

PPGEC

Universidade Federal do Pará



David Figueiredo Ferreira Filho

IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS COM BASE NA PRECIPITAÇÃO E NA ANÁLISE DE TENDÊNCIAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AMAZONAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Tecnologia

Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil

Dissertação orientada pelo Dr. Professor Francisco Carlos Lira Pessoa

DAVID FIGUEIREDO FERREIRA FILHO

IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS COM BASE NA PRECIPITAÇÃO E NA ANÁLISE DE TENDÊNCIAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AMAZONAS

Projeto de Defesa de Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Área de concentração: Engenharia Hídrica

Linha de Pesquisa: Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Francisco Carlos Lira Pessoa

BELÉM – PA 2020 SERVIÇO FÚBLICO FEDERAL UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARĂ INSTITUTO DE TECNOLOGIA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL



IDENTIFICAÇÕES DE REGIÕES HOMOGÊNEAS COM BASE NA PRECIPITAÇÃO E NA ANÁLISE DE TENDÊNCIAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AMAZONAS

AETOR:

DAVID FIGUEIREDO FERREIRA FILHO

DISSERITAÇÃO SUBMETIDA À BANCA EXAMINADORA APROVADA PELO COLEGADO DO PROGRAMA DE PÓB-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL DO INSTITUTO DE THENOLOGIA DA UNIVERSIDADE PEDERAL DO PARÁ, COMO REGUISITO PARA ORTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL NA ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL

APROVADO EM: 04/08/2020.

BANCA EXAMINADORA:

Advertised to Corn Lora 10-1:15D Prof. Dr. Francisco Carlos Lins Pessoa

Orientador (UFPA)

Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D. Membro Interno (UFPA)

Prof. Dr. Nelio Moata de Figaeiredo Membro Interno (UFPA)

ana hanchar Profa. Dra. Fernanda Cristina Afaijo Membro Entreno (UFPR)

Visto

Prof. Dr. Marorio de Souza Picanço Coordonador do PPGEC / ITEC / UFPA

Querido Deus gratidão por apoiar sempre meus caminhos e minhas escolhas, obrigado por tudo. Dedico este trabalho à minha mãe, ao meu pai, minhas irmãs, minha família em geral, amigos e a todos que contribuíram direta e indiretamente em minha jornada acadêmica e ao meu Orientador.

AGRADECIMENTOS

Minha dedicatória especial, primeiramente, vai pra Deus, que nos momentos mais difíceis guiou meu caminho, nunca me abandonou e me permitiu a capacidade deste momento.

Para minha família, em especial a minha querida e amada mãe Regina Amaral, ao meu eterno melhor amigo e meu pai David Ferreira, minhas irmãs Laís Ferreira e Elizabeth Ferreira, aos meus amigos Tawan Duarte e Diêgo Crispim que sempre estão ao meu lado, apoiando minhas decisões, me incentivando a seguir em frente com dedicação e amor ao que faço.

Ao meu orientador professor Francisco Carlos Lira Pessoa, pelas orientações acadêmicas, também por toda amizade além da vida acadêmica, o qual pude aprender bastante, além de incentivador nesta caminhada de vida acadêmica.

Aos professores Claudio José Cavalcante Blanco e Nélio Moura de Figueiredo, pelas contribuições durante a qualificação, com as revisões e opiniões, bem como, dúvidas ao longo da escrita deste trabalho, enriquecendo a pesquisa.

Aos meus primos Robson Strauss e Danilo Strauss, e aos colegas da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo apoio, e pelos momentos de aprendizagem e descontração. E aos amigos do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil (PPGEC).

A todos os professores que ao longo de minha vida contribuíram com o meu aprendizado, transmitido conhecimento e experiência, a Universidade do Estado do Pará - UEPA e a Pós-graduação em Engenharia Civil –PPGEC/UFPA.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro com concessão de bolsa de estudo para realização desta pesquisa.

Afinal, a todos que eu não citei, mas que direta ou indiretamente contribuíram para realização desta Dissertação.

"Com a cabeça erguida e mantendo a fé em Deus O seu dia mais feliz vai ser o mesmo que o meu A vida me ensinou a nunca desistir Nem ganhar, nem perder mas procurar evoluir Podem me tirar tudo que tenho Só não podem me tirar as coisas boas que eu já fiz pra quem eu amo E eu sou feliz e canto e o universo é uma canção E eu vou que vou História, nossas histórias Dias de luta, dias de glória"

Charlie Brown Junior

RESUMO

FERREIRA FILHO, David Figueiredo. Identificação de regiões homogêneas com base na precipitação e na análise de tendências na bacia hidrográfica do rio amazonas. Dissertação de Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

A bacia hidrográfica do Rio Amazonas é uma imensa região na qual se destaca em larga escala pela quantidade de água disponível e sua biodiversidade da fauna e flora. Nos últimos anos estudos hidrológicos vêm dando destaques às mudanças climáticas, nas quais produzem grandes impactos sobre os recursos hídricos. Devido esta problemática, estudos mais recentes vêm buscando diversos meios de analisar o comportamento hidroclimatológico de regiões que apresentam carência ou ausência de informações. Por conseguinte, o objetivo deste trabalho foi identificar regiões homogêneas de precipitações anuais médias, da mesma forma que definir regiões com comportamento similares na tendência desses eventos, com a finalidade de distinguir a variabilidade da precipitação na bacia hidrográfica do rio Amazonas. Foram utilizados o método não-hierárquico Fuzzy C-Means - FCM na formação dos grupos, dos quais foram posteriormente validados através dos índices de validações, tais que, para este estudo foram utilizados o Coeficiente de Entropia, Coeficiente de Partição, Índice de Dunn, Xie-Beni, PBM, Silhouette e Davies-Bouldin, e os métodos não paramétricos (Mann-Kendall, Sperman e Sen's Slope) na análise de tendência da precipitação, tendo como período de análise uma série histórica de 37 anos de precipitações registrado pelo satélite GPCC (1986 a 2018). Foram obtidas 2 e 6 Regiões Homogêneas de Precipitações e de Sen's Slope, as quais, foram validadas através dos índices de validações. Cada região formada apresentou suas peculiaridades e a formação destas auxilia no entendimento do comportamento da precipitação na área de estudo. Se notou uma forte mudança no comportamento de precipitação pelas comparações entre as regiões homogêneas formadas, houve deslocamentos dos meses de maiores e menores índices pluviométricos entre algumas regiões, fato este que pode ser justificado por diversos fatores, dentre eles anomalias, fenômenos climatológicos e tendências de precipitações. Notou-se uma tendência de redução de precipitação na foz do rio Amazonas e também cada RH de Precipitação se comparada com cada RH de Sen's Slope, tem a capacidade de formar novas regiões homogêneas, ocasionando em mudanças nos padrões das normais climatológicas.

Palavras Chave: GPCC; Fuzzy C-Means; Testes não-paramétricos; Índices de Validações; Krigagem;

ABSTRACT

FERREIRA FILHO, David Figueiredo. **Identification of homogeneous regions based on rainfall and trend analysis in the Amazon River basin.** Master's Dissertation in Water Resources and Environmental Sanitation - Graduate Program in Civil Engineering at the Federal University of Pará, Belém, 2020.

The Amazon River basin is an immense region in which it stands out on a large scale for the amount of water available and its biodiversity of fauna and flora. In recent years hydrological studies have given prominence to climate change, in which they produce great impacts on water resources. Due to this problem, more recent studies have been looking for different ways to analyze the hydroclimatological behavior of regions that present lack or lack of information. Therefore, the objective of this work was to identify homogeneous regions of average annual precipitation, as well as to define regions with similar behavior in the tendency of these events, in order to distinguish the variability of precipitation in the Amazon River basin. The non-hierarchical Fuzzy C-Means - FCM method was used in the formation of the groups, which were later validated through the validation indices, such that for this study the Entropy Coefficient, Partition Coefficient, Dunn Index were used, Xie-Beni, PBM, Silhouette and Davies-Bouldin, and non-parametric methods (Mann-Kendall, Sperman and Sen's Slope) in precipitation trend analysis, having as period of analysis a historical series of 37 years of precipitation recorded by the GPCC satellite (1986 to 2018). Two and six Homogenous Regions of Precipitation and Sen's Slope were obtained, which were validated through the validation rates. Each region formed presented its peculiarities and the formation of these helps in the understanding of precipitation behavior in the study area. A strong change in precipitation behavior was noticed by the comparisons between the homogeneous regions formed, there were displacements of the months of higher and lower rainfall rates between some regions, a fact that can be justified by several factors, among them anomalies, climatological phenomena and precipitation trends. There was a tendency to reduce rainfall at the mouth of the Amazon River and also each RH of Precipitation if compared with each RH of Sen's Slope, has the capacity to form new homogeneous regions, causing changes in the patterns of climatological normal.

Keyword: GPCC; Fuzzy C-Means; Non-parametric tests; Validation Indexes; Kriging;

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Soerguimento dos Andes e suas consequências.	. 21
Figura 2- Zona de Convergência Intertropical - ZCIT	. 23
Figura 3 - Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS	. 23
Figura 4- Localização dos centros de máxima precipitação (mm) durante as estações do ar	no para: a)
DJF (verao), b) MAM (outono), c) JJA (inverno), d) SON (primavera).	24
Figura 5- Ciclo Hidrológico e suas fases.	26
Figura 6 - Precipitação Média Mensal Global (mm/mês) de dezembro de 2018	. 28
Figura 7- Evolução temporal do Banco de Dados de Precipitação Mensal do GPCC	. 29
Figura 8 - Regionalização de precipitação média mensal no Iran	. 35
Figura 9 - Regiões de chuvas homogêneas no estado do Pará, com precipitações iso-super mm. a) Todos os anos - precipitação média anual; b) El Niño anos - precipitação média anu Niña anos - precipitação média anual.	rficiais em 1al; e c) La . 36
Figura 10 - Mapa de regiões homogêneas de vazões para a Amazônia.Fonte: Pessoa, Gomes(2018).	Blanco e
Figura 11 - Regiões homogêneas de precipitação da RH.	. 38
Figura 12 - Mapa de Localização da bacia hidrográfica do rio Amazonas	. 44
Figura 13 - Sub-bacias hidrográficas.	. 45
Figura 14 - Mapa da rede de drenagem da bacia do rio Amazonas	. 46
Figura 15 - Mapa de vegetação da bacia do rio Amazonas	. 49
Figura 16 – Esqema metodológico.Fonte: Autor (2020).	. 50
Figura 17 - GPCC Visualizer para obtenção de dados de chuvas.	. 52
Figura 18 - Mapa de pontos do GPCC para a área de estudo	. 53
Figura 19 – Sequência metodológica para obtenção do agrupamento das variáveis	. 57
Figura 20 - Estrutura do algoritmo Fuzzy C-Means. 61	
Figura 21 - Estrutura do índice PBM.	. 66
Figura 22 - Precipitação Média Anual (37 anos) para Bacia do Rio Amazonas	.72

Figura 23 - Distribuição espacial da chuva anual média na bacia do rio Amazonas	74
Figura 24 - Mapa de áreas protegidas ao longo da área de estudo	76
Figura 25 - Normal climatológica para a bacia do rio Amazonas (1982 – 2018).	77
Figura 26 - Normal climatológica para a bacia do rio Amazonas (1973 – 2003).78	
Figura 27 - Precipitação média mensal de janeiro a dezembro para bacia do rio Amazonas. Fo	onte: Autor 79
Figura 28 - Precipitação sazonal (mm) do GPCP (a), CPC (b), GPCC (c) e Era-Interim (quatros estações do ano, no período de 1979-2014.	(d) para as 80
Figura 29 - Gráfico dos índices de validação para melhor agrupamento	84
Figura 30 - Graus de pertinência para 2 agrupamentos.	85
Figura 31 - Arranjo das estações para 2 grupos	86
Figura 32 - Mapa de regiões homogêneas de precipitação para 2 grupos	87
Figura 33 - Normal climatológica da região homogênea 1	87
Figura 34 - Normal climatológica da região homogênea 2	88
Figura 35 - Comparação de normais climatológicas.	89
Figura 36 - Graus de Pertinência para 6 agrupamentos.	90
Figura 37 - Arranjo das estações para 6 grupos.Fonte: Autor (2020)	93
Figura 38 - Mapa de regiões homogêneas de precipitação para 6 grupos	94
Figura 39 - Normal climatológica da região homogênea 1	95
Figura 40 - Normal climatológica da região homogênea 2	96
Figura 41 - Normal climatológica da região homogênea 3	96
Figura 42 - Normal climatológica da região homogênea 4	97
Figura 43 - Normal climatológica da região homogênea 5	98
Figura 44 - Normal climatológica da região homogênea 6	99
Figura 45 - Comparação das normais climatológicas.	.01
Figura 46 - Mapa de normal climatológica por área na bacia do Rio Amazonas	.02

Figura 47 - Mapa de normal climatológica por regiões formadas na bacia do rio Amazonas. Fonte: Villar et al. (2009)
Figura 48 - Resultados dos testes não-paramétricos de Mann-Kendall e Spearman para cada estação do GPCC.Fonte: Autor (2020)
Figura 49 - Resultados de Sen's Slope para cada estação do GPCC.Fonte: Autor (2020) 107
Figura 50 - Espacialização de Sen's Slope para a bacia do rio AmazonasFonte: Autor (2020).108
Figura 51 - Comparação de espacialização de Sen's Slope para a bacia do rio Amazonas.Fonte: mapa (A) resultado desta pesquisa (2020) e mapa (B) adaptado de Lira (2018) 110
Figura 52 - Gráfico dos índices de validação para melhor agrupamento 113
Figura 53 - Graus de pertinência para 2 agrupamentos 113
Figura 54 - Arranjo das estações para 2 grupos115
Figura 55 - Mapa de regiões homogêneas de sen's slope para 2 grupos 116
Figura 56 -Tendência de precipitação da Região Homogênea 1117
Figura 57 - Tendência de precipitação da Região Homogênea 2118
Figura 58 - Graus de pertinência para 6 agrupamentos 119
Figura 59 - Arranjo para 6 grupos122
Figura 60 - Mapa de regiões homogêneas de Sen's Slope para 6 grupos 123
Figura 61 - Tendência Região Homogênea 1124
Figura 62 - Tendência Região Homogênea 2125
Figura 63 - Tendência Região Homogênea 3126
Figura 64 - Tendência Região Homogênea 4127
Figura 65 - Tendência Região Homogênea 5128
Figura 66 - Tendência Região Homogênea 6129
Figura 67 - Comparação das regiões homogêneas para 2 grupos131
Figura 68 - Comparações das regiões homogêneas para 6 grupos133

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Distribuição territorial da Bacia do Rio Amazonas.	43
Tabela 2 – Melhor agrupamento segundo os índices de validação	82
Tabela 3 - Informativo de cada região homogênea formada para 2 grupos	89
Tabela 4 - Informativo de cada região homogênea formada para 10 grupos	. 100
Tabela 5 - Melhor agrupamento segundo os índices de validação.	. 112
Tabela 6 - Informativo de cada região homogênea formada para 2 grupos	. 118
Tabela 7 - Informativo de cada região homogênea formada para 10 grupos	. 129

LISTA DE SIGLAS E NOMENCLATURAS

ANA	Agência Nacional de Águas
CPC	Climate Prediction Center
DEM	Digital Elevation Model
DWD	Serviço Meteorológico Nacional da Alemanha
EVI	Índice de Vegetação Melhorado
FCM	Fuzzy C-Means
GEWEX	Global Energy and Water Exchanges
GHCN	Global Historical Climatology Network
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPM	Global Precipitation Mission
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JMA	Japan Meteorology Agency
KG	Krigagem
MDT	Modelo Digital de Terreno
MPP's	Momento Ponderado de Primeira Ordem
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmosferic Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NDVI	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PA	Precipitação Acumulada
PM	Precipitação Média
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
Q	Sen's Slope

- RDBMS Sistema de Gerenciamento de Banco de Dados Relacional
- RH Região Homogênea
- SRTM Shuttle Radar Topography Mission
- SYNOP Relatórios Meteorológicos Sinópticos
- TIRS Thermal Infrared Sensor
- UKMO United Kingdom Met Office
- USGS United States Geological Survey
- WMO Organização Mundial Meteorológica
- ZCAS Zona de Convergência Atlântico Sul
- ZCTI Zona de Convergência Intertropical
- ZMK Mann-Kendall

1.	INTR	ODUÇÃO	17
	1.1. OB	JETIVOS	19
	1.1.1.	Geral	19
	1.1.2.	Específicos	20
2.	REFE	RENCIAL TEÓRICO	21
	2.1. SU	RGIMENTO DO RIO AMAZONAS	21
	2.2. VA	RIABILIDADE CLIMÁTICA ATRAVÉS DO CICLO HIDROLÓGICO	25
G	2.3. AV PCC	ANÇOS E ESTUDOS SOBRE O GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY CEN	ΓRE - .27
	2.4. AN	ÁLISE DE AGRUPAMENTOS	30
	2.5. RE	GIÕES HOMOGÊNEAS	33
	2.5.1	. Índice de Validação	39
	2.6. TES	STES NÃO-PARAMÉTRICOS	40
3.	ÁREA	DE ESTUDO	43
	3.1. BA	CIA DO RIO AMAZONAS	43
	3.1.1.	Hidrografia	44
	3.1.2.	Vegetação e Clima	47
4.	MÉTO	DDOS UTILIZADOS NO ESTUDO	50
	4.1. OB	TENÇÃO DAS VARIÁVEIS	51
	4.1.1	. Global Precipitation Climatology Centre – GPCC	51
	4.2. MÉ	TODOS NÃO-PARAMÉTRICOS PARA ANÁLISES DE TENDÊNCIAS	53
	4.2.1	. Mann-Kendall	54
	4.2.2	. Spearman	55
	4.2.3	. Sen's Slope	56
	4.3. IDE	ENTIFICAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS	57
	4.3.1	. Fuzzy C-Means – FCM	58
	4.3.2	. Medidas de Similaridade	63
	4.3.3	. Índices de Validação	64
5.	RESU	LTADOS E DISCUSSÃO	72
	5.1. ESI	PACIALIZAÇÃO DOS DADOS DO GPCC	72
	5.2. REC	GIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO	82
	5.3. TES	STES NÃO-PARAMÉTRICOS E REGIÕES HOMOGÊNEAS DE SEN'S SLOPE1	.05
	5.4. CO	MPARAÇÕES DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS1	.31
6.	CONC	CLUSÃO1	.35

Sumário

6.1. CONSIDERAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	137
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138
Anexo A – Programação Fuzzy C-Means – FCM.	166
Anexo B – Resultados dos testes não-paramétricos	170

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Rio Amazonas é uma imensa região na qual se destaca em larga escala pela quantidade de água disponível e sua biodiversidade da fauna e flora, sendo importante para a manutenção dos climas regionais e global (ISHIHARA *et al.*, 2014 MIRANDA, 2016). Nesta região se encontra um dos maiores rios do mundo, o Rio Amazonas, possuindo sua nascente nas cordilheiras dos Andes, Peru, e foz no Oceano Atlântico ,no Brasil, percorrendo mais de 6000 quilômetros de extensão (Plano Nacional de Recursos Hídricos - PNRH, 2006), bem como concentram-se também grandes sub-bacias hidrográficas, como do rio Negro, Solimões, Madeira, Xingu e Tocantins, os quais constituem objetos de estudos nacionais e internacionais acerca da variabilidade das precipitações (ESPINOZA *et al.*, 2011; LOPES; DE SOUZA; FERREIRA, 2013; SANTOS *et al.*, 2017; HOFFMANN *et al.*, 2018).

Nos últimos anos estudos hidrológicos vêm dando destaques às mudanças climáticas, nas quais produzem grandes impactos sobre os recursos hídricos (IPCC, 2014). De acordo com Soares *et al.* (2016), a chuva é um elemento central de grande variabilidade espaço-temporal, sendo fundamental o seu entendimento à tomada de decisões. Alguns estudos identificaram que a variabilidade da precipitação vem sendo alterada por consequência das mudanças climáticas (MARCUZZO *et al.*, 2012; ELI *et al.*, 2013; ÁVILA *et al.*, 2014; SILVEIRA *et al.*, 2016).

A variabilidade da distribuição espacial da precipitação pluviométrica, é importante para o desenvolvimento e planejamento na gestão dos recursos hídricos, permitindo compreender a oferta hídrica e o aproveitamento para os usos múltiplos bem como no entendimento das mudanças climáticas (LUCAS *et al.*, 2009). Estas últimas estão sendo cada vez mais discutidas pela comunidade científica e social, principalmente se tratando da região amazônica (FISCH *et al.*, 1998; MARENGO, 2004), especialmente no rio Amazonas, haja vista que desde a década de 1980 há um aumento de eventos extremos (ESPINOZA *et al.*, 2009; CAVALCANTI, 2012; SANTOS, 2014).

Apesar de ser uma região com alta disponibilidade hídrica, a mesma apresenta baixa densidade de estações de monitoramento, e estas possuem dados temporais com pequenas extensões, assim como problemas de erros de medições, dificuldade de acesso para implementações de novas estações, bem como a manutenção das existentes (LEIVAS *et al.*, 2011; PESSOA *et al.*, 2011) de modo que a maioria dos pluviômetros tendem a ser ao longos dos cursos d'águas (GONÇALVES *et al.*, 2006; FITZJARRALD *et al.*, 2008; PAIVA *et al.*, 2011b), prejudicando estudos acerca da variação da precipitação climática, fortalecendo as

incertezas no entendimento dos processos dinâmicos do clima e da variabilidade, seja em escala espacial quanto temporal (COE *et al.*, 2008; COLLISCHONN *et al.*, 2008; BEIGHLEY *et al.*, 2009; NOBRE *et al.*, 2011; PAIVA *et al.*, 2011a; YAMANA; ELTAHIR, 2011). Da mesma maneira que no dimensionamento da drenagem urbana, controle de enchentes, erosão do solo, geração de energia e diversos fins de usos dos recursos hídricos (GOMES; BLANCO; PESSOA, 2018), todas sendo fundamental para a tomada de decisões (AMANAJÁ; BRAGA, 2012; SHI *et al.*, 2013; SOARES *et al.*, 2016).

Devido esta problemática, alguns autores (LOPES; DE SOUZA; FERREIRA, 2013; SANTOS *et al.*, 2017) vem buscando diversos meios de analisar o comportamento hidroclimatológico de regiões que apresentam carência ou ausência de informações, por meio de ferramentas alternativas as tradicionais fornecidas pela Agência Nacional de Águas – ANA e pelo Instituído Nacional de Meteorologia – INMET. No caso específico do Brasil, as medições hidrológicas disponibilizadas pela ANA, também agregam informações de outras instituições como INMET e CPRM, viabilizando inúmeros estudos na região (NASCIMENTO; SARAIVA, 2009; VILLAR, *et al.*, 2009; SANTOS *et al.*, 2014; SANTOS *et al.*, 2016; COUTINHO *et al.*,

2018; HOFFMANN et al., 2018).

Atualmente o uso de dados obtidos por satélites meteorológicos vêm sendo empregados para estudos de variabilidades climáticas em âmbito nacional (CAMPAROTTO *et al.*, 2013; SANTOS *et al.*, 2017), em destaques para os realizados na Amazônia (BUARQUE *et al.*, 2011; LOPES; DE SOUZA; FERREIRA, 2013; LIMBERGER e SILVA, 2018), quanto em estudos internacionais como os realizados na Índia (SULOCHANA; CHANDRIKA; RAO, 2014), Iran (SARMADI; SHOKOOHI, 2014), Portugal (RAZIEI *et al.*, 2014), Estados Unidos (GANGULI; GANGULY, 2015), e China (CAI *et al.*, 2015), bem como também estudos que comparam dados pluviométricos do Brasil com África do Sul (JUAREZ; RONG FU; FERNANDES, 2008).

A formação de regiões com comportamentos similares de precipitações por meio de análise de agrupamentos, como Fuzzy C-Means (FARSADNIA *et al.*, 2014; AHANI; NADOUSHANI, 2016), vem sendo objeto de estudo na identificação de regiões homogêneas de precipitação (AHUJA; DHANYA, 2012; SARMADI; SHOKOOHI, 2014; MENEZES; FERNANDES; ROCHA, 2015; SANTOS *et al.*, 2017; NEVES *et al.*, 2017; PESSOA, BLANCO; GOMES, 2018; NADOUSHANI; DEHGHANIAN; BAHRAM SAGHAFIAN

2018; GOMES; BLANCO; PESSOA, 2019), classificando e agrupando de acordo com as características mais semelhantes (DOURADO *et al.*, 2013).

O método C-Means, por se tratar de um método de livre escolha de formação de grupos, pode gerar várias soluções, que são reaplicadas diversas vezes para evitar mínimos locais das funções objetivos, e aliado a isto, minimizar estes questionamentos, usam-se índices de validação afim de avaliar os resultados gerados por algoritmos de agrupamento (HALKIDI; BATISTAKIS; VAZIRGIANNIS, 2002).

Índices estes que auxiliam nas validações de agrupamentos formados por diversos métodos, como em estudo feito por Silva et al. (2018) na bacia do rio Tapajós, utilizando o Silhouette, Gomes, Blanco e Pessoa (2018) utilizando o PBM na Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia.

Outros métodos conhecidos como não-paramétricos (Mann-Kendall, Spearman e Sen's Slope) vem sendo aplicados em estudos de variabilidade climática, dos quais permitem fornecer um indicador sobre as mudanças no comportamento natural e identificar a ocorrências de tendências significativa positiva ou negativa (HAMED, 2008; DAVIDSON *et al.*, 2012; FERREIRA FILHO *et al.*, 2019b). Tais métodos também auxiliam no entendimento do comportamento hidrológico em diversos estudos como em Lira (2018).

Sendo assim, este trabalho objetivou formar regiões homogêneas com base na precipitação e na análise de tendências por meio de análise de agrupamento (Fuzzy C-Means – FCM) e métodos não- paramétricos para entender o comportamento da precipitação na bacia hidrográfica do rio Amazonas, tendo como período de análise uma série histórica de 37 anos de precipitações registrado pelo satélite GPCC (1986 a 2018), com intuito de contribuir para o planejamento de recursos hídricos na área de estudo.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Geral

Observar o comportamento da precipitação na bacia hidrográfica do rio Amazonas por intermédio da identificação de regiões homogêneas de precipitação anual e região similares formadas com o resultado do teste de Sen's Slope, visando auxiliar no planejamento de recursos hídricos na região.

1.1.2. Específicos

- Observar o comportamento espacial da precipitação anual e mensal, utilizando os dados do GPCC;

- Aplicar o método de análise de agrupamento Fuzzy C-Means na identificação de regiões homogêneas de precipitação anual média;

- Analisar as tendências por meio dos métodos não-paramétricos de Mann-Kendall, Spearman e Sen's Slope;

- Espacializar os resultados obtidos pelos métodos 3 métodos não-paramétricos;

- Aplicar o método de análise de agrupamento Fuzzy C-Means na identificação de regiões homogêneas similares com os resultados do método de Sen's Slope.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. SURGIMENTO DO RIO AMAZONAS

Segundo Meade (2008) o rio Amazonas deságua em média 6,9 x 10¹² m³ de água para ao Oceano Atlântico, com aproximadamente 6880 km, é considerado o maior rio do mundo (MARTINI *et. al.*, 2008; SILVA, 2013).

O nascimento do rio Amazonas surgiu com a origem da Cordilheira dos Andes, Peru (SACEK, 2014; FIORELLA *et al.*, 2015; ANDERSON *et al.*, 2016). Entretanto, o soerguimento da porção norte da cordilheira dos Andes não foi síncrono, ou seja, não aconteceu simultaneamente em toda área, tendo se propagado essencialmente da parte sul para o norte, e de oeste para leste (BICUDO, 2017), como mostrado na Figura 1.



Figura 1 - Soerguimento dos Andes e suas consequências.

Fonte: Adaptado de Hoorn e Wesselingh (2010a).

As placas Sul-Americana e de Nasca estão em convergência desde os últimos 100 Milhões de anos. No entanto, a deformação da placa cavalgante e o soerguimento da cordilheira dos Andes no norte da América do Sul teve início apenas a aproximadamente 65 Milhões de anos, na parte ocidental da cordilheira, e atingiu as dimensões geográficas atuais a 30 Milhões de anos (HOORN *et al.*, 2010b).

No início do Mioceno um aumento no nível do mar e as mudanças climáticas na região favoreceram o desenvolvimento de uma grande zona alagada entre 23 e 10 Milhões de anos, o chamado sistema Pebas, que cobria mais 106 km² do oeste da Amazônia (WESSELINGH *et al.*, 2006; HOORN *et al.*, 2010b,c).

Assim, a mudança no padrão de drenagem, que corresponde ao surgimento do rio transcontinental do Amazonas, entre 10.5 Milhões de anos, (FIGUEIREDO *et al.*, 2010), onde:

Num tempo em que a cordilheira dos Andes nem existia, o rio Amazonas corria no sentido inverso ao atual, na direção do Pacífico. Há centenas de milhões de anos, quando aquele conjunto de montanhas se levantou, o rio ficou impedido de seguir em frente e formou um grande lago. Impotentes diante da barreira colossal, as águas represadas escoaram no sentido oposto e abriram caminho para o Atlântico (BORELLLI *et al.*, 2005).

Logo, com a mudança de curso d'água, surgiu a bacia hidrográfica do rio Amazonas. Possuindo uma extensão de mais de 6 milhões km², sendo considerado um dos maiores em transportes de água (MARTINI *et al.*, 2008), delimitada a oeste pela Cordilheira dos Andes, ao norte pelo Planalto das Guianas, ao sul pelo Planalto Central e a leste pelo Oceano Atlântico, por onde toda a água captada na bacia escoa (IBGE, 2010).

Apresentando valores anuais de precipitação pluviométrica compreendidos de 1.000 a 7.000 mm, sendo considerada bastante elevada, a bacia Amazônica recebe precipitação média de 2.300 mm/ano (RIBEIRO NETO, 2006). A vazão do rio Amazonas na foz é calculada em 209.000 m³ /s e a evaporação equivalem a 1.382 mm/ano, ou seja, 50 % da água da chuva voltam à atmosfera pela ação das florestas (SALATI, 1983; SOARES, 1991; TUNDISI *et al.*, 1999; MARENGO, 2006. Fortemente influenciadas pelas Zonas de Convergência Intertropical (ZCIT) e do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 2 e 3).



Figura 2- Zona de Convergência Intertropical - ZCIT.

Fonte: UVED (2019).

Figura 3 - Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS.



Fonte: CLIMATEMPO (2019).

Assim as precipitações de dezembro a março são intensas, com médias maiores que 900 mm, coincidindo com a posição mais ao sul da ZCIT durante esta estação do ano e com a posição média da ZCAS (FIGUEROA; NOBRE, 1990; LIEBMANN *et al.*, 1999), e durante o período de inverno, junho a agosto, os totais de precipitação sofrem um decréscimo, haja vista que o deslocamento do centro máxima de precipitação para a América Central. Nesta época a foz do rio Amazonas tem um período de seca (FIGUEROA; NOBRE, 1990), logo a distribuição da precipitação ao longo da região é não homogênea (Figura 4).

Figura 4- Localização dos centros de máxima precipitação (mm) durante as estações do ano para: a) DJF (verão), b) MAM (outono), c) JJA (inverno), d) SON (primavera).



Fonte: Adaptado de Figueroa e Nobre (1990, p.45).

Diversos estudos apontam que a variabilidade hidrológica na região não é devida somente ao aquecimento e resfriamento da superfície do Pacífico Leste, ou seja, devido aos fenômenos de El Niño ou La Niña, mas também ao oceano Atlântico Norte e Sul durante o período de transição entre as estações chuvosa e seca influenciadas pelas ZCIT e ZCAS (ZENG, 2008; YOON; ZENG, 2010; MARENGO *et al.*, 2012).

2.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA ATRAVÉS DO CICLO HIDROLÓGICO

Amplamente discutido, o ciclo hidrológico é a denominação ao ciclo natural do percurso da água ao longo do planeta terra. Duarte (2006) afirma que o ciclo foi consolidado durante o século XV, e partir deste, surgiram diversos conceitos.

O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação fechada entre água e a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionada fundamentalmente pela ação solar, gravidade e rotação da terra (TUCCI, 2007), podendo ser observado e modelado em diversas escalas (GIAMBELLUCA *et al.*, 2009; OLIVEIRA *et al.*, 2015; MELO *et al*, 2016; NOBGREA *et al.*, 2017).

Há também autores que consideram fatores externos à adição ao ciclo hidrológico, sistemas abertos, que indicam que há a inserção de água que estão fora deste sistema, mas que acabam ingressando ou até mesmo saindo deste meio (ABREU *et al.*, 2005; DUARTE, 2006).

O conceito geral aborda duas vertentes, sendo uma atmosférica e outra terrestre, onde cada uma delas possui uma etapa de armazenamento de água, transporte e mudança de estado, seja líquido, sólido ou gasoso (GARCEZ; ALVAREZ, 2002), sendo representado pela Figura 5.



Figura 5- Ciclo Hidrológico e suas fases.

Fonte: U.S. Geological Survey – USGS (2009).

A precipitação é destacada como uma das variáveis hidrológicas mais importantes por estar diretamente relacionada a outros eventos climáticos, tais como a variabilidade climática e as mudanças climáticas. A mesma pode ser definida como toda água proveniente do vapor d'agua atmosférico que atinge a superfície terrestre nos estados líquidos ou sólidos.

Variabilidade climática espaço-temporal pode ser definida como o comportamento da chuva em uma determinada área e em um determinado tempo. Como a mesma não cai homogeneamente em uma determinada área e também não cai uniformemente distribuída no tempo, afirma-se que há uma variação espaço-temporal (AYOADE, 1996). Por este motivo, alguns estudos evidenciam que as mudanças climáticas muitas vezes são influenciadas por estas variabilidades, não excluindo outros fatores, como ação antrópica (COSTA e PIRES, 2010).

Bjerknes (1969) e Ropelewski e Halpert (1987) destacam que de todos os fatores físicos que causam modificações na distribuição das chuvas na região Amazônica, o sinal mais proeminente de variabilidade interanual é o fenômeno El Niño- Oscilação do Sul.

Bawden *et al.* (2014) estudaram a variabilidade na região do rio Athabasca, no Canadá, e no presente estudo relacionaram com as tendências de precipitações, e chegaram a conclusão que a variabilidade climática está fortemente relacionada com as tendências de precipitações, temperatura na região e as correntes de ar.

Cristiano, Veldhuis e Giesen (2017) fizeram um novo estudo sobre a resposta hidrológica frente a variabilidade da precipitação e destacam que a mesma é uma das principais fontes de erro na estimativa da resposta hidrológica em áreas urbanas.

Ferreira Filho *et al.* (2019a) fizeram a espacialização de chuvas para região hidrográfica da Calha Norte – PA através de dois métodos de interpolação (Krigagem e IDW) para comparação dos resultados. Também, foram elaborados mapas temáticos sobre hipsometria, tipos de solos e vegetação para sobreposição de imagens, uma vez que diversos trabalhos associam estas variáveis com mudanças climáticas. Os resultados mostraram comportamentos similares na área de estudo, sendo que 4 análises obtiveram uma correlação maior que 0,8 (forte). Portanto, apesar de um número reduzido de estações na área de estudo, os métodos de interpolação foram satisfatórios na análise da distribuição da chuva na região hidrográfica Calha Norte, onde se constatou a predominância de maior ocorrência de precipitação no sentido Leste-Oeste, em áreas de baixas altitudes, com florestas densas e com duas características de solos (latossolos e podzólicos).

2.3. AVANÇOS E ESTUDOS SOBRE O GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY CENTRE - GPCC

Tradicionalmente, a medição da chuva é feita por meio de pluviômetros e pluviógrafos. Em 2010, a Global Precipitation Mission (GPM), dispôs de um grande número de sensores micro-ondas a bordo dos satélites, possibilitando o desenvolvimento de produtos de chuvas globais, em escalas temporais e espaciais (HOSSAIN *et al.*, 2004). Os produtos de estimativa de chuva por satélite possuem diversas resoluções temporais e espaciais, e na grande maioria, com livre acesso pelas instituições desenvolvedoras (ARAUJO, 2006).

Com os avanços das medições dos satélites meteorológicos e a falta de dados consistidos em algumas áreas de estudo (CAMPAROTTO *et al.*, 2013; SARMADI; SHOKOOHI, 2014;

GANGULI; GANGULY, 2015; SANTOS *et al.*, 2017), a utilização destes têm sido comprovadas e feitas em estudos para avaliar o comportamento hidrológico e ajudar no planejamento acerca dos recursos hídricos.

As análises de dados do GPCC são provenientes da interpolação SPHEREMAP (WILLMOTT; ROWE; PHILPOT, 1985), possuindo dados mensais e anuais com resolução espacial de 1,0° x 1,0° e 2,5° x 2,5°, latitude e longitude, com a utilização de combinação de dados meteorológicos e dados dos Serviços Meteorológicos Nacionais (SCHENEIDER *et al.*, 2011). A Figura 6, ilustra um exemplo do dado que é fornecido pelo GPCC.



Figura 6 - Precipitação Média Mensal Global (mm/mês) de dezembro de 2018.

Fonte: DWD (2020).

Além disso, o GPCC engloba outras coleções globais e regionais disponíveis de dados climáticos (Rede Global de Climatologia Global - GHCN; Unidade de Pesquisa Climática da Universidade de East Anglia - CRU; FAO; projetos relacionados à GEWEX; Ásia-Pacífico, Matsumoto, entre outros, foram integradas na base de dados do GPCC (SCHENEIDER *et al.*, 2011). Assim, compilando a mais abrangente coleção global de dados mensais de precipitação a partir de observações *in situ*, Figura 7.



Figura 7- Evolução temporal do Banco de Dados de Precipitação Mensal do GPCC.

Fonte: Rudolf et al. (2011).

Os fornecedores de dados são incentivados a fornecer atualizações anuais ao GPCC, onde o mesmo, processa os dados, em tempo não-real, e disponibiliza aos pesquisadores (SCHENEIDER *et al.*, 2011).

Todos os dados que chegam ao GPCC são verificados, processados, reformatados e integrados em um Sistema de Gerenciamento de Banco de Dados Relacional (RDBMS), com

isso, são possíveis intercomparações verificações cruzadas, o que é muito útil no processo de controle de qualidade e geração de produtos (RUDOLF *et al.*, 2011).

Schneider *et al.* (2017) realizou um estudo avaliando o ciclo hidrológico sobre a terra usando a climatologia de precipitação recém-corrigida do Centro de Climatologia Global de Precipitação (GPCC), e afirma que na comparação da climatologia para períodos de referência de 30 anos, de 1931 a 1960 e 1981 a 2010, não revela nenhuma tendência significativa para a precipitação da superfície terrestre.

Santos *et al.* (2017) realizaram um estudo da variabilidade sazonal da precipitação na Amazônia utilizando dados de série histórica de precipitação mensal do GPCC. No mesmo estudo as precipitações mensais apresentaram valores de viés e RMSE pequenos para as quatros estações do ano, quando comparados com os dados do Climate Prediction Center - CPC (SILVA *et al.*, 2007) e Era-Interim, destacando a grande disponibilidade de série temporal e o criticismo.

Portanto, desde o lançamento da climatologia de precipitação descrita de acordo com Schneider *et al.* (2011), o GPCC aprimorou seus dados com atualizações, agregando quantidades significativas dos mesmos, incluindo o Brasil, Colômbia, México e algumas regiões esparsas de dados anteriores, como Etiópia, a Líbia, a Somália, a região do Lago Chade, o Camboja e o Quirguizistão (SCHNEIDER *et al.*, 2017), e outras regiões do globo terrestre (DWD, 2019).

2.4. ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS

A escolha do método de agrupamento e da distância apropriada são tarefas difíceis em agrupamentos de dados e necessitam de um conhecimento prévio sobre a aplicação (FRIEDMAN; HASTIE; TIBSHIRANI, 2009), onde, o agrupamento obtido ao final da aplicação da técnica, depende fortemente desta etapa (REZAEE, 2010).

A análise de agrupamento é uma técnica que busca obter grupos homogêneos por meio de um esquema que possibilite reunir os objetos em um determinado número de grupos, de modo que os semelhantes possuam homogeneidade no comportamento e os heterogêneos possuem diferenças (CRUZ; REGAZZI, 2001), dos quais os mais utilizados são os de otimização e os hierárquicos (CRUZ; FERREIRA; PESSONI, 2011), e também não hierárquicos (GOYAL; GUPTA, 2014).

Primeiramente é necessário definir quais as variáveis a serem estudadas. De acordo com Diniz *et al.* (2012) podem-se usar variáveis físicas e hidrológicas para análises de agrupamentos, das quais citam-se:

a) Variáveis representativas das características físicas: Área (A), Perímetro (P), Índice de circularidade (Ke), Fator de forma (Kf), Índice de compacidade (Kc), Linha de fundo (Lf), comprimento do curso d'água (Lt), Comprimento total da rede de drenagem (L), Índice dos comprimentos (RL), Densidade de drenagem (Dd), Largura média (Lm), Declividade máxima (Imax), Elevação média da bacia (Cmed), Ordem dos cursos de água (Or), Índice de bifurcação (Rb), Índice das áreas (Ra), Coeficiente de torrencialidade (Ct), Índice de rugosidade (IR), extensão média do escoamento superficial (Le), Sinuosidade do curso d'água (SIN), Lado maior do retângulo equivalente (Lr), Lado menor do retângulo equivalente (lr), Índice de declividade global (IG), Desnível específico (DS), Percentuais de cada tipo de solo, e Área do Espelho (AE);

b) Variáveis representativas das características hidroclimáticas: Lâmina média anual escoada na sub-bacia (LES), Precipitação média na sub-bacia (P), e Evapotranspiração média na sub-bacia (ET).

Nos métodos de otimização os grupos são formados pela adequação de algum critério de agrupamento. Entre eles cita-se o de Tocher, no qual Rao (1952) afirma que este possui uma particularidade de apresentar distâncias médias intragrupo sempre menor que a distância média intergrupo. Um exemplo de aplicabilidade deste método foi em estudo genético das melancias como de Souza; Queiróz; Dias (2005).

Na literatura os métodos hierárquicos podem ser aglomerativos ou divisivos, caracterizados pelo estabelecimento de um diagrama de arvore ou um dendograma pela sucessão hierárquica dos N grupos formados, onde N, representa a quantidade total de indivíduos do conjunto de dados (METZ, 2006).

Nos mesmos, os objetos (indivíduos) são agrupados por um processo que se repete até o estabelecimento de um diagrama bidimensional em forma de árvore, dendograma, no qual se torna o principal objetivo. Existem diversos métodos, entre eles de Ward (1963), K-Means, Fuzzy C-Means, Método Aglomerativo, entre outros, dos quais o principal objetivo é formar grupos que possam ajudar no entendimento das características a serem analisadas (DINIZ *et al.*, 2012), como em estudo realizado por Kahya; Demirel; Bég (2008), dos quais, utilizaram dados mensais de vazão para formar agrupamentos que pudessem auxiliar e regionalizar a

Turquia, e concluíram que as zonas com padrão de fluxo de água similar não foram sobrepostas às zonas climáticas convencionais da Turquia.

Hassan e Ping (2012) utilizaram o método de Ward e L-momento na bacia LuanHe na China para a formação das 7 regiões homogêneas de chuvas como produto.

Freitas *et al.* (2013) utilizaram vários métodos de agrupamento, e o método de Ward foi o que ocasionou uma melhor correspondência entre os índices de aridez e de umidade, identificando respectivamente, cinco e quatro regiões homogêneas no estado da Paraíba-PB.

Ilorme e Griffis (2013) utilizaram o método de Ward para delineação de regiões hidrologicamente homogêneas e a classificação de locais não utilizados para a estimativa de inundação de projeto ao sudoeste dos Estados Unidos.

Gonçalves *et al.* (2016) com dados de precipitação de 31 anos obtiveram regiões no estado do Pará – PA através do método de Ward e distancia euclidiana, destacando a importância de levar em consideração El Niño e La Niña para determinar as regiões homogêneas de precipitação.

Já nos métodos não hierárquicos os dados não envolvem o processo de construção em árvore, ao contrário, fazem designações dos objetos a agrupamentos, a partir da especificação do número de grupos a ser formados. K-Means, Redes Neurais e o Fuzzy C-Means são alguns exemplos de métodos não hierárquicos.

Com isso, os agrupamentos particionais buscam encontrar o melhor particionamentos dos n objetos divididos em k grupos por meio de algoritmos de aprendizagem não supervisionados. Nestes métodos os números iniciais de agrupamento são definidos de acordo com a sensibilidade do manipulador, e são estimados seus respectivos centroides. Como exemplo, cita-se os métodos de K-Means e Fuzzy C-Means.

No método de K-Means são feitas iterações repetidas até chegar em um momento em que não ocorram mais mudanças nos centroides de agrupamento. Este é considerado uns dos mais sensíveis, já que os agrupamentos formados são aleatórios dependendo da organização inicial dos dados, haja vista que as distâncias dos centroides dos k-grupos afetam no resultado final (GOYAL; GUPTA, 2014).

Porém como os k-grupos iniciais são gerados aleatoriamente, utilizam-se como critério a reaplicação do método até atingir o resultado desejável conforme a aplicabilidade do manipulador (DINIZ *et al.*, 2012).

No caso do método de Fuzzy C-Means o operador define inicialmente os parâmetros fuzzifier (β), que usualmente é um valor qualquer adotado entre 1,5 e 2,5, e o critério de parada das iterações do Fuzzy, adotado geralmente valores como 0,001 (GOYAL; GUPTA, 2014).

Ambos os métodos têm diversas aplicabilidades, como estudos hidrológicos de Pessoa, Blanco e Gomes (2018), que utlizou a ferramenta Fuzzy C-Means para regionalizar vazões na Amazônia com base em características morfoclimáticas de 208 estações fluviométricas, obtendo um resultado que dizendo que conjunto de dados da aplicação é melhor dividido em 10 grupos, os quais foram bem definidos e demonstraram a similaridade hidrológica da Amazônia.

Também em análises financeiras como Gokten, Baser e Gokten (2017), que usaram algoritmo de clusterização Fuzzy C-Means em pontuação de saúde financeira.

Mohammadrezapour; Kisi; Pourahmad (2018) utilizaram agrupamento Fuzzy C-Means e K-Means com algoritmo genético para identificação de regiões homogêneas da qualidade de água subterrânea. No presente estudo verificaram que o Fuzzy C-Means tem melhores resultados do que o algoritmo de agrupamento K-Means, principalmente devido à consideração das condições de incerteza. Portanto, mostrando que podem ser usados em diversas áreas da ciência.

2.5. REGIÕES HOMOGÊNEAS

Regiões homogêneas são formadas por meio de técnicas estatísticas agrupando objetos com similaridades próximas entre si e dissimilaridade entre os grupos (BESKOW *et. al.*, 2014), por meio de suas características semelhantes como comportamentos físicos, hidrológicos, climáticos e outros (COELHO *et al.*, 2018).

Atualmente estudos que utilizam desta técnica tem como objetivo auxiliar no planejamento dos recursos hídricos, bem como correlacionar as variáveis, permitindo obter estimativas de fluxos (SKAUGEN; VAERINGSTAD, 2005; OUARDA *et al.*, 2008), identificar áreas homogêneas de redes de irrigação (MONEM; HASHEMY, 2011), regiões com possíveis retornos de eventos extremos (WEISS; BERNARDARA; BENOIT, 2014) e regiões hidrologicamente homogêneas utilizando as precipitações como variáveis (COELHO *et al.*, 2018) e outros que utilizam vazões (PESSOA, BLANCO, GOMES, 2018).

Agrupar as variáveis em regiões é essencial, pois define como a informação regional é explorada e, portanto, pode influenciar profundamente os resultados finais (WEISS; BERNARDARA; BENOIT, 2014), por exemplo, Beable e McKerchar (1982) dividiram a Nova Zelândia em nove regiões administrativas para estimar as inundações. Neste contexto, a identificação prévia das regiões favorece a diminuição dos erros no ajuste de modelos ou equações (EUCLYDES *et al.*, 2019) em bacias hidrográficas ou áreas de estudo.

Com isso, a classificação de bacias hidrográficas considerando suas características semelhantes, permitem testes de hipóteses, sobretudo, a semelhança entre as variáveis hidrológicas, assegurando uma melhor concepção na escolha dos modelos adequados para sistemas hidrológicos (McDONNELL; WOODS, 2004).

Assim, estudos envolvendo diversas variáveis, têm sidos eficientes em diversas áreas do conhecimento científico (FREITAS *et al.*, 2013), principalmente tratando-se em conhecer variações das mesmas, tanto a nível global como a nível regional.

Gurgel *et al.* (2003) estudaram a variabilidade do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) sobre o Brasil, utilizando a análise de agrupamentos. Amanajás e Braga (2012), estudaram a variabilidade espacial da chuva no estado Amapá, onde os mesmos encontraram resultados coerentes com o regime climático da região.

Ramachandra Rao e Srinivas (2006) usaram um híbrido de Ward e K-Means, de bacias hidrográficas em Indiana, EUA, onde regiões homogêneas foram encontradas agrupando-se os locais de acordo com as semelhanças entre bacias hidrográficas.

Obregón e Nobre (2006) regionalizaram a chuva para a bacia Amazônica pelo método de K-Means, encontrando 5 sub-regiões homogêneas na área, se concentrando principalmente em direção norte e sudeste.

Bernardara *et al.* (2011) e Bardet *et al.* (2011) analisaram ondas extremas de tempestade ao longo das costas francesas do Oceano Atlântico e do Canal da Mancha para 21 e 18 locais, respectivamente, onde de acordo com os testes de Hosking e Wallis esta região é homogênea estatisticamente.

Para identificar regiões e ajudar no planejamento dos recursos hídricos, Sarmadi e Shookoohi (2014), utilizaram de dados do GPCC e ferramentas estatísticas como L-momento e análise multivariadas, obtendo como resultado a regionalização da região (Figura 8).



Figura 8 - Regionalização de precipitação média mensal no Iran.

Fonte: Sarmadi e Shookoohi (2014)

Menezes, Fernandes e Rocha (2015) fizeram o uso de testes estatísticos para a regionalização de precipitação para o estado do Pará e encontraram 3 regiões homogêneas (R1, R2 e R3). Neste estudo foram utilizadas médias mensais de precipitação de 66 estações meteorológicas, no período de 1982 a 2011, obtidas na rede hidrometeorológica da Agência Nacional de Águas (ANA). No presente estudo os autores concluíram que a sazonalidade da precipitação na região R1 apresenta elevada precipitação mensal nos meses de fevereiro, março e abril (com mínimos nos meses de setembro, outubro e novembro), sendo que esta uma região de máximos de precipitação no Estado, associada a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). As regiões R2 e R3 apresentam seus máximos de precipitação também associados à ZCIT e, o período de estiagem (mínimos de precipitação) são mais acentuados e deslocados para os meses de julho, agosto e setembro e junho, julho e agosto, respectivamente, associados a Zona Convergência do Atlântico Sul que atua nestas regiões a partir do mês de setembro.

Gonçalves *et al.* (2016) através do método de Ward encontraram regiões homogêneas considerando os fenômenos de el ñino e la ñina (Figura 9). Os autores obtiveram como resultados que pode-se também identificar regiões com baixa taxa de chuvas, o que pode representar mudanças climáticas causadas pela mudança no uso da terra, como na região sudeste do Pará, onde agricultura e a pecuária vem substituindo a floresta amazônica nos últimos quarenta anos.

Figura 9 - Regiões de chuvas homogêneas no estado do Pará, com precipitações isosuperficiais em mm. a) Todos os anos - precipitação média anual; b) El Niño anos precipitação média anual; e c) La Niña anos - precipitação média anual.



Fonte: Gonçalves et al. (2016).
Objetivando regionalizar vazões, Pessoa, Blanco e Gomes (2018), aplicaram o método de Fuzzy C-Means formando 10 regiões bem definidas mostrando a semelhança hidrológica geral da Amazônia (Figura 10).



Figura 10 - Mapa de regiões homogêneas de vazões para a Amazônia.

Fonte: Pessoa, Blanco e Gomes(2018).

Neves *et al.* (2017), através da aplicação do método de Ward para a criação de grupos homogêneos de precipitação com 32 dados de estações pluviométricas, tiveram como resultado que o tipo de atividade exercida na sub-bacia Trombetas e a altitude influenciam em registros pluviométricos, evidenciando que em áreas mais preservadas há um maior aumento de densidade de estações. Apesar das dificuldades da região os autores conseguiram realizar o agrupamento e espacializar as informações para a área de estudo.

Estudos na Amazônia para a identificações de regiões homogêneas como realizado por Gomes, Blanco e Pessoa (2019), na região hidrográfica do Tocantins-Araguaia (RHTA)(Figura 11). No presente estudo os autores destacam a área devido a exploração elétrica, e como resultado dos testes estatísticos de Fuzzy C-Means, homogeneidade e heterogeneidade identificaram 3 regiões homogêneas, auxiliando nos estudos de regionalização de chuvas.



Figura 11 - Regiões homogêneas de precipitação da RH.

Fonte: Gomes, Blanco e Pessoa (2019).

Portanto, existem diversas metodologias para a identificação de regiões homogêneas, entre elas estão o método de Ward, análise de Cluster, análise de distribuição de frequência e os métodos híbridos, Fuzzy C-Means e SOM, que são combinações de dois ou mais método (MIRANDA, 2016).

Ainda há na Amazônia, poucos estudos, carência, de estudos que utilizem dados de satélites meteorológicos, por este motivo, este trabalho se torna de mais valia para outros estudos futuros.

2.5.1. Índice de Validação

A utilização de agrupamentos para formações de regiões homogênegas fazem surgir duas questões fundamentais que precisam ser abordadas em qualquer cenário típico de clustering são: (i) quantos clusters estão realmente presentes nos dados, e (ii) quão reais ou bem, é o próprio agrupamento (PAKHIRA *et al.*, 2004).

Em outras palavras, qualquer que seja a técnica de agrupamento, é preciso determinar o número de clusters e também a validade dos clusters formados (DUBES; JAIN, 1976). Medida esta, que precisa dar validade aos agrupamentos, capaz de impor uma ordenação dos grupos, em outras palavras, a respeito do maior grau de pertinência para cada elemento pertencente a um determinado agrupamento.

Há na literatura alguns índices de validações aplicados em alguns estudos, entre eles estão o índice Davies-Bouldin (DB) (DAVIES; BOULDIN, 1979), Índice de Dunn (DUNN, 1973), ambos principalmente para os "*hardclusters*", e o índice Xie-Beni (XB) (XIE; BENI, 1991), para clusters difusos.

O índice de PBM, foi um estudo realizado por Pakhira, Bandyopadhyayb, Maulikc (2004) os quais originaram o nome do índice, aplicados em diversos estudos como em Gomes, Blanco e Pessoa (2018), em uma sub-bacia na região da Amazônia, Crispim *et al.* (2019), para comparações de métodos de agrupamentos hierárquicos aglomerativos em indicadores de sustentabilidade em municípios do estado do Pará.

Como muitas das vezes o agrupamento é um processo não supervisionado, onde não se tem conhecimento a priori, é inevitável o uso de algum tipo de avaliação das partições geradas, como medidas de qualidade (REZAEE et al., 1998). Desta forma, os índices de validações cresceram como ferramentas importantes no auxílio ao entendimento desses arranjos.

Após o entendimento do processo de agrupamento, bem como uma prévia noção dos resultados que se quer alcançar, uma pesquisa bibliográfica foi feita para se descobrir a utilização de determinados índices e quais seriam os melhores para se alcançar o objetivo. Desta forma, atualmente existem alguns índices, dos quais pode-se citar: Dunn (1973), Variance Ratio Criterion (VRC) (1974), Coeficiente de Partição Entrópica (PE) Coeficiente de Partição (CP) (1974), Gamma (1975), C-Index (1976), Performance da Nebulosidade (1978), Davies-Bouldin (DB) (1979), Silhouette (1987), Fukuyama-Sugeno (FS) (1989), Xie-Beni (1991), Variações do Davies-Bouldin e Dunn, baseados em teoria dos grafos (1997), Separação e Dispersão (SD) (2000), S_Dbw (2001), Separação da Partição (2001), Contraste entre classes (2002), CS (2004), PBM (2004), Davies-Bouldin (2005), Score Function (2007), Sym (2008), Distância

Baseada em Pontos Simétricos (2009), COP (2010), Negentropy increment (2010), SV (2010) e OS (2010).

A finalidade do conhecimento prévio, define muitas das vezes a aplicabilidade do melhor agrupamento, bem como do índice de validação, como em estudo realizado por Petrovi´c (2006), dos quais com a finalidade do estudo, os resultados demonstraram que comparando a eficácia de um classificador múltiplo sistema de detecção de intrusão (IDS) com os dois índices implementados mostram que o sistema que utiliza o índice Silhouette produz um pouco mais de precisão do que o sistema que utiliza o índice Davies-Bouldin.

Assim, para fortalecimentos dos resultados, bem como dar fundamento aos mesmos, a aplicabilidade de qualquer índice, necessita de um estudo prévio de seu algoritmo, por fim, para chegar em uma análise melhor dos dados obtidos pelos agrupamento, como de Petrovi´c (2006).

2.6. TESTES NÃO-PARAMÉTRICOS

Examinar a dinâmica espaço-temporal de variáveis meteorológicas no contexto de mudanças climáticas, principalmente em áreas onde tal variabilidade influencia na dinâmica da economia como agricultura, é vital para avaliar as mudanças que o clima induz e também para sugerir estratégias de adaptação viáveis (ASFAW *et al.*, 2018).

Testes não-paramétricos são chamados assim porque são estatísticas livres de distribuição, não limitadas por suposições sobre a distribuição da população, consequentemente, eles podem acomodar facilmente dados que possuem uma ampla variedade de variações. Ao contrário da estatística paramétrica, esses testes sem distribuição podem ser usados com dados quantitativos e qualitativos (SCHEFF, 2016).

Uma boa caracterização das tendências de chuvas, variabilidade no tempo, é necessária para muitos estudos em climatologia, hidrologia e agricultura. A análise das tendências de longo prazo de precipitação é essencial, a exemplo deste, à qual a chuva afeta enormemente o cronograma de irrigação. Por este motivo, analisar com precisão as tendências de precipitação e déficit hídrico pode desempenhar um papel importante no planejamento e otimização da distribuição de recursos hídricos, conservação do solo e da água e projeto do sistema de cultivo (FENG *et al.*, 2016).

Por isso, testes como de Mann-Kendall, Spearman e Sen Slope são utilizados para analisar as tendências de diversas variáveis climatológicas, afim de colaborar com o planejamento dos recursos hídricos, como em estudo realizado por: Asfaw *et al.* (2018), dos quais fizeram uma análise de tendências de variabilidade e séries temporais de precipitação e temperatura na Etiópia na sub-bacia de Woleka, onde o resultado revelou a variabilidade intra e interanual da precipitação pluviométrica enquanto o valor do índice de severidade de Palmerdrought provou a tendência crescente do número de anos de seca. No mesmo estudo, o teste de análise de tendências Mann-Kendall revelou uma tendência crescente para as temperaturas médias e mínimas ao longo do tempo, enquanto a tendência para a temperatura máxima exibiu uma tendência crescente não significativa.

Esses métodos partem do princípio da elaboração de uma hipótese baseada no comportamento probabilístico de uma série de uma ou mais variáveis, definindo uma hipótese nula (H0) e outra hipótese alternativa (Ha), tal qual, a rejeição ou não da hipótese nula dependerá do tipo de teste aplicado e o nível de significância (α) adotado (LOUREIRO *et al.*, 2015).

Ishihara *et al.* (2014), analisaram a tendência da precipitação na Amazônia Legal, no período de1978 a 2007, obtendo como resultados, nos quadrantes do nordeste e noroeste, um ligeiro aumento, não significativo, enquanto nos quadrantes do sudeste e sudoeste, observou-se uma diminuição na precipitação. Apenas no sudoeste apresentou tendência significativa, podendo ter relação com o arco do desmatamento e da intensa alteração no uso e ocupação do solo nessas regiões.

Loureiro *et al.* (2015), realizaram um estudo para avaliar a precipitação na região hidrográfica do Tocantins Araguaia, entre o período de 1977 a 2006, aplicando os testes de Mann-Kendall e Sen's Slope. O primeiro teste não apresentou resultados estatísticos de tendência significativa de precipitação, porém o método de Sen's revela uma diminuição no Alto Tocantins-Araguaia e um aumento na sub-bacia do Baixo Tocantins.

Menezes e Fernandes (2016) realizaram um estudo de tendência e variabilidade da precipitação no estado do Pará, utilizando séries históricas de 66 postos pluviométricos, disponíveis na rede hidrometeorológica da Agencia Nacional de Águas (ANA), no período de 1982 a 2011. No presente estudo os resultados demonstraram que há uma grande variabilidade espacial e temporal da precipitação no estado do Pará relacionada à atuação de fenômenos climáticos como o El Niño.

Vale destacar estudos com baixas densidades de dados hidrológicos, para isto os testes também auxiliam nas previsões futuras, como verificado por Rustum *et al.* (2017), que realizaram um estudo de caso da planície de inundação de Lower Shire em Malawi para o Período de 1953 a 2010. No presente estudo, a significância das tendências foi

determinada usando a estatística de teste não-paramétrica de Mann-Kendall (MK), enquanto a determinação das magnitudes das tendências foi obtida usando o método da inclinação de Sen. Os resultados indicam que as precipitações anuais aumentaram, enquanto a precipitação mensal revelou uma tendência de alta nas estações chuvosas (novembro a abril) e uma tendência de queda nas estações secas (maio a outubro).

Em estudo recente realizado por Folton *et al.* (2018) em uma Sub-Bacia da França, com série de dados de 50 anos disponibilizado pelo Observatório Hidrológico Réal Collobrier, dados estes sendo considerados uma oportunidade única para avaliar a longo prazo o clima hidrometeorológico do Mediterrâneo. Segundo os autores, fizeram análise por Mann-Kendall, e as mesmas mostraram que há uma tendência acentuada para uma diminuição nos recursos hídricos da bacia hidrográfica do Réal Collobrier em resposta às tendências climáticas, com um aumento consistente na severidade e duração da seca.

Silva *et al.* (2018) estudaram a homogeneidade e tendência das precipitações na bacia hidrográfica do rio Tapajós. Definiram-se 3 regiões homogêneas de precipitação, as quais foram validadas pelo índice de Silhouette e aplicaram testes não-paramétricos. Os testes indicaram que existe tendência positiva nos dados de PMA na região composta pelas nascentes da bacia; por outro lado, na região central e próximo do exutório não ocorreram tendências positiva ou negativa nos dados monitorados, quer dizer, as séries possuem estacionariedade.

Ferreira Filho *et al.* (2019b) realizaram estudo semelhante para o estado do Acre, com o objetivo de analisar o comportamento espacial da chuva e tendências de precipitação pelos métodos de Mann-Kendall e Spearman. No presente estudo, os autores tiveram como resultados que na escala mensal, ocorre sazonalidade na precipitação, existindo duas estações climáticas bem definidas, uma menos chuvosa que ocorre de maio a outubro, e uma estação chuvosa que inicia no mês de novembro e vai até abril. Ainda, em relação à análise mensal, constatou-se que o mês com maior precipitação é março e o com menor é julho e os testes não paramétricos evidenciaram um aumento no volume de precipitação na escala anual.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. BACIA DO RIO AMAZONAS

O presente trabalho estudou a bacia do rio Amazonas, um dos constituintes da região hidrográfica Amazônica, que foi consolidada pela Política Nacional de Recursos Hídricos, Lei n ° 9.433/97, definida pela resolução do Conselho Nacional de Recursos Hídricos n.° 32/2003. Cerca de 63,88 % da área de estudo está em território brasileiro, e 32,18% nos demais países que a compõe, sendo: 16,14% está na Colômbia, 15,61% na Bolívia, 2,31% no Equador, 1,35 % na Guiana, 0,60% no Peru e 0,11% na Venezuela (OTCA, 2006), conforme a Tabela 1.

Países	Área (Km²)	Porcentagem na Bacia (%)
Bolívia	954.340,00	15,61
Brasil	4.718.067,00	63,88
Colômbia	986.600,00	16,14
Equador	141.000,00	2,31
Guiana Francesa	82.50000	1,35
Peru	36.980,00	0,6
Venezuela	6.437,00	0,11

Tabela 1 - Distribuição territorial da Bacia do Rio Amazonas.

Fonte: OCTA (2006).

O rio Amazonas nasce a 5.300 metros de altitude, na montanha Nevado de Mismi, Peru, com nome de Vilcaota, em seguida recebe o nome de Ucayali, Urubamba e Marañon, percorrendo uma extensão de mais de 6.800 km até sua foz (SILVA, 2013).

A mesma abrange sete estados brasileiros: Acre, Amazonas, Rondônia, Roraima, Amapá, Pará e Mato Grosso e parte no território internacional como Bolívia, Peru, Equador, Colômbia, Venezuela, República da Guiana, Suriname e Guiana Francesa (Figura 12), apresentando uma área de 7.050.000 km².



Figura 12 - Mapa de Localização da bacia hidrográfica do rio Amazonas.

Fonte: Autor (2020).

A bacia está situada em dois hemisférios, Norte e Sul, limitada a Oeste por uma cadeia montanhosa, Cordilheira dos Andes, se estendendo desde a Venezuela até a Patagônia, ao Norte pelo Planalto das Guianas, ao sul pelo Planalto Central e a Leste pelo Oceano Atlântico, foz do rio, por onde escoa toda sua água captada pela mesma. (IBGE, 2010), resultando em flutuações anuais do nível d'água (JUNK *et al.*, 1983), e com alta influencia no sistema ecológico (CUNHA e PASCOALOTO, 2009).

3.1.1. Hidrografia

A hidrografia da região possui uma extensa rede de rios com altos índices de vazão, nascendo nos Andes, no rio Apurimac-Ucayali, sendo os mais conhecidos: Amazonas, Xingu, Solimões, Madeira, Rio Negro e Marañon, percorrendo mais de 6.000 km até sua foz (SILVA, 2013). Em Manaus, a 1.500 km da foz, o nível da água varia de 14 a 30 metros acima do nível do mar, resultando em um declive médio de 1 a 2 cm/km entre estiagem e cheia (NETO, 2001).

Com uma largura média de 5 km durante seu curso, no estado do Pará chega a atingir quase 50 km de largura, no qual durante as grandes cheias, cobre totalmente seu leito maior, a várzea (IRION *et al.*, 1994), onde são encontradas extensas áreas inundadas sazonalmente (PAPA *et al.*, 2010).

O rio Amazonas escoa cerca de 15% de deflúvio médio mundial, sendo considerado a bacia de maior produtividade hídrica da América do Sul (CAMPOS, 2004). Também é caracterizado por ser formado pelo encontro de dois grandes rios afluentes, Negro e Solimões, que geram o Amazonas, próximo de Manaus no estado do Amazonas. A bacia é composta por outras 6 sub-bacias conforme exposto na Figura 13 a seguir.



Figura 13 - Sub-bacias hidrográficas.

Fonte: Autor (2020).

As sub-bacias são: (1) Solimões, onde sua cabeceira é na Cordilheira dos Andes; (2) Negro, nascendo no Escudo da Guiana, (3) Madeira, nascendo na Cordilheira dos Andes, (4) Trombetas, possuindo nascente no Escudo da Guiana, (5) Tapajós, onde sua nascente se localiza no Escudo Central Brasileiro e (6) Xingu também nascendo no Escudo Central Brasileiro, e 2.752 rios (TRANCOSO *et al.*, 2009; ANA, 2019).

A região exibe uma complexa hidráulica fluvial, pois recebe vazões de aproximadamente 1.100 rios menores (SILVA *et al.*, 2013) (Figura 14), onde as baixas encostas dos rios causam efeitos de remanso no controle de parte da dinâmica do rio (PAIVA *et al.*, 2011a).



Figura 14 - Mapa da rede de drenagem da bacia do rio Amazonas.

Fonte: Autor (2020).

Possuindo grandes quantidades de rios navegáveis, os mesmos facilitam o deslocamento de pessoas e de mercadorias, haja vista que em certas áreas é o único meio de chegar a algumas

regiões. Destaca-se também o potencial energético, com aproximadamente de 97 MW de potência (ELETROBRÁS, 2016), também são características importante deste rio.

O enorme volume de água que é drenada pela bacia, é resultado do balanço hídrico, cuja derivação é dada pelo vapor d'água oceânico sendo transportado pelas correntes atmosféricas, precipitando assim na região (FILIZOLA, 1999).

3.1.2. Vegetação e Clima

Devido ser uma área extensa, a mesma apresenta uma grande variabilidade de precipitação, possuindo regiões extremamente chuvosas, maior ou menor que 3.000 mm/ano, diminuindo em direção ao sudeste, entre 2.000 mm/ano a 1.500 mm/ano, e próxima aos Andes, devido a altitude, ficando perto dos 1.000 mm/ano em áreas com altitudes maior que 3.000 metros (PAIVA *et al.*, 2012), porém há casos de registros de mais de 9.000 mm/ano no ano de 1967 (VILLAR *et al.*, 2009).

Possuindo uma estação chuvosa que vai de novembro até abril, a mesma comporta cerca de 70 % da precipitação total na bacia, e na estação seca, que vai de maio a outubro, comporta os 30 % restante (MARENGO, 2006).

Em baixas altitudes, chuvas abundantes estão relacionadas ao ar úmido e quente e a liberação de grande quantidade de vapor de água na primeira encosta oriental dos Andes, a variabilidade também é influenciada pelos ENOS (MARENGO *et al.*, 2011). Na margem esquerda é influenciada pelo deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a margem direita pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), acarretando em processos de precipitações dentro da bacia (TOMASELLA *et al.*, 2013).

O clima na região é do tipo equatorial, caracterizado por chuvas intensas ao longo de todo o ano, tendo como uma temperatura variando entre 24°C e 35°C, em que 55% das precipitações são evaporadas na própria bacia e o restante escoa até a foz (FILIZOLA, 1999). Também é importante para a manutenção do clima, onde na porção ocidental, os solos são derivados de formações sedimentares recentes de origem andina, amarelados-amarronzados, ácidos e sem a mesma drenagem da parte oriental (FILIZOLA, 1999).

Outro fator importante à dinâmica climática da região é sua alta taxa de evaporação, tendo um balanço hídrico positivo ao longo de sua extensão territorial, influenciando localmente, regionalmente e globalmente padrões climáticos (SPRACKLEN *et al.*, 2012).

Embora, há variações nos valores exatos desta taxa de evaporação, é correto afirmar que, esta bacia, transfere uma quantidade enorme de volume de águas da superfície da terra para a atmosfera todos os dias, ocasionando, até mesmo, variações em outras partes do globo terrestre (ARAGÃO, 2012; CHRISTOFFERSEN *et al.*, 2014; RESTREPO-COUPE *et al.*, 2016). Estudos mais profundos acerca do assunto ainda estão em carência, devido a falta de uma harmonização dos dados de precipitação com outros dados, como evaporação, vegetação, fontes de calor, o que contribuiria com uma múltipla análise dos fatores para o processo de mudanças climáticas, diferentemente, quando são analisados em escalas locais, o que contribuiu substancialmente para o entendimento da sazonalidade de ET e seus fatores determinantes na Amazônia (FISHER *et al.*, 20099; CHRISTOFFERSEN *et al.*, 2014), sendo assim, essas análises mais precisas, ainda, limitadas a pequenas áreas.

A vegetação varia desde uma cobertura rasa em altitude até a floresta tropical úmida (Figura 15). A floresta tropical da Amazônia cobre cerca de 5 milhões de km², representando 70% de toda a bacia hidrográfica (FILIZOLA, 1999), onde na várzea da Amazônia, mais de 1.000 espécies de árvores com nomes de espécies válidos foram descritas, enquanto no igapó amazônico o número de espécies de árvores com nomes válidos é de aproximadamente 600 (WITTMANN *et al.*, 2006; 2010a).



Figura 15 - Mapa de vegetação da bacia do rio Amazonas.

Fonte: Autor (2020).

Em geral, a diversidade de espécies arbóreas nas florestas de várzea aumenta do leste para o oeste da Amazônia (WITTMANN *et al.*, 2006), refletindo a tendência de aumento da diversidade também relatada em florestas de terra firme, presumivelmente acoplada ao gradiente longitudinal de chuvas e sazonalidade.

4. MÉTODOS UTILIZADOS NO ESTUDO

Esta pesquisa, seguiu os procedimentos de acordo com o esquema disposto a seguir:



Fonte: Autor (2020).

Em um primeiro momento, para verificar as regiões homogêneas de precipitação na área de estudo foram utilizados para os dados de entrada, as coordenadas geográficas, as precipitações médias acumuladas (anuais), para a série histórica de 37 anos de dados (1982 a 2018). Após os procedimentos de obtenção dos dados, foi realizado o agrupamento pelo método de Fuzzy C-Means. Posteriormente, foram aplicados índices de validação afim de obter o número ideal de grupos para a região. Por fim, com os resultados obtidos, gerou-se o mapa de regiões homogêneas com a quantidade ideal de grupos, podendo ser observadas as similaridades internas de cada grupo.

Em um segundo momento foram aplicados os testes não-paramétricos para verificar se há ou não ocorrências de tendências de precipitação, com o objetivo principal de verificar a magnitude desta tendência. O objetivo desta etapa é espacializar os dados obtidos pelo método de Sen's Slope. De posse dos dados, a metodologia empregada foi a mesma da etapa anterior, no entanto, desta vez como dados de entrada os valores de Sen's Slope e as coordenadas geográficas de cada estação, resultando em um mapa de regiões homogêneas de Sen's Slope, para compreender a magnitude da precipitação.

As comparações destas duas regiões homogêneas deram base para entender o comportamento da precipitação ao longo da área de estudo, podendo no futuro servir de auxílio à gestão e planejamento de recursos hídricos na região.

4.1. OBTENÇÃO DAS VARIÁVEIS

4.1.1. Global Precipitation Climatology Centre – GPCC

Global Precipitation Climatology Centre – GPCC, estabelecido em 1989 a pedido da Organização Mundial Meteorológica – WMO e operado pelo Serviço Meteorológico Nacional da Alemanha – DWD, tem como objetivo fornecer dados de precipitação mensal, disponível com a resolução espacial de $1,0 \circ x 1,0 \circ e 2,5 \circ x 2,5 \circ$ latitude por longitude. (SCHENEIDER *et al.*, 2011), onde este tem dados disponíveis do ano de 1901 até os dias atuais, com base nos dados mais de 85.000 estações usadas como climatologia de fundo para análises do GPCC.

Os sensores destes satélites medem a radiância emitida e refletida pela hidrometeorologia, utilizando técnicas de estimação de chuva, convertendo radiação em precipitação (JIMENEZ *et al.*, 2011).

Os produtos de análise em grade estão disponíveis gratuitamente no site do DWD (Figura 17), no qual seleciona-se em PRODUCT o dado como produto, em PERIOD o período de análise, em YEAR o ano analisado e AREA seleciona-se a área, na qual foi selecionada SOUTH AMÉRICA (América do Sul).

var orisoportane Digital Inhastructure	A.	WART CON	Deutscher Wetterdienst
	GPCC VISUA	LIZER	
DATASET	GPCC Landsurface Monitoring Monthly Product 1.0 *	COASTLINES	LOWRES .
PRODUCT	PRECIPITATION (mminorth)	OUTPUT	GF T
PERIOD	DECEMBER	GF-SCALE	14*
YEAR	2018 T (for white 68167 eg sever 1967)	SHOW AS	GRD .
* Neru	GLOBAL (-1887/+1807) *	COLOR	COLOR
AREA O Userdefined	LOTING -160. LOTING +160. LATING -90. LATING +90. ZCOM-Window	PROJECTION	LATILON
	START VISUALISATION		
Download GPCC data	GPCC Product Info		Customer Feedback



O principal objetivo do GPCC é atender aos requisitos de pesquisadores especialistas no que tange à precisão das análises de precipitações por quadrantes, e prontidão dos dados disponíveis, sendo esta última asseguradas por datas limites para processamento e análises dos mesmos.

Sua base de dados para o monitoramento é resultado da união de quatro fontes primárias: totais de precipitação mensais derivados de relatórios meteorológicos sinópticos (SYNOP) no DWD, Alemanha, NOAA / NCEP, nos EUA, e totais mensais de precipitação extraídos de boletins climatológicos no DWD, JMA (Japan Met. Agency) e UKMO (UK Met. Office).

Na área de estudo há 488 pontos em grade (Figura 18), dos quais foram considerados como dados pluviométricos, possuindo uma série histórica de 37 anos (1982 – 2018).



Figura 18 - Mapa de pontos do GPCC para a área de estudo.

Fonte: Autor (2020).

Foi utilizada a resolução espacial de $1,0^{\circ}$ x 1,0 da grade do GPCC, onde os pontos estão em distanciamento de 100 km um do outro, permitindo uma melhor análise se comparado com a grade de resolução de $2,5^{\circ}$ x $2,5^{\circ}$.

4.2. MÉTODOS NÃO-PARAMÉTRICOS PARA ANÁLISES DE TENDÊNCIAS

Os métodos não paramétricos utilizados neste trabalho foram aplicados para verificar se ocorrem tendências na série hidrológica e nas simulações (ALEXANDRE; BAPTISTA; NAGHETTINI, 2010). As análises feitas, tiveram como objetivo, verificar a ocorrência de tendência na área de estudo, com a utilização dos testes não-paramétricos de Mann-Kendall, Spearman e o estimador Sen Slope, onde, os dois primeiros verificam se há tendência positiva ou negativa significante e o último permite avaliar o comportamento da lâmina líquida na bacia por meio da inclinação da reta. De posse dos dados, espacializaram-se os valores obtidos pelo

último método, afim de compreender a magnitude de ocorrências de tendências de precipitações.

Para Pandey e Khare (2018) estes métodos não requerem distribuição normal dos dados, com isso, tornam-se adequados para análises de tendências temporais em séries de dados climáticos e hidrológicos.

Por se tratar de testes bicaudais, para rejeitar a Hipótese nula (H₀) e aceitar a Hipótese Alternativa (H_a) é preciso que os valores absolutos dos métodos sejam superiores ou inferiores a $Z_{\alpha/2}$, se tratando em um nível de confiança de 95% e 5% de significância, isto é, α = 5 %, Z= ± 1,96 (SALVIANO et al., 2016).

Portanto, para que seja aceita a hipótese alternativa e descartada a hipótese nula, os resultados dos testes devem ser maiores ou menores que Z, caso estejam entre 1,96 a hipótese nula é considerada. Por fim, com o auxílio da ferramenta Kriging (Krigagem), disponível no software ArcGis 10.6, foi feita a interpolação dos resultados dos 3 métodos apresentados neste tópico.

4.2.1. Mann-Kendall

O teste não paramétrico de Mann-Kendall é um teste usado para identificar alterações no clima em estudos de séries temporais, onde os valores devem ser independentes e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma (ELY; DUBREUIL, 2017).

Mann (1945) e Kendall (1975) não requer distribuição normal dos dados (YUE et al., 2002). A variável estatística S, para uma série de dados (n) é calculada a partir da somatória dos sinais (sgn) da diferença, par a par, de todos valores da série (xi) em relação aos valores que a eles são futuros (xj), expressa nas Equações 1 e 2:

$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} sgn (xj - xi)$	Equação (1)
$sgn(xj - xi) = \begin{cases} +1; se \ xj > xi \\ 0; se \ xj = xi \\ -1; se \ xj < xi \end{cases}$	Equação (2)

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{p} tj(i)(i-1)(2i+5)}{18}$$
 Equação (3)

Sendo P o número de grupos vinculados, tj é o número de valores de dados no grupo Assim, os valores de Var (S) e S são usados para calcular o ZMK da seguinte forma:

$$ZMK = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} se S > 0\\ 0 se S = 0\\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} se S < 0 \end{cases}$$
Equação (4)

Obtendo como resultado parâmetros de tendência positivos, negativos ou nulos.

4.2.2. Spearman

Semelhante ao teste de Mann-Kendall, o teste não-paramétrico de Spearman é usualmente utilizado para verificar tendências em séries temporais (ABDUL e BURN, 2006; PARTAL e KAHYA, 2006), obedecendo a mesma regra, que para haver tendência a H_0 deve ser negada e aceitada a H_a , assim, havendo ou não tendência (YUE *et al.*, 2002).

Tal método baseia-se no cálculo do coeficiente de correlação em ordem (ranks) de x e y relacionado par a par. Sendo assim, segundo a Equação 5, o coeficiente de Spearman é calculado da seguinte forma:

$$Ps = 1 - \frac{6}{n^3 - n} \sum_{i=1}^{n} (Rxi - Ry)^2$$
 Equação (5)

Onde,

Rxi = Ordem do elemento X_i na série em ordem natural;

Ryi = Ordem do elemento Y_i na série na forma crescente;

n = Número de elementos da amostra.

O coeficiente de Spearman é uma variável aleatória com distribuição simétrica, com média e variância mostradas na Equação 6:

$$E(ps) = 0 \ e \ Var(ps) = \frac{1}{n-1}$$
 Equação (6)

Assim, estatisticamente o teste é dado pela Equação 7 a seguir:

$$Tn - 2 = \sqrt{\frac{(n-2)(ps^2)}{(1-ps^2)}}$$
 Equação (7)

Desta forma, compara-se o valor gerado pela equação anterior com o valor de t da tabela de t de Student, para nível de significância de 5%, se o valor calculado Tn-2 for maior que o valor de tabela Tn-2, α rejeita-se a hipótese de independência das amostras x e y.

4.2.3. Sen's Slope

Tal método foi proposto por Sen (1968) e foi aprimorado por Hirsch *et al* (1984), e segundo Portela *et al.* (2011) e Tao *et al.* (2014), é estimado por meio da estatística Q, conforme Equação 8:

$$Qij = \frac{Xj - Xi}{j - i}$$
Equação (8)

Onde,

Xi e Xj = Valores da variável em estudo nos anos i e j.

Assim, valores positivos ou negativos para Q indica tendência crescente ou decrescente, respectivamente. Se há n valores na série analisada, então o número de pares estimados de Q é dado pela equação abaixo:

$$N = \frac{n * (n-1)}{2}$$
 Equação (9)

Portanto, o estimador de declive de Sen é a mediana dos N valores de Qij, sendo insensível a outliers e dados inexistentes, demonstrando uma medida simulada das tendências que possam vir a existir em uma série histórica de dados (FERRARI, 2012).

4.3. IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS

A metodologia empregada neste trabalho classificou e agrupou as variáveis a fim de formar grupos homogêneos de precipitação baseados na técnica de análise de agrupamento por meio do método de Fuzzy C-Means – FCM. A Figura 20 mostra as etapas da metodologia.

Figura 19 - Sequência metodológica para obtenção do agrupamento das variáveis.



Fonte: Adaptado de Cox (1994).

O método Fuzzy C-Means pode ser executado para diferentes números de grupos, por ser um método não-hierárquico, garantindo o uso de inúmeras características dos elementos a serem agrupados, permitindo variações dos agrupamentos, sendo um método subjetivo para a formação dos grupos (ZADEH, 1965).

4.3.1. Fuzzy C-Means – FCM

Para identificar regiões homogêneas, foi utilizado o método de análise de agrupamento Fuzzy C-Means, do tipo não hierárquico proposto por Dunn (1973) e depois generalizado por Bezdek (1981).

A lógica Fuzzy foi introduzida no contexto científico por Zadeh (1965), através de uma publicação do artigo intitulado "Fuzzy Sets" (JANÉ, 2004), e conhecida também como nebulosa (AGUADO; CANTANHEDE, 2010). O método serviu para identificar e formar grupos homogêneos na bacia hidrográfica do rio Amazonas, adotando as variáveis como: coordenadas geográficas (latitude e longitude), precipitação média anual, parâmetros específicos do Fuzzy (distância euclidiana) e o parâmetro de fuzificação.

O Fuzzy Clustering, como é conhecido, é caracterizado pela ideia básica na qual um conjunto de dados $X = \{x1, x2, ..., xn\}$ seja dividido em p grupos, e o resultado do agrupamento seja expresso pelos graus de pertinência, de tal forma onde cada elemento pode pertencer a um único grupo ou mais.

Na teoria de conjuntos clássica, um elemento pertence ou não a um dado conjunto, onde, um universo U e um elemento particular x pertence a U, o grau de pertinência mA(x) com respeito a um conjunto A pertence a U, de tal forma que a função mA(x)= U = $\{0,1\}$ é chamada de função característica na teoria clássica de conjuntos.

Assim a lógica Fuzzy é um tipo de agrupamento realizado através de um algoritmo conhecido como FCM, que corresponde a abreviatura de Fuzzy C-Means, que tem como objetivo encontrar grupos com base no grau de pertinência para determinados dados de entrada, que podem ser determinados pela distância euclidiana (NASCIMENTO *et al.*, 2000).

No agrupamento Fuzzy C-Means, a partição é gerada através da minimização de uma função, equacionada por meio de um algoritmo iterativo, o qual indica o grau de pertinência de um elemento pertencer a um determinado cluster (grupo) (XU; WUNSCH, 2005).

O algoritmo é formado com uma suposição, de tal modo, que é necessário uma base de dados $X = \{x1,x2,x3,...,xn\}$, na qual cada ponto xk, k=(1,2,3,...,n) é um vetor em $\Re p$, n é o total de dados da base X e $\Re p$ representa um espaço p-dimensional dos números reais.

Em outras palavras se o conjunto de dados trabalhados fossem de 1-D, uma dimensão, p=1, então o conjunto dos reais seria de \Re_1 . Caso fosse um conjunto 2-D, bidimensional, p=2, então o conjunto utilizado seria de \Re_2 e os dados seriam representados em um plano x e y. Caso este mesmo fosse estendido para imagem em 3-D, 3 tridimensional, então o conjunto serie \Re_3 (BLOCH, 2005).

Assim, a matriz de partição para o domínio X está disposta através da Equação 9:

$$Mfnc = \left\{ U \in Ucn : Uik \in [0,1], \sum_{i=1}^{c} Uik = 1, 0 < \sum_{k=1}^{n} Uik < n \right\}$$
 Equação (9)

Onde,

Ucn = grupo de matrizes reais c x n;

c= Número de grupos que serão encontrados, disposto em: 2≤c≤n;

U= matriz de partição Fuzzy para o domínio X;

Uik = grau de pertinência de xk em um agrupamento i.

Portanto a soma de todos os graus de pertinência Uik para um dado k será sempre 1, e a soma de todos os graus de pertinência para um agrupamento c estará no intervalo estabelecido entre 0 (zero) e n.

O algoritmo Fuzzy é também iterativo, haja vista que a cada nova iteração surgem novos centroides e graus de pertinência são calculados, tornando-se necessário uma medida para indicar quando o mesmo converge para um resultado ou está gerando resultados incoerentes.

Assim a tarefa de gerar um indicador que auxilie na verificação da convergência é atribuída a função objetivo (J), definida por meio da Equação 10 a seguir:

Equação (10)

$$J = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{p} (Uik)^{m} * d(Xk, Cj)^{2}$$

Em que:

n = o número de dados;

p = o número de grupos;

Uik = o grau de pertinência da amostra Xk ao j=éssimo cluster;

m = o parâmetro de fuzificação;

d = a distância euclidiana entre *X*k,*Cj*;

Xk = vetor de dados, em que *i*=1, 2,..., n, representa um atributo de dados;

 $Cj = \acute{e}$ o centro de um agrupamento Fuzzy.

Logo a função objetivo J é minimizada e os graus de pertinência Uik são gerados conforme a Equação 11:

$$\text{Uik} = \left[\sum_{k=1}^{c} \left(\frac{d(XkCj)}{d(Xk,Cj)}\right)^{2/(m-1)}\right]$$
Equação (11)

E Cj é um vetor chamado de centroide ou protótipos (PEDRYCZ; VUKOVICH, 2004), que pode ser obtido através da Equação 12:

$$Cj = \frac{\Sigma(\text{Uik})^{\text{m}} Xk}{\Sigma(\text{Uik})^{\text{m}}}$$
Equação (12)

Essas duas variáveis do algoritmo Fuzzy C-Means são afetadas pelo valor de m. Os graus de pertinência, que representam as probabilidades, são gerados de uma distribuição uniforme no intervalo [0,1], assim a decisão é definida pelo maior grau. Os centroides vão se modificando a cada iteração, interrompendo o algoritmo, através de duas situações:

a) Ao executar a distância entre os centroides, a distâncias entre os mesmos de uma iteração em relação à anterior é menor ou igual a certo valor de erro. Em que: Vt e Vt+l são os vetores que guardam os centroides nas iterações t (iteração atual) e t+l (iteração anterior), respectivamente;

b) Quando o número máximo de iterações, pré-fixado, for executado. Então, repete-se o processo.

Logo o algoritmo tem por objetivo descrever as etapas do funcionamento do FCM (NASCIMENTO *et al.*, 2000) (Figura 21), que de acordo com Bezdek (1992) obedece às seguintes regras a seguir, estas que Gomes, Blanco e Pessoa (2018) aplicaram para uma bacia na Amazônia e obtiveram sucesso em seu estudo.

Figura 20 - Estrutura do algoritmo Fuzzy C-Means.

Algoritmo do método fuzzy c-means

- Determinar o valor para p (número de grupos), m (indice de fuzzificação) e \mathcal{E} (erro);
- Inicializar os centróides segundo a Equação 12;
- Inicialize o contador de iterações t como t=0;
- Calcular a função objetivo J por meio da Equação 10;
- Calcular os graus de pertinência segundo a Equação 11;
- Incrementar o contador de iteraçãoes;
- Repetir o processo;
- Se condição de parada = falso então repetir os passos anteriores, senão, finalizar o algoritmo.

Fonte: Bezdek (1992).

Portanto, o método de decisão pelo maior grau de pertinência define que, para um dado Xk, o maior grau de pertinência Uik determina a qual agrupamento Xk pertencerá. Isso garante que todos os dados pertencerão a um agrupamento, permitindo assim que dados confusos sejam incluídos em um agrupamento e possam ser comparados entre si (SHAHABI *et al.*, 2014).

Assim, em linguagem de programação pré-estabelecida e treinada, as rotinas permitem a inicialização para o processamento e geração dos resultados até sua parada, obedecendo a metodologia de Bezdek (1992).

Para a formação de regiões homogêneas foi necessário um passo a passo até a conclusão das mesmas. A aplicação do Fuzzy C-Means (FCM) foi feita através de programação em ambiente computacional, utilizando o pacote de dados *fcm*, o qual, funciona como algoritmo, por meio de uma rotina de programação (Apêndice A), capaz de processar os dados de entrada no sistema da função. Porém, para esse algoritmo processar as mesmas, é necessário a criação dessa rotina, no qual, foi criado um arquivo em formato de texto denominado de "*Matriz.txt*", composto pelos valores das variáveis das 488 estações do GPCC.

Para a entrada do algoritmo, utilizou-se a matriz dos dados, das quais primeiramente foram normalizadas para que pudessem estar no mesmo padrão para análise, o número de grupos desejável (k), o parâmetro de fuzificação (m) e o critério de parada (ε), aplicando assim, a análise de agrupamento pelo método de Fuzzy C-Means, pelo qual, foram testados 9 agrupamentos, variando o número de grupos, de 2 a 10, e por fim, obtendo-se os graus de pertinência de cada estação, estes que são a representatividade de cada estação para um determinado grupo formado. Assim, foram realizados vários testes para esta pesquisa, com o intuito de minimizar os erros e obter os melhores resultados possíveis para as análises, juntamente com o uso dos índices de validações neste aplicado.

Conforme foram variando o número de agrupamentos, também foram variados os parâmetros de fuzificação, no intervalo do expoente de 1,2 a 2, nos quais, são aconselháveis por Cox (2005) e utilizados em estudos por Anuar *et al.* (2016), Pessoa, Blanco e Gomes (2018) e Gomes *et al.* (2018). Esta metodologia é utilizada para verificar qual o agrupamento apresentaria o melhor resultado, de forma que analisa tanto o número de grupos, quanto o parâmetro de fuzificação, obedecendo o número máximo de iteração (*tmax*) igual a 200 e um critério de parada igual ao erro mínimo (ϵ) de 0,001.

4.3.2. Medidas de Similaridade

Algoritmos de clusterização é um dos mais importantes no campo de aprendizagem, mais especificamente em aprendizagem não supervisionada. O ato de organizar variáveis similares em grupos, onde todos eles são semelhantes entre si, é denominado de clusterização (AGUIAR, 2016).

Por ser um método de extrema importância para análises de agrupamento, existem diversos métodos para definir quanto uma determinada variável é similar a outra, e quais destas de um grupo são similares entre si, entre eles tem-se Distância Euclidiana, Distância de Hamming, Distância de Chebyschev, Distância City-Block, Métrica de Tanimoto, Métrica de Mahalanobis e outros.

A similaridade entre dois vetores corresponde a uma medida que compara a igualdade dos mesmos, podendo ser utilizadas para medir a distância entre eles, e a escolha de um método depende do conhecimento de suas propriedades e das características do objeto a ser agrupado (BUSSAB *et al.*, 1990; HAIR *et al.*, 2005).

Um fator importante antes de realizar o agrupamento é a padronização das variáveis, onde a maioria delas estão dispostas em medidas e escalas diferentes, prejudicando a estrutura do agrupamento (FÁVARO *et al.*, 2009). Neste, será utilizado a padronização pelo método de Range, variando de 0 a 1, onde pega-se o valor de cada variável (x) e divide pela amplitude dos dados.

Portanto, para avaliar a similaridade entre as variáveis a serem agrupadas, foi utilizado neste trabalho a medida de distância Euclidiana. A mesma mede a distância geométrica determinada por um segmento de reta entre dois objetos.

Assim, é definida pela Equação 13, onde De é distância entre duas observações (Xi, Yi) corresponde à raiz quadrada da soma dos quadrados das diferenças entre os pares de observações (Xi,Yi) para todas as p variáveis.

$$De(X,Y) = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (|X_i - Y_i|^2)}$$
Equação (13)

Onde, para todo $X = (X1,...,Xn) e Y = (Y1,...,Yn) em R^n$.

Assim, para análise de agrupamentos, a distância euclidiana, é sem dúvida umas das mais utilizadas, fornecendo a similaridade existente entre as variáveis envolvidas e entre os agrupamentos, auxiliando no processo de formação de regiões homogêneas para o presente estudo.

4.3.3. Índices de Validação

Todos os processos de agrupamentos produzem uma solução, mesmo quando os dados originais não possuem quaisquer subestruturas (TAN; STEINBACH; KUMAR, 2005). O método C-Means, por se tratar de um método de livre escolha de formação de grupos, podem gerar várias soluções, que são reaplicadas diversas vezes para evitar mínimos locais das funções objetivos, porém, muitas vezes as soluções não são boas para análises e outrora sim.

Para minimizar estes questionamentos usam-se índices de validação afim de avaliar os resultados gerados por algoritmos de agrupamento (HALKIDI; BATISTAKIS; VAZIRGIANNIS, 2002). Assim, os processos de avaliação dos resultados dos clusters apresentam quatro componentes principais:

- a) Determinar se há uma estrutura não aleatória nos dados afim de evitar tendências nos resultados;
- b) Determinar o número de clusters iniciais;
- Avaliar como um resultado de Clustering se ajusta a um determinado conjunto de dados, sendo essa a única informação disponível;
- Avaliar o quão bem localizados estão os objetos dentro dos clusters de acordo com as partições obtidas baseadas em outras fontes de dados.

Portanto, neste trabalho foram utilizadas as validações por meio dos índices do PBM, Coeficiente de Partição (VCP), Coeficiente de Entropia de Partição (VPE), Silhouette (SIL), Dunn (D), Davies Bouldin (DB) e Xie Beni (XB). Dos índices apresentados há duas vertentes: uns minimizam o seu respectivo coeficiente para um melhor resultado de agrupamento, a citar o Coeficiente de Entropia de Partição, Davies Bouldin e Xie Beni, e outros maximizam, Coeficiente de Partição, Dunn, Silhouette e Pakhira-Bandyopadhyay-Maulik (PBM).

Utilizado para validar o número de agrupamentos formados, o índice de Pakhira-Bandyopadhyay-Maulik (PBM) é definido como produto de três fatores (Equação 14), onde o objetivo é maximizar o mesmo para se obter o real número de agrupamentos, em outras palavras, o valor máximo para o melhor particionamento PAKHIRA *et al.* (2004).

$$PBM(k) = \left(\frac{1}{k} * \frac{E1}{Ek} * Dk\right)^2$$
 Equação (14)

Onde,

k = número de agrupamentos;

O primeiro fator diminui à medida em que o valor de K aumenta, reduzindo o valor do índice. O segundo fator consiste da razão de E1 (ponto central do conjunto de dados), a qual é constante para um determinado conjunto de dados, e EK, o qual diminui à medida em que o valor de K aumenta. Então, o valor do índice PBM aumenta à medida em que o valor de EK diminui. Isto, por outro lado, indica que deveria ser encorajada a formação de maior número de agrupamentos, os quais são naturalmente compactados. Finalmente, o terceiro fator (DK) medindo o máximo de separação entre um par de agrupamentos, aumenta com o valor de K.

Assim, o fator E1 é a soma das distancias de unidades amostrais ao centro geométrico de todas as amostras (Equação 15), tal fator não depende do número de agrupamentos iniciais.

Equação (15)

Onde,

 $E1 = \sum_{t=1}^{n} d(x(t), Wo)$

d = Distância Euclidiana;

x(t) = é vetor de dados ;

Wo = centro de um agrupamento.

De posse do E1, calcula-se o valor de Ek (Equação 16), determinado pela distancias entre os grupos de K agrupamentos e ponderado pelo valor de pertinência correspondente de cada amostra ao agrupamento.

Equação (16)

$$Ek = \sum_{t=1}^{n} \sum_{i=1}^{k} Ui(t)d[x(t)x Wi]^{2}$$

Onde,

Ui(t) = Graus de pertinência.

E Dk representa a máxima separação de cada par de agrupamentos (Equação 17).

$$Dk = \max_{i,j=1...k} (d (Wi, Wj))$$
Equação (17)

Logo, segundo Pakhira *et al.* (2004), o índice de validação de PBM pode seguir o seguinte roteiro:



Fonte: Pakhira et al. (2004).

Para selecionar o melhor agrupamento, deve-se chegar ao valor máximo do índice PBM, ou seja, a melhor partição (argmax(PBM(k))).

$$K = argmax (PBM(k))$$
 Equação (18)

Será feito também a validação por meio do Coeficiente de Partição (VPC) (BEZDEK 1974a, 1974b) associado ao FCM é definido como:

$$Vpc = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{K} \sum_{j=1}^{N} (Uij)^2$$
 Equação (19)

Onde,

Vpc = Coeficiente de Partição;

K = número de agrupamentos;

N = número de graus de pertinência.

O número de agrupamento mais favorável (K) pode ser obtido resolvendo $\{\max_{2 \le k \le n-1} (Vcp)\}$ para produzir o melhor desempenho de cluster.

Já a Partição por Entropia (VPE) (BEZDEK, 1974a, 1974b) é definida como:

$$Vpe = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{K} \sum_{j=1}^{N} Uij * \log_a(Uij)$$
 Equação (20)

Onde, a é a base do logaritmo. O Coeficiente de Entropia mede a imprecisão da partição de cluster semelhante ao coeficiente de partição. Um K ideal é obtido minimizando o Vce para produzir o melhor desempenho de clustering para o conjunto de dados X.

O método de Silhouette (SIL), desenvolvido por Rousseeuw (1987) estabelece que a largura da silhueta avalia a qualidade de uma solução do agrupamento, considerando tanto a compacidade (distância entre os pontos de dados dentro do mesmo grupo) quanto a separação (distância entre os pontos de dados em dois grupos vizinhos). Esse método possibilita determinar o número apropriado de grupos, tal que o valor de k é escolhido de maneira que

forneça o melhor valor médio do Silhouette (GIL et al., 2015), assim, de acordo com a equação a seguir:

$$s(i) = \frac{b_i - w_i}{max(b_i, w_i)}$$
Equação (21)

Para $b_i = min_k(B_{i,k})$. Em que W_i é a distância média do i-ésimo ponto até os outros pontos de um mesmo grupo e B_(i, k) é a distância média do i-ésimo ponto até os pontos de outro grupo k.

Assim, ao apresentar valor unitário positivo, os pontos estão dispostos de maneira correta, por outro lado, ao ser caracterizado pelo valor zero, se torna impossibilitada a identificação ao qual grupo pertencem e por fim, apresentando valor unitário negativo, os pontos provavelmente estão alocados nos grupos errados.

Dessa forma, a largura média da silhouetta de um grupo $\bar{s}(k)$ para todo *i* em um dado grupo é definida como a média de todas as silhuetas individuais, em que n é o número de objetos no conjunto de dados, conforme equação a seguir:

$$\bar{s}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} s(i)$$
 Equação (22)

O método de Dunn (D) introduzido por Dunn (1974) e verificado por Pakhira et al. (2004) é definido como S e T dois subconjuntos não-vazios no $\mathbb{R}^{\mathbb{N}}$. Então, o diâmetro $\Delta(S)$ é definido como a distância δ entre S e T:

$$\Delta(S) = \max_{x,y \in S} \{ d(x,y) \}$$
 Equação (23)

$$\delta(S,T) = \min_{x \in S, y \in T} \{d(x,y)\}$$
Equação (24)

ŀ)

Onde d (x; y) é a distância entre os pontos x e y. Para qualquer partição Dunn definiu o seguinte índice:

$$Vd = \min_{1 \le s \le K} \{ \min_{1 \le t \le K, t \ne s} \{ \frac{\delta i \{ Cs, Ci \}}{\max_{1 \le k \le K} \Delta j(Ck)} \} \}$$
Equação (25)

Valores maiores de Vd correspondem a bons clusters e o número de clusters que maximiza Vd é considerado o número ideal de clusters.

O índice de Davies-Bouldin (DB) (DAVIES; BOULDIN, 1979) é uma função da razão entre a soma da dispersão dentro do cluster e a separação entre o cluster. A dispersão no cluster *ith* é computada conforme a seguinte equação:

$$Si, q = \left(\frac{1}{|Ci|} \sum_{X \in Ci} \{||X - Zi||_2^q\}\right)^{1/q}$$
Equação (26)

Onde, a distância entre o cluster Ci e Cj é definida como:

$$dij, t = \{\sum_{s=1}^{p} |Zis - Zjs|^t\}^{\frac{1}{t}} = ||Zi - Zj||_t$$
Equação (27)

Onde,

 $S_{i,q} = Raiz qth$ do qth momento dos pontos no cluster i com relação a sua média, e é uma medida da dispersão dos pontos no cluster i.

Especificamente, $S_{i,1}$, é a distância euclidiana média dos vetores da classe i ao centroide da classe i, e $d_{ij;t}$ é a distância Minkowski da ordem t entre os centroides que caracterizam os clusters i e j. Posteriormente faz-se a aplicação

$$Ri, qt = \max_{j,j \neq i} \{ \frac{Si, q + Sj, q}{dij, t} \}$$
 Equação (28)

Assim, DB é definido como:

$$DB = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^{K} R_{i} qt$$
Equação (29)

Portanto, o objetivo foi minimizar o índice de BD para alcançar agrupamento adequado.

O índice de Xie-Beni (XB) (XIE; BENI, 1991) é considerado um índice de cluster nebuloso, do qual sua versão generalizada é obtida por meio da seguinte equação:

$$S = \frac{Jm}{n * (dmin)^2}$$
 Equação (30)

Onde J_m é a função objetiva da soma dos erros quadráticos para o agrupamento difuso (PAL; BEZDEK, 1995) e é dada por:

$$Jm(U,Z) = \sum_{j=1}^{n} \sum_{k=1}^{k} (Ukj) ||xj - zk||^{2}$$
Equação (31)

Onde, $1 \le m \le \infty$. U_{kj} é representada por uma matriz de partição $U = [U_{kj}] \in \mathbb{R}^{Kn}$. U_{kj} é interpretado como o grau de associação de X_j no k-ésimo cluster, Z é o conjunto de centros de cluster, ou seja, $Z = [Z_k] \in \mathbb{R}^n$ e d_{min} é a distância mínima entre agrupamentos. O valor mínimo de S na hierarquia corresponde ao número de clusters ideal presentes no conjunto de dados (PAL; BEZDEK, 1995).

Portanto a validação dos agrupamentos é concluída, sendo possível a interpretação dos dados como estudos de Vendramim *et al.* (2009; 2010) e Gil *et al.* (2015).

RESULTADOS E DISCUSSÃO 5.

5.1. ESPACIALIZAÇÃO DOS DADOS DO GPCC

A Figura 22 mostra o resultado obtido na espacialização da precipitação anual média ao longo da bacia hidrográfica do Rio Amazonas para um período de 37 anos (1982-2018).



Figura 22 - Precipitação Média Anual (37 anos) para Bacia do Rio Amazonas.

Fonte: Autor (2020).

Nota-se que o maior regime pluviométrico se encontra no sentindo noroeste da bacia, parte na Colombia e ao norte do estado do Amazonas, no Brasil, variando entre 2.000 mm a índices maiores que 3.500 mm, e menores índices concentrando-se ao longo dos Andes, no Equador e Peru, na bacia do rio Solimões, e Bolívia na bacia do rio Madeira.

A variabilidade climática na região da bacia do Rio Amazonas é fortemente influenciada pelo regime de chuvas ao longo de sua extensão territorial, sendo marcada pelo regime migratório latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FISCH et al., 1998;
NOGUEIRA, 2008; ISHIHARA *et al.*, 2014; SORÍ *et al.*, 2018) e também pelas Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (FIGUEROA; NOBRE, 1990; LIEBMANN *et al.*, 1999), esta concentração de chuvas nesta porção está relacionada as influencias das Zonas de Convergências e ao limitador topográfico, Andes, uma vez que estas linhas, empurram a chuva e a Cordilheira ocasiona uma curva no regime. Outro resultado importante para a região, está relacionado a outras duas variáveis, altitude e vegetação, uma vez que em áreas com maiores índices de elevação e menos de vegetação, apresentam menores valores de precipitação, sendo concentradas, principalmente ao longo da Cordilheira dos Andes, apresentando valores pluviométricos anuais variando entre 400 mm a 800 mm, com destaque a porção da área na Bolívia, com menores índices.

Segundo Villar et al., (2009) em baixas altitudes, as chuvas abundantes estão relacionadas ao ar quente e úmido e à liberação de alta quantidade de vapor de água na primeira encosta oriental dos Andes.

Conforme dito anteriormente, o comportamento da chuva também sofre influência de outros fenômenos, conforme explanado por Nobre *et al.* (1991), da Rocha *et al.*, (2009), Furley (2015), da Silva Ferreira *et al.* (2015) fator este que contribui para uma precipitação maior a noroeste da bacia, no qual, está associada a condensação de ar úmido transportado pelos ventos alísios, sofrendo levantamento orográfico na região dos Andes, bem como, os Sistemas Convectivos de Mesoescala Trocipais, denominados de CCM's Tropicais, e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), são outros que contribuem para este fato (SALIO *et al.*, 2007).

Esses movimentos das Zonas de Convergência (ZCIT e ZCAS), durante os períodos de transições de estações chuvosas e menos chuvosas, aliadas ao aquecimento e resfriamento do Oceano Atlântico Norte e Sul, juntamente com os fenômenos de El Niño e La Niña, mais precisamente, durante o período de inverno, junho a agosto, os totais de precipitação sofrem um decréscimo, ocasionando o deslocamento do centro máxima de precipitação para a América Central, por este motivo, os maiores índices se concentram a noroeste desta bacia.

Os resultados de um estudo de Lenters e Cook (1997) indicam que esses sistemas são gerados em resposta à precipitação sobre a bacia do rio Amazonas, os Andes centrais e a zona de convergência do Atlântico Sul.

Serrão *et al.* (2015) ainda destacam que é no período de verão para o hemisfério sul que diversos sistemas precipitantes interagem com a convecção local, dando início a um novo ciclo abundante de precipitação.

Esta distribuição da precipitação também é consistente com diversos estudos, como os de Ratisbona (1976), Salati *et al.* (1978), Marquez *et al.* (1980), Figueroa e Nobre (1990), Fisch *et al.* (1998) e Marengo (2004), Satyamurty e Manzi (2013) e Drumond *et al.* (2014), entre outros.

Assim, comparando os resultados da espacialização desta pesquisa com outros, como de Maeda et al. (2017), nos quais, realizaram o mesmo procedimento, porém com outra fonte de dados, TRMM (Figura 24).



Fonte: Maeda et al. (2017).

Observa-se o comportamento semelhante, desta pesquis com o de Maeda *et al.* (2017), com maiores concentrações de chuvas ao longo da bacia do Rio Negro, apresentando índices maiores que 3.500 mm, e nos Andes os menores índices, variado entre 500 mm a 1.000 mm, o que fomenta ainda mais a utilização de dados de satélites meteorológicos, haja vista a grande extensão da área, a dificuldade de dados provenientes de várias fontes por se tratar de uma área de estudo internacional, ou seja, com vários países envolvidos.

Outros autores que também encontraram resultados semelhantes foram os trabalhos de Juarez *et al.* (2008), com várias bases de dados de satélites meteorológicos, Arvor *et al.* (2017) com a utilização de satélite, PERSIANN-CDR, e principalmente, estudo feito por Villar *et al.*, (2009), haja vista que levantaram a base de dados de estações físicas de cada pais, unificando as mesmas, a citar, dados da ANA, do Sevicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia (National Meteorology and Hydrology Service – SENAMHI, Peru and Bolívia), Instituto Nacional de Meteorologia e Hidrologia (National Meteorologia e Hidrologia (National Meteorology and Hydrology Institute – INAMHI, Ecuador) e Instituto de Hidrologia, Meteorologia y Estudios Ambientales (Hydrology, Meteorology, and Environmental Studies Institute – IDEAM, Colômbia.

Outro fator importante a se destacar nos resultados, são as formações de ilhas de precipitações, caracterizadas com altos índices pluviométricos, localizadas nas bacias do rio Madeira e Solimões. Acredita-se que estas sofrem influencia diretamente de conversações de matas nativas e/ou densas, haja vista, que em estudos climatológicos, é de conhecimento que o regime pluviométrico está diretamente relacionado a conservação de áreas deste tipo (PINTO *et al.*, 2009). Fazendo a sobreposição do mapa de espacialização anual média com o mapa de áreas de protegidas (RAIGS, 2015) e observando a Figura 15, observa-se que estas ilhas estão em áreas de terras indígenas ou então em áreas de proteção ambiental (Figura 25), prevalecendo de florestas densas, o que pode vir a justificar estas concentrações, no entanto, sem excluir outros fatores como influencias de ENOS e outros, necessitando de um estudo mais profundo.



Figura 24 - Mapa de áreas protegidas ao longo da área de estudo.

Fonte: Adaptada de RAISG (2015).

O padrão de chuva é consistente ao longo da bacia hidrográfica, consistindo com a vegetação, altitude e variações climáticas, sendo definida como chuvosa o ano inteiro, com ligeira sazonalidade, possuindo seu máximo de precipitação no mês de março (Figura 26), conforme também exposto em estudo de Pinto *et al.* (2009), Villar *et al.* (2009) e Sorí *et al.* (2018).



Figura 25 - Normal climatológica para a bacia do rio Amazonas (1982 – 2018).

O período menos chuvoso para a área, inicia-se no mês de maio com os decréscimos de precipitações, perdurando até o mês de agosto, onde a partir desse, os índices pluviométricos voltam a aumentar, conforme apresentado, porém, a variabilidade da chuva também possui relação com a mudança da temperatura de superfície terrestre, conforme apresentado em estudos de Yoon e Zeng (2010), Andreoli *et al.* (2012), Espinoza *et al.* (2014) e Yoon (2016).

O mesmo comportamento foi apresentado por Villar *et al.* (2009) (Figura 27), utilizando 756 estações pluviométricas da ANA, para o período de 1973 a 2003, na área de estudo, logo, dando validade ao estudo apresentado.

Fonte: Autor (2020).



Figura 26 - Normal climatológica para a bacia do rio Amazonas (1973 – 2003).

Fonte: Villar et al. (2009).

Os resultados desta pesquisa apresentaram para o mês mais chuvoso, março, valores médios superiores a 250 mm, e como mês menos chuvoso, agosto, com valores médios inferiores a 100 mm, semelhantes ao de Villar *et al.* (2009).

Ao analisar a sazonalidade da área, pode-se observar o comportamento da precipitação ao longo da bacia e sua movimentação. Em alguns meses do ano, fica claro a oposição entre as regiões norte e sul na bacia, principalmente nos meses de menores índices pluviométricos, junho, julho e agosto, onde, o percentual de precipitação chega a ser 50% superior na porção norte da área e abaixo de 20% na região sul, também explanado por Villar *et al.* (2009). Neste mesmo período, o estado de Roraima apresenta um pico de precipitação, que está relacionado com o aquecimento do continente, temperatura do oceano Atlântico tropical e Pacífico oriental (PULWARTY *et al.*, 1998).

Assim, como resultados da sazonalidade para a região, considera-se os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) como verão, março, abril e maio (MAM), considerado como Outono, junho, julho e agosto (JJA), Inverno e por fim os meses de setembro, outubro e novembro (SON), Primavera, apresentando resultados semelhantes aos de Villar *et al.* (2009) e Santos *et al.* (2017). A espacialização das médias mensais estão representadas na Figura 28 a seguir.



Figura 27 - Precipitação média mensal de janeiro a dezembro para bacia do rio Amazonas.

Fonte: Autor (2020).

Assim, nos meses de DJF, os dados evidenciam um comportamento pluviométrico no sentido de noroeste a sudeste da bacia, apresentando valores máximos entre 400 a superiores 600 mm. Este comportamento, pode estar associado a atuação das ZCAS, (SOUZA & AMBRIZZI, 2003), que apresentam frequências máximas de ocorrências nos meses de dezembro e janeiro (CARVALHO *et al.*, 2004).

Seguindo para os meses de MAM, há uma decrescente no regime pluviométrico ao longo da bacia, principalmente na porção sul, mais precisamente na Amazônia, devido ao retraimento das ZCAS ou dos Sistemas Frontais (SOUZA; AMBRIZZI, 2003), No entanto, nota-se um máximo pluviométrico na porção norte da Amazônia, influenciada desta vez por outro sistema, neste caso, a ZCIT, na qual, a mesma, atinge sua posição mais austral em março, conforme apresentado em diversos estudos (SOUZA; NOBRE, 1998; ROCHA *et al.*, 2009; NOGUEIRA, 2008; ISHIHARA *et al.*, 2014), assim, sendo o principal ator no sistema indutor de chuva na Amazônia nesta época (SOUZA; ROCHA, 2006).

No período considerado o de menores índices, JJA, sobretudo na porção sul da bacia, é caracterizado pela movimentação da ZCIT em direção ao sul, juntamente com o resfriamento da superfície ao longo do Brasil Central, gerando uma mudança no padrão da circulação do ar (LOPES *et al.*, 2013).

Os valores de precipitação só voltam a aumentar na primavera, nos meses de SON, na parte mais sul da Amazônia, voltando a sofrer incursões dos Sistemas Frontais e da ZCAS.

Assim, ao comparar o resultado desta pesquisa com de Santos *et al.* (2017) (Figura 30), percebe-se um comportamento semelhante para a região, divergindo poucos nos resultados, conforme apresentado a seguir, principalmente para o resultado (c), haja vista, que utilizou a mesma base de dados que o presente estudo.

Figura 28 - Precipitação sazonal (mm) do GPCP (a), CPC (b), GPCC (c) e Era-Interim (d) para as quatros estações do ano, no período de 1979-2014.



Fonte: Santos et al. (2017).

Assim, o comportamento sazonal desta pesquisa, mostrou-se semelhante conforme citado acima, também a título de complementação, semelhante ao estudo realizado por Sorí *et al.* (2018).

5.2. REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO

A variação do parâmetro de fuzificação foi feita e como resultado obteve-se os mesmos valores para os agrupamentos (1E+03), acredita-se na hipótese que os valores de entrada não afetam na variação do fuzificador, sendo assim, a escolha do melhor agrupamento determinado pela aplicação dos índices de validações.

Dos índices apresentados há duas vertentes: uns minimizam o seu respectivo coeficiente para um melhor resultado de agrupamento, a citar o Coeficiente de Entropia de Partição, Davies Bouldin e Xie Beni, e outros maximizam, Coeficiente de Partição, Dunn, Silhouette e PBM, assim, os resultados dos mesmos estão expostos na Tabela 2.

NIO J.	Índices							
N° de grupos	Vpc	Vpe	Davies- Bouldin	Dunn	Silhouette	PBM	Xie-Beni	
2	0,8112	0,1322	0,1506	0,0435	0,2774	0,8299	0,6046	
3	0,7565	0,1882	0,1231	0,0439	0,2791	0,7580	0,4631	
4	0,7494	0,2062	0,1077	0,0497	0,3139	0,1101	0,3601	
5	0,7447	0,2204	0,1056	0,0497	0,3115	0,8340	0,2959	
6	0,7267	0,2414	0,1006	0,0497	0,3306	0,8746	0,2484	
7	0,7241	0,2491	0,1126	0,0530	0,3003	0,7045	0,2133	
8	0,7255	0,2534	0,1183	0,0530	0,2947	0,5685	0,2030	
9	0,7136	0,2685	0,1169	0,0510	0,2934	0,4779	0,2085	
10	0,7138	0,2714	0,1147	0,0510	0,2889	0,4255	0,1921	

Tabela 2 - Melhor agrupamento segundo os índices de validação.

Fonte: Autor (2020).

Conforme exposto na Tabela 2, os índices apresentaram as melhores formações para grupos diferentes, no qual VPC, VPE e Dunn para 2 grupos, Davies-Bouldin, Silhouette e PBM para 6 grupos e Xie-Beni para 10 grupos. Como não houve variação nos parâmetros de fuzificação, acredita-se que as estatísticas utilizadas em cada índice ocasionam essa variação no melhor arranjo. Como o objetivo da pesquisa é relacionar regiões homogêneas de precipitação e de Sen's Slope, foram adotadas a espacializações das regiões formadas para 2 grupos, por conta dos índices de VPC, VPE e Dunn, e 6 grupos, por resultados dos índices de Davies-Bouldin, Silhouette e PBM.O índice de Xie-Beni foi desconsiderado, pelo fato de ter sido o único a apresentar para 10 regiões. No tópico 5.3, serão mostrados os índices para as regiões de Sen's Slope.

Como os resultados dos coeficientes VPC e VPE foram iguais, este fato pode-se justificar, por suas equações considerarem apenas como variável os graus de pertinências formados pelos respectivos grupos, haja vista que as somas destes, determinam os índices, tal que, o Coeficiente de Entropia mede a imprecisão da partição de cluster semelhante ao Coeficiente de Partição.

Em estudo recente, Gomes *et al.* (2018) aplicaram satisfatoriamente o índice de PBM para a região hidrográfica Tocantins-Araguaia, formando 3 regiões homogêneas de precipitação através da técnica de FCM, demonstrando que cada vez mais a aplicabilidade de validar cluster é ideal para a formação de regiões.

Outros autores como Boutin; Hascoet (2004) e Puma-Villanueva; Zuben, (2008) afirmam que Dunn e Davies-Bouldin são índices menos robustos e mais fáceis de computacionar, e evidenciam seus resultados satisfatórios, porém, dizem que os mesmos não podem ser rodados para dados maiores que 1000 variáveis, o que não é o caso do presente estudo, assegurando um bom resultado dos seus respectivos coeficientes.

Ainda não há na literatura afirmações sobre quais são os melhores índices a serem aplicados para conjuntos de dados difusos. Geralmente, estes podem ser usados para avaliar agrupamentos de dados nítidos ou difusos, portanto, os utilizados nesta pesquisa, são populares e amplamente usados por diferentes algoritmos. Logo, há uma necessidade constante de desenvolver estudos para a eficiência dos mesmos com diferentes algoritmos e conjunto de dados (PAKHIRA *et al.*, 2004; RAWASHDEH; RALESCU, 2012; STARCZEWSKI, 2015).

Portanto, o comportamento dos índices de validações é ilustrado na Figura 29:



Figura 29 - Gráfico dos índices de validação para melhor agrupamento.

Fonte: Autor (2020).

Os grupos formados pelo FCM e validados pelos índices representam as regiões homogêneas de precipitação. Para os índices VPC, VPE e D, 2 grupos foram formados, tal que, o Grupo 1 apresentou 298 estações e o Grupo 2, 190 estações, de acordo com seus graus de pertinência.

Como citado anteriormente, um dos resultados do FCM são os graus de pertinência, que são definidos pela probabilidade de uma variável pertencer ou não a um determinado grupo. Esta, quanto mais próximo de 1, maior será a chance de pertencer a um agrupamento. Logo, todos as estações do GPCC apresentaram um grau de pertinência para cada grupo, com suas características de precipitação anual média, altitudes e coordenadas geográficas.

Um exemplo a citar, é a estação de nº 1, localizada no ponto mais extremo norte a bacia, na Venezuela, apresentou um grau de pertinência de 0,9503 para o Grupo 1, 0,0497 para o Grupo 2, o que significa que esta possui aproximadamente 95% de probabilidade de pertencer ao Grupo 1. Outra situação, é a estação mais a oeste do estudo, nº 204, com grau de pertinência de 0,7964 para o Grupo 1 e de 0,2036 para o Grupo 2, seguindo a mesma ideia, a mesma possui aproximadamente 79% de probabilidade de pertencer ao Grupo 1.

Na Figura 30 a seguir, apresenta os graus de pertinências de todas as 488 estações do GPCC para os Grupos 1 e 2.



(a)



(b)

O agrupamento das estações foi feito afim de ilustrar a organização das variáveis em um espaço bidimensional (Figura 31) para posteriormente espacializa-las. Este arranjo, para a aplicabilidade do FCM é importante, pois organiza os dados, separa os mesmos em seu devido grupo e facilita a compreensão de cada cluster formado, com suas respectivas características a serem analisadas.



Figura 31 - Arranjo das estações para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Assim, os 2 grupos formados por FCM foram espacializados em ambiente SIG (Figura 32). A Região 1 é formada por 298 estações, representando a maioria no agrupamento, 60,06% e a Região 2 compõe 190 estações, representando aproximadamente 39,94%.



Figura 32 - Mapa de regiões homogêneas de precipitação para 2 grupos.

A Região 1 concentra-se mais na porção norte/noroeste da bacia, com 3 áreas indo de leste a sul.



87

Tem como mês mais chuvoso o mês de janeiro, com índices de precipitação média mensal maior que 225 mm, e mês menos chuvoso o mês de agosto, chegando em média a 50 mm. Assim, a normal climatológica estabelece a conduta: como período mais chuvoso indo de outubro a março e menos chuvoso indo de abril até setembro.

A Região 2 formada é a mais espaçosa da bacia, bem como a que registra os maiores índices pluviométricos. Abrangendo mais especificamente as bacias do rio Negro, Solimões e parte da bacia do rio Madeira, com pequenas ilhas ao sudoeste, características específicas nesta área, já citada anteriormente. A foz do rio Amazonas está nesta região.



A mesma possui o mês de março como o mais chuvoso, registrando valores em média superiores a 300 mm, e o mês de agosto como os de menores índices, tendo em média, registros próximos dos 125mm, mais que o dobro se comparado com o mesmo mês na Região 1. Assim, tendo como normal climatológica o período mais chuvoso variando de outobro até março, e menos chuvoso o período de abril a setembro, quando novamente volta a ter maiores índices pluviométricos.

Portanto, a Figura 32 ilustra o comportamento da precipitação diante das duas regiões formadas e a Tabela 3, demonstra um resumo geral de ambas as regiões formadas por este agrupamento.

Regiões	Nº Estações GPCC	Porcentagem (%)	Precipitação (mm)	Precipitação Média (mm)	Altitude (m)
1	298	60,06	471,60 - 2.224,60	1721,64	0 - 1400
2	190	39,94	2.243,30 - 4.713,47	2750,34	0 - 5700
Total	488	100	-	_	-

Tabela 3 - Informativo de cada região homogênea formada para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

A Figura 35, demonstra o comportamento das normais climatológicas das 2 Regiões Homogêneas formadas em comparativo com a normal climatológica da bacia hidrográfica do rio Amazonas.



Fonte: Autor (2020).

Analisando esse gráfico, a Região Homogênea 1 apresentou menores índices pluviométricos conforme explanado anteriormente, em contrapartida, a Região Homogênea 2, foi a que apresentou maiores índices comparativamente com a normal climatológica da bacia do rio Amazonas. A formação de somente 2 Regiões Homogêneas de precipitação, não nos fornece uma análise mais precisa da área, pois a mesma possui uma grande extensão territorial, uma vez que, quanto maior for o detalhamento sobre a mesma, melhor será a contribuição ao planejamento de recursos hídricos, porém, tal resultado, demonstrado nestas duas regiões, não

deixam de contribuir para os mesmos, haja vista que 3 índices validaram para a formação de 2 agrupamentos.

Dando continuidade, os resultados dos índices de Davies-Bouldin, Silhouette e PBM foram para 6 grupos. Assim, foi reaplicado o FCM novamente, porém para a formação de 6 agrupamentos. Logo, apresentando novos graus de pertinência com as características das variáveis, como citado anteriormente.

A Figura 36 ilustra os graus de pertinência das 488 estações do GPCC para cada um dos clusters gerados. Nesta, podemos observar melhor a probabilidade das estações de pertencer a determinado grupo, tal que, visualmente nos grupos 2, 4 3 5 são os que mais possuem estações em seus clusters.





(a)



	`
10	• •
~~~	· /









Fonte: Autor (2020).

Novamente o agrupamento das estações foi feito afim de ilustrar a organização das variáveis em um espaço bidimensional (Figura 37) para posteriormente espacializa-las.



Figura 37 - Arranjo das estações para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Portanto, os 6 grupos formados por FCM foram espacializados em ambiente SIG (Figura 38), formando um mapa de regiões homogêneas de precipitação.



Figura 38 - Mapa de regiões homogêneas de precipitação para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Em um total de 488 estações (100%), a distribuição das mesmas ficou da seguinte maneira: 11,89% (58 estações) ficaram na Região 1, 25,82% (126 estações) na Região 2, 7,17% (35 estações) concentraram-se na Região 3, 27,46% (134 estações), sendo o maior grupo, na Região 4, 20,70 % (101 estações) na Região 5, e por fim, 6,97 % (34 estações) na Região 6, sendo o menor agrupamento.

As regiões homogêneas formadas obedecem uma normal climatológica variando entre média máxima e mínima de precipitação entre aproximadamente 375 mm a 0 mm, respectivamente.

A Região 1 formada é a que apresenta altos índices pluviométricos (Figura 39), concentrando-se principalmente na sub-bacia do rio Solimões, a noroeste da bacia.



Com variações anuais médias entre 2.637,09 mm a 3.157,78 mm, tendo como mês mais chuvoso tem o mês de abril, com média de índices próximos de 350 mm, e menos chuvoso o mês de agosto, com média próximo dos 175 mm. Esta é uma das regiões com maiores influencias climáticas, seja dos ENOS ou das Zonas de Influências Climática (ZCIT/ZCAR).

A Região 2, pouco mais ao sul, indo de leste a oeste da bacia, presente parte na subbacia do rio Madeira, rio Solimões, rio Xingu e rio Tapajós.



A mesma possui variações anuais médias entre 1.267,27 mm a 1.825,74 mm, tendo como mês mais chuvoso o mês de janeiro com média mensal superior a 225 mm e menos chuvoso o mês de julho, com médias menores que 50 mm.

A Região 3, percorre a cordilheira do Andes, na bacia do rio Solimões e do rio Madeira. A normal climatológica desta é representada pela Figura 41.



Figura 40 - Normal climatológica da região homogênea 2.

Esta região possui variações anuais médias de precipitação variando entre 471,60 mm a 1.119,16 mm. Tem como mês mais chuvoso o mês de janeiro, com índices pluviométricos próximos dos 150 mm, e menos chuvoso o mês de julho, com índices menores que 20 mm. Esta é a região que menos chove ao longo do ano na bacia hidrográfica.

A Região 4 possui variação anual média de 1.836,10 mm a 4,713,47 mm (Figura 42), tal que março é o mês mais chuvoso, registrando em média índices superiores a 275 mm, e agosto como de menores índices, registrando próximos dos 75 mm.



Figura 42 - Normal climatológica da região homogênea 4.

A formação da Região 5 se estende a parte central e norte da bacia.



Apresentando médias anuais variando entre 2.218, 04 mm a 2.628,52 mm, com mês de março o mês mais chuvoso com superiores 300 mm de precipitação, e o mês de agosto como menos chuvoso, com precipitações médias próximas dos 100 mm.

No caso da Região 6, na porção noroeste da bacia, na sub-bacia do rio Negro, registra precipitações anuais medias variando entre 3.186,89 mm a 4.566,95 mm (Figura 44), onde, maio é o mês mais chuvoso com precipitações medias superiores a 350 mm, e setembro registando os menores valores, próximos dos 235 mm. Esta é a região com maiores índices pluviométricos médios ao longo do ano, também com uma particularidade nos meses de maiores e menores volumes de chuvas, sendo a única que apresentou os meses de maio e setembro, como maiores e menores médias de precipitação respectivamente.



Verificam-se que as regiões formadas são fortemente influenciadas pelas variáveis do modelo, não excluindo outros fatores como as Zonas de Influencias Climáticas, que também determinam esse comportamento. Assim, seguindo em ordem de maiores acumulados pluviométricos para menores são: RH 6, RH 5, RH 1, RH 4, RH 2 e por fim RH 3, esta última com menores acumulados.

As Regiões Homogêneas 2 e 3 foram as únicas que apresentaram o mês de janeiro como o mais chuvoso e o mês de julho como menos chuvoso, porém, a diferença entre as médias das normais climatológicas é alta, sendo que na RH 2, chove bem mais que na RH 3.

Os comportamentos das normais climatológicas das Regiões 4 e 5 são semelhantes, variando em média 30 mm no mês mais chuvoso, março, e com diferença menor que próximas dos 20 mm no mês menos chuvoso, agosto. Estas duas regiões apresentam comportamentos pluviométricos semelhantes ao da normal climatológica da bacia.

As RH 1 e 6 apresentaram comportamentos únicos, sendo que, a RH1 possui abril e agosto como mês mais chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. E na RH 6, maio e setembro são os mais e menos chuvosos respectivamente. Destaca-se que essas duas possuem seus próprios regimes pluviométricos. As mesmas estão na porção mais noroeste da bacia, em regiões próximas a linha do equador. São nestas regiões que a distribuição das chuvas ao longo do ano é mais uniforme, fato este que justifica as duas de maiores índices conforme explanado por Villar *et al.* (2009) e estudados por Fu *et al.* (1999).

A porção sudeste e nordeste da bacia são caracterizadas por variações pluviométricas, caraterizadas pelos regimes de transição (VILLAR *et al.*, 2009), e nestas estão presentes as Regiões Homogêneas 2 e 4 respectivamente.

Tabela 4 a seguir, demonstra um resumo geral dos agrupamentos com suas respectivas características.

Regiões	Nº Estações GPCC	Porcentagem (%)	Precipitação (mm)	Precipitação Média (mm)	Altitude (m)
1	58	11,89	2.637,09 - 3.157,78	2855,38	842 - 5.036
2	126	25,82	1.267,27 - 1.825,74	1.617,94	0 - 6.701
3	35	7,17	441,60 - 1.199,16	866,39	3.143 - 6.701
4	134	27,46	1.836,10 - 2.213,47	2.028,43	0 - 3.142
5	101	20,70	2.218,04 - 2.628,52	2.400,75	0 - 2.529
6	34	6,97	3.186,89 - 4.466,95	3.489,62	0 - 1.929
Total	488	100,00	-	-	-

Tabela 4 - Informativo de cada região homogênea formada para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Interpretando os dados fornecidos pela tabela acima, se pode perceber que a Região 1 apresenta uma variação muito grande na altitude, com uma média de precipitação de 2.855,38 mm, sendo a segunda maior região com índices pluviométricos, destacando o que foi dito anteriormente.

Outra informação importante de se destacar é acerca da Região 3, a mesma está em altas altitudes, concentrando-se nos Andes, fator este que também determina seu menor volume médio de chuva, representando cerca de 866,39 mm.

A Região 6, é a que mais chove, como discutido anteriormente. A mesma possui a menor variação de altitude comparada as demais, está próxima da Linha do Equador e possui forte

influencia das Zonas Climáticas de Conversão, fator este que pode determinar o maior volume acumulado de chuva na região, com média de 3.489,62 mm.

Neste sentindo, a Figura 45 a seguir, demonstra o comportamento das normais climatológicas das 6 Regiões Homogêneas formadas em comparativo com a normal climatológica da bacia hidrográfica do rio Amazonas.



Figura 45 - Comparação das normais climatológicas.

Fonte: Autor (2020).

A Região Homogênea 1 apresentou menores indicies pluviométricos conforme explanado anteriormente, sendo a mais distante da normal climatológica da bacia. Em contrapartida, a Região 6, foi a que apresentou maiores índices comparativamente, com uma normal climatológica bem diferente comparado com a normal da bacia do rio Amazonas.

A Região Homogênea 4 foi a que mais se aproximou da normal climatológica da área de estudo, apresentando o mês de março como o mais chuvoso e o mês de agosto com menores índices.

Verifica-se que na Região Homogênea 1, nos meses de janeiro e fevereiro a mesma se assemelha do comportamento da bacia, porém nos restantes dos meses a mesma difere, devido seu alto índice pluviométrico.

O do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, realizou um estudo acerca do comportamento pluviométrico em algumas regiões da América do Sul, datada no ano de 1990, e pode-se perceber que em algumas destas são parecidos com as apresentadas por esta pesquisa.



Figura 46 - Mapa de normal climatológica por área na bacia do Rio Amazonas.

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE (1990).

Analisando comparativamente os resultados desta pesquisa com estudos do CPTEC (1990), precisamente na foz do rio Amazonas, parte da RH 4, percebe-se uma mudança acerca do comportamento da chuva ao longo dos anos na bacia, neste estudo de 1990, o mês de março era o mês mais chuvoso, fato este que ainda é presente nos dias atuais, porém, a diferença está

nos meses de menores volumes, onde em 1990 o mês com menores chuvas era o mês de novembro, atualmente, verificado nesta pesquisa é o mês de agosto.

A porção noroeste apresenta altos regimes pluviométricos (RH 6), onde conforme dados do CPTEC/INPE (1990) os meses de maiores e menores índices de chuvas eram os meses de maio e outubro respectivamente. Atualmente, os resultados desta pesquisa apontam que os meses de maiores e menores índices de chuvas estão nos meses de maio e agosto. Assim, notase que houve uma mudança quanto ao regime de menores índices, deslocando de outubro para agosto.

Na Região Homogênea 2, janeiro e julho são os meses com maiores e menores índices, respectivamente, fato este também verificado pelo CPTEC/INPE (1990), ou seja, para esta região a normal climatológica na bacia ainda apresenta o mesmo comportamento.

Outro estudo importante de se destacar é o de Villar *et al.* (2009), os quais também realizaram um estudo acerca da precipitação na bacia do rio Amazonas (Figura 47).





Fonte: Villar et al. (2009).

O estudo apresentado pela Figura 47, realizado por Villar *et al.* (2009), foi feito com base em métodos de AHC e K-Means, tal que no presente estudo, foram definidos 9 grupos, sendo agrupados pela última técnica. Nenhumas validações destes agrupamentos foram feitas, porém os resultados apresentados foram semelhantes à desta pesquisa. Pode-se notar que com o aumento da altitude há diminuição dos índices pluviométricos, ilustrado no comportamento apresentado em (c) e na RH 3, e os maiores índices estão em baixas regiões, relacionadas com ar quente e úmido e à liberação de alta quantidade de vapor d'água na primeira encosta oriental dos Andes (VILLAR *et al.*, 2009).

Na RH 3 e na figura (c) o mês de janeiro é que apresenta maiores índices pluviométricos, e o mês de julho registra os menores, fato este que já pode-se notar uma mudança quando comparado com os dados do CPTEC/INPE (1990), assim, confirmando que houve no regime pluviométrico desta região.

Na RH 6 e na figura (a) o mês de maio continua sendo o mais chuvoso, porém o mês com menor índice é o mês de janeiro na pesquisa de Villar *et al.* (2009), novamente se nota uma mudança acerca do comportamento pluviométrico na região, haja vista que na RH 6 o mês de agosto é o que registra os menores índices.

O intuito de fazer estas comparações é justificar que o comportamento espacial da precipitação ao longo da área de estudo, apesar do distanciamento dos períodos analisados e fontes de dados diferentes, ANA e GPCC, demonstram que a região, em uma visão macro, poucas regiões ainda apresentam o mesmo comportamento pluviométrico, porém, em outras há mudanças consideradas da distribuição da chuva, por este motivo que nesta pesquisa fez-se um estudo das tendências de precipitações ao longo da bacia, para entender um pouco melhor o comportamento da precipitação na presente área.

## 5.3. TESTES NÃO-PARAMÉTRICOS E REGIÕES HOMOGÊNEAS DE SEN'S SLOPE

Para a obtenção de tendências de precipitações, foram aplicados os testes estatísticos não paramétricos de Mann-Kendall, Spearman e Sen's Slope para toda a grade do GPCC, 488 estações, analisando ponto a ponto os três testes, para o período de 1982 a 2018, tendo como variável a precipitação média anual, ou seja, foi feito um total de 1.464 testes, considerando cada um. Buscava-se como resultados análises de tendências.

Essas mudanças podem estar associadas a outras variáveis também, podendo ser devido ação antrópica ou não, a citar exemplos de mudanças climáticas, influencias de linhas de instabilidades, desmatamentos, uso e ocupação do solo, e outras.

De posse disto, os testes de Mann-Kendall e Spearman foram espacializados para a melhor visualização do comportamento de tendências na região de estudo, de acordo com a Figura 48.





Fonte: Autor (2020).

Como resultado do teste de Mann-Kendall, das 488 estações do GPCC e analisando as séries temporais, 368 apresentaram tendências positivas para a região, 2 apresentaram resultados neutros, ou seja, sem tendências, e por fim, 118 apresentaram tendências negativas para a região. Já no teste não-paramétrico de Spearman, 365 estações apresentaram tendências positivas e 123 apresentaram tendências negativas, não houve registros neutros neste teste.

Vale lembrar que os métodos, obedeceram um nível de significância de 5%,  $\alpha = 0,05$ . Os valores dos respectivos testes de cada estação estão inseridos no Anexo B ao final do presente trabalho.

Analisando comparativamente os resultados dos testes apresentados pela Figura 48, pode-se notar algo em comum, há uma tendência forte negativa indo da porção central da bacia para o sul, pegando uma parte da Amazônia Legal Brasileira, mesmo resultado encontrado por Lira (2018).

As porções mais a leste da bacia também se encontram estações com tendências de precipitações, no entanto, vale destacar que em ambos os métodos, a foz do rio Amazonas também apresentou tendências negativas de precipitações, o que pode viabilizar estudos futuros acerca disto.

Uma informação muito importante a se destacar é acerca dos Andes, onde na porção central Peru, há uma forte indicação de tendências negativas de precipitações para a região. Em contrapartida, na porção mais a sul, indicam uma tendência positiva da precipitação, outro fator que pode ser objeto de estudo na região, já que pode haver mudança no balanço hídrico.

Ambos os testes acima, representa somente se há uma tendência positiva, neutra ou negativa na região, não atribuindo valores a mesma, assim, essas magnitudes analisadas acima podem ser representadas perante a realização do teste de Sen's Slope.

Assim, o teste de Sen's Slope foi feito para novamente verificar as tendências de precipitações na região, bem como atribuir valores através de seu método a cada estação do GPCC (Figura 49).



Figura 49 - Resultados de Sen's Slope para cada estação do GPCC.

Fonte: Autor (2020).

Nitidamente a maioria das estações apresentaram tendências de precipitações positivas (+). Conforme expostos nos métodos aplicados anteriormente, Mann-Kendall e Spearman, a região dos Andes apresentaram nestes métodos uma tendência positiva ao sul e negativa na porção central do Peru, e através do método de Sen's, pode-se notar que as tendências apresentadas são negativas (-) para as regiões mais oeste e centrais e para as regiões mais ao sudoeste e noroeste apresentaram tendências de crescimento de precipitações (+), justamente iguais aos dois métodos anteriores.

Estações mais ao norte da bacia, algumas apresentaram tendências pelo Mann-Kendall e Spearman, porém ao analisar a magnitude destas se pode notar que as mesmas não apresentam tendências consideradas significativas, ou ainda podem apresentar tendências nulas, ou seja, a precipitação não tem um aumento ou uma diminuição considerada significante ao longo do ano.

A porção central da bacia indo em direção ao sul, mais precisamente nos estados de Rondônia e Amazonas e parte na Bolívia, apresentaram tendências negativas de precipitações pelo método de Sen's Slope. Fato este que pode estar relacionado ao Arco do Desmatamento na Amazônia Legal, onde com a remoção da quantidade de vegetação nativa, pode estar ocasionando uma diminuição da precipitação na área, afetando o clima local.

Esse desmatamento acelerou significativamente durante os anos 90 e início dos anos 2000 na Amazônia brasileira, atingindo uma taxa anual de 27.423 km² em 2004 (INPE 2004), e além disso, grandes mudanças no contexto de uso e ocupação regional foram fortemente associadas ao desmatamento e degradação florestal na região (MONTE-MOR, 2013), afetando assim, o sistema climático local e global (SONG et al. 2015).

Desta forma, procurou-se espacializar o Sen's Slope para uma melhor visualização do comportamento da precipitação ao longo da área de estudo (Figura 50).



Figura 50 - Espacialização de Sen's Slope para a bacia do rio Amazonas..

Fonte: Autor (2020).

Como citado anteriormente e verificado através dos testes, a foz do rio Amazonas apresentou uma tendência negativa, e através desta espacialização do Sen's Slope realizado na
Figura 50, verifica-se que a foz do rio Amazonas apresenta um de tendência negativa na faixa de -11 a -22,5 mm/ano. Considerando para uma estimativa de 10 anos, os valores de precipitações para esta região podem mudar consideravelmente,

A foz do rio Amazonas ganhou um importante destaque nestes resultados, pois, em todos os métodos analisados a mesma apresentou tendências de diminuição da precipitação ao longo dos anos, nos métodos de Mann-Kendall e Spearman e Sen's Slope, esta que apresentou valores anuais médios de precipitação em torno dos 2.400 mm.

Em estudos passados, realizados por Aceituno (1988), Marengo e Hastenrath (1993), CPTEC (1998) e Marengo et al. (2000), mostraram uma tendência da diminuição da precipitação em toda área norte da Amazônia, especialmente durante os anos de El Niño muito intensos, como de 1982-83 e 1997-98, sendo assim, apesar de anos depois, a região ainda apresentou tendências de diminuição, alertando para futuros estudos.

Segundo Nogueira (2008) as anomalias negativas de precipitação que ocorreram em 1982-83, indicam que um aquecimento anômalo no Pacífico Leste Equatorial reduz as chuvas na Foz do Rio Amazonas e este aquecimento chegou até 5°C durante a evolução do El Niño de 1982-83 e também do El Niño de 1997-1998, não limitando somente a este evento, podendo haver outras influencias não estudadas pelo mesmo.

Com intuito de comparar os dados, Lira (2018), realizou também análise de tendências de precipitações para o método de Mann-Kendall e Sen's Slope para a Amazônia Legal, porém analisando com dados obtidos da ANA, para o período de 1986 a 2015. Esta pesquisa apresentou resultados próximos ao da autora, haja vista que na foz do rio Amazonas, apresentou resultados de tendências de diminuição de precipitação entre -10 mm a -39mm, bem como na porção que abrange os estados de Rondônia e Amazonas. A Figura 51, ilustra o comportamento semelhante no estudo realizado por Lira (2018) comparados aos deste presente trabalho.



Figura 51 - Comparação de espacialização de Sen's Slope para a bacia do rio Amazonas.

Fonte: mapa (A) resultado desta pesquisa (2020) e mapa (B) adaptado de Lira (2018).

Por estes resultados, bem como resultados encontrados nas mudanças das normais climatológicas apresentadas e discutidas no tópico anterior (5.2), que entendemos que a região está sofrendo mudanças climatológicas, como verificado na porção central da mesma e bastante discutida no tópico anterior.

Na porção norte, onde há uma maior quantidade de chuva, a tendência é continuar chovendo mais, o que pode mudar ainda mais as normais climatológicas das regiões formadas ali. Na porção central e sul, foi verificado que houve uma mudança nos meses de maiores e menores regimes pluviométricos, onde em algumas regiões houve um descolamento do mês de julho para agosto como de menores chuvas. Parte do estado do Amazonas, ao sudoeste, a tendência é de aumento de precipitação, haja vista que estas áreas ainda se concentram bastantes vegetações.

Assim, dando continuidade, para formar regiões homogêneas de Sen's Slope, foi necessário seguir o mesmo passo a passo da metodologia aplicada para formar as regiões homogêneas de precipitações, porém neste caso específico, como fonte de dados de entrada

utilizaram-se como dados de entrada no FCM as coordenadas geográficas e valores de Sen's Slope para cada estação.

Após a aplicação do FCM, obteve-se os graus de pertinência de cada variável, o número de iterações e o valor da função objetivo para as diferentes análises, assim, para definir qual o melhor agrupamento, novamente foram aplicados os índices de validações, para evitar análises erradas (TAN; STEINBACH; KUMAR, 2005).

Seguindo esta lógica, os resultados dos testes de validações proposto pelos respectivos índices foram expostos na Tabela 5 a seguir.

	Índices							
Grupo	Vpc	Vpe	Davies- Bouldin	Dunn	Silhouette	PBM	Xie- Beni	
2	0,9756	0,0197	0,1318	0,0485	0,3157	0,9084	0,5882	
3	0,9662	0,0314	0,1136	0,0510	0,3146	0,8425	0,4119	
4	0,8234	0,1333	0,1060	0,0510	0,3079	0,8339	0,3524	
5	0,8139	0,1467	0,1067	0,0510	0,2986	0,8312	0,2999	
6	0,7850	0,1794	0,1173	0,0569	0,2701	0,6727	0,2575	
7	0,8036	0,1603	0,1283	0,0569	0,2601	0,5416	0,2380	
8	0,7595	0,2025	0,1300	0,0569	0,2552	0,4516	0,2222	
9	0,7483	0,2173	0,1182	0,0569	0,2730	0,4080	0,1946	
10	0,7158	0,2503	0,1195	0,0610	0,2703	0,3714	0,1712	

Tabela 5 - Melhor agrupamento segundo os índices de validação.

Fonte: Autor (2020).

Os índices apresentaram melhores formações para diferentes formações de agrupamentos, tais que 5 dos 7 índices, VPC, VPE, Dunn, Silhouett e PBM determinaram a formação de 2 grupos, Davies-Bouldin para 4 agrupamentos e o índice de Xie-Beni novamente para a formação de 10 grupos.

Assim, os resultados dos índices de validações demonstraram que os comportamentos das variáveis serão melhores demonstrados em 2 agrupamentos. No entanto, como os resultados das RH de Precipitações foram para a formações de 2 e 6 agrupamentos, de acordo com seus índices, optou-se também por acrescentar nesta parte a formação para 6 agrupamentos, com o objetivo de tentar harmonizar os resultados para uma futura interpretação. Portanto, apesar dos índices de validações apontarem a formação de 3 agrupamentos distintos, os mesmos não foram feitos pelo motivo exposto acima, o que não invalida as demais análises.

Os comportamentos dos índices de validações são ilustrados na Figura 52.



Figura 52 - Gráfico dos índices de validação para melhor agrupamento.

Fonte: Autor (2020).

Estes grupos formados e validados por meio destes índices representam as regiões homogêneas de Sen's Slope. De posse disso, cada estação teve seu grau de pertinência para um determinado grupo, conforme ilustrado na Figura 53.



Figura 53 - Graus de pertinência para 2 agrupamentos.



1	1_	`
(	n	)
١.	v	,

Ao analisar a estação de nº 1, ao ponto mais extremo norte da bacia hidrográfica, mais especificamente na Venezuela, a mesma apresentou um grau de pertinência de 0,3690 para o Grupo 1 e de 0,6310, para o Grupo 2, o que significa que esta estação possui aproximadamente 37% de probabilidade de pertencer ao agrupamento 1 e 63% de pertencer ao agrupamento 2.

Outra estação em análise é a de nº 204, a mais oeste da área de estudo, tendo um grau de pertinência de 0,6562 para o Grupo 1 e de 0,3438 para o Grupo 2, partindo-se do mesmo princípio que a análise anterior, a mesma possui probabilidade de aproximadamente 66% de pertencer ao agrupamento 1 e de 34% ao agrupamento 2.

De posse disso, estes agrupamentos foram feitos afim de ilustrar a organização das variáveis em um espaço bidimensional, conforme a Figura 54. Este arranjo para cada agrupamento é importante, pois além de organizar os dados, facilitam o entendimento de cada cluster formado.



Figura 54 - Arranjo das estações para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Os 2 grupos formados por FCM foram espacializados em ambiente SIG (Figura 55).



Figura 55 - Mapa de regiões homogêneas de sen's slope para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

A Região Homogênea 1 (RH 1) é formada por 238 estações, representado cerca de 48,8% das estações e a Região Homogênea 2 (RH 2) é composta por 250 estações, com 51,2%. Visualmente as regiões são definidas e divididas em leste e oeste.

A Região 1 concentra-se a oestes da bacia hidrográfica, com elevadas altitudes principalmente nos Andes, com precipitações médias de 2.228,32 mm, altitude média de 537 metros e Sen's Slope variando entre -3,20 mm a 43,97 mm. O comportamento da tendência nesta região é representado na Figura 56.



Fonte: Autor (2010).

A mesma apresentou uma tendência média de precipitação positiva bem significativa, com valores de 9,95 mm/ano, ou seja, em outras palavras, a cada 10 anos a tendência de precipitação é aumentar cerca de 99,5 mm. Nota-se que nesta região os índices de precipitações médios anuais variam de 2000 mm a aproximadamente 2600 mm, ou seja, representando uma região com maiores registros de precipitações.

A Região 2 (RH 2) formada está a leste da bacia hidrográfica, onde, a mesma concentra 250 estações na área de estudo, com dados de precipitações médias de 1963,97 mm, elevação média de 324 metros e Sen's Slope variando de -22,74 mm a 15,65 mm. Esta região está concentrada na parte menos elevada da bacia, tal que, a foz do rio amazonas está inserida. Assim, o comportamento da tendência está representado de acordo com a Figura 57.



Nesta região a tendência também foi posivita, porém, não tanto quanto a RH 1, apresentando resultados positivos de 1,77 mm/ ano, ou seja, em uma previsão para 10 anos, a tendência é que a precipitação aumente em aproximadamente 17,7 mm para esta região. É possível observar que nesta região os índices pluviométricos médios anuais estão entre 1600 a próximos de 2.200, representando uma área com menores índices.

Observa-se que a linha de tendência na segunda região é mais suave comparada a primeira, cuja, está relacionada ao valor obtido nas análises. Assim, Tabela 6 a seguir, demonstra um resumo geral de ambas as regiões formadas por este agrupamento.

		0	0	1 0	1	
Regiões	Nº Estações GPCC	Porcentagem (%)	Sen's Slope (mm/ano)	Sen's Slope médio (mm/ano)	Precipitação Média Anual (mm)	Altitude Média(m)
1	238	48,8	- 3,20 a 43,97	9,95	2288,32	537,61
2	250	51,2	-22,74 a 15,65	1,77	1963,97	324,37
Total	488	100	_	-	-	-
<b>T</b>	(2020)					

Tabela 6 - Informativo de cada região homogênea formada para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Assim, quando comparamos com as 2 RH's formadas pelos 2 métodos (Precipitação e Sen's Slope) pode-se observar que parte das RH de precipitação na porção oeste tendem a sofrer

um aumento nos seus índices aos longos dos anos de forma acentuada, podendo ocasionar uma mudança no comportamento da precipitação ao longo da área.

Se analisarmos a porção leste da bacia, a tendência nas duas RH de precipitações também é de aumento, mas de uma forma mais lenta, o que também já representa uma mudança no comportamento.

Seguindo com as análises, o FCM foi novamente aplicado para os dados, porém agora para a formação de 6 grupos. Com isto, surgindo novos graus de pertinência para cada estação (Figura 58), apresentados para cada agrupamento gerado, conforme exposto a seguir.



(a)









(d)







(f)

Novamente o agrupamento das estações foi feito afim de ilustrar as organizações das variáveis em um espaço bidimensional (Figura 59) para posteriormente espacializa-las.



Fonte: Autor (2020).

Assim, os 6 grupos formados pelo algoritmo FCM, foram espacializados em ambiente SIG formando um mapa de regiões homogêneas de Sen's Slope (Figura 60).



Figura 60 - Mapa de regiões homogêneas de Sen's Slope para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Das 488 estações do GPCC (100%), as distribuições dos agrupamentos obedeceram a seguinte forma: a Região 1 apresentou 83 estações com 17,01%, a Região 2 com 81 estações, representando 17,60%, a Região 3 com 83 estações, novamente com 17,01%, a Região 4 agrupou 80 estações, com 16,39%, a Região 5 com 72 estações, com 14,75% sendo a menor região, a Região 6 com 89 estações, com 18,24%, sendo a maior.

Assim, a Região Homogênea 1 formada, presente em sua maioria na sub-bacia do rio Madeira e uma parte na sub-bacia do rio Solimões, concentrando-se mais a sul da bacia do rio Amazonas, apresentou resultados de Sen's Slope variando entre -15,79 mm/ano a 12,82 mm/ano para a região, tendo uma precipitação média anual de 1545,95 mm, com altitude média de 649 metros, sendo a última em valores médios de precipitação e a segunda em termos de elevação. O comportamento da tendência de precipitação nesta região é representado pela Figura 61.



Figura 61 - Tendência Região Homogênea 1.

Fonte: Autor (2020).

Esta região apresentou uma tendência média de precipitação negativa, com valor de -1,17 mm/ano, tal que, esta é a região com maior tendência negativa, em outras palavras, com os resultados diz-se que a cada 10 anos a tendência de precipitação para esta região é de diminuição, represetando 11,70 mm a menos. Esta região está inserida no arco do desmatamento da Amazônia, e se olhar na Figura 50, está inserida no centro da tendência negativa da bacia do rio Amazonas.

A próxima região formada foi a RH 2, está inteiramente presenta na sub-bacia do rio Solimões, apresentou como resultados uma variação de Sen's Slope entre -3,19 mm/ano a 13,43 mm/ano, com uma precipitação média anual de 2068,47 mm e elevação média de 1138,89, sendo a mais alta de todas as regiões formadas, e apesar de estar em altas elevações, não apresentou baixos índices pluviométricos médios anuais. O comportamento da tendência de precipitação para esta região está representado na Figura 62 a seguir.



Figura 62 - Tendência Região Homogênea 2.

Fonte: Autor (2020).

Como pode ser visto na linha de tendência da Figura 62, a mesma é positiva, neste caso, a Região Homogênea 2 formada apresentou uma tendência média positiva de 3,24 mm/ano, ou seja, em uma estimativa de 10 anos, a tendência de precipitação para esta região é de aumentar 32,40 mm, sendo bem representativa em termos hidrológicos.

Como resultados da formação da Região Homogênea 3, na porção nordeste da bacia do rio Amazonas, em sua maior parte na sub-bacias do rio Trombetas e partes nas sub-bacias do rio Tapajós, rio Xingu e rio Negro, apresentando como resultados uma variação de Sen's Slope entre 1,78 mm/ano a 18,69 mm/ano, não possuindo valores de tendências negativos em nenhum ponto dessa região, uma precipitação média anual de 2.177,83 mm e elevação média de 138,57 metros, onde, em termos de elevação média é a mais baixa. O comportamento da tendência de precipitação para esta região é representado na Figura 63.



Fonte: Autor (2020).

Pode-se observar na Figura 63 uma acentuada linha de tendência positiva para a região, pois, para esta, os resultados de Sen's Slope médio foram de 10,38 mm/ano, ou seja, em outras palavras, para uma previsão de 10 anos, a tendência é de aumento, chegando a 100,38 mm, sendo a segunda maior tendência positiva para os resultados destas 6 regiões.

A Região Homogênea 4 está presente ao norte da bacia do rio Amazonas, em sua maioria na sub-bacia do rio Negro e parte nas sub-bacias do rio Solimões e Madeira. Esta, apresentou resultados de Sem's Slope variando entre -2,97 mm/ano a 11,28 mm/ano, com médias de precipitações anuais de 2.657,22 mm e elevação média de 155 metros, em termos de precipitações anuais médias, essa região é que apresenta maior média dentre as demais, que pode ser observada na Figura 64, tal qual, demonstra o comportamento da tendência nesta região.



Fonte: Autor (2020).

As médias anuais desta região são altas, como representado na Figura 64, no entanto, a mesma teve uma média positiva de Sen's Slope de 2,73 mm/ano, representando 27,30 mm para uma estimativa de 10 anos, o que pode tornar a região ainda mais chuvosa.

No caso da Região Homogênea 5, presente parte na sub-bacia do rio Solimões e parte na sub-bacia do rio Madeira, a mesma apresentou uma variação de Sem's Slope entre 10.93 mm/ano a 43,67 mm/ano, sendo a região que teve um mínimo e máximo muito mais alto que as demais, não apresentando valores negativos de tendência, tal que, se consultar a Figura 50, ela está no centro de maior concentração de tendências positivas para a área de estudo. Esta região apresentou uma precipitação anual média de 2.368,52 mm, juntamente com uma elevação média de 197 metros. O comportamento da tendência nesta região é representado na Figura 65.



Fonte: Autor (2020).

Como se pode observar, a linha de tendência nesta região é bem mais acentuada do que qualquer outra, fato este que se justifica pelos resultados apresentados pelo estimador de Sen's Slope, dando um resultado positivo de 19,81 mm/ano, ou seja, em uma estimativa de 10 anos, a precipitação nesta região tende a aumentar em 198,10 mm, representando uma mudança alta em termos hidrológicos.

Por fim, a formação da Região Homogênea 6, presente em sua maioria nas sub-bacias dos rios Tapajós e Xingu, e uma parte nas sub-bacias do rio Madeira e Trombetas, esta última onde está localizada a foz do rio Amazonas. Esta região possui uma variação de Sen's Slope entre -22,74 mm/ano a 7,86 mm/ano, com uma precipitação anual média de 1.975,93 mm e uma elevação média de 279 metros. O comportamento da tendência de precipitação nesta região é representado na Figura 66.



Fonte: Autor (2020).

Os resultados para esta região de tendências são negativos, com Sen's Slope médio de -0,62 mm/ano. Através deste resultado, se reforça a hipótese que na foz do rio Amazonas há uma tendência de decrescimento da precipitação, haja vista, como já exposto anteriormente, Nogueira (2008) afirma que essas anomalias negativas de precipitação ocorreram em 1982-83, no entanto, essa região mais em específico necessitam de estudos mais profundos.

Assim, diante dos 6 grupos formados, a Tabela 7 abaixo, demonstra um resumo geral dos agrupamentos com suas respectivas características.

Regiões	Nº Estações GPCC	Porcentagem (%)	Sen's Slope (mm/ano)	Sen's Slope médio (mm/ano)	Precipitação média Anual (mm)	Altitude média (m)
1	83	17,01	-15,79 a 12,82	-1,17	1545,95	649,42
2	81	16,60	-3,19 a 13,43	3,24	2068,47	1138,89
3	83	17,01	1,78 a 18,69	10,38	2177,83	138,47
4	80	16,39	-2,97 a 11,28	2,73	2657,22	155,76
5	72	14,75	10.93 a 43,97	19,81	2368,52	197,56
6	89	18,24	-22,74 a 7,86	-0,62	1975,93	279,02
Total	488	100,00	_	_	_	-

Tabela 7 - Informativo de cada região homogênea formada para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

Os dados fornecidos pela Tabela 7, são importantes, pois pode-se perceber que duas regiões apresentaram valores médios negativos do estimador de Sen's, e outras 4 apresentaram valores positivos. Outro fator importante a se destacar é que apesar de algumas regiões formadas apresentarem altas elevações, a precipitação anual média também foi alta, como é o caso da RH 2. A região que possui menor tendência é RH 1 (-1,17 mm/ano) e a que apresenta maior é a RH 5 (19,81 mm/ano).

## 5.4. COMPARAÇÕES DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS





Figura 67 - Comparação das regiões homogêneas para 2 grupos.

Fonte: Autor (2020).

As sobreposições de imagens não foram feitas, pois acredita-se que para uma melhor compreensão, as comparações entre elas, seria a melhor metodologia. Assim, analisando a Figura 67, se percebe que a maior parte da RH1 de Precipitação está presente na RH1 de Sen's Slope, como a mesma apresentou uma tendência média de 9,95 mm/ano, então diz-se que essa região especifica da RH1 de Precipitação pode ter um aumento dessa magnitude.

Conforme explanado pela espacialização da precipitação na Figura 22, a região noroeste é a que mais chove e aliada a isso sofre influencia de diversas Zonas de Convergências (FISCH *et al.*, 1998; NOGUEIRA, 2008; ISHIHARA *et al.*, 2014; SORÍ *et al.*, 2018), e por meio dessa comparação pode-se pressupor que haverá um aumento dos regimes pluviométricos nesta região, confirmados também pelos resultados apresentados na Figura 48. No entanto, outra porção da RH 1 de Precipitação está inserida na RH 2 de Sen's Slope, como os resultados desta última também apresentaram tendências positivas, pode-se supor que esta região específica da RH 1 de Precipitação também irá sofrer um aumento, porém menos significativo, haja vista que a tendência média para a RH 2 de Sen's Slope foi de 1,77 mm/ano.

As"ilhas" formadas na RH 1 de Precipitação, para 2 grupos, na porção oeste, nos Andes, foram comparadas com os resultados dos testes não-paramétricos na Figura 48, onde os resultados deste último, mostraram que há umas tendências de diminuições de precipitações em algumas partes, e ao analisar, verificou-se que estas mesmas regiões que apresentaram tais diminuições, partes delas estão nas "ilhas" formadas.

Quando se analisa a RH 2 de Precipitação, a interpretação segue da mesma forma ao analisar a RH 1 de Precipitação, tal que, parte está na RH 1 de Sen's Slope e outra parte na RH 2. Como esta região foi a que apresentou maior normal climatológica, acredita-se que daqui a uns anos, a mesma poderá dividir-se, onde antes seriam 2 regiões homogêneas, serão 3 ou 4 regiões, principalmente na porção central, em virtude dos resultados das normais climatológicas terem mudados, como comprovado.

Também foram comparadas as 6 regiões homogêneas formadas por ambos os métodos (Figura 68).



Figura 68 - Comparações das regiões homogêneas para 6 grupos.

Fonte: Autor (2020).

A análise mais importante da Figura 68 é quanto a foz do rio Amazonas, presente na RH 4 de Precipitação e na RH 6 de Sen's Slope. A mesma, conforme explanado anteriormente, em todos os métodos não paramétricos, apresentou uma tendência negativa quanto a precipitação, tendo uma média negativa de 0,62 mm/ano, e a RH 4 foi a que apresentou a normal climatológica mais próxima da normal da bacia hidrográfica, portanto, esse é mais um dos motivos que a foz necessita de um estudo mais profundo sobre as causas, que podem estar ligadas aos ENO'S, as ZC's, ação antrópica, ou até mesmo em outros fatores externos.

Cada região homogênea formada, se comparada entre as duas metodologias disposta nesse presente trabalho, podem formar novas regiões internas, subdividido-as ainda mais, com novas normais climatológicas, a citar a RH 3 de Precipitação, nos Andes, que está presente em 2 regiões homogêneas de Sem's Slope, a RH 1 e RH 2, onde se pode supor que, no futuro, onde era 1 região, poderá ser 2 novas, justificando-as com as análises de tendências.

Outra análise importante a citar, é a RH 6 de Precipitação, onde mais chove na bacia hidrográfica, na qual está presente na RH 2 e RH 4 de Sen's Slope, a primeira com uma

tendência média de 3,24 mm/ano e a segunda com 2,73 mm/ano, ambas positiva, tal que, em uma região em que chove bastante o ano inteiro, a tendência de precipitação para essa mesma é que estes índices aumentem ainda mais.

A RH 2 de Precipitação é que poderá sofrer maiores mudanças, por estar na porção central da bacia, onde houve mudanças já discutidas aqui neste trabalho, e que está presente em 4 regiões homogêneas de Sen's Slope, RH 1, RH 2, RH 5 e RH 6, cada um apresentando uma tendência média diferente. Tal resultado confirma a hipótese que houve mudanças na região, se comparados com os resultados do INPE (1990) com este da pesquisa.

Portanto, cada RH de Precipitação se comparada com cada RH de Sen's Slope, tem a capacidade de formar novas regiões homogêneas, ocasionando em mudanças nos padrões das normais climatológicas.

## 6. CONCLUSÃO

Na coleta e análise dos dados, constatou-se que o satélite meteorológico GPCC foi fundamental e válido para as informações obtidas neste estudo, podendo ser utilizado em novas análises climatológicas, bem como a aplicabilidade dos testes usados na formação de regiões homogêneas (Fuzzy C-Means), validando os grupos pelos índices de validações, pois conseguiram formar grupos distintos, com médias de precipitação e tendências bem definidas e com uma espacialização das regiões bem condizentes.

Pela espacialização dos dados de precipitação, notou-se que o maior regime pluviométrico se encontra no sentindo noroeste da bacia, parte na Colombia e ao norte do estado do Amazonas, no Brasil, variando entre 2.000 mm a índices maiores que 3.500 mm, e menores índices concentrando-se ao longo dos Andes, no Equador e Peru, na bacia do rio Solimões, e Bolívia na bacia do rio Madeira, tal que o período menos chuvoso para a área, inicia-se no mês de maio com os decréscimos de precipitações, perdurando até o mês de agosto, onde a partir desse, os índices pluviométricos voltam a aumentar.

Nos meses de DJF, os dados evidenciam um comportamento pluviométrico no sentido de noroeste a sudeste da bacia, apresentando valores máximos entre 400 a superiores 600 mm, podendo estar associado a atuação das ZCAS, que apresentam frequências máximas de ocorrências nos meses de dezembro e janeiro. Os meses de MAM, há uma decrescente no regime pluviométrico ao longo da bacia, principalmente na porção sul devido ao retraimento das ZCAS ou dos Sistemas Frontais. No período considerado o de menores índices, JJA, sobretudo na porção sul da bacia, é caracterizado pela movimentação da ZCIT em direção ao sul, juntamente com o resfriamento da superfície ao longo do Brasil Central, gerando uma mudança no padrão da circulação do ar. Os valores de precipitação só voltam a aumentar na primavera, nos meses de SON, na parte mais sul da Amazônia, voltando a sofrer incursões dos Sistemas Frontais e da ZCAS.

Aplicação do FCM para 2 grupos, demonstrou que a Região Homogênea 1 apresentou menores índices pluviométricos em contrapartida, a Região Homogênea 2, foi a que apresentou maiores índices comparativamente com a normal climatológica da bacia do rio Amazonas. Entretanto, a formação do FCM para 6 grupos, demonstrou que as RH 1 e 6 apresentaram comportamentos únicos, sendo que, a RH1 possui abril e agosto como mês mais chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. E na RH 6, maio e setembro são os mais e menos chuvosos respectivamente. Destaca-se que essas duas possuem seus próprios regimes pluviométricos,

pois estão na porção mais noroeste da bacia, em regiões próximas a linha do equador e são nestas que a distribuição das chuvas ao longo do ano é mais uniforme.

Quando se comparou os resultados dos FCM com outros estudos, precisamente na foz do rio Amazonas, parte da RH 4, percebe-se uma mudança acerca do comportamento da chuva ao longo dos anos na bacia, tal que o mês de março era o mês mais chuvoso, fato este que ainda é presente nos dias atuais, porém, a diferença está nos meses de menores volumes, onde em 1990 o mês com menores chuvas era o mês de novembro, atualmente, verificado nesta pesquisa é o mês de agosto, por este motivo a foz do rio Amazonas foi de grande destaque nos resultados desta pesquisa.

A aplicabilidade dos 3 testes não-paramétricos demonstrou que há na bacia diferentes tendências de precipitação dependendo da área. A porção central da bacia indo em direção ao sul, apresentaram tendências negativas de precipitações pelos métodos, fato este que pode estar relacionado ao Arco do Desmatamento na Amazônia Legal, onde com a remoção da quantidade de vegetação nativa, pode estar ocasionando uma diminuição da precipitação na área, afetando o clima local. Em todos os 3 testes a foz do rio Amazonas apresentou tendência negativa de precipitação.

Por meio das comparações das RH's, as"ilhas" formadas na RH 1 de Precipitação, para 2 grupos, na porção oeste, nos Andes, foram comparadas com os resultados dos testes nãoparamétricos na Figura 48, onde os resultados deste último, mostraram que há umas tendências de diminuições de precipitações em algumas partes, e ao analisar, verificou-se que estas mesmas regiões que apresentaram tais diminuições, partes delas estão nas "ilhas" formadas. Estas mesmas "ilhas", sofrem influencia diretamente de conversações de matas nativas e/ou densas, haja vista, que em estudos climatológicos, é de conhecimento que o regime pluviométrico está diretamente relacionado a conservação de áreas deste tipo.

Portanto, cada RH de Precipitação se comparada com cada RH de Sen's Slope, tem a capacidade de formar novas regiões homogêneas, ocasionando em mudanças nos padrões das normais climatológicas.

## 6.1. CONSIDERAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- a) Testar a utilização de fonte de dados mistas (Estações pluviométricas e Satélites Meteorológicos), validando os mesmos através de coeficientes de validações e analises estatísticas.
- b) Aplicar o método de Redes Neurais como ferramenta de agrupamento, com a finalidade de identificar regiões homogêneas de precipitação e comparar seus resultados ao método Fuzzy C-Means.
- c) Realizar estudos hidrológicos e climatológicas na foz do rio Amazonas, haja vista a forte indicação de tendências na mesma.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDUL, A. O.; BURN D. *Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin.* Journal of Hydrology, v. 319, p. 282–29. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.06.039, 2006.

ABREU, F. de A. M. de; DUARTE, A. M.; RIBEIRO, M. R; LIMA, A. R. C. de; SOUSA, W. de J. *The hydrologic cycle: an open or a closed system*. Revista Geográfica do IPGH/OEA, v. 137, 2005.

ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. Monthly Weather Review, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.

AGUADO, A. G.; CANTANHEDE, M. A. Lógica Fuzzy. 2010. Disponível em: < http://www.sysrad.com.br/redmine/attachments/1843/Artigo_logicaFuzzi.pdf >. Acesso em: 4 de março de 2019. 12 p.

AGUIAR, J. L. do N. *Medidas de Similaridade entre séries temporais*. Dissertação de Mestrado (Metrado em Informática). Pós-Graduação em Informática, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro – PUC/RJ, Rio de Janeiro, 2016.

AHANI, A.; NADOUSHANI, S. S. M. Assessment of some combinations of hard and fuzzy clustering techniques for regionalization of catchments in Sefidroud basin. Journal of Hydroinformatics, v. 18, n. 6, p. 1033–1054, 2016.

AHUJA, SANGEETA; DHANYA, C. T. *Regionalization of Rainfall Using RCDA Cluster Ensemble Algorithm in India.* Journal of Software Engineering and Applications, 2012, 5, 568-573.

ALEXANDRE, G. R.; BAPTISTA, M. B.; NAGHETTINI, M. Estudo para Identificação de Tendências do Regime Pluvial na Região Metropolitana de Belo Horizonte a Partir de Métodos Estatísticos. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 15, p. 115–126, 2010.

AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. *Padrões Espaço-Temporal Pluviométricos na Amazônia Oriental Utilizando Análise Multivariada*. Revista Brasileira de Meteorologia, v.27, n.4, p. 423 - 434, 2012.

ANA, Agência Nacional de Aguas. Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos. *Banco de dados SNIRH*. Disponível em: http://www.ana.com.br>. Acesso em: 26 fev. 2019.

ANDERSON V. J., HORTON B. K., SAYRLOR J. E., MORA A., TESON E., BREECKER D. O., KETCHAM R. A. Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. Geosphere, v. 12, n 4, p. 1235, 2016.

ANDREOLI, R.V.; FERREIRA DE SOUZA, R.A.; KAYANO, M.T.; CANDIDO, L.A. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. Int. J. Climatol., v. 32, p. 1193–1205, 2012.

ANUAR, N. et al. *Cluster Validity Analysis and Optimization of Fuzzification Parameter of Fuzzy C-Means for Determination of Typical Load Profiles*. International Journal of Simulation-Systems, Science & Technology, v. 17, n. 41, 2016.

ARAGÃO, L. E. O. C. *Environmental science: The rainforest's water pump*. Nature, 489, 217–218, https://doi.org/10.1038/nature11485, 2012.

ARAUJO, A. N. Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental), Pós-Graduação em em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba-PR, Paraná, 2006.

ASFAW, A.; SIMANE, B.; HASSEN, A.; BATINDER, A. Variability and time series trend analysis of rainfall and temperature innorthcentral Ethiopia: A case study in Woleka subbasin. Weather and Climate Extremes, v. 19, n. 2018, p. 29-41, 2018.

ÁVILA, P.L.R., SOUZA, E.B. de, PINHEIRO, A.N., FIGUEIRA, W.S. Análise da precipitação sazonal simulada utilizando o regcm4 sobre o estado do Pará em anos de extremos climáticos. Revista Brasileira de Climatologia, v. 14, p. 50–75, 2014. Disponível: http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v14i1.36127.

AYOADE, J.O. *Introdução a climatologia para os trópicos*. 4ª Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, Brasil. 332p., 1996.

BARDET, L.; DULUC, C.-M.;REBOUR, V.;L'HER, J. Regional frequency analysis of extreme storm surges along the French coast. Nat.Hazards Earth Syst. Sci., v. 11, n. 6, p. 1627–1639, 2011.

BAWDEN A.; LINTON H.; BURN D.; PROWSE T. A spatiotemporal analysis of hydrological trends and variability in the Athabasca River region, Canada. Journal of Hydrology, v. 509, p. 333–342, 2014. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.051.

BEABLE, M. E., MCKERCHAR, A. I. *Regional flood estimation in New Zealand, Tech. Rep. Water and Soil Div.* Ministry of Works and Development, Wellington, 20, 132 pp, 1982.

BECKER, M.; MEYSSIGNAC, B.; XAVIER, L.; CAZENAVE, A.; ALKAMA, R.; DECHARME, B. Past terrestrial water storage (1980–2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 533–546, 2011. DOI: 10.5194/hess-15-533-2011.

BEIGHLEY, R. E.; EGGERT, K. G. T.; DUNNE, Y. HE.; GUMMADI, V.; VERDIN, K. L. *Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin*, Hydrol. Processes, v.23 n.8, p. 1221–1235, 2009. DOI:10.1002/hyp.7252.

BERNARDARA, P.; ANDREEWSKY, M.; BENOIT, M. Application of the Regional Frequency Analysis to the estimation of extreme storm surges. J. Geophys. Res., v. 116, 2011. DOI:10.1029/2010JC006229.

BESER DE DEUS, L. A.; SANTOS, C. S.; FREITAS, M. A. V. de. A utilização de sistema de informação geográfica como suporte ao gerenciamento de bacias hidrográficas transfronteiriças - Sig Geoamazonas. Revista Geográfica de América Central. Número Especial EGAL, 2011.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; FARIA, L. C.; SIMÕES, M. C.; CALDEIRA, T. L.; NUNES, G. S. *Índices de sazonalidade para regionalização hidrológica de vazões de estiagem no Rio Grande do Sul.* Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 18, n. 7, pp. 748 - 754, 2014.

BEZDEK, J. C. & PAL, S. K. *Fuzzy models for pattern recognition: methods that search for structures in data.* Methods that search for structures in data. IEEE Press, New York 1992.

BEZDEK, J. C. Cluster validity with fuzzy sets. Journal of Cybernetics 3, 58-74, 1974b.

BEZDEK, J. C. *Numerical taxonomy with fuzzy sets*. Journal of Mathematical Biology 1, 57–71, 1974a.

BEZDEK, J. C. Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms. Plenum Press, New York, 1981.

BEZDEK, J. C., TRIVEDI, M., EHRLICH, R., AND FULL, W. Fuzzy clustering; a new approach for geostatistical analysis. Int. Jour. Sys., Meas., and Decisions, 1982.

BICUDO, T. C. Estudo da formação da bacia hidrográfica do rio Amazonas através da modelagem numérica de processos tectônicos e sedimentares. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Pós-Graduação em Geofísica e Ciências Atmosféricas –USP, Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, 2017.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Review, v. 97, p. 163-172, 1969.

BLOCH, I. Fuzzy spatial relationships for image processing and interpretation: a review. Image and Vision Computing, v. 23, p. 89-110, 2005.

BORELLLI, D. L., LUTKE, E., SALLES, D., "*Aziz Ab'Sáber : problemas da Amazônia brasileira" In: Dossiê Amazônia Brasileira*. Estudos Avançados. Anais, v. 19, n. 53, 2005.

BOUTIN, F.; HASCOET, M. Cluster validity indices for graph partitioning. *In:* Proceedings. Eighth International Conference on Information Visualisation, 2004. IV 2004. IEEE, 2004. p. 376-381.

BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D. DE; CLARKE, R. T.; MENDES, C. A. B. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. Journal Of Geophysical Research, v. 116, 2011. D19105, DOI:10.1029/2011JD016060.

BUSSAB, W. de O.; MIAZAKI, E. S.; ANDRADE, D. F. de. *Introdução à análise de agrupamentos*. São Paulo: Associação Brasileira de Estatística, 1990.

CAI Y, JIN C, WANG A, GUAN D, WU J, YUAN F, ET AL. Spatio-Temporal Analysis of the Accuracy of Tropical Multisatellite Precipitation Analysis 3B42 Precipitation Data in Mid-High Latitudes of China. PLoS ONE, v. 1, n. 4, 2015. e0120026. DOI:10.1371/journal.pone.0120026.

CAMPAROTTO, L. B.; BLAIN, G. C.; GIAROLLA, A.; ADAMI, M.; CAMARGO, M. B. P. DE. Validação de dados termo pluviométricos obtidos via sensoriamento remoto para o Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.17, n.6, p.665–671, 2013.

CAMPOS, I. de O. *Referencial Altimétrico para a bacia do Rio Amazonas*. Tese (Doutorado em Engenharia de Transportes). Escola Politécnica da Universidade de São Paulo-USP-SP, São Paulo, 2004.

CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal and Interannual Activity and Extreme Rainfall. Journal of Climate, v. 17, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I.F.A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. Atmospheric Research, v. 118, p. 27-40, 2012.

CHRISTOFFERSEN, B. O., RESTREPO-COUPE, N., ARAIN, M. A., BAKER, I. T., CESTARO, B. P., CIAIS, P., FISHER, J. B., GALBRAITH, D., GUAN, X., GULDEN, L., VAN DEN HURK, B., ICHII, K., IMBUZEIRO, H., JAIN, A., LEVINE, N., MIGUEZ-MACHO, G., POULTER, B., ROBERTI, D. R., SAKAGUCHI, K., SAHOO, A., SCHAEFER, K., SHI, M., VERBEECK, H., YANG, Z. L., ARAÚJO, A. C., KRUIJT, B., MANZI, A. O., DA ROCHA, H. R., VON RANDOW, C., MUZA, M. N., BORAK, J., COSTA, M. H., GONÇALVES DE GONÇALVES, L. G., ZENG, X., AND SALESKA, S. R. *Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado*. Agr. Forest Meteorol., 191, 33–50, https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.02.008, 2014

CLIMATEMPO. *ZCAS se forma sobre o Brasil*. 2019. Disponível em: <a href="http://www.climatempo.com.br/>br/>. Acesso em: 15 de abril 2019.">http://www.climatempo.com.br/>. Acesso em: 15 de abril 2019.</a>

COE, M. T.; COSTA, M. H.; HOWARD, E. A. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: Impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. Hydrol. Processes, v. 22, n. 14, p. 2542–2553, 2008. DOI: 10.1002/hyp.685

COELHO, C.D.; SILVA, D. D. da; JUNIOR, N. P. F.; PEREIRA, S. B.; MOREIRA, M. C. *Identification of hydrologically homogeneous regions in the Solimões river basin in the Amazon region*. ASABE Meeting Presentation, 2018. DOI: https://doi.org/10.13031/aim.201800257.

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. Journal of Hydrology, v. 360, n.1–4, p. 207–216, 2008. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.07.032.

COSTA M.; PIRES G. *Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the Duration of the dry season in the arc of deforestation*. International Journal of Climatology, v. 30, p. 1970 – 1979, 2010. DOI: 10.1002/joc.2048. COUTINHO, E. de C.; ROCHA, E. J. P. da; LIMA, A. M. M.; RIBEIRO, H. M. C.; GUTIERREZ, L. A. C. L.; BARBOSA, A. J. S.; PAES, G. K. A. A.; BISPO, C. J. C.; TAVARES, P. A. *Variabilidade Climática da precipitação na Bacia Amazônica Brasileira Entre 1982 e 2012*. Revista Brasileira de Climatologia, v. 22, n. 14, 2018. ISSN: 2237-8642.

COX, E. Fuzzy modeling and genetic algorithms for data mining and exploration [S.1]: Elsevier/Morgan Kaufmann, Hardcover. (Morgan Kaufmann series in data management systems). 2005.

COX, E. The fuzzy systems handbook: a practitioner's guide to building, using, and maintaining fuzzy systems. New York: AP Professional, 1994.

CPTEC, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Disponível em: <a href="http://www1.cptec.inpe.br/products/elninho/elninho3p.html">http://www1.cptec.inpe.br/products/elninho/elninho3p.html</a>>.1998.

CPTEC/INPE, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. *Clima da Amazônia*. 1990. Disponível em: http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fish.html.

CRISPIM, D. L. et al. *Comparação de métodos de agrupamentos hierárquicos aglomerativos em indicadores de sustentabilidade em municípios do estado do Pará*. Research, Society and Development, v. 9, n. 2, p. e60922067, 2020.

CRISTIANO, E.; VELDHUIS, M.C. T.; GIESEN, N. V. de. Spatial and temporal variability of rainfall and their effects on hydrological response in urban areas – a review. Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 3859–3878, 2017. https://doi.org/10.5194/hess-21-3859-2017.

CRUZ CD; REGAZZI AJ. *Modelos biométricos aplicados ao melhoramento genético*. 2 ed. Viçosa: UFV. 390p., 2001.

CRUZ, C. D.; FERREIRA, F. M.; PESSONI, L. A. *Biometria aplicada ao estudo da diversidade genética*. Visconde do Rio Branco, Suprema, 620p., 2011.

CUNHA, H. B.; PASCOALOTO, D. *Hidroquímica dos rios da Amazônia*. Manaus: Governo do Estado do Amazonas. Secretaria de Estado da Cultura; CCPA, 60 p., 2009.

DA ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. Journal of Geophysical Research, v. 114, 2009.

DA SILVA FERREIRA, D.B.; BARREIROS DE SOUZA, E.; CAVALCANTI DE MORAES, B.; MEIRA FILHO, L.G. Spatial and Temporal Variability of Rainfall in Eastern Amazon during the Rainy Season. Sci. World J. 2015, 2015, 209783.

DAVIDSON E.; ARAUJO A.; ARTAXO P.; BALCH J.; BROWN I.; BUSTAMANTE M.; COE M.; DEFRIES R.; KELLER M.; LONGO M.; MUNGER W.; SCHROEDER W.; SOARES-FILHO B.; SOUZA C.; WOFSY S. *The Amazon Basin in Transition*. Nature, v. 481, p. 321 – 328, 2012. DOI: 10.1038/nature10717.

DAVIES, D. L.; BOULDIN, D. W. A *Cluster Separation Measure*. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, v. 1, n. 2, p. 224–227, 1979.

DINIZ, R. B. N.; SOARES, V. G.; LUCÍDIO DOS ANJOS, F. C. Uso de Técnicas de Mineração de Dados na Identificação de Áreas Hidrologicamente Homogêneas no Estado da Paraíba. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 17, n. 1, p. 65-75, 2012.

DOURADO, C. S.; OLIVEIRA, S. R. M.; DE AVILA, A. M. H. D. Análise de zonas homogêneas em séries temporais de precipitação no estado da Bahia. Bragantina, v. 72, n. 2, p. 192-198, 2013.

DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. *The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: A Lagrangian analysis.* Hydrol. Earth Syst. Sci., v. 18, p. 2577–2598, 2014.

DUARTE, A. A. M. – *O Valor Econômico e Estratégico das Águas da Amazônia*. Tese de Doutorado, Centro de Geociencias da UFPA, Belem, 136p., 2006.

DUNN, J. C. A Fuzzy Relative of the ISODATA Process and Its Use in Detecting Compact Well-Separated Clusters. Journal of Cybernetics, v. 3, n. 3, p. 32–57, 1973.

DUNN, J. C. A. A fuzzy relative of the ISODATA process and its use in detecting compact well-separated clusters. Cybernetics and Systems, v. 3, p. 32-57, 1973.

DWD, Wetter Und Klima Aus Einer Hand. *GPPC visualiser*. Disponível em: <u>https://kunden.dwd.de/GPCC/Visualizer</u>. Acesso: 10 de jan. de 2019.

ELETROBRAS. *Relatório Anual e de Sustentabilidade Eletrobrás*. Disponível em: <a href="http://www.eletrobrasamazonas.com/cms/wp-content/uploads/2016/05/Relatorio-Anual-Eletrobras-2016.pdf">http://www.eletrobrasamazonas.com/cms/wp-content/uploads/2016/05/Relatorio-Anual-Eletrobras-2016.pdf</a>>. Acesso: 26 de fevereiro de 2019.
ELI, K., PITZ, J.W., NEVES, L. de O., HAVEROTH, R., OLIVEIRA, E.C. de. Análise da distribuição da frequência de precipitação em diferentes intervalos de classes para Rio do Sul/SC. Enciclopédia Biosfera, v. 9, p. 106–113, 2013.

ELY, D. F.; DUBREUIL, V. Análise das Tendências Espaço-Temporais das precipitações anuais para o Estado do Paraná – Brasil. Revista Brasileira de Climatologia, Ano 13, v. 21, 2017.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J. RONCHAIL;GUYOT, J. L.;JUNQUA, C.. VAUCHEL, P.; LAVADO, W.; DRAPEAU, G.; POMBOSA, R. *Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought*. Geophysical Research Letters, v. 2011, 2011. Disponível em: http://www.agu.org/journals/gl/<u>. Acesso em 15 de março de 2019.</u>

ESPINOZA, J.C., et al. *Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin* (1974-2004). Journal of Hydrology, v. 375: 297311, 2009.

ESPINOZA, J.C.; MARENGO, J.A.; RONCHAIL, J.; MOLINA CARPIO, J.; NORIEGA FLORES, L.; LOUP GUYOT, J. *The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: The role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. Environ.* Res. Lett., v. 9, 124007. 2014.

EUCLYDES, H. P.; FERREIRA, P. A.; RIBEIRO, C. A. A. S.; FARIA FILHO, R. F.; LEITE, C. V.; SANTOS, A. P.; ALTOÉ, D. R.; SANTOS, S. A.; OLIVEIRA, E. P.; NUNES, D. M.; FERREIRA, P. H. S.; VIANA, D. C. *Atlas Digital das Águas de Minas*. 3 Ed. (website). Programa de pesquisa e desenvolvimento HIDROTEC, Fundação Rural Mineira (RURALMINAS), Universidade Federal de Viçosa (UFV). Disponível em: www.atlasdasaguas.ufv.br/home.html. Acesso em: abril de 2019.

EVERITT, B. S. *Cluster analysis*. London. Heinemann Educational Books Ltd., 1974, 121p.

FARSADNIA, F.; ROSTAMI, K.; MOGHADDAM, M.; MODARRES, R.; BRAY, M. T.; HAN, D.; SADATINEJAD, J. *Identification of homogeneous regions for regionalization of watersheds by two-level self-organizing feature maps.* Journal of Hydrology, v. 509, p. 387– 397, 2014.

FÁVARO, L. P.; BELFIORE, P.; SILVA, F. L.; CHAN, B. L. Análise de dados – Modelagem multivariada para tomadas de decisões. Ed. Campus Elsevier, 2009. FENG, G.; COOB, S.; ABDO, Z.; FISHER, D. K.; OUYANG, Y.; ADELI, A.; JENKIN, J. *Trend Analysis and Forecast of Precipitation, Reference Evapotranspiration, and Rainfall Deficit in the Blackland Prairie of Eastern Mississippi*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 55, 2016.

FERRARI, A. L. Variabilidade e tendência da temperatura e pluviosidade nos municípios de Pirassununga, Rio Claro, São Carlos e São Simão (SP): Estudo sobre mudança climática de curto prazo em escala local. Tese. Universidade de São Paulo - USP. São Carlos/SP, 156 p, 2012.

FIGUEIREDO J., HOORN C., VEN P. V. D., SOARES E. Geology Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: Reply Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin : Reply. Geology, 2010, Reply, p. e213.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. Climanalise, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. *Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America*. Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, v. 5, n.6, p.36-45. 1999.

FILHO, D. F. F.; BEZERRA, P. E. S.; SILVA, N. A. da S.; RODRIGUES, R. S. S.; FIGUEIREDO, N. de M. *Aplicação de técnicas de interpolação para espacialização de chuvas da região hidrográfica calha norte, Pará.* Revista Brasileira de Climatologia, ano 14, 2019a.

FILHO, D. F. F.; CRISPIM, D. L.; PESSOA, F. C. L.; FERNANDES, L. L. Spatialization of precipitation and analyzes of trends obtained through the GPCC satellite for the state of Acre. Journal Hyperspectral Remote Sense, v. 9, n. 2, p. 135-105, 2019b.

FILIZOLA, J. N. P. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. ANEEL, Brasília, Brasil, 66p, 1999.

FIORELLA R., POULSEN C. J., EHLERS T. A. Modern and long-term evaporation of central Andes surface waters suggests paleo archives underestimate Neogene elevations. Earth and Planetary Science Letters, v. 432, p. 59-72, 2015.

FISCH, G; MARENGO, J. A; NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral sobre o Clima da Amazônia. Acta Amazônica, v. 28, n. 2, p. 101 – 126, 1998.

FISHER, J. B., MALHI, Y., BONAL, D., DA ROCHA, H. R., DE ARAÚJO, A. C., GAMO, M., GOULDEN, M. L., RANO, T. H., HUETE, A. R., KONDO, H., KUMAGAI, T., LOESCHER, H. W., MILLER, S., NOBRE, A. D., NOUVELLON, Y., OBERBAUER, S. F., PANUTHAI, S., ROUPSARD, O., SALESKA, S., TANAKA, K., TANAKA, N., TU, K. P., e VON RANDOW, C. *The land-atmosphere water flux in the tropics*. Glob. Change Biol., 15, 2694–2714, https://doi.org/10.1111/j.1365- 2486.2008.01813.x, 2009.

FITZJARRALD, D. R.; R. K. SAKAI; O. L. L. MORAES; R. COSME DE OLIVEIRA; O. C. ACEVEDO; M. J. CZIKOWSKY; T. BELDINI. *Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence*. J. Geophys. Res., v. 113, 2008. G00B11, DOI:10.1029/2007JG000596.

FOLTON, N.; MARTIN, E.; ARNAUD, P.; L'HERMITE, P.; TOLSA, M. A 50-year analysis of hydrological trends and processes in a Mediterranean catchment. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2018. https://doi.org/10.5194/hess-2018-547

FREITAS, J. C. de; ANDRADE, A. R. S. de; BRAGA, C. C., GODOI NETO, A. H. ALMEIDA, T. F. de. *Análise de Agrupamentos na Identificação de Regiões Homogêneas de Índices Climáticos no Estado da Paraíba, PB – Brasil.* Revista Brasileira de Geografia Física, v.6, n.4, p. 732-748, 2013.

FRIEDMAN, J.; HASTIE, T.; TIBSHIRANI, R. *The elements of statistical learning: Data mining, inference, and prediction.* Springer Series In Statistic, New York, NY: Springer-Verlag New York, 2009.

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. *How the atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon?* Journal of Climate, v. 12, p; 1306–1321, 1999.

FURLEY, P.A. *Tropical Forest of the Lowlands*. In The Physical Geography of South America; Veblen, T.T., Young, K.R., Orme, A.R., Eds.; Oxford University Press: Oxford, UK, 2015; 448p, p. 136.

GALLARDO, A. *Geostadística. Revista Ecossistemas.* Revista científica y Técnica de Ecología y Medio Ambiente, Móstoles, v. 3, n. 15, p. 48-58, set. 2006.

GANGULI, P.; GANGULY, A. R. *Robustness of Meteorological Droughts in Dynamically Downscaled Climate Simulations*. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA) p. 1-30, 2015. DOI: 10.1111/1752-1688.12374.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. *Hidrologia*. 20 ed., Sao Paulo: Edgard Blucher, 2002.

GIAMBELLUCA, T.W.; SCHOLZ, F.G.; BUCCI, S.J.; MEINZER, F.C.; GOLDSTEIN, G.; HOFFMANN, W.A.; FRANCO, A.C.; BRUCHERT, M.P. *Evapotranpiration and energy balance of Brazilian savanas with constrasting tree density.* Agricultural and Forest Meteorology, v. 149, n.8, p. 1365-1376, 2009.

GIL, V. O.; FERRAI, F.; EMMENDORFER, L. *Investigação da aplicação de algoritmos de agrupamento para o problema astrofísico de classificação de galáxias*. Revista Brasileira de Computação Aplicada, v. 7, n. 2, p. 52-61, 2015. https://doi.org/10.5335/rbca.2015.4653

GOKTEN, P.O.; BASER, F.; GOKTEN, S. Using fuzzy c-means clustering algorithm in financial health scoring, Audit Financiar, v. 15, n. 147, pp. 385-394, 2017. DOI: 10.20869/AUDITF/2017/147/385.

GOMES, E. P.; BLANCO, C. J. C.; PESSOA, F. C. L. Identification of homogeneous precipitation regions via Fuzzy c-means in the hydrographic region of Tocantins–Araguaia of Brazilian Amazonia. Applied Water Science, 9:6, 2019. DOI: https://doi.org/10.1007/s13201-018-0884-6.

GOMES, E. P.; BLANCO, C. J.C.; PESSOA, F. C. L. P. Regionalization of precipitation with determination of homogeneous regions via fuzzy c-means. Brazilian Journal of Water Resources, v.23, n. 51, 2018. https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820180079

GONÇALVES, L. G. G.; W. J. SHUTTLEWORTH, B. NIJSSEN, E. J. BURKE, J. A. MARENGO, S. C. CHOU, P. HOUSER; D. L. TOLL. *Evaluation of model-derived and remotely sensed precipitation products for continental South America*, J. Geophys. Res., v. 111, D16113, 2006. DOI:10.1029/2005JD006276.

GONÇALVES, M. F.; BLANCO, C. J. C.; DOS SANTOS, V. C.; OLIVEIRA, L. L. S.; PESSOA, F. C. L. *Identification of Rainfall Homogeneous Regions taking into account El Niño and La Niña and Rainfall Decrease in the state of Pará, Brazilian Amazon*. Acta Scetarium, v. 38, n. 2, p. 209-216, 2016.

GONCALVES, M. F.; BLANCO, C. J. C.; SANTOS, V. C.; OLIVEIRA, L. L. P.; PESSOA, F. C. L. Identification of rainfall homogenous regions taking into account El Niño

and La Niña and rainfall decrease in the State of Pará, Brasilian Amazon. Acta Scientiarum-Technology, v. 38, p. 209-216, 2016.

GOYAL, M. K.; GUPTA, V. *Identification of Homogeneous Rainfall Regimes in Northeast Region of India using Fuzzy Cluster Analysis.* Water Resources Management, v. 28, n. 13, pp. 4491-4511, 2014.

GPCC, Global Precipitation Climatology Centre (Rudolf and Schneider 2005; Schneider et al. 2008). Resolution:18 3 18. Coverage: Global. Series: 1986–presente. Available online at http://gpcc.dwd.de<u>.</u> Acesso em 10 de janeiro de 2019.

GURGEL, H. DA C.; FERREIRA, N. J.; LUIZ, A. J. B. *Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos*. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, PB, DEAg/UFCG, v. 7, n. 1, p. 85-90, 2003.

HAIR, J. F.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. *Análise de regressão múltipla*. trad. Schelup, A. e Chaves, A. 5. ed. – Porto Alegre: Bookman, 2005.

HALKIDI, M.; BATISTAKIS, Y.; VARGIANNIS, M. *Cluster validity methods: Part. I*. ACM SIGMOD Record, v. 31, n. 2, 2002.

HAMED K. Trend Detection in Hydrologic Data: the Mann-Kendall Trend Test Under the Scaling Hypothesis. Journal of Hydrology, v. 349, p. 350 – 363, 2008. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.009.

HASSAN, B, G. H.; PING, F. Formation of Homogenous Regions for Luanhe Basin – by Using L-Moments and Cluster Techniques. International Journal of Environmental Science and Development, v. 3, n. 2, 2012.

HIRSCH, R.M.; SLACK, J.R. A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. Water Resources Research, v.20, p.727-732, 1984.

HOFFMANN, E. L.; DALLACORT, R.; CARVALHO, M. A. C.; YAMASHITA, O. M.; BARBIERI, J. D. *Variabilidade das Chuvas no Sudeste da Amazônia paraense, Brasil.* Revista Brasileira de Geografia Física, v.11, n.04, 2018.

HOORN C., WESSELINGH F. P. *Amazonia: Landscape and species evolution*. A look into the past., Wiley-Blackwell, Oxford, 2010a, 447 p.

HOORN C., WESSELINGH F. P., HOVIKOSKI J., GUERRERO J. *The Development of the Amazonian Mega-Wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia).* In. Anais: Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past, Blackwell, 2010c, p 123-142.

HOORN C., WESSELINGH F. P., TER STEEGE H., BERMUDEZ M. A., MORA A., SEVINK J., SANMART'IN I., SANCHEZ-MESEGUER A., ANDERSON C. L., FIGUEIREDO J. P., JARAMILLO C., RIFF D., NEGRI F. R., HOOGHIEMSTRA H., LUNDBERG J., STADLER T., S"ARKINEN T., ANTONELLI A., Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity., Science (New York, N.Y.), 2010b, vol. 330, p. 927.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-moments. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E.M.; BAGTZOGLOU, A.C. *Efficient uncertainty assessment for satellite rainfall observations with application to flood prediction. Proceedings of the ninth biennial.* ASCE - Aerospace Division International Conference on Engineering, Construction and Operations in challenging environments. League City/Houston, Texas, EUA, pp 532-539, 7-10 march, 2004.

IBGE, INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Atlas_nacional_do_Brasil_2010*. Rio de Janeiro. 2010.

ILORME, F.; GRIFFIS, V. W. A novel procedure for delineation of hydrologically homogeneous regions and the classification of ungauged sites for design flood estimation. Journal of Hydrology. v. 492, pp. 151-162, 2013.

INPE – INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. *Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil*. Topodata. s.d. Disponível em: < http://www.dsr.inpe.br/topodata/dados.php>. Acesso em: 10 de março 2019.

INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. *PRODES survey 2004*. INPE, São José dos Campos, Brazil. 2004.

IPCC, INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Climate Change* 2014: *Impacts, adaptations and vulnerability.* Disponível em: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/> Acesso em: 30 de abril de 2019. IPCC. *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability*. Part B: regional aspects. In: Barros, V. R. et al. (Ed.). Contribution of working group 2 to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. Disponível em: . Acesso em: 10 jun. 2019.

IRION, G.E.; MÜLLER, J.; MELLO, J.N.; JUNK, W. Quaternary geology of the central Amazonian lowland area. Rev. IG., São Paulo, 1994. v.15, p.27-33.

ISHIHARA, J. H.; FERNANDES, L. L.; DUARTE, A. A. A. M.; DUARTE, A. R. C. L. M.; PONTE, M. X. ; LOUREIRO, G. E. *Quantitative and Spatial Assessment of Precipitation in the Brazilian Amazon (Legal Amazon) - (1978 to 2007).* Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 19, p. 29-39, 2014.

JANÉ, D. DE A. *Uma introdução ao estudo da lógica fuzzy*. Revista de Humanidades e Ciências Sociais Aplicadas, n. 2, p. 1–16, 2004.

JIMENEZ, K. Q.; COLLISCHONN, W.; PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C. Comparação de produtos de estimativas de chuva por um sensoriamento remoto por meio de um modelo hidrológico na bacia do Rio Amazonas. 4th Ibam Científic Meeting, 2011.

JMA, *Japan Meteorological Agency. Weather Maps.* Japan. Disponível em: https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html. Acesso em 20 de fevereiro de 2019.

JUAREZ, R. I. NEGRON; RONG FU, W. L.; FERNADES, K. Comparison of Precipitation Datasets over the Tropical South American and African Continents. American Meteorological Society, v. 10, 2008. DOI: 10.1175/2008JHM1023.1

JUNK, W., "As Águas da Região Amazônica". In: SALATI, E., et al. Anais: Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia. São Paulo: Brasiliense, p. 45-100. 1983.

KAHYA, E.; DEMIREL, M. C.; BÉG, O. A. *Hydrologic Homogeneous Regions Using Monthly Streamflow In Turkey.* Earth Sci. Res. J., v. 12, n. 2, p.181-193, 2008.

KENDALL, M. G. Rank Correlation Methods. Charles Griffin. London, 1975.

KOHONEN, T. Self-organized formation of topologically correct feature maps. Biological Cybernetics, v. 43, p. 59–69, 1982.

KYSELY, J. AND PICEK, J. Regional Growth Curves and Improved Design Value Estimates of Extreme Precipitation Events in Czech Republic. Climate Research, 2007, 33, pp. 243–255. LEIVAS, J. F. et al. Avaliação dos prognósticos de precipitação simulada pelo modelo BRAMS na Amazônia Ocidental na estação chuvosa. Acta Amazonica. v. 41, n. 3, p. 347-354, 2011.

LENTERS, J.D.; COOK, K.H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. J. Atmos. Sci., v. 54, p. 656–677, 1997.

LIEBMANN, B., KILADIS, G.N., MARENGO, J.A., AMBRIZZI, T., GLICK, J.D. Sub monthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. Journal of Climate, v. 12, p. 1877-1891, July 1999.

LIMBERGER, L.; SILVA, M. E. S. Precipitação observada na Amazônia Brasileira: comparação entre os dados das redes convencionais e dados da reanálise do NCEP/NCAR, CRU E GPCC. Revista Brasileira de Climatologia, v. 22, 2018.

LIRA, Bruna Roberta Pereira et al. *Avaliação do comportamento e da tendência pluviométrica na Amazônia Legal no período de 1986 a 2015*. Dissertação de mestrado do curso de pós-graduação em Engenharia Civil. Belém-Pa. 2019.

LOPES, M. N. G.; DE SOUZA, E. B.; FERREIRA, D. B. DA S. *Climatologia regional da precipitação no estado do Pará*. Revista Brasileira de Climatologia, Ano 9, v. 12, JAN/JUL 2013.

LOPES, M. N. G.; SOUZA, E.B.; FERREIRA, D. B. S. *Climatologia regional da precipitação no estado do Pará.* Revista Brasileira de Climatologia, v. 12, p. 84-102, 2013.

LOUREIRO, G.E.; FERNANDES, L.L.; ISHIHARA, J.H. Spatial and temporal variability of rainfall in the Tocantins-Araguaia hydrographic region. Acta Scientiarum, v. 37, n. 1, p. 89-98, 2015.

LUCAS, E. W. M.et al. *Modelagem hidrológica determinística e estocástica aplicada* à região hidrográfica do Xingu – Pará. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 24, n. 3, p. 308-322, 2009.

LUO, X. et al. *Modeling surface water dynamics in the Amazon Basin using MOSART-Inundation-v1*. 0: Impacts of geomorphological parameters and river flow representation. 2017.

MAEDA, E. E. et al. *Evapotranspiration seasonality across the Amazon Basin*. Earth Syst. Dynam., 8, 439–454, 2017 https://doi.org/10.5194/esd-8-439-2017.

MANN, H. B. *Nonparametric tests against trend. Econometrica.* Journal of the Econometric Society, p. 245-259, 1945.

MARCUZZO, F.F.N., OLIVEIRA, N. de L., FILHO, R. de F.P., FARIA, T.G. *Chuvas* na região Centro-Oeste e no Estado do Tocantins: análise histórica e tendência futura. Boletim de Geografia, v. 30, p. 19–30, 2012.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and Trends of Rainfall Across the Amazon Basin. Theoretical and Applied Climatology, v.78, p. 79 – 96, 2004.

MARENGO, J. A., TOMASELLA, J., ALVES, L. M., SOARES, W. R., AND RODRIGUEZ, D. A. *The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region*. Geophys. Res. Lett.,v. 38, L12703, doi:10.1029/2011GL047436, 2011.

MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. Journal of Climate, v. 6, n. 4, p. 617-627,1993.

MARENGO, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. Theor. Appl. Climatol., v. 78, p. 79–96, 2004.

MARENGO, J.A. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art. Revista Brasileira de Meteorologia, v.21, n.3a, p. 01-19, 2006.

MARENGO, J.A.; LIEBMAN, B.; WAINER, L.; KOUSKY, V.E. On the characteristics of onset and demise of the rainy season in amazonia. Journal of Climate, 2000.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W.R.; ALVES, L.M. E NOBRE, C.A. *Extreme climatic events in the Amazon basin.* Theoretical Applied Climatology. V. 107, p. 73–85, 2012.

MÁRQUEZ, A. Literatura e inquisición en España (1478-1834). Madrid: Taurus, 1980.

MARTINI P. R., DUARTE V., ARAI E., MORAES J. A. Metodologia de Medição das Extensões dos Rios Amazonas e Nilo Utilizando Imagens Modis e Geocover. 2008, p. 1-7.

MCDONNELL, J.J.; WOODS, R. *Editorial: On the need for catchment classification*. Journal of Hydrology, 299 (1-2): 2-3, 2004.

MEADE R. H. *Transcontinental Moving and Storage: The Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic, Large Rivers.* Geomorphology and Management, p. 45-6.3, 2008. MELO, D.D.D.D.; SCANLON, B.R.; ZHANG, Z.; WENDAND, E.; YIN, L. Reservoir storage and hydrologic responses to drougths in the Paraná River basin, South-eastern Brazil. Hydrology and Earth System Sciences, v. 20, n. 11, p. 4673-4688, 2016.

MENEZES, F. P.; FERNANDES, L. L.; *Análise de tendência e variabilidade da precipitação no estado do Pará*. Enciclopédia Biosfera, v. 13, n. 24, p. 1580, 2016.

MENEZES, F. P.; FERNANDES, L. L.; ROCHA, E. J. P. da; *O Uso da estatística para Regionalização da Precipitação no Estado do Pará, Brasil.* Revista Brasileira de Climatologia, ano 11, v. 16, 2015.

METZ, J. Interpretação de Cluster gerados por algoritmos de Clustering hierárquico. Dissertação (Mestrado em Ciências da Computação e Matemática Computacional). Pós-Graduação em Ciências da Computação e Matemática Computacional, Universidade de São Carlos – USP, São Paulo, 2006.

MIRANDA, A. C. R. *Regiões hidrologicamente homogêneas na Amazônia com base nas precipitações mensais*. Thesis (PhD in Agricultural Engineering). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, p. 147, 2016.

MOHAMMADREZAPOUR, O.; KISI, O.; POURAHMA, F. Fuzzy c-means and Kmeans clustering with genetic algorithm for identification of homogeneous regions of groundwater quality. Neural Computing and Applications, 2018.

MONEM, M. J.; HASHEMY, S. M. *Extracting physical homogeneous regions out of irrigation networks using fuzzy clustering method: a case study for the Ghazvin canal irrigation network.* Journal of Hydroinformatics, v. 13, n.4, 2011.

MONTE-MOR, R. L. Extended urbanization and settlement patterns: an environmental approach. Pages 109-120 *in* N. Brenner, editor. *Implosions/explosions: towards a study of planetary urbanization*. Jovis, Berlin, Germany. 2013.

N.R. PAL, J.C. BEZDEK. *On cluster validity for the Fuzzy c-means model*. IEEE Trans. Fuzzy Systems, v. 3, n. 3, p. 370–379, 1995.

NADOUSHANI, S. S. M.; DEHGHANIAN, N.; SAGHAFIAN, B. A fuzzy hybrid clustering method for identifying hydrologic homogeneous regions. Journal of Hydroinformatics, v. 20, n.6, 2018.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. D. A. Hidrologia estatística. CPRM. 2007.

NASA. *Landsat missions*. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/>. Acesso em: 16 abril 2019b.

NASA.SatéliteLandsat8.Disponívelem: http://www.nasa.gov/mission_pages/landsat/spacecraft/index.html#.UieDrzY3s0M.Acesso em: 14 março 2019a.

NASA. *The Landsat program*. Disponível em: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>. Acesso em: 16 abril 2019c.

NASCIMENTO, S.; MIRKIN, B.; MOURA-PIRES, F. *A fuzzy clustering modelo f data and fuzzy c-means*. The Nineth IEEE International Conference on Fuzzy Systems: Soft Computing in the Information Age, p. 302-307, 2000.

NASCIMENTO, T. S.; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva . Variabilidade Sazonal da Precipitação Pluviométrica em Cidades na calha do rio Solimões-Amazonas. Simpósio de Geomorfologia. Ufam. 2009.

NETO, A. R. *Modelagem Hidrodinâmica da Bacia do Rio Amazonas*. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos de Engenharia Civil e Ambiental da Faculdade de Tecnologia da Universidade de Brasília –DF. 2001.

NEVES, R. R.; GONÇALVES, E. D.; PESSOA, F. C. L.; FERNANDES, L. L.; GOMÉZ, Y. D.; SANTOS, J. I. N. dos; *Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas na sub bacia Trombetas.* Revista AIDIS, v. 10, n. 2, p. 125-135, 2017.

NOAA, National Oceanic and Atmosferic Administration. U. S. *Departamento of Commerce*. Disponível em: https://www.noaa.gov/. Acesso em 18 de março de 2019.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and regional climate change. Journal of Climate, v. 4, n. 10, p. 957 - 988, 1991.

NOBRE, C; YOUNG, A. F. ; SALDIVA, P. H. N. ;MARENGO, J. A.; NOBRE, A. D. ; OGURA, A. T. ; THOMAZ, O. ; OBREGON, G.; MOREIRA DA SILVA, G. C. ; VALVERDE, M. ; SILVEIRA, A. C. ; RODRIGUES, G. O. *Vulnerability of Brazilian Megacities to Climate Change: the São Paulo Metropolitan Region (RMSP)*. Climate Change in Brazil: economic, social and regulatory aspects. Brasilia: IPEA., v. , p. 197-219. 2011.

NOBREGA, R.L.B.; GUZHA, A.C.; TORRES, G.N.; KOVACS, K.; LAMPARTER, G.; AMORIM, R.S.S.; COUTO, E.; GEROLD, G. *Effects of conversion of native cerrado* 

156

vegetation to pasture on soil hydro-physical properties, evapotranspiration and streamflow on the Amazonian agricultural frontier. PLoS Onde, v. 12, n. 6, p. e.0179414, 2017.

NOGUEIRA, V. da S. Variabilidade interanual da precipitação na foz do rio Amazonas. *Dissertação de mestrado do curso de pós-graduação em meteorologia*. São José dos Campos: INPE, 2008. 134p.; (INPE-15348-TDI/1384)

OBREGÓN, G. O.; NOBRE, C. A. *Rainfall regionalization on the amazon basin*. Center for Weather Forecasting and Climate Studies – CPTEC-INPE. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, INPE, p. 1149-1152, 2006.

OLIVEIRA, P.T.S.; WENDLAND, E.; NEARING, M.A.; SCOTT, R.L.; ROSOLEM, R.; DA ROCHA, H. R. *The Water balance componentes of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian cerrado*. Hydrology and Earth System Sciences, v. 19, n. 6, p. 2899-2910, 2015.

OTCA/PNUMA/OEA. Projeto Gerenciamento Integrado e Sustentável dos Recursos Hídricos Transfronteiriços na Bacia do Rio Amazonas. Visão Estratégica para o Planejamento e Gerenciamento dos Recursos Hídricos e do solo, frente às mudanças climáticas e para o desenvolvimento sustentável da bacia hidrográfica do rio amazonas. Relatório Final. ANA. Agência Nacional da Água. Consultor. Gonçalves, U.C. 2006.

OUARDA T., K. BÁ, C. DÍAZ-DELGADO, A. CÁRSTENAU, K. CHOCKMANI, H. GINGRAS, E. QUENTIN, E. TRUJILLO; B. BOBÉE. *Intercomparison of regional flood frequency estimation methods at ungauged sites for a Mexican case study.* J. Hydrol., v. 348, p. 40-58, 2008.

PAIVA, R. C. D.; D. COSTA BUARQUE; R. T. CLARKE; W. COLLISCHONN; D. G. ALLASIA. *Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data.* Geophys. Res. Lett., v. 38, 2011a. L04406, DOI:10.1029/2010GL045277.

PAIVA, R. C. D.; W. COLLISCHONN ;C. E. M. TUCCI. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. J. Hydrol., v. 406, p. 170–181, 2011b. DOI:10.1016/J.JHYDROL.2011. 06.007.

PAKHIRA M. K., BANDYOPADHYAY S., MAULIK K. Validity index for crisp and *fuzzy clusters*, Pattern Recognition 37, p.481-501, 2004.

PANDEY, B.K.; KHARE, D. *Identification of trend in long term precipitation and reference evapotranspiration over Narmada river basin (India)*. Global and Planetary Change, v. 161, p. 172–82, 2018.

PAPA, F.; PRIGENT, C.; AIRES, F.; JIMENEZ, C.; ROSSOW, W. B.; MATTHEWS, E. Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. J. Geophys. Res., 115, D12111, 2010. DOI:10.1029/2009JD012674.

PARTAL, T.; KAHYA, E. *Trend analysis in Turkish precipitation data*. Hydrological processes, v. 20, n. 9, p. 2011-2026, 2006.

PEDRYCZ, W.; VUKOVICH, G. Fuzzy clustering with supervision. Pattern Recognition. The Journal of the Pattern Recognition Society, v.37, p. 1339-1349, 2004.

PESSOA, F. C. L.; BLANCO, C. J. C.; GOMES, E. P. *Delineation of homogeneous regions for streamflow via fuzzy c-means in the Amazon*. Water Practice & Technology, v. 13, n. 1, p. 210-218, 2018.

PESSOA, F. C. L.; BLANCO, C. J. C.; MARTINS, J. R. *Regionalização de Curvas de Permanência de Vazões da Região da Calha Norte no Estado do Pará.* Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH, v. 16, n.2, p. 65-74, 2011.

PESSOA, F. C. L; BLANCO, C. J. C.; GOMES, E. P. Delineation of homogeneous regions for streamflow via fuzzy c-means in the Amazon. Water Practice and Technology, v. 13, p. 210-218, 2018.

PETROVIC, Slobodan. A comparison between the silhouette index and the daviesbouldin index in labelling ids clusters. In: Proceedings of the 11th Nordic Workshop of Secure IT Systems. 2006. p. 53-64.

PINTO, L. I. C. et al. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 4, p. 461-472, 2009.

PNRH, Plano Nacional de Recursos hídricos. *Caderno da região hidrográfica amazônica*. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. — Brasília: MMA. 2006.

PORTELA, M.M.; QUINTELA, A.C.; SANTOS, J.F.; VAZ, C; MARTINS, C. *Tendências em séries temporais de variáveis hidrológicas*. Associação Portuguesa de Recursos Hídricos (APRH), v. 32, n. 1, p. 43-60, 2011.

PRINA, B. Z.; TRENTIN, R. Análise da temperatura da superfície por meio de imagens Landsat 8: Estudo de caso para o município de Jaguari/RS/BRASIL. Revista Formação (Online), v. 3, n. 23, 2016. PULWARTY, R. S. et al. *Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate*. Meteorology and Atmospheric Physics, v. 67, n. 1-4, p. 217-237, 1998.

PUMA-VILLANUEVA, W. J.; ZUBEN, F. J. V. *Índices de validação de agrupamentos*. Universidade Estadual de Campinas. Unicamp. Faculdade de Engenharia Elétrica e de Computação. FEEC, 2008.

RAISG, Rede Amazônica de Informação Socioambiental Georreferenciada. *Amazônia* 2015: áreas protegidas e territórios indígenas (desmatamento 2000- 2013). RAISG, 2015. Disponível em https://raisg.socioambiental.org/system/files/mapa_portugues_2015.pdf.

RAMACHANDRA RAO, A.; SRINIVAS, V. V. Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis, J. Hydrol., v. 318, n. 1–4, p. 37–56, 2006.

RAO, A. R.; SRINIVAS, V. V. *Regionalization of watersheds by fuzzy cluster analysis*. Journal of Hydrology, v. 318, p. 1-4, 57-79, 2006.

RAO, C. R. *An advanced statistical method in biometric research*. New York, Ed. John Wiley e Sons, 390p, 1952.

RATISBONA, L. R. *The climate of Brazil.* Climates of Central and South America, v. 12, p. 219-293, 1976.

RAWASHDEH, M.; RALESCU, A. Crisp and fuzzy cluster validity: Generalized intrainter silhouette index. *In:* 2012 Annual Meeting of the North American Fuzzy Information Processing Society (NAFIPS). IEEE, p. 1-6. 2012.

RAZIEI, T.; MARTINS, D. S.; BORDI, I.; SANTOS, J. F.; PORTELA, M. M.; PEREIRA, L. S.; SUTERA, A. SPI Modes of Drought Spatial and Temporal Variability in *Portugal: Comparing Observations, PT02 and GPCC Gridded Datasets.* Water Resour Manage, 2014. DOI 10.1007/s11269-014-0690-3.

RESTREPO-COUPE, N.; LEVINE, N. M.; CHRISTOFFERSEN, B. O.; ALBERT, L. P.; WU, J.; COSTA, M. H.; GALBRAITH, D., IMBUZEIRO, H., MARTINS, G.; DA ARAUJO, A. C.; MALHI, Y. S.; ZENG, X.; MOORCROFT, P.; SALESKA, S. R. *Do dynamic global vegetation models capture the seasonality of carbon fluxes in the Amazon basin? A data-model intercomparison.* Glob. Change Biol., 23, 191–208, https://doi.org/10.1111/gcb.13442, 2016.

REZAEE, B. A. A cluster validity index for Fuzzy Clustering. Fuzzy Sets and Systems, v. 161, n. 23, p. 3014 – 3015, 2010.

RIBEIRO NETO, A. *Simulação Hidrologiva na Amazônia: Rio Madeira*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRF, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2006.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño /Southern Oscillation. Monthly Weather Reviw, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, 1987.

ROUSSEEUW, P. J. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of *cluster analysis*. Journal of Computational and Applied Mathematics, v. 20, p. 53–65, 1987. https://doi.org/10.1016/0377-0427(87)90125-7.

RUDOLF, B., A. BECKER, U. SCHNEIDER, A. MEYER-CHRISTOFFER AND M. ZIESE. *New Full Data Reanalysis Version 5 provides high-quality gridded monthly precipitation data.* GEWEX News, v. 21, n. 2, p. 4-5, 2011.

RUSTUM, R.; ADELOYE, A. J.; MWALE, F. Spatial and temporal Trend Analysis of Long Term rainfall records in data-poor catchments with missing data, a case study of Lower Shire floodplain in Malawi for the Period 1953-2010. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2017. , https://doi.org/10.5194/hess-2017-601.

SACEK V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. Earth and Planetary Science Letters, 2014, vol. 401, p. 301

SALATI, E. *Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia*. São Paulo: Brasiliense; Conselho de Desenvolvimento Científicao e Tecnológico, 1983. p.327.

SALATI, E.; MARQUES, J.; MOLION, L. C. B. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. Interciência, 1978.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, J. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. Monthly Weather Review, v. 135, p. 1290-1309, 2007.

SANTOS, C. A. DOS; LIMA, A. M. M. DE; FRANCO, V. DOS S.; ARAUJO, I. B. DE; MENEZES, J. F. G.; GOMES, N. M. O. *Distribuição espacial da precipitação na bacia hidrográfica do rio Xingu*. Nucleus Revista Científica da Fundação Educacional de Ituverava, v. 13, n.2, 2016.

SANTOS, C.A.C. Recent changes in temperature and precipitation extremes in an ecological reserve in Federal District, Brazil. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 29, p. 13-20, 2014.

SANTOS, S. R. Q. DOS.; SANSIGOLO, C. A. S.; NEVES, T. T. DE A. T.; SANTOS, A. P. P. DOS. Variabilidade sazonal da precipitação na Amazônia: Validação da série de precipitação mensal do GPCC. Revista Brasileira de Geografia Física, v.10, n.06, 2017a.

SANTOS, S. R. Q. DOS; BRAGA, C; C.; SANSIGOLO, C. A.; SANTOS, A. P. P. DOS. *Determinação de Regiões Homogêneas do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) na Amazônia Oriental*. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 1, 111-122, 2017b. DOI: http://dx.doi.org/10.1590/0102-778632120160013.

SARMADI, F.; SHOKOOHI, A. Regionalizing precipitation in Iran using GPCC gridded data via multivariate analysis and L-moment methods. Theor Appl Climatol, p. 122:121–128, 2014.

SATYAMURTY, P.; da COSTA, C.P.W.; MANZI, A.O. *Moisture source for the Amazon Basin: A study of contrasting years. Theor.* Appl. Climatol., v. 111, p. 195–209, 2013.

SCHEFF, S. W. *Chapter 8 Nonparametric Statistics*. University of Kentucky SanderseBrown Center on Aging, Lexington, KY, USA. 2016. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128047538000087.

SCHNEIDER, U.; BECKER, A.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B. *Global Precipitation Analysis Products of the GPCC.* Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M., Germany, 2011.

SCHNEIDER, U.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUSTEMEIER, E.; ZIESE, M.; BECKER, A. *Evaluating the Hydrological Cycle over Land Using the Newly-Corrected Precipitation Climatology from the Global Precipitation Climatology Centre* (*GPCC*). Atmosphere, v. 8, n. 52, 2017. DOI:10.3390/ATMOS8030052

SEN, P. K. *Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau.* Journal of the American statistical association, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.

SERRÃO, E. A. O.; SANTOS, C. A.; LIMA, A. M. M. Avaliação da seca de 2005 na Amazônia: uma análise da calha do rio Solimões. Estação Científica, v. 4, n. 2, p. 99-109, 2015.

SHAHABI, H.; KHEZRI, S.; AHMAD, B. BIN; HASHIM, M. Landslide susceptibility mapping at central Zab basin, Iran: A comparison between analytical hierarchy process, frequency ratio and logistic regression models. CATENA, v. 115, p. 55–70, abr. 2014. Disponível em: <a href="http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/">http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/</a> S0341816213002841>. Acesso em: 10 mar. 2019.

SHI, Y., K. J. DAVIS, C. J. DUFFY, AND X. YU. Development of a Coupled Land Surface Hydrologic Model and Evaluation at a Critical Zone Observatory. Journal of Hydrometeorology, v. 14, p. 1401—1420, 2013. DOI: 10.1175/JHM-D-12-0145.1

SILVA, M. do S. R. *Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas: Contribuição para o Enquadramento e Preservação.* Tese (Doutorado em Química). Pós-Graduação em Química, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Amazonas, 2013.

SILVA, M. N. A.; PESSOA, F. C. L.; SILVEIRA, R. N. P. O. ; ROCHA, G. S. ; MESQUITA, D. A. . *Determinação da Homogeneidade e Tendência das Precipitações na Bacia Hidrográfica do Rio Tapajós*. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 33, p. 665-675, 2018.

SILVA, V. B.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; HIGGINS, R. W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. Journal of Hydrometeorology n. 8, p. 847-861, 2007.

SILVEIRA, C. da S., SOUZA FILHO, F.A. de, MARTINS, E.S.P.R., OLIVEIRA, J.L, COSTA, A.C., NOBREGA, M.T., SOUZA, S.A. de, SILVA, R.F.V. *Mudanças climáticas na bacia do rio São Francisco: Uma análise para precipitação e temperatura*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 21, 416–428, 2016. Disponível: http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v21n2.p416-428.

SKAUGEN T.; VAERINGSTAD, T. A methodology for regional flood frequency estimation based on scaling properties. Hydrol. Process., v. 19, p. 1481-1495, 2005.

SOARES, A.S.D., PAZ, A.R. DA P., PICCILLI, D.G.A. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 21, 288–299, 2016. Disponível: http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v21n2.p288-299.

SOARES, L.C. *Hidrografia In: Geografia do Brasil –Região Norte*. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Geociências. 1991. v. 3, p.70-92.

SONG, X.-P.; HUANG, C.; SAATCHI, S. S.; HANSEN, M. C.; TOWNSHEND, J. R. Annual carbon emissions from deforestation in the Amazon Basin between 2000 and 2010. Plos One, v. 10, n. 5, e0126754. 2015. http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0126754.

SORÍ, R. et al. *The Atmospheric Branch of the Hydrological Cycle over the Negro and Madeira River Basins in the Amazon Region.* Water, v. 10, n. 6, p. 738, 2018. SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. Climanálise, v. 5, p. 36-44, 2013.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, p. 31-44, 1998.

SOUZA, E.B.; ROCHA, E.J.P. Diurnal variations of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristics and extreme events. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 21, p. 142-152, 2006.

SOUZA, F. F.; QUEIRÓZ, M. A.; DIAS, R. S. C. *Divergência genética em linhagens de melancia*. Horticultura Brasileira, v. 23, p. 179-183, 2005.

SPRACKLEN, D. V.; ARNOLD, S. R.; TAYLOR, C. M.: Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests, Nature, 489, 282–285, https://doi.org/10.1038/nature11390, 2012.

STARCZEWSKI, A. A new validity index for crisp clusters. Pattern Analysis and Applications, v. 20, n. 3, p. 687-700, 2017.

SULOCHANA, Y.; CHANDRIKA, P.; RAO, S. V. B. *Rainrate and rain attenuation statistics for different homogeneous regions of India*. Indian Journal of Radio & Space Physics, v. 43, p. 301-314, 2014.

TAN, P. N.; STEINBACH, M.; KUMAR, V. Introduction to Data Mining. Addison Wesley. 2005.

TAO, H.; FRAEDERICH, K.; MENZ, C.; ZHAI, J. Trends in extreme temperature indices in the Poyang Lake Basin, China. Stoch. Environ. Res. Risk Asses., v. 28, p. 1543-1553, 2014.

TOMASELLA, J.; PINHO, P. F.; BORMA, L. S. E.; MARENGO, J. A. *The droughts* of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. Climatic change, v. 116, p.723-746, 2013.

TRANCOSO, R.; FILHO, A. C.; TOMASELLA, J.; SHIETTI, J.; FORSBERG, B. R.; MILLER, R. P. *Deforestation and conservation in major watersheds of the Brazilian Amazon*. Environmental Conservation, 2009. p. 1-12. DOI: 10.1017/S0376892909990373.

TUCCI, C. E. M. (org). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 4a Edicao. Porto Alegre – RS. Editora da UFRGS e EDUSP ABRH, 2007. 944p.

TUCCI, C. E. M. (Org.). *Hidrologia: ciências e aplicação*. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH; EDUSP, 1993. 943p.

TUNDISI, J.G.; TUNDISI, T.M. e ROCHA, O. *Ecossistemas de Águas Interiores. In: Águas Doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação.* Escrituras: São Paulo, 1999. p.717.

UKMO, Met Office: *Weather and Climate chance*. United Kingdon. Disponível em: https://www.metoffice.gov.uk/.

UVED, UNIVERSITÉ VIRTUELLE ENVIRONNEMENT ET DÉVELOPPEMENT DURABLE. Les causes de la circulation générale. Disponível em: <a href="http://sup.ups-tlse.fr">http://sup.ups-tlse.fr</a>>. Acesso em: 01 de abril de 2019

VENDRAMI, L.; CAMPELLO, R. J. G. B.; HRUSCHKA, E. R. *On the comparison of relative Clustering validity criteria*. In proc. of the SIAM Intl. Conference on Data Mining, pages 733-744. SIAM. 2009.

VENDRAMI, L.; CAMPELLO, R. J. G. B.; HRUSCHKA, E. R. *Relative Clustering validity criteria: A comparative overview*. Statistical Analisys and Data Mining, v. 3, n. 4, p. 209-235, 2010.

VILLAR, J. C. E.; RONCHAIL, J.; GUYOT J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. DE.; POMBOSAG, R.; VAUCHELH, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). Int. J. Climatol., v. 29, p. 1574–1594, 2009. DOI: 10.1002/joc.1791.

WARD, J. H. *Hierarquical grouping to optimize an objective function*. Journal of the American Statistical Association, v. 58, p. 236 – 244. Mar. 1963.

WEISS, J; BERNARDARA, P.; BENOIT, M. Formation of homogeneous regions for regional frequency analysis of extreme significant wave Heights. J. Geophys. Res. Oceans, v. 119, p. 2906–2922, 2014. DOI:10.1002/2013JC009668

WESSELINGH F. P., HOORN M. C., GUERRERO J., R[•]AS[•]ANEN M. E., ROMERO PITTMAN L., SALO J. *The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution.* Scripta Geologica, 2006, p. 291-322. WILLMOTT, C.J., C.M. ROWE AND W.D. PHILPOT. Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. Amer. Cartogr., n. 12, p. 5-16, 1985.

WITTMANN F., OLIVEIRA WITTMANN, A. *Use of Amazonian floodplain trees.* In: Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Wittmann, F., Schöngart, J.; Parolin, P. (eds.): Amazonian Floodplain forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management. Ecological Studies 210, Springer Verlag, Heidelberg Berlin New York, pp. 389-418, 2010a.

WITTMANN, F., SCHÖNGART, J., MONTERO, J.C., MOTZER, T., JUNK, W.J., PIEDADE, M.T.F., QUEIROZ, H.L., WORBES, M. *Tree species composition and diversity gradients in white-water forests across the Amazon basin.* Journal of Biogeography, v. 33, p. 1334-1347, 2006.

XIE, X. L.; BENI, G. *A validity measure for fuzzy clustering*. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, v. 13, n. 4, p. 841–846, 1991.

XU, R. E WUNSCH, D. *II survey of clustering algorithms*. IEEE Transactions on Neural Networks 16, v. 3, p.645-678, 2005.

YAMANA, T. K.; E. A. B. ELTAHIR. On the use of satellite-based estimates of rainfall temporal distribution to simulate the potential for malaria transmission in rural Africa. Water Resour. Res., v. 47, 2011. W02540, DOI:10.1029/2010WR009744.

YOON, J.-H. ; ZENG, N.: *An Atlantic influence on Amazon rainfall*. Journal Climate, v. 34, p. 249–264, 2010. doi:10.1007/s00382-009-0551-6.

YOON, J.-H. Multi-model analysis of the Atlantic influence on southern Amazon rainfall. Atmos. Sci. Lett., v. 17, p. 122–127, 2016.

YOON, J.-H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. Clim. Dyn., v. 34, p. 249–264, 2010.

YUE, S.; PILON, P.; CAVADIAS, G. Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. Journal of hydrology, v. 259, n. 1-4, p. 254-271, 2002.

ZADEH, L.A. *Fuzzy sets*. Information and Control. California - USA. v. 8, p. 338-353. 1965.

ZENG, N.; YOON, J-H.; MARENGO, J.A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C.A.; MARIOTTI, A. e NEELIN, J.D. *Causes and impacts of the 2005 Amazon drought*. Environmental Research Letters, v. 3, n. 14, 9p., 2008. doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.

## Anexo A – Programação Fuzzy C-Means – FCM.

function [center, U, obj_fcn] = (data, cluster_n, options) %-----%VARIÁVEIS %------%data= matrix de dados que contém as características fisiográficas de cada estação fluviométrica.  $cluster_n = n$ úmero de grupos pré-determinado para a classificação. data = load('matrix.txt'); cluster_n = 10; expo=2.0; %parâmetro de fuzificação. max_iter= 200; %número máximo de iterações. min_impro=1e-5; %mínima diferença entre os elementos. display=1; %-----FUNÇÃO FCM %_____ [center,U,obj_fcn] = fcm(data,cluster n,options); maxU = max(U);%-----%PROCESSAMENTO DOS CLUSTER °/₀-----U(1,:) U(2,:) U(3,:) U(4,:) U(5,:) U(6,:) U(7,:)

U(8,:)

U(9,:)

U(10,:)

%-----

## %INICIALIZAÇÃO - CALCULA GRAUS DE PERTINÊNCIA DOS CLUSTERS

- %------
- index1 = find(U(1,:) == maxU);
- index2 = find(U(2,:) == maxU);
- index3 = find(U(3,:) == maxU);
- index4 = find(U(4,:) == maxU);
- index5 = find(U(5,:) == maxU);
- index6 = find(U(6,:) == maxU);
- index7 = find(U(7,:) == maxU);
- index8 = find(U(8,:) == maxU);
- index8 = find(U(9,:) == maxU);
- index8 = find(U(10,:) == maxU);
- line(data(index1,1),data(index1,2), data(index1,3),'marker','*','color','g');
- line(data(index2,1), data(index2,2), data(index2,3), 'marker', '*', 'color', 'r');
- line(data(index3,1), data(index3,2), data(index3,3), 'marker', '*', 'color', 'b');
- line(data(index 4,1), data(index 4,2), data(index 4,3), 'marker', '*', 'color', 'k');
- line(data(index5,1), data(index5,2), data(index5,3), 'marker', '*', 'color', 'm');
- line(data(index6,1), data(index6,2), data(index6,3), 'marker', '*', 'color', 'y');
- line(data(index7,1), data(index7,2), data(index7,3), 'marker', '*', 'color', 'c');
- line(data(index8,1), data(index8,2), data(index8,3), 'marker', '*', 'color', 'c');
- line(data(index8,1), data(index9,2), data(index9,3), 'marker', '*', 'color', 'c');
- line(data(index8,1), data(index10,2), data(index10,3), 'marker', '*', 'color', 'c');
- plot((center([1 10],1)),(center([1 10],2)),(center([1 10],3)),(center([1 10],4)), 'marker','o','color','k');
- hold on;

°/₀-----

%CONDIÇÕES DO ALGORITMO

°⁄_-----

if nargin < 2

error(message);

end

data_n = size(data, 1);

in_n = size(data, 2);

if nargin == 2,

options = [2.0; 100; 1e-5; 1];

else

if length(options) < 4,

tmp = options;

tmp(1:length(options)) = options;

options = tmp;

end

nan_index = find(isnan(options)==1);

options(nan_index) = options(nan_index);

if options(1)  $\leq 1$ ,

error('O expoente deve ser maior que 1');

end

end

obj_fcn = zeros(max_iter, 1);

```
U = initfcm(cluster_n, data_n);
```

 $fprintf('U = \%d, U = \%f n', cluster_n');$ 

for i = 1:max_iter,

[U, center, obj_fcn(i)] = stepfcm(data, U, cluster_n, expo);

if display,

130

fprintf('Iteration count = %d, obj. fcn = %f\n', i, obj_fcn(i));

```
end
if i > 1,
if abs(obj_fcn(i) - obj_fcn(i-1)) < min_impro, break; end,
end
end
iter_n = i;
obj_fcn(iter_n+1:max_iter) = [0.1 \ 0.5 \ 0.9];
out = zeros(size(center, 1), size(data, 1));
%Distância de Similaridade
if size(center, 2) > 1,
for k = 1:size(center, 1),
out(k, :) = sqrt(SUM(((data-ones(size(data, 1), 1)*center(k, :)).^2)'));
end
else
for k = 1:size(center, 1),
out(k, :) = abs(center(k)-data)';
end
```

Esta ção Gpc c	MK (Ta u)	P- Val ue Mk	Spear man (Rho)	P- Value Spear man	Sen' s Slop e	Esta ção Gpc c	MK (Ta u)	P- Valu e Mk	Spear man (Rho)	P- Value Spear man	Sen' s Slop e	Esta ção Gpc c	MK (Tau)	P- Valu e Mk	Spear man (Rho)	P- Value Spear man	Sen' s Slop e
1	0,05 41	0,6 471	0,050 0	0,768 1	1,20 74	201	0,21 00	0,86 50	- 0,000 9	0,996 1	1,76 44	401	0,384 0	< 0,00 01	0,510 7	0,001 4	16,7 704
2	0,19 40	0,0 916	0,262 7	0,116 2	4,54 42	202	0,03 90	0,74 37	0,027 5	0,871 5	2,35 64	402	0,339 0	0,00 33	0,479 4	0,003 0	17,1 385
3	0,09 10	0,0 440	0,106 7	0,528 3	0,99 37	203	- 0,02 40	0,84 45	- 0,036 7	0,828 7	1,55 90	403	0,279 0	0,15 55	0,368 9	0,025 3	13,0 911
4	0,12 90	0,2 662	0,190 8	0,256 8	5,38 82	204	0,01 80	0,88 56	0,050 5	0,766 0	- 0,21 24	404	0,180 0	0,11 96	0,258 7	0,122 1	6,93 68
5	0,12 30	0,2 894	0,176 4	0,295 1	4,34 57	205	- 0,06 61	0,57 39	- 0,087 7	0,604 5	- 0,41 93	405	0,132 0	0,47 04	0,200 8	0,232 5	- 2,74 66
6	0,18 60	0,1 076	0,287 3	0,084 9	4,27 50	206	0,15 90	0,16 97	0,216 5	0,197 5	5,01 52	406	0,212 0	0,12 38	- 0,298 7	0,072 8	- 7,10 82
7	0,26 70	0,0 167	0,447 6	0,005 9	3,26 06	207	0,29 70	0,01 00	0,469 9	0,003 7	9,68 80	407	- 0,165 0	0,22 54	- 0,244 7	0,144 1	- 5,73 43
8	- 0,00 56	0,9 765	- 0,000 5	0,997 5	$0,00 \\ 00$	208	0,33 00	0,00 42	0,503 1	0,001 7	11,3 872	408	0,066	0,67 28	- 0,088 7	0,600 5	- 2,77 99
9	0,21 00	0,0 982	0,255 5	0,126 9	$\substack{0,00\\00}$	209	0,47 70	$\begin{array}{c} 0,\!00\\ 00 \end{array}$	0,667 4	0,011 1	15,3 150	409	0,168 0	0,14 66	0,234 0	0,162 9	5,71 06
10	0,31 40	0,0 131	0,377 9	0,021 1	0,00 00	210	0,26 10	0,02 37	0,372 7	0,023 7	20,2 734	410	0,111 0	0,19 57	0,171 4	0,309 2	4,81 73
11	0,33 30	0,0 038	0,398 3	0,015 2	5,10 27	211	0,28 50	0,01 34	0,393 1	0,016 7	19,5 104	411	0,027 0	0,53 99	0,046 2	0,785 3	3,15 27
12	0,27 60	0,0 167	0,379 3	0,021 2	15,6 230	212	0,37 80	0,00 10	0,538 9	0,000 7	22,3 721	412	0,129 0	0,42 16	0,157 2	0,351 5	3,23 25
13	0,27 30	0,0 179	0,391 7	0,017 1	15,8 174	213	0,38 40	0,00 09	0,538 2	0,000 7	23,6 945	413	0,024	0,92 40	- 0,073 5	0,664 5	0,32 98
14	0,24	0,0 330	0,342	0,038	9,67	214	0,37	0,00	0,523	0,001	23,4	414	0,117	0,24	0,123	0,467	4,38
15	0,24 90	0,0 309	0,325 0	0,050 2	11,0 706	215	0,38 10	0,00 09	0,521 6	0,001 1	22,5 371	415	0,051 1	0,90 24	0,110 0	0,515 5	0,38 57
16	0,23 10	0,0 439	0,301 6	0,070 1	10,9 826	216	0,39 00	0,00 71	0,531 8	0,000 8	21,0 404	416	0,126 0	0,17 75	- 0,180 4	0,284 1	- 2,60 05
17	0,12 00	0,3 015	0,123 5	0,465 0	7,03 77	217	0,20 40	0,07 75	0,298 5	0,073 1	10,9 726	417	0,039 0	0,96 74	0,082	0,627 2	0,09 39
18	0,04 20	0,7 240	0,037 0	0,827 6	3,08 57	218	$0,14 \\ 10$	0,22 39	0,207 2	0,217 7	8,19 19	418	0,234 0	0,00 93	0,307 5	0,064 5	5,92 88
19	0,03 00	0,8 038	0,031 3	0,853 9	0,72 68	219	0,01 50	0,90 63	0,036 3	0,830 9	0,01 37	419	0,342 0	0,00 03	0,453 3	0,005 2	11,0 838
20	- 0,02 40	0,8 445	0,031 5	0,852 8	- 0,01 51	220	0,09 31	0,42 50	0,126 6	0,453 8	1,95 67	420	0,201 0	0,02 13	0,287 8	0,084 3	11,7 163
21	- 0,00 46	0,9 791	0,035 4	0,835 0	$\begin{array}{c} 0,00\\00\end{array}$	221	0,34 20	0,00 30	0,477 2	0,003 1	12,8 692	421	0,144 0	0,07 44	0,213 4	0,204 1	7,35 93
22	0,07 25	0,0 575	0,624 4	- 0,083 2	$\substack{0,00\\00}$	222	0,45 90	0,00 01	0,625 9	0,050 4	16,6 702	422	0,006 1	0,29 43	0,091 0	0,590 8	4,23 80
23	0,00 56	0,9 765	0,002 4	0,988 7	$0,00\\00$	223	0,39 30	0,00 64	0,548 6	0,000 5	16,2 039	423	0,156 0	0,05 83	0,182 6	0,278 4	7,38 02
24	0,28 80	0,0 230	0,335 3	0,042 5	$0,00 \\ 00$	224	0,22 20	0,05 45	0,344 0	0,037 7	8,76 95	424	0,231 0	0,01 00	0,311 0	0,061	10,4 318
25	0,24 70	0,0	0,291	0,080	0,00	225	0,15	0,19 30	0,230	0,170	7,95	425	0,252	0,00 57	0,349	0,034	10,4
26	0,11 00	0,3 919	0,125 9	0,457 8	0,00 00	226	0,26 10	0,02 37	0,366 5	0,026 3	11,1 766	426	0,138 0	0,08 37	0,202 7	0,228 0	7,79 72

Anexo B – Resultados dos testes não-paramétricos.

27	- 0,22 70	0,0 498	0,284 2	0,088 3	- 0,50 50	227	0,30 60	0,00 79	0,412 8	0,011 7	11,4 603	427	0,057 1	0,32 01	0,081 8	0,629 2	4,04 47
28	0,20 10	0,0 819	0,219 5	0,191 1	5,20 13	228	0,30 90	0,00 73	0,383 6	0,019 7	10,0 271	428	- 0,255 0	0,07 01	- 0,376 7	0,022 2	- 6,22 59
29	0,32 40	0,0 049	0,448 1	0,005 8	18,6 850	229	0,25 20	0,02 89	0,286 6	0,085 7	4,37 51	429	- 0,255 0	0,03 97	- 0,366 8	0,026 2	- 9,09 36
30	0,35 70	0,0 019	0,483 4	0,002 7	20,7 693	230	- 0,00 60	0,99 69	0,002 6	0,988 3	0,15 94	430	- 0,183 0	0,15 27	0,262 2	0,116 9	- 5,97 55
31	0,34 20	0,0 030	0,469 7	0,003 7	13,4 325	231	0,00 60	0,96 87	0,032 7	0,847 3	0,64 52	431	- 0,006 1	0,90 24	0,001 4	0,993 9	0,21 35
32	0,19 20	0,0 967	0,280 0	0,093 4	3,39 61	232	- 0,11 10	0,33 97	0,137 5	0,415 6	- 0,98 07	432	0,339 0	0,00 31	0,445 5	0,006 2	7,73 75
33	0,28 10	0,0 173	0,412 5	0,011 2	3,38 42	233	- 0,17 70	0,12 60	0,281 4	0,091 7	- 3,19 75	433	0,267 0	0,01 37	0,355 4	0,031 5	7,85 54
34	0,18 20	0,1 230	0,290 8	0,080 8	1,70 79	234	0,02 40	0,84 45	0,037 9	0,823 3	1,47 78	434	0,060 1	0,45 38	0,087 7	0,604 5	2,38 33
35	0,18 00	0,1 196	0,281 7	0,091 4	1,78 24	235	0,24 30	0,03 53	0,343 1	0,038 2	6,56 91	435	- 0,006 1	0,83 81	- 0,120 9	0,474 5	0,47 23
36	0,15 60	0,1 779	0,237 3	0,156 9	4,02 42	236	0,24 90	0,30 93	0,398 8	0,015 1	6,59 45	436	0,034 6	0,57 65	0,042 3	0,803 6	1,39 05
37	0,07 81	0,5 048	0,127 3	0,451 3	3,91 29	237	0,22 20	0,05 45	0,318 6	0,055 1	5,88 77	437	0,144 0	0,25 13	0,134 9	0,426 1	4,17 14
38	0,06 91	0,5 562	0,080 6	0,634 2	1,74 40	238	0,07 51	0,52 16	0,104 3	0,537 6	3,86 41	438	- 0,168 0	0,08 37	0,234 7	0,161 6	- 2,81 48
39	0,09 31	0,4 250	0,149 4	0,376 2	4,51 44	239	0,22 80	0,04 83	0,331 2	0,045 8	10,9 274	439	- 0,090 1	0,69 28	- 0,144 1	0,393 3	- 0,55 43
40	0,18 60	0,1 077	0,236 6	0,158 2	6,90 30	240	$\substack{0,45\\00}$	0,00 01	0,600 0	0,000 1	23,5 394	440	0,186 0	0,03 03	0,234 7	0,161 6	3,76 73
41	0,09 91	0,3 953	0,128 5	0,447 0	5,07 96	241	0,50 20	0,00 00	0,671 4	0,009 5	37,7 925	441	- 0,048 0	0,98 91	0,020 2	0,905 8	0,46 58
42	0,01 80	0,8 856	0,030 8	0,856 1	2,80 32	242	0,49 80	0,00 00	0,659 1	0,000 0	43,8 123	442	- 0,006 0	0,69 28	0,010 2	0,952 6	1,94 06
43	- 0,04 50	0,7 045	0,052 6	0,756 4	0,02 02	243	0,51 40	< 0,00 01	0,680 4	0,006 7	43,9 731	443	0,162 0	0,05 14	0,224 0	0,181 9	10,6 642
44	- 0,14 60	0,2 470	0,185 7	0,271 1	0,00 00	244	0,46 80	< 0,00 01	0,626 6	0,049 1	32,0 770	444	0,150 0	0,19 54	0,198 4	0,238 1	10,8 925
45	- 0,07 99	0,5 352	- 0,091 5	0,590 2	0,00 00	245	0,08 11	0,48 82	0,115 5	0,494 8	5,71 06	445	0,063 1	0,59 18	0,083 0	0,624 2	5,70 37
46	0,07 62	0,5 548	0,083 5	0,623 3	0,00 00	246	0,01 20	0,92 71	0,019 9	0,906 9	0,53 29	446	0,087 1	0,45 60	0,080 6	0,634 2	5,24 49
47	0,05 27	0,6 565	0,030 7	0,856 8	0,01 52	247	- 0,04 80	0,68 52	0,059 0	0,727 8	- 2,96 61	447	- 0,063 1	0,92 40	0,095 8	0,571 5	0,17 52
48	0,27 00	0,0 192	0,350 4	0,034 1	3,06 25	248	- 0,03 60	0,76 36	0,042 2	0,803 7	2,19 30	448	- 0,300 0	0,00 94	0,417 0	0,010 8	- 5,98 38
49	0,32 10	0,0 053	0,426 3	0,009 0	3,35 91	249	0,29 10	0,01 16	0,433 9	0,007 8	11,3 254	449	- 0,363 0	0,00 48	0,502 6	0,001 7	- 8,83 99
50	0,20 10	0,0 819	0,235 4	0,160 3	1,26 09	250	0,41 40	0,00 03	0,593 6	0,000 1	18,8 631	450	0,225 0	0,08 37	0,319 3	0,054 5	5,14 24
51	0,03 00	0,8 038	0,053 8	0,751 1	0,37 44	251	0,36 90	0,00 14	0,525 8	0,001 0	16,8 689	451	0,162 0	0,11 10	0,209 6	0,212 4	4,28 19
52	0,00 00	1,0 000	0,040 5	0,811 3	2,70 62	252	0,24 60	0,03 30	0,349 0	0,034 9	12,0 652	452	0,093 1	0,30 70	0,063 3	0,708 9	3,92 31

53	0,14 40	0,2 141	0,152 0	0,367 9	10,6 310	253	0,19 20	0,09 67	0,271 2	0,104 5	10,0 443	453	0,012	0,73 35	- 0,004 3	0,980 5	0,89 98
54	0,26	0,0	0,348	0,035	15,4	254	0,26	0,02	0,325	0,050	11,0	454	0,081	0,48	0,119	0,479	4,67
55	40 0,32	0,0	0,445	4 0,006	820 14,0	255	0,24	0,03	0,307	0,065	559 7,50	455	0,207	82 0,07	0,280	0,093	51 12,8
56	40 0,22	049	0 0,339	2 0,040	165 6,39	256	90 0,29	09 0,00	0 0,355	0,031	4,10	456	0,093	16 0,42	0 0,150	4 0,373	264 10,2
57	80 0,22	483 0,0	3 0,342	5 0,038	66 4,69	257	70 0,11	90 0,31	6 0,133	4 0,427	59 0,69	457	1 0,003	50 0,98	3 0,005	2 0,973	602 2,27
0,	20 0.23	545	3	7	47 4 84	207	70 0.06	39 0.55	9	8	94 0.01	107	0 -	96 0.90	7 -	8	33
58	10	444	2	8	72	258	92	61	2	4	41	458	0,015 0	63	0,025 6	4	85
59	0,21 90	0,0 579	0,357 3	0,030 6	5,09 84	259	0,00 31	0,98 95	0,033 5	0,843 9	0,00 15	459	- 0,105 0	0,36 68	- 0,158 4	0,347 8	- 1,53 58
60	0,21 90	0,5 790	0,365 6	0,026 7	4,61 09	260	- 0,06 71	0,55 62	0,113 3	0,502 8	0,01 89	460	0,282 0	0,01 45	0,421 8	0,009 8	- 6,23 77
61	0,28 20	0,0 145	0,416 8	0,010 8	7,01 63	261	0,06 31	0,59 18	0,127 5	0,450 4	- 0,66 98	461	0,033 0	0,00 38	0,457 3	0,004 8	- 7,26 59
62	0,08 41	0,4 719	0,139 9	0,407 5	4,69 83	262	0,03 60	0,76 36	0,014 2	0,933 6	2,47 59	462	- 177,0 000	0,12 60	0,270 7	0,105 1	- 3,51 60
63	0,11 10	0,3 397	0,127 3	0,451 3	- 3,66 90	263	0,03 60	0,76 36	0,036 0	0,832 0	2,28 79	463	0,111 0	0,33 97	0,100 5	0,552 5	2,67 53
64	0,11 70	0,3 139	0,152 2	0,367 1	3,83 11	264	0,05 41	0,64 71	0,079 9	0,637 2	0,27 55	464	0,183 0	0,11 35	0,217 2	0,196 0	5,36 51
65	0,11 10	0,3 397	0,149 1	0,377 0	0,61 75	265	0,05 41	0,64 71	0,089 4	0,597 6	0,28 95	465	0,087 1	0,45 60	0,108 8	0,520 1	5,79 11
66	0,04 20	0,7 240	0,067 8	0,689 2	1,90 89	266	0,09 61	0,41 00	0,141 3	0,402 7	5,30 27	466	0,003 0	0,98 96	0,015 9	0,925 8	2,22 56
67	0,07 51	0,5 216	0,087 2	0,606 4	5,45 55	267	0,37 20	0,00 12	0,516 4	0,001 2	15,4 283	467	0,003 0	0,98 97	0,037 9	0,823 3	2,67 06
68	0,09 31	0,4 250	0,115 7	0,493 9	6,04 38	268	0,46 80	< 0,00 01	0,650 3	0,021 1	27,1 052	468	- 0,066 1	0,90 24	- 0,099 1	0,558 2	- 0,18 57
69	0,11 40	0,3 266	0,170 7	0,311 2	8,34 11	269	0,49 50	< 0,00 01	0,679 7	0,006 9	35,3 252	469	0,258 0	0,06 20	0,404 2	0,013 7	- 4,84 82
70	0,18 30	0,1 153	0,270 0	0,106 1	4,31 56	270	0,49 92	< 0,00 01	0,661 9	0,013 7	33,2 565	470	0,255 0	0,06 59	0,367 2	0,026 0	5,20 30
71	0,07 81	0,5 048	0,096 5	0,568 7	0,35 47	271	0,41 40	< 0,00 01	0,604 6	0,000 1	16,3 601	471	0,147 0	0,07 44	0,145 6	0,388 6	3,49 42
72	0,15 00	0,2 248	0,153 8	0,363 4	$\begin{array}{c} 0,00\\00\end{array}$	272	0,03 30	0,78 36	- 0,068 8	0,685 0	0,51 41	472	0,102 0	0,38 09	0,116 2	0,492 1	2,31 20
73	0,05 58	0,6 375	0,019 4	0,909 0	0,00 36	273	0,13 80	0,23 40	- 0,198 9	0,237 0	4,36 23	473	- 0,066 1	0,69 28	0,049 5	0,770 3	1,47 00
74	0,19 50	0,0 916	0,228 8	0,172 7	1,25 80	274	0,19 80	0,08 67	- 0,270 7	0,105 1	- 7,72 69	474	0,024 0	0,81 69	0,078 5	0,643 2	1,16 79
75	0,37 80	0,0 010	0,517 5	0,001 2	8,55 36	275	0,16 20	0,16 17	0,287 1	0,085 1	- 10,6 838	475	0,030 0	0,85 95	0,073 0	0,666 5	0,83 12
76	0,38 40	0,0 009	0,545 3	0,000 6	11,5 620	276	0,01 80	0,88 56	0,093 4	0,581 1	2,15 18	476	0,072 1	0,26 99	0,070 2	0,678 8	3,10 85
77	0,24 90	0,0 393	0,346 8	0,036 1	6,28 49	277	0,24 60	0,03 30	0,367 2	0,026 0	10,4 339	477	0,138 0	0,08 86	0,160 5	0,341 3	4,64 38
78	0,06 61	0,5 739	0,067 3	0,691 2	4,78 57	278	0,29 10	0,01 16	0,427 5	0,008 8	13,6 071	478	0,075 1	0,24 70	0,097 9	0,562 9	3,07 29
79	0,01 50	0,9 063	0,006 9	0,968 2	2,88 45	279	0,18 30	0,11 35	0,268 1	0,108 6	10,7 372	479	0,198 0	0,02 64	0,209 3	0,212 9	4,21 01

80	- 0,03 00	0,9 896	0,006 2	0,971 5	3,34 29	280	0,09 01	0,44 32	0,144 9	0,390 9	4,97 70	480	0,114 0	0,14 50	0,120 7	0,475 4	2,75 79
81	0,07 21	0,5 388	0,057 8	0,733 0	6,16 46	281	- 0,00 90	0,94 79	0,010 0	0,953 7	- 0,33 65	481	0,048 1	0,22 54	0,061 9	0,715 2	1,43 48
82	0,12 00	0,0 302	0,140 6	0,405 1	6,98 36	282	0,07 81	0,50 48	0,090 3	0,593 7	3,42 86	482	0,012 0	0,73 35	0,052 2	0,758 5	1,54 29
83	0,10 80	0,3 531	0,162 9	0,334 1	3,89 33	283	0,09 61	0,41 00	0,077 8	0,646 3	1,62 58	483	0,012 0	0,57 65	0,013 8	0,935 8	2,62 33
84	0,26 40	0,0 221	0,364 9	0,027 0	10,4 052	284	0,02 10	0,86 50	- 0,033 7	0,842 9	0,43 34	484	0,168 0	0,04 83	0,196 3	0,243 3	5,77 32
85	0,20 40	0,0 775	0,312 5	0,060 2	9,46 78	285	0,04 06	0,73 38	0,001 1	0,995 0	0,13 99	485	0,195 0	0,02 46	0,225 5	0,179 1	6,66 92
86	0,21 60	0,0 614	0,322 9	0,051 8	8,98 68	286	0,01 06	0,93 74	0,019 6	0,908 5	0,00 50	486	0,012 0	0,57 65	0,014 0	0,934 7	1,24 79
87	0,27 60	0,0 167	0,403 7	0,013 8	10,6 186	287	0,00 30	0,98 96	0,005 9	0,972 6	0,28 80	487	0,048 0	0,98 91	0,111 0	0,511 9	0,01 43
88	0,34 30	0,0 030	0,473 7	0,003 4	14,6 916	288	- 0,03 30	0,78 36	0,083 2	0,623 2	0,09 02	488	- 0,018 0	0,88 56	- 0,050 7	0,764 9	0,86 95
89	0,30 60	0,0 079	0,418 4	0,010 5	13,8 616	289	- 0,01 77	0,12 60	0,256 0	0,126 0	- 2,09 90	-	-	-	-	-	-
90	0,03 60	0,7 636	0,030 8	0,856 1	4,20 60	290	- 0,07 81	0,50 48	- 0,088 7	0,600 5	- 1,46 66	-	-	-	-	-	-
91	- 0,10 50	0,3 668	- 0,150 8	0,371 6	- 1,95 40	291	- 0,06 01	0,61 00	0,054 3	0,748 9	- 0,48 07	-	-	-	-	-	-
92	- 0,08 41	0,4 719	0,109 5	0,517 3	- 1,37 77	292	- 0,05 41	0,64 71	- 0,087 7	0,604 5	- 0,35 28	-	-	-	-	-	-
93	- 0,00 91	0,9 478	0,013 5	0,936 7	$\begin{array}{c} 0,\!00\\ 00 \end{array}$	293	- 0,05 11	0,66 60	- 0,089 4	0,597 6	0,14 42	-	-	-	-	-	-
94	0,09 08	0,9 478	0,027 1	0,873 7	$\begin{array}{c} 0,\!00\\ 00 \end{array}$	294	0,11 40	0,32 66	0,170 9	0,310 5	5,68 94	-	-	-	-	-	-
95	0,03	0,7 833	0,028	0,867	2,93	295	0,28	0,01	0,405	0,013	13,2	-	-	-	-	-	-
06	0,10	0,3	0,130	0,439	6,16	206	0,40	0,00	0,571	0,000	20,2						
90	20	809	6	5	70	290	80	04	4	3	948	-	-	-	-	-	-
97	0,17 70	0,1 260	0,248 7	0,137 5	11,0 113	297	0,50 20	< 0,00 01	0,678 0	0,007 3	21,0 864	-	-	-	-	-	-
98	0,28	0,0	0,383	0,019	17,8	298	0,33	0,00	0,451	0,005	11,5	-	-	-	-	-	-
00	0,31	0,0	4 0,402	o 0,014	22,3	200	0,14	0,22	0,170	0,311	7,30						
99	50	063	8	0	214	299	10	39	5	9	50	-	-	-	-	-	-
100	0,24 20	0,0 330	0,301	0,070	11,0 224	300	0,09	0,42 50	0,119	0,480 6	3,37	-	-	-	-	-	-
101	0,04 80	0,6 852	0,050 3	0,767 1	1,46 60	301	- 0,19	0,09 16	0,312	0,060 0	- 8,36	-	-	-	-	-	-
102	$0,00 \\ 00$	1,0 000	- 0,025 4	0,881 5	0,60 39	302	- 0,24 30	0,03 52	, - 0,377 7	0,021 8	- 15,7 938	-	-	-	-	-	-
103	0,27 90	0,0 155	0,392 8	0,016 8	3,46 91	303	- 0,22 80	0,04 83	0,367	0,025 9	- 19,6 968	-	-	-	-	-	-
104	0,29 40	0,0 108	0,411 8	0,011 9	9,71 39	304	- 0,20 40	0,07 75	0,336 7	0,042 2	- 15,1 639	-	-	-	-	-	-
105	0,27 30	0,0 179	0,374 8	0,022 9	12,5 226	305	- 0,14 10	0,22 39	0,260	0,120 0	- 6,85 62	-	-	-	-	-	-
106	0,24 30	0,0 352	0,346 8	0,036 1	11,9 436	306	0,06 61	0,57 39	0,138 5	0,412 4	3,33 74	-	-	-	-	-	-
107	0,11	0,3 266	0,158	0,347 8	8,27	307	0,11	0,33	0,186	0,268	5,71	-	-	-	-	-	-
	40	∠00	4	0	07		10	71	3	4	20						

108	0,03 30	0,7 836	0,037 2	0,826 5	3,86 11	308	- 0,00 30	0,98 96	0,018 5	0,913 6	0,92 33	-	-	-	-	-	-
109	- 0,04 20	0,7 240	- 0,059 5	0,725 7	0,54 08	309	0,00 90	0,94 79	0,035 8	0,833 1	0,69 39	-	-	-	-	-	-
110	- 0,05 41	0,6 471	- 0,093 6	0,580 2	- 0,01 16	310	0,04 80	0,68 52	0,048 6	0,774 6	1,94 67	-	-	-	-	-	-
111	- 0,05 41	0,6 471	0,084 2	0,619 3	- 1,12 85	311	0,09 61	0,41 00	0,108 3	0,521 9	1,42 76	-	-	-	-	-	-
112	0,01 80	0,8 856	0,016 4	0,923 6	1,21 14	312	0,04 80	0,68 52	0,042 7	0,801 5	0,45 97	-	-	-	-	-	-
113	0,21 30	0,0 652	0,298 7	0,072 8	11,3 208	313	- 0,01 50	0,90 63	- 0,069 9	0,679 9	0,15 79	-	-	-	-	-	-
114	0,24 00	0,0 376	0,333 1	0,044 5	13,1 484	314	0,03 60	0,76 36	0,031 1	0,855 0	0,27 32	-	-	-	-	-	-
115	0,20 10	0,0 819	0,298 7	0,072 8	7,97 88	315	0,03 00	0,80 38	0,039 1	0,817 8	0,08 59	-	-	-	-	-	-
116	0,24 30	0,0 352	0,342 3	0,038 7	11,4 673	316	0,13 20	0,25 52	0,158 8	0,346 4	- 3,04 66	-	-	-	-	-	-
117	0,32 70	0,0 046	0,472 5	0,003 5	13,5 056	317	- 0,11 70	0,31 39	- 0,116 9	0,489 4	2,71 01	-	-	-	-	-	-
118	0,31 20	0,0 068	0,418 9	0,010 4	15,6 497	318	- 0,09 61	0,41 00	0,113 3	0,502 8	- 1,34 19	-	-	-	-	-	-
119	0,13 20	0,2 552	0,168 8	0,316 7	9,70 78	319	- 0,04 50	0,70 45	- 0,071 8	0,671 7	0,32 33	-	-	-	-	-	-
120	0,09	0,4 403	0,085	0,613	7,21	320	0,19 80	0,08 67	0,266 7	0,110	7,57 74	-	-	-	-	-	-
121	0,08 17	405 0,4 876	0,115 1	0,497 5	0,24 30	321	0,33 60	0,00 35	0,490 5	0,002 3	14,9 028	-	-	-	-	-	-
122	0,13 60	0,2 437	0,175 2	0,299 7	3,33 94	322	0,49 20	< 0,00 01	0,645 6	0,025 1	20,0 957	-	-	-	-	-	-
123	0,10 60	0,3 661	0,138 4	0,414 0	4,20 99	323	0,48 00	< 0,00 01	0,635 1	0,036 5	15,4 465	-	-	-	-	-	-
124	0,18 90	0,1 021	0,262 9	0,115 9	9,55 67	324	0,21 90	0,05 79	0,284 5	0,088 1	8,45 85	-	-	-	-	-	-
125	0,31	0,0	0,412	0,011	19,7	325	0,15	0,18	0,185	0,270	6,40	-	-	-	-	-	-
126	20 0,31 50	068 0,0 063	8 0,403 3	0,013 9	474 26,7 100	326	30 0,31 80	0,00 58	4 0,416 3	9 0,010 9	32 10,4 877	-	-	-	-	-	-
127	0,28 20	0,0 145	0,386 7	0,018 7	26,6 957	327	- 0,02 10	0,86 50	- 0,043 1	0,799 4	0,76 54	-	-	-	-	-	-
128	0,18 60	0,1 077	0,243 0	0,147 0	17,5 879	328	0,23 10	0,04 54	- 0,365 1	0,026 9	- 11,9 985	-	-	-	-	-	-
129	0,04 20	0,7 240	0,042 2	0,803 7	4,71 37	329	- 0,27 90	0,01 55	0,431 2	0,008 2	20,0 268	-	-	-	-	-	-
130	- 0,01 50	0,9 006	0,029 4	0,862 7	1,51 33	330	0,26 10	0,02 37	0,413 5	0,011 5	- 22,7 406	-	-	-	-	-	-
131	0,07 15	0,5 216	0,064 7	0,702 6	4,82 74	331	0,29 40	0,01 08	0,453 8	0,005 2	- 17,9 421	-	-	-	-	-	-
132	0,23 40	0,0 426	0,319 1	0,054 7	11,2 817	332	- 0,29 70	0,01 00	0,418 9	0,010 4	- 11,6 856	-	-	-	-	-	-
133	0,22 80	0,0 428	0,325 7	0,049 7	13,1 113	333	- 0,03 90	0,74 37	- 0,070 6	0,676 8	- 1,47 11	-	-	-	-	-	-
134	$0,26 \\ 40$	0,0 221	0,376 5	0,022	12,8 306	334	0,04 20	0,72 40	0,086 3	0,610 4	2,01 14	-	-	-	-	-	-
135	0,22	0,0	0,321	0,052	11,6	335	0,06	0,61	0,117	0,486	3,47	-	-	-	-	_	-
-	80	483	1	1	//0		01	00	6	8	18						

136	0,06 31	0,5 918	0,066	0,696 4	4,66 39	336	0,08	0,48 82	0,120	0,475 4	3,76 35	-	-	-	-	-	-
137	0,04	0,7 045	0,051	0,759	2,96	337	0,09	0,44	0,126	0,455	2,46	-	-	-	-	-	-
138	0,00 30	043 0,9 896	9 0,019 2	0,910 3	1,01 15	338	0,04 20	0,72 40	0,050 7	0,764 9	43 0,36 42	-	-	-	-	-	-
139	- 0,07	0,5 388	- 0,104	0,535 7	- 1,80	339	0,07 81	0,50 48	0,100 8	0,551 6	0,78 20	-	-	-	-	-	-
140	0,03 90	0,7 437	0,037 7	0,824 4	2,08 86	340	0,03 00	0,80 38	0,016 6	0,922 5	0,13 87	-	-	-	-	-	-
141	0,24 60	0,0 330	0,329 1	0,047 3	13,1 622	341	- 0,02 40	0,84 47	- 0,071 4	0,673 7	0,02 62	-	-	-	-	-	-
142	0,27 30	0,0 179	0,369 1	0,025 2	14,7 100	342	- 0,10 20	0,38 09	- 0,164 3	0,329 9	- 1,32 00	-	-	-	-	-	-
143	0,19 20	0,0 967	0,296 3	0,075 2	7,33 14	343	0,12 30	0,28 94	- 0,170 9	0,310 5	- 1,79 97	-	-	-	-	-	-
144	0,16 20	0,1 619	0,223 3	0,183 4	7,11 50	344	- 0,06 31	0,59 18	0,088 2	0,602 5	- 1,21 75	-	-	-	-	-	-
145	0,19 50	0,0 916	$\substack{0,256\\0}$	0,126 0	9,69 94	345	- 0,02 40	0,84 45	- 0,035 1	0,836 4	0,50 37	-	-	-	-	-	-
146	0,23 40	0,0 426	0,307 5	0,064 5	11,5 860	346	0,31 20	0,00 68	0,399 2	0,015 0	7,86 29	-	-	-	-	-	-
147	0,14 40	0,2 141	0,190 8	0,256 8	10,2 905	347	0,55 90	< 0,00 01	0,679 0	0,007 1	20,1 894	-	-	-	-	-	-
148	0,04 54	0,7 041	0,053 2	0,754 6	0,05 29	348	0,52 30	< 0,00 01	0,657 2	0,016 3	19,0 955	-	-	-	-	-	-
149	0,19 70 0,20	0,0 911	0,256 8 0,542	0,124 9	3,20 92	349	0,42 00	0,00 26	0,548 6 0,538	0,000 5	16,1 900 12.0	-	-	-	-	-	-
150	0,39 30	0,0	0,342	0,000 6	0,49 09	350	0,33 90	0,00	0,338 6	0,000 7	649	-	-	-	-	-	-
151	0,39	0,0	0,515	0,001	16,3	351	0,27	0,01	0,369	0,025	9,79	-	-	-	-	-	-
152	0,31	000	0,420	0,010	873 25,3	352	50 0,40	92 0,00	4 0,517	0,001	13,7	-	-	-	-	-	-
153	0,28	063	8 0,391	0,017	614 29,4	353	50 0,37	04	8 0,494	0,002	694 13,7	-	-	-	-	-	_
154	50 0,28	134 0,0	0,375	1 0,022	540 26,1	254	50 0,00	0,11	3 0,011	1 0,948	264 1,72						
154	80	125	8	5	428	554	90	35	1	1	81	-	-	-	-	-	-
155	0,19 50	0,0 916	0,252 3	0,131 8	14,9 473	355	0,18 30	0,11 62	0,309 4	0,062 8	8,60 99	-	-	-	-	-	-
156	0,05 11	0,6 660	0,074 7	0,659 4	6,35 73	356	0,26 40	0,02 21	- 0,409 9	0,012 3	15,2 118	-	-	-	-	-	-
157	- 0,00 90	0,9 479	0,014 5	0,932 5	2,02 44	357	- 0,39 60	0,00 06	0,550 5	0,000 5	- 13,3 557	-	-	-	-	-	-
158	0,03 90	0,7 437	0,056 4	0,739 4	6,18 87	358	- 0,32 70	0,00 45	0,450 2	0,005 6	- 13,1 092	-	-	-	-	-	-
159	0,23 90	0,0 388	0,298 7	0,072 5	12,3 474	359	- 0,14 70	0,20 46	- 0,186 8	0,267 1	- 6,37 35	-	-	-	-	-	-
160	0,26 70	0,0 206	0,376 7	0,022	15,0	360	0,01 20	0,92 71	0,032	0,849 5	1,00 44	-	-	-	-	-	-
161	0,25	0,0	0,362	0,028	15,0	361	0,09	0,42	0,169	0,313	4,88	-	-	_	-	-	-
101	80 0.23	253 0.0	3 0 343	2 0.037	894 10 9	201	31 0.09	$50 \\ 0.42$	7 0 157	9 0 350	52 4 85						
162	70	400	8	8	216	362	31	50	4	7	63	-	-	-	-	-	-
163	0,08 11	0,4 882	0,148 4	0,379 3	3,81 95	363	0,12 30	0,28 94	0,165 7	0,325 7	2,64 75	-	-	-	-	-	-
164	0,11	0,3	0,175	0,296	4,60	364	0,06	0,59	0,074	0,659	1,03	-	-	-	-	-	-
1.65	70 0,12	139 0,2	9 0,209	5 0.212	87 3.93	o	31 0.06	18 0,57	0,041	4 0,809	62 1,52						
165	90	663	3	9	06	365	61	39	0	1	91	-	-	-	-	-	-
166	0,05 41	0,6 471	0,075 2	0,657 4	- 1,26 82	366	0,12 50	0,28 35	0,135 7	0,423 1	0,80 95	-	-	-	-	-	-

167	0,01 20	0,9 271	- 0,014 0	0,934 7	1,61 68	367	0,05 11	0,66 60	0,059 7	0,724 6	1,03 69	-	-	-	-	-	-
168	0,21	0,0	0,382	0,020	14,2	368	0,18	0,11	0,258	0,122	2,79	-	-	-	-	-	-
169	60 0,29	237 0,1 076	2 0,397 2	2 0,015	069 15,5 826	369	30 0,11	35 0,33	0,176	1 0,293	76 1,49	-	-	-	-	-	-
170	40 0,27 00	0,0 192	0,369 4	0,025 1	820 12,0 095	370	0,10 80	97 0,35 31	9 0,147 7	0,381 6	2,45	-	-	-	-	-	-
171	0,20 40	0,0 775	0,268 4	0,108 3	7,83 38	371	0,48 30	< 0,00	0,613 3	0,077 0	10,4 302	-	-	-	-	-	-
172	0,15	0,1	0,189	0,259	5,83	372	0,42	010,00	0,564	0,000	16,8	-	-	-	-	-	-
173	0,14	865 0,2	7 0,185	8 0,269	7,02	373	90 0,39	01 0,00	2 0,520	5 0,001	910 17,2	_	_	_	_	_	_
	70 0.12	046 0.2	9 0.167	6 0.320	82 8.65		00 0.38	07 0.00	2 0.532	$1 \\ 0.000$	186 15.9						
174	60	777	6	1	47	374	10	09	0	8	679	-	-	-	-	-	-
175	0,08 71	0,4 560	0,120 0	0,478 0	7,39 22	375	0,45 30	< 0,00 01	0,579 7	0,000 2	14,1 333	-	-	-	-	-	-
176	0,14	0,2	0,199 1	0,236	2,25	376	0,38 70	0,00	0,496	0,002	14,1 019	-	-	-	-	-	-
177	0,31	0,0	0,467	0,003	5,08	277	0,40	0,00	0,523	0,001	17,1						
1//	20	068	8	9	02	3//	50	04	2	0	138	-	-	-	-	-	-
178	0,38	0,0	0,579	0,000	11,7	378	0,41	0,00	0,546	0,000	15,4 768	-	-	-	-	-	-
170	0,52	0,0	0,740	0,000	15,3	270	0,27	0,01	0,360	0,029	12,7						
179	00	000	2	7	688	379	60	67	4	1	421	-	-	-	-	-	-
180	0,33 30	0,0 030	0,458 7	0,004 7	23,8 554	380	0,06 01	0,61 00	0,068 5	0,686 1	3,06 22	-	-	-	-	-	-
181	0,27 90	0,0 154	0,395 0	0,016 2	28,2 068	381	0,18 00	0,16 67	0,292 6	0,079 2	4,81 77	-	-	-	-	-	-
182	0,28 50	0,0 134	0,379 8	0,021 0	27,1 014	382	- 0,22	0,09 69	0,329	0,047 3	- 7,80	-	-	-	-	-	-
	0.20	0.0	0.295	0.097	17.2		-	0.12	-	0.140	-						
183	40	0,0 775	2	3	483	383	0,17 40	26	0,241 8	0,149	5,58 35	-	-	-	-	-	-
184	0,16 50	0,1 540	0,245 6	0,142 6	13,0 303	384	- 0,08 11	0,48 82	0,082 7	0,625 2	- 2,12 06	-	-	-	-	-	-
185	0,09 91	0,3 953	0,137 0	0,417 2	8,31 45	385	0,09 31	0,42 50	0,184 7	0,272 7	4,58 18	-	-	-	-	-	-
186	0,13	0,2	0,163	0,333	10,0	386	0,10	0,38	0,154	0,360	4,02	-	-	-	-	-	-
	50 0.24	442	1	4	145 13.6		20	09	3	4	2.83						
187	60	330	7	9	648	387	16	36	2	1	48	-	-	-	-	-	-
188	0,32 40	0,0 049	0,443 3	0,006 4	17,1 488	388	- 0,03	0,80 38	0,023	0,892 5	0,12 75	-	-	-	-	-	-
189	0,28 50	0,0 134	0,405 9	0,013	15,6 739	389	- 0,01	0,93 26	- 0,054	0,748 9	0,37 50	-	-	-	-	-	-
100	0,17	0,1	0,269	0,106	7,13	200	20 0,09	0,42	3 0,107	0,527	2,76						
190	10	394	6	7	32	390	92	55	3	4	39	-	-	-	-	-	-
191	0,09	0,3	0,144	0,393	2,74	391	0,15	0,18	0,245	0,143	1,08	-	-	-	-	-	-
192	0,18 30	934 0,1 135	0,279 8	0,093 7	5,75 88	392	0,12 90	0,26 63	4 0,219 5	0,191 1	42 1,75 13	-	-	-	-	-	-
193	0,30 60	0,0 079	0,444 3	0,006 3	11,4 856	393	0,02 40	0,84 45	0,048 6	0,774 6	0,13	-	-	-	-	-	-
194	0,16	0,1	0,260	0,118	6,53	394	0,00	0,98	0,020	0,903	28 1,08 85	-	-	-	-	-	-
105	0,03	0,8	0,020	<i>0,902</i>	2,62	205	0,34	0,00	0,464	0,004	8,22						
193	00	038	9	5	56	393	50	27	9	1	85	-	-	-	-	-	-
196	0,17 70	0,1 260	0,267 1	0,109	8,26 51	396	0,33	0,00 12	0,459 2	0,004 6	14,7 255	-	-	-	-	-	-
107	0,27	0,0	→ 0,386	0,018	12,1	207	0,25	0,02	0,325	0,049	17,7						
197	90	155	9	6	986	397	10	99	2	6	871	-	-	-	-	-	-
198	0,31	0,0	0,437	0,006	14,2	398	0,30	0,00	0,393	0,016	15,7	-	-	-	-	-	-
	40	005	1	ð	192		30	ð/	1	/	039						

100	0,30	0,0	0,398	0,015	12,6	300	0,35	0,00	0,434	0,007	11,5						
199	30	086	3	2	063	399	70	19	6	7	316	-	-	-	-	-	-
200	0,24	0,0	0,292	0,079	6,28	400	0,35	0,00	0,450	0,005	11,5						
200	30	426	6	2	39	400	40	21	7	5	779	-	-	-	-	-	-