



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

**MODULAÇÃO REGIONAL DA PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR NO ESTADO DA BAHIA**

NAYARA ARROXELAS DOS SANTOS

**CAMPINA GRANDE – PB
MARÇO DE 2016**

NAYARA ARROXELAS DOS SANTOS

**MODULAÇÃO REGIONAL DA PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR NO ESTADO DA BAHIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escalas**

Subárea: **Climatologia**

Orientador: Profa. Dra. Célia Campos Braga

CAMPINA GRANDE – PB

MARÇO DE 2016

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S237m Santos, Nayara Arroxelas dos.
Modulação regional da precipitação e temperatura da superfície do mar no estado da Bahia / Nayara Arroxelas dos Santos. – Campina Grande, 2016. 88f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
"Orientação: Profa. Dra. Célia Campos Braga".

1. Precipitação. 2. Superfície do Mar - Temperatura - Bahia. 3. Transformada de Ondeleta (Técnica). I. Braga, Célia Campos. II. Título.

CDU 551.577(043)

NAYARA ARROXELAS DOS SANTOS

MODULAÇÃO REGIONAL DA PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR NO ESTADO DA BAHIA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 01/03/2016

BANCA EXAMINADORA


Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. MARIA LUCIENE DIAS DE MELO
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas

A Deus e Nossa Senhora

Aos meus pais Nadja Arroxelas dos Santos e Petrucio Manoel dos Santos

A minha irmã Patrícia Arroxelas dos Santos Nascimento

*Meus sobrinhos Arthur Vinícius de Arroxelas Nascimento, Lara Sofia de Arroxelas
Nascimento e Maria Letícia de Arroxelas Nascimento*

E ao meu noivo Anderlan Henrique Batista Siqueira

Ofereço e Dedico

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Jesus Cristo que me deu força para vencer mais uma batalha. E ao meu Anjo da Guarda por me aconselhar e guiar nesta caminhada.

A minha orientadora Célia pela paciência e força de vontade de passar seus conhecimentos e pela orientação e conclusão deste trabalho.

A minha mãe por sempre ter se dedicado a educação minha e da minha irmã.

Ao meu noivo Anderlan por sempre está comigo nos momentos bons e ruins.

As minhas tias Venússia e Maria Gloria, Creuza e aos meus primos Carmem Lúcia, Carlos Antônio, Maria de Fátima, Anthony, Anderson e Luís Carlos.

Aos meus amigos Maryana Cavalcante por estar sempre nos momentos de alegria e tristeza nesses dois anos de mestrado e também na graduação. E a Adriana Souza, quando sempre precisei de alguma coisa ela nunca disse não e sempre se disponibilizou a ajudar. Também aos meus amigos, Monique Carvalho, Angélica Quintino, Adryelly Melo, Kedyna Tavares, Márcia Silva, Erika Bispo, Gabriella Oliveira, Irene Corrêa, Rosário Patriota e Celina Cândida.

À Divanete e Arilene pela ajuda dos problemas diários do curso.

Aos professores do departamento e aos colegas de pós-graduação que conheci ao longo do curso.

A CAPES pela concessão da bolsa e ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da UFCG pela realização do curso.

93 Million Miles

by Jason Mraz

*93 million miles from the sun
People get ready, get ready
Cause here it comes, it's a light
A beautiful light, over the horizon
Into our eyes*

*Oh, my, my, how beautiful
Oh, my beautiful mother
She told me, son, in life you're gonna go far
If you do it right, you'll love where you are
Just know, wherever you go
You can always come home*

*240 thousand miles from the moon
We've come a long way to belong here
To share this view of the night
A glorious night
Over the horizon is another bright sky
Oh, my, my, how beautiful
Oh, my irrefutable father
He told me, son, sometimes it may seem dark
But the absence of the light is a necessary part
Just know, you're never alone
You can always come back home
Home
Home
You can always come back*

*Every road is a slippery slope
But there is always a hand that you can hold on to
Looking deeper through the telescope
You can see that your home's inside of you*

*Just know, that wherever you go
No, you're never alone
You will always get back home
Home
Home*

*93 million miles from the sun
People get ready, get ready
Cause here it comes, it's a light
A beautiful light, over the horizon
Into our eyes*

SUMÁRIO

RESUMO	09
ABSTRACT	10
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE TABELAS	13
LISTA DE SIGLAS	14
1. INTRODUÇÃO	16
2. OBJETIVOS	18
2.1. Objetivo Geral	18
2.2. Objetivos Específicos	18
3. REVISÃO LITERÁRIA	19
3.1. Sistemas atmosféricos que atuam na Bahia	19
3.1.1. Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS).....	20
3.1.2. Sistemas Frontais (SF).....	21
3.1.3. Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN).....	22
3.1.4. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL).....	22
3.1.5. Oscilação Madden-Julian (OMJ).....	23
3.1.6. El Niño Oscilação Sul (ENOS).....	24
3.1.7.. Dipolo do Atlântico (DIPA).....	26
3.2. Aplicação da Análise em Multivariada a Dados Meteorológicos	27
3.3. Transformada de Ondeletas	29
4. MATERIAIS E MÉTODOS	33
4.1. Área de Estudo	33
4.2. Dados de Precipitação	33
4.3. Dados da Temperatura da Superfície do Mar	34
4.4. Metodologia	35
4.4.1. Análise em Componentes Principais (ACP).....	35
4.4.2. Análise de Agrupamentos (AA).....	36
4.4.3. A Transformada de Ondeleta (TO).....	37
4.4.4. A Função Ondeleta Base de Morlet.....	40

4.4.5. Coeficiente de Correlação Ordinária (ou de Pearson).....	41
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	42
5.1. Climatologia da Precipitação na Bahia.....	42
5.2. Aplicação da Análise de Componentes Principais a Precipitação no Estado da Bahia.....	43
5.2.1. Correlações Fatoriais e Padrão Espacial da Precipitação.....	43
5.2.2. Regiões Homogêneas da Precipitação.....	47
5.3. Análise Espectral da Precipitação para a Bahia.....	49
5.3.1. Região 1: Esplanada.....	49
5.3.2. Região 2: Carinhanha.....	51
5.3.3. Região 3: Barreiras.....	53
5.3.4. Região 4: Nova Viçosa.....	55
5.3.5. Região 5: Rafael Jambeiro.....	57
5.3.6. Região 6: Floresta Azul.....	59
5.4. Análise da Transformada de Ondeleta para a Temperatura da Superfície do Mar.....	61
5.5. Correlações entre Temperatura da Superfície do Mar e Chuva.....	66
6. CONCLUSÕES.....	75
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	76
APÊNDICE A.....	84

RESUMO

Este estudo objetiva analisar a variabilidade espacial e temporal da precipitação (PRP), em regiões homogêneas do Estado da Bahia e relacioná-las com as Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) nas áreas monitoradas dos Oceanos Pacíficos Equatorial e Atlântico Tropical. Assim como, enfatizar os mecanismos atmosféricos geradores de chuvas no Estado. Para isto, empregou-se a técnica da transformada de ondeleta (TO) à séries temporais climatológicas da precipitação no Estado e TSM nas áreas do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical. Os resultados da aplicação da TO na precipitação mostraram que no espectro global de energia da ondeleta o ciclo anual é dominante em todas as regiões homogêneas (RH). Além da escala anual, observaram-se interações com escalas de tempo (intrasazonal, semianual, bianual e decenal). A TO também mostrou que nem todas RH possuem o mesmo regime de chuva. E, também que o Estado da Bahia chove praticamente o ano todo em algumas RH, principalmente nas regiões sul e sudeste, favorecidas pela atuação dos diferentes sistemas atmosféricos, tais como: Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), Sistema Frontal (SF). As correlações entre TSM e PRP evidenciaram que tanto El Niño quanto o dipolo do Atlântico exercem papel importante na produção de chuva no Estado. Ressalta-se ainda, que o dipolo é um dos principais indutores da chuva no nordeste da Bahia.

Palavras Chave: Transformada de Ondeleta, Escala Anual, Oceanos Tropicais.

ABSTRACT

The objective was to make a diagnosis of precipitation (PRP), in homogeneous regions of Bahia and relate them to the Sea Surface Temperatures (SST) in the monitored areas of the Pacific Equatorial and Tropical Atlantic Oceans. As well as emphasize the generators atmospheric mechanisms of rainfall in the state. For this, we used the Transform of Wavelet (TW) technique to the climatological time series of rainfall in the state and SST in the areas of the equatorial Pacific and tropical Atlantic. The results of applying TW precipitation showed that the overall spectrum of energy wavelet the annual cycle is dominant in all the Homogeneous Regions (HR). In addition to the annual scale, there were interactions with time scales (intraseasonal, semiannual, two-year and ten-year). TW also showed that not all have the same HR rain system. And also that the State of Bahia practically rains all year in some HR, mainly in the south and southeast regions, favored by the performance of different weather systems, such as South American Convergence Zone (SACZ), Vortex Cyclonic of High Levels (VCHL), Front System (FS). Correlations between SST and PRP showed that both El Niño and the Atlantic dipole play an important role in the rain production in the state. It is worth noting that the dipole is a major rain inducers in northeastern Bahia.

Keywords: Wavelet Transform, Annual Scale, Tropical Ocean.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Série temporal do Índice Multivariado de ENOS e da Oscilação Decenal do Pacífico para o período de 1950 a 2013 (AUTOR, 2015).	25
Figura 2:	Localização da área de estudo e o mapa de relevo. (Fonte: SECTI, 2013 modificado pelo AUTOR, 2015).	33
Figura 3:	Mapa de localização das 145 estações pluviométricas no Estado da Bahia (Fonte: AUTOR, 2015 e SECTI modificado pelo AUTOR, 2015).	34
Figura 4:	Localização geográfica das áreas monitoradas dos Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 do Oceano Pacífico Equatorial. (Fonte: NOAA/NCEI, 2015).	34
Figura 5:	Distribuição espacial dos totais médios anuais da precipitação no Estado da Bahia.	42
Figura 6:	Correlações temporais dos três primeiros fatores comuns rotacionados	44
Figura 7:	Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.	45
Figura 8:	Padrão espacial do segundo fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.	46
Figura 9:	Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.	47
Figura 10:	Regiões Homogêneas da precipitação obtidas da aplicação do método de agrupamento de Ward aos principais fatores comuns espaciais.	48
Figura 11:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Esplanada; d) Média por escalas das potências ou variância.	50
Figura 12:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Carinhanha; d) Média por escalas das potências ou variância.	52
Figura 13:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Barreiras; d) Média por escalas das potências ou variância.	54
Figura 14:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Nova Viçosa; d) Média por escalas das potências ou variância.	56

Figura 15:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Rafael Jambeiro; d) Média por escalas das potências ou variância.	58
Figura 16:	a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Floresta Azul; d) Média por escalas das potências ou variância.	60
Figura 17:	a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para o Pacífico Niño 1+2; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.	62
Figura 18:	a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para o Pacífico NIÑO 3; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.	63
Figura 19:	a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para o Pacífico NIÑO 3.4; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.	64
Figura 20:	a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para o Pacífico NIÑO 4; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.	65
Figura 21:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Esplanada-RH1.	67
Figura 22:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Carinhonha-RH2.	43
Figura 23:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Barreiras -RH3.	70
Figura 24:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Nova Viçosa-RH4.	71
Figura 25:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Rafael Jambeiro-RH5.	72
Figura 26:	a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Floresta Azul-RH6.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1:	Autovalores e total da variância explicada dos dados mensais da precipitação no Estado da Bahia.	43
Tabela 2:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Esplanada.	66
Tabela 3:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Carinhanha.	68
Tabela 4:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Barreiras.	69
Tabela 5:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Nova Viçosa.	70
Tabela 6:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Rafael Jambeiro.	72
Tabela 7:	Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e do Atlântico e a precipitação de Floresta Azul.	73
Tabela A:	Localização Geográfica das estações meteorológicas, médias mensais e total das médias anual da Precipitação no Estado da Bahia, para os anos de 1970 a 2013.	84
Tabela B:	Ocorrência de El Niño e La Niña para os anos de 1970 a 2013.	88

LISTA DE SIGLAS

AA	-	Análise de Agrupamentos
AB	-	Alta da Bolívia
ANA	-	Agência Nacional das Águas
AS	-	América do Sul
ASAS	-	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ACP	-	Análise de Componentes Principais
CDC	-	Climate Diagnostic Center
CP	-	Componentes Principais
DNOCS	-	Departamento Nacional de Obras Contra as Secas
DOL	-	Distúrbios Ondulatórios de Leste
DIPA	-	Dipolo do Atlântico
EGO	-	Espectro Global das Ondeletas
EN	-	El Niño
ENOS	-	El Niño-Oscilação Sul
EPO	-	Espectro de Potência das Ondeletas
FF	-	Frente Fria
FOE	-	Função Ortogonal Empírica
FUNCEME	-	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
HP	-	Hodrick e Prescott
IME	-	Índice Multivariado de ENOS
INMET	-	Instituto Nacional de Meteorologia
IVDN	-	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
JBN	-	Jato de Baixos Níveis
LI	-	Linhas de Instabilidade
LN	-	La Niña
MMQ	-	Métodos dos Mínimos Quadrados
NOAA	-	National Oceanic and Atmospheric

NEB	- Nordeste do Brasil
ODP	- Oscilação Decenal do Pacífico
OL	- Ondas de Leste
OMJ	- Oscilação Madden-Julian
POA	- Perturbações Ondulatórias dos Alísios de Sudeste
PRP	- Precipitação mensal
RH	- Região Homogênea
SF	- Sistemas Frontais
SQD	- Soma dos Quadrados dos Desvios
ST	- Serie Temporal
SUDENE	- Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TF	- Transformadas de Fourier
TFJ	- Transformada de Fourier Janelada
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
TO	- Transformada de Ondeletas
VCAN	- Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	- Zona de Convergência da América do Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	- Zona de Convergência do Pacífico Sul

1. INTRODUÇÃO

A Bahia é o maior Estado da Região Nordeste do Brasil (NEB) com área de aproximadamente 600.000 Km², correspondendo a 36,41% da área total da região. O relevo é constituído por planícies, vales, serras e montanhas com altitude entre 800 e 1200m, como, por exemplo, observado na Chapada Diamantina; somados à conjugação de diferentes sistemas de circulação atmosférica, tornam a climatologia deste Estado uma das mais complexas do mundo, refletindo uma extraordinária variedade climática, do ponto de vista da precipitação (NIMER, 1989). As médias anuais da temperatura no Estado situam-se acima de 25°C nas áreas mais aquecidas da Depressão Sanfranciscana, norte do planalto Ocidental e nas áreas litorâneas que se estendem desde o sul do Recôncavo, até a região norte do Estado. No restante do território, elas oscilam entre 20° e 25 °C, com valores inferiores a 20°C, no conjunto Diamantina-Espinhaço (ATLAS CLIMATOLÓGICO DA BAHIA *apud* BRAGA *et al.*, 1998).

A precipitação é uma variável meteorológica importante que requer atenção especial de toda comunidade científica. Embora já se tenha feito vários estudos desta variável na região, ainda não são suficientes, nem realísticos, para melhorar as estratégias de gestão da água, proteção do meio ambiente, prevenção de enchentes e secas, planejamento agrícola, ou, de um modo geral, o impacto do desenvolvimento socioeconômico da região (GOCIC e TRAJKOVIC, 2013). Uma análise da distribuição da precipitação sobre o Nordeste e regiões adjacentes sugere que o clima semiárido é causado por mecanismos da circulação geral da atmosfera, combinados com outros efeitos, tais como albedo, extensão territorial, posição geográfica e topografia que dão ao NEB características peculiares (NOBRE *et al.*, 1986).

Estudar a Bahia é uma tarefa árdua tendo em vista sua grande extensão territorial e posição geográfica, dando ao Estado diferentes regimes climáticos. Entretanto, a grande variabilidade espacial e temporal das chuvas da Bahia é decorrente da atuação dos diferentes sistemas atmosféricos, tais como: Sistemas Frontais (SF), Zona de Convergência da América Sul (ZCAS), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Sistemas de Brisas marítima/terrestre e vale/montanha. Vale salientar que estes sistemas de tempo apresentam grau de intensidade variável, atuando em diferentes épocas do ano, pois, são fortemente influenciados por fenômenos de escala maior, como por exemplo, El Niño/La Niña (EN/LN) e anomalias de

Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Tropical (MOLION e BERNADO, 2002).

Nas últimas décadas, novas técnicas matemáticas e estatísticas têm sido utilizadas, com o objetivo de fornecer subsídios para a caracterização de regimes atmosféricos não-lineares associados à natureza das variáveis meteorológicas e do meio ambiente (WENG e LAU, 1994; VITORINO *et al.*, 2006; BRAGA *et al.*, 2014). A investigação de sistemas meteorológicos de diferentes escalas de tempo que influenciam determinadas regiões é de fundamental importância no diagnóstico das possíveis perturbações que ocorrem no clima. Então, utilizou-se a Transformada de Ondeletas (TO), para séries de precipitação no período de 1970 a 2013 no Estado da Bahia para obter e analisar os sinais não estacionários, objetivando identificar as principais periodicidades e evolução temporal.

As Ondeletas possuem propriedades matemáticas capazes de fornecer informação de tempo e frequência simultaneamente, ou seja, possibilitam representar a frequência-tempo da variável estudada (TORRENCE e COMPO, 1998; ECHER *et al.*, 2008; ARAÚJO, 2012). Devido à natureza dos sinais da precipitação, estudá-la exige uma análise, nas escalas de tempo em que ela ocorre, revelando características espectrais importantes da variável. A análise de ondeletas é uma ferramenta que pode ser eficaz para a caracterização e medição de dados referentes a valores máximos e mínimos locais, como função de tempo e duração, esticando-se ou comprimindo-se ao longo do eixo do tempo (NAKKEN, 1999).

Neste contexto, o propósito deste estudo é encontrar soluções mais realistas da variabilidade espacial e temporal da chuva no Estado da Bahia. Assim como, investigá-la nas escalas de tempo e frequência, e tentar relacioná-la com os sistemas meteorológicos que influenciam seu regime climático. Para isto, empregou-se as técnicas da análise de multivariada e da TO em diferentes escalas tempo-frequência, para auxiliar na identificação dos sistemas atmosféricos, que por ventura, atuam no Estado.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Investigar e diagnosticar os principais mecanismos atmosféricos que modulam a precipitação em regiões homogêneas no Estado da Bahia utilizando a Transformada de Ondeletas.

2.2. Objetivos Específicos

- A partir da Transformada de Ondeletas (TO) em multiescalas de tempo, rastrear a evolução tempo-frequência da precipitação no Estado;
- Verificar se os sistemas atmosféricos atuam da mesma forma em todas as regiões homogêneas no Estado da Bahia;
- Quais são os sistemas atmosféricos mais influentes na produção de chuva em cada região do Estado?
- Qual a relação que existe entre a TSM do Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical com os padrões de precipitação?

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O Brasil possui uma característica muito peculiar, a existência de vários climas, pois a maior parte de seu território encontra-se entre a linha do Equador e o Trópico de Capricórnio e sofre a influência de vários fenômenos atmosféricos dos dois hemisférios. É dividido em cinco regiões, Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Norte e Nordeste. Destas regiões, destaca-se a região Nordeste.

Segundo Molion e Bernardo (2002) no Nordeste Brasileiro (NEB) identificam-se três regimes básicos de precipitação em sua distribuição espacial. A área que cobre praticamente toda Bahia, o sul do Maranhão e do Piauí tem seu período mais chuvoso compreendido entre os meses de novembro a março, enquanto o período seco ocorre durante o inverno austral, ou seja, de maio a setembro; sendo a variabilidade do clima na região basicamente modulada por padrões de sistemas atmosféricos e oceânicos de grande escala que podem determinar as suas características em escalas sazonais, anuais e decenais.

A região Nordeste, segundo Kousky (1980), é caracterizada por cinco tipos de climas: tropical, semiárido, subúmido seco, subúmido e equatorial úmido. O clima tropical ocorre, principalmente, no sul da Bahia, centro do Maranhão e no litoral nordestino. Esse tipo de clima apresenta duas estações bem definidas, sendo uma seca e uma chuvosa. O clima semiárido abrange, especialmente, a região central do Nordeste, onde as temperaturas são elevadas durante o ano todo. As chuvas são irregulares e há ocorrência de estiagem prolongada. O clima equatorial úmido, identificado em uma restrita área da região localizada a oeste do Maranhão, sofre influência do clima equatorial, com temperaturas elevadas e chuvas abundantes. O clima subúmido seco é observado na transição semiárido tropical entre o subúmido, enquanto que o subúmido encontra-se na transição subúmido seco e o equatorial úmido.

3.1. Sistemas atmosféricos que atuam na Bahia

O Estado da Bahia devido a sua posição geográfica, sofre influência de diversos sistemas meteorológicos. Na parte norte do Estado, os meses mais chuvosos são dezembro/janeiro e março/abril, os quais estão associados com o VCAN e com a influência indireta da ZCIT. Em geral, durante os meses de março e abril a ZCIT avança para latitudes mais ao sul levando a alta pressão subtropical do Atlântico Sul a migrar para o sul, o que

favorece a penetração de umidade no norte da Bahia pelos ventos alísios que sopram do oceano perpendicular à costa de Alagoas, Sergipe e norte da Bahia produzindo chuvas nessas áreas. Na parte oeste, central e sul da Bahia, as chuvas, em geral, são produzidas por Sistemas Frontais provenientes do sul do país, durante os meses de janeiro a março. Em muitos casos, quando os SF chegam ao norte de Minas Gerais e sul da Bahia, eles associam-se com a convecção da região Amazônica, formando uma grande zona de convergência orientada na direção noroeste-sudeste, que se estende da Amazônia até a Atlântico e persiste por duas semanas ou mais. Esta faixa de nebulosidade é denominada de ZCAS (MARTON e SILVA DIAS, 1996).

No litoral sul, da divisa com o Espírito Santo até Salvador, as chuvas ocorrem o ano inteiro e são produzidas por SF, DOL (YAMAZAKI e RAO, 1977; CHU, 1983) e brisas marítima/terrestre (FERREIRA e MELLO, 2005). Enquanto, no litoral norte, de Salvador até a divisa com Sergipe, as precipitações ocorrem com maior intensidade nos meses de abril a julho e são produzidas, principalmente, por DOL e por restos de SF advectados do Oceano Atlântico.

3.1.1. Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS)

A ZCAS é caracterizada como uma banda persistente de precipitação e nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende desde o sul da Amazônia até o Atlântico Sul-Central, por alguns milhares de quilômetros (CPTEC/INPE, 2015). Segundo Reboita *et al.* (2010), a ZCAS pode ser influenciada pela confluência entre os ventos de nordeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que transportam calor e umidade do Oceano Atlântico para o interior do Brasil, e o Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, que transporta calor e umidade da região amazônica para o sudeste da América do Sul. A ZCAS é uma importante característica da circulação de verão na América do Sul, e é extremamente importante para a estação chuvosa do sudeste do Brasil. Nas regiões norte/nordeste a ZCAS pode causar chuvas, uma vez que estas regiões se localizam próxima ao N/NEB da sua posição climatológica.

Parmezani *et al.*, (1998) estudaram associação entre ZCAS e a ocorrência de EN e LN. Perceberam que o comportamento da ZCAS na presença do EN, no período chuvoso favorece o aumento da precipitação na região Sul do Brasil e Norte da Argentina, que poderia ser interpretado como um posicionamento mais ao sul da ZCAS. No entanto, para o período

seco observaram-se anomalias negativas para região Nordeste. Em anos de LN no período chuvoso ocorre um aumento da precipitação no Norte e Nordeste do litoral Brasileiro, na região da ZCAS não é apresentada mudanças significativas da precipitação. Para períodos secos observa-se que a região do Nordeste apresenta fortes anomalias positivas.

Os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS não estão ainda totalmente definidos, porém, estudos observacionais e numéricos indicaram que esse sistema sofre influências tanto de fatores remotos quanto locais. Aparentemente, as influências remotas, tal como a convecção na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) ou a Oscilação Madden-Julian (OMJ), podem modular o início, duração e localização da ZCAS. A simulação de uma onda estacionária associada ao padrão definido pela ZCPS/ZCAS, com um modelo de circulação geral da atmosfera, mostrou que a existência dessa onda estava vinculada à convecção na região tropical e nas próprias zonas de convergência (GRIMM e DIAS (1995) *apud* SALVADOR, 2014).

3.1.2. Sistemas Frontais (SF)

Os SF são mecanismos importantes de produção de chuva no sul e leste do Nordeste que posicionam entre 5 °S e 18 °S, embora elas ocorram no inverno austral (MOLION e BERNARDO, 2002). Barbosa e Correia (2005) citaram que a grande variabilidade de chuva no NEB é explicada em função dos diversos fenômenos que influenciam a região. Como ocorre nos meses de novembro a janeiro, há a ocorrência de SF que provocam chuva no centro sul do NEB. Quando a Frente Fria (FF) avança para latitudes mais baixas, no período de novembro, elas estão associadas a convecção da Amazônia (OLIVEIRA (1986) *apud* TAVARES e CARVALHO (2006)).

As frentes são um dos principais mecanismos de mudança do tempo na América do Sul (AS). Elas atuam desde o sul do continente (influência mais marcante) até latitudes mais baixas (onde geralmente chegam enfraquecidas, mas mesmo assim modificam o tempo local, onde o efeito principal está ligado à precipitação) (GEMIACKI e FEDOROVA, 2006). Tavares e Carvalho (2006) notaram que, em geral, o Sistema Frontal que avança para o NEB, está associado aos fenômenos: VCAN, ZCAS e a Alta da Bolívia (AB).

Santos e Braga (2015) fizeram um estudo de caso sobre um SF que adentrou o NEB. As autoras mostraram que o sistema estava associado a ZCAS, VCAN, AB e a ASAS, o sistema provocou chuvas em grande parte da região nordestina e principalmente sobre o

Estado da Bahia. Notaram que o conjunto desses sistemas fez com que a FF ficasse estacionada na região provocando chuvas em quase todo o NEB.

3.1.3. Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)

Os VCAN são um conjunto de nuvens que, observado pelas imagens de satélite, têm a forma aproximada de um círculo girando no sentido horário, com núcleos frios de baixa pressão. Eles estão associados a AB e SF. Na sua periferia há formação de nuvens causadoras de chuva e, no centro, há movimentos de ar de cima para baixo (subsidência), aumentando a pressão e inibindo a formação de nuvens (FERREIRA e MELLO, 2005). Gan e Kousky (1982), demonstraram que os VCAN que penetram o NEB, se formam no Oceano Atlântico, entre os meses de novembro a março, com maior frequência entres os meses de janeiro e fevereiro, com tempo de vida de aproximadamente 7 a 10 dias. Os VCAN são os principais sistemas que influenciam diretamente o tempo na região tropical, especialmente o NEB e também em partes da região Sul e Sudeste do Brasil (COSTA *et al.*, 2014).

Na região Nordeste do Brasil, os vórtices formam-se sobre Oceano Atlântico entre os meses de dezembro a março, com maior frequência no mês de janeiro, e sua trajetória normalmente é de leste para oeste. Para Molion e Bernardo (2002), as condições adicionais seriam a penetração de um SF do Hemisfério Norte, ou seus restos, em latitudes equatoriais sobre o Atlântico e o posicionamento da AB mais para leste de sua posição normal durante o verão da AS, além da penetração de um SF do Hemisfério Sul.

3.1.4. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

Os DOL são sistemas de escala sinótica que ocorrem em toda a baixa troposfera tropical e apresentam características singulares em cada região. Os DOL que se formam na região do Oceano Atlântico Sul deslocam-se para oeste e intensificam-se na costa leste e norte do Nordeste brasileiro. Estes distúrbios apresentam oscilações com periodicidade de 3 a 9 dias, comprimento de onda entre 3200 e 6200 km, e velocidade de propagação entre 10 a 15 m/s (JUNIOR *et al.*, 2010). Os DOL que se formam na região do Oceano Atlântico Sul deslocam-se para oeste e intensificam-se na costa leste e norte do NEB.

Molion e Bernardo (2002) notaram que as Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (POA) fazem parte dos principais mecanismos dinâmicos de mesoescala produtores

de chuva na Região do NEB. Além disso, eles também propuseram que os processos de formação desses fenômenos seriam penetrações de SF (de ambos os hemisférios) em latitudes tropicais e complexos convectivos de mesoescala na Região da ZCIT e costa africana. Todos esses processos seriam responsáveis por perturbar os Ventos Alísios e dar origem as POA. Eles ainda deduziram que essas perturbações se propagam para oeste com velocidade 6 a 8° de longitude por dia.

No Brasil, os DOL se concentram no litoral da Região Nordeste (principalmente na Zona da Mata, que se estende do Sul da Bahia ao Rio Grande do Norte), ocorrem principalmente no outono e no inverno (VAZ, 2011). Sobre o continente sul americano, as Ondas de Leste (OL) são pouco conhecidas, uma vez que são bem menos ativas no contexto sinótico do que as OL africanas na região do Sahel. Embora essas ondas na costa do NEB não tenham a mesma importância que no Sahel (praticamente todos os eventos de chuva nessa região são associados às OL), no NEB elas têm ação fundamental na modulação da convecção em grande parte dos eventos de mesoescala provenientes do oceano (CLIMATOLOGIA I, 2012).

3.1.5. Oscilação Madden-Julian (OMJ)

A OMJ é uma perturbação tropical que se propaga para o leste em torno dos trópicos globais com um ciclo da ordem de 30-45 dias. A OMJ é uma flutuação intrasazonal ou onda que ocorre nos trópicos globais. Ela é responsável pela maior parte da variabilidade do tempo nestas regiões e resulta em alterações em várias variáveis atmosféricas e oceânicas, incluem velocidade e direção do vento, nebulosidade, precipitação, temperatura da superfície do mar (TSM) e evaporação da superfície do oceano. A OMJ é um componente natural do nosso sistema acoplado oceano-atmosfera e a duração típica do ciclo da OMJ (30-45 dias) (MADDEN e JULIAN, 1971, 1972; MADDEN e JULIAN, 1994; ZHANG, 2005). Há evidências de que a OMJ influencia o ciclo do El Niño – Oscilação Sul (ENOS). Não causa EN ou LN, mas pode contribuir para a velocidade de desenvolvimento e intensidade dos episódios. Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a OMJ na precipitação da região tropical do Brasil e perceberam que, na escala global, a OMJ é o principal mecanismo atmosférico modulador das variações pluviométricas na escala de tempo mensal no leste da Amazônia.

Oliveira *et al.* (2015) utilizaram a TO para as fases ativas e inativas da OMJ na definição das características climáticas da Amazônia Oriental. Os resultados encontrados

indicaram que a OMJ é capaz de modificar a dinâmica da atmosfera local. O aumento da atividade convectiva durante sua fase ativa foi caracterizado por um aumento na quantidade de nuvens, reduzindo a temperatura durante o dia e gerando menos insolação na superfície. O oposto ocorreu durante a fase inativa da OMJ.

Valadão (2015) fez uma análise preliminar da precipitação para microrregião do semiárido (Seridó) do NEB. As composições de anomalias de precipitação foram feitas para oito fases da OMJ durante fevereiro–maio. Seus resultados mostraram a existência de variações significativas nos padrões de precipitação associados à propagação da OMJ. Notou que sobre toda a região Nordeste, houveram impactos da OMJ na precipitação intrasazonal apresentando forte sazonalidade. Embora os impactos da OMJ na precipitação intrasazonal tenham sido encontrados na maioria das localidades e em todas as estações do ano, eles apresentaram variações na magnitude dos sinais e dependeram da fase da oscilação.

3.1.6. El Niño Oscilação Sul (ENOS)

O ENOS é um fenômeno de grande escala, caracterizado pela interação oceano-atmosfera que afeta o tempo e o clima, provocando variações na temperatura e na precipitação em diversas regiões do globo (CANE, 2001). O ENOS é formado por duas componentes, oceânica (EN/LN) e atmosférica (Índice de Oscilação Sul), e apresenta duas fases, fase quente (EN) e fase fria (LN) (CPTEC, 2015).

O impacto causado pelo fenômeno ENOS, pode ser sentido principalmente pela modificação no regime e no total de precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em secas severas, interferindo, de forma expressiva, nas atividades humanas, e afetam o tempo e o clima globalmente, principalmente nos trópicos (MOLION e BERNARDO, 2002).

Segundo Chechi e Sanches (2012), o fenômeno ENOS, nas duas fases, exerce influência no comportamento das precipitações regionais, excesso ou escassez hídrica. Seus reflexos são sentidos de uma forma muito abrangente desde chuvas excessivas causando enchentes e inundações nos centros urbanos, deslizamentos de terra em áreas de encostas, até os períodos de seca prolongados que podem comprometer desde a produção agrícola até mesmo o abastecimento de água à sociedade.

Siqueira *et al.*, (2006) estudaram a relação entre a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e os impactos causados no Norte e Nordeste Brasileiro e mostraram que, dependendo

da fase da ODP, os ENOS causam impactos diferentes. Siqueira *et al.*, (2007), também, elaboraram um estudo sobre a variabilidade climática no sudeste da Amazônia, fronteira de expansão da soja no Brasil. Constataram que, no período de 1948-1976, houve uma diminuição dos totais pluviométricos sobre a região e, durante 1977-1998, ocorreu o contrário. Concluíram que essa variabilidade pode ter impactos negativos na safra dessa “commodity” se a ODP permanecer em sua nova fase fria nos próximos 20 anos. Segundo Mantua *et al.* (1997), a ODP é uma oscilação de baixa frequência, com uma fase fria entre 1947 e 1976 e com fase quente da ODP entre 1976 e 1998 (Figura 1).

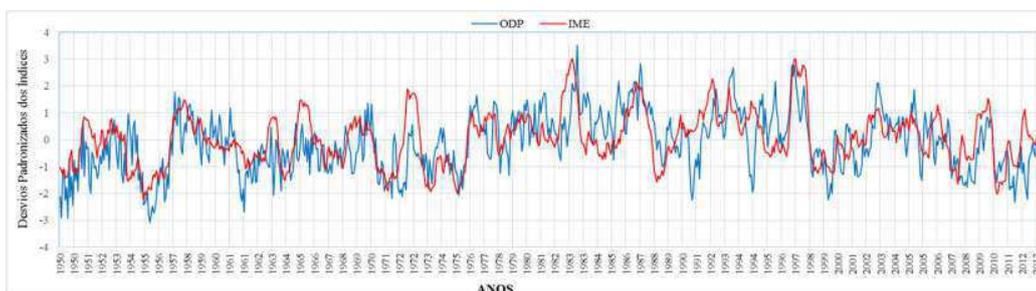


Figura 1. Série temporal do Índice Multivariado de ENOS e da Oscilação Decenal do Pacífico para o período de 1950 a 2013 (AUTOR, 2015).

Siqueira e Molion (2008) demonstraram, ainda, que durante os eventos LN da fase fria da ODP, os totais pluviométricos, sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, foram abaixo da normal climatológica em relação à média do período que compreende as duas fases da ODP (1948 - 1998), ao contrário do que consta na literatura. Ou seja, a afirmação que eventos LN causam chuvas acima da normal nessas regiões só foi verdadeira para a fase quente da ODP. Os eventos EN se apresentam de forma semelhante nas duas fases da ODP, causando redução de precipitação sobre essas regiões. Muito pouco se sabe sobre a importância, impactos e influência da ODP no clima global. No entanto, devido ao fato de os oceanos ocuparem 70% do planeta, e entre eles, o Oceano Pacífico (OP) ser o maior, a ODP deve ter influência na variabilidade climática de longo prazo (50- 60 anos), a ponto de ser confundida com mudanças climáticas.

Oliveira *et al.* (2011), avaliaram que os eventos EN e LN apresentam impactos distintos, que podem ser críticos tanto para o abastecimento de água para população como para a agricultura. Notaram que os eventos EN da fase fria da ODP para o período da pré-estação no setor Norte do NEB, apresentaram anomalias negativas de precipitação. Na estação chuvosa do setor Norte do NEB, os eventos de EN tanto para a fase fria quanto para a fase quente provocaram anomalias negativas, enquanto que os LN provocaram anomalias

positivas também em ambas as fases, sendo tanto EN como LN mais significativo na fase quente da ODP. Para o setor Leste NEB, os eventos de LN da fase quente da ODP, provocaram anomalias positivas de precipitação, tanto para o período de pré-estação quanto para o período da estação, propriamente dita, que vai de janeiro a julho, indicando que o setor Leste do NEB não é crítico no que se refere à disponibilidade de água para cultivos.

3.1.7. Dipolo do Atlântico (DIPA)

O fenômeno do DIPA, tem importante influência na climatologia da região tropical. Ele caracteriza-se por oscilações da TSM, em fases opostas nas regiões ao norte e ao sul do Equador. Estas oscilações determinam gradientes anormais de temperatura na região tropical, com importantes consequências climáticas e econômicas, em particular com relação a seca no NE do Brasil e na região do Sahel na África. Utiliza-se para a caracterização deste fenômeno um índice chamado dipolo do Atlântico (SERVAIN, 1991). Este é calculado através da diferença entre a média das anomalias de TSM das regiões ao Norte (entre 20°N e 5°N) e ao Sul (entre 5°N e 12°S) do Equador.

Aragão (1996) descreveu que quando as águas do Oceano Pacífico estiverem mais quentes do que o normal (Pacífico positivo) e as águas dos Oceanos Atlântico Sul mais frio e Atlântico Norte mais quente (Dipolo negativo) indica redução acentuada da precipitação no Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro e episódios de seca para o Nordeste do Brasil. Quando as águas do Oceano Pacífico estiverem mais frias do que o normal (Pacífico negativo) e as águas do Oceano Atlântico Sul mais quente e Atlântico Norte mais frio (Dipolo positivo) corresponde a episódios com excesso de chuvas.

Souza *et al.* (1997) calcularam os desvios da precipitação sobre o semiárido nordestino em associação aos eventos do padrão de dipolo de TSM observados no Atlântico Tropical entre os anos de 1945 e 1993 e puderam perceber que os anos de ocorrência da fase positiva do dipolo estão associados com a predominância de percentuais negativos de precipitação (chuvas abaixo do normal), da mesma forma que os anos com fase negativa do dipolo estão associados à predominância de desvios positivos de precipitação (chuvas acima do normal).

Moura *et al.* (2000) mostraram, que as maiores correlações encontradas entre a precipitação e a TSM foram com o Atlântico Sul. Durante a fase positiva do Dipolo, Alagoas, Sergipe e Bahia são os Estados que sofrem maior influência. Com o Dipolo neutro,

Pernambuco foi quem se destacou. Rio Grande do Norte e Paraíba são os dois Estados com maior influência do Atlântico durante a fase negativa. O Atlântico Sul explicou melhor o comportamento das chuvas do setor leste do NEB, indicando que os sistemas meteorológicos mais importantes para essa região são os SF de sul, OL, e as brisas. Estes sistemas ocorrem com maior frequência e intensidade durante os meses de março a julho.

Segundo a APAC (2016), a influência do Oceano Atlântico na chuva do NEB se dá devido ao posicionamento da ZCIT (principal sistema indutor de chuva no norte do NEB (que inclui o semiárido de Pernambuco). Em anos em que o Oceano Atlântico Norte está mais frio que o Atlântico Sul (dipolo negativo), a ZCIT desloca-se para sua posição sul e favorece a ocorrência da chuva no NEB. No caso contrário, isto é, a parte Sul que está mais frio que a parte Norte (dipolo positivo), a ZCIT fica na posição mais a Norte e reduz a chuva em Pernambuco.

3.2 Aplicação da Análise em Multivariada a Dados Meteorológicos

Pesquisadores em todo mundo tem aplicado a análise multivariada com diferentes finalidades, mostrando que elas são eficientes quando se trabalha com grandes amostras de dados. Green *et al.* (1993) utilizaram a técnica de Agrupamentos de Componentes Principais (ACP) para estudar séries climatológicas de vento, temperatura e precipitação da Região Sul da Califórnia. Os autores usaram as cargas fatoriais das Componentes Principais (CP) na formação de grupos de meses (estações) contendo padrão espacial similar. Os resultados mostraram que a definição convencional da duração de cada estação do ano de três meses é diferente. Na análise da precipitação, o período (estação) de novembro a maio foi associado a sistemas sinóticos oriundos do Pacífico. O período de julho a agosto representou a estação de temperaturas de verão, associadas ao fluxo de umidade do sul.

Gong e Richman (1995) aplicaram vários métodos de agrupamento a dados de precipitação para a região central e leste da América do Norte, com a finalidade de realizar uma comparação entre os diferentes métodos de classificação. Os resultados obtidos mostraram que dentre os métodos hierárquicos e não hierárquicos utilizados, os que apresentaram melhores resultados foram os de Ward e o método aglomerativo em torno dos núcleos definidos a priori.

Braga *et al.* (1998), em estudos preliminares, aplicaram análise de agrupamentos a dados de precipitação para regionalizar o Estado da Bahia. O Estado foi dividido em nove

(09) sub-regiões homogêneas. Os autores concluíram que os grupos encontrados correspondiam bem ao regime de chuvas e apontaram a influência de sistemas atmosféricos em várias escalas de tempo em cada região. Os grupos resultantes bem definidos são: litoral, além do São Francisco (oeste), Vale do São Francisco e Raso da Catarina. Os demais grupos formados ao Norte e Sul ficaram separados pela Chapada Diamantina e mantiveram as mesmas características climáticas. Os grupos próximos ao litoral são os que possuem os maiores índices pluviométricos e são influenciados pelo SF e sistemas de leste, a exemplo do DOL. Os demais grupos com alturas pluviométricas menores corresponderam aqueles regimes pluviométricos diversificados.

Braga *et al.* (2006) utilizaram CP para encontrar o tempo de resposta do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) às precipitações em RH no Estado da Bahia. Os resultados obtidos mostraram que, na maioria das RH, o tempo de resposta da vegetação é um mês após a ocorrência de maior precipitação. Por outro lado, as regiões com chuvas regulares (os índices mais elevados, não corresponderam ao mês mais chuvoso), o tempo de resposta da vegetação, a partir de um certo limite de chuva, é mais lento com até dois meses de defasagem no nordeste da Bahia.

Santos *et al.* (2010) aplicaram o ACP afim de encontrar relações entre padrões atmosféricos específicos, temporal e espacial da precipitação e formação de cheias no semiárido da bacia do Rio São Francisco, em 1985. Com um modelo de três componentes ficou bem representado a estrutura das variáveis, retendo 60% da variância total. Os autores mostraram que a atuação dos VCAN e da ZCIT foram determinantes na formação de sistemas precipitantes intensos e ocorrência de inundações nos meses de janeiro e abril de 1985 na bacia.

Amanajás e Braga (2012) aplicaram o método do ACP e analisaram os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental e relacionaram com os principais mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical. Os resultados obtidos pela ACP mostraram a existência de três padrões pluviométricos bem definidos que explicaram aproximadamente 92% da variância total dos dados. A primeira, foi influenciada diretamente pela atuação da ZCIT, principal mecanismo gerador de chuvas no norte da região. O segundo padrão espacial está associado a eventos de mesoescala, tal como as Linhas de Instabilidade (LI) que favoreceram as chuvas na região nos meses de maio a agosto. Já o terceiro padrão espacial evidenciou a influência da atuação da ZCAS, sistema atuante no final da primavera e início do verão, bem como sistemas de escala local.

Lima Júnior *et al.* (2014) identificaram e avaliaram a importância dos elementos meteorológicos aplicando a técnica de estatística multivariada, Análise Fatorial. Essa técnica foi aplicada para identificar a importância relativa das diferentes variáveis envolvidas nos processos meteorológicos de duas cidades, Fortaleza e Crateús, de características climáticas distintas localizadas no Ceará, Brasil. Para a cidade de Fortaleza de clima tropical chuvoso, o primeiro componente estava relacionado com o gradiente de pressão de vapor do ar, o segundo componente estava vinculado ao aquecimento da atmosfera próximo à superfície e a pressão atmosférica, e o terceiro componente expressa o efeito aerodinâmico. Para Crateús de clima semiárido quente, o primeiro componente estava relacionado com o efeito acumulativo das principais características do processo de déficit da pressão de vapor do ar, aquecimento do ar próximo à superfície e efeito aerodinâmico, e o segundo componente representando a influência secundária da temperatura mínima e do efeito da pressão atmosférica.

Nascimento (2014) aplicou a ACP e Agrupamentos de dados aos do índice de precipitação normalizada para identificar regiões de eventos máximos e mínimos de chuva no Estado do Maranhão. Identificou os padrões espaciais e temporais e relacionou com os principais fenômenos meteorológicos atuantes no Estado, concluindo que ao norte, o principal indutor de chuvas é a ZCIT, junto com as LI, VCAN e DOL e no Sul há a influência da ZCAS e dos SF.

Ferreira *et al.* (2015), utilizaram a ACP para encontrar uma relação entre a distribuição da precipitação e o relevo do Estado de Minas Gerais. Os resultados obtidos no estudo mostraram coerência entre a topografia e as chuvas. Já Diehl e Silva (2015), utilizaram dados de chuva para Minas Gerais, e observaram que as quatro primeiras componentes principais explicaram 84 % da variância da precipitação no Estado. Os autores mostraram que a isolinha zero coincidia com a localização de SF que ficam bloqueados sobre o Estado e que existe uma diferença grande entre o comportamento da precipitação no norte e sul.

3.3. Transformada de Ondeletas

O uso da TO tem aumentado rapidamente como uma alternativa à Transformada de Fourier (TF), em preservar os fenômenos locais, não-periódico e de multiescala. O termo ondeleta vem do termo francês *ondelette*, significando onda pequena. A análise de ondeleta

tem vantagem sobre as análises espectrais clássicas, porque permite analisar periodicidade de eventos em diferentes escalas da variabilidade temporal e não necessita de uma série estacionária. Assim, a ferramenta é apropriada para analisar eventos irregularmente distribuídos e séries temporais que contenham potências não estacionárias em diferentes frequências. Por isso, a TO está se tornando uma ferramenta comum para analisar variações locais de potência dentro da série (SANTOS *et al.*, 2013).

Essa técnica estatística foi se desenvolvendo ao longo dos anos e está baseada nas TF. Gabor (1946) estudou e adaptou a TF para o estudo do sinal no domínio do tempo e no domínio da frequência (SIQUEIRA, 2012). A TF é um instrumento útil para analisar os componentes do sinal de frequência. No entanto, se tomarmos a TF ao longo de todo o eixo do tempo, não se pode dizer em que momento uma determinada frequência aumenta. A TF de curta duração utiliza uma janela deslizante para encontrar o espectrograma, que dá a informação do tempo e da frequência. Mas ainda existe outro problema: o comprimento da janela limita a resolução em frequência. A TO parece ser uma solução para o problema.

Nas últimas décadas técnicas matemáticas e estatísticas têm sido desenvolvidas e introduzidas na literatura com a finalidade de fornecer ferramentas importantes para a caracterização de regimes não-lineares associadas à natureza das variáveis atmosféricas e do meio ambiente (WENG & LAU 1994; VITORINO *et al.* 2006). Em geral, os estudos dessas variáveis buscam utilizar ferramentas matemáticas que sejam capazes de compreender melhor os processos físicos, que atuam nos sistemas atmosféricos de determinadas regiões e as escalas de tempo associadas a eles. A técnica da TO tem sido aplicada a Séries Temporais (ST), porque ela permite decompor uma ST em diferentes níveis de resolução tempo-frequência/tempo-escalas e determinar os componentes da variabilidade dominante.

Vitorino *et al.* (2006) utilizaram a função ondeleta contínua de Morlet para estudar a variabilidade da radiação de onda longa e vortacidade relativa sobre a América do Sul para o período de 1979 a 1996. Através dos escalogramas, focou a variação espacial da convecção em escalas intrasazonais e submensais. Oscilações em períodos de 7 a 15 dias também foram observadas em latitudes tropicais e extratropicais na primavera e no inverno, indicando que os distúrbios transientes desempenham um papel mais proeminente. Quanto à vortacidade relativa, a intensidade de energia nos trópicos foi mais alta na primavera e no verão, enquanto que nas regiões subtropicais e extratropicais prevaleceu nos meses de outono e inverno. A dinâmica para períodos de 25 e 45 dias da vortacidade relativa indica uma possível correlação com ondas de Rossby sobre o leste do Oceano Pacífico Tropical, principalmente, durante o

verão. No inverno, a oscilações de 7 e 15 dias da vorticidade relativa são mais frequentes em latitudes mais altas.

Blain e Kayano (2011) utilizaram a técnica da ondeletas para série mensal de 118 anos do índice padronizado de precipitação na localidade de Campinas-SP. Por meio de análises espectrais e testes não paramétricos, verificou-se uma variabilidade na escala de três a quatro anos. Contudo, não foi possível observar marcante influência do fenômeno ENOS nas condições mensais de variabilidade climática na localidade de Campinas. A longo prazo, detectaram uma tendência de intensificação nas condições de déficit de precipitação pluvial durante o mês de agosto, no entanto, nos demais meses não foram observadas alterações significativas.

Siqueira (2012) aplicou a análise das ondeletas às séries das tendências e da parte cíclica/aleatória, obtidas após o tratamento da série dos índices da ODP com o filtro de Hodrick e Prescott (HP). O filtro HP é uma análise estatística para tratamento de séries temporais que separa a componente da tendência variável suavizada da componente cíclica/aleatória existentes nos dados, por meio da remoção das flutuações de baixa frequência das séries. A hipótese que se fez é que, nesta separação, a variabilidade de baixa frequência (escala decenal) represente a tendência de prazo mais longo e as de frequência mais altas (escala interanual e intrasazonal) representem os ciclos mais curtos. O autor verificou que as altas energias no Espectro de Potência das Ondeletas (EPO) se concentram nas variabilidades intrasazonal (inferiores ao ciclo anual) e interanual (eventos EN/LN), com periodicidade entre 2 e 8 anos (1955 e 1960 e 1988 e 2002). A periodicidade de ocorrência dos eventos EN/LN muda de acordo com a fase da ODP. Os LN (EN) foram mais frequentes em sua fase fria (quente). No Espectro Global das Ondeletas (EGO), a curva contínua se situou acima do nível de significância de 95% (ciclo de 1 ano). Os máximos entre 2 e 4 anos e 4 e 8 anos foram observados, abaixo da linha de nível de confiança 95%. Siqueira (2012), ressaltou que mesmo ficando abaixo do nível de significância, eles mostraram que a frequência de ocorrência de eventos EN/LN variou ao longo do período de estudo.

Braga *et al.* (2014) fizeram uma análise diagnóstica da precipitação mensal (PRP) para o Estado da Paraíba, onde relacionou a TSM, nas regiões de monitoramentos do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, utilizando a TO. Os autores mostraram que a aplicação da TO na PRP evidenciou que o espectro global de energia da ondeleta foi mais marcante no ciclo anual de todas as localidades estudadas. Além da escala anual, observaram-se interações complexas de oscilações nas escalas de tempo, mensal,

intrasazonal, semianual, anual, bianual e decenal. A análise da TSM do Pacífico apresentou a escala anual mais intensa na parte leste do oceano, decrescendo no sentido leste-oeste, onde a escala decenal se torna mais acentuada. As análises da TSM do Atlântico indicam basicamente duas oscilações: uma na escala anual e outra na escala decenal. A TSM do Pacífico relacionou-se melhor com a precipitação (PRP) apenas em eventos mais intensos do ENOS, já o DIPA relacionou-se melhor com as chuvas do oeste do Estado.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

O Estado da Bahia localiza-se no sul da região Nordeste do Brasil. Possui fronteiras com os Estados do Espírito Santos e Minas Gerais ao sul, Tocantins e Goiás a oeste, Piauí e Pernambuco ao norte, Alagoas e Sergipe a nordeste e a leste é banhado pelo Oceano Atlântico (Figura 2). Ele ocupa cerca de 564.733,081 Km² do território brasileiro e contém 417 municípios, com uma população estimada (em 2014) de, aproximadamente, 15.126.371 habitantes (IBGE, 2015). O principal rio é o São Francisco que corta o Estado na direção sul-norte. O pico mais alto é o Pico do Barbado, situado na Serra do Barbado, Chapada Diamantina, com 2.033 m de altitude. É também o ponto mais alto do Nordeste. Na região, encontra-se ainda o Pico do Itobira com 1.930m.



Figura 2. Localização da área de estudo e o mapa de relevo. (Fonte: SECTI, 2015 modificado pelo AUTOR, 2015).

4.2. Dados de Precipitação

Foram utilizados dados de precipitação mensal para o período de 1970-2013 de 145 estações/postos pluviométricos distribuídos no Estado da Bahia (Figura 3 e Apêndice A). Esses dados foram obtidos da Agência Nacional das Águas (ANA) pelo site *HidroWeb*. O conjunto de dados fazem parte de outros centros de operação, como, Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET),

Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS). Selecionou-se as estações que apresentassem o menor número de falhas e que tivessem um período comum de observações.

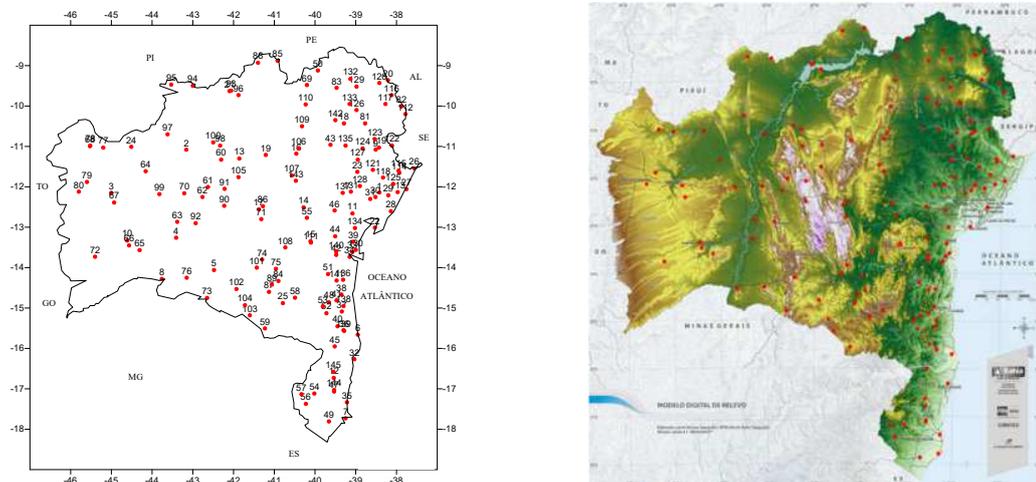


Figura 3. Mapa de espacialização das 145 estações/postos pluviométricos no Estado da Bahia. (Fonte: Autor, 2015, SECTI modificado pelo AUTOR, 2015).

4.3. Dados da Temperatura da Superfície do Mar

Utilizaram-se dados mensais da TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical (Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul) disponibilizados através do site *Climate Diagnostic Center* pertencente ao *National Oceanic and Atmospheric* (CDC/NOAA). Estes dados compreende o período de 1970 a 2013 para as áreas de monitoramento dos EN (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4) dos Oceanos Pacífico Equatorial (Figura 4) e Atlântico Tropical.

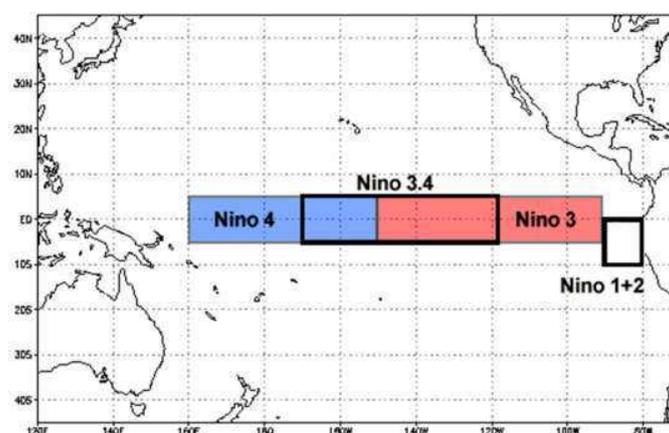


Figura 4. Localização geográfica das áreas monitoradas dos Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 do Oceano Pacífico Equatorial (Fonte: NOAA/NCEI, 2015).

Para o cálculo do Dipolo do Atlântico utilizou-se o método que a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) usa: na primeira etapa foi calculada as médias nas duas bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical para obter as séries mensais de TSM nas duas bacias. A linha de separação entre as duas bacias é definida em 5°N, por apresentar uma boa representação do equador meteorológico. O limite norte da bacia norte é 28°N e o limite sul da bacia sul é 20°S. Calcula-se então a climatologia mensal normalizadas das TSM de cada bacia. O dipolo de TSM é definido como diferença entre as anomalias normalizadas de TSM da bacia norte e as anomalias normalizadas de TSM da bacia sul.

$$DIPOLO = \left(\frac{TSMAN_{ij} - TSMAN_{i, \frac{1970}{2013}}}{DesvPadTSMAN_{i, \frac{1970}{2013}}} \right) - \left(\frac{TSMAS_{ij} - TSMAS_{i, \frac{1970}{2013}}}{DesvPadTSMAS_{i, \frac{1970}{2013}}} \right) \quad (1)$$

onde i é o mês, j é o ano, $i \frac{1970}{2013}$ a climatologia e $DesvPadTSMAN(S)$ é o desvio padrão da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Norte (Sul).

4.4. Metodologia

A seguir foram determinados os padrões de variabilidade espaciais e temporais da precipitação mensal, através da Análise dos Componentes Principais (ACP), e fez-se a regionalização da precipitação mensal a partir dos principais fatores comuns selecionados segundo critério de Kaiser. Em seguida aplicou-se a TO em multiescalas de tempo, para rastrear a evolução temporal dos sistemas atmosféricos que provocam chuvas no Estado. E, finalmente, correlacionou-se a precipitação com os índices de TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical.

4.4.1. Análise em Componentes Principais (ACP)

Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica usada para enfatizar e identificar variações fortes de padrões em um conjunto de dados, tornando mais fáceis sua interpretação e visualização (SETOSA, 2015).

A técnica da ACP é semelhante a outros procedimentos multivariados, como a análise discriminante e análise de correlação canônica, em que todos eles envolvem combinações lineares de variáveis correlacionadas com peso variável na combinação linear e são derivados com base em maximizar alguma propriedade estatística (DUNTEMAN, 1989).

A ACP é a técnica da análise multivariada mais utilizada nas ciências atmosféricas. Ela tornou-se popular após sua introdução na meteorologia por Lorenz, em 1956, que a chamou de Função Ortogonal Empírica (FOE). Ambos os nomes são comumente usados, e referem-se ao mesmo conjunto de procedimentos. A aplicação da ACP a um conjunto de dados de grande dimensão é interessante, porque além da redução do número de dados, tem a vantagem de que a máxima variância pode ser explicada pela classificação dos autovetores associados aos maiores autovalores da matriz de correlação, ou seja, amostra dos dados originais pode ser analisada a partir de um número pequeno de componentes independentes entre si (ortogonais) (RICHMAN, 1986; CEBALLOS e BRAGA 1995; BRAGA *et.al.* 2003, WILKS, 2006).

Os Componentes são extraídos na ordem decrescente dos autovalores, ou seja, do mais explicativo para os menos explicativos. Teoricamente o número de componentes é sempre igual ao número de variáveis. Entretanto, alguns poucos componentes são responsáveis por grande parte da explicação da variância total dos dados. O processamento da análise de componentes principais é feito a partir de uma matriz de variâncias / covariâncias ou da matriz de correlação.

4.4.2. Análise de Agrupamentos (AA)

A AA (clusters) é uma técnica usada para classificar objetos ou indivíduos em grupos relativamente homogêneos chamados de classes. Os objetos em cada grupo tendem a ser semelhante entre si, mas diferentes de objetos em outros agrupamentos. Há dois tipos de classificação de grupos: 1) a aglomeração hierárquica interliga os objetos por suas associações, produzindo uma representação gráfica apresentada sobre a forma de uma árvore de classificação (dendrograma), onde os objetos semelhantes, segundo as variáveis estudadas, são agrupados entre si e 2) a aglomeração não-hierárquica, assume-se um centro de agrupamento e, em seguida, agrupam-se todos os objetos que estão a menos de um valor pré-estabelecido do centro (MALHOTRA, 2006). Neste estudo utilizou-se o algoritmo

proposto por Ward em 1963 (WILKS, 2006), por apresentar melhor coerência espacial com o regime pluviométrico da região.

O método de Ward consiste em um procedimento de agrupamento hierárquico. É um método de agrupamento de dados que forma grupos de maneira a atingir sempre o menor erro interno entre os vetores que compõe cada grupo e o vetor médio do grupo. Isto equivale a buscar o mínimo desvio padrão entre os dados de cada grupo (DUTRA *et al.*, 2004). Neste método normalmente se 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:

$$d_{ij} = [X_{i,k} - X_{j,k}] = \left[\sum_{k=1}^P (X_{i,k} - X_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

O método de Ward (1963) propõe que em qualquer fase da análise, a perda de informação que resulta do agrupamento de elementos entre grupos, é medida pela Soma dos Quadrados dos Desvios (SQD) de cada ponto a média do grupo à qual pertence (EVERITT, 1993).

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

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

4.4.3. A Transformada de Ondeleta

A partir do século XVII, Jean Baptiste Joseph Fourier começou a desenvolver um método que leva o seu nome. A análise de Fourier é um dos mais antigos assuntos em análise matemática e é de grande importância para matemáticos e engenheiros. O estudo de sinais e sistemas realizando decomposição de funções periódicas em séries trigonométricas convergentes é denominado análise de Fourier em homenagem a Jean Baptiste Joseph Fourier (1768 - 1830) por sua contribuição à teoria de representação de funções como superposições ponderadas de senóides aplicada nos seus revolucionários estudos da

propagação de ondas de calor. Em 1822, escreveu sua obra "*Theorie Analytique de La Chaleur*" (Teoria Analítica do Calor) realizando um marco na física-matemática. Seu trabalho contribuiu com os fundamentos da termodinâmica e constituiu uma melhoria ainda hoje muito importante para a modelagem matemática de fenômenos físicos. Em seguida outros cientistas e matemáticos deram suas contribuições formalizando a demonstração da tão utilizada Transformada de Fourier (GURGEL, 2013).

O método de "Janelamento" é uma proposta inicial para efetuar análises em sinais não estacionários feita pelo engenheiro elétrico Denis Gabor, em 1946, para cobrir a deficiência na transformada de Fourier. Ele adaptou a transformada de Fourier adicionando uma janela, ou seja, uma função de análise auxiliar no integrando da transformada de Fourier capaz de analisar o sinal dividindo-o em seções de tamanhos iguais. Este método é apropriado para identificar aspectos temporais de uma determinada região do sinal. Neste esquema, o sinal ou série temporal é dividido em intervalos iguais e a transformada de Fourier é aplicada em cada um destes trechos por uma janela de tamanho fixo e constante por todo o sinal. Vale ressaltar que o fato de a análise de sinal ser completamente feita por uma janela invariável impede que sejam descritas as altas e as baixas frequências simultaneamente. A representação obtida pela Transformada de Fourier fornece alguma informação no tempo, porém, torna-se claro que a sua limitação é dada pelo tamanho da janela que é definida no início do processamento. Uma vez definida o seu tamanho ela irá percorrer todo o sinal sem a possibilidade de ser ajustada aos trechos particulares da função. Neste contexto, as ondeletas surgiram para suprir tais necessidades (GURGEL, 2013).

Embora a Transformada de Fourier Janelada (TFJ) de Gabor tenha dado uma contribuição enorme para o estudo de séries-temporais não-estacionárias, haviam dois problemas: um é que a janela da TFJ é fixa, não podendo modificá-la após o início do processo de aplicação da TFJ; o outro problema é que as funções trigonométricas possuem energia infinita, ou seja, estas funções são limitadas apenas entre $-\infty$ e ∞ (BOLZAN, 2006). Entende-se como não-estacionária uma série temporal em que, momentos estatísticos como médias e variâncias, para diferentes intervalos de período constante, são estatisticamente distintas. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária.

Nos estudos em Meteorologia, os fenômenos mudam e apresentam diferenças em escalas de tempo e frequência e, muitas vezes, com ordens de grandezas diferentes para caracterizar um sinal meteorológico. Morlet *et al.* (1982) e Grossman e Morlet (1984) observaram o estudo feito por Gabor e o modificaram, introduzindo a Análise de Ondeletas

(AO). A AO satisfaz o Princípio de Heisenberg, introduzindo janelas que se adaptam conforme a frequência que ocorrem dos fenômenos, ou seja, essas janelas adaptam-se em relação a fenômenos de baixa ou alta frequência.

Cada função base (as exponenciais complexas) é obtida a partir de simples dilatações na frequência. Reunindo estas duas propriedades, dilatação e translação, em um único protótipo de função base, obtemos as chamadas funções ondeletas, onde as dilatações e as translações são dadas por duas variáveis nomeadas j e k , respectivamente. Portanto, o termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatações, $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$, e translações, $\psi(t) \rightarrow \psi(t + 1)$, de uma função base geradora simples $\psi(t)$, a ondeleta-mãe (TORRENCE e COMPO, 1998; VITORINO e BRAGA, 2006). Logo, através da ondeleta-mãe podem ser geradas as chamadas ondeletas-filhas:

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{2}} \psi\left(\frac{t-k}{j}\right) \quad (4)$$

de forma que a transformada seja definida como:

$$\langle f, \psi_{j,k} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-k}{j}\right) dt \quad (5)$$

A ideia central da análise em ondeletas consiste em decompor um sinal a diferentes níveis de resolução, processo conhecido como Multiresolução. A representação de multiresolução fornece uma moldura hierárquica simples para interpretação de informação da série temporal. A diferentes resoluções, os detalhes de um sinal geralmente caracterizam diferentes estruturas físicas do mesmo. A uma resolução mais grosseira, estes detalhes geralmente caracterizam as grandes estruturas que fornecem o contexto.

A Transformada em Ondeletas envolve uma operação “linear” que pode ser utilizada na análise de sinais não-estacionários para extrair informações das variações em frequência dos mesmos e para detectar estruturas localizadas no tempo ou espaço.

Para que uma função seja denominada de função ondeleta base, representada por ψ_0 , ela deve satisfazer as seguintes propriedades (TORRENCE e COMPO, 1998):

1ª Propriedade: A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 \quad (6)$$

A equação acima nos assegura que a função ondeleta assume uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de “admissibilidade”.

2ª Propriedade: A função ondeleta deve possuir energia unitária, isto é:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 dt = 1 \quad (7)$$

A equação acima nos assegura que a função ondeleta possua suporte compacto, o que garante que a ondeleta-mãe possua uma localização espacial. As propriedades mostradas acima são equivalentes a dizer que $\Psi_0(t)$ é quadraticamente integrável, ou seja, que a função ondeleta pertence ao conjunto das funções de quadrado integrável $L^2(\mathbb{R})$ dentro do conjunto dos números reais \mathbb{R} . As propriedades acima, também sugerem que $\Psi_0(t)$ tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada em uma certa região, já que ela é finita. Aliás, nesta classe de funções encontram-se a maior parte dos sinais reais (de energia finita) de importância na aplicação de processamento de sinais.

4.4.4. A Função Ondeleta Base de Morlet

Para o estudo será utilizada a função de Morlet. Ela é dada pela seguinte expressão:

$$\psi(t) = e^{iw_0 t} e^{-t^2/2} \quad (8)$$

w_0 é uma frequência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da Função Ondeleta) e t é cada valor da série temporal. E, $e^{-t^2/2}$, que representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano.

A ondeleta de Morlet, por ser contínua, é útil para estudar a variabilidade temporal da energia de cada componente de frequência presente na série temporal. Pode-se então variar a "escala" da ondeleta mudando sua largura. Esta é a vantagem real da Análise de Ondeleta. As Ondas Morlet apresentam alta frequência enquanto gaussianas apresentam

baixa frequência. Para a determinação de ciclos curtos ou longos modifica-se o tipo da onda para Morlet ou Gaussiana, respectivamente.

A relação entre a precipitação em cada área homogênea com a TSM nas áreas do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, aplicou-se a metodologia dos métodos dos mínimos quadrados (MMQ). A partir MMQ encontram-se os coeficientes de determinação e correlação entre as variáveis. Para verificar a significância do r fez-se o teste de significância amostral, através do teste unilateral de Student, considerando p como sendo o coeficiente de correlação de uma população teórica avaliada a partir do coeficiente de correlação amostral, para $p=0$ (hipótese nula), dada por:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (9)$$

Se a hipótese nula é rejeitada para um determinado nível de significância, o r amostral encontra-se na área de aceitação, ou seja, existe uma correlação entre as populações, caso contrário, se a hipótese nula for aceita a correlação entre as populações estudadas é igual a zero situando-se na área de rejeição.

4.4.5. Coeficiente de Correlação Ordinária (ou de Pearson)

Para encontrar a relação entre as TSM mensal e precipitação mensal, utilizou-se o coeficiente de correlação de Pearson. O mesmo é indicado para medir o grau de relação entre as variáveis quantitativas. Ele varia de -1 e 1. O valor 0 (zero) significa que não existe relação entre as variáveis; o valor 1 indica uma relação perfeita e o valor -1 também indica uma relação perfeita, mas inversa, ou seja, quando uma das variáveis aumenta a outra diminui. Quanto mais próximo estiver de 1 ou -1, mais forte é a associação entre as duas variáveis (SANTOS, 2013).

$$r = \frac{\Sigma(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\Sigma(x_i - \bar{x})^2)(\Sigma(y_i - \bar{y})^2)}} \quad (10)$$

onde x_i e y_i são os valores das variáveis dependentes e independentes e \bar{x} e \bar{y} são seus respectivos valores médios.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Climatologia da precipitação na Bahia

Na Figura 5 mostra a configuração da climatologia da precipitação sobre o Estado da Bahia para o período de 1970-2013. Observou-se chuvas superiores a 1400 mm/ano em toda a faixa costeira, sendo que bem próximo ao litoral, a precipitação é superior a 1800 mm/ano. A medida que avança para o interior, a precipitação diminui atingindo valores inferiores a 800 mm/ano na encosta oeste do Planalto Baiano e no vale do Paraguaçu.

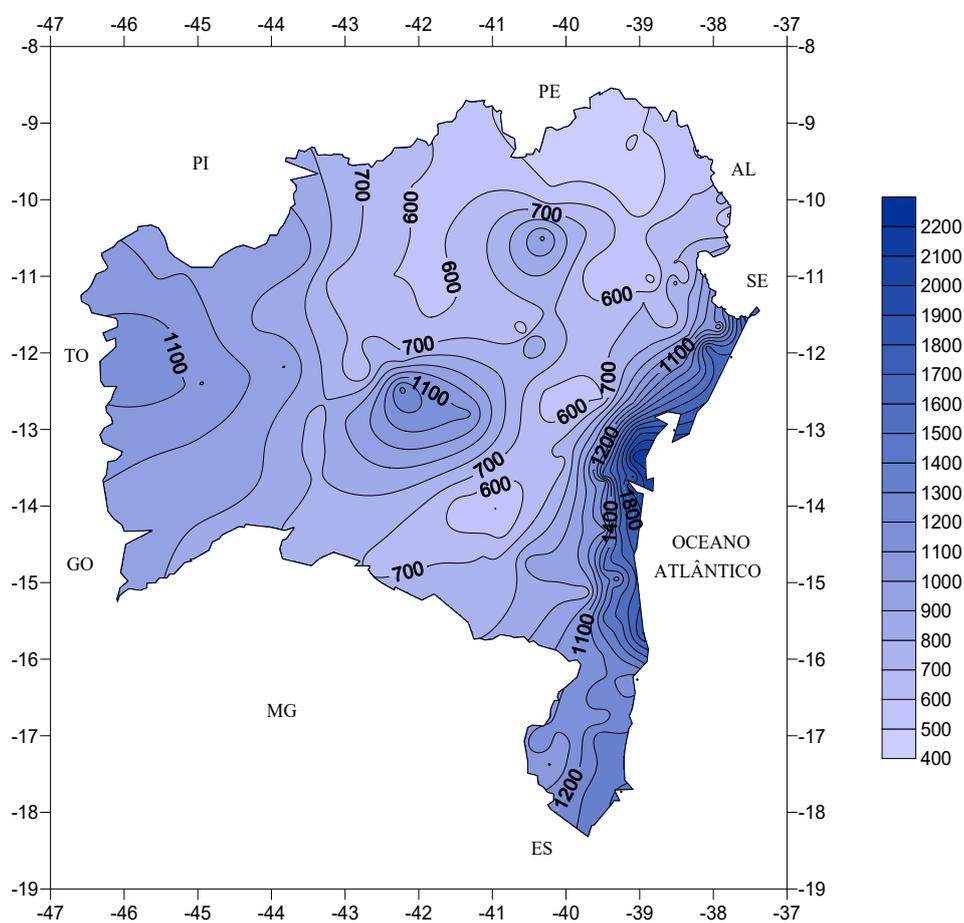


Figura 5. Distribuição espacial dos totais médios anuais da precipitação no Estado da Bahia.

A parte leste da Chapada Diamantina, as chuvas são superiores a 800 mm/ano e nas áreas mais elevadas da Chapada as precipitações superam 1100 mm/ano. A oeste da Chapada Diamantina e na Depressão do São Francisco, as precipitações são em torno de 800 mm/ano,

aumentando em direção ao oeste, e atingindo 1200 mm/ano no topo do Espigão Mestre. No norte do Estado, as chuvas são inferiores a 600 mm/ano (Raso da Catarina). Precipitações inferiores a 600 mm/ano são observadas na diagonal paralela ao litoral, (desde o Sudoeste até o Nordeste) do Estado, correspondente a uma depressão entre a Chapada Diamantina e a Serra do Espinhaço.

5.2. Aplicação da Análise de Componentes Principais a Precipitação no Estado da Bahia

A seguir são apresentados discutidos os resultados dos padrões espaciais e temporais da precipitação dos principais fatores comuns obtidos pela ACP. Assim como, os grupos homogêneos resultantes da aplicação da análise de agrupamentos a esses fatores. Os padrões e agrupamentos foram calculados a partir de séries temporais da precipitação mensal para estações meteorológicas no período de 1970 a 2013. Os resultados mostraram que as técnicas utilizadas foram capazes de identificar os principais sistemas atmosféricos que geram chuvas nas distintas regiões no Estado.

5.2.1 Correlações Fatoriais e Padrão Espacial da Precipitação

A tabela 1 mostra variância total explicada e acumulada dos autovalores correspondentes aos três primeiros fatores comuns que explicaram 94,9% da variância total dos dados originais, selecionados segundo critério de Kaiser (que trunca os autovalores maiores que a unidade) (CORRAR *et al.*, 2007; GARAYALDE, 1986). O valor de cada variável corresponde aos meses do ano, em relação aos dados médios mensais da precipitação.

Tabela 1: Autovalores e total da variância explicada para a precipitação mensal no Estado da Bahia

Componentes Principais	Autovalores Iniciais			Cargas Não Rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Total	% de Variância	Cumulativa %	Total	% de Variância	Cumulativa %	Total	% de Variância	Cumulativa %
1	6,266	52,215	52,215	6,266	52,215	52,215	6,014	50,116	50,116
2	4,407	36,728	88,943	4,407	36,728	88,943	2,712	22,602	72,718
3	0,715	5,962	94,905	0,715	5,962	94,905	2,663	22,188	94,905
...
12	0,007	0,058	100	12	100	100	12	100	100

O primeiro fator comum que explica 50,1% da variância, apresenta correlações elevadas superiores a 0,8 de abril a setembro, para esses meses tendo como sistema indutor de chuvas os DOL de acordo com Reboita *et al.*, (2010). O segundo explica 22,6 % de variância total, tem correlações acima de 0,7, para os meses de outubro a dezembro. E o terceiro que explica 22,2% de variância total apresenta correlações superiores a 0,7 nos meses de janeiro a março (Figura 6). Essas maiores correlações para os fatores 2 e 3 de outubro a março, podem estar associadas com a atuação da ZCAS e o VCAN nesta época do ano, corroborando com os estudos de Reboita *et al.* (2010) para a América do Sul.

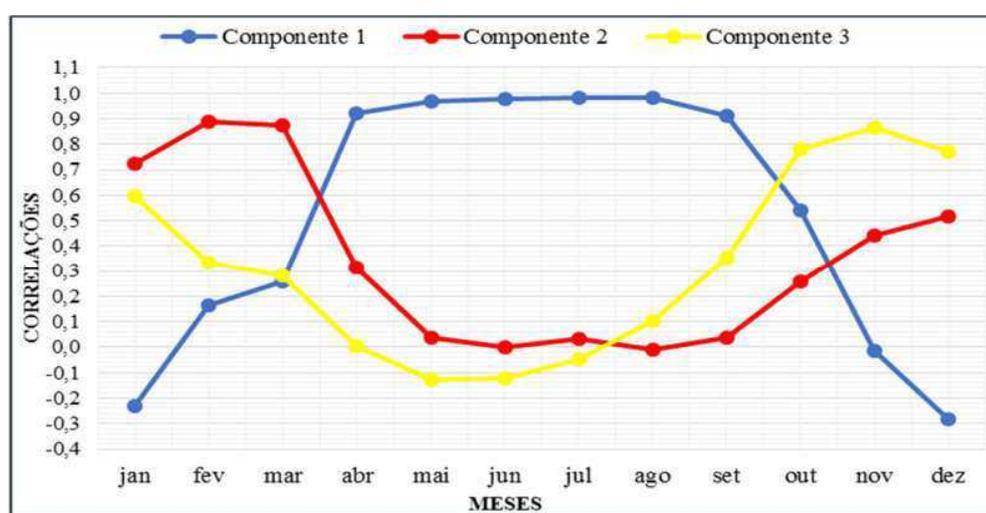


Figura 6. Correlações temporais dos três primeiros fatores comuns rotacionados.

Analisando os padrões espaciais associados aos três fatores (Figuras 7, 8 e 9), pode-se observar que estes padrões espaciais definem bem o regime pluviométrico da Bahia. A Figura 7 ilustra o padrão espacial da primeira CP, que explica 50,1% da variância mensal da precipitação. Observa-se que as maiores contribuições superiores a 1,2 se encontram na faixa do litoral. Estas áreas correspondem as maiores precipitações. Continente a dentro, as contribuições decrescem atingindo os menores valores da ordem de -1,0 no setor oeste. Este fator evidencia o período chuvoso de abril a outubro no setor leste, que segundo a literatura são influenciados pela DOL e as POA (RAO *et al.* 1993; MOLION e BERNARDO, 2002; DA SILVA, 2011).

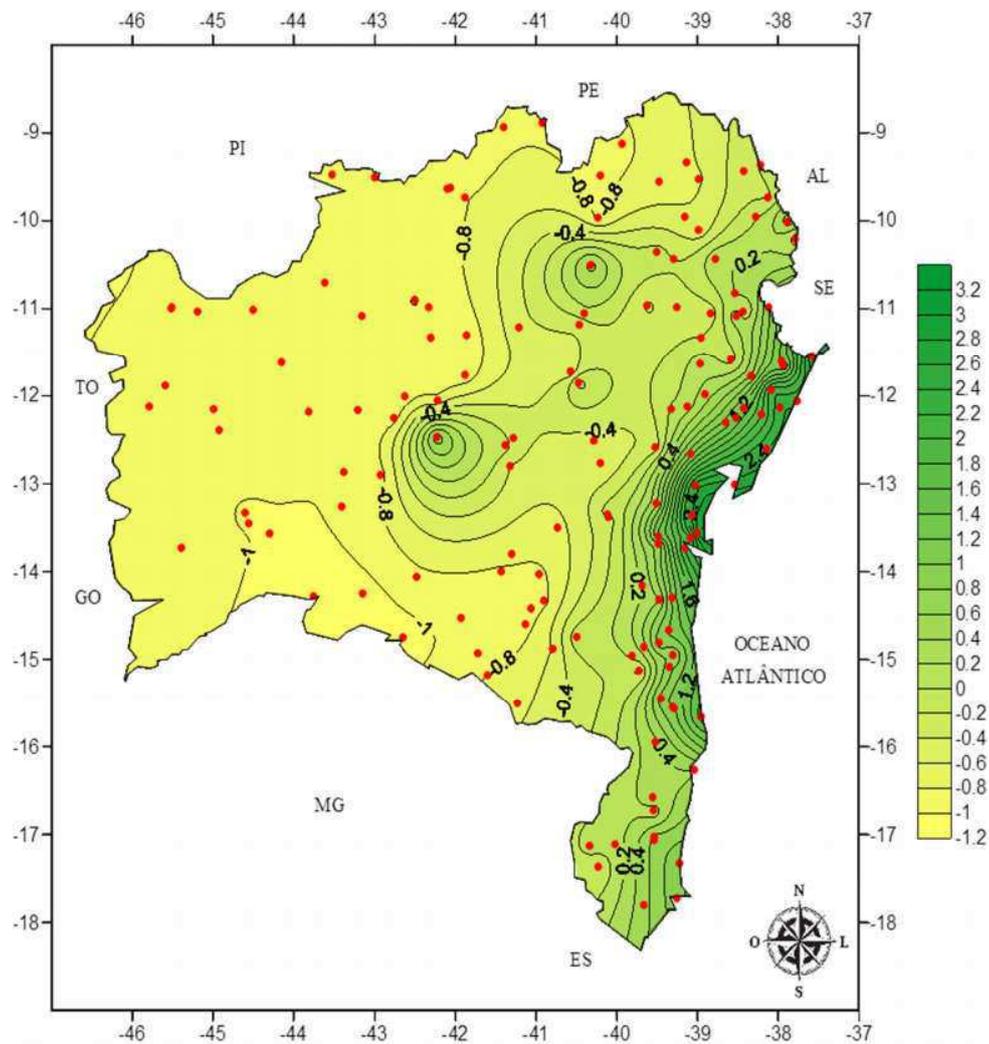


Figura 7. Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.

O padrão do segundo fator tem contribuições superiores a 1 no Chapadão do São Francisco, região central e sudeste do litoral. Contribuições negativas inferiores a -1,0 são encontradas na região centro-oeste, Chapada Diamantina e região nordeste do vale do São Francisco (divisa com Sergipe) (Figura 8). Este padrão evidencia as chuvas de janeiro a março, as quais estão associadas a influência da ZCAS e VCAN e SF de acordo com Reboita *et al.* (2010).

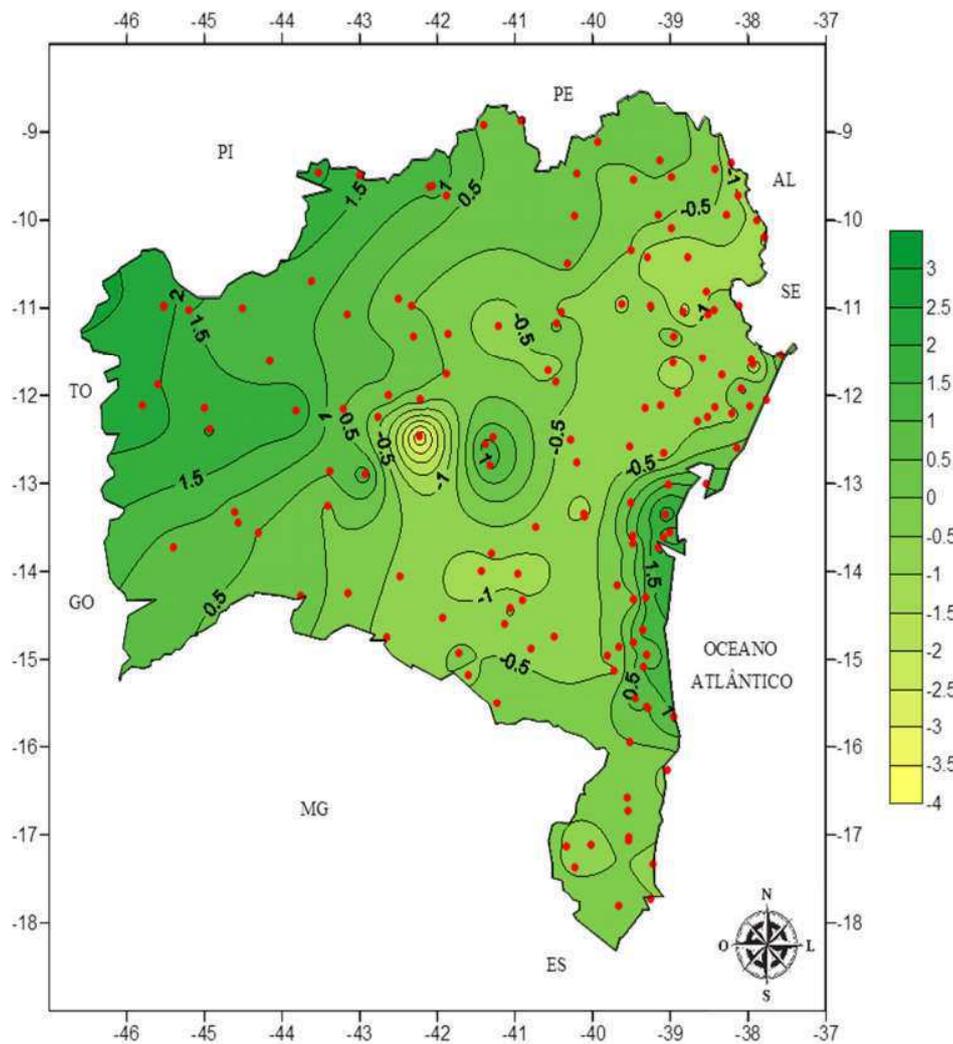


Figura 8. Padrão espacial do segundo fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.

A Figura 9 apresenta a espacialização do terceiro padrão associada ao terceiro fator que, mostra contribuições superiores a 1,0 na Chapada Diamantina, sul do Chapadão do São Francisco e região sul da Bahia e negativas inferiores a -1,0 na região nordeste do vale do São Francisco. As chuvas nessas regiões ocorrem de outubro a dezembro, são também influências pela ZCAS e SF (REBOITA *et al.* (2010)).

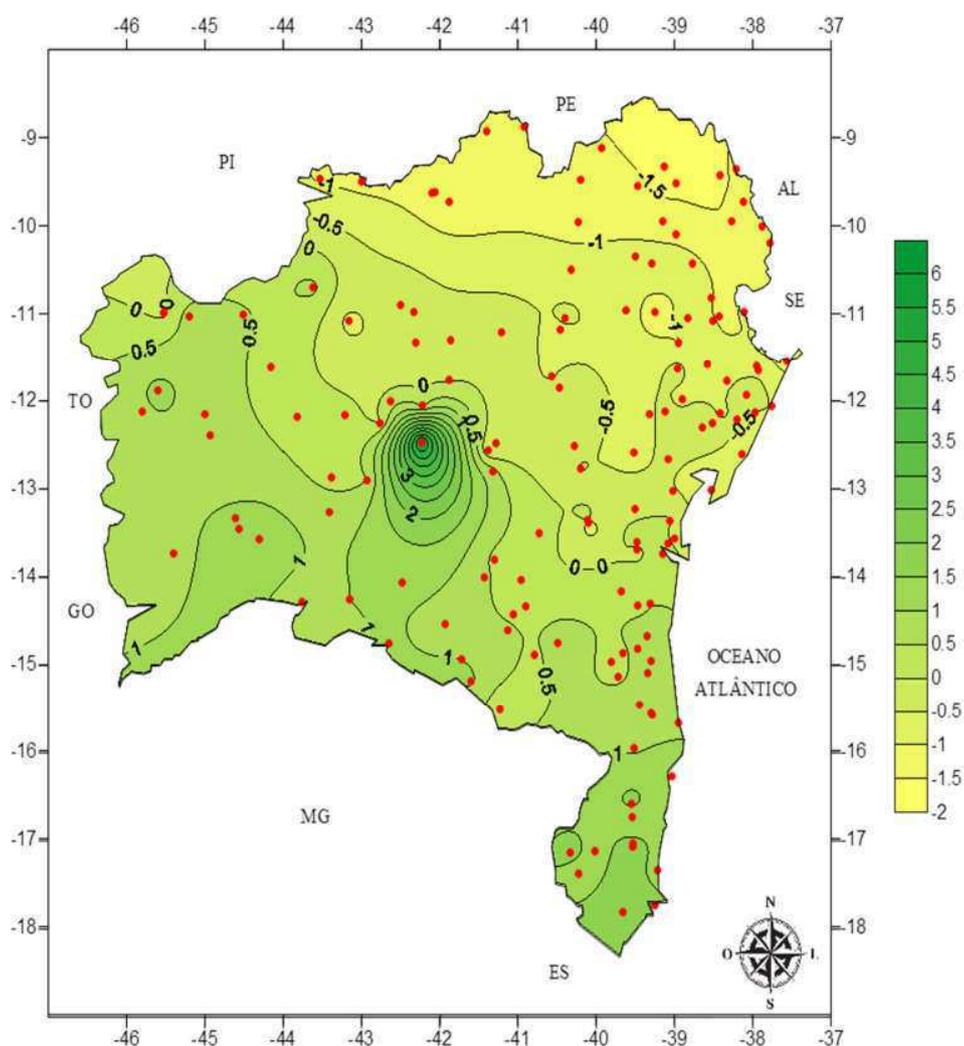


Figura 9. Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação para o Estado da Bahia.

Estes três fatores comuns apontaram os meses e regiões de atuação dos diferentes principais sistemas atmosféricos geradores de chuvas do Estado da Bahia. Percebe-se ainda, que o Estado tem influência dos sistemas sinóticos praticamente o ano todo (NIMER, 1989; BRAGA *et al.*, 1998).

5.2.2. Regiões Homogêneas da Precipitação

A aplicação do método aglomerativo de Ward (1963) aos três primeiros fatores mais expressivos que explicaram 94,90% da variância total da precipitação mensal possibilitou

classificar o Estado da Bahia em seis (06) regiões homogêneas da precipitação (Figura 10). A seguir são descritas sucintamente as principais características de cada região.

A RH1 corresponde a região Nordeste da Bahia, composta por 14 estações, com precipitação média anual superior a 1400 mm/ano. A RH2 possui 29 estações localizadas na porção centro, que se estende desde o Norte até Sul do Estado, com precipitação média anual variando de 600mm/ano no vale do São Francisco e 1000 mm/ano a oeste da Chapada Diamantina. A RH3 constituída por 17 estações na região oeste com totais médios anuais de precipitação acima de 1000 mm/ano. A RH4 fica no Sudeste e Sul da Bahia (leste da Chapada Diamantina) com 19 estações. A precipitação média anual nesta região ultrapassa 1600 mm/ano. A RH5 é formada por 46 estações situadas na região central-norte da Bahia, com menores totais médios anual em torno 700 mm/ano. E, finalmente, a RH6 composta também por 19 estações, inserida na região centro-sul do Estado, com precipitação variando de 600 a 1200 mm/ano. Em síntese, as regiões obtidas estão de acordo com os regimes de precipitação da região Nordeste do Brasil, ou seja, de novembro a fevereiro na região sul, de fevereiro a maio no Norte, e de abril a julho no Leste (Strang, 1972; Kousky 1979). Estes resultados corroboram em parte com os obtidos por Braga *et al.* (1998), quando regionalizou a Bahia com 9 RH.

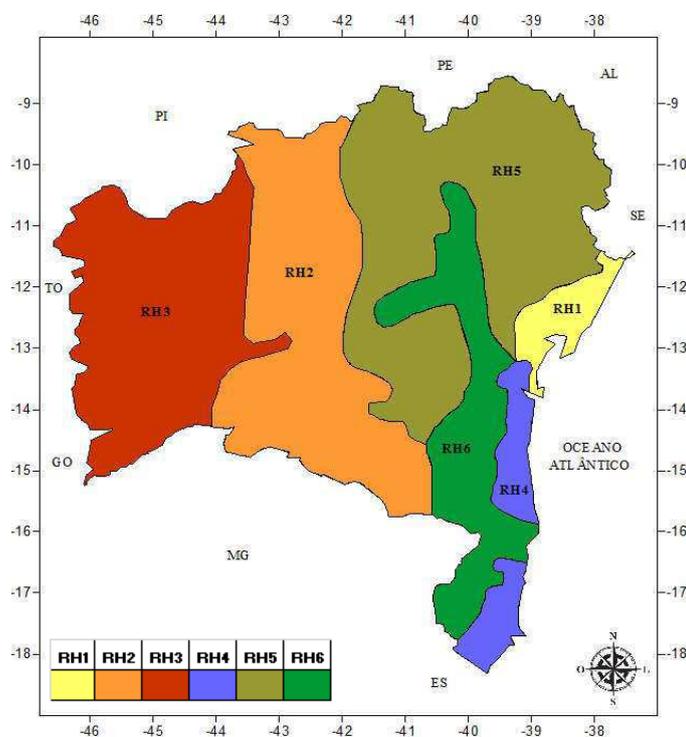


Figura 10. Regiões Homogêneas da precipitação obtidas da aplicação do método de agrupamento de Ward aos principais fatores comuns espaciais.

5.3. Análise Espectral da Precipitação para a Bahia

Em cada uma das 6 regiões homogêneas (Figura 10), selecionou-se uma (01) localidade, ou seja, Esplanada (RH1), Carinhanha (RH2), Barreiras (RH3), Nova Viçosa (RH4), Rafael Jambeiro (RH5) e Floresta Azul (RH6), do Estado que tivesse uma série climatológica isenta de falhas e que melhor representasse cada RH. Aplicou-se a TO em cada uma das séries selecionadas, objetivando analisar e diagnosticar os sinais da precipitação e TSM das áreas dos oceanos Pacíficos Equatorial e Atlântico Tropical, assim como, relaciona-las com os principais sistemas atmosféricos que atuam no Estado da Bahia.

5.3.1. Região 1: Esplanada

Os resultados da aplicação da TO mostram a série temporal de acordo com a sua variável. Na Figura do Espectro de Potência das ondeletas (EPO), as áreas coloridas na escala de cores preta e vermelha correspondem as variâncias normalizadas (maiores energias), as quais estão associadas as escalas de 0 a 5 unidades com o intervalo de contorno de 0,5. Os contornos fechados são significativos para o nível de confiança 95% da curva contínua, em forma de “U”. O Espectro Global das Ondeletas (EGO), mostra os valores significativos o nível de confiança de 95% à direita da curva tracejada, o pico que ultrapassar esta curva tracejada é o que possui significância. A última Figura ilustra a Média por Escalas das Potências ou variância (MEP) que indicam quais foram os anos secos ou chuvosos.

Para a região RH1, situada no leste da Bahia, analisou-se a localidade de Esplanada. Na Figura 11a, b, c e d constam os resultados da aplicação da TO à série temporal para o período de janeiro de 1970 a dezembro de 2013.

Observa-se na Figura 11b do EPO, que o ciclo dominante é o anual com três núcleos significativos de alta energia na série das tendências, concentrados nas oscilações interanuais (eventos EN/LN), entre os anos de 1975, 1985 e 1986, 2005. E interações no intervalo sazonal e intrasazonal (OMJ) entre os anos de 1988 e 1991, onde se encontra as máximas energias da precipitação associada, que vai da escala de 4 anos a mensal. Destaca-se, também, na série temporal um máximo de precipitação de 907,1 mm em maio de 1989, ano de LN forte (TABELA B do APÊNDICE A).

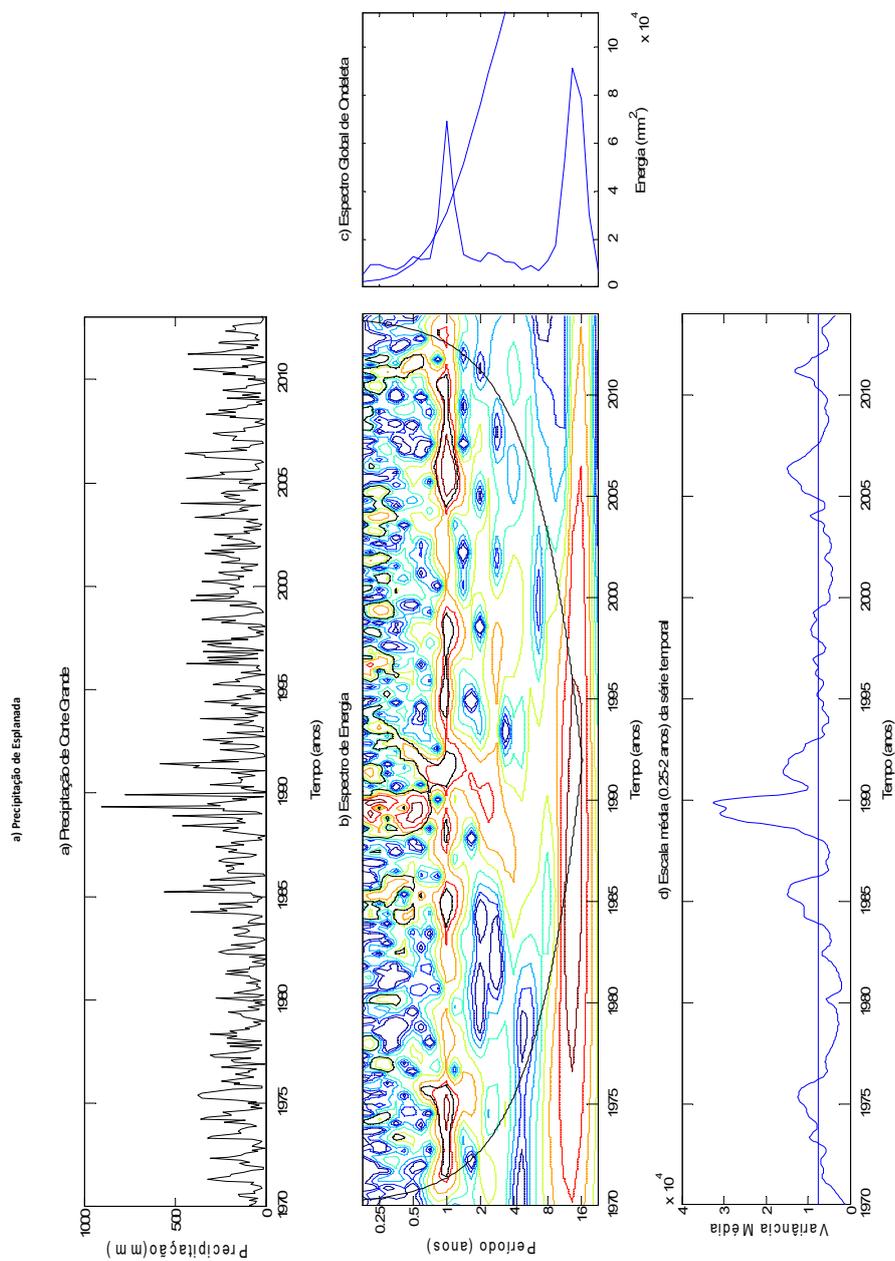


Figura 11. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Onduletas (EPO); c) Espectro Global das Onduletas (EGO) para Esplanada; d) Média por escalas das potências ou variância.

Há um quarto núcleo, na região do cone de influência, com período centrado entre 8 e 12 anos (decenal), que é aparente entre 1985 e 1995. No EGO da série de tendências,

observaram-se dois picos nas escalas anual e decenal. Notou-se que um dos máximos de energia ultrapassou o nível de significância de 95%. Porém, o pico que não ultrapassou o nível de significância ficou mais evidente. Este ciclo pode estar associado às fases da ODP, e que representa as mudanças de Estados energéticos distintos no Pacífico e frequências distintas de ocorrência de eventos EN e LN (SIQUEIRA, 2012).

5.3.2. Região 2: Carinhanha

A RH2 à leste da Chapada Diamantina, representada pela estação de Carinhanha, se estende desde a região Sudoeste até o Norte do Estado (Figura 10). No EPO, as altas energias são marcantes e mais significativas na escala anual. Observa-se ainda, núcleos significativos de alta energia da série das tendências se observa na variabilidade interanual (eventos EN/LN). Alguns núcleos no intervalo sazonal e intrasazonal (OMJ) apresentam picos mais altos de energia em 1978, 1986, 1990, 1992 e 2006/07. Em dezembro de 1985, 1989 e 1992 ocorreram as precipitações máximas de 491,6, 540,0 e 499,1 mm, respectivamente (Figura 12a), que podem estar associados a fase quente da ODP (Figura 1). No EGO da série de tendências, observou-se um pico dominante na escala anual, para o nível de significância de 95%.

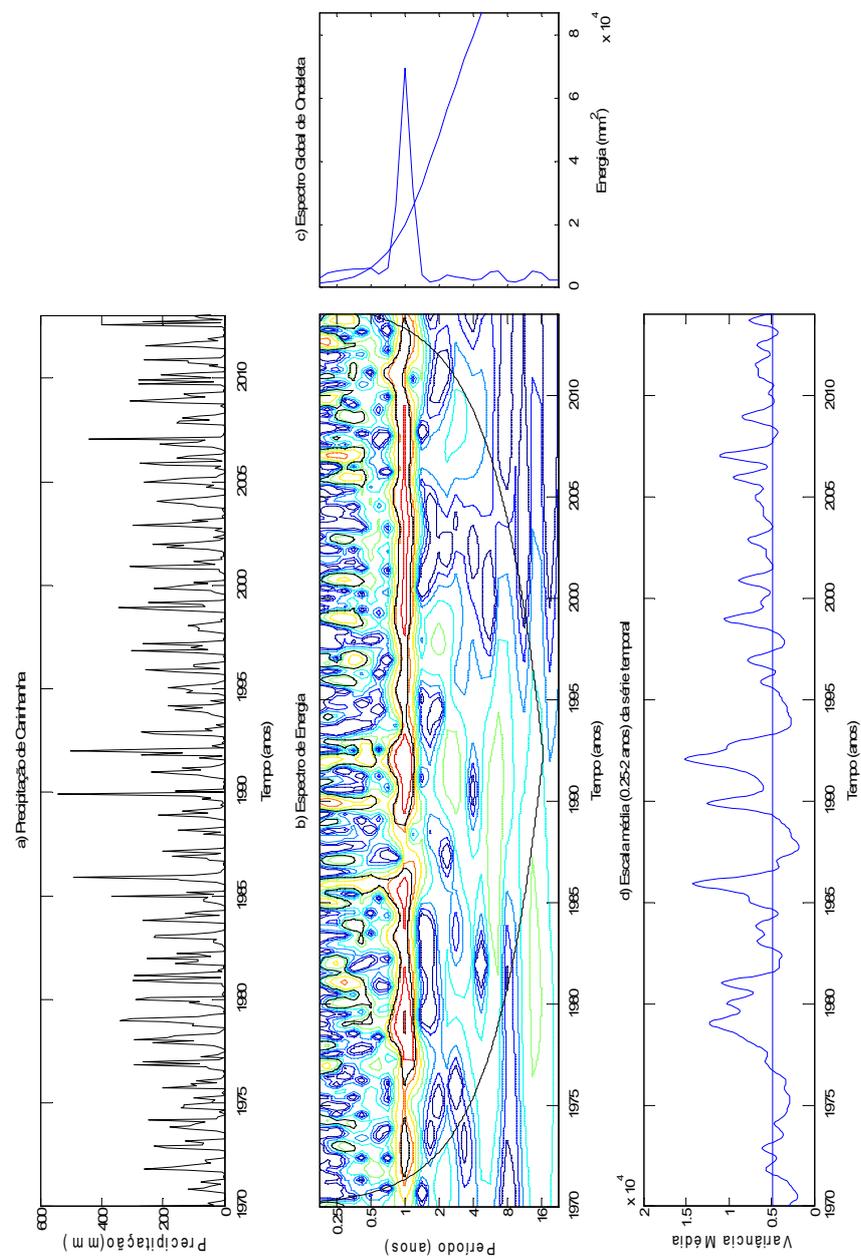


Figura 12. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondelelas (EPO); c) Espectro Global das Ondelelas (EGO) para Carinhanha; d) Média por escalas das potências ou variância.

5.3.3. Região 3: Barreiras

A RH3, a oeste do Estado (além do São Francisco), é representada pela localidade de Barreiras. Na Figura 13a, b, c e d estão expostos os resultados obtidos pela TO no período de janeiro de 1970 a dezembro de 2013. As Figuras ilustram, respectivamente, STP, EPO, EGO e média por escalas de potências ou variância. Como observados nas RH1 e RH2, a RH3 pelo EGO ficou evidenciado o ciclo anual, no EPO da série das tendências pode ser visto altas energias interagindo com as escalas interanuais com núcleos bem significativos entre os anos de 1978 a 1981 e 1988 a 1990 (eventos EN/LN) e um núcleo da escala de 4 a 8 anos, desde de 1975 a 1983, esses anos podem estar indicando a mudança de fase da ODP (SIQUEIRA, 2008). Na Figura 13a, apresentou precipitações máximas em janeiro de 1979 (512,3 mm) e dezembro de 1989 (632,0 mm).

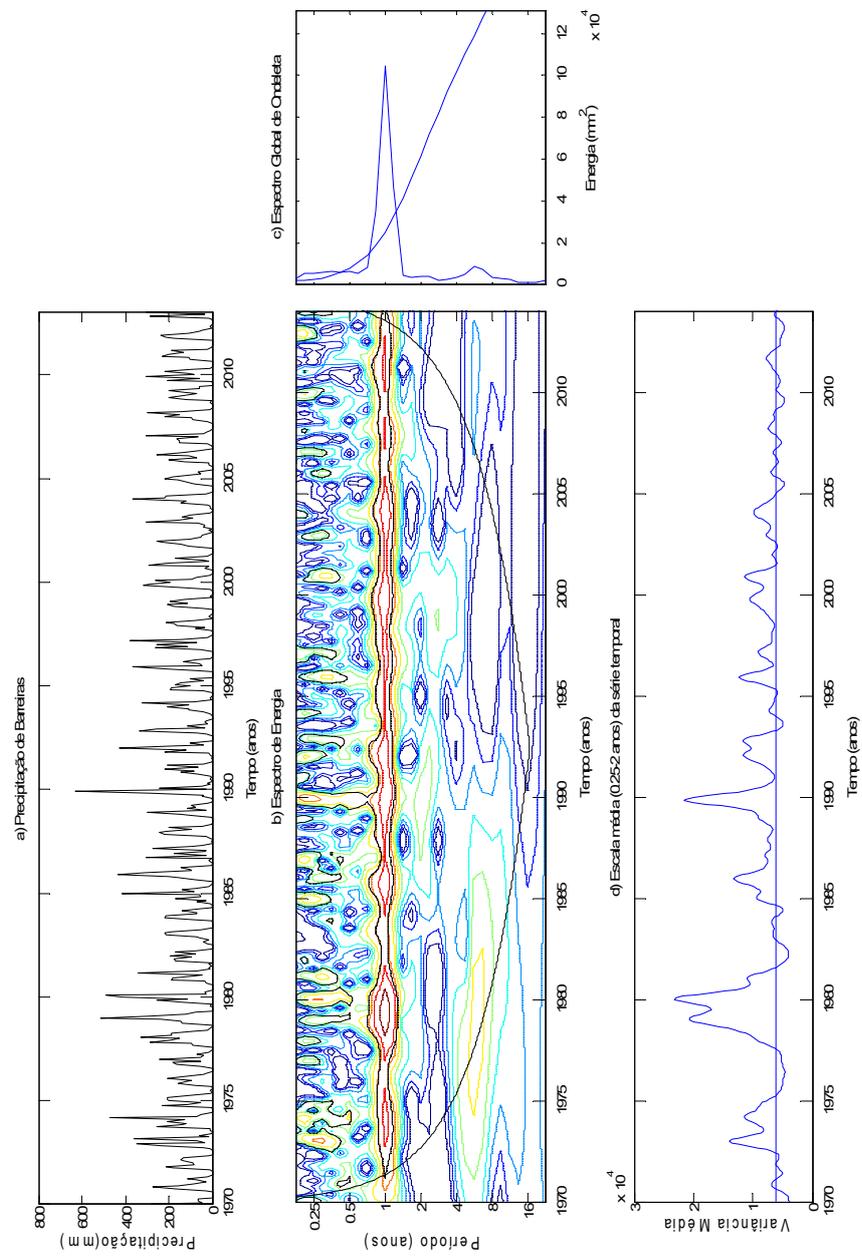


Figura 13. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Onduletas (EPO); c) Espectro Global das Onduletas (EGO) para Barreiras; d) Média por escalas das potências ou variância.

5.3.4. Região 4: Nova Viçosa

Para localidade de Nova Viçosa (RH4), situada no litoral sudeste e sul da Bahia. Pode ser visto no EPO e EGO e médias por escalas das potências (Figuras 14b, c e d), obtidos pela aplicação da TO no período de 1970 a 2013, que o ciclo anual não se apresenta bem definido, núcleos significativos de alta energia se verificam nos anos de 1972, 1979, 1985, 2005 e 2010. Observam-se também nesses anos interações com escalas sazonal e intrasazonal. Nos anos de 1982 a 1987, existe um núcleo de 4 anos e outro núcleo de 1980 a 2000 na escala de 8 até 12 anos, isto pode ter relação com fase quente da ODP (Figura 1). Na série temporal de Viçosa (Figura 14a) o evento culminou em 1970, com precipitação máxima de 509,30 mm (outubro), neste ano além da escala anual, existe uma forte interação com as escalas semianual intrasazonal. Salienta-se que este ano teve início o evento de La Niña (TABELA B do APÊNDICE A) que perdurou por 21 meses (até 1972). No EGO, está presente também escalas extrapolando 8 anos, fora do nível significância 95%, porém dentro do cone de influência, os quais pode estar associado a ODP (SIQUEIRA, 2012).

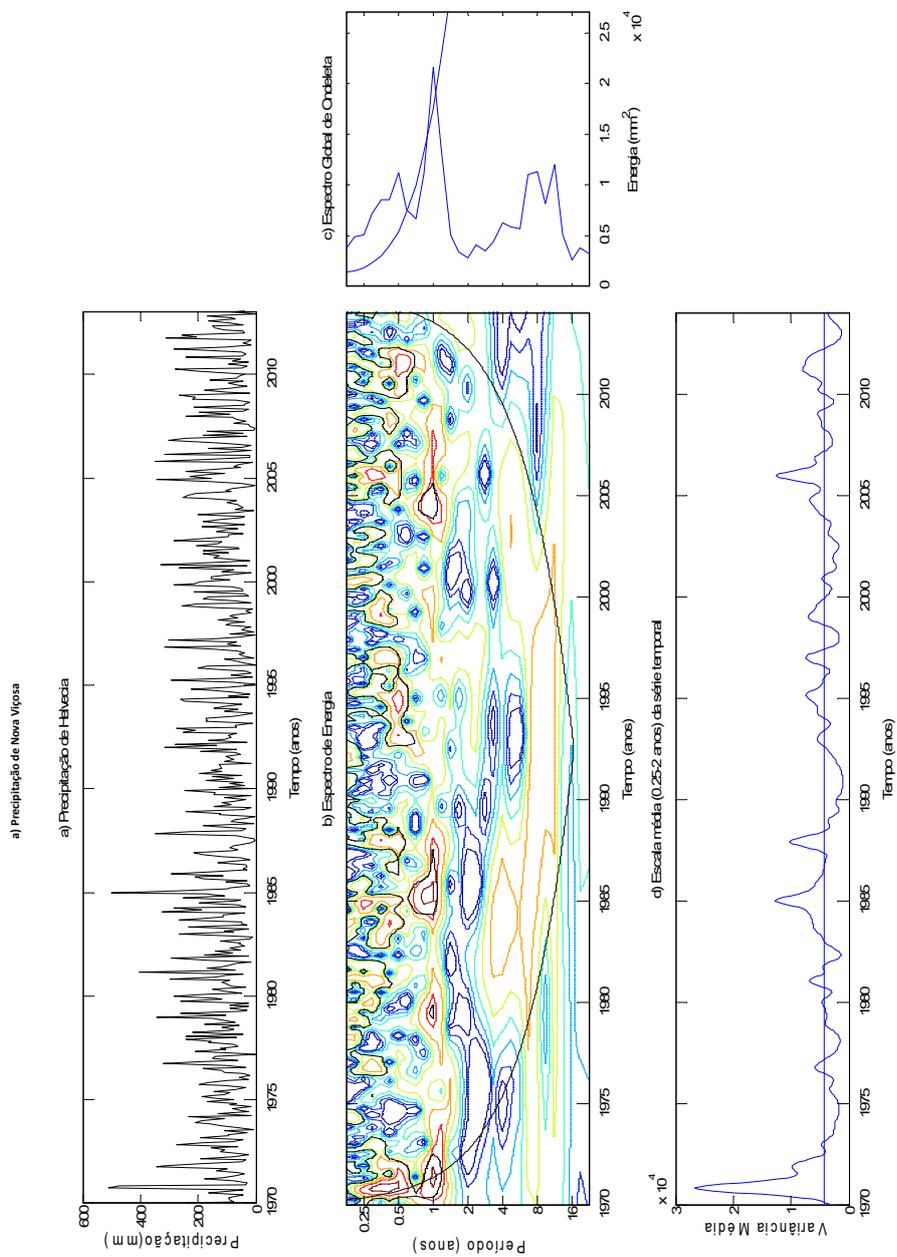


Figura 14. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Onduletas (EPO); c) Espectro Global das Onduletas (EGO) para Nova Viçosa RH4; d) Média por escalas das potências ou variância.

5.3.5 Região 5: Rafael Jambeiro

A RH5, representada pela estação de Rafael Jambeiro (próxima ao Raso da Catarina). As Figuras 15a, b, c e d ilustram a STP, EPO e o EGO e MEP, respectivamente. Em 1977 e 1981 apresentou núcleo de alta energia na escala anual e outros no intervalo sazonal e intrasazonal nos anos de 1978 e 1980, 1989 e 1990, 1993, 1996 e 1997, 2007 e 2008 (Figura 15b). Diferentemente das três primeiras regiões estudadas o ciclo anual é bastante caótico parecido com o da RH4 e havendo bastante interações com outras escalas durante o período estudado. O ano de 1989 se destaca por apresentar núcleos acentuados desde a escala anual a intrasazonal, com precipitação máxima de 488,6 mm em outubro (Figura 15a), evidencia que 1988 e 1989 foram anos de LN (CERQUEIRA, 2010). Observam-se núcleos de alta energia no EPO nos períodos de 0,25 (3 meses), 0,5 (6 meses) e 1 ano foram bem importantes nas décadas 1980, 1990 e 2000. No 1995 a 1998 nota-se um núcleo de 4 anos, mostrado que sul da Bahia não foi afetado pelo evento do El Niño de 97/98. No EGO da série e tendências, observa que o pico de energia na escala intrasazonal, ultrapassou o nível de significância de 95%, e outro fora do nível de significância acentuada nas escalas de 8-16 anos entre os anos de 1971 a 1978, destacando que nesse período ocorreu a maior predominância de LN e fim da fase fria da ODP.

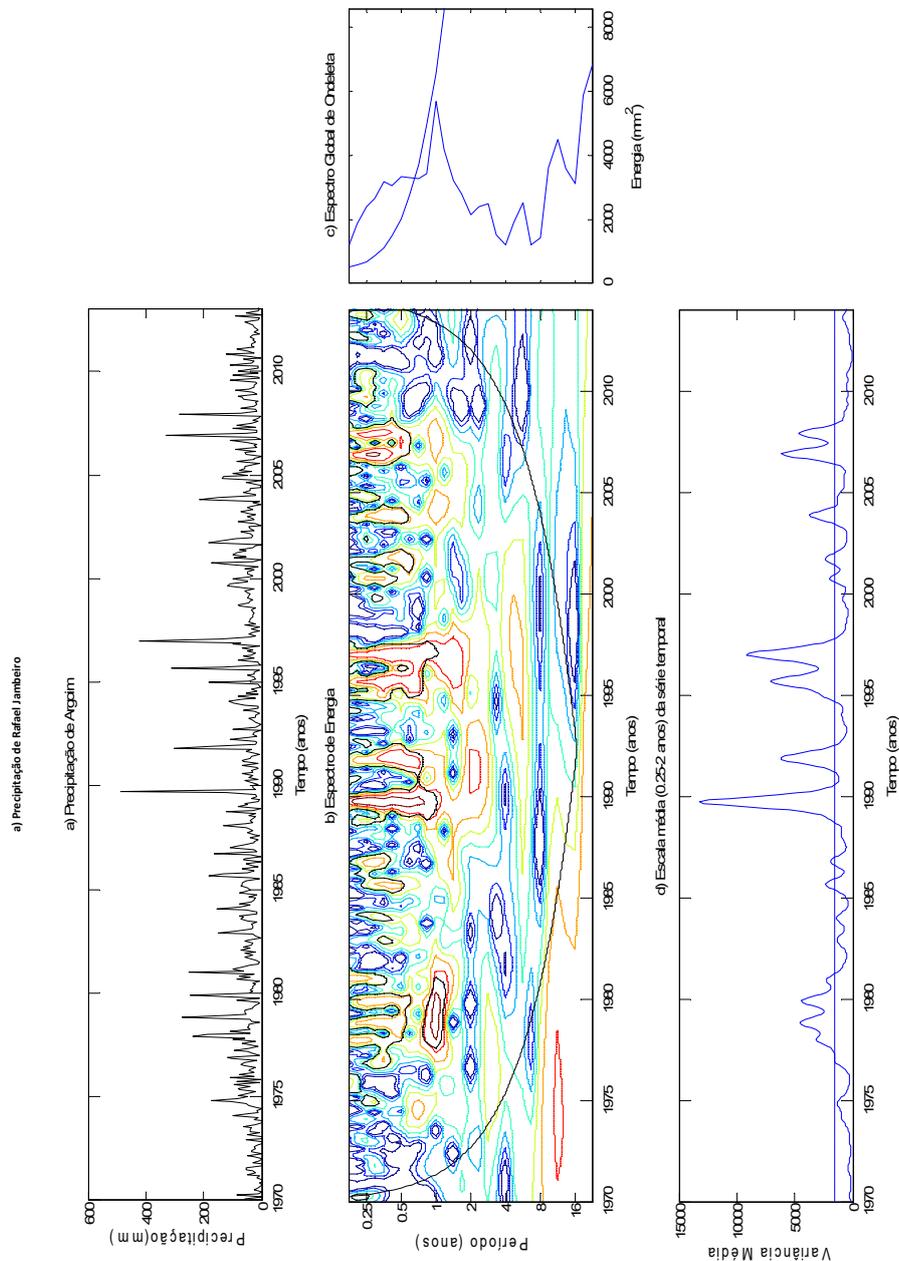


Figura 15. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Onduletas (EPO); c) Espectro Global das Onduletas (EGO) para Rafael Jambeiro (RH5); d) Média por escalas das potências ou variância.

5.3.6. Região 6: Floresta Azul

A RH6, região se estende numa faixa paralela ao litoral desde o Sul até a região central do nordeste da Bahia. A aplicação da TO aplicada a série climatológica de Floresta Azul (representativa) mostra definido como pode ser visto no EPO e EGO (Figuras 16b e c) que o ciclo anual não é dominante. No EPO observam-se dois núcleos de alta energia, com maiores variabilidades desde a escala interanual até a intrasazonal, nos anos de 1980 e 1983, 1989 e 1990. Altas energias nos períodos de 0,25 (3 meses), 0,5 (6 meses) e anual também se destacam o ano de 1980 e 1989/1990 núcleos bastante acentuados, desde a escala anual a intrasazonal. Salienta-se que em 1980 o oceano Pacífico se apresentava em condição de neutralidade e de 1988 a 1989 ocorreu o evento de La Niña forte. A precipitação máxima de 576,2 mm ocorreu em dezembro 1989. No EGO da série de tendências, verifica-se a ocorrência de dois picos: um na escala anual e outro na intrasazonal. E, um na escala superior a 8 nos anos de 1987 a 1999, destaca-se eventos de EN fortes 1987, 1991/1992 e 1997/1998 (SILVA e MENDES, 2012), na fase quente da ODP. Essa região apresentam as mesmas características da RH4, por possuir o mesmo regime pluviométrico. Os resultados encontrados corroboram com estudos realizados por Braga *et al.* (2014), Vitorino *et al.* (2006), dentre outros que mostram a influência do ENOS em regiões do NEB.

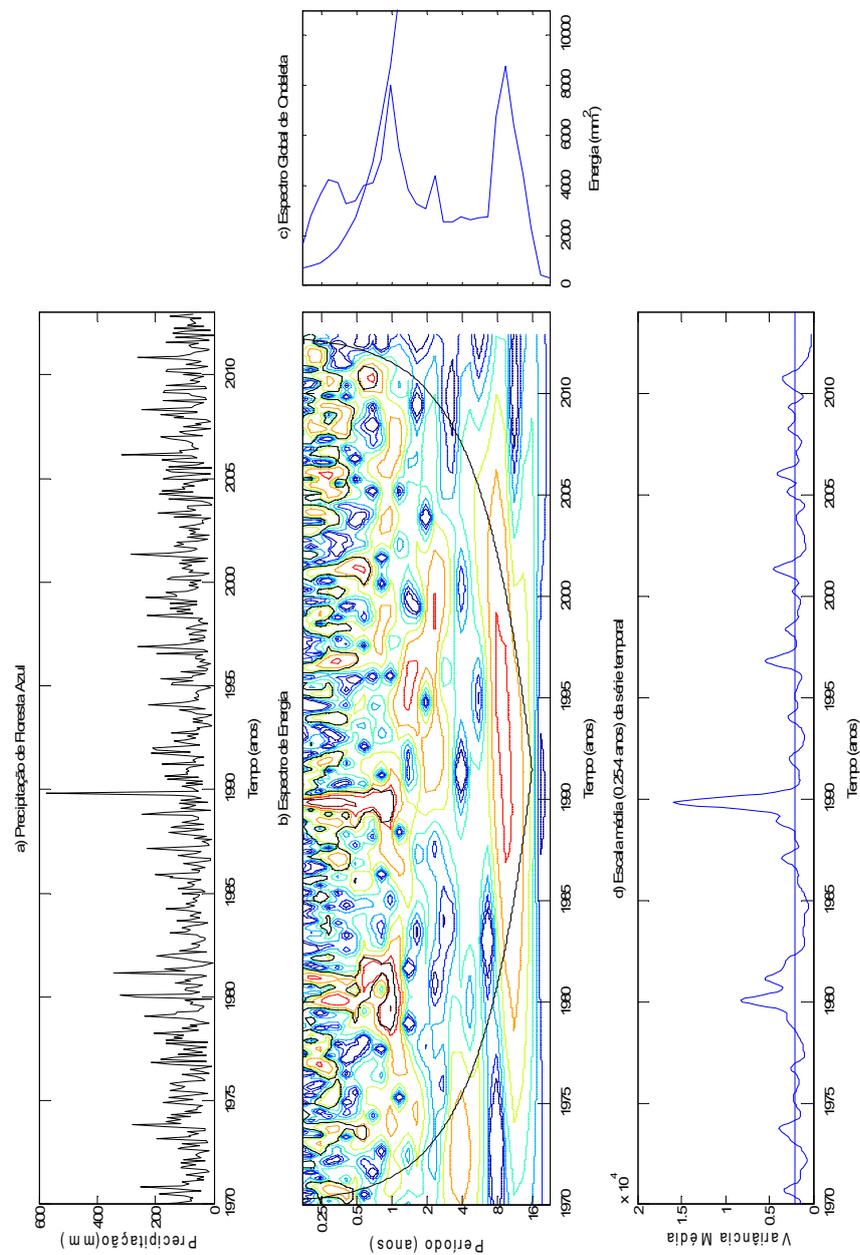


Figura 16. a) Série temporal de precipitação (STP); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para Floresta Azul (RH6); d) Média por escalas das potências ou variância.

Em síntese a TO aplicada as séries temporais nas RH mostrou que na parte norte, regiões semiáridas, até o oeste baiano quem predomina é escala anual, entretanto nas regiões

sul e sudeste os sinais indicaram que as outras escalas assumem papel importante também na geração de chuva. A partir do EPO e EGO foi possível observar que nas regiões mais próximas ao litoral existem a presença de outras escalas além da anual. Confrontando com outros estudos realizados para o Estado pode-se dizer que a TO foi capaz de indicar nas escalas de tempo, os principais sistemas meteorológicos geradores de chuvas no território baiano. Este estudo corrobora os estudos supracitados.

5.4. Análise da Transformada de Ondeleta para a Temperatura da Superfície do Mar

Seguindo o mesmo procedimento empregado na secção 5.3, serão analisados e discutidos os resultados da aplicação da TO para as TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e Oceano Atlântico Tropical e suas possíveis influências sobre a pluviometria nas regiões homogêneas do Estado da Bahia.

As Figuras 17a, b, c e d correspondem as Séries Temporal de TSM (STTSM), EPO, EGO e Média por Escalas das Potências (MEP) ou variância área do Niño1+2 Pacífico Equatorial. No EPO e EGO a escala dominante é a anual. Destaca-se também energia importante na escala de 4 anos e em proporções menores na escala bianual. No EGO observa-se que a escala de quatro anos apresenta atividade intensa, sobretudo na década 1980 e meados de 1990 até 2003, modulando principalmente os anos de EN/LN.

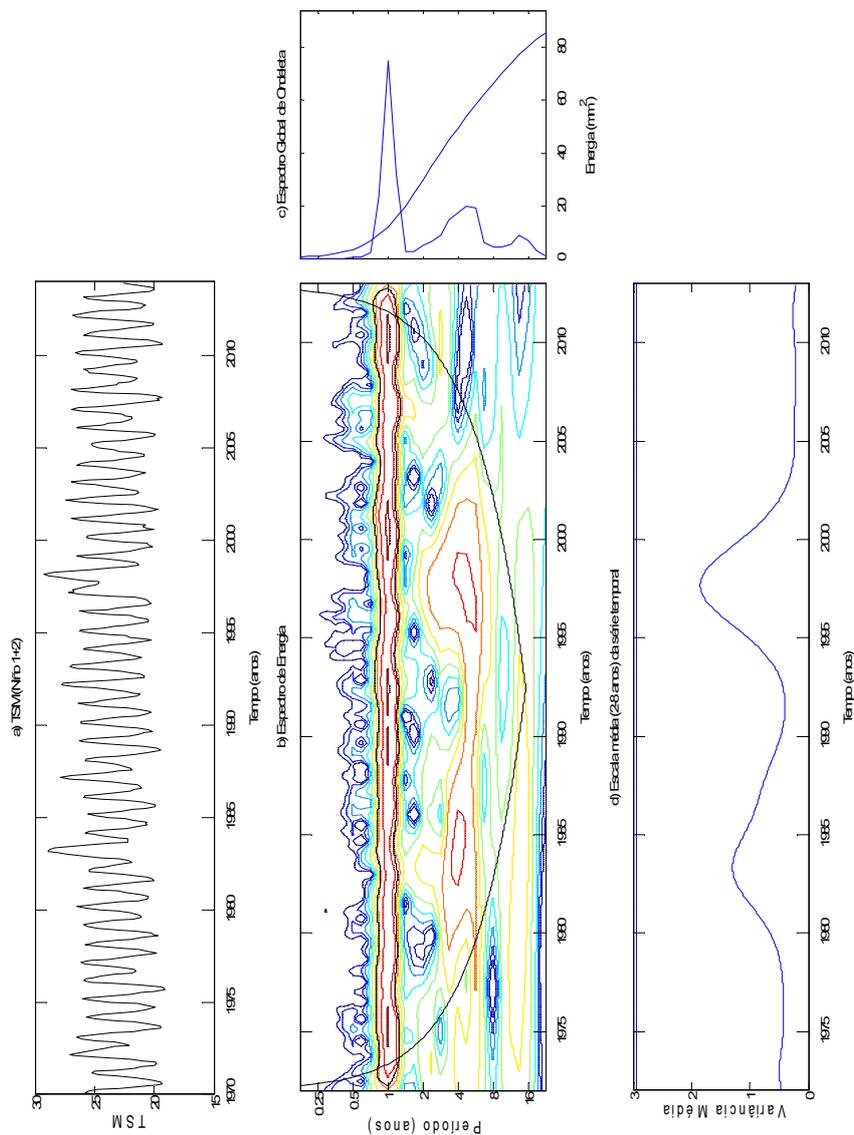


Figura 17. a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência das Ondeletas (EPO); c) Espectro Global das Ondeletas (EGO) para o Pacífico Niño 1+2; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.

A aplicação da TO região Niño 3 o EPO e EGO (Figura 18 b e c) apresenta é dominante na escala anual, porém menos intensa do que a do Niño 1+2. Entretanto as maiores energias são observadas nas escalas de 4 anos e bianual, embora esteja dentro do cone de influência da TO, ultrapassou a linha tracejada. Os resultados da região do Niño 1+2, coincidem a região Niño 3 do Pacífico. Observa-se interações importantes entre as

escalas de quatro anos, dois anos e anual, principalmente nos anos de 72/73/74, 87/88 e 97/98, onde foram anos de EN moderado a forte (TABELA B do APÊNDICE A).

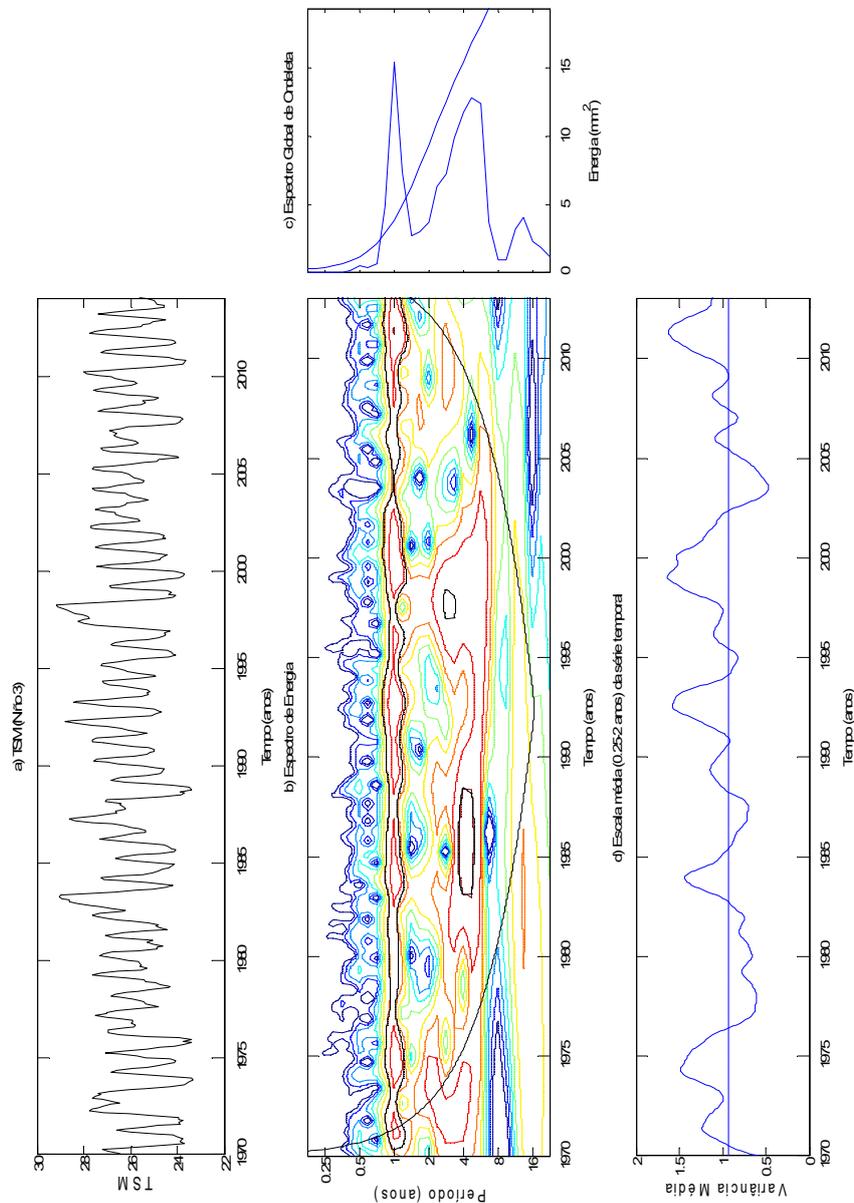


Figura 18. a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência (EPO); c) Espectro Global das Ondeleas (EGO) para o Pacífico NIÑO 3; d) Média por escalas das potência (MEP) ou variância.

Analisando o EPO e EGO obtidos pela TO para área Niño 3.4 do Pacífico (Figura 19b e c) mostra que a periodicidade anual não é bem definida no espectro de energia da série temporal. Nesta região predomina a escala de quatro a oito anos que interage com as escalas

bianual e anual nos anos de 1973, 1974 e 1975 modulada pela escala de quatro anos, que pode ser influência da Oscilação Decenal do Pacífico (Figura 1).

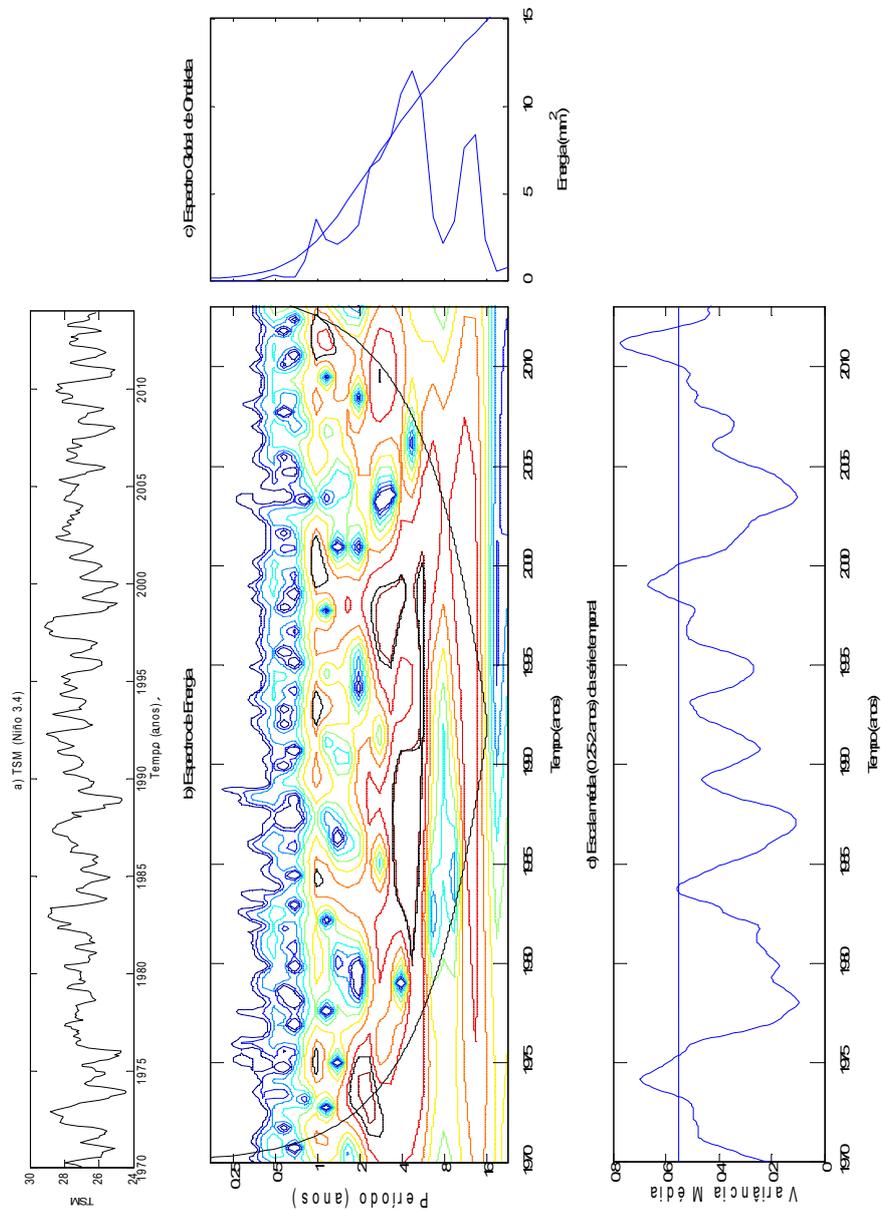


Figura 19. a) Série Temporal de TSM (STTSM); b) Espectro de Potência (EPO); c) Espectro Global das Ondetas (EGO) para o Pacífico NIÑO 3.4; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.

As Figuras 20a, b, c e d A região do Niño 4 correspondem a aplicação da TO para região do Niño 3.4, percebe-se nesta área que as escalas são bastante caóticas com maiores energias em torno de 4 a 8 anos com contornos espectrais são mais intensos e o ciclo anual

desaparece. O enfraquecimento do ciclo anual pode ser devido à baixa variabilidade da TSM na região, enfraquecendo o sinal na direção oeste fortalecendo as escalas maiores. Percebe-se que a medida que vai se afastando da costa da América do Sul, as regiões dos Niño (3, 3.4 e 4) apresentam um enfraquecimento da energia na escala anual dando lugar a escala decenais. De acordo com Cerqueira (2010), a região tem pouco ou nenhuma relação com os eventos de EN.

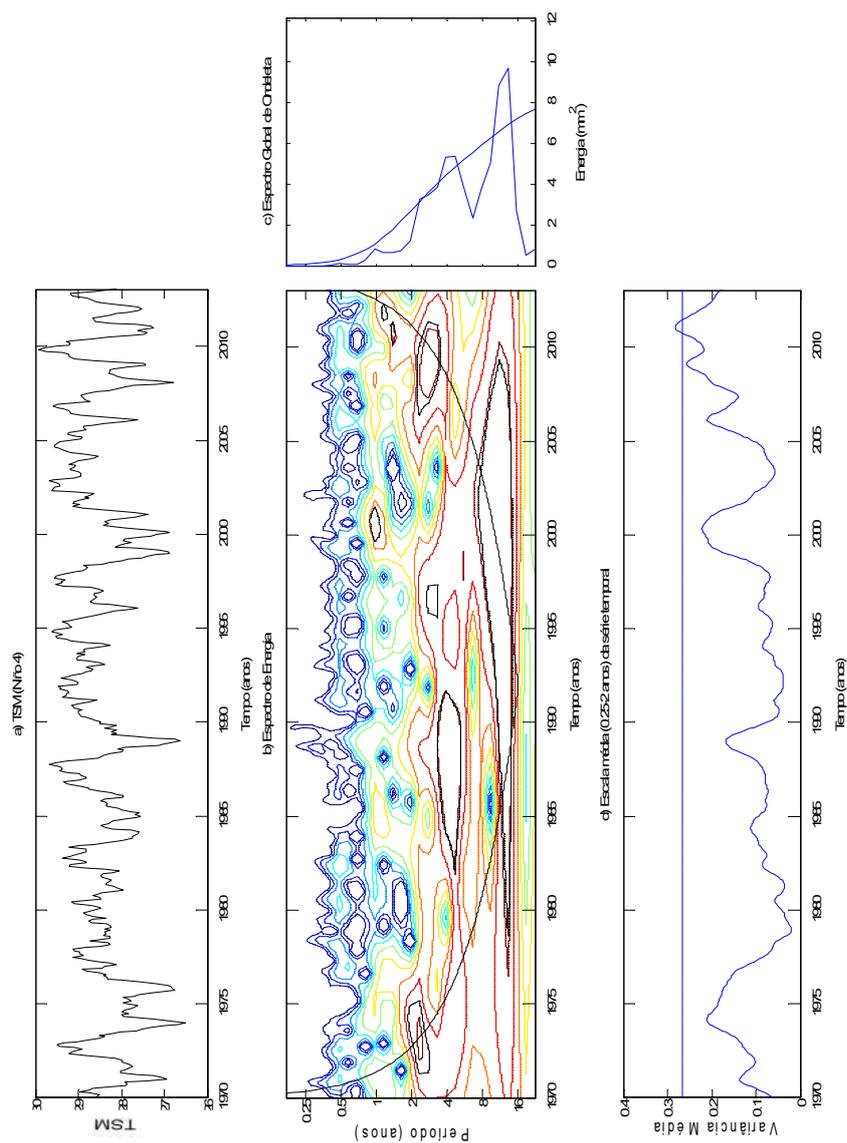


Figura 20. a) Série temporal de TSM; b) Espectro de Potência (EPO); c) Espectro Global das Ondeletras (EGO) para o Pacífico Niño 4; d) Média por escalas das potências (MEP) ou variância.

5.5. Correlações entre Temperatura da Superfície do Mar e Chuva

Nesta etapa do estudo utilizou-se o método dos mínimos quadrados para averiguar as possíveis relações existentes entre as precipitações e a TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e do Dipolo do Atlântico Tropical. Na seção 5.3 buscou-se encontrar relações a partir da análise TO nas regiões homogêneas e TSM do Pacífico e do Atlântico, assim como identificar nas diferentes escalas de tempo no EPO da PRP e os principais fenômenos atmosféricos atuantes na Bahia.

As correlações obtidas entre a TSM nas áreas de Niño 1+2, 3, 3.4 e 4 e do dipolo do Atlântico para o nível de significância $\alpha = 0,01$, apresentaram melhor correlação $r = -0,515$ entre o dipolo do mês de junho e PRP de setembro. Para outras regiões do Pacífico as correlações mais expressivas na região Niño 3.4, são mostrados na tabela 2. Esses resultados mostram que as chuvas na região RH1, no mês de maio são mais dependentes da TSM da área 3.4 e no mês de abril na região do Niño 1+2.

Tabela 2. Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Esplanada.

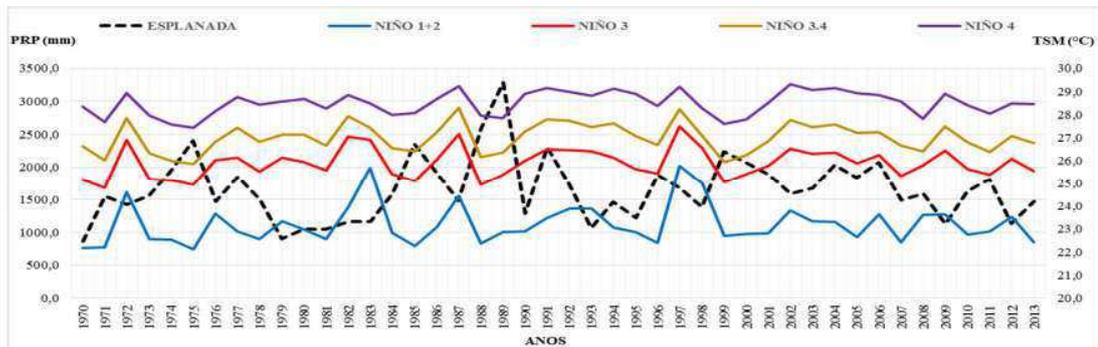
ESPLANDA-RH1		Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	DIPOLO
Mês		Fev	Jun	Mai	Fev	Jun
PRP	Abr	-0,383 ^{*1}				
PRP	Mai			-0,398 ^{*2}		
PRP	Set		-0,358 [*]			-0,515 ^{**}
PRP	Out				-0,377 [*]	

Observa-se no ano de 1989 uma oposição entre os sinais da série temporal de PRP (Esplanada) e as TSM nas áreas da região do Pacífico (Figura 21a), com precipitação observada 3287,5 mm. Neste ano o LN perdurou um ano (01) de maio de 1988 a maio de 1989, indicando nesse ano a TSM do Pacífico teve uma forte contribuição no aumento das chuvas. Já na análise do EPO da RH1 identificou que existe uma associação com as escalas decenal, bianual, quadrienal, escala anual e até mensal no período (Figura 11b). No ano de 1979 houve redução no total anual da precipitação para 907,3 mm. No ano de 1970 o Pacífico estava em condição de neutralidade (Tabela B do APÊNDICE A) e a ODP estava em fase quente.

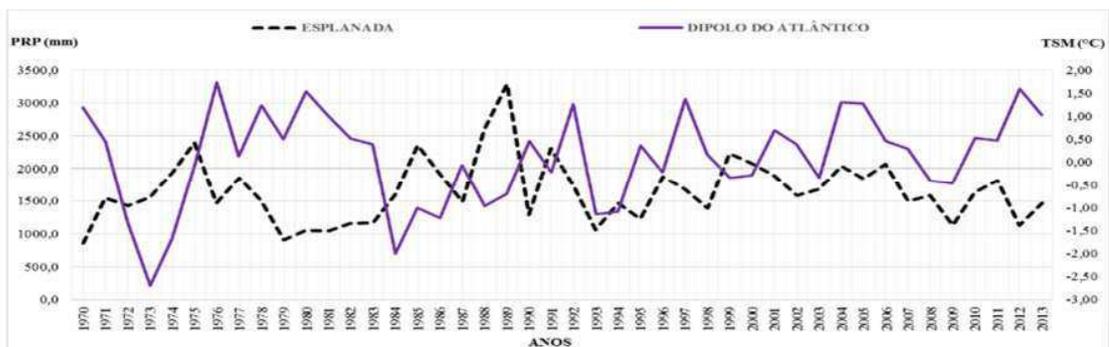
¹ *95% de significância estatística (0,05) e ² **99% de significância estatística (0,01)

O dipolo do Atlântico exerce influências no deslocamento norte-sul da ZCIT, que é o principal sistema atmosférico causador de chuvas no semiárido nordestino durante os meses da estação chuvosa. O eixo principal da ZCIT tende a se posicionar sobre a região para onde está direcionado o gradiente térmico. Na fase positiva do dipolo o gradiente térmico aponta para o Hemisfério Norte e, conseqüentemente, as anomalias positivas de precipitação associada à ZCIT posicionam-se, predominantemente, para o norte do Equador. Por outro lado, na fase negativa o gradiente térmico aponta para o Hemisfério Sul, e as anomalias positivas de precipitação associada à ZCIT tendem a posicionar-se, predominantemente, ao sul do Equador (SOUZA *et al.*, 1998 e SOUZA *et al.*, 1998).

O cálculo das médias anual do dipolo é feito entre a diferença ATS e ATN. A Figura 21b mostra a relação do dipolo com a precipitação em Esplanada. Nos anos de 1979 e 1989, a precipitação estava possivelmente relacionada com o dipolo do Atlântico, ou seja, dipolo negativo (positivo) precipitação aumentava (diminuía), corroborando com os estudos de Souza (1998).



a)



b)

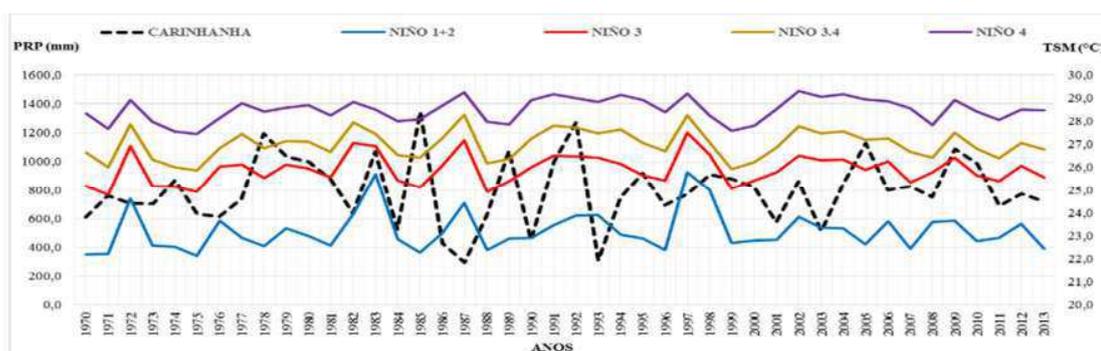
Figura 21. a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e Dipolo do Atlântico em Esplanada-RH1.

Analisando a RH2 (Carinhanha), centro-oeste do Estado, as correlações mais expressivas para o nível de significância $\alpha=0,01$ para os meses selecionados quase todas foram positivas, $r=0,406$, entre TMS dezembro do Niño 1+2 e PRP de abril (Tabela 3). Observa-se, portanto que mesmo com a TSM estando acima da média não houve interferência na PRP. Em 1982/83 existe uma semelhança entre os sinais das séries temporais e as áreas do Niños no Pacífico, a PRP anual foi de 636,3 mm em 82 e de 1069,4 mm 1983, com ocorrência de EN moderado a forte de abril/1982 a junho/1983. A PRP em 1985 foi de 1343,1, ocorreu LN fraca, de outubro/1984 a junho /1985. A TSM do Pacífico contribuição para o aumento das chuvas, já identificado na TO da RH2 (Figura 13b).

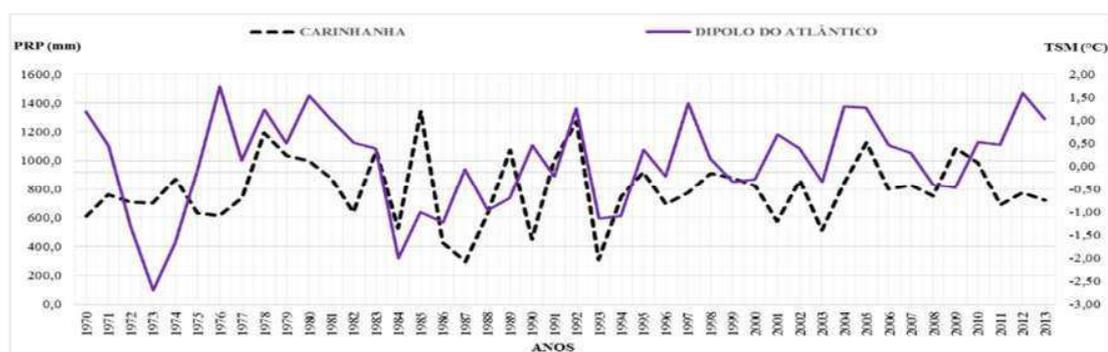
Tabela 3. Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Carinhanha.

CARINHANHA		Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	DIPOLO
Mês		Dez	Dez	Dez	Jun	Abr
PRP	Abr	0,406**	0,385**	0,335*		0,312*
PRP	Out				-0,364*	

A Figura 22b mostra que nos 1982 e 1985, a PRP está mais relacionada ao dipolo do Atlântico, pois quando o dipolo estava negativo (positivo) a precipitação aumentava (diminuía). Já em 1983 e 1992 (EN), a precipitação coincidiu com o dipolo positivo, como descrito por Aragão (1996) e Moura *et al.*, (2000).



a)



b)

Figura 22. a) Variabilidade temporal da PRP e TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Carinhanha-RH2.

Para a localidade de Barreiras (RH3), Oeste do Estado, obteve correlações estatisticamente significativas superiores a 99% para alguns meses, sendo que a de maior correlação observada ocorreu com a área da região do Niño 3 em dezembro que influencia a precipitação de abril (0,431). Estas correlações são diretamente proporcionais, ou seja, quando a TSM aumenta (diminui) a precipitação aumenta (diminui) nesta região, somente a região do Niño 4 e o dipolo que foram inversamente proporcionais.

Tabela 4. Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e Dipolo do Atlântico e a precipitação de Barreiras.

BARREIRAS		Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	DIPLO
Mês		Dez	Dez	Dez	Jun	Set
PRP	Abr	0,374*	0,431**	0,416**		
PRP	Out				-0,381*	-0,330*

Observa-se no ano de 1972, 1983 e 1997 uma oposição entre os sinais das séries de Barreiras e as áreas da região do Pacífico (Figura 23a). Estes anos ocorreram EN moderado a forte e fraco a moderado (APÊNDICE A). Indicando que para esses anos a TSM do Pacífico teve uma contribuição com o aumento das chuvas, já que na análise de ondeletas em Barreiras identificou que existe uma associação com as escalas de 8 a 4 anos, escala anual até mensal para esse período (Figura 14b).

A Figura 23b mostra a relação do dipolo com a precipitação em Barreiras. Em 1982 e 1992, mostrou que para esses anos a precipitação está possivelmente relacionada ao EN, a precipitação coincidiu com o dipolo, onde estava positivo. Como descrito pela APAC

(2016), em anos em que se tem EN no oceano Pacífico Equatorial e dipolo do Atlântico positivo, as chuvas do NEB ficam abaixo da climatologia. O ano de 1982 foi pouco chuvoso (717,3 mm) e em 1992 foi mais chuvoso (1457,5 mm).

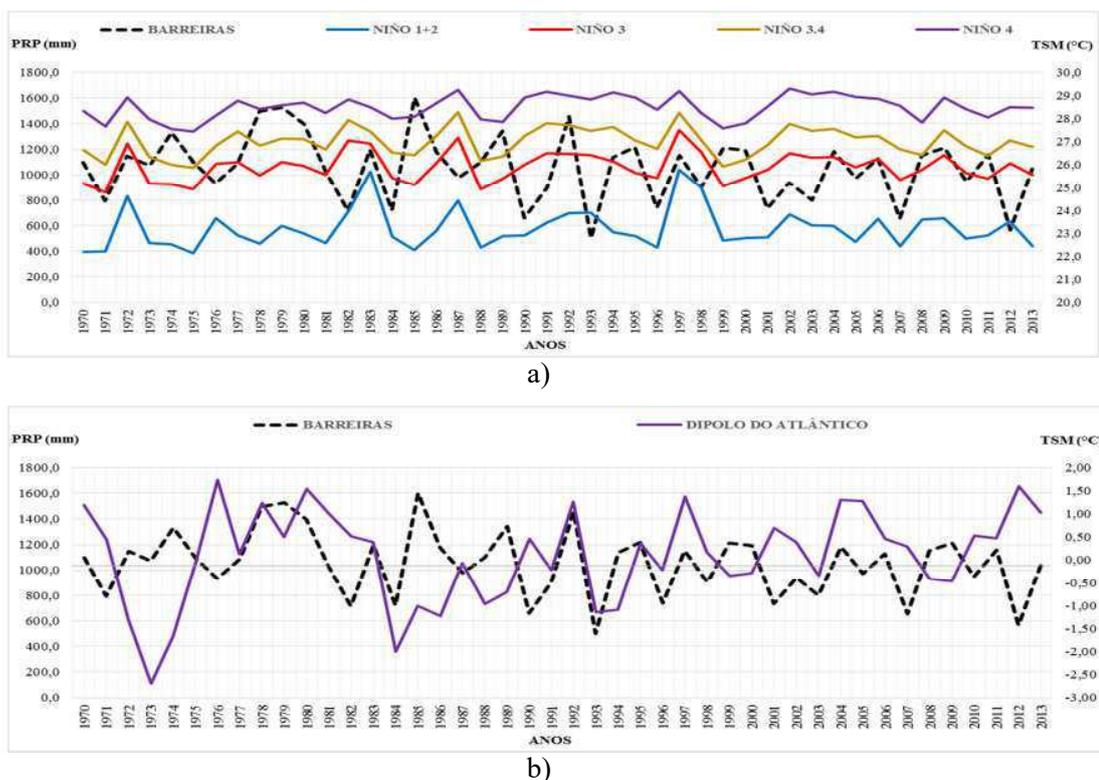


Figura 23. a) Variabilidade temporal da PRP e TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e Dipolo do Atlântico em Barreiras-RH3.

Para a localidade de Nova Viçosa, Sul do Estado, obteve correlações estatisticamente significativas superiores a 95% para alguns meses, sendo que a de maior correlação observada ocorreu com o dipolo em julho que influencia a precipitação de maio (0,397).

Tabela 5. Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Nova Viçosa.

NOVA VIÇOSA		Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	DIPLO
Mês		Fev	Jul	Ago	Set	Mai
PRP	Jun					0,397**
PRP	Jul	-0,316*				
PRP	Out		-0,362*	-0,325*	-0,312*	

A Figura 24a, mostrou uma oposição entre os sinais das séries de Nova Viçosa e as áreas da região do Pacífico. Afirmando o que está na Tabela 5. Indicando que a TSM do Pacífico teve uma contribuição com o aumento e diminuição das chuvas. Na análise de ondeletas em Nova Viçosa identificou que existe uma associação com as escalas de 8 anos, escala anual, sazonal, intrasazonal para o período estudado (Figura 15b).

A Figura 24b mostra a relação do dipolo com a precipitação em Nova Viçosa. A Tabela 5 mostrou que o dipolo está diretamente proporcional, afirmando o que está exposto na Figura 24b. Salvo em alguns anos onde teve um comportamento inverso da precipitação. Por exemplo, o ano de 1972 (EN moderado a forte), 1984 (LN fraca a moderada) e 2012 (LN fraca), onde o dipolo estava inverso ao da precipitação de Nova Viçosa.

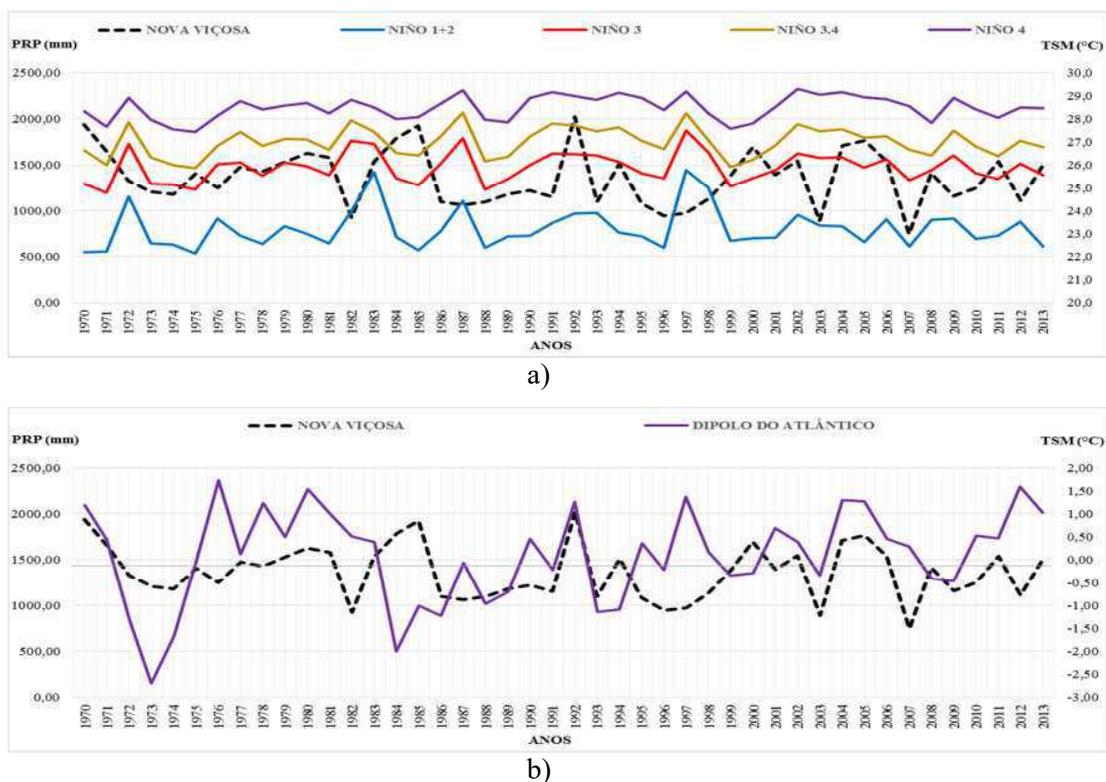


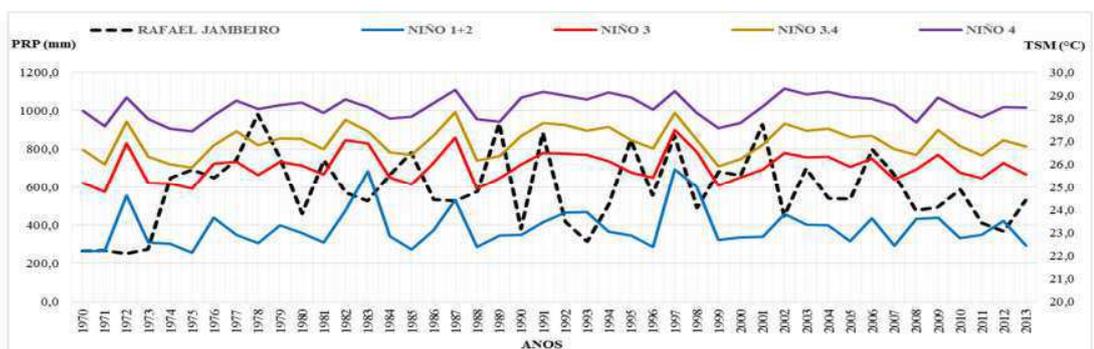
Figura 24. a) Variabilidade temporal da PRP Nova Viçosa e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e Dipolo do Atlântico Nova Viçosa-RH4.

Para a localidade de Rafael Jambeiro, Nordeste do Estado, obteve correlações estatisticamente significativa para $\alpha=0,01$, ou seja, confiabilidade de 99% do dipolo em janeiro que influencia a precipitação de abril (0,411). E a região do Niño 4 teve pouca correlação com a precipitação de Rafael Jambeiro (-0,299).

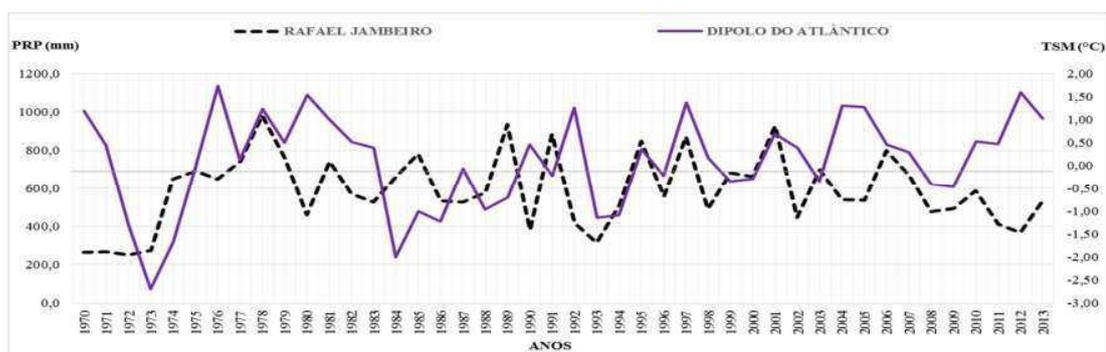
Tabela 6. Coeficiente de correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e o Dipolo do Atlântico e a precipitação de Rafael Jambeiro.

RAFAEL JAMBEIRO		Niño 4	DIPOLO
Mês		Jun	Jan
PRP	Abr		0,411**
PRP	Out	-0,299*	

Observa-se nos anos da série temporal uma oposição entre os sinais das séries de Rafael Jambeiro e as áreas da região do Pacífico, somente o ano de 1997 foi direto entre os sinais (Figura 25a). Este ano ocorreu EN moderado a forte (APÊNDICE A). Indicando que para esse ano a TSM do Pacífico teve uma contribuição com o aumento da precipitação. A precipitação coincidiu com o dipolo (Figura 25b), já que na análise de ondeletas em Rafael Jambeiro identificou que existe uma associação com as escalas de intervalo anual a mensal para esse ano, algum fenômeno como a OMJ pode ter contribuído para as chuvas (Figura 16b).



a)



b)

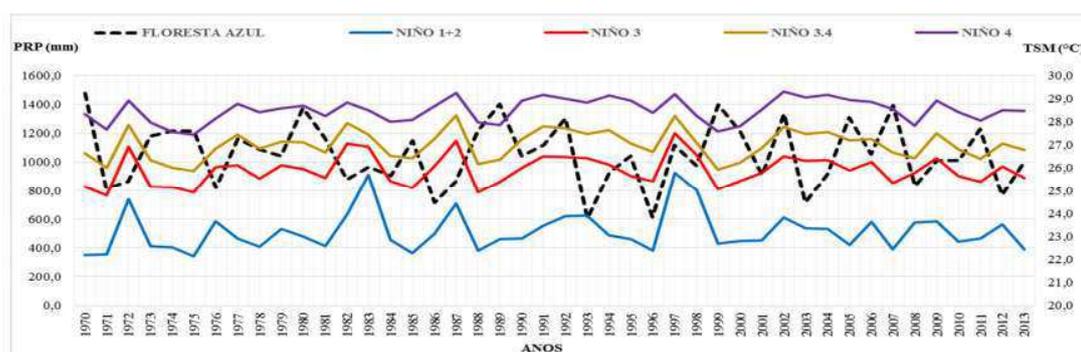
Figura 25. a) Variabilidade temporal da PRP e as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e Dipolo do Atlântico em Rafael Jambeiro-RH5.

Para a localidade de Floresta Azul, Sudeste do Estado, obteve correlações estatisticamente significativa superiores a 99%, as regiões dos Niños obtiveram as maiores correlações, sendo a do Niño 3.4 de valor de -0,443 em outubro que influencia a precipitação de novembro (-0,443). Todas as correlações foram inversamente proporcionais a da precipitação.

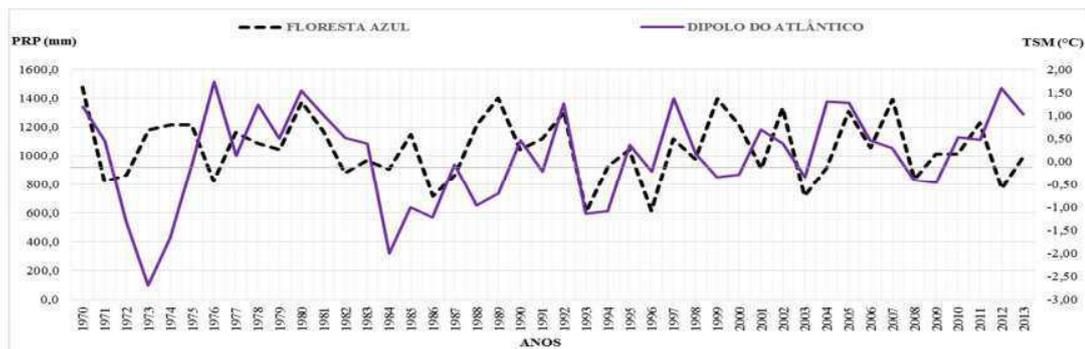
Tabela 7. Correlação linear entre as TSM das regiões do Pacífico e do Atlântico e a precipitação de Floresta Azul.

FLORESTA AZUL		Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	DIPOLO
Mês		Mar	Out	Out	Nov	Out
PRP	Abr	-0,402**				
PRP	Nov		-0,425**	-0,443**	-0,432**	
PRP	Dez					-0,318*

Observa-se nos anos da série temporal uma oposição entre os sinais das séries de Rafael Jambeiro e as áreas da região do Pacífico e do Atlântico, somente nos anos de 1996/97 foi direto entre os sinais (Figura 26 a e b). Em 1996 teve uma LN fraca (primeiro trimestre) e neutralidade na maior parte deste ano e em 1997 EN moderado a forte. Na análise de ondeletas em Floresta Azul identificou que existe uma associação com as escalas decenal e bianual, onde a ODP estava na sua fase quente terminando, podendo ter contribuído para as chuvas nestes anos (Figura 17b).



a)



b)

Figura 26. a) Variabilidade temporal da PRP as TSM das regiões do Pacífico e, b) Variabilidade temporal da PRP e o Dipolo do Atlântico em Floresta Azul RH6.

Em síntese observou-se que as chuvas do Estado da Bahia dependem em parte das condições da TSM no Oceano Pacífico e do Oceano Atlântico. Mostrou ainda, que os Niños e o Dipolo do Atlântico exerceram papel importante na produção de chuva no Estado. Somente o nordeste da Bahia aponta o dipolo como um dos principais indutores na precipitação.

6. CONCLUSÕES

A aplicação da TO a séries climatológicas da PRP em Regiões Homogêneas da Bahia e TSM das áreas de monitoramento do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical possibilitou chegar as seguintes conclusões:

O espectrograma de energia e Potência da ondeleta para a PRP enfatiza a escala anual dominante em todas as regiões. Observam-se interações importante em outras escalas de tempo mensal, intrasazonal, semianual, anual e até decenal em alguns anos extremos de eventos de LN/EN. A partir do EPO foi possível entender quais sistemas que podem provocar chuvas no Estado da Bahia nas distintas sub-regiões, tais como, El Niño Oscilação Sul, Oscilação Decenal do Pacífico e Oscilação Madden-Julian.

As análises da Temperatura da Superfície do Mar das áreas do Pacífico Equatorial, a região Niño 1+2 apresentou variabilidade no ciclo anual, e interações importantes nas escalas de 2 e 4 anos. O Niño 3 observou enfraquecimento na escala anual, sendo as maiores energias nas escalas de 2 e 4 anos. Já, nas áreas Niño 3.4 e Niño 4 (oeste do Pacífico), a escala anual se enfraquece no Niño 3.4 e não existe na área Niño 4. A escala de 4 anos se intensificou e interagiu com a escala decenal na região do Pacífico.

As relações entre a PRP e TSM mostraram que TSM da região de Niño 1+2, 3, 3.4 e 4 e dipolo do Atlântico Tropical, exercem um papel importante na produção das chuvas algumas regiões do Estado. E, que no nordeste da Bahia o dipolo é um dos principais fatores indutores da precipitação. Em anos de El Niño de intensidade fraca ou moderada e dipolo negativo, o período chuvoso tende a ser em torno da normal. Mesmo a correlação sendo fraca, foi possível notar que tanto o Oceano Pacífico Equatorial quanto o Oceano Atlântico Tropical podem influenciar nas chuvas no Estado da Bahia.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

APAC – Agência Pernambucana de Águas e Clima. BOLETIM DOS OCEANOS PACÍFICOS E ATLÂNTICO TROPICAL. Disponível em: <<http://goo.gl/aKePnM>>. Acesso em 20 de janeiro de 2016

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

ARAÚJO, W. S. Detecção de Tendências de Mudanças Climáticas para os Estados da Bahia e Sergipe por Meio de Índices Pluviométricos Diários. 127 f. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – PB, 2012.

ARAÚJO, W. S., SOUSA, F. A. S., BRITO, J. I. B., LIMA, L. M. Aplicação de Wavelets a Grupos Homogêneos Pluviais no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física** 04 (2012) 741-760, 2012.

BARBOSA, R.L. Interação das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste. São José dos Campos. 81 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 2005.

BARBOSA, T. F. e CORREIA, M. F., SISTEMAS CONVECTIVOS NO SEMI-ÁRIDO BRASILEIRO: O CONTROLE DA GRANDE ESCALA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.3, 395-410, 2005.

BLAIN, G. C., KAYANO, M. T. 118 ANOS DE DADOS MENSAIS DO ÍNDICE PADRONIZADO DE PRECIPITAÇÃO: SÉRIE METEOROLÓGICA DE CAMPINAS, ESTADO DE SÃO PAULO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, 137 - 148, 2011.

BRAGA, C., AMANAJAS, J. C., CERQUEIRA, H. D. V., VITORINO, M. I. THE ROLE OF THE TROPICAL ATLANTIC AND PACIFIC OCEANS SST IN MODULATING THE RAINFALL OF PARAÍBA STATE, BRAZIL. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 32, p. 97, n. 1, 2014.

BRAGA, C. C. *et al.* RESPOSTA DA VEGETAÇÃO ÀS PRECIPITAÇÕES EM REGIÕES HOMOGÊNEAS NO ESTADO DA BAHIA. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Florianópolis – SC. 2006.

BRAGA, C. C., BRITO, J. I. B., SANSIGOLO, C. A., RAO, T. V. R. Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n.1, p. 149-157, 2003.

BRAGA, C. C., MELO, M. L. D., MELO, E. C. S. Análise de Agrupamento Aplicada à Distribuição da Precipitação no Estado da Bahia. In: **X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da FLISMET**, Brasília, 1998.

BRITO, J. I. B.; BRAGA, C. C., AZEVEDO, P. V. Influência dos fenômenos El Niño e La Niña na evapotranspiração de referência no Nordeste do Brasil.. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000, Rio de Janeiro. A Meteorologia Brasileira Além do Ano 2000. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000. v. CD-ROM.

BOLZAN, M. J. **Transformada em Ondeleita: Uma necessidade**. Revista Brasileira de Ensino de Física. v. 28, n. 4, p. 563-567, 2006.

CALBETE, N. O., GAN, M., SATYAMURTY, P. **Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera que Atuam Sobre a Região Nordeste do Brasil**. Texto digital disponível em: < <http://goo.gl/g9SCEt> >. Acesso em: 20 de abril de 2015.

(CANE, M. A. Understanding and Predicting the World's Climate System. **Impact of El Niño and Climate Variability on Agricultures**. ASA Special Publication, Madison, p. 1-20. 2001.

CERQUEIRA, H. D. V. Modulação da temperatura da superfície do mar do Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação no Estado da Paraíba. 134 f. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Campina Grande - PB, 2010.

CHECHI, L., SANCHES, F. O. A Influência Do ENOS (El Niño Oscilação Sul) nos Totais Anuais de Precipitação em Erechim (RS) no Período de 1958-1981. **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, V.2, N.5, p.853 – 865, 2012.

CHU, P. S. Diagnostic Studies of Rainfall Anomalies in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.111, p.1655-1664, 1983.

CLIMATOLOGIA I – Sistemas Meteorológicos Atuantes na América do Sul. 2012. Disponível em: < <http://goo.gl/MlxqtN> >. Acesso em 10 de dezembro de 2015.

CPTEC, O que é El Niño? Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque_el_nino.shtml>. Acesso em 19 de dezembro de 2015.

CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M. Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia. **Ed. Atlas**. São Paulo, 2007. ISBN 978-85-224-4707-7.

COSTA, R. L., SOUZA, E. P., SILVA, F. D. S. APLICAÇÃO DE UMA TEORIA TERMODINÂMICA NO ESTUDO DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, 96 - 104, 2014.

CPTEC/INPE, **Características da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e suas possíveis influências na Agricultura**. Disponível em: <<http://goo.gl/QHfKTP>>. Acesso em 23 de abril de 2015.

CPTEC/INPE – CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. Disponível em: <<http://goo.gl/7Twgf9>>. Acesso em 23 de abril de 2015.

DA SILVA, B. F. P. Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas. 123 f. **Dissertação** (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo – SP, 2011.

DAUBECHIES, I. TEN LECTURES ON WAVELETS. SIAM, NSF **Conference Series in Applied Mathematics**, Philadelphia, PA-EUA, 1992.

DUNTEMAN, G. H. PRINCIPAL COMPONENTS ANALYSIS. Series: Quantitative Applications in the Social Sciencs. **Sage University Paper**. 7, 9 p. 1981.

DUTRA, R. M. O., SPERANDIO, M., COELHO, J. O Método Ward de Agrupamento de Dados e sua Aplicação em Associação com os Mapas Auto-Organizáveis de Kohonen. **Anais do I Workshop de Computação da Região Sul**. Florianópolis – SC, 2004.

ECHER, M. P. S. et al. Wavelet analysis of a centennial (1895–1994) southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20'33"W). **Climatic Change**, 87:489-497, 2008.

EVERITT, B.S.; DUNN, G. **Applied multivariate analysis**. London: Edward Arnold, 1993.400p.

FERREIRA, A. G., MELLO, N. G. S. PRINCIPAIS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL E A INFLUÊNCIA DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO NO CLIMA DA REGIÃO. **Revista Brasileira de Climatologia**, Vol. 1, Nº 1, 15-28, 2005.

FERREIRA, J. H. D., NERY, J. T. **ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS DA PRECIPITAÇÃO DO ESTADO DE MINAS GERAIS**. Disponível em: <<http://goo.gl/T4XGJe>>. Acesso em: 25 de abril de 2015.

GABOR, D., 1946. Theory of communications. **Journal of Institution of Electrical Engineers** 93, 429–457.

GAN, M.A E KOUSKY, V.E. Um Estudo Observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil. **INPE**, São José dos Campos, SP. p. 25, 1982.

GARAYALDE, E.J.G.; da SILVA, M.G.A.; TAVARES, A. de SÁ. Classificação mesoclimática da região sul do Brasil pela análise de Componentes Principais. **In: Congresso Interamericano de Meteorologia, 1., Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 1986, Brasília. **Anais...**, Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.1, 1986. p. 119-124.

GEMIACKI, L., FEDOROVA, N. ATUAÇÃO DE UM SISTEMA FRONTAL NA ESTAÇÃO SECA DO NORDESTE DO BRASIL. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006.

GOCIC, M., TRAJKOVIC, S. Analysis of precipitation and drought data in Serbia over the period 1980-2010. **Journal of Hydrology** 494, 32-42, 2013.

GONG, X. and RICHMAN, M. B., On the Application of Cluster Analysis to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. **Journal of Climate – American Meteorological Society**. 897-931. 1995.

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

GROSSMAN, A; MORLET, J. 1984. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. **Society for Industrial and Applied Mathematics Journal on Mathematical Analysis**, v. 5, 732-736f.

GURGEL, V. C. APLICAÇÃO DE TÉCNICAS WAVELETS EM ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS PARA DETECÇÃO DE CORRELAÇÕES. **Monografia da Universidade Federal Rural do Semi-Árido – UFERSA**. Angicos-RN p. 63, 2013.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://goo.gl/d5tdTM>>. Acesso em: 20 de abril de 2015.

JUNIOR, C. R. F.; PEDROSA, V. A; DE SOUZA, V. C. B. Reflexões sobre a cheia de junho de 2010 nas bacias do Rio Mundaú e Paraíba. In: Simpósio Regional de Recursos Hídricos, 2010. Anais... Fortaleza: SRBRH, 2010.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**.v.108, n. 4, p. 488-498, Apr. 1980 104.

KOUSKY, V.E. Frontal Influences on Northeast Brasil. **Monthly Weather Review**, v.1, n.107, p.1140-1153, 1979.

LIMA JÚNIOR *et al.* Multivariate structure of meteorological data in two cities in different regions of the state of Ceará. **Water Resources and Irrigation Management**, v.3, n.2, p.47-55, 2014.

MADDEN R., JULIAN, P. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, **Journal Atmospheric Science**, 28, 702-708, 1971.

MADDEN R., JULIAN, P. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Journal Atmospheric Science**. 29, 1109-1123, 1972.

MADDEN R., JULIAN, P. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. **Monthly Weather Review**. 112-814-837, 1994.

- MARTON, E., Silva DIAS, P. L. Energética ZCPS/ZCAS. In: **IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 1996, Campos do Jordão. IX Congresso Brasileiro de, 1996. v. 01. p. 783-786.
- MOLION, L. C. B., BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica Das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, 1-10, 2002.
- MALHOTRA, N. Pesquisa de marketing: uma orientação aplicada. **Bookman**, 6 ed. Porto Alegre, 2010.
- MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS R.C: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MORLET, G. A.; FOURGEAU, I.; GIARD, D. Wave Propagation and Sampling Theory. Part 1: Complex Signal and Scattering in Multilayered Media. **Geophysics**,v. 47, n 2, p. 203-221, 1982 a.
- MORLET, G. A.; FOURGEAU, I.; GIARD, D. Wave Propagation and Sampling Theory. Part 2: Sampling Theory and Complex Waves. **Geophysics**,v. 47, n. 2; p. 222-236, 1982b.
- MOURA, G. B. A., ARAGÃO, J. O. R., LACERDA, F. F., PASSAVANTE, J. Z. O. Relação entre a Precipitação no Setor Leste do Nordeste do Brasil e a Temperatura da Superfície nos Oceanos Atlântico e Pacífico. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.2, p.247-251, 2000.
- NAKKEN, M. Wavelet analysis of rainfall-runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns. **Environ. Model. Software** 14: 283-295, 1999.
- NASCIMENTO, F. C. A. Padrões climáticos associados à periodicidade de eventos extremos de precipitação no Estado do Maranhão. 108p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2014.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora IBGE, 2ª Edição. 1989. 421p.
- NOAA/NCEI – National Oceanic and Atmospheric Administration/National Centers for Environmental Information. **Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures**. Disponível em: <<https://goo.gl/R80a9Z>>. Acesso em 1 de julho de 2015.
- NOBRE, C. A., CAVALCANTI, M. A. G., NOBRE, P.; KAYANO, M. T., BONATTI, J. P., SATYARMUTI, P., UVO, C. B., COHEN, J. C. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. **Climanálise**, Número Especial: 124p. 106. 1986.
- OLIVEIRA, V., ALVES, J. M. B., MOLION, L. C. B. INFLUÊNCIA DO ENOS E ODP NA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DOS SETORES NORTE E LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO. Anais do **XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, SESC - Centro de Turismo de Guarapari, Guarapari – ES, 2011.

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

PARMEZANI, J. M., RIBEIRO, G. E., SOUZA, J. R. S., GUEDES, R., RAO, V. B. Associação entre ZCAS e a Ocorrência de El Niño e La Niña. X Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Brasília – DF. 1998.

RAO, V. B., LIMA, M. C. de, FRANCHITO, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **American Meteorological Society**, 6:1754-1763, 1993.

REBOITA, M. S., GAN, M. A., ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, 6:293-335, 1986.

SALVADOR, M. A., Análise Da Variabilidade Climática Na Nova Fronteira Agrícola Do Brasil: Região do Matopiba. 119 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – Paraíba, 2014.

SANTOS, N. A., BRAGA, C. C. Estudo de Caso de uma Frente Fria Sobre o Nordeste Brasileiro. XIX Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. **Anais do XIX Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**. Lavras – MG. 2015.

SANTOS, S. A.; CORREIA, M. F.; BRAGA, C.C.; SILVA ARAGÃO, M. R. Análise Estatística de Chuvas Intensas e Inundações no semi-árido da bacia do rio São Francisco: a cheia de 1985. **Engenharia Ambiental**, v. 7, p. 23, 2010.

SANTOS, C. A. G., FREIRE, P. K. M. M., TORRENCE, C. **A Transformada Wavelets sua Aplicação na Análise de Séries Hidrológicas**. Volume 18 n.3, 271-280, 2013.

SANTOS, N. A. Precipitação Sobre a América do Sul e Suas Relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte. 30 f. TCC (Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Maceió – Alagoas, 2013.

SECTI - Secretaria de Ciência, Tecnologia e Inovação do Estado da Bahia. Mapa de Relevo da Bahia. Disponível em: <<http://goo.gl/mgIkO3>>. Acesso em 12 de novembro de 2015.

SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and some Applications. **Journal of Geophysical Research**, 96:15.137-15.146, 1991.

SETOSA – Principal Component Analysis. Disponível em: <<http://goo.gl/0VHKtW>>. Acesso em 25 de abril de 2015.

SILVA, I. A., MENDES, P. C. O EL NIÑO E SUA INFLUÊNCIA NAS TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES NA CIDADE DE UBERLÂNDIA (MG). **REVISTA GEONORTE**, Edição Especial 2, V.2, N.5, p.485 – 495, 2012.

SIQUEIRA, A. H. B. Variabilidade do clima da América do Sul e sua relação com os índices oceânicos e atmosféricos. 79 f. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas. Maceió – AL, 2012.

SIQUEIRA, A.H.B, et al. Impactos do ENOS no Norte e Nordeste Brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal Do Pacífico, XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. Anais - XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

SIQUEIRA, A.H.B.; MOLION, L. C. B. El Niño-Oscilação Sul e a Oscilação Decadal do Pacífico. IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008, Salvador. Anais – IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008.

SIQUEIRA, A.H.B.; MOLION, L. C. B. O Atlântico Norte e os Climas Brasileiros. Congresso Acadêmico da UFAL, 2008.

SIQUEIRA, A.H.B.; MOLION, L. C. B. El Niño-Oscilação Sul e a Oscilação Decadal do Pacífico. IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008, Salvador. Anais – IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., REPELLI, C. A., FERREIRA, N. S., SILVA, M. E. Desvios percentuais da precipitação na estação chuvosa do semi-árido nordestino durante os anos El Niño, La Niña e fases do Padrão de Dipólo no Atlântico. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998, Brasília - DF. CD-ROM, 1998.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., XAVIER, T. M. B. S. A estação chuvosa no semi-árido nordestino nos anos de predominância de aquecimento ou resfriamento em toda bacia do Atlântico Tropical. Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso), Rio Grande do Sul, v. 3, n.2, 1998.

SOUZA, E. B. E; AMBRIZZI. T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climatology**, 2006.

STRANG, D. M. G. D. Análise Climatológica das normais pluviométricas do Nordeste do Brasil. São José dos Campos, **CTA**, 29p. 1972.

TAVARES, P. S., CARVALHO, L. C. **Estudo Sinótico de um Caso de Sistema Frontal que Incursionou até Latitudes Baixas e Sua Influência no Sul e Centro-Sul Da Bahia.** XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis - SC. 2006.

TORRENCE, C., COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol. 79, N° 1, 61-78, 1998.

VALADÃO, C. E. A. Impacts of the Madden–Julian Oscillation on Intraseasonal Precipitation over Northeast Brazil. 85 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2015.

VAZ, J. C. M. Análise das Ondas de Leste Sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil para o Período entre 1999-2009. 102 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2011.

VITORINO, M. I.; BRAGA, C. C.; BRITO, J. B. B. Análise da variabilidade de baixa frequência da precipitação sobre o Estado da Paraíba. **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006, Florianópolis - SC. Anais DVD-ROM, SBMET.

WENG, H.; LAU, K-M. Wavelet, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical Western Pacific. **American Meteorological Society**, Set. 1994, 2523-2541.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Second Edition. **International Geophysics Series**. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University. Elsevier. CHAPTER 11, 463 p. 2006.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Tokyo, v.55, p.205-207, 1977.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, 43, 1-36, 2005.

APÊNDICE A

Tabela A: Localização Geográfica das estações meteorológicas, médias mensais e total das médias anual da Precipitação no Estado da Bahia, para os anos de 1970 a 2013.

Grupos	Nº	Municípios	Latitude	Longitude
1	1	Alagoinhas	-12,14	-38,42
1	2	Cruz Das Almas	-12,66	-39,08
1	3	Salvador	-13,01	-38,53
1	4	Itanhy – Jandaíra	-11,54	-37,57
1	5	Corte Grande – Esplanada	-12,06	-37,76
1	6	Emboacica – Camaçari	-12,60	-38,14
1	7	Araças	-12,21	-38,20
1	8	Buracica (Alagoinhas)	-12,25	-38,52
1	9	Teodoro Sampaio	-12,30	-38,64
1	10	Cambuis - Cardeal Da Silva	-12,13	-37,97
1	11	Itapicuru	-11,60	-37,95
1	12	Entre Rios	-11,93	-38,08
1	13	Aratuípe	-13,56	-39,00
1	14	Nazaré	-13,02	-39,02
2	1	Barra	-11,08	-43,16
2	2	Bom Jesus Da Lapa	-13,26	-43,41
2	3	Caetite	-14,06	-42,48
2	4	Carinhanha	-14,28	-43,76
2	5	Irecê	-11,30	-41,86
2	6	Remanso	-9,63	-42,10
2	7	Vitória Da Conquista	-14,88	-40,79
2	8	Cândido Sales	-15,51	-41,23
2	9	Fazenda Cabaceiras – Ibipeba	-11,33	-42,31
2	10	Brotas De Macaúbas	-12,00	-42,63
2	11	Ponte Br-242 - Oliveira Dos Brejinhos	-12,25	-42,76
2	12	Gameleira - Sítio Do Mato	-12,87	-43,38
2	13	Ibotirama	-12,16	-43,21
2	14	Urandi	-14,75	-42,65
2	15	Ituaçu	-13,80	-41,30
2	16	Palmas De Monte Alto	-14,25	-43,15
2	17	Anagé – Joanópolis	-14,60	-41,13
2	18	Anagé – Alegre	-14,42	-41,06
2	19	Brotas De Macaúbas – Saudável	-12,05	-42,22
2	20	Remanso	-9,62	-42,06
2	21	Campo Alegre De Lourdes	-9,50	-43,00
2	22	Pilão Arcado – Baluarte	-9,47	-43,53
2	23	Itaguaçu Da Bahia	-10,98	-42,33

2	24	Xique-Xique	-10,90	-42,50
2	25	Condeúba	-14,53	-41,93
2	26	Tremendal	-15,18	-41,60
2	27	Piripá	-14,93	-41,72
2	28	Canarana	-11,76	-41,88
2	29	Iramaia	-13,50	-40,73
3	1	Barreiras	-12,15	-45,00
3	2	Correntina	-13,33	-44,61
3	3	Sta R De Cássia	-11,01	-44,51
3	4	Fazenda Macambira – Cotegipe	-11,61	-44,16
3	5	Colônia Do Formoso – Coribe	-13,57	-44,31
3	6	Arrojado	-13,45	-44,57
3	7	Fazenda Coqueiro - São Desidério	-12,39	-44,93
3	8	Faz Bom Jardim - Formosa Do Rio Preto	-10,99	-45,53
3	9	Andaraí	-12,80	-41,32
3	10	Arrojolândia – Correntina	-13,73	-45,40
3	11	Formosa Do Rio Preto	-11,03	-45,20
3	12	Formosa Do Rio Preto	-10,98	-45,52
3	13	Barreiras Ponte Serafim-Montante	-11,88	-45,60
3	14	Barreiras Fazenda Johá	-12,12	-45,80
3	15	Paratinga - Barreiros De St Onofre	-12,90	-42,93
3	16	Buritama	-10,70	-43,62
3	17	Muquem De São Francisco	-12,18	-43,82
4	1	Canavieiras	-15,66	-38,95
4	2	Caravelas	-17,73	-39,25
4	3	Nilo Peçanha	-13,62	-39,08
4	4	Ituberá (Santarém - Coelba)	-13,73	-39,15
4	5	Prado	-17,33	-39,22
4	6	Mascote	-15,57	-39,28
4	7	São José - São José Da Vitória	-15,09	-39,34
4	8	Itajuípe (Piranji)	-14,67	-39,35
4	9	Valença	-13,36	-39,06
4	10	Camacan (Vargito)	-15,45	-39,45
4	11	Ibicaraí - Lomanto Junior	-14,81	-39,47
4	12	Itamaraju	-17,07	-39,53
4	13	Helvécia (Col.Leopoldina)	-17,81	-39,66
4	14	Itapira – Ubaitaba	-14,30	-39,31
4	15	Macuco – Buerarema	-14,95	-39,30
4	16	Mascote	-15,55	-39,30
4	17	Santa Luzia - Wenceslau Guimarães	-13,60	-39,48
4	18	Itamaraju	-17,03	-39,53

4	19	Guaratinga	-16,58	-39,55
5	1	Cipó	-11,08	-38,51
5	2	Itaberaba	-12,51	-40,28
5	3	Itirucu	-13,35	-40,11
5	4	Monte Santo	-10,43	-39,29
5	5	Morro Do Chapéu	-11,21	-41,21
5	6	Paulo Afonso	-9,36	-38,21
5	7	Serrinha	-11,63	-38,96
5	8	Queimadas	-10,96	-39,62
5	9	Argoim	-12,59	-39,52
5	10	Próximo A Curaça Ii - Curaça	-9,12	-39,93
5	11	Iaçú	-12,77	-40,20
5	12	Lagoa Do Boi - Juazeiro	-9,48	-40,20
5	13	Areião - Mirante	-14,03	-40,96
5	14	Euclides Da Cunha - Massacara	-10,43	-38,77
5	15	Pedro Alexandre	-10,01	-37,88
5	16	Curaça - Passagem Do Gado	-9,55	-39,47
5	17	Caetanós	-14,33	-40,90
5	18	Casa Nova - Lago	-8,88	-40,92
5	19	Casa Nova - Ouricuri	-8,93	-41,40
5	20	Sento Sé	-9,73	-41,88
5	21	Brumado	-14,00	-41,43
5	22	Mundo Novo	-11,05	-40,40
5	23	Piritiba	-11,72	-40,57
5	24	Jaguarari	-9,96	-40,23
5	25	Senhor Do Bonfim	-13,38	-40,10
5	26	Cipó De Leite - Pedro Alexandre	-10,20	-37,78
5	27	Fazenda Trianon - Acajutiba	-11,65	-37,93
5	28	Santa Brigida	-9,73	-38,12
5	29	Santa Brigida	-9,95	-38,27
5	30	Inhambupe	-11,77	-38,33
5	31	Ribeira Do Amparo	-11,03	-38,43
5	32	Fazenda Juá - Paulo Afonso	-9,43	-38,42
5	33	Satiro Dias	-11,58	-38,58
5	34	Rio Dos Anjos - Itapicuru	-10,98	-38,11
5	35	Ribeira Do Pombal (Pombal)	-10,82	-38,53
5	36	Pontes Euclides Da Cunha - Tucano	-11,05	-38,83
5	37	Rosário - Euclides Da Cunha	-10,10	-38,98
5	38	Araci	-11,33	-38,95
5	39	Fazenda Jacú - Coração De Maria	-11,98	-38,90
5	40	Várzea Da Ema - Chorochó	-9,52	-38,98
5	41	Jaguará - Feira De Santana	-12,12	-39,12

5	42	Bom Sossego - Chorrochó	-9,33	-39,13
5	43	Bendengo - Euclides Da Cunha	-9,95	-39,15
5	44	Ambrósio - Quinjingue	-10,98	-39,25
5	45	Serra Preta	-12,15	-39,32
5	46	Pedra Vermelha - Monte Santo	-10,35	-39,50
6	1	Guaratinga	-16,73	-39,54
6	2	Jacobina	-11,18	-40,46
6	3	Lençóis	-12,56	-41,38
6	4	Santa Cruz Cabralia	-16,27	-39,03
6	5	Wenceslau Guimarães	-13,68	-39,48
6	6	Mutuípe	-13,23	-39,50
6	7	Itapebi	-15,95	-39,52
6	8	Floresta Azul	-14,86	-39,66
6	9	Ipiaú	-14,16	-39,68
6	10	Itaju Do Colônia	-15,13	-39,72
6	11	Santa Cruz Da Vitória	-14,96	-39,81
6	12	São José Do Prado - Veredas	-17,12	-40,02
6	13	Medeiros Neto	-17,37	-40,23
6	14	Itanhém	-17,13	-40,33
6	15	Lucaia (Campos Sales) - Planalto	-14,74	-40,49
6	16	Lençóis - Porto	-12,48	-41,28
6	17	Campo Formoso	-10,50	-40,32
6	18	Pedrinhas - Gongogi	-14,32	-39,47
6	19	Barra Do Mundo Novo - Mundo Novo	-11,85	-40,47

