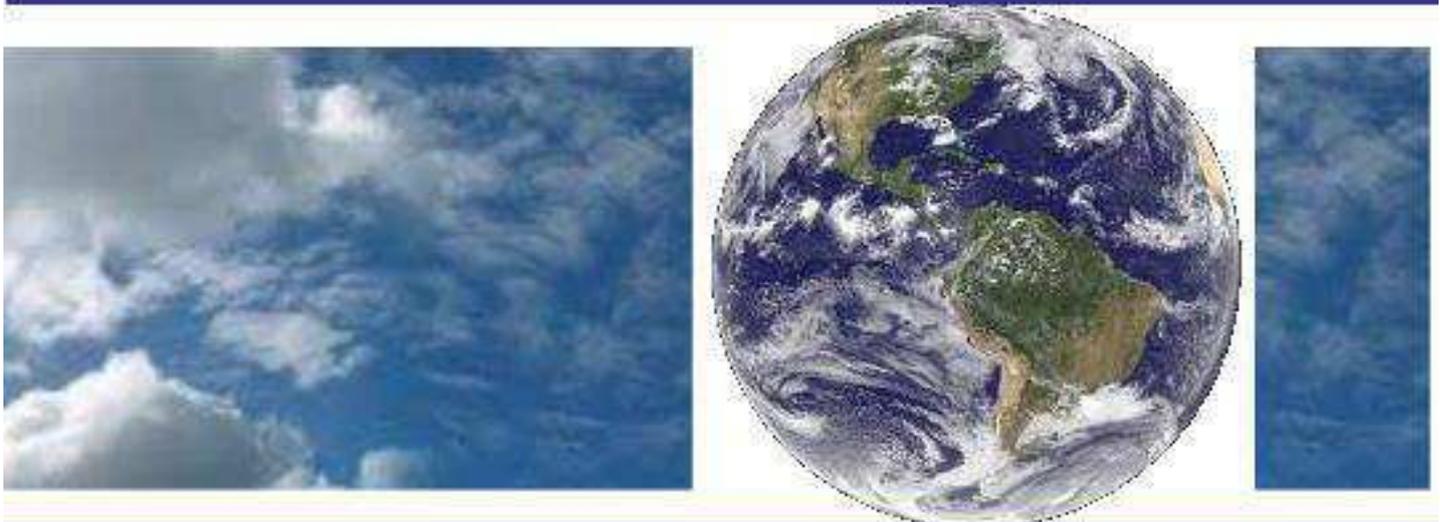


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Dayse Suellen dos Santos Moraes

**Contribuição das Chuvas do Período da Tarde em Belém
do Pará para os Totais Mensais e Possíveis Relações com a
Média Climatológica**

Campina Grande, agosto de 2017



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



DAYSE SUELLEN DOS SANTOS MORAES

**CONTRIBUIÇÃO DAS CHUVAS DO PERÍODO DA TARDE EM BELÉM DO
PARÁ PARA OS TOTAIS MENSIS E POSSÍVEIS RELAÇÕES COM A
MÉDIA CLIMATOLÓGICA**

Campina Grande
2017

DAYSE SUELLEN DOS SANTOS MORAES

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Subárea: Sinótica- Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientador: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho

Campina Grande

2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- M827c Moraes, Dayse Suellen dos Santos.
 Contribuição das chuvas do período da tarde em Belém do Pará para os totais mensais e possíveis relações com a média climatológica / Dayse Suellen dos Santos Moraes. – Campina Grande, 2017.
 96 f. : il. color.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.
 "Orientação: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho".
 Referências.
1. Precipitação – Belém do Pará. 2. Contribuições das Chuvas – Belém do Pará. 3. Ciclo do Tempo. 4. ZCIT. 5. Albedo. I. Gomes Filho, Manoel Francisco. II. Título.

CDU 556.12(043)

DAYSE SUELLEN DOS SANTOS MORAES

CONTRIBUIÇÃO DAS CHUVAS DO PERÍODO DA TARDE EM BELÉM-PA
PARA OS TOTAIS MEENSAIS E POSSÍVEIS RELAÇÕES COM A MÉDIA
CLIMATOLÓGICA

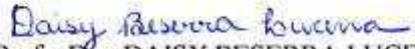
DISSERTAÇÃO APROVADA EM 18/08/2017

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. DAISY BESERRA LUCENA
Departamento de Geociências
Centro de Ciências Exatas da Natureza
Universidade Federal da Paraíba

*Dedico este trabalho aos meus avôs
Inocêncio Moraes e Magnólia Moraes (In
Memoriam), que me apoiaram
incondicionalmente em todos os momentos,
principalmente nos de incerteza, muito
comuns para quem tenta trilhar novos
caminhos.*

AGRADECIMENTOS

Vir para Campina Grande para fazer mestrado foi uma decisão marcada pelo desejo de um crescimento profissional e, ao mesmo tempo, tentar dar a minha vida pessoal um novo ânimo. Ficar longe de minha família, de meus amigos, enfim do meu lugar, não foi tarefa fácil, mais também foi um dos melhores aprendizados que a vida me reservou. Aliados a este lado árduo de minha experiência, houve grandes compensações, como a chegada de novos amigos, pessoas com quem pude contar em várias situações, mesmo aquelas mais complicadas e que me faziam sentir que, mesmo distante do meu lugar, eu não estava sozinha.

É por isso que agradeço:

Primeiramente a Deus por todas as bênçãos que me propôs, pela presença constante em minha vida, iluminando o meu caminho, me dando forças para segui-lo e pela oportunidade de alcançar mais um objetivo.

Aos familiares, alicerces de tudo que sou e por me deixarem tomar decisões importantes, que me encaminharam até esta conquista, pela orientação pessoal e profissional, pelo incentivo diário, apoio nos momentos difíceis, amor incondicional e por acreditarem na minha capacidade.

A Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, pela oportunidade de realizar este curso.

Ao Dr. Manoel F. Gomes Filho pela orientação, paciência e apoio na realização desse trabalho e pela amizade demonstrada durante todos esses anos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia-PPGMet/UACA/UFCG pelos ensinamentos durante a época do mestrado, aumentando ainda mais o apreço que tenho por esta instituição.

Ao 2º Distrito de Meteorologia (2º DISME) pelo fornecimento de informações necessárias para o desenvolvimento desta pesquisa, em especial ao Dr. José Raimundo Abreu Souza.

À Lady Layana Martins Custódio, grande amiga, companheira de caminhada ao longo desses dois ótimos anos. Posso dizer que esta jornada, inclusive pessoal, não teria sido a mesma sem você, agradeço pelo incentivo, as ajudas com a evolução desse trabalho, pela paciência e pelo carinho, respeito e trocas de informações acadêmicas;

Aos amigos, Waléria Figueira Souza, Pâmela Ávila e Leydson Galvíncio, pela amizade demonstrada logo que cheguei à cidade de Campina Grande - PB, além do apoio dado durante todo este período.

Aos meus colegas de mestrado, que tive a satisfação em conhecer, em especial a Danielle Cagliari de Lima, pelo clima de camaradagem e pela troca de experiências quando necessário.

Enfim, muitas foram às pessoas que me ajudaram, direta e indiretamente, na realização deste trabalho, citar todas aqui não seria possível, porém deixo aqui registrada a minha profunda gratidão a todas elas.

E por último e não menos importante, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro durante o desenvolvimento do projeto de pesquisa.

“Tudo posso naquele que me fortalece.”

(Filipenses 4-13)

*CONTRIBUIÇÃO DAS CHUVAS DO PERÍODO DA TARDE EM BELÉM DO PARÁ
PARA OS TOTAIS MENSAIS E POSSÍVEIS RELAÇÕES COM A MÉDIA
CLIMATOLÓGICA*

RESUMO

As contribuições das chuvas do período da tarde em Belém e as regiões homogêneas de precipitação foram determinadas através de análises estatísticas e Agrupamento. Utilizaram-se dados horários e mensais de 25 estações pluviométricas distribuídas no estado do Pará. Em geral, os resultados mostraram que as precipitações do período da tarde em Belém contribuem em média com 17% do total anual. O ciclo horário de marcha anual mostrou que as contribuições são diferentes para cada mês do ano. Nos meses menos chuvosos, essa porcentagem é de cerca de 30%. As taxas de precipitação apresentaram picos máximos no horário das 16 horas local, influenciadas diretamente pela atuação da ZCIT, principal mecanismo gerador de chuvas em Belém, e pelas LI e sistemas locais. Sugere-se que as oscilações interanuais da precipitação sazonal sejam principalmente decorrentes da variabilidade climática associada aos eventos Índice de Oscilação Sul e Dipolo do Atlântico. A técnica de análise de agrupamento aplicada dividiu o Pará em três regiões homogêneas de precipitação: Grupo 1- localizado no noroeste, com regime pluviométrico influenciado principalmente pelo deslocamento norte-sul da ZCIT; Grupo 2- localizado na parte nordeste do estado em que a convecção local, as MLF, as LI e a ZCIT são os principais sistemas atmosféricos que produzem chuva e o Grupo 3- situado no centro-sul da região, onde as chuvas estão sujeitas a influências dos sistemas frontais junto com a convecção local e a ZCAS. Analisou-se o Grupo 2, onde foram identificados municípios com pluviometria similar com a cidade de Belém, com isso, analisaram-se os dados por hora dessas estações e os resultados obtidos foram que Belém possui um regime de precipitação que difere dos outros municípios, sendo o único município a ter um aumento nas chuvas no período da tarde em todos os meses.

Palavras-chave: Belém, Precipitação, Contribuição, Ciclo horário, Grupo, ZCIT.

CONTRIBUTION OF AFTERNOON SHOWS IN BELÉM DO PARÁ TO TOTAL MONTHLY AND POSSIBLE RELATIONSHIPS WITH CLIMATOLOGICAL AVERAGE

ABSTRACT

The contributions of afternoon precipitation in Belém and the homogeneous precipitation regions were determined by means of statistical analysis and clustering. We used hourly and monthly data from 25 rainfall stations distributed in the state of Pará. In general, the results showed that afternoon precipitation in Belém contributed an average of 17% of the annual total. The annual cycle of the march showed that the contributions are different for each month of the year. In the less rainy months, this percentage is around 30%. Precipitation rates showed maximum peaks in the local time of 16 hours, influenced directly by the ITCZ, the main mechanism generating rainfall in Belém and LI and local systems. It is suggested that the interannual oscillations of the seasonal precipitation are mainly due to the climatic variability associated to the events of the South Oscillation Index and the Atlantic Dipole. The applied cluster analysis technique divided Pará into three homogeneous regions of precipitation: Group 1 located in the northwest, with rainfall regime influenced mainly by the north-south displacement of the ITCZ; Group 2 is located in the northeastern part of the state where local convection, MLF, LI and ITCZ are the main atmospheric systems that produce rainfall and Group 3 is located in the center-south of the region, where rainfall is subject to frontal influence systems together with local convection and SACZ. Group 2 was analyzed, where the municipalities with similar rainfall were identified with the city of Belém and the hourly data of these stations were analyzed and the results obtained were that Belém has a rainfall regime that differs from other municipalities, being the only municipality to have an increase in rainfall in the afternoon in each month.

Keywords: Belem, Precipitation, Contribution, Time cycle, Group, ITCZ.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** (a) Mapa do Brasil, em destaque, na cor verde, o Estado do Pará. (b) Imagem de satélite da cidade de Belém, as margens do rio Guamá e a Baía do Guajará. (c) Mapa do Estado do Pará e seus principais rios e afluentes. Fonte: IBGE (2010), CODEM (2009) e ANA (2016). 46
- Figura 2.** Médias climatológicas da precipitação mensal (média 1961-1990) representativas de Belém do Pará para os meses de janeiro a dezembro. Adaptado pelo autor. Fonte de dados: INMET 47
- Figura 3.** Espacialização das estações pluviométricas no estado do Pará. Bolas em azul representam as estações da ANA e as bolas em vermelho, as estações do INMET..... 48
- Figura 4.** Espacialização dos totais médios anuais (2008-2015) pluviométricos (mm) no estado do Pará. 54
- Figura 5.** Média percentual de precipitação da contribuição diária referente aos anos de 2003 a 2015..... 55
- Figura 6.** Variação horária da média percentual da contribuição do total pluviométricos mensais referentes ao período mais chuvoso (dezembro a maio) em Belém. 57
- Figura 7.** Variação horária da média percentual da contribuição do total mensal referentes ao período menos chuvoso (junho a novembro) em Belém. 59
- Figura 8.** Variabilidade interanual da precipitação em Belém para 2003-2015. As barras na cor vermelha representam os anos que estiveram sob a influência do fenômeno El Niño, as barras em azul estiveram sob influência do fenômeno La Niña e as brancas foram anos que não estiveram sob a influência do ENOS. Linha continua é a média pluviométrica anual..... 61
- Figura 9.** Média mensal em mm dia-1 entre 2003 a 2015 para Belém-PA..... 62
- Figura 10.** Frequência de chuva por hora para os meses de janeiro a junho, para o período de 2003 a 2015, para a estação meteorológica de Belém-PA. 63
- Figura 11.** Frequência de chuva por hora para os meses de julho a dezembro, para o período de 2003 a 2015 para a estação meteorológica de Belém-PA. 64

Figura 12. Dendrograma resultante do método de Ward para as 25 estações pluviométricas utilizadas.	65
Figura 13. Distribuição espacial dos 3 grupos segundo o método de Ward. Bola em azul (Grupo 1), cruz verde (Grupo 2) e losangos vermelhos (Grupo 3).....	66
Figura 14. Histograma da distribuição temporal da chuva por regiões homogêneas no estado do Pará do período de 2008 a 2015.	67
Figura 15. Precipitação pluvial média por pântadas, segundo a área homogênea do Grupo 2.	68
Figura 16. Representação da variação diurna de precipitação do Grupo 2 no período de 2008 a 2015.....	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Representação das estações selecionadas e suas respectivas coordenadas. ...	49
Tabela 2. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 2003 a 2015.	60

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE	<i>Amazon Boundary-Layer Experiment</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
ATSM	Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
BF	Brisa Fluvial
BM	Brisa Marítima
BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Model System</i>
BT	Brisa Terrestre
Cbs	Cumulunimbus
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CLC	Linha Costeira de Convecção
CMS	Continente Marítimo Sul
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
2° DISME	2° Distrito de Meteorologia
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EEOF	<i>Extended Empirical Orthogonal Function</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
EN	El Niño
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
GOAmazon	<i>Green Ocean Amazon</i>
HL	Hora Local
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	Índice Oscilação Sul
JBN	Jatos de Baixos Níveis
LA	La Niña
LAM	Leste da Amazônia
LNEB	Leste do Nordeste Brasileiro
LI	Linha de Instabilidade

LIC	Linha de Instabilidade Costeira
LIP	Linha de Instabilidade que se propagam continente adentro
MLF	Micro linha de Instabilidade Fluvial
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NEB	Nordeste Brasileiro
NNEB	Norte/Nordeste Brasileiro
NMC	<i>National Meteorological Center</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OMJ	Oscilação Madden-Julian
ROL	Radiação de Onda Longa
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SL1	Linha de Instabilidade do tipo 1
SL2	Linha de Instabilidade do tipo 2
SPSS	<i>Statistical Package for Soil Sciences</i>
TO	Transformada de Ondeletas
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

N	Número total de elementos do agrupamento
N	Tamanho da amostra
P	Precipitação
P_i	Precipitação da localidade
P_j	Precipitação do dia
U	Perfil do vento da componente zonal
V	Perfil do vento da componente meridional
X	Média
x_i	I-ésimo elemento do agrupamento

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
1.2. OBJETIVOS	20
1.2.1 Objetivo Geral	20
1.2.2. Objetivos Específicos	20
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.1. Principais Sistemas Meteorológicos que Atuam no Estado do Pará.	21
2.1.1. Brisas Marítima e Terrestre	21
2.1.2. Brisas Fluviais	23
2.1.3. Sistemas Convectivos de Mesoescala	24
2.1.4. Complexo Convectivo de Mesoescala.....	26
2.1.5. Linhas de Instabilidade	28
2.1.6. Distúrbios Ondulatórios de Leste	31
2.1.7. Zona de Convergência Intertropical	33
2.1.8. Mecanismos Climáticos de Grande Escala que Influenciam na Intensidade e Posição da ZCIT	36
2.1.8.1. El Niño-Oscilação Sul	36
2.1.8.2. Padrão de Dipolo do Atlântico	37
2.1.8.3. Oscilação Madden-Julian ou Oscilação 30-60	38
2.2. Definição do Método Utilizado para Mapear e Espacializar as Chuvas no Pará.....	40
3. MATERIAL e MÉTODOS.....	46
3.1. Área de Estudo.....	46
3.3. Dados	48
3.4. Descrição dos Dados	49
3.5. Metodologia.....	51
3.5.1. Estatística Descritiva	52
3.5.2. Métodos de Agrupamentos (<i>Cluster</i>)	52

3.5.3. Método de Ward	52
4. RESULTADOS e DISCUSSÃO	54
4.1. Análise da Precipitação no Estado do Pará	54
4.1.1. Variabilidade dos Totais Médios Anuais da Precipitação no Estado do Pará	54
4.1.4. Análise da Contribuição Percentual Horária da Precipitação nos Meses Menos Chuvosos	57
4.1.5. Análise Interanual e Mensal da Precipitação para os Anos de 2003 a 2015 e os Eventos ENOS na Precipitação de Belém-PA.	59
4.1.6. Aplicação da Análise de Agrupamento	64
4.1.7. Regiões homogêneas de precipitações	68
5. CONCLUSÃO.....	72
6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS.....	74
ANEXO.....	99

1. INTRODUÇÃO

A cidade de Belém, capital do estado do Pará é caracterizada por apresentar altos índices pluviométricos devido à sua proximidade com a linha do equador. O clima da região é influenciado por sistemas atmosféricos de mesoescala (como Brisa Marítima e Linhas de Instabilidade) (KOUSKY e MOLION, 1981; COHEN, 1989), de escala sinótica (Distúrbio Ondulatório de Leste e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis) (MOTA, 1997; ASNANI, 1985; LIEBMANN, 1990; NITTA et al., 1985; YAMAZAKI, 1975) e de grande escala (Zona de Convergência Intertropical) (KOUSKY e KAGANO, 1981; NIMER, 1989; SANTOS, 2006; CAVALCANTE et al., 2009) que podem provocar grandes volumes de chuva (FIGUEREDO e MOTA, 2010).

Belém possui uma estação chuvosa, de dezembro a maio, com maior índice pluviométrico no mês de março, sendo influenciados pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e um período menos chuvoso, que acontece de junho a novembro, conforme descrito por Nechet (1984a), Bastos et al., (2002) e Oliveira et al., (2003), tendo o mês de novembro com menor precipitação, que são ocasionadas por Linhas de Instabilidade (LI) que se formam na parte costeira do estado, devido à circulação de Brisa Marítima e se dirigem para o interior do continente como linhas de nuvens convectivas, provocando chuvas principalmente durante a época menos chuvosa na região (COHEN et al., 1995).

Em Belém é tradicional a pergunta: “Você vai sair antes ou depois da chuva?”. Quem não a conhece pode até se assustar com essa pergunta, mas ela é bastante comum na região, devido ao clima quente e úmido. Entretanto é oportuno ressaltar que, em média, em aproximadamente 30% dos dias do ano não chove em Belém, e 40% dos dias considerados chove de 0 a 0,9 mm/dia. Na cidade chove praticamente todos os dias e quase com horário marcado (às 15 horas). Porém, essa chuva vem sendo prejudicada, principalmente durante o verão amazônico (setembro a novembro) quando normalmente chove pouco e acoplado a isso outros fenômenos climáticos, como o El Niño.

É importante mencionar, também, os mecanismos climáticos oceano-atmosfera que, indiretamente, influenciam a precipitação sobre a região. O mais conhecido é o El Niño-Oscilação Sul que é decorrente de uma flutuação interanual da pressão atmosférica ao nível médio do mar entre o Pacífico Equatorial Oeste e o Pacífico Subtropical Sudeste que altera a circulação atmosférica que por sua vez modifica o campo de Temperatura da Superfície do Mar ao longo do Pacífico Equatorial apresentando alternância de anomalias positivas (quente) e negativas (frio).

O outro é o Gradiente Meridional da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Tropical, que consiste em uma manifestação simultânea de anomalias da Temperatura da Superfície do Mar com sinais opostos na bacia tropical norte e sul do oceano Atlântico. Essa configuração gera um deslocamento da ZCIT para o hemisfério com maiores valores de temperatura superficial das águas oceânicas, influenciando assim o regime pluviométrico na Amazônia (DE SOUZA et al., 2004).

Mesmo sendo comum imaginar que as chuvas permaneçam no mesmo horário estatisticamente tal pontualidade não é observada. A chuva não apresenta mais hora marcada. Ocorre variabilidade nos horários, uma variabilidade sazonal. Nechet (1984b, 1997) observou que no período mais chuvoso, a partir da segunda quinzena de dezembro a meados de maio as precipitações ocorrem normalmente entre 14 e 15 horas, a partir desse pico começa observa-se um deslocar para mais tarde, ou seja, no final do período chuvoso (junho, julho, agosto) entre 17 e 21 horas e entre setembro e dezembro, gradativamente começa a voltar para o meio da tarde, entre 15 e 16 horas.

O estudo da variabilidade espaço-temporal da precipitação em uma região é fundamental para o planejamento de suas atividades. A identificação dos padrões pluviométricos e regiões homogêneas de chuva tem sido uma prática habitual e desenvolvida por diferentes metodologias. A técnica de análise de Agrupamento tem apresentado resultados promissores quanto à regionalização mais consistentes das características climáticas locais de precipitações (GREEN et.al., 1993, GONG e RICHMAN, 1995, MUNOZ- DIAZ e RODRIGO, 2004, FRAGOSO e GOMES, 2008, STATHIS e MYRONIDIS, 2009, GRIMM, 2011), fornecendo um melhor entendimento

dos padrões de variabilidade espaço-temporal dos dados, que muitas vezes não ficam evidentes quando se trabalha apenas com seus valores médios ou sazonais (AMANAJAS e BRAGA, 2012). Embora as análises de chuva para a região de Belém, que se caracteriza por ser uma área de elevada pluviosidade e sem período seco, tenham sido realizadas nos últimos anos, como por exemplo, Loureiro (2014), há carência de estudos para essa região.

Portanto, o foco desta dissertação é fornecer informações inéditas sobre o comportamento da precipitação em escala temporal horária e quantificar qual a importância da “famosa chuva da tarde” de Belém do Pará no total médio mensal pluviométrico, pois raros são os estudos que focam na variação da precipitação em escala horária, além de que até o presente momento não foram também realizadas publicações utilizando-se de estações automáticas com séries históricas longas para a região.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo Geral

O objetivo geral desta pesquisa é avaliar qualitativamente e quantitativamente qual a contribuição das chuvas do período da tarde, em Belém, em relação ao total diário no período de 2003 a 2015 e as possíveis relações com a média para todo do estado do Pará.

1.2.2. Objetivos Específicos

- a) Analisar as contribuições percentuais;
- b) Utilizar o método de Ward para mapear a pluviosidade homogênea no estado do Pará;
- c) Identificar os fatores físicos, internos ao estado do Pará, que influenciam na espacialização da chuva;
- d) Identificar regiões no estado do Pará com pluviosidades semelhantes às de Belém no período da tarde.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região Amazônica é caracterizada por apresentar clima quente e úmido durante todo o ano e a precipitação é o parâmetro com maior heterogeneidade e variabilidade espaço-temporal. Essa região apresenta duas estações do ano que são divididas em: chuvosa (de fevereiro a maio) e a menos chuvosa (de setembro a novembro), os outros meses do ano são considerados de transição (LOUREIRO et al., 2014).

Os principais sistemas atmosféricos que atuam na região Amazônica são: a ZCIT, ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), LI (Linhas de Instabilidade), CCM (Complexos Convectivos de Mesoescala), DOL (Distúrbios Ondulatórios de Leste) e as BT (Brisas Terrestre) e marítima (BM) e as Brisas Fluviais (BF) (LOUREIRO et al., 2014; FISCH et al., 2010).

A seguir será descrito os principais sistemas meteorológicos que atuam influenciando direta ou indiretamente as precipitações no período da tarde no estado do Pará e especificamente na cidade de Belém.

2.1. Principais Sistemas Meteorológicos que Atuam no Estado do Pará.

Dentre os principais sistemas meteorológicos que atuam no estado do Pará, destacam-se os citados a seguir.

2.1.1. Brisas Marítima e Terrestre

Identificadas pelos antigos gregos em torno de 350 a. C. e representando um sistema de vento local (VIANELLO e ALVES, 1991), ou um regime específico de vento, de escala diurna, decorrente da diferença térmica entre as superfícies terrestres e marítimas que levam a diferença de pressão do ar em baixos níveis. Sobre essas superfícies, as brisas são de dois tipos: de mar, chamada BM e de terra, chamada BT. Elas são induzidas por heterogeneidades espaciais do fluxo de calor superficial na camada limite planetária (ROTUNNO et al., 1992). A penetração da BM no Norte/Nordeste Brasileiro (NNEB), estudada por Kousky (1980), em conjunto com as circulações de vale-montanha, determinam os horários preferenciais de ocorrência da

precipitação. O mesmo autor mostrou também que a variação sazonal na direção dos ventos alísios (em escala planetária), ao se acoplar com a BT, produz uma zona de convergência (visível como um “arco” de nuvens em imagem de satélite) sobre a área oceânica próxima à costa. Já em áreas continentais, a presença de um vento gradiente pode afetar substancialmente a formação da célula de brisa ou mesmo dificultar sua penetração no continente. Se o vento sopra contra costa, isto é, do mar para a terra, o gradiente de temperatura diminui, o que prejudica o estabelecimento da célula, da mesma forma, pode não permitir a formação de BT, pois em geral ela é fraca. Em locais com vento fraco contra costa, a brisa marítima se forma mais cedo (08h00 HL) e se move para 20-30 km continente adentro por volta de 12h00 HL (ATKINSON, 1981).

Dentre as circulações normalmente a mais forte é a BM, que pode se deslocar grandes distâncias, principalmente quando é formada com o auxílio da topografia. A BM junto à costa começa a ser sentido, no fim da manhã, um vento vindo do mar, que atinge o máximo no começo da tarde e desaparece ao anoitecer. Este vento é mais forte nos dias quentes, mas pode ser mais fraco quando o céu está nublado (ROTUNNO et al., 1992).

Machado et al. (2004) verificaram que a BM domina a atividade convectiva em Belém, contribuindo com a forte variação diurna de nuvens convectivas na região. Apesar de serem chamadas circulações secundárias em relação à grande escala, são de grande importância para as áreas afetadas pela mesma, pois contribuem significativamente para o total de precipitação e para o transporte de poluentes (BAUMBACH e VOGT, 1999). Além do que, o efeito de brisa altera a temperatura, umidade e nebulosidade (PLANCHON et al., 2006).

Estudos sobre chuvas continentais decorrentes de influências de BM, de lacustres e de vale-montanha são abundantes no meio científico, mas trabalhos mostrando influências de BT nas chuvas sobre áreas continentais são mais escassos mesmo porque se espera, geralmente, que BT favoreçam precipitações sobre o oceano e não sobre o continente (TEIXEIRA, 2008).

Na região costeira (no litoral do Pará ao Amapá), a precipitação também é alta e sem período de seca definida, devido à influência das Linhas de Instabilidade que se

formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçadas pela BM (CLIMANÁLISE, 2010). Formando-se a partir das 1800 UTC (1500 HL) o aquecimento superficial e a circulação de brisa no litoral deixa a atmosfera favorável à formação de nuvens com topos elevados, aumentando a probabilidade de ocorrência de precipitação, especialmente na forma de pancadas.

Segundo Santos et al. (2012) ao estudarem o efeito da BM na cidade de Belém-PA utilizando análise multivariada, observaram um giro diário no vento local, tanto na estação chuvosa quanto na estação menos chuvosa, variando de nordeste a sudoeste, devido aos efeitos das circulações de BM e perceberam que há uma dependência da precipitação máxima há este giro do vento horizontal o qual está ligado com a BM.

2.1.2. Brisas Fluviais

Oliveira e Fitzjarrald (1993) comprovam a existência de uma circulação fluvial, na região tropical, nos baixos níveis (até 1500-2000 m), possuindo o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante a tarde e início da noite.

Observações radiométricas feitas por avião durante o experimento ABLE (Experimento da Camada Limite na Amazônia) observou um gradiente térmico ente rio/floresta de -3°C durante o dia e $+6^{\circ}\text{C}$ à noite. Certamente estas influências são mais intensas nas regiões em que a largura do rio é considerável, tais como próximo a Manaus (confluência os Rios Negro e Solimões), Santarém (Rios Tapajós e Amazonas) e Belém (Rios Tocantins e parte sul da Foz do Rio Amazonas).

A circulação de Brisa Fluvial é uma característica notada nos grandes rios da Amazônia, que ocorre devido a diferente capacidade térmica entre a superfície do rio e a superfície do solo está mais quente que a do rio durante o dia, com movimento de ar ascendente sobre o solo por causa da baixa pressão atmosférica e fluxo do rio para a terra em baixo nível (SILVA DIAS et al., 2004).

Amanajás e Braga (2012) identificaram, utilizando o método aglomerativo de Ward, quatro regiões homogêneas na Amazônia oriental e a região que identificaram

como RH3 (que inclui Belém), teria um dos principais causadores de chuva, em escala local, as BF.

Em estudos mais recentes, Matos e Cohen (2016) estudaram um sistema convectivo, observado pela primeira vez na região de Belém durante a campanha do projeto CHUVA - *Cloud processes of tHe main precipitation systems in brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the gpm (globAl precipitation measurement)* (MACHADO et al., 2014), o qual foi denominado por Micro linha de Instabilidade Fluvial (MLF) devido sua formação estar associada à circulação de BF, provenientes da baía do Marajó, que causaram precipitação desde sua fase inicial sobre a região de Belém até quando estava sobre a margem oeste da baía do Marajó, aumentando a intensidade nessa região.

2.1.3. Sistemas Convectivos de Mesoescala

Entre os principais mecanismos geradores de precipitação sobre a bacia Amazônica estão os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Estes sistemas são formados principalmente por nuvens Cbs que se aglomeram e organizam na escala meteorológica de tempo e espaço definida por Orlanski (1975) como mesoescala.

Os SCM frequentemente possuem extensões entre 20 a 200 km, mas podem alcançar dimensões de 200 a 2000 km (MACHADO e ROSSOW, 1993). Além das grandes quantidades de precipitação que estes sistemas causam, nos trópicos e em médias latitudes, eles representam as maiores tempestades convectivas existentes (HOUZE, 2004) e são responsáveis pelas transferências verticais de energia na troposfera tropical (LAURENT et al., 2000).

Embora, possuam características gerais semelhantes, os SCM são classificados de acordo com sua forma (lineares ou circulares), tamanho, tempo de vida e temperatura do topo das nuvens. As LI, Complexos Convectivos de Mesoescala, aglomerados convectivos tropicais são algumas destas classificações (KOUKY, 1980; MADDOX, 1980; COHEN et al., 1995; VITORINO et al., 1997; SILVA DIAS et al., 2004; LU et al., 2005; FITZJARRALD et al., 2008; RAMOS DA SILVA et al., 2011; COHEN et al., 2014; MATOS e COHEN, 2015).

Maddox (1980) e Maddox (1983) verificaram que a organização em mesoescala das Cbs ocorre quando a convecção está embebida em regiões com suprimento de ar quente e úmido. No caso da bacia amazônica, o suprimento de ar úmido advém principalmente do oceano Atlântico Tropical transportado pelos ventos alísios (SATYAMURTY et al., 2012; DRUMOND et al., 2014).

Filho et al. (2015) estudaram a precipitação convectiva baseada em dados de satélite integrado ao redor da América do Sul com resolução espacial de 8 km e temporal de uma hora. O período utilizado compreende 6,5 anos e abrange a região equatorial, entre 0° a 15° s, o que inclui boa parte da Amazônia, NEB e oceano Atlântico adjacente. Como o estudo abrangeu uma área como não homogênea (Amazônia, NEB e oceano) as características dos sistemas encontrados não poderiam ser tomadas como características puras dos SCM amazônicos. Além disso, sistemas amazônicos com durações acima de 10 horas não são tão comuns (VELASCO e FRITSCH, 1987; SALIO, et al., 2007).

Ao analisar as principais características dos comportamentos dos SCM continentais e oceânicos ocorridos sobre a bacia Amazônica durante o projeto *Green Ocean Amazon (GOAmazon)*, Rehbein (2016) verificou que a ocorrência de SCM abaixo da média aconteceu distributivamente ao longo do ano e de toda a bacia Amazônica, e as possíveis causas seriam o fortalecimento dos JBN (COELHO et al., 2015; SETH, et al., 2015), o transporte de umidade da região Amazônica para América do Sul, o que implicaria em menor ocorrência de SCM sobre a região Tropical (SALIO et al., 2007); as ATSM acima de +0,5 ° C no oceano Pacífico Equatorial Leste na maioria dos meses em 2014, acompanhadas de ventos alísios enfraquecidos na maioria dos meses sobre o oceano Atlântico e Pacífico (GREC/IAG-USP, 2014) e a configuração do El Niño (EN) em 2015, o qual pode causar supressão na convecção amazônica (ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; MARENGO e HASTENRATH, 1993; GRIMM, 2003).

Ainda segundo Rehbein (2016) os SCM apresentam grande variabilidade espacial similar ao ciclo anual da convecção, pois durante o verão a gênese dos SCM ocorre espalhada sobre todo o território amazônico e durante o inverno ela se desloca para o nordeste. Regiões com maior densidade de ocorrência de gênese destacam-se

frente a outras e são localizadas próximas às topografias mais elevadas ou em confluências de grandes rios ou corpos d'água.

Nos meses mais quentes, a partir de outubro até abril, ocorrem nas seguintes regiões preferenciais de gênese: na encosta da Cordilheira dos Andes, entre o norte do Mato Grosso e sul do Pará (em fevereiro este pico praticamente desaparece e em abril ele encontra-se deslocado para leste); no Planalto das Guianas (em outubro ele não aparece); no Pico da Neblina e na confluência dos rios Tapajós e Amazonas.

Entre maio e setembro a maior atividade de gênese e desenvolvimento de SCM encontra-se deslocada para o norte e as regiões preferenciais de gênese ficam mais restritas nesta porção da Amazônia. Entre julho e dezembro ocorre outra região de maior gênese, localizada no litoral do Pará, próximo a foz do rio Amazonas.

2.1.4. Complexo Convectivo de Mesoescala

Os SCM foram chamados por Maddox (1980) de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), com base na análise de dezenas de casos através de imagem de satélite no infravermelho sobre latitudes médias dos Estados Unidos, que definiu os CCM como sendo um conjunto de Cbs frias e espessas que apresentam forma circular e crescimento vertical explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas.

A grande maioria dos trabalhos que abordam o aspecto de formação e desenvolvimento dos CCM, em particular sobre a América do Sul, foi direcionada àqueles que, comumente, se observam nas latitudes médias do Norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil (GUEDES, 1985; VELASCO e FRITSCH, 1987; SCOLAR e FIGUEIREDO, 1990; ROCHA, 1992; DUQUIA e SILVA DIAS, 1994; MACHADO et al., 1994; GUEDES et al., 1994; FIGUEIREDO e SCOLAR, 1996; entre outros). Os resultados dessas pesquisas indicaram que os CCM subtropicais ocorrem, preferencialmente, durante os meses de primavera e de verão do HS, formando-se no período noturno, com ciclo de vida entre 10 a 20 horas. Os sistemas meteorológicos que nela se desenvolvem têm seus processos dinâmicos e termodinâmicos fortemente influenciados pela cadeia de montanhas dos Andes.

A região tropical não é modulada por sistemas sinóticos como nos subtropicais, porém está associada ao aquecimento radiativo da superfície que, por sua vez, promove convergência e convecção. Por isso, apresentam máximo desenvolvimento durante o dia. Os SCM Circulares (SCMC) estudados em todo o mundo (MADDOX, 1980; VELASCO e FRITSCH, 1987; VITORINO et al., 1997; SALIO et al., 2007) possuem organização própria, intensa atividade convectiva, preferências por algumas regiões e horários, e apresentam-se como uma única célula nebulosa isolada com forma arredondada, o que permite sua fácil identificação a partir de imagens de satélite, e quando o mesmo obedece à classificação espaço temporal e de intensidade feita por Maddox (1980), é chamado de CCM. Estes sistemas tropicais possuem tempo de vida menor do que 9 horas, tamanho menor do que 150.000 km² no período de máxima extensão e são mais frequentes no verão seguido do outono (SALIO et al., 2007).

A região de Belém também experimenta a ocorrência de sistemas atmosféricos de mesoescala do tipo SCMC (SODRÉ, 2013). Estes, assim como outros sistemas meteorológicos de mesoescala são dependentes das características da superfície local, como topografia, hidrografia e vegetação, os quais influenciam diretamente nos processos convectivos, favorecendo ou inibindo, sua formação (ROCHA, 1992). Contudo, não é necessariamente fundamental ou determinante a presença destes três fatores em um mesmo ambiente, uma vez que os SCMC podem formar-se na presença de apenas uma ou até mesmo na ausência de todas estas características (BARBOZA e FEDOROVA, 2000).

Sodré e Vitorino (2013) buscaram identificar os SCMC, a partir de dados de sensoriamento remoto, durante extremos climáticos do ENOS sobre o leste da Amazônia, mostrando a interferência de ocorrência de fenômenos EN e/ou La Niña (LN) na formação de mesoescala circular no estado do Pará. Os autores observaram que durante a análise a frequência de oscilação dos sistemas depende dos valores de ENOS, mas a intensidade do volume precipitado é controlada pelo comportamento dinâmico gerado por esses mecanismos atmosféricos anômalos que modulam o clima. E concluíram que nos anos de LN os sistemas são mais intensos e nos anos de EN eles já são menos expressivos pluviometricamente. E a sua frequência, que foi basicamente similar tanto nos anos de EN como LN, pode não estar relacionada somente com a

grande escala, mas com fatores locais como topografia e mecanismos de escalas menores.

Sodré et al. (2015) ao realizarem uma análise observacional dos SCMC, visando identificar como as diferentes características da superfície interferem na gênese destes sistemas, encontraram que o horário preferencial de formação dos sistemas depende diretamente das características da superfície, onde, nas áreas mais planas, os SCMC tendem a surgir no meio da tarde com pico máximo no início da noite, e nas regiões de relevo acentuado os sistemas tendem a se formar nas primeiras horas da noite com pico máximo no início da madrugada. No geral os SCMC Amazônicos possuem tempo de vida médio entre 5 e 7 horas e que a atuação das BM, brisa lacustre e de vale-montanha favorece o transporte de umidade, tornando-se o principal fator na manutenção dos SCMC, principalmente nas regiões nordeste e noroeste do Pará, onde a umidade disponibilizada pelos rios e floresta que predominam nessas regiões gera condições dinâmicas favoráveis à formação dos SCMC.

2.1.5. Linhas de Instabilidade

As LI na região tropical vêm sendo estudadas desde a década de 40 (HAMILTON e ARCHBOLD, 1945). Com a execução de alguns experimentos de campo, as LI tropicais puderam ser amplamente estudadas como em Zipser (1969), Betts et al. (1976), Houze (1977), Cohen et al., (1989), Cohen et al., (1995), Silva Dias e Ferreira (1992), Alcântara et al. (2011) e Alcântara et al. (2014).

A primeira indicação de LI na região amazônica foi dada por Kousky (1980) num estudo observacional. Este autor sugeriu que a convecção associada à BM, na costa atlântica, adentra o continente como uma LI quando o escoamento médio em 850 hPa é perpendicular à costa e quando o mesmo escoamento for paralelo à costa a propagação dessa LI não ocorre.

Gamache e Houze (1982) definem uma LI tropical como sendo uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala. Constitui-se basicamente de nuvens do tipo Cumulonimbus (Cbs) e em sua retaguarda por uma nuvem na forma de “bigorna” que, em geral, possui bastante precipitação do tipo estratiforme. Os elementos convectivos que compõem uma LI são do tipo “torres quentes” (mesmo tipo das

discutidas por RIEHL e MALKUS, 1958; e RIEHL e SIMPSON, 1979) contendo fluxos ascendentes que, por empuxo, retiram ar úmido da camada limite para a alta troposfera.

Em contrapartida, segundo Zipser e Houze (1977), existem dois gêneros de fluxos descendentes: o de escala convectiva, que ocorre numa pequena faixa de 10 a 20 km na região de intensa precipitação na LI propriamente dita ocasionando a frente de rajada; enquanto que a outra é mais suave, porém, de mesoescala, ocorrendo numa grande faixa de 100 a 500 km na região abaixo da bigorna.

Cavalcanti (1982) realizou um estudo climatológico e observou que a formação destas linhas posiciona-se ao sul da ZCIT, sendo o período de maior frequência na época em que a ZCIT esta mais organizada. Os aspectos climatológicos destas linhas na Amazônia foram estudadas observacionalmente por Cohen et al., (1989), verificaram que estas LI podem atingir o extremo oeste da Amazônia, com velocidade de deslocamento entre 12 e 15 m.s⁻¹(aproximadamente 13° de longitude por dia). O comprimento e a largura médios destas LI é de aproximadamente 1500 km e 170 km, respectivamente, sendo que os meses com maior frequência de ocorrência é entre abril e agosto.

As LI que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próxima à costa litorânea dos estados do Pará e Amapá. Estudos como os de Cohen et al. (1989) mostraram que estas LI são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45% da chuva que cai durante o período chuvoso. Estas linhas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens Cbs e são formadas devido à circulação de BM, podendo-se prolongar para o interior do continente (denominado LIP) ou ficarem confinadas na costa (LIC). Devido a suas dimensões, estas LI são facilmente observadas por imagens de satélites. De acordo com os autores, as LIC constituem 62% dos casos observados, sendo o restante (38%) compreendido de LIP.

Silva Dias e Ferreira (1992) classificam as LI originadas na costa norte do Brasil, de acordo com sua propagação continente adentro, em: (1) Linha costeira de convecção (CLC), não se afastam mais do que 170 km da costa; (2) Linha de

instabilidade do tipo 1 (SL1), se movem entre 170 e 400 km da costa; (3) Linha de instabilidade do tipo 2 (SL2), se movem mais do que 400 km da costa.

Cohen et al. (1995) estudaram a penetração de LI da região Amazônia Central, durante o experimento ABLE-2B (GARSTANG et al., 1990) nos meses de abril - maio de 1987. Neste período as LIC compreenderam 23% dos casos, sendo o restante LIP. Em um estudo de caso de uma LIP intensa ocorrida no início de maio, observaram que foram dois mecanismos que provavelmente originaram e propagaram esta LIP: ventos de leste intensos em baixos níveis (entre 900 e 650 hPa) e a presença de uma fonte de calor a oeste da Amazônia. Os autores concluem que as LI que se propagam na Amazônia são mecanismos complexos, em que ocorre interação entre escalas: grande, meso e microescala, sendo esta última provocada por circulações entre nuvens e o ambiente adjacente.

Cohen (1996), por meio de simulações numéricas encontrou que a propagação das LI, formadas a longo da costa, ocorre devido a ondas de gravidade internas que se propagam em um duto formado pelos jatos de leste próximo a 700 hPa e pelos jatos de oeste em 200 hPa.

Para Gandú e Silva Dias (1998) a umidade em baixos (700 hPa) e médios níveis (500 hPa) e o escoamento em altos níveis (350 hPa) sobre a costa norte do Brasil são fatores associados à formação de LI. Sendo que a umidade em baixos níveis pode ser fator principal para a formação de LI, pois, além de fornecer umidade para o sistema, pode estar atuando como fonte de calor que induz o escoamento em altos níveis.

Barros (2008) mostrou que a convecção costeira proveniente de CCM (tempestades isoladas) pode produzir acumulado mensal de precipitação de aproximadamente 150 mm (40 mm) no mês de fevereiro (junho). Estes sistemas que se formam na região costeira, mas não podem ser classificados como LI são agrupados, por Oliveira e Oyama (2011), em uma categoria chamada de convecção costeira.

Alcântara et al. (2011) avaliaram a distribuição do número de casos de LI e verificaram o papel dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) no desenvolvimento das LI na Amazônia utilizando as imagens do satélite GOES-10, do canal Infravermelho e Vapor

d'água para identificar as LI que ocorreram entre janeiro de 2000 e dezembro de 2008, seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989). As LI podem ser identificadas nas imagens como uma banda de nuvens convectivas, organizadas e alinhadas com a costa, no horário compreendido entre as 10h00 UTC e às 18h00 UTC. Os JBN foram caracterizados pela identificação de um máximo relativo de velocidade entre os níveis de 900 e 600 hPa.

Alcântara et al. (2014) utilizando o modelo BRAMS (FREITAS et al., 2007) versão 5.02 estudaram características da dinâmica associada com as LI. Foram feitas oito simulações, uma principal chamada de simulação controle onde foram utilizados os dados de sondagens retirados da *Wyoming University* para Belém – PA das 12h00 UTC de 30 de maio de 2008, que corresponde a momentos antes da formação de uma linha de propagação do tipo 1, e as demais simulações foram feitas alterando valores de alguns componentes com o intuito de entender o impacto do cisalhamento do vento nos médios e baixos níveis, na formação e desenvolvimento do sistema, em especial, a contribuição do JBN.

Oliveira et al. (2016) ao analisarem o perfis do vento da componente zonal (u) e meridional (v) em um ponto de grade mais próximo à cidade de Belém – PA às 12h00 UTC para dias com e sem a formação de LI, verificaram que o maior número de ocorrências de LI é visto entre os meses de abril a agosto, meses também que há maior ocorrência de JBN. Essa maior frequência corresponderia ao período que a ZCIT está mais organizada perto da costa.

A menor ocorrência seria nos meses de outubro, novembro e dezembro, confirmando uma possível relação entre a presença do JBN com a formação e desenvolvimento de LI.

2.1.6. Distúrbios Ondulatórios de Leste

A descoberta dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) ocorreu no Hemisfério Norte, provavelmente com Dunn (1940), que notou um deslocamento nas isalóbaras de 24 horas de um distúrbio que se propagava de leste para oeste na região do

Caribe, tornando-se pioneiro nos estudos sobre os DOL junto com Riehl (1945), que notou que as mudanças na direção do vento acompanhavam a formação e deslocamento de centros isalobáricos e que tais mudanças sugeriam que esses centros eram manifestações da propagação de ondas atmosféricas propagando-se de leste para oeste. A partir de então se definiu este tipo de sistema atmosférico como sendo uma onda de leste. Posteriormente, mudou-se esta denominação para DOL.

Também denominados de Ondas Africanas, Distúrbios de Leste, Ondas nos Ventos de Leste e Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (INNOCENTINI et al., 2005; RODRIGUES e CAVALCANTE, 2006; COUTINHO e FISCH, 2007 e TORRES, 2008), os DOL são sistemas conhecidos por mais de meio século e apontado como sendo um dos mais importantes no que se diz respeito ao regime de precipitação em muitas regiões tropicais do globo, podem ser definidos como perturbações sinóticas associadas a cavados e à temperatura elevada da superfície do mar (CHOU, 1990). Normalmente, os DOL se melhor configuram em baixos níveis (~850-700 hPa), onde apresentam cavados, e sua nebulosidade é caracterizada por nuvens geralmente convectivas, que se deslocam de leste para oeste sobre os oceanos tropicais, atingindo áreas continentais, como o Leste do Nordeste Brasileiro (LNEB) (ESPINOZA, 1996; VAREJAO-SILVA, 2005).

Do ponto de vista da nebulosidade, Kayano (1979) e Machado et al. (1997) demonstraram periodicidades do vento e da cobertura de nuvens convectivas com frequências temporais relacionadas aos DOL. Existem hipóteses de que os DOL tenham uma influência significativa na formação de LI formadas na costa do Norte do Nordeste Brasileiro (NNEB), que se propagam para o interior da Amazônia. Kayano (1979), ao estudar o clima e a circulação através de radiossondagens de Belém e Manaus, sugere que oscilações no campo de vento com periodicidade de 3 a 5 dias, nos baixos níveis, relacionam-se com os DOL que afetam esta região. Além disso, os DOL podem intensificar outros sistemas convectivos como as LI, por exemplo, (BARBOSA, 2005).

Barbosa et al. (2006) propõem o seguinte modelo conceitual para a formação de perturbações convectivas na costa NNEB: dada a formação de nuvens convectivas, iniciada por fatores locais (aquecimento e brisa), se a convecção for intensificada por algumas forçantes de escala sinótica convectiva, ganhará grande extensão horizontal e

se propagará continente adentro para o interior da Amazônia. Nesse contexto, os autores sugerem que as perturbações convectivas de longa duração correspondem às LI que penetram no interior da região amazônica e que algumas são forçadas pelos DOL.

Torres (2008) estudou os DOL que afetaram o LNEB nos períodos chuvosos de 2005 e 2006. Neste período, os distúrbios se apresentaram em 26 eventos, com velocidade de propagação média de 10 m. s^{-1} periodicidade de cinco dias e comprimento de onda de 4000 km. O autor utilizou dados de satélite e diagramas do tipo Hovmöller e obteve que a amplitude das oscilações aumentou gradativamente de abril para julho, indicando a possível existência de um ciclo sazonal bem definido para os DOL, isto é, um aumento progressivo do número de DOL ao longo do período chuvoso do LNEB.

Oliveira et al. (2009) e Pontes da Silva (2011) observaram em suas análises que a entrada de frentes frias no oceano Atlântico Tropical Sul, que algumas vezes chegavam até o NEB, e a presença da ZCIT mais ao sul, afetam os ventos alísios de sudeste de tal maneira que estes acabam por confluir com os ventos de sul da alta pós-frontal que acompanha o sistema, quando ambos estão intensos nas horas procedentes à intensificação dos DOL, fortalecendo o transporte de umidade do oceano para o LNEB, contribuindo com a formação e intensificação dos DOL que avança pelo continente, provocando chuvas no NNEB e região Norte (neste caso, com sua nebulosidade já acoplada à ZCIT).

Caetano (2011) revelou que os DOL ocorrem, principalmente, no inverno e outono e que a penetração de Sistemas Frontais do HS até latitudes mais baixas, associados ao aumento do gradiente no escoamento do oceano em direção ao continente, à presença de um cavado em baixos ou médios níveis da atmosfera e as TSM acima de 27°C , representou um padrão sinótico bastante propício para disparar, ou intensificar estes distúrbios.

2.1.7. Zona de Convergência Intertropical

Dentre os fenômenos meteorológicos de grande escala, destaca-se a ZCIT, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios de nordeste do Hemisfério

Norte (HN) com os ventos alísios de sudeste do Hemisfério Sul (HS). Este fenômeno caracteriza-se por uma faixa de nebulosidade descontínua, pois é composta de aglomerados distintos de nuvens, os quais são separados por regiões de céu claro (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; UVO, 1989).

A intensidade da ZCIT é variável tanto no tempo como no espaço, as precipitações excedem-se bastante, devido à umidade fornecida pela evaporação das superfícies oceânicas abaixo dela e pela evapotranspiração em algumas regiões continentais. Estudos feitos por Uvo (1989), Waliser e Gautier (1993) mostram que a posição e a intensidade da ZCIT estão intimamente relacionadas às condições de superfície do oceano e da atmosfera.

Segundo Marengo e Hastenrath (1993) a chuva no Norte do Brasil está associada à flutuação sazonal da ZCIT. Esse sistema pode atuar de duas formas indiretas: através de aglomerados convectivos que se formam ao longo dela e que ao se propagarem para oeste atingem a bacia Amazônica, e através da interação dos alísios com a circulação da BM formando LI que adentram no continente e se regeneram durante a propagação para oeste, sendo que muitas alcançam os Andes (KOUSKY, 1980; COHEN et al 1989; COHEN et al., 1995).

Em estudos de Munnich e Neelin (2005), por meio de dados mensais baseados em precipitações por satélites, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a altura do nível do mar, constataram que há uma correlação das anomalias de precipitação sobre a América do Sul equatorial em maio com as anomalias de TSM simultâneas no oceano Atlântico equatorial e no Pacífico, o que suportaria uma cadeia causal em que o ENOS induz as anomalias de estresse do vento do Atlântico equatorial ocidental e afeta a dinâmica oceânica equatorial atlântica. Essas correlações mostram forte sazonalidade, aparentemente aparecendo dentro dos elos atmosféricos da cadeia. Este percurso e a influência da ATSM atlântica equatorial na precipitação sul-americana em maio que parecem independentes das do oceano Atlântico tropical norte mostraram que o NEB é afetado pelo oceano Atlântico Norte Tropical.

A ZCIT representa um sistema atmosférico com um potencial de causar grandes quantidades de chuvas sobre as áreas continentais tropicais, inclusive, sobre as grandes

metrópoles, onde a população é mais acentuada. Dentre as maiores cidades localizadas na região de atuação da ZCIT, destacam-se a cidade de Belém do Pará. Nesta região, o mês de março é conhecido, climatologicamente, como o mais chuvoso e a ZCIT, que é um sistema atmosférico de escala planetária, encontra-se em sua posição mais ao sul (em torno de 02° s) e é a responsável por inúmeros eventos extremos de precipitação (FERREIRA et al., 2013).

Ferreira et al. (2015) ao estudarem a variabilidade espacial e temporal da precipitação na Amazônia oriental durante a estação chuvosa, utilizando as Funções Ortogonais Empíricas (EOF) empregadas em anomalias de Radiação de Onda Longa (ROL) evidenciaram que a ZCIT é o principal modo de variabilidade climática sobre o oceano Atlântico Intertropical e é o principal sistema indutor de precipitação na Amazônia oriental durante a estação chuvosa. O estudo revelou um padrão dinâmico relacionado à ZCIT no Atlântico Sul Equatorial, com a presença do gradiente da TSM do Atlântico Sul, que por sua vez contribui diretamente para a abundante precipitação na estação chuvosa no leste da Amazônia, de modo que as anomalias pluviométricas positivas são observadas especialmente no Maranhão e no nordeste do Pará.

Esses eventos significativos de chuvas em geral afetam diretamente a população local, causando pronunciada elevação dos rios amazônicos, inundações em vários municípios, entre outras condições.

Recentemente, Freitas et al. (2017) investigaram os deslocamentos extremos da ZCIT na região do Continente Marítimo Sul (CMS) na primavera austral durante o período 1979-2015 e os resultados mostraram que durante os deslocamentos extremos da ZCIT para o sul, a circulação de Walker é mais forte, levando ao fortalecimento dos ventos equatoriais do noroeste no oceano Índico, que bombeia o ar úmido e estimula o aquecimento diabático no CMS devido às anomalias positivas da TSM locais presentes nesta região. O contrário acontece, durante as mudanças extremas para o norte, a circulação de Walker ficaria mais fraca, não permitindo o desempenho dos ventos equatoriais do noroeste no oceano Índico, que associado com as ATSM negativas locais, leva a condições mais secas na região do CMS.

Outro resultado interessante encontrado pelos autores foi que um forte índice meridional ou zonal não necessariamente implica em uma mudança maior. A combinação de eventos ENOS e dipolo do oceano Índico muito forte pode levar a maiores deslocamentos da ZCIT mais ao sul. Além disso, o ZCIT mais ao sul pode atuar como uma ponte entre o dipolo do oceano Índico e o ENOS.

2.1.8. Mecanismos Climáticos de Grande Escala que Influenciam na Intensidade e Posição da ZCIT

2.1.8.1. El Niño-Oscilação Sul

Os principais estudos sobre os episódios ENOS tomaram como base a ATSM observada no Pacífico Equatorial Leste, sobre a região Niño 3 ou Niño 3.4. Estes episódios alteram significativamente a circulação atmosférica, a precipitação (KOUSKY et al., 1984; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987, 1989; ACEITUNO, 1988; GRIMM et al., 2000; GRIMM, 2003, 2004), eventos extremos de precipitação (LIEBMANN et al., 2001; CARVALHO et al., 2002; GRIMM e TEDESCHI, 2009; ROBLEDO et al., 2013), a temperatura na superfície (BARROS et al., 2002), a vazão de rios (CAMILLONI e BARROS, 2000; BERRI et al., 2002), a agricultura e a produção hidrelétrica (COLLISCHONN et al., 2001; BERBERY e BARROS, 2002; TUCCI et al., 2003) na América do Sul.

A variabilidade espacial e temporal da precipitação sobre a Amazônia, durante o período chuvoso, é diretamente influenciada pelos mecanismos climáticos de grande escala que ocorrem nos dois oceanos tropicais adjacentes: o oceano Pacífico Equatorial e o oceano Atlântico Tropical durante os meses de outono. Estes modos desencadeiam interações entre o oceano e a atmosfera e estão relacionados basicamente com o ciclo do ENOS sobre o oceano Pacífico e com o Padrão de dipolo (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996; DE SOUZA e NOBRE, 1998) ou gradiente meridional das anomalias da TSM na bacia intertropical do oceano Atlântico (SOUZA e ROBINSON, 2004; SOUZA, 2005).

O ciclo do ENOS apresentam duas fases extremamente conhecida o EN e a LN, em que as condições de EN associam-se ao aquecimento anômalo em grande escala as águas oceânicas sobre o Pacífico Equatorial centro-leste, estendendo-se por pelo menos cinco meses entre o verão e o outono. Inversamente, as condições de LN relacionam-se ao resfriamento anômalo das águas oceânicas equatoriais sobre a bacia centro-leste. Em anos de EN o ramo descendente da célula de Walker se desloca para a região sobre a Amazônia inibindo a convecção, durante o que seria a estação chuvosa (janeiro, fevereiro e março) da região Norte, mais precisamente na Amazônia Central. Os ventos Alísios de nordeste estão bem mais fracos, diminuindo assim o fluxo de umidade vinda dos oceanos que adentram a região Amazônica. (PHILANDER, 1990; TRENBERTH, 1997; DRUMOND e AMBRIZZI, 2005; KAYANO et al., 2005; KAYANO e ANDREOLI, 2006).

2.1.8.2. Padrão de Dipolo do Atlântico

O Padrão de Dipolo apresenta duas fases opostas, denominadas de fase do Dipolo positivo e fase do Dipolo negativo. A fase do Dipolo positivo caracteriza-se pela presença simultânea de anomalias positivo-negativas da TSM configurando-se sobre a bacia norte/sul do oceano Atlântico tropical. A fase negativa do Dipolo apresenta a configuração oposta.

Souza et al. (2000) avaliaram a influência do Padrão de Dipolo na precipitação da Amazônia, concluindo que em anos com padrões de EN no Pacífico e um dipolo positivo no Atlântico tropical, há um efeito mais forte na redução de precipitação sobre o centro-norte e oeste da Amazônia, do que quando há apenas a ocorrência de um EN.

Para Hastenrath (2002), não há uma “gangorra” da TSM no oceano Atlântico. O primordial é o gradiente térmico da TSM entre os hemisférios, tal que, nos anos com gradiente meridional positivo mais forte no sentido sul-norte, a ZCIT se posiciona mais ao norte, resultando em um ano de chuvas abaixo das normais no NNEB, quando muito ativa, a ZCIT aumenta o gradiente de pressão entre o equador e os subtropicais (MOLION e BENARDO, 2002).

Sousa et al. (2002) observaram uma forte correlação da precipitação no Pará com os fenômenos EN e LN. Notadamente que em anos de LN com dipolo negativo favorece as chuvas no Pará. O EN com dipolo positivo está associado à redução de chuvas (seca). Quando o Atlântico sul e norte estão neutros, porém, com águas anormalmente frias verifica-se redução de chuvas e o oposto quando as águas estão anormalmente quentes.

Ferreira et al. (2015) verificaram que a variabilidade do clima amazônico é influenciada pelos modos climáticos tropicais em grande escala associados ao ENOS no oceano Pacífico e a TSM no oceano Atlântico e que o gradiente do Atlântico aparece dominante durante o outono austral. Tipicamente, um gradiente para o norte (sul) apresenta simultaneamente anomalias positivas / negativas (negativas / positivas) de TSM na bacia tropical norte / sul do oceano Atlântico. Esses gradientes meridionais controlariam hidrosticamente a pressão do nível do mar, padrões de vento e a convergência de umidade nos níveis inferiores, influenciando o posicionamento latitudinal da ZCIT durante sua migração sazonal para o Atlântico Sul.

2.1.8.3. Oscilação Madden-Julian ou Oscilação 30-60

Outro mecanismo dinâmico de grande escala que influencia diretamente os padrões pluviométricos da Amazônia é a Oscilação Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1994). Este mecanismo atua dentro da escala intrasazonal e constitui-se num fenômeno de baixa frequência dominante na maior parte da troposfera tropical caracterizando-se por uma onda atmosférica equatorial com propagação para o leste ao longo do equador em completo ciclo ao redor do globo durante aproximadamente 30-60 dias (MADDEN e JULIAN, 1994), influenciando diretamente na precipitação do Leste da Amazônia e NEB (SOUZA e AMBRIZZI, 2006).

A variabilidade na posição e nebulosidade da ZCIT pode ser também devido a OMJ (REPELLI et al., 1998), as quais podem intensificar a atividade convectiva da ZCIT durante a passagem do cavado dessa oscilação e enfraquece na passagem da crista.

Atualmente, a NOAA (*National Oceanic Atmospheric Administration*) monitora o desenvolvimento da OMJ, pois a mesma já foi reconhecida como um dos principais moduladores de tempo na região equatorial, podendo interferir nos sistemas de tempo que nela atuam (ZHANG, 2005).

Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a modulação da precipitação no Brasil e observaram que esta oscilação intrasazonal é responsável pelo aumento da precipitação sobre a Amazônia, interagindo com os sistemas responsáveis por variações submensais, como a ZCAS e ZCIT (SOUZA et al., 2005).

Vitorino (2003) e Vitorino et al. (2006) mostraram através da aplicação da Transformada de Ondeletas (TO) Morlet nos campos de pressão ao nível médio do mar, ROL emergente e vorticidade relativa em altos níveis, que esta oscilação influencia de forma distinta em cada sub-região do Brasil.

Moraes e Sá (2006) aplicaram a TO em uma série temporal de 10 anos, observaram que a escala intrasazonal foi a mais energética neste período abordado, tendo como a OMJ seu principal mecanismo atmosférico responsável por esta energia. Outro ponto destacado pelos autores foi à frequência entre cinco (5) e quinze (15) dias. Durante os mesmos períodos de modulação da atmosfera por parte da OMJ, estas escalas temporais, relacionadas à ZCAS, também apresentaram sinais de alta intensidade, reafirmando o que foi escrito anteriormente em relação à ligação existente entre estes dois fenômenos meteorológicos.

A OMJ não se relaciona apenas com sistemas de escalas menores do que a sua. Além da sua interação com a ZCAS e ZCIT, ela se conecta com outro importante mecanismo de modulação de tempo e clima da região amazônica, o ENOS. Durante a sua fase positiva de ENOS (EN) o Pacífico Equatorial leste tende a ficar anormalmente quente deslocando a célula convectiva da Oceania para leste. Com isso, a OMJ se enfraquece a ponto de desaparecer. Por outro lado, durante a fase negativa (LN) as águas sobre a Oceania ficam mais quentes, a convecção é intensificada, favorecendo a geração de OMJ (LAU e CHAN, 1988; PHILANDER, 1990; VITORINO et al., 2006).

Oliveira (2012) estudou através de dados de reanálise de ROL e componente zonal do vento, os possíveis efeitos de modulação da OMJ em diversas variáveis meteorológicas e concluiu que a ocorrência da OMJ na estação chuvosa da Amazônia Oriental pode contribuir para a intensificação da convecção e da precipitação na região com eventuais consequências adversas à sociedade como a geração de situações climáticas desastrosas, o aumento da precipitação, a intensificação dos ventos, o aumento da possibilidade de enchentes e outros desastres naturais que afetam a economia, o transporte e o bem estar da população.

Oliveira et al. (2015) investigaram, por meio de seis variáveis, a influência do OMJ sobre as características climáticas locais da Amazônia Oriental. A temperatura máxima, temperatura média de ROL e a insolação foram os que apresentaram diferença mais significativa entre as duas fases da OMJ (todas acima do nível de 95%). Estes resultados indicaram que a OMJ é capaz de modificar a dinâmica da atmosfera local. O aumento da atividade convectiva durante sua fase ativa é caracterizado por um aumento na quantidade de nuvens, reduzindo a temperatura diurna e gerando menos horas de luz solar na superfície. O oposto ocorre durante a fase inativa da OMJ. No entanto, a precipitação é uma variável mais complexa porque diversos sistemas e mecanismos meteorológicos podem influenciar no seu valor acumulado diário. A pequena diferença entre os valores médios de precipitação em cada uma das fases da OMJ pode ser uma resposta a essas várias influências, e às vezes conflitantes.

Shimizu e Ambrizzi (2016) investigaram a resposta combinada das fases dos dois fenômenos distintos, ENOS e OMJ, sobre a América do Sul, para a obtenção dos padrões médios de temperatura e precipitação para os meses de novembro a março (verão austral) e maio a setembro (inverno austral). Os resultados mostraram que os padrões de anomalias de precipitação e temperatura observadas durante as fases do ENOS, sem a ocorrência concomitante da OMJ, podem ser fortalecidos ou enfraquecidos durante eventos onde ENOS e OMJ ocorrem simultaneamente. Além disso, o efeito sobre os padrões de anomalia nestes eventos depende da fase da OMJ.

2.2. Definição do Método Utilizado para Mapear e Espacializar as Chuvas no Pará

- Análises de Agrupamento (*Cluster Analysis*)

Este termo foi utilizado pela primeira vez por Tryon (1939) e a técnica é de fato um conjunto de processos (algoritmos) de classificação que tem como objetivo agrupar dados de acordo com as similaridades entre eles.

Há inúmeros de métodos diferentes que podem ser utilizados para efetuar uma análise de Agrupamento, estes métodos podem ser classificados como: Métodos hierárquicos e não hierárquicos (CORNISH, 2007).

- Métodos hierárquicos

- Métodos aglomerativo, no qual os indivíduos começam em seu próprio *cluster* separado. Os dois *clusters* "mais próximos" (mais similares) são então combinados e isso é feito repetidamente até que todos os indivíduos estão em um *cluster*. No final, o número ideal de agrupamentos é, então, escolher de todas as soluções de *cluster*.

- Métodos divisórios, em que todos os indivíduos começam no mesmo *cluster* e a estratégia acima são aplicados em sentido inverso até que cada sujeito está em um *cluster* separado. Métodos aglomerativo são usados com mais frequência do que os métodos de divisão.

Métodos hierárquicos geram estruturas estritamente aninhadas e são muitas vezes apresentados graficamente usando um dendrograma (GORE, 2000), que é a forma mais usual de representação dos resultados de algoritmos hierárquicos e mostra intuitivamente a ordem do agrupamento (LINDEN, 2009).

Quatro métodos aglomerativo diferentes são encontrados com frequência na literatura.

Estes métodos diferem principalmente em como os elementos são comparados uns com os outros em cada fase sucessiva de Agrupamento. Sneath (1957) e McQuitty (1987) propuseram o procedimento de ligação única, no qual um objeto é incluído em um cluster que partilha um grau de semelhança suficiente com, pelo menos, um membro

de um aglomerado. Este método também tem sido referido como ligação primária, o método de mínimos, e análise de Agrupamento do vizinho mais próximo (JOHNSON, 1967; LANCE e WILLIAMS, 1967).

Neste método, a distância entre dois conjuntos é definida como sendo a distância entre os dois membros mais próximos, ou vizinhos. Este método é relativamente simples, mas é frequentemente criticado porque não tem em conta a estrutura de cluster e pode resultar em um problema chamado encadeamento pelo qual os grupos acabam por serem longos e desgrenhados. No entanto, é melhor do que os outros métodos quando os aglomerados naturais não são esféricos ou de forma elíptica.

Um segundo método de aglomeração, a que se refere à análise de articulação mais completa, é o método de máxima, ou análise de vizinho mais distante (HORN, 1943), é o oposto do método de ligação única em que a distância entre pólos é definido como a distância entre o par mais remoto e membros do *cluster*. Neste caso, a distância entre dois conjuntos é definida como sendo a distância máxima entre os membros - isto é, a distância entre os dois indivíduos que estão mais afastados. Este método tende a produzir aglomerados compactos de tamanho similar, mas, como o método do vizinho mais próximo, não tem em conta a estrutura de *cluster*. Ele também é bastante sensível às observações discrepantes.

O método de ligação média (SOKAL e MICHENER, 1958) se junta a elementos para aglomerados existentes com base no grau médio de semelhança entre o elemento e os membros existentes do *cluster*. O método de ligação média, na verdade, representa um conjunto de métodos relacionados que diferem no que diz respeito à forma como o "cálculo da média" é conduzido, ou seja, a distância entre dois *clusters* é calculada como a distância média entre todos os pares de indivíduos nos dois grupos. Este é considerado como sendo um método bastante robusto. Romesburg (1984) descreve o método do grupo par não ponderado que usa médias aritméticas de pares para recalculer a matriz de distância.

Algo relacionado com o método do grupo par não ponderado é o método centroide de análise de *cluster*. Neste método, a distância é definida como a distância entre os centros dos grupos. Considerando que o processo médio aritmético recalcula

matrizes de distância pela média de valores de distância previamente determinados, o novo cálculo de uma matriz de distância no método centroide é precedido por atualizações para a matriz de dados brutos.

Aqui, o centroide (valor médio para cada variável) de cada grupo é calculado e a distância entre o centroide é usado. *Clusters* cujos centroides estão mais juntos são mesclados. Este método também é relativamente robusto.

Um grupo final de métodos aglomerativo frequentemente utilizados pelos pesquisadores são métodos de soma de quadrado ou métodos de variância mínima. Ward (1963) é provavelmente o método de variância mínima mais amplamente utilizada, embora outros procedimentos de soma de quadrados estivessem disponíveis para o pesquisador (FRIEDMAN e RUBIN, 1967; WISHART, 1969). A proximidade relativa de um conjunto de objetos pode ser descrito utilizando o conceito da soma dos quadrados (quadrado a soma das distâncias de cada objeto a partir do valor médio do aglomerado). Usando o método de Ward, o aglomerado resulta em que o menor aumento na soma dos quadrados é formado durante cada passo. Todas as combinações possíveis de formações de fragmentação são consideradas em cada etapa subsequente.

- Os métodos não hierárquicos (muitas vezes conhecidos como métodos de k-means de agrupamento).

Nestes métodos o número desejado de grupos é especificado com antecedência e a 'melhor' solução é escolhida.

A análise de Agrupamento não hierárquico tende a ser usada quando grandes conjuntos de dados estão envolvidos. Por vezes, é preferido porque permite o indivíduo se deslocar de um conjunto para outro (isto não é possível em análise hierárquica de grupos onde um sujeito, uma vez atribuído, não pode mover-se para um grupo diferente). Duas desvantagens de análise de *clusters* não hierárquica são: (1) muitas vezes é difícil saber quantos grupos que são susceptíveis de ter e, portanto, a análise pode ter que ser repetida várias vezes e (2) que podem ser muito sensíveis à escolha de centros de *clusters* iniciais. Mais uma vez, pode valer a pena tentar diferentes para ver o impacto que isso tem.

Uma possível estratégia a ser adotada é a utilização de uma abordagem hierárquica, inicialmente, para determinar quantos grupos existe nos dados e, em seguida, usar os centros dos grupos obtidos a partir destes centros de *cluster* como iniciais no método não hierárquico (CORNISH, 2007).

Filho et al. (2005) empregando a análise de Agrupamento (*cluster Analysis*) identificaram no território brasileiro 25 zonas (regiões) homogêneas quanto a distribuição da probabilidade de chuva. Seu trabalho foi desenvolvido com objetivo de dar suporte a futuros estudos direcionado aos riscos climáticos na organização do espaço agrário nacional, principalmente em áreas com regulares dados de chuva. Na realização deste diagnóstico se empregou também o método de Agrupamento para regionalização dos dados pluviométricos.

Em pesquisa realizada no estado de Minas Gerais, Torres (2007) destaca que a homogeneização das informações pluviométricas através da análise de Agrupamento voltada para a regionalização destes dados, é uma das mais bem sucedidas aplicação estatística para suprir faltas de dados pluviométricos em uma bacia hidrográfica. Ideia compartilhada por Tucci (1993) o qual, enfatiza que através da regionalização hidrográfica empregando métodos estatísticos, é possível chegar a grupos homogêneos com semelhança na resposta hidrológica de cada região. Ainda para este autor, a regionalização é utilizada para identificar áreas que apresentem um comportamento semelhante e, assim, respostas hidrológicas podem ser correlacionadas, facilitando, desta maneira, a transposição de informações entre regiões. O que favorece a correção de falhas de observações existentes.

Melo Neto (2007a) ao analisar os processos que vem contribuindo para erosão de solos em uma das vertentes do Rio Jaguaribe no município de Conceição do Almeida no estado da Bahia, regionalizou os dados pluviométricos de sete estações meteorológicas para obter futuramente em suas análises informações que pudessem ser transpostas para os postos com dados incompletos. Para alcançar seu objetivo foi empregada uma serie de técnicas estatísticas, destacando a análise de Agrupamento de Ward.

Em outro estudo divulgado, Melo Neto (2007b) utilizou a regionalização pluviométrica para analisar os principais fatores físicos que influenciam as diferentes quantidades de chuvas que atingiu sua área de estudo no período de 1970 a 2006. Este procedimento, segundo o autor, foi importante para diagnosticar o papel do relevo na distribuição pluviométrica.

Neto e Villa Gois (2007) também empregaram a análise de Agrupamento para identificar regiões onde a pluviometria é semelhante entre si, ou seja, homogêneas na bacia hidrográfica do rio Da Dona. Seu objetivo com as regiões homogêneas é o de verificar o papel da topografia na distribuição das chuvas nesta bacia e a partir daí, diagnosticar os impactos ambientais provocados pelos sedimentos carregados pelas chuvas para as barragens construídas na referida bacia hidrográfica.

Santos et al. (2008) utilizando o método de Agrupamento de Ward para mapear a pluviosidade homogênea na bacia hidrográfica do rio Goiana-PE, verificou os principais fatores físicos, internos a bacia, que influenciam na espacialização das chuvas. Seus resultados foram, após encontrar três regiões homogêneas, que a região é fortemente influenciada por fatores marítimos e topográficos.

3. MATERIAL e MÉTODOS

3.1. Área de Estudo

A área de estudo abrange o estado do Pará (norte do Brasil) (Figura 1a) e especificamente a sua capital Belém. O Pará é o segundo maior estado do Brasil em extensão territorial com 1.248.042,515 km², dividido em 144 municípios, e tem como limites o Suriname e o Amapá ao norte, o oceano Atlântico ao nordeste, o Maranhão ao leste, Tocantins a sudeste, Mato Grosso a sul, o Amazonas ao oeste e Roraima e a Guiana ao noroeste. Os principais rios são o rio Amazonas, rio Tapajós, rio Tocantins, rio Xingu e o rio Pará (Figura 1c). Segundo o INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), a cidade de Belém, banhada pelo rio Guamá e pela Baía do Guajará (capturada por satélite- Figura 1b), é considerada a capital mais chuvosa do Brasil, com índice pluviométrico anual de 2921,9 mm/ano, possui uma área de 1.064,918 km², uma altitude de dez metros acima do nível médio do mar, trinta e nove ilhas em seu território, situadas no oceano Atlântico e limita-se com os municípios de Ananindeua, Marituba, Santa Barbara do Pará e Barcarena, além da baía do Marajó.

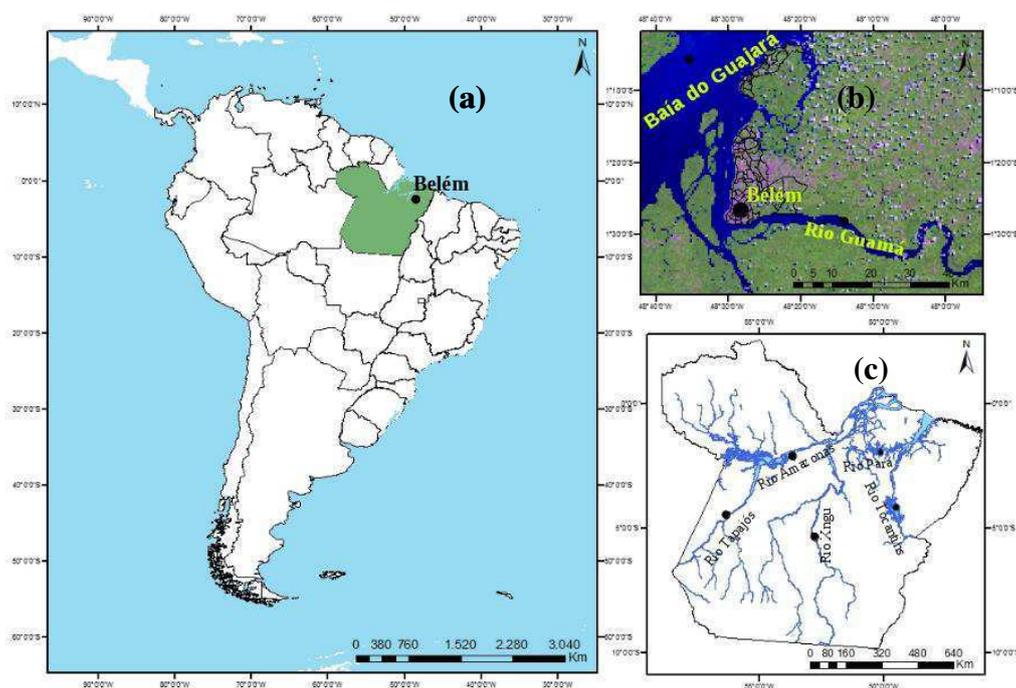


Figura 1. (a) Mapa do Brasil, em destaque, na cor verde, o Estado do Pará. (b) Imagem de satélite da cidade de Belém, as margens do rio Guamá e a Baía do Guajará. (c) Mapa do Estado do Pará e seus principais rios e afluentes. Fonte: IBGE (2010), CODEM (2009) e ANA (2016).

O clima em Belém tem influência direta da floresta amazônica, de seus rios e de sua proximidade com o oceano Atlântico. Sendo uma região onde as chuvas são constantes, a cidade apresenta duas estações: estação chuvosa (dezembro a maio) e estação menos chuvosa (junho a novembro) (Figura 3), conforme descrito por Nechet (1984a), Figueroa e Nobre (1990), Bastos et al., (2002) e Oliveira et al., (2003).

Em geral, a época chuvosa inicia-se em dezembro e tem duração de cinco a seis meses, sendo o mês de março mais chuvoso, fato que é justificado pela intensificação dos efeitos locais associados à presença da ZCIT, causando os trimestres mais chuvosos de março, abril e maio e de dezembro, janeiro e fevereiro. A época menos chuvosa, onde predominam as chuvas de caráter convectivo na forma de pancadas de chuvas isoladas, abrangem os demais meses do ano, sendo que o período de menor precipitação mensal climatológica ocorre entre os meses de agosto e novembro (ALBUQUERQUE et al., 2010) (Figura 2).

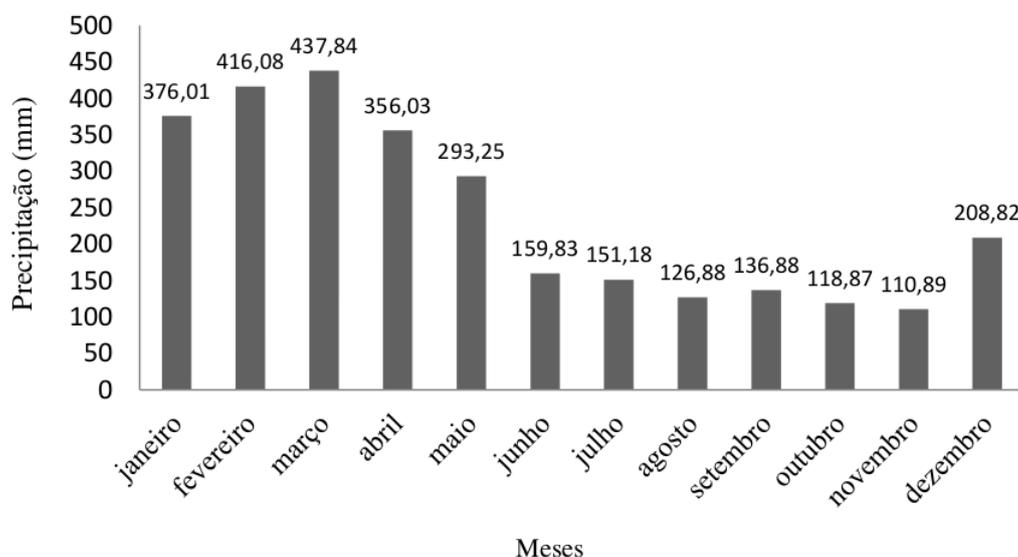


Figura 2. Médias climatológicas da precipitação mensal (média 1961-1990) representativas de Belém do Pará para os meses de janeiro a dezembro. Adaptado pelo autor. Fonte de dados: INMET

A distribuição espacial e temporal da precipitação na região Amazônica tem sido objeto de vários estudos tais como: Figueroa e Nobre (1990); Marengo (1995); Souza e Ambrizzi (2003); Lopes (2009); Amanajás e Braga (2012), os quais têm mostrando o caráter relevante da precipitação na região, pois eventualmente a mesma pode influenciar no comportamento de outras variáveis atmosféricas, como temperatura, umidade relativa do ar, vento, dentre outros (FISCH e MARENGO, 1998).

3.3. Dados

Neste trabalho utilizam-se dois conjuntos de dados. Um conjunto de dados pluviométricos horários, de cinco (5) estações automáticas do INMET, e outro conjunto de dados diários de vinte e cinco (25) estações distribuídas no estado do Pará, sendo quinze (15) estações do INMET e dez (10) da Agência Nacional de Águas (ANA). Para os períodos de 2003 a 2015 e de 2008 a 2015. A Figura 3 ilustra o mapa do estado do Pará com a numeração de cada estação e, abaixo, a listagem com o nome de cada uma das estações e suas respectivas coordenadas (Tabela 1).

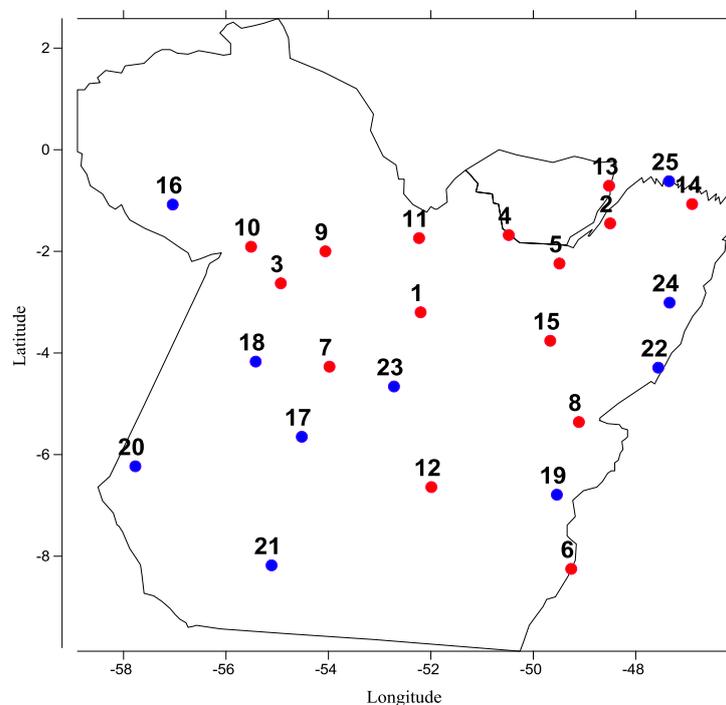


Figura 3. Espacialização das estações pluviométricas no estado do Pará. Bolas em azul representam as estações da ANA e as bolas em vermelho, as estações do INMET.

Tabela 1. Representação das estações selecionadas e suas respectivas coordenadas.

Numero	Estação	Município	Latitude	Longitude
1	ALTAMIRA	ALTAMIRA	-3,2	-52,2
2	BELEM	BELEM	-1,45	-48,5
3	BELTERRA	BELTERRA	-2,63	-54,93
4	BREVES	BREVES	-1,68	-50,48
5	CAMETA	CAMETA	-2,24	-49,49
6	CONCEIÇÃOARAGUAIA	CONCEIÇÃOARAGUAIA	-8,25	-49,26
7	ITAITUBA	ITAITUBA	-4,27	-53,98
8	MARABA	MARABA	-5,36	-49,11
9	MONTEALEGRE	MONTEALEGRE	-2	-54,06
10	OBIDOS	OBIDOS	-1,91	-55,51
11	PORTOMOZ	PORTOMOZ	-1,74	-52,23
12	SÃO FELIX XINGU	SÃO FELIX XINGU	-6,64	-51,99
13	SOURE	SOURE	-0,71	-48,52
14	TRACUATEUA	TRACUATEUA	-1,07	-46,9
15	TUCURUI	TUCURUI	-3,76	-49,67
16	CACHOEIRA DA PORTEIRA	ORIXIMINÁ	-1,08	-57,04
17	CAJUEIRO	ALTAMIRA	-5,65	-54,52
18	CUPARI	RURÓPOLIS	-4,17	-55,42
19	FAZENDA SANTA ELISA	SAPUCAIA	-6,79	-49,54
20	JACAREACANGA	JACAREACANGA	-6,23	-57,77
21	KM947BR163	ITAITUBA	-8,18	-55,11
22	KM ZERO PA 70	DOM ELISEU	-4,29	-47,56
23	MONTE ALEGRE DO XINGU	ALTAMIRA	-4,66	-52,72
24	PARAGOMINAS	PARAGOMINAS	-3,01	-47,34
25	SALINOPOLIS	SALINOPOLIS	-0,62	-47,35

3.4. Descrição dos Dados

Inicialmente, foram utilizadas séries temporais de precipitações horárias para a estação de Belém, cedidas pelo INMET através do 2º Distrito de Meteorologia (2º DISME). Depois, foram escolhidas series de precipitações diárias de estações do INMET, porém, o INMET só dispõe de 15 estações ao longo do Pará, e por isso, optou-se em selecionar estações da ANA abrangendo assim todo o estado. Foram escolhidos dois períodos. O primeiro de 2003 a 2015 de séries horárias de precipitações da estação

de Belém, cedida pelo 2º DISME. Esses anos foram escolhidos devido à mesma ter sido fundada no ano de 2003. Os acumulados observados, por exemplo, são acumulados das 12h00 UTC (09h00 HL) às 12h59 UTC (09h59 HL), o qual corresponderia ao horário das 13h00 UTC (10h00 HL) e assim sucessivamente.

Os horários utilizados foram da 00h00 às 23h00 UTC. Para isso, foram feitas análises do percentual de contribuição das precipitações em relação ao total mensal em Belém, utilizando a estatística descritiva, com objetivo de sintetizar diversos valores de mesma natureza, para que se tenha uma visão global da variação dos valores (GUEDES et al., 2010) e elaboração de histogramas. Para tanto, utilizou-se planilhas do software @ *Microsoft Office Excel 2010*.

O segundo conjunto de dados utilizados foram diários dos anos de 2008 a 2015, que são precipitações acumuladas de 24 horas, observações feitas todo o dia às 12h00 UTC (09h00 HL), para a regionalização (determinação das regiões homogêneas), esses também foram escolhidos devido os dados diários, das demais estações, cedidos pelo INMET terem sido fundadas a partir de 2008. O objetivo da análise de Agrupamento foi de realizar um estudo sobre o estado do Pará, delimitando as regiões que apresentassem similaridade no padrão pluviométrico. Para efetuar a regionalização, foi utilizado o método hierárquico aglomerativo de Ward (WARD, 1963), tendo como medida de dissimilaridade a distância euclidiana. Este é um dos métodos mais utilizados em estudos para minimizar a variabilidade entre os dados, agrupando elementos que devem possuir uma homogeneidade e os elementos dos outros grupos diferentes devem possuir uma alta heterogeneidade (HAIR et al., 2005).

Para comparação das fases do ENOS com a variabilidade interanual da precipitação foi utilizado o índice do Niño Oceânico (INO) do “*Climate Prediction Center*” da “*National Oceanic and Atmospheric Administration*” (NOAA), disponível www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. No site Este índice define as fases com base na ATSM em intensidade fraca (ATSM de 0,5°C a 0,9°C), moderada (1,0°C a 1,4°C) e forte ($\geq 1,5^\circ\text{C}$).

Tabelas (em anexo) de frequência de chuva por hora, para cada mês e para o período, foram construídas com os dados disponíveis. A partir delas foram elaborados

histogramas do número de dias com chuva segundo o horário e, usando-se esses últimos, foram elaborados polígonos de frequência representando o número de dias com chuva segundo a hora, para cada mês e para o período considerado. Isso permitiu se verificar os horários de maior e menor frequência de precipitação, em cada mês e no período abordado. Um polígono de frequência foi, então, gerado para o primeiro semestre do ano, onde se concentra a maior parte da precipitação (inclusive maior volume de chuva) sobre a região principalmente nos meses de março e abril (KOUKY, 1979; HASTENRATH e HELLER, 1977; STRANG, 1972), considerado, portanto, o semestre “chuvoso”, e outro foram elaborados para o segundo semestre (considerado menos chuvoso, ou “seco”).

A forma gráfica usada para representar o resultado final dos diversos agrupamentos é o dendrograma. Nele estão dispostas linhas ligadas segundo os níveis de similaridade que agrupam pares de indivíduos ou de variáveis. O dendrograma mostra graficamente como os agrupamentos são combinados em cada passo do procedimento até que todos estejam contidos em um único agrupamento (LANDIM, 2011).

Os procedimentos das análises, como as representações dos resultados através do dendrograma foram feitas por meio do Software *SPSS 13.0 (Statistical Package for Soil Sciences)*.

Com a seleção desses dados foram calculadas pântadas apenas para o agrupamento das estações e para mapear a pluviosidade homogênea. Para isso, os dados foram tratados e organizados para calcular as médias diárias. Esta planilha foi utilizada para fazer o método de Agrupamento hierárquico de Ward e para confecção dos mapas, utilizou-se o programa *Surfer 8.0*. Posteriormente, foram selecionadas algumas estações pluviométricas que apresentaram pluviosidades semelhantes às da cidade de Belém, para analisar através de dados horários dessas estações as que apresentaram o mesmo regime de chuva, no período da tarde.

3.5. Metodologia

3.5.1. Estatística Descritiva

Por meio da estatística descritiva é possível obter características essenciais para a formação de histograma de frequência relativas de uma amostra de dados hidrológicos (NAGHETTINI e PINTO, 2007). Para este estudo foram calculadas as medidas de tendência central.

- Medida de Tendência Central

A média é a medida da posição mais frequentemente usada e tem um significado teórico importante na estimativa de amostras. É calculada pela seguinte fórmula:

$$\bar{X} = \frac{x_1 \dots \dots \dots, x_n}{N} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n x_i \quad (1)$$

Em que \bar{X} é a média; N é o tamanho da amostra e x_i até x_n são os somatórios da amostra.

3.5.2. Métodos de Agrupamentos (*Cluster*)

Existem dois tipos de métodos ou algoritmos de classificação de grupos. Um é o método hierárquico, onde a partição dos grupos se dá a partir de um mínimo de grupos não definidos inicialmente, os grupos majoritários são divididos em subgrupos minoritários agrupando aqueles indivíduos que apresentam características semelhantes.

A estrutura final das classes é apresentada sobre a forma de uma árvore de classificação (dendrograma) que apresenta uma síntese objetiva dos resultados (EVERITT, 1993; WILKS, 2006).

3.5.3. Método de Ward

Este é um método hierárquico que utiliza a distância euclidiana para medir a similaridade ou dissimilaridade entre os indivíduos, ou seja, a distância entre os indivíduos X_i e X_j é dada por (EVERITT, 1993):

$$\mathbf{d}_{ij} = [\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j] = \left[\sum_{k=1}^p (\mathbf{x}_{i,k} - \mathbf{x}_{j,k})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

O método de Ward forma grupos, minimizando a dissimilaridade, ou minimizando o total das somas de quadrados dentro de grupos, também conhecida como soma de quadrados dos desvios (SQD). Em cada etapa do procedimento, são formados grupos, de tal maneira que a solução resultante tenha o menor SQD dentro de grupos. Nessas etapas, são consideradas as uniões de todos os possíveis pares de grupos e, os dois que resultam em menor aumento de SQD são agrupados até que todos os grupos formem um único, reunindo todos os indivíduos (EVERITT e DUNN, 1991). Este método propõe também que em qualquer fase da análise a perda de informação que resulta do agrupamento de elementos entre grupos, é medida pela SQD de cada ponto a média do grupo a qual pertence. (EVERITT, 1993).

$$SQD = \sum_i^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \quad (3)$$

Onde n é o número total de elementos do agrupamento e x_i é o i -ésimo elemento do agrupamento.

Valores médios da precipitação mensal foram organizados na forma de matriz $P_{n \times p}$, em que o elemento P_{ij} representa o valor da i -ésima variável (localidade) do j -ésimo indivíduo (dia). Dessa forma, cada vetor linha representa uma localidade e cada vetor coluna representa um dia.

Depois do agrupamento dos dias com precipitação similar, aplicou-se novamente o método de Ward para determinar, dentro de cada um dos períodos diários definidos, as regiões homogêneas de localidades com similaridade da precipitação. Nesse caso, a matriz $P_{n \times p}$ foi organizada de forma que os indivíduos representam as localidades e os dias agrupados (períodos), as variáveis.

4. RESULTADOS e DISCUSSÃO

4.1. Análise da Precipitação no Estado do Pará

4.1.1. Variabilidade dos Totais Médios Anuais da Precipitação no Estado do Pará

O estado do Pará está inserido na região Amazônica, apresentando grande dimensão territorial. A variabilidade espaço-temporal das chuvas na região sofre influências do efeito local, dos sistemas de meso e grande escalas tais como, aglomerados convectivos, LI, sistemas meteorológicos transientes (cavados quase estacionários), ZCIT e ZCAS (COHEN et al., 1989; QUADRO, 1994; COELHO et al., 2004). Assim, a atuação desses diferentes sistemas meteorológicos em diferentes escalas de tempo, resulta em uma distribuição pluviométrica elevada, porém não homogênea. A Figura 4 mostra a variabilidade espacial dos totais médios anuais das chuvas no Pará no período estudado. Os maiores volumes superiores a 2.000mm/ano encontram-se no nordeste e noroeste do estado, e os menores inferiores a 1700 mm/ano no centro-sul do estado.

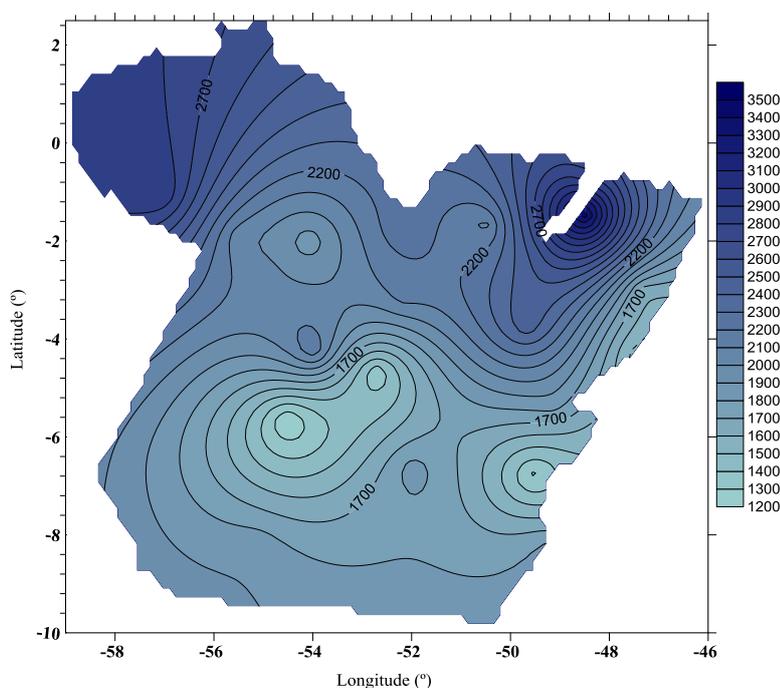


Figura 4. Espacialização dos totais médios anuais (2008-2015) pluviométricos (mm) no estado do Pará.

4.1.2. Medidas de Tendência Central e Contribuição Pluvial

Foi efetuada uma abordagem climática das chuvas, para o cálculo da média aritmética, proporcionando uma visão quantitativa das contribuições percentuais de cada hora do dia das precipitações nos anos de 2003 a 2015. A Figura 5 mostra o comportamento do ciclo horário da precipitação na cidade de Belém-PA e a média percentual da contribuição pluviométrica do total mensal dos anos de 2003 a 2015.

Visto que Belém possui característica bem definida, como o aquecimento superficial no decorrer do dia e maior quantidade de precipitação no fim da tarde e início da noite, a figura mostrou maiores contribuições entre 15h00 e 18h00 HL (média de 14%). Destaque na figura é que entre o final da noite, durante a madrugada e no início da manhã (de 22h00 as 12h00 HL) a média de contribuição é mínima, alcançando valores abaixo de 2%. No começo da tarde (13h00 HL) essa contribuição aumenta gradativamente e às 16h00 HL alcança o pico máximo (17%), nesse horário há condições propícias para o desenvolvimento de nuvens cumuliformes (cúmulos congestus e Cbs, isto é, dimensão vertical acentuada), formando, então, fortes precipitações principalmente no período da tarde, aumentando, assim, a contribuição, e a partir das 17h00 HL, observa-se que esses valores tem um decréscimo.

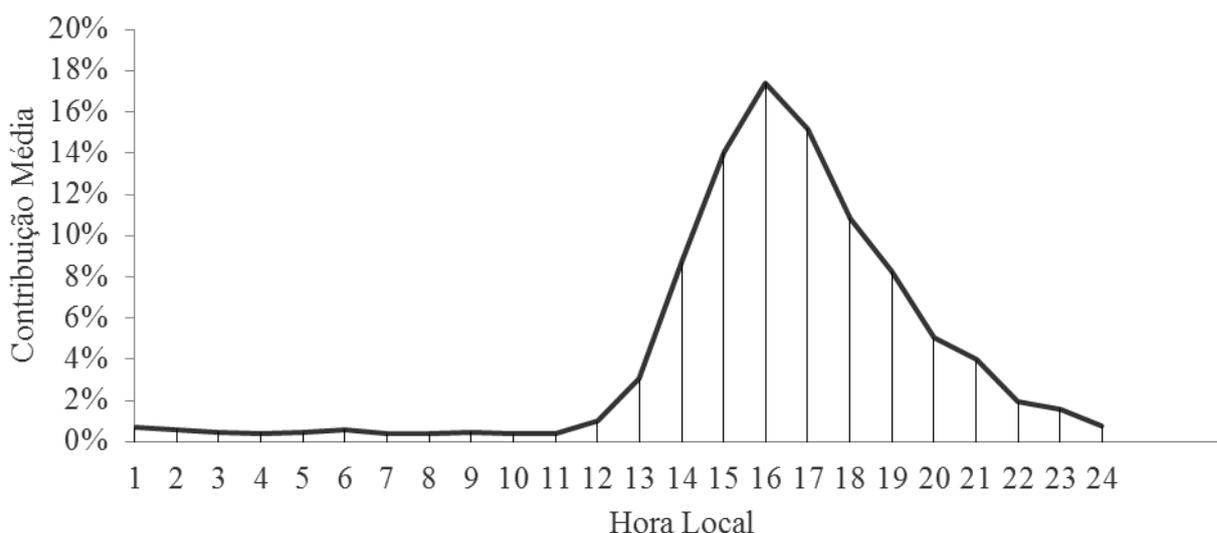


Figura 5. Média percentual de precipitação da contribuição diária referente aos anos de 2003 a 2015.

4.1.3. Análise da contribuição percentual dos meses mais chuvosos

A Figura 6 mostra a variação horária da média percentual da contribuição pluviométrica do total mensal para Belém-PA, nos anos de 2003 a 2015, referentes aos meses mais chuvosos.

Nota-se na figura, que em todos os meses as maiores contribuições foram nos horários vespertinos com valores acima de 10% e um pico máximo no horário em torno das 16h00 HL. Esse máximo pode ser justificado pela atuação da ZCIT e pelos efeitos de mesoescala, como as LI que se propagam para oeste como uma linha de Cbs e associadas à BM, formada no período da tarde, provoca chuvas intensas, com mais frequência entre abril e agosto, e também, à formação de MLF, que ocorrem entre às 12h00 e 14h30 HL, e entre as 14h30 e 20h00 HL, a formação de micro linhas de instabilidade marítima.

As características observadas seguem do mesmo modo em todos os meses com valores abaixo de 2% desde a madrugada até o meio da tarde, com picos ao final da tarde e no início da noite. Deste modo, a expectativa de ocorrência de precipitação durante a manhã é baixíssima. Por outro lado, a partir das 15h00 HL o aquecimento superficial e a circulação de brisa no litoral deixa a atmosfera favorável à formação de nuvens com topos elevados, aumentando a probabilidade de ocorrência de precipitação intensa e rápida.

No mês de dezembro, devido às chuvas voltar para o período da tarde, esse pico máximo apresenta com maior valor (26%) e no mês de maio, seria menor, correspondendo a 14%. Há um pequeno aumento nas contribuições nos meses de abril e maio, no período da noite em relação aos outros meses que na figura observa-se abaixo de 2%. Isso pode estar relacionado ao deslocamento da ZCIT para o HN nesses meses.

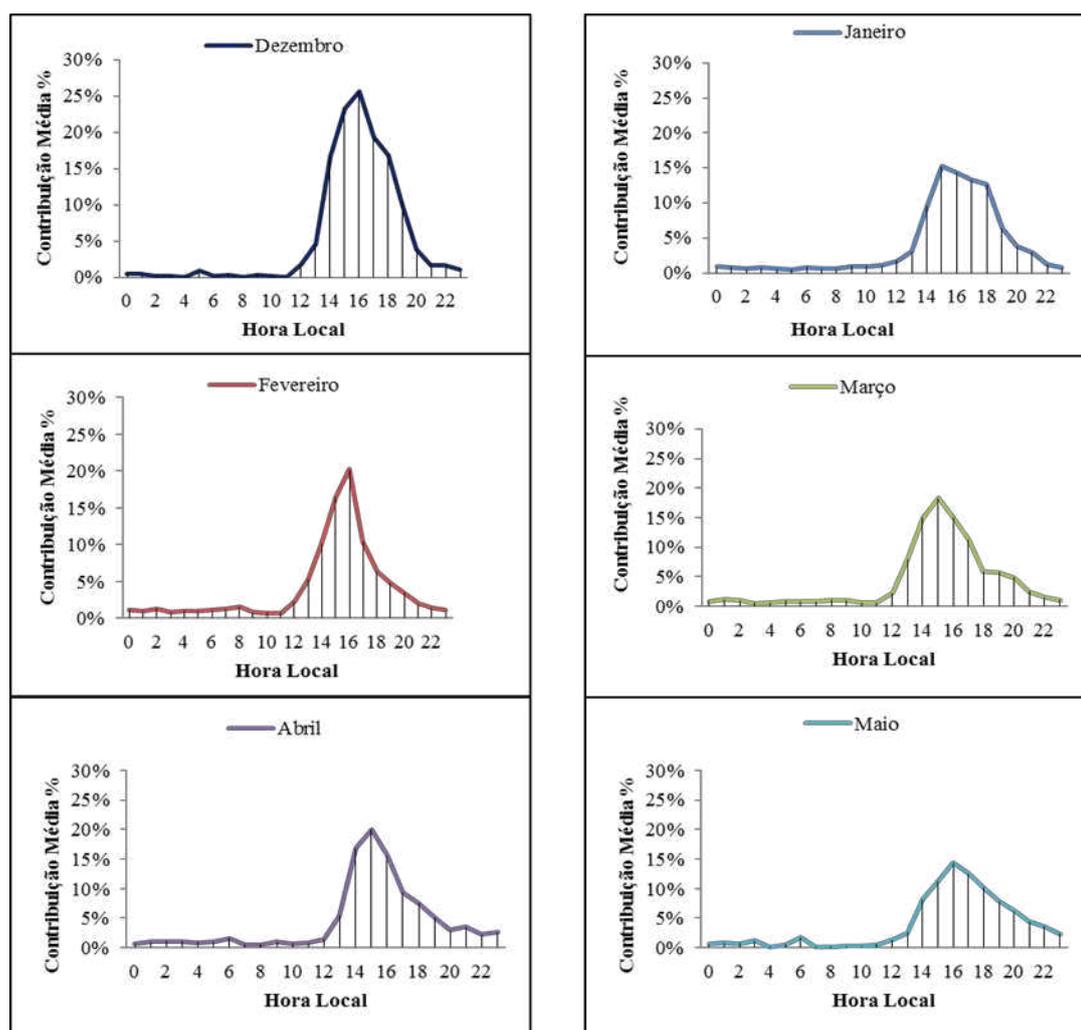


Figura 6. Variação horária da média percentual da contribuição do total pluviométricos mensais referentes ao período mais chuvoso (dezembro a maio) em Belém.

4.1.4. Análise da Contribuição Percentual Horária da Precipitação nos Meses Menos Chuvosos

Apresenta-se, na Figura 7, o ciclo horário da média percentual da contribuição do total pluviométrico, nos meses menos chuvosos em Belém, dos anos de 2003 a 2015. Observa-se que de setembro a novembro, considerado o período de estiagem, a precipitação geralmente é provocada pelos fenômenos de mesoescala (BASTOS et al., 2002), com isso as maiores contribuições estão no período da tarde, correspondendo a 26% do total pluviométrico e as contribuições à noite alcançam valores abaixo de 2%, semelhante à figura 6. O ciclo horário apresenta dois máximos, o primeiro no mês de setembro e o segundo em novembro com um percentual médio de 25% do total

pluviométrico, no horário entre as 16h00 HL e 17h00 HL. Nos outros meses (junho, julho, agosto e outubro) essa contribuição ficou em torno de 15%.

Nos meses de junho, julho e agosto notam-se uma contribuição um pouco maior no período da noite, em torno de 5%, isso deve está relacionado aos SCM, que são sistemas que se originam no período da noite, além de MLF que tem frequência no mês de agosto e o maior número de ocorrências de LI visto entre os meses de abril a agosto, neste período destaca-se a formação de LIP (COHEN el al.,1989).

Além de essa curva apresentar contribuições no período noturno, nos meses de junho, julho e agosto, meses do fim do período chuvoso, as mesmas podem ter sido provocadas, também, por efeitos locais, como as BT e BM e por DOL, visto que a maior frequência desses sistemas é principalmente no período da tarde e conseqüentemente as maiores contribuições ficou nesse período, e assim, a menor contribuição no período noturno, é observada nos meses de outubro, novembro e dezembro, quando a ZCIT encontra-se mais ao norte da sua climatologia.

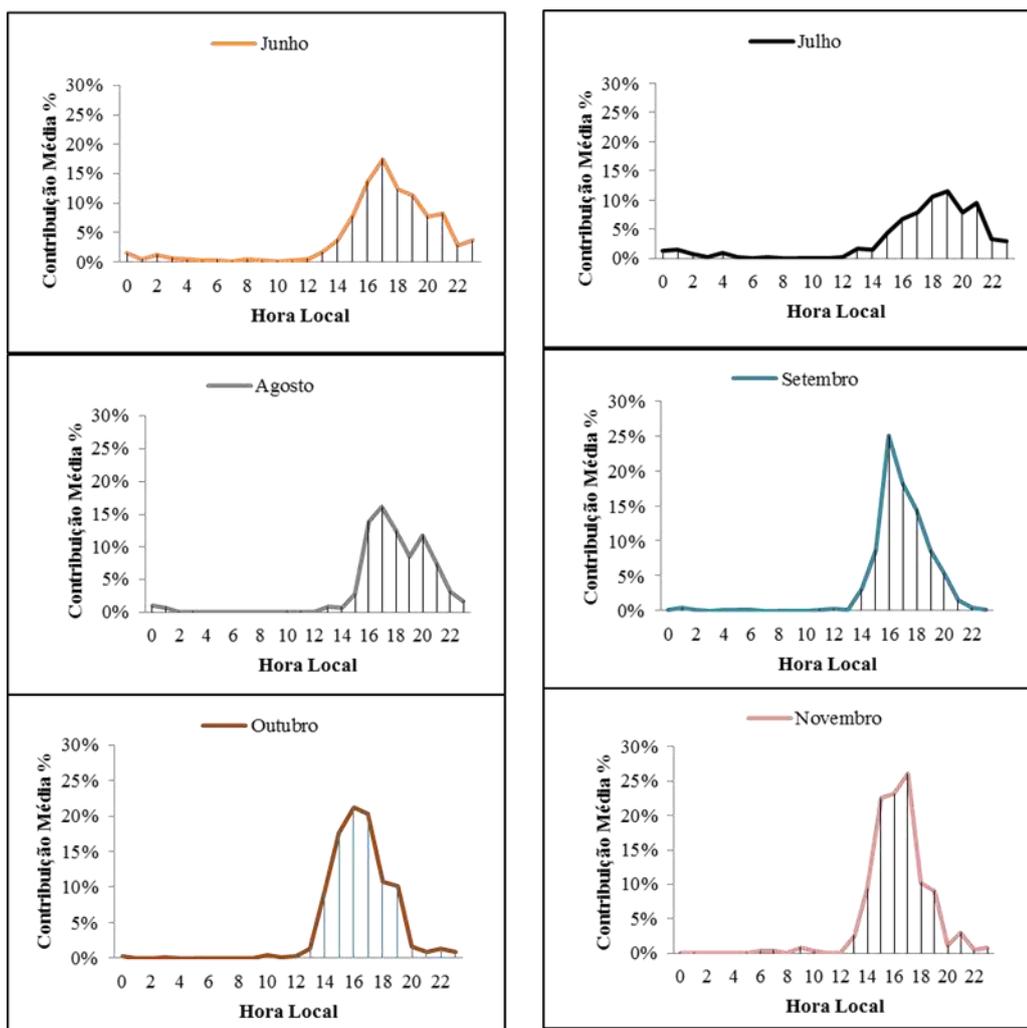


Figura 7. Variação horária da média percentual da contribuição do total mensal referentes ao período menos chuvoso (junho a novembro) em Belém.

4.1.5. Análise Interanual e Mensal da Precipitação para os Anos de 2003 a 2015 e os Eventos ENOS na Precipitação de Belém-PA.

A Figura 8 apresenta a variabilidade interanual do acumulado da precipitação durante os anos de 2003 a 2015. Notou-se que esse acumulado variou de 2500 mm/ano a 3800 mm/ano. Os anos que apresentaram maiores acumulados de precipitação foram em 2006 com 3663,8mm, 2013 apresentou 3775,6 mm, 2011 com 3592,2 mm e 2012 com 3563 mm de chuva. Excetuando os anos de 2006 e 2013 que foram anos neutros, os anos de 2011 e 2012 estiveram sob a influência do fenômeno LN que aumenta as chuvas na cidade de Belém. Os menores volumes de precipitação ocorreram nos anos de 2003 com 2769,4 mm de chuva e 2004 com 2940,2 mm. Esses anos estiveram sob a

influência do fenômeno EN que inibe as chuvas em Belém-PA. Esses resultados corroboram com CPC/NOAA (2010) que observaram o ENOS foi negativo nos anos de 2003, 2004-2005 e 2006-2007(início). E nos anos de 2007(final)- 2008 o índice foi positivo configurando um evento LN, conforme a Tabela 2.

Tabela 2. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 2003 a 2015.

Anos	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2003	0.9	0.7	0.4	0	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
2004	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7
2005	0.7	0.6	0.5	0.5	0.3	0.2	0	-0.1	0	-0.2	-0.5	-0.7
2006	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9	0.9
2007	0.7	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.6	-0.9	-1.1	-1.3	-1.3
2008	-1.4	-1.3	-1.1	-0.9	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.7
2009	-0.7	-0.6	-0.4	-0.1	0.2	0.4	0.5	0.5	0.6	0.9	1.1	1.3
2010	1.3	1.2	0.9	0.5	0.0	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.4	-1.4
2011	-1.3	-1.0	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.6	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9
2012	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2014	-0.5	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.4	0.5	0.6
2015	0.6	0.5	0.6	0.7	0.8	1.0	1.2	1.4	1.7	2.0	2.2	2.3
						LA NIÑA	NORMAL	EL NIÑO				

Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2016).

Os eventos ocorridos em 2006 e 2013 estiveram entre os anos de maiores volumes de precipitação anuais, porém o fenômeno ENOS estava em neutralidade, indicando que existiu influência de outro padrão para a variação acentuada da precipitação nestes anos. Segundo Souza e Nobre (1998) sugerem que a TSM do oceano Atlântico interfere na ocorrência das chuvas na Amazônia, onde o gradiente térmico meridional e inter-hemisférico sobre o Atlântico Equatorial exerce influência no deslocamento norte-sul da ZCIT, que constitui o principal sistema meteorológico indutor de chuvas no nordeste da Amazônia.

Já nos anos de 2007-2008 foi identificado pelo CPTEC/INPE (2010) um evento LN de forte intensidade, conforme mostrando pelo IOS negativo na Tabela 1, entretanto no ano de 2007, o cenário de precipitação não foi muito diferente do ano de 2011 e 2012, pois a precipitação em Belém, mostradas na Figura 9, foi menor, como deveria acontecer em anos de LN, assim pode-se afirmar que esse fenômeno possuiu pouca influência no regime pluviométrico na cidade de Belém. Essa região também experimenta a ocorrência de sistemas atmosféricos de mesoescala, como SCMC que são facilmente observados por satélite. Em 2011, ano de LN (Figura 9), os SCMC maiores foram mais frequentes e restritos à foz do rio Tocantins e da Baía de Marajó, conforme analisado por Sodré (2013). Embora o ENOS tenha um papel importante na interação entre a TSM e a precipitação da Amazônia, ele não é o único modulador da precipitação nesta região, por isso que nem todos os eventos de maiores/menores precipitações estão associados a este padrão.

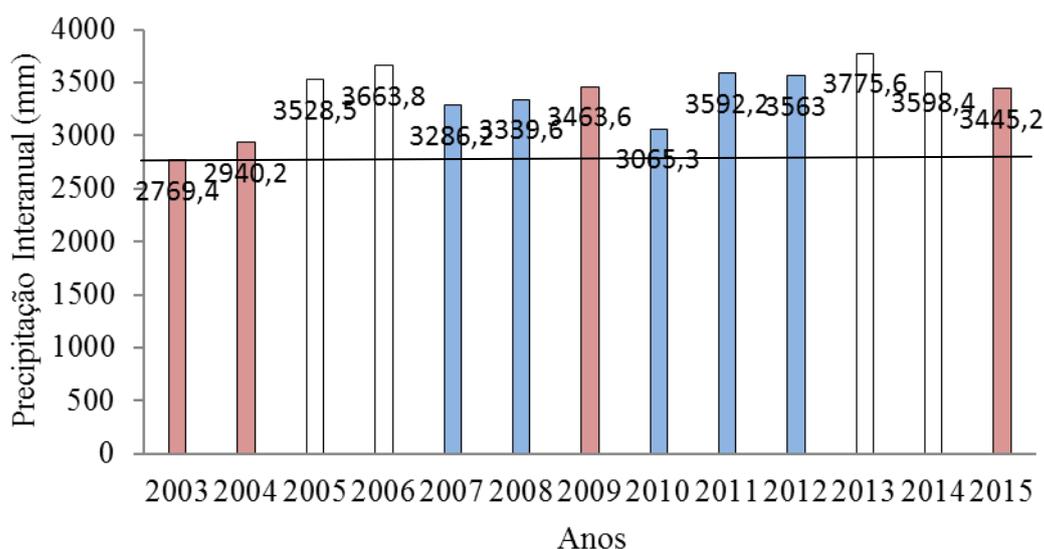


Figura 8. Variabilidade interanual da precipitação em Belém para 2003-2015. As barras na cor vermelha representam os anos que estiveram sob a influência do fenômeno El Niño, as barras em azul estiveram sob influência do fenômeno La Niña e as brancas foram anos que não estiveram sob a influência do ENOS. Linha contínua é a média pluviométrica anual.

Analisando a precipitação média mensal em mm. dia^{-1} nos anos de 2003-2015 (Figura 9) é possível observar que nos meses de dezembro a maio, meses mais chuvosos, ocorreu uma média mensal de $13,2 \text{ mm. dia}^{-1}$ de precipitação (72,7 % do total da média mensal). Os meses com maior precipitação foram março e abril, a média mensal desses dois meses foi de $16,2 \text{ mm. dia}^{-1}$ de chuva (29,7 % do total da média

mensal). Enquanto que nos meses menos chuvosos (junho a novembro) a média mensal foi de 5 mm. dia⁻¹, o que representou 27,3 % do total da média mensal.

A variabilidade da precipitação entre os dois períodos (chuvoso e menos chuvoso) mostra a influência dos fenômenos de meso e grande escala no aumento e na redução de precipitação. O volume de precipitação, no período chuvoso, está relacionado ao período de atuação da ZCIT e da MJO na região (DE SOUZA e AMBRIZZI, 2006). Enquanto que no período menos chuvoso, as LI são responsáveis por cerca de 45% da ocorrência das chuvas (COHEN et al., 1995).

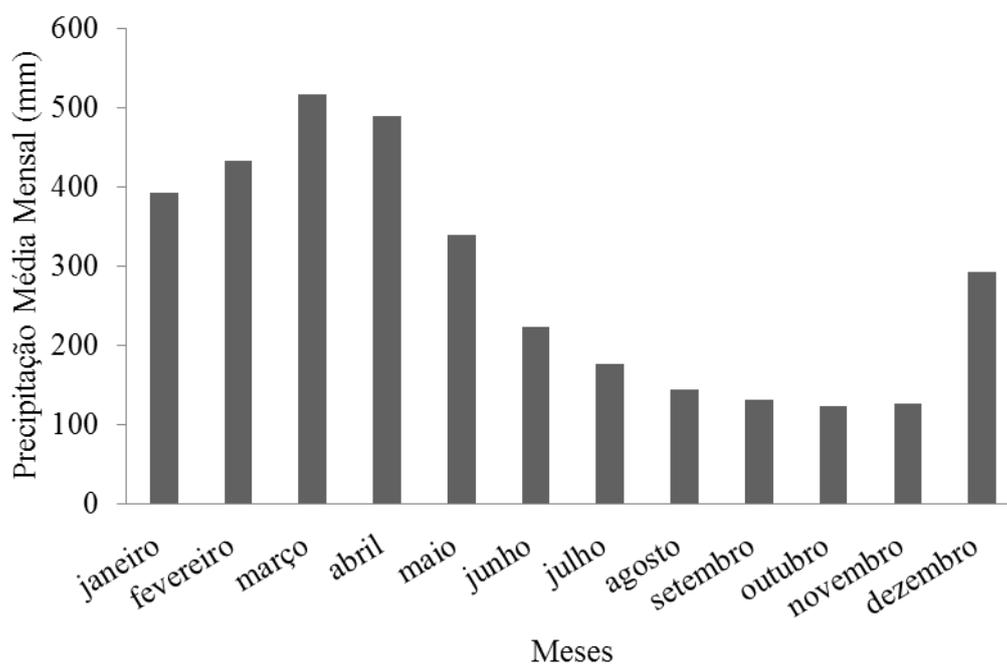


Figura 9. Média mensal em mm dia-1 entre 2003 a 2015 para Belém-PA.

A Figura 10 mostra a frequência de chuva por hora, nos anos de 2003 a 2015, de Belém, para cada mês do primeiro semestre (chuvoso). Observa-se a partir da figura, que os meses de fevereiro e março apresentaram o maior número de dias chuvosos, seguidos dos meses de janeiro, abril e maio e, por fim junho. Mas um grande destaque da figura se refere à concentração das chuvas no período vespertino até o início da noite para todos os meses considerados. O período da madrugada é o que apresenta a menor frequência também em todos os meses do primeiro semestre. Percebe-se ainda, uma gradual elevação do número de eventos de chuva no início da manhã.

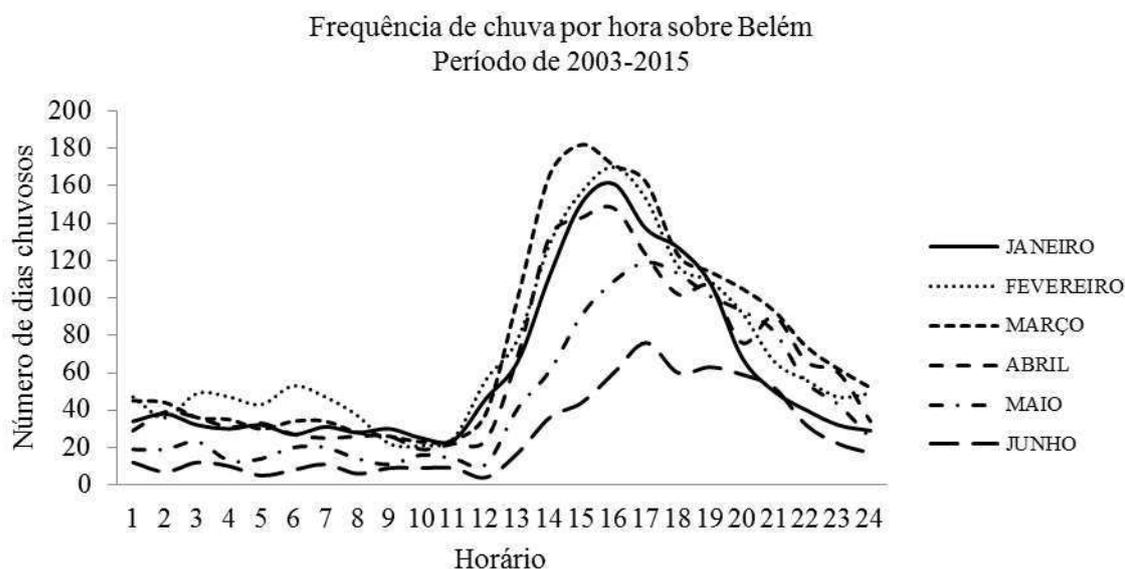


Figura 10. Frequência de chuva por hora para os meses de janeiro a junho, para o período de 2003 a 2015, para a estação meteorológica de Belém-PA.

A Figura 11, semelhante à figura anterior, mostra a frequência de chuva por hora para o segundo semestre (menos chuvoso, ou seco). Observa-se redução do número de eventos de chuva, quando comparado com o primeiro semestre só que numa magnitude menor, que a maior parte das chuvas se concentra também no período da tarde para a noite. No horário da madrugada percebe-se uma sensível redução da ocorrência de precipitações, padrão muito parecido com a figura do período chuvoso. Mas um destaque é a concentração das chuvas no mês de dezembro quando as chuvas começam a voltar para o período da tarde e o mês de julho em que a maior concentração fica no período da noite.

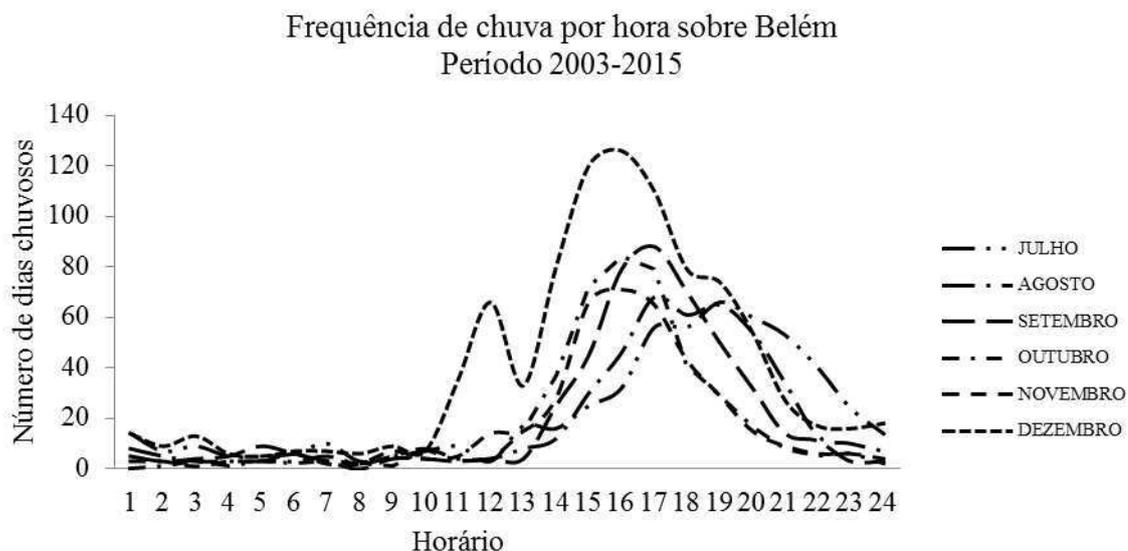


Figura 11. Frequência de chuva por hora para os meses de julho a dezembro, para o período de 2003 a 2015 para a estação meteorológica de Belém-PA.

4.1.6. Aplicação da Análise de Agrupamento

A análise de cluster foi feita para agrupar elementos de dados baseando-se na similaridade entre eles. Os grupos foram determinados de forma a obter-se homogeneidade dentro dele e heterogeneidade, com isso, têm-se as 25 estações separadas por grupos. A Figura 12 mostra o dendrograma representativo da homogeneidade existente entre as precipitações de cada estação.

Um corte na horizontal, delimitando a formação de 3 grupos intra-homogêneos se mostrou mais eficaz e melhor distribuído que um com dois grupos. Uma vez que com dois grupos não seria interessante para o objetivo que gostaríamos de alcançar, o qual seria de analisar as estações que apresentariam distribuição de chuva semelhante com a de Belém. De forma que a melhor caracterização para o método de Ward foi de 3 grupos. Um corte com um número maior de grupos teria grupo com apenas duas estações.

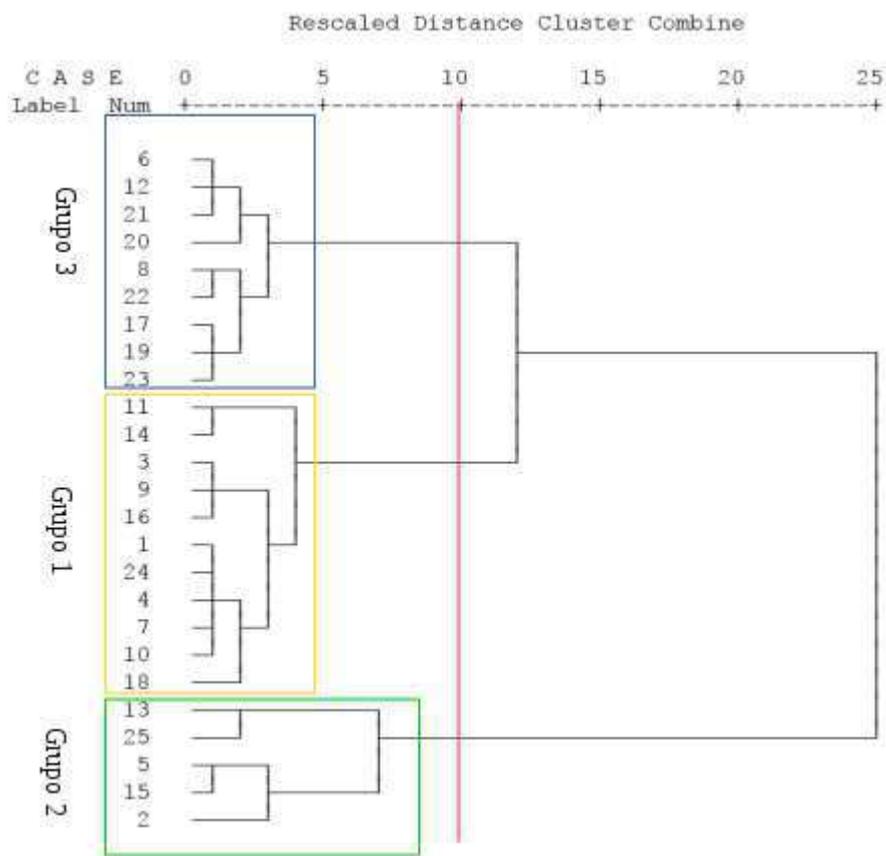


Figura 12. Dendrograma resultante do método de Ward para as 25 estações pluviométricas utilizadas.

A Figura 13 apresenta a distribuição geográfica dos grupos no estado do Pará, onde o Grupo 1 (losangos rosa) se localiza mais a noroeste, em seguida vem o Grupo 2 (cruz verde) no nordeste e no sudeste/sul se encontra o Grupo 3 (bolas azuis). Ressalta-se que algumas áreas do noroeste e sul do Pará, onde há topografia relativamente acentuada, condições de difícil acesso e/ou com reservas indígenas, a densidade de estações é relativamente mais baixa, por isso nas áreas brancas não há estações.

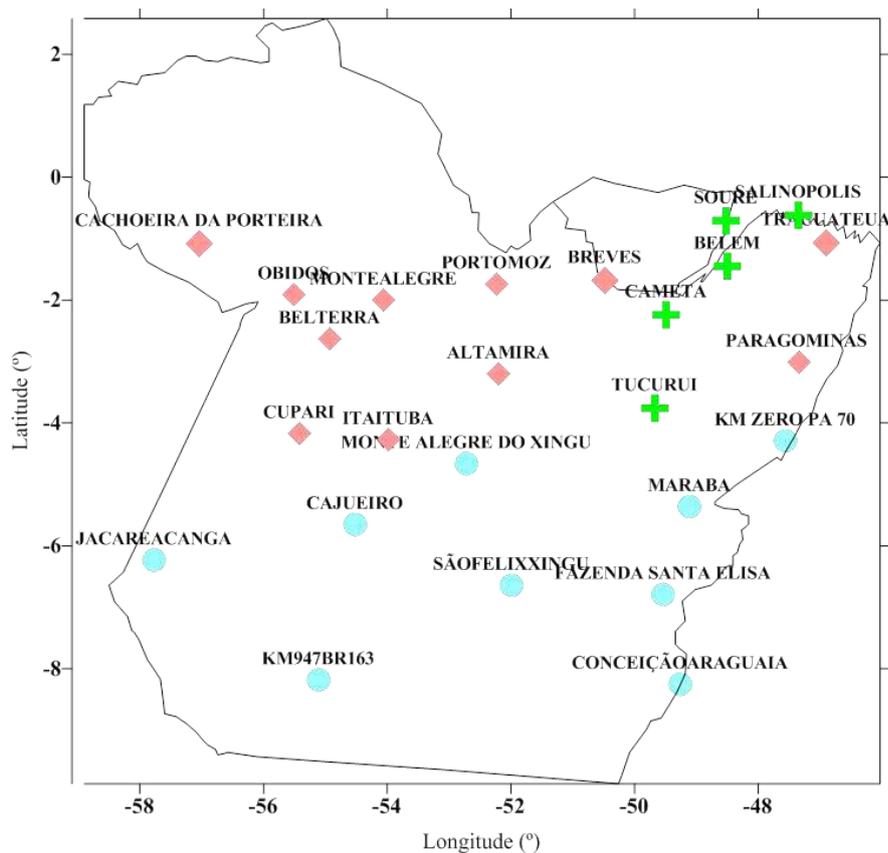


Figura 13. Distribuição espacial dos 3 grupos segundo o método de Ward. Bola em azul (Grupo 1), cruz verde (Grupo 2) e losangos vermelhos (Grupo 3).

Analisando a Figura 14, verificamos a similaridade e a diferença na configuração mensal da precipitação. A similaridade entre os grupos pode ser observada nos meses mais chuvosos, março e abril e a diferença entre eles está apenas na intensidade da precipitação, perfil observado em todos os grupos.

No Grupo 2, os valores médios são maiores nos meses mais chuvosos. A mesma análise pode ser feita para a configuração similar no Grupo 1, sendo observado na figura que os menores valores estão entre agosto e setembro, porém com valores bem menores que no Grupo 2.

Na relação entre os Grupos 1 e 3, se verifica que no Grupo 3 os valores médios mensais são menores do que o do grupo 1, com destaque para os meses de junho, julho e agosto que alcançam uma média de valores menores que 100 mm no Grupo 3.

Assim, podemos entender que os sistemas meteorológicos mais significativos que influenciam as chuvas mais ao leste do Pará (Grupo 2) são a ZCIT e as MFL, além da influência dos rios e seus afluentes ao longo do estado, onde a precipitação média mensal varia entre 50 mm e 500 mm. Já nos Grupos 1 e 3, o sistema que melhor justifica esse comportamento é a convergência de umidade oriunda da floresta amazônica e do Atlântico Norte, que é responsável pelo clima úmido da região Norte.

Outro sistema responsável pela umidade no sudeste do Pará (Grupo 3) é a ZCOU (Zona de Convergência de Umidade no sentido sudeste/noroeste), outro sistema que interfere na precipitação em todo o estado do Pará é o SCM, com atuação durante o verão do HS, além dos sistemas locais.

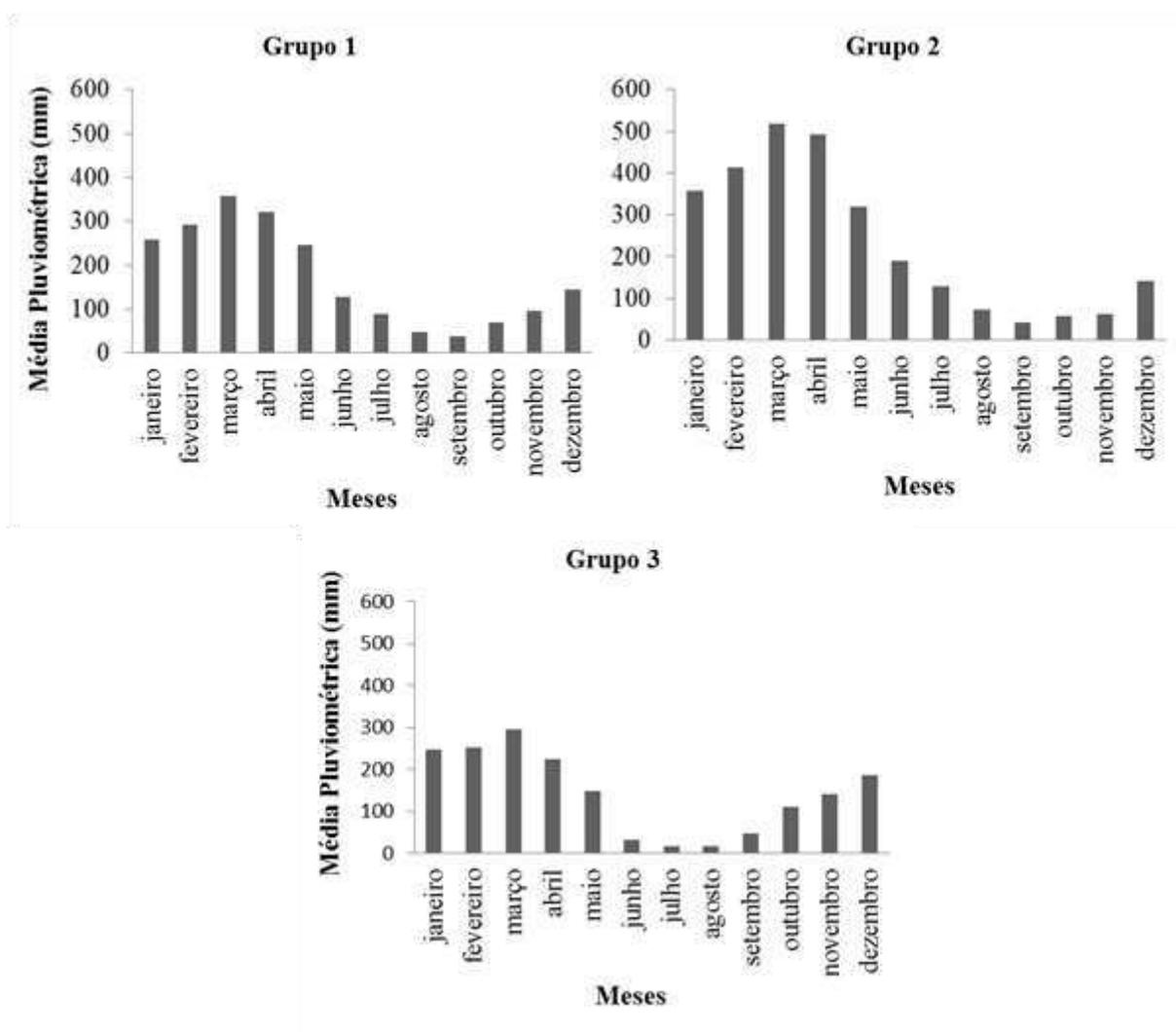


Figura 14. Histograma da distribuição temporal da chuva por regiões homogêneas no estado do Pará do período de 2008 a 2015.

4.1.7. Regiões homogêneas de precipitações

A Figura 15 representando o Grupo 2 (Belém, Souré, Cametá, Salinópolis e Tucuruí), mostra a similaridade da precipitação pluvial média entre as cinco (5) estações selecionadas no período de 2008 a 2015. Essa similaridade só foi possível devido às estações estarem situadas próximas e por terem regime pluviométrico bastante semelhante. De fato, a precipitação pluvial média ao longo de um ano apresenta uma grande semelhança entre as estações. Porém difere entre si por características de posição, escala e forma, e outra característica diferenciadora é a probabilidade de ocorrência de períodos de estiagem.

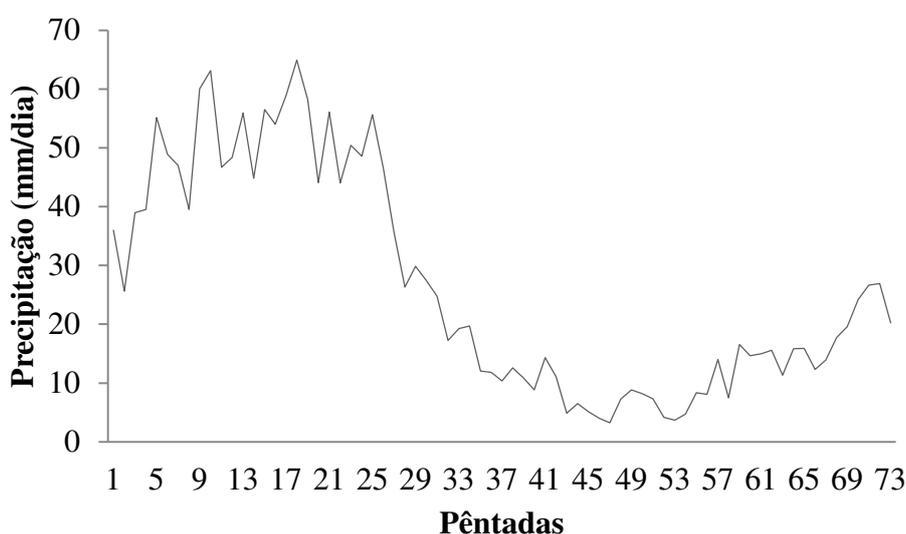


Figura 15. Precipitação pluvial média por pântadas, segundo a área homogênea do Grupo 2.

Na Figura 16 observa-se a variação diurna da precipitação nas estações de Belém, Souré, Cametá, Salinópolis e Tucuruí, no período de 2008 a 2015. Ao comparar as cinco estações com prévio estudo, observou-se que entre as estações, apenas em Belém a chuva tem característica continental e típica das sub-regiões da Amazônia, pois se destaca na figura a estação de Belém com um pico máximo às 16h00 HL. Este resultado concorda com os resultados de Mota (2003), que sugeriu, em 3 anos de dados de precipitação por radar do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), que na região do Delta do rio Amazonas a Ilha do Marajó, o máximo vespertino de precipitação é devido principalmente aos sistemas de pequena a média intensidade e/ou tamanho,

que são formados pelo aquecimento solar da superfície e do ar adjacente. Este estudo também sugeriu que o máximo secundário noturno tem uma contribuição maior dos SCM que dos CCM.

Na estação de Souré um máximo é observado no período noturno, entre as 03h00 e as 06h00 HL e outros secundários à tarde e no início da noite. A existência de dois máximos em Souré foi investigada por Kousky (1980), que sugeriu que o máximo noturno ocorre de janeiro a maio e o máximo secundário de junho a setembro. Assim, sugere-se que o máximo noturno tenha grande influência da ZCIT e o vespertino é modulado pela atuação da brisa e a formação de LI atuante na região. Estas diferenças de valores máximos de precipitação sugerem que os sistemas de brisas, LI e SCM associados aos mecanismos de grande escala, tal como a ZCIT, contribuem para a variabilidade espacial e temporal da precipitação em Souré.

A estação de Cametá apresentou apenas um máximo no ciclo diurno, ocorrendo no período noturno (18h00 às 00h00 HL) e um mínimo ocorrendo nas primeiras horas da manhã. Nota-se na figura que Cametá apresenta um crescimento na precipitação no período da noite, podendo alcançar valores entre 0,2 a 0,5 mm/h nesse período. Observa-se que no período do início da manhã, as precipitações de Belém e Cametá tem uma similaridade. Estudo pioneiro de Asnani (1993) propõe que as precipitações na Amazônia apresentam dois modelos conceituais que são: o modelo continental, com chuvas ocorrendo preferencialmente à tarde e início da noite, como veste, na figura, onde Belém apresenta maior ocorrência de precipitações a tarde e início da noite; e o modelo marítimo, com ocorrência predominantemente à noite, observada em Cametá. As precipitações de Cametá também são bastante influenciadas pelas BF, pois a cidade é cercada de rios e florestas e também sofre a influência das LI intensificada pela convergência associada à ZCIT, favorecendo a ocorrência da chuva, principalmente no final da tarde e início da noite.

O ciclo diurno em Salinópolis é o que teve menor amplitude entre os quatro estações considerada. Um máximo nas primeiras horas do dia e outros secundários entre a tarde e a noite. A região nordeste paraense, mais especificamente Salinópolis, sofre influência de diversos sistemas, de escala global, dentre eles o El Niño e a La Niña, e os sistemas de escala local, como o efeito de brisa, os quais causam a diminuição e

aumento das taxas pluviométricas (MÁCOLA e EL-ROBRINI, 2004). Apesar de Salinópolis esta em uma região costeira, o regime de chuva ao longo do dia é baixo, isso pode ser justificado também pela intensificação de intervenções urbanas como forma de comercialização da cidade. O ciclo diurno de Souré e Salinópolis parece possuir regime marítimo. De acordo com Oliveira (1986), o sistema atmosférico que influencia diretamente na precipitação local é a ZCIT, principalmente na região costeira da Amazônia, atingindo cerca de 500 km continente adentro sendo Souré uma das regiões afetadas por tal sistema, visto que a mesma localiza-se próximo ao litoral. Portanto, especula-se que as localidades costeiras tem máximo noturno associado com circulações marítimas e com influência da ZCIT, enquanto que a estação de Belém que tem um máximo no período da tarde, possivelmente resultante do aquecimento solar da superfície e ar adjacente.

Já a estação de Tucuruí apresentou dois máximos no ciclo diurno. O principal na madrugada e um secundário entre 19h00 e 23h00 HL. O mínimo principal do ciclo diurno ocorreu no período de 07h00 a 18h00 HL. Tucuruí é tipicamente continental, o máximo principal pode ser justificado pela convecção máxima sobre a região, que ocorre em geral no fim da tarde e início da noite, como resposta ao aquecimento diurno da superfície (SUI et al., 1997). Por outro lado, o máximo noturno esta associada as LI que adentram no continente. Isso foi possível observar na figura o deslocamento da brisa quando a mesma começa em Belém onde as precipitações ocorrem no início da tarde, seguida de Cametá com as precipitações ocorrem das 20 às 23 horas e por fim, Tucuruí com as precipitações ocorrendo das 23 a 2 da madrugada. O máximo da chuva no período noturno nessa região também pode ser justificado pela formação de SCM (MOTA, 2003), além de contribuições associadas ao início da ocorrência de sistemas sinóticos atuantes no final da primavera e no verão, como a ZCAS (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2004; FERREIRA et al., 2004). No entanto, Silva (1999) observou que os CCM também são responsáveis por este ciclo da chuva na região.

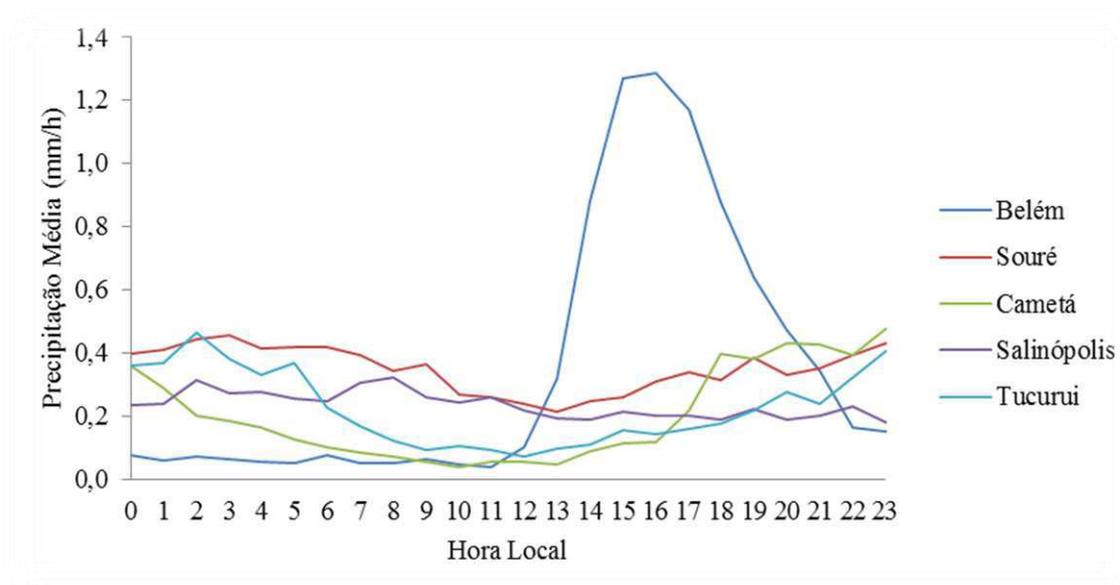


Figura 16. Representação da variação diurna de precipitação do Grupo 2 no período de 2008 a 2015.

5. CONCLUSÃO

A partir dos resultados obtidos neste estudo, pode-se concluir que:

A “famosa chuva da tarde” em Belém, tem grande contribuição para os totais mensais, sendo às 16h00 HL o horário de maior contribuição. No período entre a madrugada e início da manhã, os valores de contribuição são mínimos.

Quanto à contribuição nos meses mais chuvosos (dezembro a maio) foi de 26% em relação ao total mensal no horário das 16h00 HL e a menor foram no mês de maio, com 14%. Foi possível perceber que nos meses de dezembro a março esta contribuição fica restrita ao período da tarde. Já nos meses de abril e maio, nota-se que as mesmas aumentam um pouco no período da noite. Isso ainda é visto nos meses menos chuvosos (junho a agosto) e volta a ficar no período da tarde de setembro a novembro. Esta mudança está relacionada com a atuação da ZCIT e pelos efeitos de mesoescala, como LI associadas as BM e também a formação de BF.

O aumento das contribuições no período da noite se deve ao deslocamento da ZCIT para norte e também a formação de SCM, além de MLF com maior frequência no mês de agosto, assim como efeitos locais, como BM e DOL.

Nos anos de 2006 a 2013 estiveram entre os anos de maiores e menores volumes de precipitações anuais, respectivamente, porém nesses anos o fenômeno ENOS estava em neutralidade, indicando a influência de outro padrão, como a TSM do oceano Atlântico.

Os eventos de chuva em Belém tem aumento da frequência entre a tarde e o início da noite, em qualquer mês do ano. O sistema que mais influencia esse padrão é as LI associadas as BM.

Grupo 1 situado no noroeste seu regime pluviométrico influenciado principalmente pelo deslocamento norte-sul da ZCIT, Grupo 2 localizado na parte nordeste do estado com chuvas provenientes da convecção local e pelas LI e MLF

associadas pela BM e por último o Grupo 3 que ocupa a porção centro-sul do estado com chuvas sujeita a influencia dos sistemas frontais, ZCAS e convecção local.

Finalmente, após a análise do Grupo 2 para identificar regiões no estado do Pará com pluviosidade semelhantes as de Belém no período da tarde, pode-se afirmar que Belém possui um regime de precipitação que difere dos outros municípios, sendo o único município a apresentar precipitações elevadas no período da tarde em todos os meses, em comparação com os demais.

6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the Functioning of the South American Sector. Part 1: Surface Climate. **Monthly Weather Review**. Volume 116, 1988.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). Sistema de informações hidrológicas (HidroWeb). Disponível em : < <http://hidroweb.ana.gov.br/> > . Acesso em 10 set. 2016.

ALBUQUERQUE, M.F.; SOUZA, E.B.; OLIVEIRA, M.C.F.; SOUZA JR, J.A. Precipitação nas mesorregiões do Estado do Pará: Climatologia, variabilidade e tendência nas últimas décadas (1978-2008). **Revista Brasileira de Climatologia**. ISSN: 1980-055X, v.6, 2010.

ALCÂNTARA, C.R.; SILVA DIAS, M.A.F.; SOUZA, E.P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.

ALCÂNTARA, C.R.; SOUZA, E.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; BIAZETO, B. Influência dos jatos de médios e baixos níveis nos processos de nuvem: Estudo numérico de uma linha de instabilidade Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, 29-46, 2014.

AMANAJÁS, J.C.; BRAGA, C.C. 2012. Padrões espaço-temporal Pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando Análise Multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, 323 – 338.

ASNANI, G.C. Tropical Meteorology. **Pune, Índia: Noble Printers**, 2v. 121P, 1993.

ATKINSON, B.W. Meso-scale atmospheric circulation. **London Academic Press**, 495p., chap. 5 e 6. 1981.

BARBOSA, E.R.; Associações entre a corrente de jato subtropical e complexos convectivos de mesoescala. Parte I: A influência da corrente de jato subtropical no

desenvolvimento de complexos convectivos de mesoescala. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. SBMET, 2000.

BARBOSA, R.L. **Interação das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil com distúrbios ondulatórios de leste**. 81 p. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

BARBOSA, R.L.; OYAMA, M.D.; MACHADO, L.A. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 21, n. 1, p. 107-117, 2006.

BARROS, V.R.; GRIMM, A.M.; DOYLE, M.E. Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, p. 33-44, 2002.

BARROS, S.S. **Precipitação no centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 112p. (INPE-15319-TDI/1362), 2008.

BASTOS, T.X.; PACHECO, N.A.; NECHET, D.; ABREU, T.D. Aspectos Climáticos de Belém nos Últimos 100 anos, Boletim da Pesquisa e Desenvolvimento. **Documentos**. EMBRAPA-CPATU, Belém-Pará, 2002.

BAUMBACH, G.; VOGT, U. Experimental determination of the effect of mountain-valley breeze circulation on air pollution in the vicinity of Freiburg. **Atmospheric Environment**, 33, 4019-4027, 1999.

BERBERY, E.H.; BARROS, V.R. The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630-645, 2002.

BERRI, G.J.; GHETTO, M.A.; GARCIA, N.O. The influence of ENOS in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. **Journal of Hydrometeorology**, v.3, p.57-65, 2002.

BETTS, G.M.; GROWER, R.W.; MONCRIEFF, W. Structure and Motion of the Tropical Squall Lines over Venezuela. **Quarterly Journal Royal Meteorological Soc.**, 102, 395-404, 1976.

CAETANO, J. **Análise das ondas de leste sobre a costa leste do nordeste do Brasil para o período entre 1999-2009**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociência do Centro Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMNUFRJ), 2011.

CAMILLONI, I.A.; BARROS, V.R. The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. **Journal of Hydrometeorology**, v.1, p.412-430, 2000.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in Southeastern America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.15, p.2377-2394, 2002.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, from, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. **Journal Climate**, 17, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. MSc thesis. INPE-2494-TDL/097, São José dos Campos, Brazil, 1982.

CAVALCANTE, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI, M.G.A. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2009.

COELHO, C.A.; de OLIVEIRA, C.P.; AMBRIZZI, T.; REBOITAS, M.S.; CARPENEDO, C.B.; CAMPOS, J.L.P.S.; DA ROCHA, R.P. The 2014 Southeast Brazil

austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, **Springer**, p. 1–16, 2015.

COELHO, M.S.; GAN, M.A.; CONFORTE, J.C. Estudo da variabilidade da posição e da nebulosidade associada à ZCIT do Atlântico, durante a estação chuvosa de 1998 e 1999 no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, p.23-34, 2004.

COHEN, J.C.P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia-Instituto Nacional de Pesquisas. São José dos Campos, 153p. 1989.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 4 (11): 34 – 40, 1989.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, 123, 3163-3174, 1995.

COHEN, J.C.P. **Mecanismo de Propagação e Estrutura das Linhas de Instabilidade da Amazônia**. Tese de Doutorado em Meteorologia. São Paulo, IAG-USP, 1996.

COHEN, J.C.P, FITZJARRALD, D.R.; D'OLIVEIRA, F.A.F.; SARAIVA, I.; BARBOSA, I.R.S.; GANDU, A.W.; KUHN, P.A. Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**; 29 (n.esp.): 23-30, 2014.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E.; CLARKE, R.T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? **Journal of Hydrology**, v. 245, p. 218-238, 2001.

CORNISH, R. **Cluster Analysis**. Mathematics Learning. Support Centre. 2007.

COUTINHO, E.C.; FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na região do Centro de Lançamento de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

CHOU, S.C. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul**. 153 p. (INPE – 5222 – TDL / 437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990. Disponível em: Acesso em: 15/01/2017.

CLIMANÁLISE, **Boletim de Monitoramento de Análise Climática**. São Paulo: SCT/INPE-CPTEC, v. 25, n. 01, Janeiro de 2010.

CPC/NOAA. **Cold & Warm Episodes by Season**. Climate Prediction Center Internet Team, 04 maio 2010. Disponível em: Acesso em 06 jun 2016.

DE SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. *International Journal of Climatology*. São Paulo, v.26, p.1759-1776, 2006.

DE SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/Northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on a weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 19, n.3, p. 113-122, 2004.

DE SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

DUNN, G.E. Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. **Bulletin American Meteorological Society**, 21, p.215-229, 1940.

DUQUIA, C. G. E SILVA DIAS, M. A. F. Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do Rio Grande do Sul. In: VIII CBMet., SBMET. **Anais**, 2: 610-612, 1994.

DRUMOND, A.R.M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation observed during the 2000/2001 Austral Summer. **Climate Dynamics**, v. 24, 781-791, 2005.

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. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 2577–2598, 2014.

ESPINOZA, E.S. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 149p. (INPE-6347-TDL/598), 1996.

EVERITT, B.S.; DUNN, G. **Applied Multivariate Data Analysis**. Edward Arnold, London, 1991.

EVERITT, B.S. **Cluster analysis**. Heinemann Educational Books, London: Academic Press, 3ª edição, p.170, 1993.

FERREIRA, N.J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M.A.F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19(1): 89-98. 2004.

FERREIRA, D.B da S.; SOUZA, E.B.; MORAES, B.C. 2013. Ciclo horário da precipitação no leste da Amazônia durante o período chuvoso. **Revista Brasileira de Climatologia**. V. 13, p. 74-86, 2013.

FERREIRA, D.B.S.; DE SOUZA, E.B.; DE MORAES, B.C.; FILHO, L.G.M. Spatial and Temporal Variability of Rainfall in Eastern Amazon during the Rainy Season. **The Scientific Word Journal**, Volume 2015. Article ID 209783, 9 pages, 2015.

FIGUEROA, A.S.N.; NOBRE, C. Precipitation distribution over central and eastern Tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FIGUEIREDO, C.T.; MOTA, M.A.S. Análise da precipitação na região metropolitana de Belém (PA) ao longo de um ano (agosto/2008 a julho/2009). XVI Congresso de Meteorologia. **Anais**. 2010.

FIGUEIREDO, J.C. e SCOLAR, J. Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. **VII Congreso Argentino de Meteorología e VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología**, Buenos Aires, Argentina, Setembro 1996, 165-166. 1996.

FILHO, T. F.; ASSAD, E. C.; LIMA, P. R. S. R. Regiões pluviometricamente homogêneas no Brasil. **R. Pesq. Agropec. Bras.**, 40: 311-322, 2005.

FILHO, A.J.P.; CARBONE, R.E.; TUTTLE, J.D.; KARAM, H.A. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. Atmospheric and Climate Sciences, **Scientific Research Publishing**, v. 5, n. 02, p. 137, 2015.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. **Climanálise 10 anos**. CPTEC/INPE. 1997.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, V. 28, p. 101-106, 1998.

FRAGOSO, M.; GOMES, P.T. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. **International Journal of Climatology**, 28:537-544, 2008.

FREITAS, S.R.; LONGO, K.M.; SILVA DIAS, M.A.F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.L., ARTAXO, P.; ANDREAE, M.; GRELL, G.; RODRIGUES, L.F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v.7, p. 8571-8595, 2007.

FREITAS, A. C.V.; AÍMOLA, L.; AMBRIZZI, T.; OLIVEIRA, C.P. Extreme Intertropical Convergence Zone shifts over Southern Maritime Continent. **Atmospheric Science Letters**. 18: 2-10, 2017. DOI: 10.1002/asl.716.

FRIEDMAN, H.P.; RUBIN, J. On some invariant criteria for grouping data. **Journal of the American Statistical Association**, 62, 1159-1178, 1967.

FITZJARRALD, D.R.; SAKAI, R.K.; MORAES, O.L.; COSME DE OLIVEIRA, R, ACEVEDO, O.C.; CZIKOWSKY, M.J.; BELDINI T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research**. Biogeosciences 113(G1): G00B11, 2008 doi: 10.1029/ 2007JG000596.

GANDU, A.W.; SILVA DIAS, P.L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysics Research**., v. 103, p. 6001-60015, 1998.

GAMACHE, J.F.; HOUZE JR, R.A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, V. 110, p. 118-135, 1982.

GARSTANG, M., GRECO, S.; SCALA, J.; SWAP, R. ULANSKI, S. FITZJARRALD, D.; MARTIN, D.; BROWELL, E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRISS, R. TALBOT, R. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B): A meteorological perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, p.19-32, 1990.

GONG, X.; RICHMAN, M.R. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North American East of the Rockies. **Journal of Climate**, 8:897-924, 1995.

GORE JR, P.A. Cluster Analysis. Handbook of Applied Multivariate Statistics and Mathematical Modeling. **Department of Psychology, Southern Illinois University**, Carbondale, Illinois, cap. 2, p. 297-321. 2000.

GREC/IAG-USP. **Relatório climático mensal**. In: **Grupo de Estudos Climáticos, GrECs/IAG-USP**. Universidade de São Paulo, USP, 2014.

GREEN, M.C.; FLOCCHINI, R.G.; MYRUP, L.O. Use of temporal principal component analysis to determine seasonal periods. **Journal of Applied Meteorology**, 32:986-995, 1993.

GRIMM, A.M.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, 13: 35-58, 2000.

GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263–280, 2003.

GRIMM, A.M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, 22: 123-138, 2004.

GRIMM, A.M.; TEDESCHI, R.G. ENSO and extreme rainfall events in south american. **Journal of Climate**. V.22. American Meteorological Society. 2009. DOI: 101175/2008JCLI2429.1.

GRIMM, A.M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 25(4): p.537-554, 2011.

GUEDES, R.L.; MACHADO, L.A.T.; SILVEIRA, J.M.B.; ALVES, M.A.S.; WALTZ, R.C. Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano. In: VIII CBMet. **Anais**, 2: 77-80, 1994.

GUEDES, R.L. **Sistemas de Mesoescala**. In: Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica. Curso de Extensão Universitária. São José dos Campos: Universidade do Vale do Paraíba, 28p. 1985.

GUEDES, R.V.S.; LIMA, F.J.L.; AMANAJÁS, J.C.; BRAGA, C.C. Análise em componentes principais da precipitação pluvial no estado do Piauí e agrupamento pelo método de Ward. **Revista de Geografia**. Recife, UFPE- DCG/NAPA, V. 27, n. 1, 2010.

HAIR, J.F; BACK, R.E; TATHAM, A.R.L. **Análise multivariada de dados**. Bookman, 5. ed., ISBN 8536304820, 9788536304828. Porto Alegre, 2005.

HAMILTON, R.A.; ARCHBOLD, J.N. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, 71, 231-262, 1945.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**., V. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S. The intertropical convergence zone of the eastern pacific revisited. **International Journal of climatology**. v. 22, p. 347-356, 2002. Published Online in Wiley InterScience (). DOI: 10,1002/joc.739.

HORN, D. **A study of personality syndromes**. Character and Personality, 12, 257-274, 1943.

HOUZE, R.A.,JR. Structure and dynamics of a tropical squall-line system observed during GATE. **Monthly Weather Review**, 105, 1540-1567, 1977.

HOUZE, R.A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 42, n. 4, 2004.

IBGE. Censo Demográfico, 2010.

INMET, Normais Climatológicas (1961-1990), INMET, Brasília-DF, 1992.

INNOCENTINI, V.; ARANTES, F.O.; FERREIRA, R.J.; MICHELETO, R.G. A Agitação Marítima no Litoral Nordeste do Brasil Associado aos Distúrbios Africanos de Leste. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 20, n. 3, p. 367-374, 2005.

JOHNSON, S.C. **Hierarchical clustering schemes**. Psychometrical, 32, 241-254, 1967.

KAYANO, M.T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém.** 111 f. (INPE-1559-TDL/013). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- INPE, São José dos Campos, 1979.

KAYANO, M.T; RAO, V.B; ANDREOLI, R.V. —A review of short – term climate variability mechanisms, **Advances in Space Research** , v. 35, p. 843 – 851, 2005.

KAYANO, M.T; ANDREOLI, R.V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, 111: D13101, 2006.

KOUSKY, V.E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**,v.107, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.** 108, 488-498, 1980.

KOUSKY, V.E.; KAGANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. *Acta Amazon.* v.11, n.4, p.743-753, 1981.

KOUSKY, V.E.; MOLION, L.C.B. **Uma contribuição à climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia.** São José dos Campos. Instituto de Pesquisas Espaciais, 1981.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A., and KAYANO, M. T.: A review of the Southern Oscillation: oceanic–atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, **Tellus A**, 36, 490-504, 1984.

LANDIM, P.M.B. Análise estatística de dados geológicos multivariados. Editora **Oficina de Textos**, 208p. 2011.

LANCE, G.N.; WILLIAMS, W.T.A general theory of classificatory sorting strategies: 1 hierarchical system. **Computer Journal**, 9, 373-380, 1967.

LAU, K.M.; CHAN, P.H.: Intraseasonal and Interannual variability of tropical convection: A possible link between the 40-50 day oscillation and ENSO? **Journal Atmospheric Sciences**, 45, p.506-521, 1988.

LAURENT, H.; MACHADO, L.A.T.; HERDIES, D.; MORALES, C. Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento WETAMC/LBA. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. [S.l.: s.n.], p. 16–20. 2000.

LIEBMANN, B.; HEBDON, H.H. Synoptic-scale disturbance near the equator. **Journal Atmospheric Sciences**. 47, 1463-1479. 1990.

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L.M.V. Interannual variability of extreme precipitation events in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**. v.14, p.208-218, 2001.

LINDEN, R. Técnicas de agrupamento. **Revista de Sistemas de Informação da FSMA**, n. 4, pp. 18-36, 2009. Acesso em 21/01/2017.

LOPES, M.N.G. **Aspectos regionais da variabilidade de precipitação no Estado do Pará: estudo observacional e modelagem climática em alta resolução**. Dissertação de Mestrado em Ciências Ambientais-Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, 117f., 2009.

LOUREIRO, R.S.; SARAIVA, J.M. ; SARAIVA, I ; SENNA, R.C. ; FREDÓ, A.S. Estudo dos eventos extremos de precipitação ocorridos em 2009 no estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 29, p. 83-94, 2014.

LU, L.; DENNING, A.S.; SILVA DIAS, M.A.F.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S.R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajós region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research**. 110 9D21102):1-17, 2005.

MACOLA, G; EL-ROBRINI, M. Ilha dos Guaras (Mariteua)- Município de Curuçá (NE do Pará): Aspectos Físicos, Meteorológicos e Oceanográficos. Relatório Final. Belém, **DNPM/CPRM**, 35p., 2004.

MACHADO, L.A.T.; GUEDES, R.L.; ALVES, M. A.S. Características estruturais de sistemas convectivos e forçantes de convecção na América do Sul observados por satélites. **Climanálise 10 anos, CPTEC/INPE**, p. 110-122, 1997.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level Wind divergence. **Monthly Weather Review**, V. 132, p. 714-725, 2004.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, n.1, p.61-77, 2004.

MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A.J.P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.C.P.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C.F.; SAPUCCI, L.F.; SALIO, P.; BARBOSA, H.M.J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R.A.F.; BLAKESLEE, R.J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W.F.A.; TOKAY, A. The Chuva Project How Does Convection Vary Across Brazil? **American Meteorological Society** .Sept. 2014.

MACHADO, L.; ROSSOW, W. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v.121, n.12, p.3234-3260, 1993.

MADDEN, R.A.; JULIAN, P.R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation. **Monthly Weather Review**, V. 122, n. 5, p. 814-837, May. 1994.

MADDOX, R.A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, p. 1374-1387, 1980.

MADDOX, R.A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly. Weather Review**, v. 111, n. 7, p. 1475–1493, 1983.

MARENGO, J.A. Mudanças climáticas globais e regionais: Avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos de futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**. São Paulo, v. 16, p. 1-18, 2002.

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

MATOS, A.P; COHEN, J.C.P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura** 38: 21–27. 2015.

MATOS, A.P.; COHEN, J.C.P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura**, V. 38, Ed. Especial-IX Workshop Brasileiro de Micro meteorologia, p. 21-27, 2016.

MENDONÇA. F.; DANNI-OLIVEIRA I.M. Climatologia noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2007.

MELO NETO, M. S. de. Erosão dos solos nas encostas da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe-Conceição do Almeida - Bahia. In: CONGRESSO DE PESQUISADORES DO RECÔNCAVO SUL DA BAHIA, 1. **Anais**. Amargosa, UFRB, p.134-135, 2007a.

MELO NETO, M.S. de. Degradação ambiental na vertente norte da bacia hidrográfica rio Jaguaribe - Conceição do Almeida – Bahia In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 12. **Anais**. Natal, UFRN, 2007. CD-ROM, 2007(b).

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 2, p. 107-117, 1987.

MOLION, L.C.B.; BERNADO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1-10, 2002.

MORAES, B.C; COSTA, J.M.N; COSTA, A.C.L; COSTA, M.H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta Amazônia**, v. 35, p. 207-214, 2005.

MORAES, B.C; SÁ, L.D.A. Análise de Wavelet na série de precipitação da Floresta Nacional de Caxiuanã- PA. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006.

MOTA, G.V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro**. São Paulo. Dissertação de Mestrado, 1997.

MOTA, G.V. **Characteristics of Rainfall and Precipitation Features Defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America**. Tese de Doutorado. Department of Meteorology, University of Utah, Utah, EUA. 215p. 2003.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observation, Theory, and numerical experiments with a general circulation model. **Journal Atmospheric Sciences**, V. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

MÜNNICH, M.; NEELIN, J.D. Seasonal influence of ENSO on the Atlantic ITCZ and equatorial South America. **Geophysical Research Letters**, v.20, 2005.

MUÑOZ-DÍAZ, D.; RODRIGO, F.S. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912–2000) using cluster and principal component analysis: comparison. **Annales Geophysical**, 22:1435-1448, 2004.

McQUITTY, L.L. **Pattern Analytic Clustering Lanham: University Press of America**, 1987.

NAGHETTINI, M.; PINTO, E.J.A. **Hidrologia Estatística**. Belo Horizonte: CPRM/SGB, 2007.

NECHET, D. Variabilidade diurna da precipitação em Belém-Pa. **Anais** do 3º Congresso Brasileiro de Meteorologia, 204-211. 1984a.

NECHET, D. Variabilidade diurna da precipitação em Belém-PA, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3., 1984, Belo Horizonte. **Anais**. Rio de Janeiro: SBM. p.204-211, 1984b.

NECHET, D. Variabilidade diurna de precipitação em Belém-PA: aplicação em planejamento a médio e longo prazo. **Boletim Climatológico. Presidente Prudente**, SP, v.2, n.3, p.223-227, jul. 1997.

NETO, D.J. de S.; VILLA GÓIS, D. Análise Comparativa dos Impactos ambientais nas barragens do Rio da Dona – Santo Antônio de Jesus-BA. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 12., 2007. **Anais**. Natal, UFRN, 2007. CDROM.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2ª edição. Rio de Janeiro. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. IBGE. 1989.

NITTA, T.; NAGAKONI, Y.; SUZUKI, Y.; HASEGAWA, Y.; KAOKURA, A. Global analysis of the lower tropospheric disturbances in the tropics during the northern summer of IGGE year. Part I: Global features of the disturbances. **Pure Applied Geophysics**, 123, p.272-292, 1985.

NOBRE, C.A. Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation. **Anais...** First Conference on Southern hemisphere meteorology. Preprint Volume. p.104-107, São José dos Campos/SP, 1983.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, V. 9, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do sul e a convecção da Amazônia**. Dissertação (Mestrado). São José dos Campos, INPE. 1986.

OLIVEIRA, A.P.; FITZJARRALD, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I – Observations. **Boundary Layer Meteorology**, 63(1-2): 141 - 162, 1993.

OLIVEIRA, D.F.T.; SILVA, B.L.; DUTRA, E.M.G. Ondas de leste em 2009. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia 2010. **Anais**. 2009.

OLIVEIRA, F.P.; OYAMA, M.D. Frequência de linhas de instabilidade e convecção sobre a costa Norte do Brasil. In: Simpósio Internacional de Climatologia. João Pessoa-PB, **Anais**, 2011.

OLIVEIRA, L.L. et al. Estudo do Comportamento da Precipitação Pluviométrica nos diversos períodos do dia em Belém-PA. In: **I Simpósio de Recursos Hídricos da Amazônia**, Manaus-AM, Núcleo de Hidrometeorologia, SECTAM, 2003.

OLIVEIRA, J.V.; VITORINO, M.I.; ABREU SÁ, L.D. Implication os Madden-Julian Oscillation phase on the Eastern Amazon climate. **Atmospheric Science Letters**, v. n/a, p. n/a-n/a, 2015.

OLIVEIRA, J.V. **A oscilação Madden-Julian na Amazônia oriental: Variáveis superficiais**. Dissertação de Mestrado. 2012.

OLIVEIRA, G.B; ALCANTARA, C.R, SOUZA, E.P. Caracterização de perfil de vento no ambiente de formação das linhas de instabilidade amazônicas. **Ciência e Natura**, Santa Maria v.38 n.1, Jan.- Abr. p. 393 – 403, 2016. DOI:10.5902/2179-460X18337.

ORLANSKI, I.A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 56 15): p. 527-534, 1975.

PHILANDER, S.G.H. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. **Academic Press**, 293 pp, 1990.

PLANCHON, O.; DAMATO, F.; DUBREUIL, V.; GOUERY, P. A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. **Meteorological Applications**, 13, 225–234, 2006.

PONTES DA SILVA, B.F. **Contribuição dos distúrbios ondulatórios de leste para a chuva no leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas**. Dissertação de Mestrado-Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. 2011.

QUADRO, M.F.L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 97p. Tese (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1994.

RAMOS DA SILVA, R.; GANDÚ, A.W; SÁ L.D; DIAS, M.A.S. Cloud streets and land–water interactions in the Amazon. **Biogeochemistry** 105(1–3): 201–211, doi: 10.1007/s10533-011-9580-4. 2011.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.

RAO, M.V.; PALIYATH, G.; ORMROD, D.P. Ultraviolet-B-and ozone-induced biochemical changes in antioxidant enzymes of Avabi-dopsis thaliana. **Plant Physiology**, v. 110, p. 125-136, 1996.

REHBEIN, A. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na bacia Amazônica durante o projeto GOAmazon**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

REPELLI, C.A.; SOUZA, E.B.; QUADRO, M.F.L.; ALVES, J.M.B.; SAKAMOTO, M.S.: O Episódio de Chuvas Intensas no Nordeste Brasileiro no Final de Março/1997: Influência da Oscilação de 30-60 dias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 13, 1-18, 1998.

RICHL, H.; MALKUS, J.S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysical**. 6, 503-538, 1958.

RIEHL, H. Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics. Chicago University, Department of Meteorology, 79p., 1945.

RIEHL, H; SIMPSON, R.H, Climate and weather in the tropics. **Academic Press**: London, UK. 1979.

ROBLEDO, F.A.; PENALBA, O.C.; BETTOLLI, M.L. Teleconnections between tropical-extratropical oceans and the daily intensity of extreme rainfall over Argentina. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 735-745, 2013. DOI: 10.1002/joc.3467.

ROCHA, R.P. **Simulação numérica de sistema de mesoescala sobre a América do Sul**. São Paulo. Tese (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 1992.

RODRIGUES, D.A.; CAVALCANTI, I.F.A. Simulations of the hydrological cycle over Southern South America, Using the CPTEC/COLA AGCM. **Journal Hydrometeorological.**, V. 7, p. 916-936, 2006.

ROMESBURG, H.C. **Cluster analysis for researchers**. Belmont, CA: Lifetime Learning Publications, 1984.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation, **Monthly Weather Review**, 115, 1606–1626, 1987.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal Climate**, 2, 268-284, 1989.

ROTUNNO, R.J.A.; CURRY, C.W.; FAIRALLI, C.A.; FRIEHE, W.A.; LYONS, J.E.; OVERLAND, R.A.; PIELKE, D.P.; ROGERS, S.A. Coastal Meteorology, A Review of the State of the Science. **National Academy Press**, 99 pp, 1992.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E.J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v.135, n.4, p.1290-1309, 2007.

SANTOS, O.C.O. **Análise do uso do solo e dos recursos hídricos da microbacia hidrográfica do Igarapé Apeú, nordeste do Estado do Pará**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 269p., 2006.

SANTOS, A.M.; GALVÍNCIO, J.D.; MOURA, M.S.B. Homogeneização da precipitação pluviométrica na bacia hidrográfica do Rio Goiana – PE, com método de análise de agrupamento. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 1, n. 1, p. 14 -27. 2008.

SANTOS, S.R.Q.; BRAGA, C.C.; VENTURA, E.D.; CAMPOS, T.B.; SANTOS, A.P.P. Aplicação do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) para cidade de Belém. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado - RS. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado-RS. **Anais**. Gramado: SBMet 2012, 1 CD-ROM, 2012.

SATYAMURTY, P.; COSTA, C.P.D.; MANZI, A. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical Applied Climatology**, 2012.

SETH, A.; FERNANDES, K.; CARMAGO, S.J. Two summers of São Paulo drought: Origins in the Western Tropical Pacific. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, 2015.

SCOLAR, J.; FIGUEIREDO, J.C. Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais**, 7, Salvador: SBMET, v.2, p.455-61, 1990.

SHIMIZU, M.H.; AMBRIZZI, T. MJO influence on ENSO effects in precipitation and temperature over South America. , Volume 124, , pp 291–301, 2016. DOI: 10.1007/s00704-015-1421-2.

SILVA DIAS, M.A.F.; FERREIRA, R.N. Application of a linear spectral model to study of Amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Journal Geophysical Research**; V. 97, p. 20405-20419, 1992.

SILVA DIAS, M.A.F.; SILVA DIAS, P.L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D.R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: Observations and modeling results, **Theoretical and Applied Climatology**, 78,111- 121, 2004.

SODRÉ, G.R. **Estudo Da Convecção De Mesoescala Em Diferentes Superfícies Na Amazônia Oriental**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2013.

SODRE, G.R.C.; VITORINO, M.I. Análise observacional de sistemas convectivos de mesoescala associados a extremos climáticos na Amazônia oriental. **Anais. XVI Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBRS**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 de abril de 2013, INPE.

SODRE, G.R.; VITORINO, M.I.; COHEN, J.C.P.; MORAES, B.C. Estudo observacional da convecção de mesoescala em diferentes superfícies no estado do Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 08 n. 05. p.1281-1293. 2015.

SOKAL, R.; MICHENER, C.D. A statistical method for evaluating systematic relationships. **University of Kansas Science Bulletin**, 38, 1409-1438, 1958.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. One the influence of El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern the Amazonian rainfall during 1960 – 1998, **Acta Amazonica** , v. 30, p. 305 – 318, 2000.

SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, 81, p.177-191, 2005.

SOUZA, J.R.A.; ALMEIDA, R.M.B.; ROLIM, P.A. M. Influência do Dipolo do Atlântico nas precipitações do leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro (Macapá-AP, Belém-PA e São Luis-MA). **VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte/MG**, 2002.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise**. Disponível em: <http://cptec.inpe.br/products/cliamanalise/artigos/artcien2.shtml/>. 2003.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T.: Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. **International Journal of Climatology**. DOI: 10.1002/joc. 1331, 2006.

SOUZA, R.B.; ROBINSON, I.S. Satellite and Lagrangian observation of the Brazilian coastal current. **Continental Shelf Research**, V. 24, p. 241-262, 2004.

SOUZA, A.M.L. **Estudo observacional de jatos de baixos níveis no litoral norte e nordeste do Pará durante o período chuvoso e seco**. 154 f. Dissertação (mestrado em meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas- RS, 2005.

SCOLAR, J.E FIGUEIREDO, J.C. Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. In: VI CBMet. **Anais**, 2: 455-461, 1990.

SNEATH, P.H.A. The application of computers to taxonomy. **Journal of General Microbiology**, 17, 201-226, 1957.

STATHIS, D.; MYRONIDIS, D. Principal component analysis of precipitation in Thessaly Region (Central Greece). **Global NEST Journal**, 11(4): 467-476, 2009.

STRANG, D.M.G. **Climatological analysis of rainfall normals in northeastern Brazil**. Pap. No. IAE-M-02/72. Centro Técnico Aeroespacial. São José dos Campos, 70 p. 1972.

SUI, C.H.; LAU, K.M.; TAKAYABU, Y.N.; SHORT, D.A. Diurnal Variations in Tropical Oceanic Cumulus Convection during TOGA COARE. **Journal of the Atmospheric Science**, Washington, v. 54, n. 5, p. 639-655, Mar. 1997.

TEIXEIRA, R.F.B. O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 23, n. 3, 282-291, 2008.

TORRES, A.B. Distribuição pluviométrica sobre a bacia hidrográfica do rio Doce- MG. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 12. **Anais**. Natal, UFRN, 2007. CD-ROM, 2007.

TORRES, R. **Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que atuam na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. (INPE-15459-TDI/1421). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 2008.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Editora da UFRGS EDUSP ABRH p 952, 1993.

TUCCI, C.E.; DIAS, P.; CLARKE, R.; COLLISCHONN, W.; SAMPAIO, G. Comparison of flow forecasts by runoff models: A case study from southern Brazil. **International Association of Hydrological Sciences**, Publication, v. 280, p. 142-148, 2003.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 78 (12), 2771-2777, 1997.

TRYON, R.C. **Cluster analysis**. Ann Arbor: Edwards Brothers, 1939.

UVO, C.B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região Norte do Nordeste Brasileiro.** 1989. 99 f. dissertação (Mestrado em Meteorologia)- INPE, São José dos Campos, 1989.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia.** Versão Digital 1. In: *Perturbações Atmosféricas.* p. 444-446. Recife, 2005.

VELASCO, I.; FRITSCH, J.M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal Geophysical Research.** 92, p. 9591-9613. 1987.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A. R. **Meteorologia e aplicações.** Viçosa: UFV, 449p, 1991.

VITORINO M.I; SILVA M.E.S; ALVES J.M.B. Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia.** 12(1):p. 21–32. 1997.

VITORINO, M.I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de Ondeletas.** 2003. 344 f. Tese (doutorado em meteorologia)- INPE. São Jose dos Campos, 2003.

VITORINO, M.I.; SILVA, P.L.D.; FERREIRA, N.J. Observational study of the seasonality of the sub monthly and intraseasonal signal over the tropics. **Meteorology and Atmospheric Physics,** n. 93, p. 17-35. 2006.

WALISER, E.W.C.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate,** 6. p.2162-2174. 1993.

WARD, J.H. Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. **Journal of the American Statistical Association.** n. 58, p. 236 –244, 1963.

WILKS, D.S. *Statistical methods in the atmospheric sciences, Second Edition.* **International Geophysical Series.** Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University. Elsevier. v.11, 463 p. 2006.

WISHART, D. An algorithm for hierarchical classifications. **Biometrics**, 25, 165-170. 1969.

YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos de distúrbios tropicais**. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos, SP, INPE, 46p., 624-LAFE, 1975.

YANG, G.; SLINGO, J. The diurnal cycle in the tropics. **Monthly Weather Review**, v. 129, p.784-801, 2001.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**. v.43, Issue 2, 1 of 36, RG 2003/2005. DOI: 10.1029/2004RG000158.

ZIPSER, E. J. The role of organized unsaturated convective downdraft in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 8, 799-814, 1969.

ANEXO

HORARIO	JANEIRO	FEVEREIRO	MARÇO	ABRIL	MAIO	JUNHO
1	34	47	45	29	19	12
2	38	36	44	39	19	7
3	32	49	36	36	23	12
4	30	47	35	31	13	10
5	32	43	30	33	14	5
6	27	53	34	27	20	8
7	31	47	34	25	20	11
8	28	37	28	26	14	6
9	30	22	26	26	11	9
10	25	21	23	19	16	9
11	24	25	24	22	14	9
12	46	56	38	24	11	4
13	66	78	100	69	41	17
14	112	129	166	133	61	36
15	151	157	182	143	91	44
16	161	170	171	148	109	60
17	137	153	162	123	119	76
18	127	117	123	102	113	60
19	108	109	114	106	101	63
20	68	92	105	76	93	59
21	50	66	93	90	82	52
22	40	56	74	66	55	32
23	32	47	62	60	43	22
24	29	49	52	34	25	17

HORARIO	JULHO	AGOSTO	SETEMBRO	OUTUBRO	NOVEMBRO	DEZEMBRO
1	14	8	5	0	3	14
2	7	5	3	1	3	9
3	9	3	4	3	1	13
4	5	3	5	1	3	6
5	5	3	9	3	3	5
6	6	3	6	2	6	7
7	10	5	3	3	2	7
8	3	2	0	2	2	6
9	5	5	4	1	7	9
10	7	8	4	8	4	7
11	9	4	3	3	5	35
12	3	4	4	3	14	66
13	17	8	4	15	15	33
14	16	12	25	37	28	80
15	25	30	45	72	66	120
16	32	46	79	84	71	126
17	56	68	88	79	65	110
18	56	61	70	41	43	79
19	66	65	50	29	29	74
20	60	54	32	17	15	54
21	53	34	14	8	9	27
22	40	13	11	5	6	17
23	24	10	3	6	6	16
24	14	7	3	2	4	18