,2 mm, enquanto que o grupo G3 é de 718,9 mm. Pereira et al. (2007), encontraram comportamento semelhante quanto ao regime de precipitação pluviométrica ao longo da Bacia do Rio São Francisco para a climatologia de 1950-

1976 e 1979-1999. Os autores verificaram maiores totais de chuva na cabeceira e menores na foz.

Os padrões de chuva mensal para os anos analisados apresentaram padrões de acordo com a climatologia do CPTEC/INPE (1981-2010) e os padrões de variação ao longo da bacia observado por Pereira et al. (2007) para a BHSF. Ademais, esses padrões foram similares também a demarcação do IEC e FEC calculados através das anomalias pluviométricas (LIEBMANN, et al., 2007).

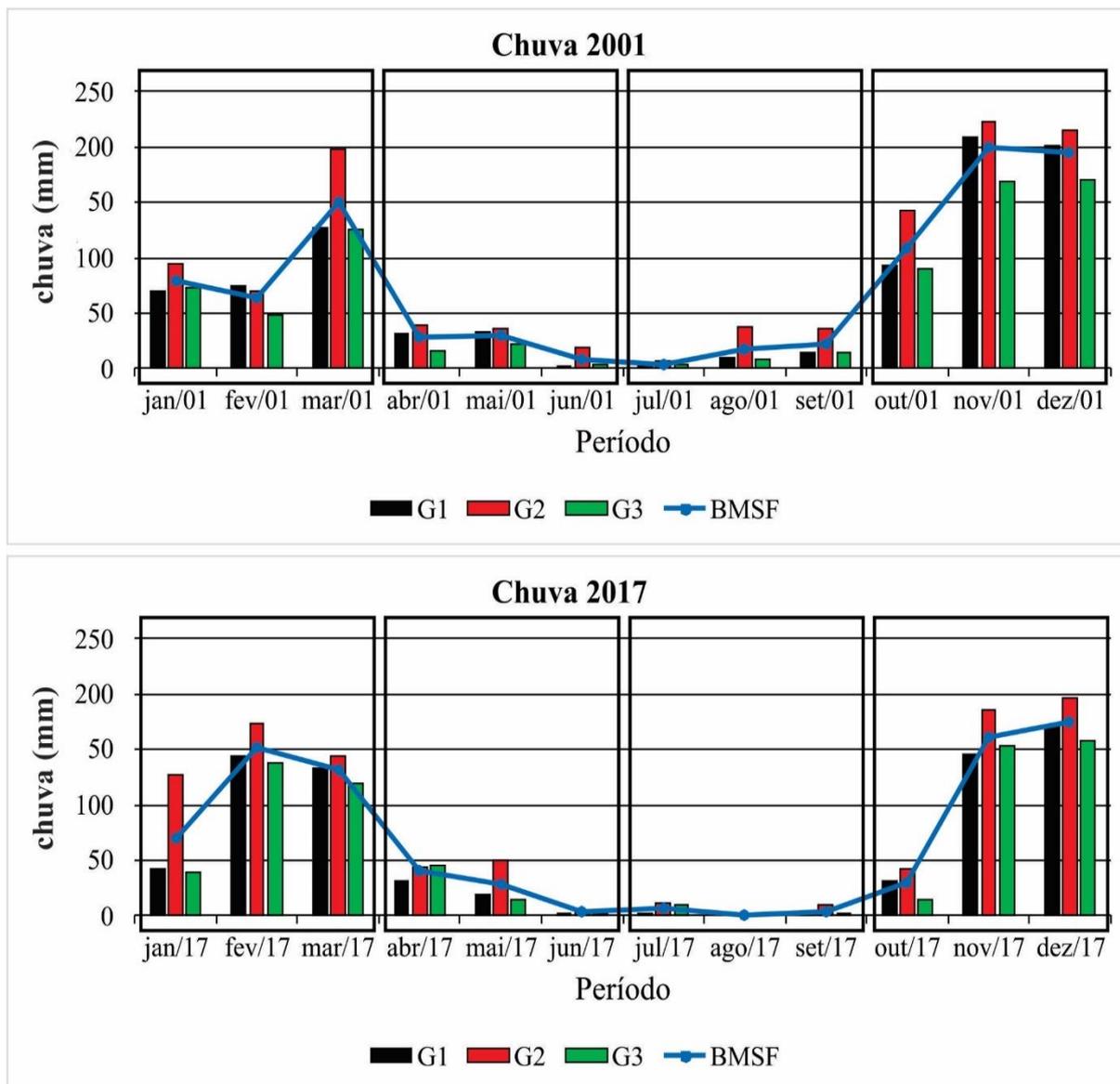


Figura 11 - Regime pluviométrico médio (mm) para os grupos homogêneos (G1, G2 e G3) e da BMSF para os anos de 2001 e 2017.

Fonte: Autor (2019).

4.3.2. Investigação do Grau de Secura nos Anos de 2001 e 2017

As Figuras 12 a 15 apresentam os mapas temáticos de VCI para os anos de 2001 e 2017. Os mapas foram classificados em 5 classes de grau de secura na BMSF. O padrão do VCI foi similar a chuva, esse padrão foi evidente no período de estiagem em meados de junho, onde as classes de secura Muito Alta e Alta apresentam maior área de cobertura. Ressalta-se que apesar desse padrão, no primeiro trimestre de 2001 os totais pluviométricos foram menores que em 2017. Porém os limiares de secura do VCI foram maiores neste ano, particularmente nas áreas ao norte e nordeste da BMSF.

Essas áreas apresentam um padrão comum independente do período, seco ou chuvoso, pois sempre há a persistência de áreas classificadas, segundo o VCI, com secura Alta a Muito Alta. Esse quadro pode estar relacionado a um sistema de vale-montanha (REBOITA et al., 2014) que há na BMSF, pois no período de chuva as áreas mais ao sul, nascente do rio (altitudes maiores), da bacia apresentam limiares de secura menor (Média, Baixa ou Muito Baixa) à medida que em direção ao norte/nordeste, foz da bacia (altitudes menores), essas limiares são altas (Alta ou Muito Alta).

Desse modo, os ventos adentram a BMSF pela foz e ao longo do caminho capta a umidade do rio ao encontrar as barreiras topográficas essa umidade se acumula nas encostas e precipitação na região mais central. Esse comportamento é similar ao padrão de chuva observado, visto que o grupo G2 apresenta os maiores TP da BMSF, ao mesmo tempo que o grupo G3 é o mais seco e se encontra na foz da bacia, onde o vento passa com pouca ou nenhuma umidade. Vale ressaltar que, conforme Empresa de Pesquisas Energéticas (2013), o vento no oeste da Bahia, que abrange o grupo G3, apresenta pouca variação. Nessa região a direção média do vento é de $75^\circ (\pm 7,5^\circ)$, lés-nordeste, e mais ao sul, área do grupo G2, o vento é de $105^\circ (\pm 7,5^\circ)$, lés-sudeste.

O mês de janeiro se destacou pelo aumento significativo na área de cobertura da classe Muito Alta, em $11.643,2 \text{ km}^2$, sendo quatro vezes maior que a área de cobertura em 2001 ($2.730,9 \text{ km}^2$). Em relação a janeiro, ocorreu uma redução de 90.000 km^2 nas classes Baixa e Muito Baixa entre os anos analisados. A classe que exibiu maior crescimento por unidade de área foi a classe Média com 49,9% da área maior em 2017 ($168.351,0 \text{ km}^2$) quando comparada a 2001 ($112.307,2 \text{ km}^2$).

Os meses de julho a outubro (Figuras 13 e 15) apresentam maiores níveis de secura, pois proporcionam maior área de cobertura das classes Muito Alta e Alta, destaque para o mês de

setembro (agosto) de 2001 (2017), que apresentou área de cobertura da primeira classe na ordem de 120.091,06 km² (140.030,31 km²). Esse período corresponde aos meses mais seco quanto aos TP, predomina valores inferiores a 37 mm.

Já o período onde a precipitação é alta, acima de 112 mm, os meses com menor grau de secura foram janeiro a março (Figuras 12 e 14) e dezembro (Figuras 13 e 15) de 2001 e fevereiro e março (Figuras 12 e 14) e dezembro (Figuras 13 e 15) de 2017. Logo, o comportamento do VCI está de acordo com a precipitação e apresenta uma defasagem de mais ou menos um mês em relação ao início e fim do período chuvoso na região.

Outro fator marcante ao comparar esses dois anos, 2001 e 2017 (Figuras 12 e 15), é que a classe Muito Alta apresentou crescimento em todos os meses, ao mesmo tempo que a classe Baixa apresentou redução, exceto fevereiro que apresentou um aumento na área de cobertura de 0,61% em relação a área inicial. Para mais, o lado leste e norte da BMSF se apresentam como as regiões mais secas da bacia. No lado leste da BMSF, onde se encontra os pontos mais altos (Figura 1), o norte e nordeste da BMSF está inserido no polígono das secas do NEB (MMA, 2006).

Nota-se que o segundo semestre de 2017 apresenta área de cobertura da classe Muito Alta superior ao ano de 2001, sobretudo, o mês de outubro que apresentou um crescimento de 36,63% (139.730,00 km²) em relação a área total da bacia. Isso ocorreu devido aos baixos TP registrados nos meses anteriores. No ano de 2001, esses totais foram maiores (Figura 11). Nesta perspectiva, fica evidente a influência da chuva no grau de secura da BMSF.

No ano de 2001 (Figuras 12 e 13) a maior área de cobertura correspondeu a classe Média com 133.433,4 km², seguido das classes: Alta (126.699,1 km²), Baixa (90.964,2 km²), Muito Alta (38.941,7 km²) e, por fim, Muito Baixa (12.312,6 km²). Ao mesmo tempo que no ano de 2017 (Figuras 14 e 15) a maior área de cobertura confere a classe Alta com 127.296,3 km², seguido das classes: Média (114.474,7 km²), Baixa (75.571,2 km²), Muito Alta (73.983,2 km²) e Muito Baixa (11.205,6 km²).

Por meio dos valores médios de área de cobertura das classes fica claro que a secura no ano de 2017 foi mais intensa que em 2001, pois a cobertura da classe Alta foi muito maior, enquanto que no primeiro ano a classe maior área de cobertura foi a Média. Além do mais, as classes Muito Alta e Alta tiveram um crescimento de 35.638,7 km², que corresponde a 8,85% da área total da BMSF. Enquanto que as outras três classes tiveram uma redução da área de cobertura de 35.458,7 km² (8,81%).

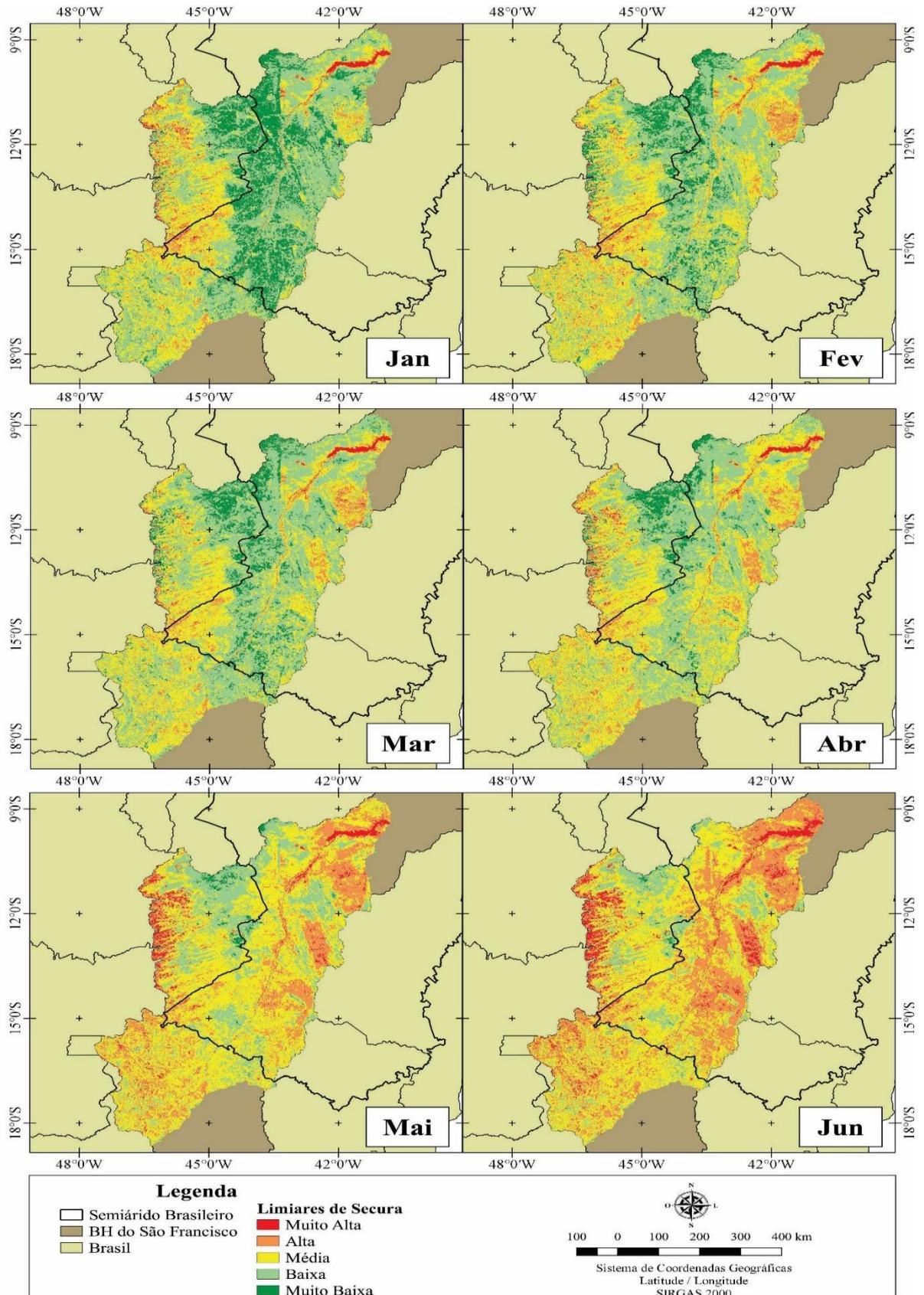


Figura 12 - Mapas temáticos do VCI e limiars de secura para a BMSF para o primeiro semestre de 2001.

Fonte: Autor (2019).

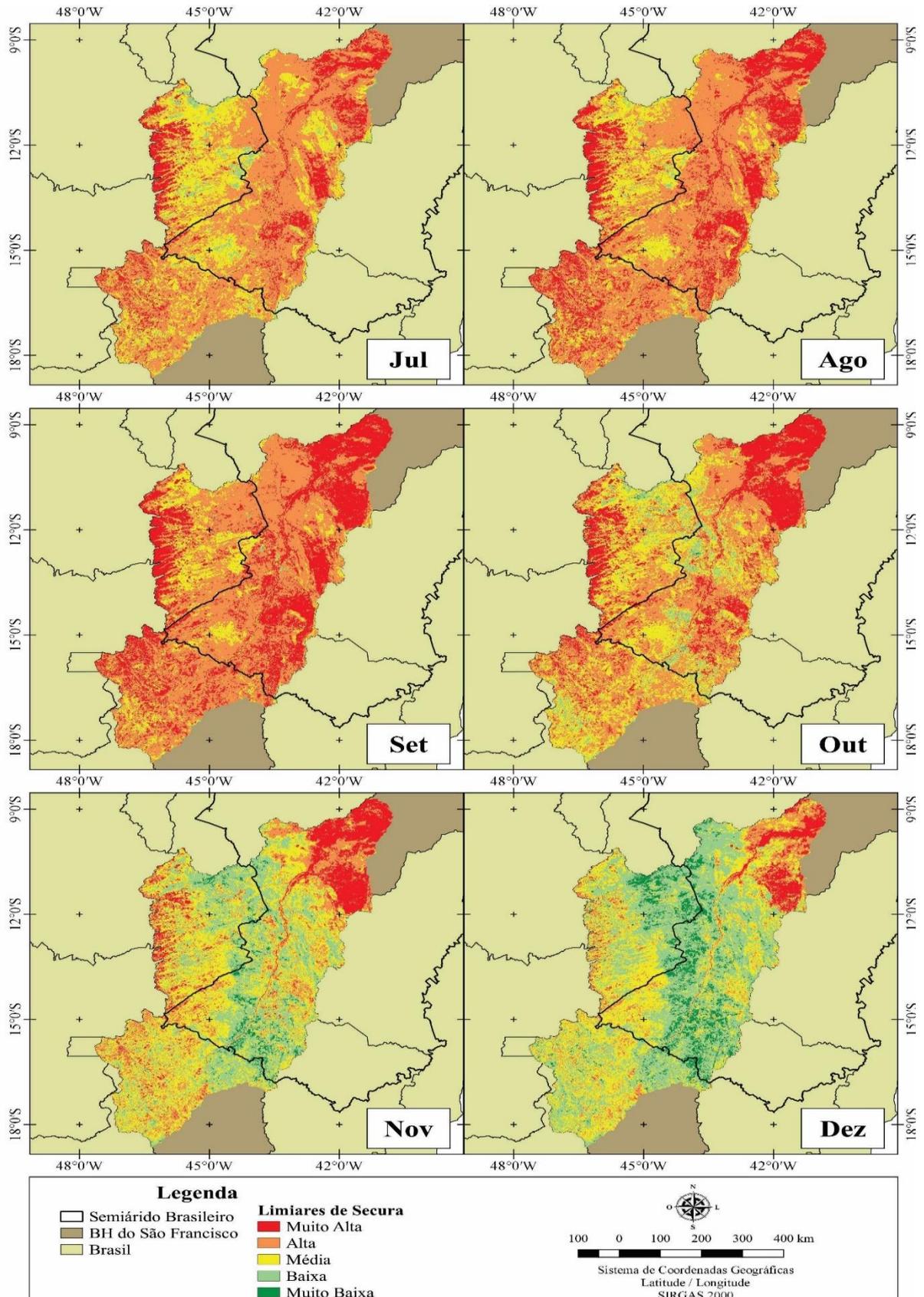


Figura 13 - Mapas temáticos do VCI e limiares de seca para a BMSF para o segundo semestre de 2001.

Fonte: Autor (2019).

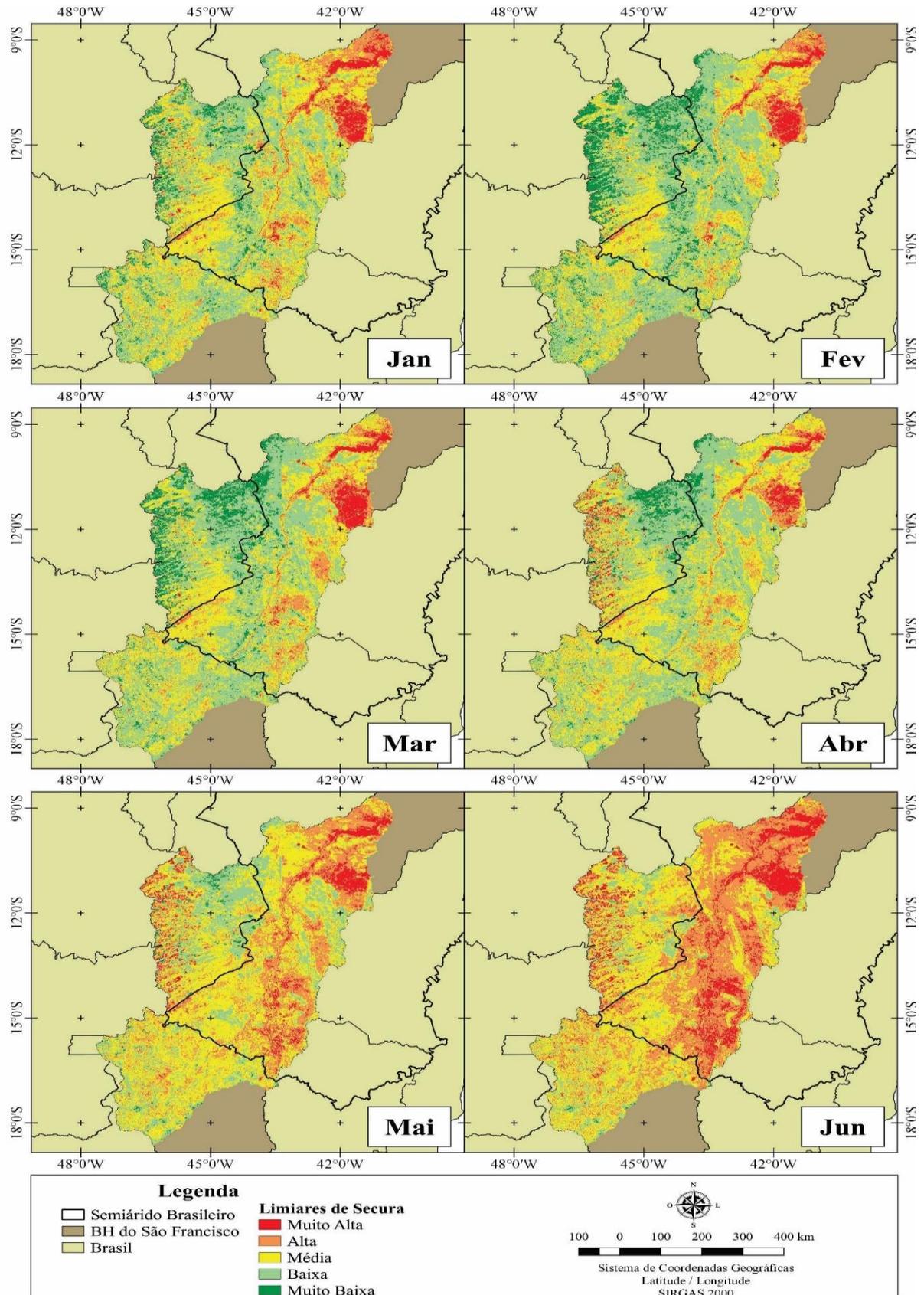


Figura 14 - Mapas temáticos do VCI e limiars de Secura para a BMSF para o primeiro semestre de 2017.

Fonte: Autor (2019).

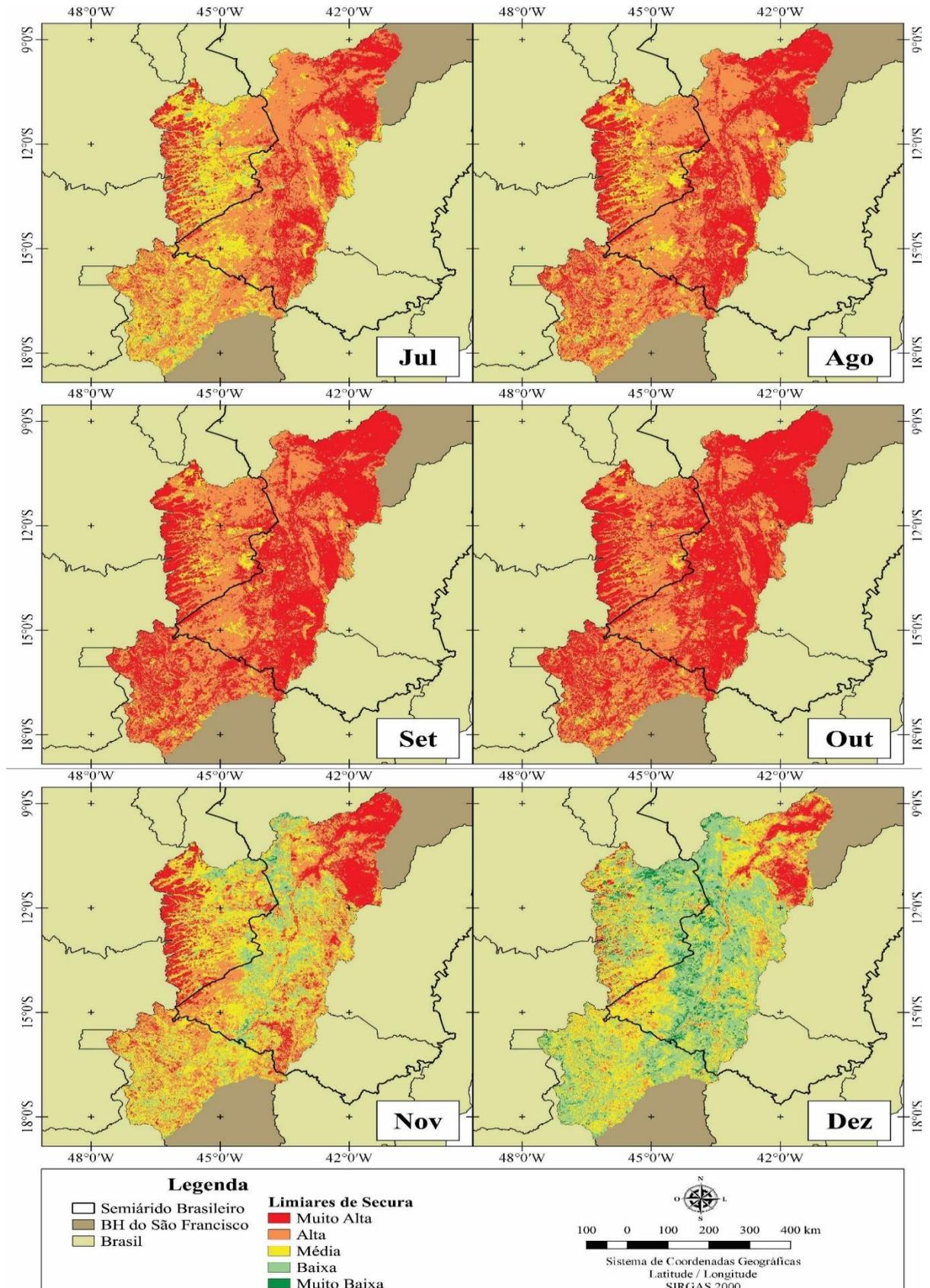


Figura 15 - Mapas temáticos do VCI e limiars de Secura para a BMSF para o segundo semestre de 2017.

Fonte: Autor (2019).

4.4. Chuva x VCI

Na Figura 16 a chuva e o VCI apresentam similar com os maiores valores no início (janeiro a março) e no final (novembro e dezembro) do ano e seus menores valores em junho a agosto. Verifica-se que o aumento dos totais de chuva influencia no aumento dos valores de VCI, conseqüentemente no grau de secura, neste caso redução da secura. A defasagem de um mês, tempo de resposta da vegetação para o crescimento da fitomassa (FREITAS et al., 2017).

A sequência de meses (junho a setembro) no ano de 2017 sem chuva impactou diretamente nos valores de VCI sobre a BMSF, uma vez que se vê uma queda mais acentuada nesses valores (Figuras 16), que atingiram a menor limiar ($< 20\%$, Muito Alta). Após esse período prolongado de estiagem, nos meses de novembro e dezembro de 2017, totais pluviométricos superiores a 100 mm ocorrem na região, causando uma mudança abrupta nos valores de VCI que tornam a crescer de maneira acentuada (Figura 16).

Na Figura 17 foi plotado o diagrama de dispersão dos valores normalizados da Chuva e do VCI, os quais variam de 0 a 100. Nos anos de 2001 e 2017 os coeficientes r foram de 0,39 e 0,54, respectivamente, que indicam uma correlação fraca. Os coeficientes de R^2 também apresentaram valores relativamente baixos, de 0,15 e 0,30 para 2001 e 2017. Isso implica que apenas a chuva não pode explicar as condições de secura na região, outros fatores podem ter maior influência, tais como: vegetação, temperaturas do ar e de superfície, evapotranspiração, características do solo, topografia, dentre outras variáveis (NÓBREGA, 2014; DE NYS et al., 2016).

Para mais, foi realizado o Teste-F nas amostras ao nível de significância de 0,05, com a hipótese nula (H_0) de que a variância entre elas é nula. O teste constatou que as variâncias não são semelhantes, pois o p-valor do teste foi inferior a 0,05 (0,012). Logo, a chuva na BMSF não é o único e principal fator causador da intensa seca na região, já que as variações da chuva e da secura não apresentam o mesmo padrão.

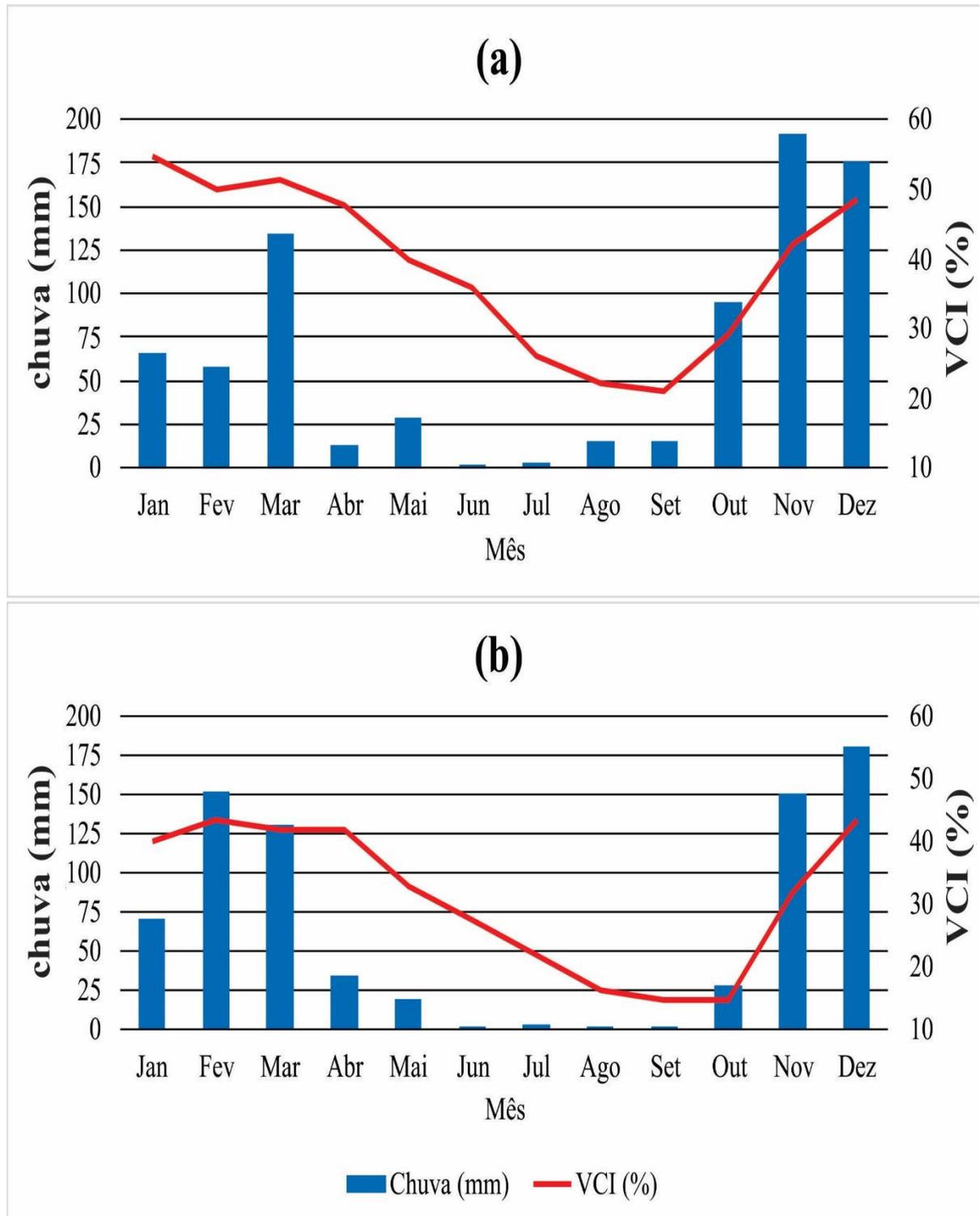


Figura 16 – Padrão Relacional entre a chuva e o VCI para a BMSF para os anos de 2001 (a) e 2017 (b).

Fonte: Autor (2019).

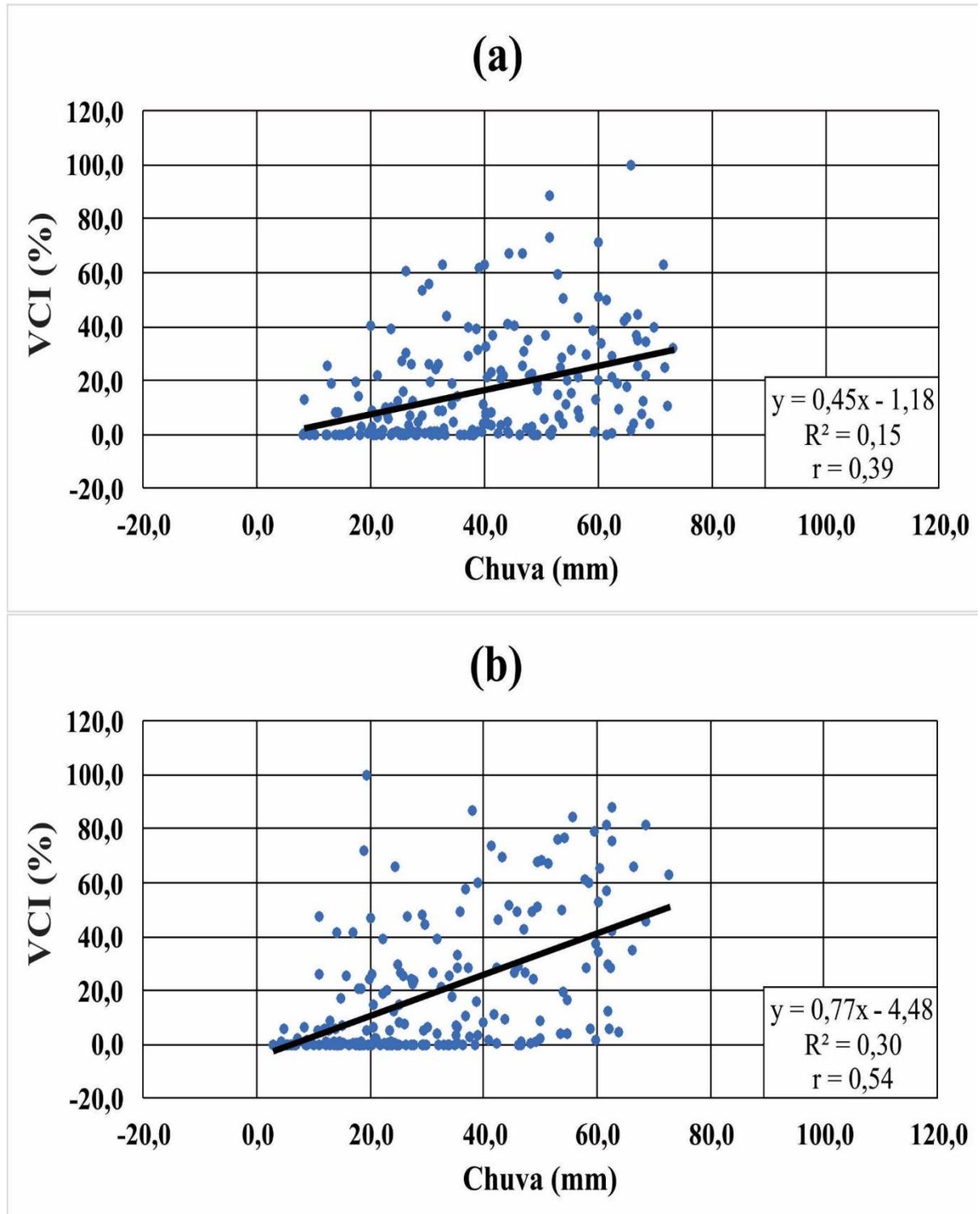


Figura 17 - Diagrama de dispersão entre a chuva e o VCI para a BMSF para os anos de 2001 (a) e 2017 (b). Resultados significativos para o nível de 5%.

Fonte: Autor (2019).

5. CONCLUSÕES

O preenchimento de falhas via imputação PMM para dados de chuva na BMSF são satisfatórios, pois apresentam alta correlação entre os dados estimados e medidos, para ambos os cenários, 5% e 15% de falhas. Ademais, o Teste de Wilcoxon mostrou o grau de confiança/semelhança entre os dados observados e sintéticos, provendo assim uma maior qualidade das séries, sem falhas.

Com relação ao regime pluviométrico da bacia é definido um seco, abril a setembro, e outro chuvoso, outubro a março. Além do mais, são identificados três grupos homogêneos por meio da análise de agrupamento via método de Ward. O grupo G1 localizado no leste e sul da bacia, o grupo G2 é localizado entre o sudeste, centro e noroeste da BMSF e o grupo G3 é composto basicamente por estações situadas no semiárido brasileiro.

O início da estação chuvosa para a BMSF ocorre no mês de outubro, enquanto o fim do período em março. Vale destacar que nos grupos homogêneos, apesar das diferenças dos totais pluviométricos, a variabilidade de início e fim da estação chuvosa na região é pouca significativa.

A chuva e o grau de seca na BMSF apresentaram uma boa relação espacial, pois os maiores limiares de seca foram observados nas áreas do grupo G3, o mais seco, enquanto que os menores limiares em G2, o mais chuvoso. Entretanto, os indicadores estatísticos e o Teste-F não encontraram uma boa correlação entre a chuva e o VCI ao longo dos anos de 2001 e 2017.

6. RECOMENDAÇÕES

1. Realizar a validação da imputação múltipla em número maior de estações, bem como testar outros métodos para a região.
2. Utilizar produtos de sensores orbitais para realizar uma espacialização mais detalhada da chuva local.
3. Avaliar com maior grau de detalhes de informações os mecanismos formadores de chuva na BMSF, bem como o padrão vale-montanha observado neste estudo.
4. Utilizar séries maiores de dados, em torno de 30 anos ou superior, para avaliar o padrão de chuva, além de outras variáveis meteorológicas.
5. Relacionar a seca da BMSF a outras variáveis meteorológicas e, assim, identificar a principal ou principais variáveis que afetam a seca nessa área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, C. S. M. **Estudo das trajetórias dos complexos convectivos de mesoescala no nordeste brasileiro entre os anos de 1999 e 2009**. 2011. 78 f. Dissertação (Mestrado em meteorologia) Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M. & SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22 n. 6, p.711-728. 2013. ISSN 1610-1227.

ALVES, J. M. B. et al. Episódios de La Niña na Bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a Distribuição de Chuvas no Setor Norte do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de meteorologia**, v. 12, n. 1, p. 63-76, 1997. ISSN 1982-4351.

ALVES, J. M. B. et al. Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante janeiro/2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 56-76, 2006. ISSN 1982-4351.

ALVES, L. M. et al. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 385-394, 2005. ISSN 1982-4351.

ANA/GEF/Pnuma/OEA. **Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco, Sub-projeto 4.5.B – Programa de ações estratégicas para o gerenciamento integrado da Bacia do Rio São Francisco e da sua zona costeira – PAE**: Brasília: 2003. 243 p.

ANDERSON, L. O. et al. Detecção de cicatrizes de áreas queimadas baseada no modelo linear de mistura espectral e imagens índice de vegetação utilizando dados multitemporais do sensor MODIS/TERRA no estado do Mato Grosso, Amazônia brasileira. **Acta amazônica**, v. 35, n. 4, p. 445-456, 2005. ISSN 1809-4392.

ANDREOLI, R. V. et al. A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, 337-344, 2004. ISSN 1982-4351. ISSN 1982-4351.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Tropical Pacific and South Atlantic effect on rainfall variability over northeastern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 13, p. 1895-1912, 2006. ISSN 1097-0088.

ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENSO e do dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. **Bulletin Instit Français Études Andines**, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998. ISSN 2076-5827.

ARAÚJO, G. Seca na Bahia é a maior dos últimos 47 anos, diz secretário da Casa Civil. **G1**, 05, maio 2012. Disponível em: <<http://glo.bo/IZh0yU>>. Acessado em: 29 de out. 2019.

ÁVILA, P. L. R.; BRITO, J. I. Relação Entre a Oscilação Decadal do Pacífico e a Variabilidade da Precipitação de Campina Grande, PB. **Ciência e Natura**, v. 37, p. 159-162, 2015. ISSN 0100-8307.

BACALHAU, J. R.; NETO, A. R.; OLIVEIRA, L. M. M. Aplicação de índice de vegetação no monitoramento da seca: Açude Algodões no Sertão pernambucano. **Journal of Environment Analysis and Progress**, v. 02, n. 03, p. 283-293, 2017. ISSN 2525-815X.

BIER, A. A.; FERRAZ, S. E. T. Comparação de Metodologias de Preenchimento de Falhas em Dados Meteorológicos para Estações no Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n.2 p. 215-226, 2017. ISSN 1982-4351.

BOLETIM TÉCNICO. CPTEC/INPE. **Análise Sinótica**. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acessado em 26 de jan. 2019.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: O clima presente e projeções para um cenário com 2xCO₂ usando o modelo MIROC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 1, p. 58-72, 2008. ISSN 1982-4351.

BRASILEIRO, R. S. Alternativas de desenvolvimento sustentável no semiárido nordestino: da degradação à conservação. **Scientia Plena**, v. 5, n. 5, p. 1-12, 2009. ISSN 1808-2793.

CALBETE, N. O.; GAN, M.; SATYAMURTY, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região nordeste do Brasil. **Climanálise**, Especial-Edição Comemorativa de, v. 10, 1996. ISSN 0103-0019.

CAMELO, H. N., et al. Previsão de velocidade do vento no nordeste brasileiro através do modelo ARIMAX. **Revista Ciência e Tecnologia**, v.20, n.36, p.9-17, 2017. ISSN 2238-1252.

CAMELO, H. N.; LUCIO, P. S.; LEAL JÚNIOR, J. V. Modelagem da velocidade do vento usando metodologias ARIMA, Holt-Winters e RNA na previsão de geração eólica no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.21, p.449-466, 2017. ISSN 2237-8642.

CARDOSO, D. S. et al. Técnicas de extração de conhecimento por meio de dados faltantes e mineração de dados sobre as vítimas do Césio-137. **Multi-Science Journal**, v. 1, n. 7, p. 79-91, 2017. ISSN 2359-6902.

CARVALHO, P. R. **Estudo comparativo dos algoritmos hierárquicos de análise de agrupamento em resultados experimentais**. 2018. 142 f. Dissertação (Mestre em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.

CHEN, T. C.; WENG, S. P.; SCHUBERT, S. Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian high–Norwest low system. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 56, n. 13, p. 2081-2100, 1999. ISSN 0022-4928.

COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO – CBHSF. **CBH Afluentes do Médio São Francisco (SF9)** – Minas Gerais. Disponível em: <

<http://cbhsaofrancisco.org.br/2017/comites-de-afluentes/cbh-afluentes-mineiros-do-medio-sao-francisco-minas-gerais/>>. Acessado em 08 de ago. 2018.

CORREA, S. M. B. B. **Probabilidade e Estatística**: 2. Ed. Belo Horizonte: PUC Minas Virtual, 2003.

COSTA, R. L.; SILVA, F. D. S.; SARMANHO, G. F.; LUCIO, P. S. Imputação Multivariada de Dados Diários de Precipitação e Análise de Índices de Extremos Climáticos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 05, n. 03, p. 661-675, 2012.

COSTA, T. C. et al. Análise da degradação da caatinga no núcleo de desertificação do Seridó (RN/PB). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, (suplemento), p. 961-974, 2009. ISSN 1807-1929.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis na região tropical sul: Validação e climatologia**. 2008. 119f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

COUTINHO, M. D. L.; GAN, M. A.; RAO, V. B. Método Objetivo de Identificação dos Vórtices Ciclônicos e Altos Níveis na Região Tropical Sul: Validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.3, p. 311-323, 2010. ISSN 1982-4351.

COVELE, P. A. Aplicação de índices das condições de vegetação no monitoramento em tempo quase real da seca em Moçambique usando NOAA_AVHRR – NDVI. **GEOUSP – Espaço e Tempo**, São Paulo, v. Especial, n. 29, p. 85-95, 2011. ISSN 2179-0892.

CRUZ, C. C. **Dinâmica da Vegetação Através do Índice EVI e sua Relação com Variáveis Meteorológicas**. 2017. 47 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais e Florestais) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2017.

CRUZ, G. C.; RIBEIRO, E. M.; GALIZONI, F. M. SEMIÁRIDO, SECA E “GERAIS” DO NORTE DE MINAS: uma revisão da bibliografia sobre o Alto-Médio São Francisco. **CAMPO-TERRITÓRIO: revista de geografia agrária**, v.13, n. 31, p. 29-56, 2018.

CUNHA, A. P. M. A. et al. Avaliação de indicador para o monitoramento dos impactos da seca em áreas de pastagens no semiárido do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**. v. 6, n. 1, p. 89-106, 2017. ISSN 1808-0936.

DE NYS, E.; ENGLE, N.L.; MAGALHÃES, A.R. **Secas no Brasil: política e gestão proativas.**

Brasília, DF: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos- CGEE; Banco Mundial, 2016. 292 p.

DEGOLA, T. S. D. **Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros.** 2013. 112f. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

DIAS, M. A. F. S. Sistema de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n.1, p. 133-150, 1987. ISSN 1982-4351.

DIAZ, C. C. F.; PEREIRA, J. A. S.; NÓBREGA, R. S. Comparação de dados estimados por dois diferentes métodos para o preenchimento de falhas de precipitação pluvial na Bacia do Rio Pajeú, Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, p. 324-339, 2018. ISSN 2237-8642.

DIDAN, K. **MOD13A3 MODIS / Terra Vegetation Indices Monthly L3 Global 1km SIN Grid C006.** 2015. Disponível em:

<https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mod13a3_v006>.

Embrapa Monitoramento por Satélite. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA.

Terra – Earth Observing System (EOS). 2013. Disponível em: <

https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_terra.html>. Acessado em: 11 de novembro de 2018.

EMPRESA DE PESQUISAS ENERGÉTICAS – EPE. **Nota técnica DEA 15/13 – Acompanhamento de Medições Anemométricas – AMA:** Caracterização do Recurso Eólico e Resultados Preliminares de sua Aplicação no Sistema Elétrico. EPE: Rio de Janeiro, 46 p., 2013.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005. ISSN 2237-8642.

FREITAS, I. G. et al. Analysis of Behavior of Vegetation in the Year of 2016 for the Municipality of Remanso - BA. **Revista Geama**, v. 3, n. 3, p. 149-156. 2017. ISSN 2447-0740.

G1 BA. **Forte chuva causa alagamentos e prejuízos em cidades da Bahia.** 28, jan. 2016. Disponível em: <<http://glo.bo/20w7p8H>>. Acessado em: 29 de out. 2019.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. **Um Estudo Observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera, nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** INPE, São José dos Campos, SP. 80 f. 1982.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Northeast rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 839-855, 2004. ISSN 0930-7575.

GOMES, H. B. et al. Balanço De Radiação Em Diferentes Biomas No Estado De São Paulo Mediante Imagens LANDSAT 5. **Geociências** (São Paulo. Impresso), v. 28, p. 153-164, 2009. ISSN 1980-900X.

GONZÁLEZ, A. R.; et al. Comparison of Leaf Area Index, Surface Temperature, and Actual Evapotranspiration Estimate Using the MTRIC Model and In Situ Measurements. **Sensors**, v. 19, n. 8, p. 1857, 2019. ISSN 1424-8220.

HARREL Jr., F. E. Regression Modeling Strategies: With Applications to Linear Models, Logistic Regression, and Survival Analysis. **As implemented in R package 'rms' version**, v. 3, n.3, 2014.

HEIDT, K. **Comparison of Imputation Methods for Mixed Data Missing at Random**. 2019. 79 f. Dissertação (Master in Mathematic) - *East Tennessee State University*.2019.

HORTON, N. J.; LIPSITZ, S. R. Multiple imputation in practice: comparison of software packages for regression models with missing variables. **The American Statistician**, v. 55, n. 3, p. 244-254, 2001. ISSN 0003-1305.

HUETE, A. et al. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 195-213, 2002. ISSN 0034-4257.

HUETE, A.; JUSTICE, C.; LIU, C. Development of vegetation and soil indices for MODIS-EOS. **Remote Sensing of Environment**, v. 49, p. 224-234, 1994. ISSN 0034-4257.

HUETE, A.; LIU, H. Q.; BATCHILY, K.; VAN LEUWEN, W. J. D. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 59, p. 440-451, 1997. ISSN 0034-4257.

JENSEN, J. R. 1949. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução José Carlos Neves Epiphanyo (coordenador)... [et al.]. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2009.

JUSTICE, C. O., et al. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 3-15, 2002. ISSN 0034-4257.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Cavalcante, I. F. A. et al. (Org.) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 213-233.

- KOGAN, F. N. Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogeneous areas. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11, n.8, p.1405-1420, 1990. ISSN 1366-5901.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217-231, 1988.ISSN 1982-4351.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTE, I. F. A. A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, N.5, p. 490-504, 1984. ISSN 0280-6495.
- LIEBMANN, B. et al. Onset and End of the Rainy Season in South America in Observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. **Journal of Climate**, v. 20, n. 10, p. 2037-2050, 2007.ISSN 1520-0442.
- LIEBMANN; B.; MARENGO, J. A. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n.22, p.4308-4318, 2001.ISSN 1520-0442.
- LIU, W. T.; KOGAN, F. N. Monitoring regional drought using the vegetation condition index. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 14, p. 2761-2782, 1996.ISSN 1366-5901.
- LOPO, A. B. **Modelagem Estocástica do Índice de Radiação Ultravioleta na Costa Leste do Nordeste Do Brasil**. 2014. 112 f. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas) Centro de Ciências Exatas e da Terra – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2014.
- LYRA, M. J. A. **Influência dos Processos Físicos e Sinóticos nas Trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro entre 2008 e 2015**. 2018. 74 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2018.
- MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980. ISSN 1520-0477.
- MAIA, R. et al. Socioeconomic Evaluation of Drought Effects. Main Principles and Application to Guadiana and Algarve Case Studies. **Water Resources Management**. v. 29, n. 2, p. 575-588, 2015. ISSN 0920-4741.
- MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. **Parcerias Estratégicas**. v, 13, n, 27, p. 149-176, 2008. ISSN 1413-9375.
- MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. **Climanálise (Online)**, v. 3, p. 49-54, 2016.ISSN 0103-0019.
- MARENGO, J. et al. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001. ISSN 1520-0442.

- MATOS, R. C. M.; CANDEIAS, A. L. B.; TAVARES JÚNIOR, J. R. Mapeamento da vegetação, Temperatura e Albedo da Bacia Hidrográfica do Pajeú com imagens MODIS. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 65, n. 1, p. 139-160, 2013. ISSN 1808-0936.
- MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F.A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: Cavalcante, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S. (Org.) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. P. 213-233.
- MELO, J. A. A. et al. Analysis of the Vegetation Density of the Rio Pajeú Watershed Using TM – Landsat 5 data. **Revista Geama**, v. 3, p. 15-162, 2017. ISSN 2447-0740.
- MENESES, P. R. Princípios de sensoriamento remoto. In: Meneses, P. R.; ALMEIDA, T. (Org.) **Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Brasília: Unb/CNPq, 2012, p. 1-33.
- MINGOTI, S. A. **Análise de dados através de métodos estatísticos multivariado: uma abordagem aplicada**. Belo Horizonte: UFMG, 2017.
- Ministério do Meio Ambiente (MMA)/Secretária dos Recurso Hídricos. **Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco** / Ministério do Meio Ambiente, Secretária de Recursos Hídricos. – Brasília: MMA, 2006. 148 p.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002. ISSN 1982-4351.
- MORAIS, M. D. C. **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam no Nordeste do Brasil: estudo observacional e numérico**. 2016. 264 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
- MOREIRA, A. A. **Análise da seca/estiagem no norte do Estado de Minas Gerais a partir de dados MODIS**. 2016. 124 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- MOREIRA, A. A. et al. Índice de Condição de Vegetação (VCI) para mapeamento de seca no Norte do Estado de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17., 2015, João Pessoa. **Anais do SBSR**. Meio eletrônico, SBSR, 2015. XVII, p. 1686-1692.
- MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 4. ed. Viçosa, MG: Ed. UFV, 2011.
- MOSCATI, M. C. L.; GAN; M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 4, p. 493-512, 2006.ISSN 1097-0088.

- MOURA, G. B. et al. Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 462-469, 2009. ISSN 1807-1929.
- MOURA, R. G.; ARAVÉQUIA, J. A. e LOPO, A. B. Preenchimento de falhas em dados de correlação de Anomalia da altura geopotencial (500hPa). **Ciência e Natura**, v. 36, Ed. Especial II, p. 503-509, 2014. ISSN 0100-8307.
- MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transpiration from the southern to northern hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 9, p. 1470-1486, 1985. ISSN 0027-0644.
- MUTTI, P. R. et al. A detailed framework for the characterization of rainfall climatology in semiarid watersheds. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-17, 2019. ISSN 1434-4483.
- NHONGO, E. J. S. et al. Caracterização fenológica da cobertura vegetal com base em série temporal NDVI/MODIS na Reserva do Niassa – Moçambique. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 69, n. 6, p. 1175-1187, 2017. ISSN 1808-0936.
- NOAA. **Cold & Warm Episodes by Season**. Disponível em: <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>. Acessado em: 29 de out. 2019.
- NOBRE, C. A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: a importância do Oceano Atlântico. **Climanálise**, v. 3, n. 4, p. 30-33, 1988. ISSN 0103-0019.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v.9, n.19, p.2464-2479, 1996. ISSN 1520-0442. ISSN 1520-0442.
- NÓBREGA, R. S. Impactos do desmatamento e de mudanças climáticas nos recursos hídricos na Amazônia ocidental utilizando o modelo SLURP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. esp., p. 111-120, 2014.
- NOBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de Temperatura na Superfície do Mar nos Oceanos Atlântico e Pacífico e Variabilidade de Precipitação em Pernambuco. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 107-118, 2014. ISSN 1984-2201.
- PALMÉN, E. Origin and Structure of High-Level Cyclones South of the: Maximum Westerlies. **Tellus**, v. 1, n. 1, p. 22-31, 1949.
- PALMER, Clarence Edgar. On high-level cyclones originating in the tropics. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 32, n. 5, p. 683-696, 1951.

- PEREIRA, H. R.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Características da Atmosfera na Primavera Austral Durante o El Niño de 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 293-3010, 2017. ISSN 1982-4351.
- PEREIRA, S. B. et al. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 6, p. 615-622, 2007. ISSN 1807-1929.
- PEREIRA, T. A. S. et al. Key Climate Oscillation Factors Controlling Precipitation Variability during the Dry Season in Eastern Northeast Brazil: Study Case of Mundaú and Paraíba Do Meio River Basins. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1-13, 2018.
- PEZZI, L.; SOUZA, R. B. Variabilidade de Mesoescala e Interação Oceano-Atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: Cavalcante, I. F. A. et al. (Org.) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. P. 385-405.
- QGIS DEVELOPMENT TEAM. **Quantum GIS vs 2.18**. Open Source Geospatial Foundation Project. 2017. Disponível em: <<http://qgis.osgeo.org>>. Acesso em 17 de agosto de 2018.
- R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. ISBN 3-900051-07-0, 2011. Disponível em: <<http://www.R-project.org/>>. Acessado em: 03 de abr. 2018.
- RAO, V. B.; LIMA, M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil, **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754-1763, 1993. ISSN 1520-0442.
- REBOITA, M. S. et al. Evidências de Circulação de Brisa Vale-Montanha na Serra da Mantiqueira: Cidade de Itajubá – MG. **Ciência e Natura**, v. 36, n.1, p. 61-71, 2014. ISSN 0100-8307.
- REBOITA, M. S. et al. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira De Meteorologia**. v. 25, n.1, p. 185-204, 2010. ISSN 1982-4351.
- REIS, J. S. **Características Dinâmicas e Termodinâmicas dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis no Nordeste do Brasil**. 2018. 76 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Climáticas) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2018.
- RIBEIRO FILHO, N. P. **Melhorando o desempenho da técnica de clusterização hierárquica Single Linkage utilizando Metaheurística GRASP**. 2016. 59 f. Dissertação (Mestrado em Modelagem Computacional de Sistemas) - Universidade Federal de Tocantins, 2016.
- ROHLF, F. J. Adaptive hierarchical clustering schemes. **Systematic Zoology**, v.19, p.58-82, 1962. ISSN 1076-836X.

ROSEMBACK, R. et al. Análise da dinâmica da cobertura vegetal na região Sul do Brasil a partir de dados MODIS/TERRA. **Revista brasileira de cartografia**, n. 62, Ed. Especial 2, p. 401-416, 2010. ISSN 1808-0936.

ROYIMANI, L.; MUTANGA, O.; ODINI, J.; ZOLO, K. S.; SIBANDA, M.; DUBE, T. Distribution of *Parthenium hysterophoru L.* with variation in rainfall using multi-year SPOT data and random forest classification. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 13, n. 1, p. 215-223, 2019.

SANTOS, E. F. N.; SOUSA, I. F. Análise estatística multivariada da precipitação do Estado de Sergipe através dos fatores e agrupamentos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, 2018. ISSN 2237-8642.

SANTOS, L. F.; GARCIA, S. R. Início e Fim da Estação Chuvosa no Estado de Minas Gerais: Comparação de Duas Metodologias Diferentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n.1, p. 92-104, 2016. ISSN 1982-4351.

SILVA, B. H. L. **Comparação entre estimativas de altura de eucalipto realizadas pelo MOTI e pelo clinômetro HAGLOF**. 2018. 31 f. Monografia (Bacharelado em Engenharia Florestal), Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2018.

SILVA, B. K. N. et al. Rainfall-related natural disasters in the Northeast of Brazil as a response to ocean-atmosphere interaction. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-9, 2019. ISSN 1434-4483.

SILVA, D. F.; BRITO, J. I. B. Variabilidade do vento na bacia hidrográfica do rio São Francisco durante a ocorrência da ZCAS. **Ambiência**, Guarapuava, PR, v. 4, n. 2, p. 221-235, 2008. ISSN 2175-9405.

SILVA, F. C.; CRUZ, M. L. B. Análise da fisionomia da cobertura vegetal em ambientes semiáridos: o caso do município de Jaguaratama, estado do Ceará. **Revista de Geociências do Nordeste**. Caicó, v. 2, n. Especial, p. 801-809. 2017. ISSN 2447-3359.

SILVA, T. A.; SANCHES, S. K. R.; IGARASHI, D. C. C. Contingências Passivas E Teoria Dos Prospectos: Análise Dos Efeitos Em Indicadores Financeiros De Empresas De Construção Civil E Construção Pesada. **Revista Evidenciação Contábil & Finanças**, João Pessoa, v. 7, n. 1, p. 39-57, 2019. ISSN 2318-1001.

SILVA, W.L.; XAVIER, L.N.R.; MACEIRA, M.E.P. & ROTUNNO, O.C. Climatological and hydrological patterns and verified trends in precipitation and streamflow in the basins of Brazilian hydroelectric plants. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, n. 1-2, p. 353-371, 2018. ISSN 1434-4483.

SIQUEIRA, J. R. **Variabilidade Inter diurna da convecção na América do Sul: a propagação meridional da convecção**. 2003. 186 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

SOARES, J. V. et al. **O sensor MODIS e suas Aplicações Ambientais no Brasil**. São José dos Campos/SP: Parênteses, 2007. Cap. 1, p. 3-21.

SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. Um complexo convectivo de mesoescala associado à precipitação intensa sobre Fortaleza - CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 01-14, 1998. ISSN 1982-4351.

SUGAHARA, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais de precipitação no estado de São Paulo**. 1991. 140 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) –Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

TAVARES, P. S. **Um estudo observacional da incursão de sistemas frontais no Nordeste Brasileiro e sua influência na atmosfera do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)**. 2008. 152 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

TERASSI, P. M. B.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; GALVANI, R. Standarized Precipitation Index Variability in the Northern Region of Paraná State Associated with the El Niño-Southern Oscillation. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 3, n. 1, p. 11-25, 2018.ISSN 1982-4351.

TEIXEIRA, M. B.; CAMARGO, P. L. T.; MARTINS JÚNIOR, P. P. Uso das unagens de Sensores Remotos para Análise Crítica da Degradação do Cerrado no Alto Médio São Francisco – Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 41, n. 1, p. 245-254, 2018.

TUCKER, C. J.; SELLERS, P. J. Satellite remote sensing of primary production. **International journal of remote sensing**, v. 7, n. 11, p. 1395-1416, 1986. ISSN 1366-5901.

TUCCI, C.E.M. 2001. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre, UFRGS: ABRH. 944p.

UVO, C. R.; BERNDTSSON, R. Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D2, p. 4221-4233, 1989. ISSN 2169-8996.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Boston, v. 92, p. 9591-9613, 1987.ISSN 2169-8996.

VENTURA, T. M. et al. Análise da aplicabilidade de métodos estatísticos para preenchimento de falhas em dados meteorológicos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, p. 168-177, 2016. ISSN 2237-8642. ISSN 2237-8642.

VILLARON, M. A.; FISCH, G. F. Caracterização do início do período chuvoso no Vale do Paraíba paulista. **Ambiente & Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 8, n. 1, p. 36-49, 2013. ISSN 1980-993X.

WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American Statistical Association**, v. 58, n. 301, p. 236-244, 1963. ISSN 1537-274X.

WILHITE, D. A. Drought monitoring as a component of drought preparedness planning. In: IGLESIAS, A., GARROTE, L., CANCELLIERE, A., CUBILLO, F., WILHITE, D. (Orgs.). *Coping with Drought Risk in Agriculture and Water Supply Systems*. **Springer Netherlands**, 2009. cap. 1, p. 3–19.

YAMAMOTO, M. K. et al. Variação da tendência da temperatura da superfície terrestre em uma série temporal do sensor MODIS. **REGRASP**, v. 2, n. 4, p. 28-42, 2017. ISSN 2526-1045.

ANEXO A - Script do Programa R Desenvolvido para Preenchimento de Falhas

```
#Para que a imputação seja realizada deve haver pelo menos duas variáveis#  
  
#Inicialmente deve ser instalados os pacotes dplyr() e mice()#  
  
#Neste script o arquivo está em formato .txt, composto apenas por números e sem cabeçalho#  
  
Choose CRANmirror()  
  
library("dplyr")  
  
library("mice")  
  
var <- read.table("C:/Users/LRIB95/Desktop/Dados-a-ser-preenchidos/chuva6-10.txt")  
  
summary(var)  
  
#percentagem de erro#  
  
pMiss <- function(x){sum(is.na(x))/length(x)*100}  
  
apply(var,2,pMiss)  
  
apply(var,1,pMiss)  
  
#Imputacao dos dados faltantes#  
  
#alterar apenas o seed para o numero de dados da serie#  
  
#o metodo de imputacao pode ser alterado meth='pmm'#  
  
temp <- mice(var,m=22,maxit=220,meth='pmm',seed=6209)  
  
summary(temp)  
  
#leitura dos dados imputados#  
  
#alterar apenas o nome das variaveis 'precipitacao' ou 'temperatura_maxima'#  
  
temp$imp$V1  
  
temp$imp$V2  
  
#Alterar dados faltantes por dados imputados PMM#
```

```
compData <- complete(temp,1)

summary(compData)

#percentagem de erro - verificacao#

pMiss <- function(x){sum(is.na(x))/length(x)*100}

apply(compData,2,pMiss)

#salvar arquivo com dados imputados#

write.table(compData,file="C:/Users/LRIB95/Desktop/Dados-a-ser-preenchidos/pmm-
chuva6-10.txt",quote=FALSE,row.names=TRUE)
```

ANEXOB – Script do Programa R para Séries Paramétrica ou Não-Paramétrica e Teste de Wilcoxon

```
#de CTRL+C nos dados do Excel e depois CTRL+R para copiar os dados para o R

var<-
read.table("clipboard",header=TRUE,sep="\t",na.strings="NA",dec=".",strip.white=TRUE)

var

summary(var)

#Teste de normalidade das séries

shapiro.test(var$Est4.obs)

shapiro.test(var$Est4.imput)

shapiro.test(var$Est6.obs)

shapiro.test(var$Est6.imput)

shapiro.test(var$Est13.obs)

shapiro.test(var$Est13.imput)

shapiro.test(var$Est19.obs)

shapiro.test(var$Est19.imput)

shapiro.test(var$Est22.obs)

shapiro.test(var$Est22.imput)

#Se não for normal fazer o teste de Wilcoxon

wilcox.test(var$Est4.obs,var$Est4.imput,alternative="two.sided", paried=TRUE)

wilcox.test(var$Est6.obs,var$Est6.imput,alternative="two.sided", paried=TRUE)

wilcox.test(var$Est13.obs,var$Est13.imput,alternative="two.sided", paried=TRUE)

wilcox.test(var$Est19.obs,var$Est19.imput,alternative="two.sided", paried=TRUE)

wilcox.test(var$Est22.obs,var$Est22.imput,alternative="two.sided", paried=TRUE)

#fim
```

ANEXO C - Script do Programa R Desenvolvido para Elaboração da Análise de Agrupamento

```
#Procedimentos do método#  
  
var<-read.csv2("C:/Users/LRIB95/Desktop/Analise-cluster/data.csv")  
  
variaveis<-names(var)  
  
objetos<-rownames(var)  
  
  
saida<-hclust(dist(var),method='ward.D')  
  
#plote do dendograma#  
  
dendo<-plclust(saida,labels=objetos,ylab='Distância Euclidiana')  
  
  
g<-cutree(saida,k=3) #definir o número de grupos#  
  
g  
  
rect.hclust(saida,k=3,border="red") #caixa dos grupos#  
  
rect.hclust  
  
  
d1 <- dist(var) #distância euclidiana#  
  
hc <- hclust(d1, "ward.D") #método de ward#  
  
d2 <- cophenetic(hc) #matriz cofonética#  
  
cor(d1, d2) #CCC#
```

ANEXO D - Script do Programa R Desenvolvido para Elaborar os Boxplot dos Grupos Homogêneos

```
#
```

```
g1 <- read.csv2("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G1.csv")
```

```
boxplot(g1, ylab="Precipitação", col="green", main="G1", ylim=c(0,550))
```

```
savePlot("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G1.jpg", type="jpeg")
```

```
g2 <- read.csv2("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G2.csv")
```

```
boxplot(g2, ylab="Precipitação", col="green", main="G2", ylim=c(0,550))
```

```
savePlot("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G2.jpg", type="jpeg")
```

```
g3 <- read.csv2("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G3.csv")
```

```
boxplot(g3, ylab="Precipitação", main="G3", col="green", ylim=c(0,550))
```

```
savePlot("F:/dissertacao/Dados/Estacoes/Boxplot-2001-2017completo/G3.jpg", type="jpeg")
```