



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

DARIS CORREIA DOS SANTOS

**ÍNDICES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS BASEADOS NA PRECIPITAÇÃO
PLUVIAL E INFLUÊNCIA DE TELECONEXÕES NO NORDESTE DO BRASIL**

João Pessoa - Paraíba

2019

DARIS CORREIA DOS SANTOS

**ÍNDICES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS BASEADOS NA PRECIPITAÇÃO
PLUVIAL E INFLUÊNCIA DE TELECONEXÕES NO NORDESTE DO BRASIL**

Tese submetida ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba- UFPB, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutora em Engenharia Civil e Ambiental.

Área de Concentração: **Recursos Hídricos**

Orientador: **Prof. Dr. Celso Augusto Guimarães Santos**

João Pessoa – Paraíba

2019

**Catalogação na publicação
Seção de Catalogação e Classificação**

S237i Santos, Daris Correia Dos.

Índices de extremos climáticos baseados na precipitação pluvial e influência de teleconexões no Nordeste do Brasil / Daris Correia Dos Santos. - João Pessoa, 2019.
324 f. : il.

Orientação: Celso Augusto Guimarães Santos.
Tese (Doutorado) - UFPB/Tecnologia.

1. Teleconexões Atmosféricas, Correlação, Cluster. 2.
Wavelet, Extremos climáticos. I. Santos, Celso Augusto
Guimarães. II. Título.

UFPB/BC

DARIS CORREIA DOS SANTOS

ÍNDICES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS BASEADOS NA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL E INFLUÊNCIA DE TELECONEXÕES NO NORDESTE DO BRASIL

Tese aprovada em 22/08/2019 como requisito para a obtenção do título de Doutora em Engenharia Civil e Ambiental do Centro de Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba

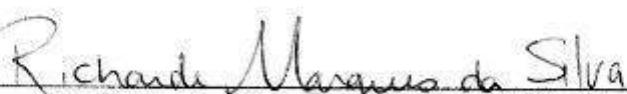
BANCA EXAMINADORA:



Professor Dr. Celso Augusto Guimarães Santos
Orientador - PPGECAM - UFPB



Professor Dr. Tarciso Cabral da Silva
Examinador Interno - PPGECAM - UFPB



Professor Dr. Richard Marques da Silva
Examinador Interno - PPGECAM - UFPB



Professor Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito
Examinador Externo - DCA- UFCG



Professor Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos
Examinador Externo - DCA- UFCG

Dedico este trabalho a Deus, a minha mãe, a meu
pai e a minha vó Francisca Cândido de Araújo (In
memorian)

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Celso Augusto Guimarães pela orientação e pela possibilidade de realização do presente trabalho e por todos os meios colocados à disposição. Agradeço igualmente a excelência da formação prestada e conhecimentos transmitidos que foram úteis para esta tese.

A Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ) pela provisão da bolsa de doutorado.

A National Aeronautics and Space Administration, a University Corporation for Atmospheric Research, a Agência Nacional de Águas e Instituto Nacional de Meteorologia por disponibilizar os dados de precipitação, e National Centers for Environmental Prediction por disponibilizar os dados das teleconexões.

Aos membros da banca examinadora pelas correções propostas.

E todos aqueles que contribuíram de forma decisiva para a concretização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	23
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS	24
RESUMO	26
ABSTRACT	27
1 INTRODUÇÃO	27
1.1 Hipótese	30
1.2 Objetivo Geral:	31
1.2.1 Objetivos Específicos:	31
2 REFERENCIAL TEÓRICO	33
2.1 Sistemas meteorológicos atuantes no Nordeste do Brasil	33
2.3 Oscilação Multidecadal do Atlântico	37
2.4 Oscilação Quase-Bienal	37
2.5 Oscilação Antártica	38
2.6 Variabilidade interanual do Oceano Pacífico na precipitação	39
2.7 Variabilidade interanual do Oceano Atlântico na precipitação	41
3 MATERIAIS E MÉTODOS	44
3.1 Área de Estudo	44
3.2 Metodologia	46
3.2.1 Cálculo dos índices climáticos extremos	50
3.2.2 Índices climáticos básicos do ETCCDMI oriundos da precipitação	50
3.3 Análise de Componentes Principais (PCA)	52
3.3.1 Métodos de Agrupamentos (<i>Cluster</i>)	54
3.3.2 Distância euclidiana	54
3.4 Correlação linear de Pearson	56
3.5 Técnica de wavelet	57
3.5.1 Transformada Cruzada de wavelet	58
3.5.2 Ângulo da Fase da Transformada contínua da wavelet	58
3.5.3 Coerência da wavelet	59
3.5.4 Interpretação dos Vetores de Fase	60
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	61
4.1 Análise de componentes principais TRMM	61

4.2	Análise de Cluster dos Índices de extremos climáticos derivados da precipitação (TRMM 3B42)	74
4.3	Analise de PCA e Análise de Agrupamento (Cluster Analysis)- GPCC	80
4.4	Análise de componentes principais dos dados observados	82
4.5	Análise de Cluster dados observados	109
4.6	Correlação entre a precipitação total anual (mm) provenientes do GPCC e teleconexões atmosféricas	113
4.7	Correlação entre índices de extremos climáticos derivados da precipitação (TRMM 3B42) e teleconexões atmosféricas	127
4.8	Correlação entre teleconexões atmosféricas e índices de extremos climáticos provenientes de dados diários de precipitação observada	148
4.9	Análise de wavelet provenientes de dados do GPCC	177
4.10	Análise da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados de dados diários de precipitação do satélite TRMM 3B42	196
4.11	Análise da coerência da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados de dados diários de precipitação observada	241
5	Conclusões	293
6	Sugestões para Trabalhos Futuros	296
7	REFERÊNCIAS	297

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da área de estudo e distribuição espacial dos pontos de grade oriundos do satélite TRMM 3B42 (a), GPCC (b) e estações meteorológicas (c)	44
Figura 2- Distribuição espacial dos tipos climáticos (a), geologia (b), precipitação (c), altitude (d) e vegetação (e) no NEB.....	45
Figura 3- Diagrama da metodologia aplicada aos dados de precipitação (a) e escala temporal da variabilidade climática natural e mudanças climáticas	48
Figura 4-Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais. Fonte: Barbosa e Blitzkow (2008)	60
Figura 5- Distribuição espacial dos índices de extremos climáticos baseados nos dados diários de precipitação provenientes do satélite TRMM 3B42, CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), no NEB, período 1998 a 2016.....	61
Figura 6- Série temporal dos índices de extremos climáticos provenientes da precipitação do GPCC (período 1901 a 2013), TRMM 3B42 (período 1998 a 2016) e dados observados (período 1965 a 2017).....	62
Figura 7- Distribuição espacial (a, b, c) e temporal (d) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CDD, no NEB, 1998-2016.....	64
Figura 8- Distribuição espacial (a, b) e temporal (c) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CWD, no NEB, 1998-2016.....	65
Figura 9- Distribuição espacial (a) e temporal (b) das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016	65
Figura 10- Distribuição espacial (a) e temporal (b) da carga fatorial do índice R10, no NEB, 1998-2016.....	66
Figura 11- Distribuição espacial (a) e temporal (b) da carga fatorial do índice R20, no NEB, 1998-2016.....	67
Figura 12- Distribuição espacial do Fator 1(a), Fator 2(b) e distribuição temporal (c) das cargas fatoriais do índice R50, no NEB, 1998-2016.....	67
Figura 13- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice R95p, no NEB, 1998-2016.....	68
Figura 14- Distribuição espacial das cargas fatoriais rotacionadas (a), (b), (c), (d), (e), (f), e (g) e distribuição temporal (h) do índice R99p, no NEB, 1998-2016.....	70
Figura 15- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016.....	71
Figura 16- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016.....	72
Figura 17- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice SDII, no NEB, 1998-2016	73
Figura 18- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CDD (b), média climatológica do índice (c), no NEB, 1998-2016.....	74
Figura 19- Dendrograma e distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CWD, no NEB, 1998-2016	75
Figura 20- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016.....	75
Figura 21- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R10, no NEB, 1998-2016.....	76
Figura 22- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R20, no NEB, 1998-2016.....	76
Figura 23- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R50, no NEB, 1998-2016.....	77
Figura 24- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R95p, no NEB, 1998-2016.....	77
Figura 25- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R99p, no NEB, 1998-2016.....	78

Figura 26- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016.....	78
Figura 27- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016.....	79
Figura 28- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice SDII, no NEB, 1998 - 2016.....	79
Figura 29- Distribuição espacial das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, provenientes do GPCC, no NEB, 1901-2013	80
Figura 30- Dendrograma (a) distribuição espacial das regiões homogêneas (b), precipitação total anual (mm) (c) e distribuição temporal (d), proveniente do GPCC, no NEB, 1901-2013.....	82
Figura 31- Distribuição espacial dos índices de extremos climáticos provenientes de dados de precipitação observada, no NEB, 1965-2017.....	82
Figura 32- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f) e temporal (g, h) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CDD, no NEB, 1965-2017	84
Figura 33- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i) e temporal (j, k, l) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CWD, no NEB, 1965-2017.....	86
Figura 34- Distribuição espacial (a, b, c, d) e temporal (e) das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, no NEB, 1965-2017	88
Figura 35- Distribuição espacial (a, b, c, d) e temporal (e) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R10, no NEB, 1965-2017	89
Figura 36- Distribuição espacial (a, b, c, d, e) e temporal (f) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R20, no NEB, 1965-2017	90
Figura 37- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j) e temporal (k, l, m) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R50, no NEB, 1965-2017.....	92
Figura 38- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m) e temporal (n, o, p) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R95p, para o NEB, período 1965 a 2017.....	95
Figura 39- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s) e temporal (t, u, v, w, x) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R99p, no NEB, 1965-2017	98
Figura 40- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p) e temporal (q, r, s, t) das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx1day, no NEB, 1965-2017	102
Figura 41- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o) e temporal (p, q, r, s) das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx5day, no NEB, 1965-2017.....	105
Figura 42- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h) e temporal (i, j) das cargas fatoriais rotacionadas do índice SDII, para o NEB, período 1965 a 2017	108
Figura 43- Dendrograma do índice CDD (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CDD (b), dendrograma do índice CWD (c) distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CWD (d), no NEB, 1965-2017	110
Figura 44- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice PRCPTOT (b), no NEB, 1965-2017.....	110
Figura 45- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R20 (b), dendrograma do índice R50 (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R50 (d), no NEB, 1965-2017.....	111
Figura 46- Dendrograma do índice R95p (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R95p (b), dendrograma do índice R99p (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R99p (d), no NEB, 1965-2017	112
Figura 47- Dendrograma do índice Rx1day (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice RX1day (b), dendrograma (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice Rx5day (d), no NEB, 1965-2017.....	113
Figura 48- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice SDII (b), no NEB, 1965-2017.....	113
Figura 49- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 1 ^a fase negativa da AMO, 1901-1928 (a); a 1 ^a fase positiva da AMO, 1929-1964 (b); 2 ^a fase negativa da AMO, 1965-1994 (c); 2 ^a fase positiva da AMO, 1995-2013 (d), as áreas pontilhadas correspondem as correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1	115

Figura 50- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 1 ^a fase fria da PDO, 1901-1924 (a); 1 ^a fase quente da PDO, 1925-1946 (b), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	115
Figura 51- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 2 ^a fase fria da PDO, 1947-1976, (a); 2 ^a fase quente da PDO, 1977-1998 (b); 3 ^a fase fria da PDO, 1999 a 2013 (c), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	116
Figura 52- Correlação da precipitação total anual (mm) com a AMO (a), PDO (b) e série temporal da PDO+AMO normalizada (c), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	117
Figura 53- Correlação das fases não cruzadas, (a) 1 ^a fase fria da PDO+AMO, 1901-1924, (b) 1 ^a fase quente PDO+AMO, 1929-1946, (c) 2 ^a fase fria PDO+AMO, 1965-1976, (d) 2 ^a fase quente PDO+AMO, 1995-1998, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	119
Figura 54- Correlação das fases cruzadas, (a) 1 ^a fase quente da AMO e 2 ^a fase fria da PDO, 1947-1964, (b) 2 ^a fase fria da AMO e 2 ^a fase quente da PDO, 1977-1994, (c) 2 ^a fase quente da AMO e 3 ^a fase fria da PDO, 1999-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1	120
Figura 55- Correlação da PRCPTOT e SOI (a), série temporal do SOI (b), correlação da PRCPTOT e MEI(c) e série temporal do MEI (d), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$	121
Figura 56- Correlação da precipitação total anual (mm) com a PNA (a) e série temporal do PNA com a PRCPTOT (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,156 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$	122
Figura 57- Correlação da precipitação total anual (mm) com o Niño1+2 (a), Niño 3 (b), Niño4 (c) e Niño3+4 (d), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$	123
Figura 58- Correlação da precipitação total anual (mm) com o índice Temperatura Global Terra-Oceano (a), série temporal do LOTI (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$	124
Figura 59- Correlação da precipitação total anual (mm) com a Oscilação Quase-Bianual, 1948-2013 (a), fase oeste (positiva) (b) e fase leste (negativa) (c), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	124
Figura 60- Correlação da precipitação total anual (mm) com a Oscilação Atlântico Norte (a) e série temporal (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$	125
Figura 61- Correlação da precipitação total anual (mm) com o Índice Oceânico Niño, período 1950-2013 (a), ENSO, 1979-2013 (b), TNAI (c) e TSAI (d), período 1948 a 2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	127
Figura 62- Correlação da precipitação total anual (mm) com a AAO (a) e série temporal (b), 1979-2013, as áreas pontilhadas correspondem as correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.....	127
Figura 63- Distribuição espacial da correlação da PDO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às	

- correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 128
- Figura 64- Distribuição espacial da correlação da AMO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 130
- Figura 65- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO e índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1999-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,400 \leq r < \pm 0,468$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,469 \leq r < \pm 0,580$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,590$ 131
- Figura 66- Distribuição espacial da correlação do MEI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 132
- Figura 67- Distribuição espacial da correlação da NAO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 133
- Figura 68- Distribuição espacial da correlação do SOI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 135
- Figura 69- Distribuição espacial da correlação do ONI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998- 2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 136
- Figura 70- Distribuição espacial da correlação da QBO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 137
- Figura 71- Distribuição espacial da correlação da PNA com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 138

- correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$ 148
- Figura 81- Distribuição espacial da correlação da segunda fase fria da PDO, período 1965-1976 com índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,69$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,70$ 150
- Figura 82- Distribuição espacial da correlação da segunda fase quente da PDO, período 1977-1998 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,42$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,43 \leq r < \pm 0,54$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,55$ 151
- Figura 83- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO, período 1999-2017 com índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,38 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,57$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,58$ 153
- Figura 84- Distribuição espacial da correlação da segunda fase negativa da AMO, período 1965-1994 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,35$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,45$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,46$ 154
- Figura 85- Distribuição espacial da correlação da segunda fase positiva da AMO, período 1994 a 2017 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,35 \leq r < \pm 0,41$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,42 \leq r < \pm 0,52$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,53$ 155
- Figura 86- Série temporal da PDO+AMO e da precipitação observada (mm/ano), período de 1965 a 2017, no NEB 156
- Figura 87- Distribuição espacial da correlação da segunda fase negativa da AMO e PDO, período 1965-1976, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,70$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,71$ 158
- Figura 88- Distribuição espacial da correlação da segunda fase quente da PDO e segunda fase negativa da AMO, período 1977-1994, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,4 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,59$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,6$ 159
- Figura 89- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO, 1999 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD

- Figura 98- Distribuição espacial da correlação da região Niño 1+2, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$170
- Figura 99- Distribuição espacial da correlação da região Niño 3, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$171
- Figura 100- Distribuição espacial da correlação da região Niño 3+4, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$172
- Figura 101- Distribuição espacial da correlação da região Niño 4, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$173
- Figura 102- Distribuição espacial da correlação do ENSO, período 1979 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,27 \leq r < \pm 0,30$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,40$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,41$175
- Figura 103- Distribuição espacial da correlação da AAO, período 1979 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,27 \leq r < \pm 0,30$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,40$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,41$176
- Figura 104- Distribuição espacial da correlação do LOTI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$177
- Figura 105- Espectro da Transformada de wavelet da PRCPTOT nas regiões homogêneas R1 (a),178
- Figura 106- pectro cruzado wavelet e espectro da coerência wavelet da PDO versus PRCPTOT, na região homogênea R1 (a, b), região homogênea R2 (c, d); região homogênea R3 (e, f); região homogênea R4 (g, h) e região homogênea R5 (i, j), período de 1901 a 2013.179
- Figura 107- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da AMO versus PRCPTOT, na região homogênea R1 (a, b), região homogênea R2 (c, d); região homogênea R3 (e, f); região homogênea R4 (g, h) e região homogênea R5 (i, j), período de 1901 a 2013.181

Figura 108- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da PDO+AMO versus PRCPTOT, respectivamente, na região homogênia R1 (a,b) e na região R2 (c,d), período de 1901 a 2013.....	183
Figura 109- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do PNA e PRCPTOT, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período de 1901 a 2013.....	184
Figura 110- Espectro da Transformada de wavelet da MEI (a), espectro cruzado wavelet e coerência do MEI e PRCPTOT na região homogênea R1 (b,c), e espectro cruzado wavelet e coerência na região homogênea R2 (d,e), período 1901-2013.....	185
Figura 111- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da NAO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1901-2013.....	186
Figura 112- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do SOI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1901-2013.....	187
Figura 113- Transformada contínua da wavelet (a), Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da QBO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (b,c) e na região homogênea R2 (d,e), período 1950-2013.....	188
Figura 114- Transformada de wavelet do LOTI (a), Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do LOTI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (b,c) e na região homogênea R2 (d,e), período 1901-2013.....	190
Figura 115- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do ONI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.....	191
Figura 116- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do TNAI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.....	191
Figura 117- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do TSAI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.....	192
Figura 118- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do ENSO versus o índice PRCPTOT no NEB (a,b), na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.....	193
Figura 119- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da AAO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1979-2013.....	194
Figura 120- Espectro da coerência do índice PRCPTOT com o Niño 1+2, nas regiões R1 (a) e R2(b); com o Niño 3, nas regiões R1 (c) e R2 (d); com o Niño 4, nas regiões R1 (e) e R2 (f) e com o Niño 3+4, nas regiões R1 (g) e R2 (h), no NEB, período 1901 a 2013.....	195
Figura 121- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice CDD com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	197
Figura 122- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice CWD com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	199
Figura 123- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice PRCPTOT com a PDO na região R1(a) e R3(b), QBO na região R1(c) e R3(d), SOI na região R1(e) e R3(f), TNAI na região R1(g) e R3(h), TSAI na região R1(i) e R3(j)) e AAO na região R1(k) e R3(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	201
Figura 124- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R10 com a PDO na região R2(a) e R4(b), QBO na região R2(c) e R4(d), SOI na região R2(e) e R4(f), TNAI na região R2(g) e R4(h), TSAI na região R2(i) e R4(j) e AAO na região R2(k) e R4(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	203
Figura 125- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R20 com a PDO na região R2(a) e R3(b), QBO na região R2(c) e R3(d), SOI na região R2(e) e R3(f), TNAI na região R2(g) e R3(h), TSAI na região R2(i) e R3(j) e AAO na região R2(k) e R3(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	205
Figura 126- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R50 com a PDO na região R1(a) e R6(b), QBO na região R1(c) e R6(d), SOI na região R1(e) e R6(f), TNAI na região R1(g) e R6(h), TSAI na região R1(i)	

e R6(j) e AAO na região R1(k) e R6(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	207
Figura 127- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R95p com a PDO na região R1(a) e R5(b), QBO na região R1(c) e R5(d), SOI na região R1(e) e R5(f), TNAI na região R1(g) e R5(h), TSAI na região R1(i) e R5(j) e AAO na região R1(k) e R5(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	208
Figura 128- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R99p com a PDO na região R1(a) e R6(b), QBO na região R1(c) e R6(d), SOI na região R1(e) e R6(f), TNAI na região R1(g) e R6(h), TSAI na região R1(i) e R6(j) e AAO na região R1(k) e R6(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	210
Figura 129- Espectro da coerência wavelet do índice Rx1day com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	212
Figura 130- Espectro da coerência wavelet do índice Rx5day com a PDO na região R2(a) e R4(b), QBO na região R2(c) e R4(d), SOI na região R2(e) e R4(f), TNAI na região R2(g) e R4(h), TSAI na região R2(i) e R4(j) e AAO na região R2(k) e R4(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	214
Figura 131- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice SDII com a PDO na região R1(a) e R4(b), QBO na região R1(c) e R4(d), SOI na região R1(e) e R4(f), TNAI na região R1(g) e R4(h) e TSAI na região R1(i) e R4(j), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.....	216
Figura 132- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	217
Figura 133- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016., nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB	218
Figura 134- Espectro da coerência wavelet do ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	220
Figura 135- Espectro da coerência wavelet do ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB	221
Figura 136- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	222
Figura 137- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	224
Figura 138- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	225
Figura 139- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da	

precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	226
Figura 140- Espectro da coerência wavelet do NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	227
Figura 141- Espectro da coerência wavelet do NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	228
Figura 142- Espectro da coerência wavelet do LOTI e dos xndices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	230
Figura 143- Espectro da coerência wavelet do LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	231
Figura 144- Espectro da coerência wavelet do Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	232
Figura 145- Espectro da coerência wavelet do Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	233
Figura 146- Espectro da coerência wavelet do Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	234
Figura 147- Espectro da coerência wavelet do Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	235
Figura 148- Espectro da coerência wavelet do Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	236
Figura 149- Espectro da coerência wavelet do Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	237
Figura 150- Espectro da coerência wavelet do Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB	239
Figura 151- Espectro da coerência wavelet do Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB.....	240
Figura 152- Espectro da coerência wavelet da PDO+AMO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),	

..... derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	242
Figura 153- Espectro da coerência wavelet da PDO+AMO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	244
Figura 154- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	245
Figura 155- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	247
Figura 156- Espectro da coerência wavelet da NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	249
Figura 157- Espectro da coerência wavelet da NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	251
Figura 158- Espectro da coerência wavelet do SOI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	253
Figura 159- Espectro da coerência wavelet do SOI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	254
Figura 160- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	256
Figura 161- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	257
Figura 162- Espectro da coerência wavelet da QBO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	259
Figura 163- Espectro da coerência wavelet da QBO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	260
Figura 164- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	262
Figura 165- - Espectro da coerência wavelet da PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de	

dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	263
Figura 166- Espectro da coerência wavelet da TNAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	265
Figura 167- Espectro da coerência wavelet da TNAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	267
Figura 168- Espectro da coerência wavelet da TSAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	269
Figura 169- Espectro da coerência wavelet da TSAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	271
Figura 170- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	273
Figura 171- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	274
Figura 172- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	276
Figura 173- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	277
Figura 174- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	279
Figura 175- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	280
Figura 176- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	281
Figura 177- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	283
Figura 178- Espectro da coerência wavelet do índice ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),	

..... derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1979 a 2017.....	284
Figura 179- Espectro da coerência wavelet do índice ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1979 a 2017.....	286
Figura 180- Espectro da coerência wavelet do índice AAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1979 a 2017.....	287
Figura 181- Espectro da coerência wavelet do índice AAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1979 a 2017.....	289
Figura 182- Espectro da coerência wavelet do índice LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.....	290
Figura 183- Espectro da coerência wavelet do índice LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.....	292

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Teleconexões climáticas.....	47
Tabela 2- Componentes e percentual da variância explicada do índice CDD no NEB, 1998-2016.....	63
Tabela 3- Componentes e percentual da variância explicada do índice CWD para o NEB, período de 1998-2016.....	64
Tabela 4- Componentes e percentual da variância explicada do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016.....	65
Tabela 5- Componentes e percentual da variância explicada do índice R10, no NEB, 1998-2016.....	66
Tabela 6- Componentes e percentual da variância explicada do índice R20, no NEB, 1998-2016.....	66
Tabela 7- Componentes e percentual da variância explicada do índice R50, no NEB, 1998-2016.....	67
Tabela 8- Componentes e percentual da variância explicada do índice R95p, no NEB, 1998-2016.....	68
Tabela 9- Componentes e percentual da variância explicada do índice R99p, no NEB, 1998-2016.....	69
Tabela 10- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016	71
Tabela 11- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016	72
Tabela 12- Componentes e percentual da variância explicada do índice SDII (mm/dia), no NEB, 1998-2016	73
Tabela 13- Componentes e percentual da variância explicada da precipitação total anual (mm) proveniente do GPCC, no NEB, 1901-2013	80
Tabela 14- Componentes e percentual da variância explicada do índice CDD, no NEB, 1965-2017	83
Tabela 15- Componentes e percentual da variância explicada do índice CWD, no NEB, 1965-2017	85
Tabela 16- Componentes e percentual da variância explicada do índice PRCPTOT, no NEB, 1965-2017	87
Tabela 17- Componentes e percentual da variância explicada do índice R10, no NEB, 1965-2017.....	88
Tabela 18- Componentes e percentual da variância explicada do índice R20, no NEB, 1965- 2017.....	89
Tabela 19- Componentes e percentual da variância explicada do índice R50, no NEB, 1965-2017.....	90
Tabela 20- Componentes e percentual da variância explicada do índice R95p para o NEB, período de 1965 a 2017.....	93
Tabela 21- Componentes e percentual da variância explicada do índice R99p, no NEB, 1965-2017.....	96
Tabela 22- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx1day, no NEB, 1965-2017	100
Tabela 23- Componentes e percentual da variância explicada do índice RX5day, no NEB, 1965 a 2017.....	104
Tabela 24- Componentes e percentual da variância explicada do índice SDII, no NEB, 1965-2017.....	107

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

AAO	Antarctic Oscillation
AMO	Atlantic Multi-decadal Oscillation
ANA	Agência Nacional das Águas
ASAN	Anticiclones Subtropicais do Atlântico Norte
ASAS	Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
ATSM	Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar
CDD	Consecutive dry days
CP	Componte Principal
CWD	Consecutive wet days
DOL	Distúrbios ondulatórios de leste
ENSO	El Niño–Southern Oscillation
ETCCDMI	Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LOTI	Land-Ocean Temperature Index
MEI	Multivariate ENSO Index
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ONI	Oceanic Niño Index
PCA	Principal Component Analysis
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PNA	Pacific/ North American
PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation
QBO	Quasi-biennial Oscillation
R	Região homogênea
R10	Number of heavy precipitation days
R20	Number of very heavy precipitation days
R50	Number of days above 50 mm

R95p	Very wet days
R99p	Extremely wet days
Rx1day	Max 1-day precipitation amount
Rx5day	Max 5-day precipitation amount
SDII	Simple daily intensity index
SOI	Southern Oscillation Index
TNAI	Tropical North Atlantic Index
TNI	Trans-Niño Index
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSAI	Tropical South Atlantic Index
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SÍMBOLOS

Σ - Somatório

p - Correlação de Pearson

$^{\circ}\text{C}$ - graus Celsius

mm dia⁻¹ - milímetro(s) por dia

RESUMO

O Nordeste do Brasil (NEB) é uma área bastante vulnerável a episódios de secas e elevada variabilidade climática, suscetível a elevadas temperaturas e chuvas irregulares. Portanto, este estudo investiga a influência das teleconexões de escala global que afetam a precipitação no NEB, proporcionando uma melhor compreensão dos efeitos oceânicos e atmosféricos sobre a variabilidade climática interna de modo a detectar mudanças no padrão de precipitação, com base em dados de precipitação provenientes de 522 pontos de grade do *Global Precipitation Climatology Centre- GPCC*, de 1901-2013; 512 pontos de grade do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission- TRMM 3B42*, de 1998-2016 e dados observados de 368 estações meteorológicas, oriundos da Agência Nacional das Águas (ANA) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), de 1965-2017 e dados de teleconexões atmosféricas oriundas do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Usando o Rclimdex foram calculados onze índices de extremos climáticos decorrentes da precipitação diária recomendados pelos *Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI)*. A Análise de Componentes Principais (PCA) extraiu as variáveis mais relevantes explicando a variância de cada Cluster para a caracterização espacial e temporal, enquanto o coeficiente de Pearson averigou o grau de correlação dos índices de extremos climáticos com os de teleconexões, considerando os níveis de significância de 0.1, 0.5 e 0.01 e por meio da Transformada de wavelet, do espectro cruzado wavelet e da coerência wavelet detectou-se periodicidades significantes. Os resultados mostram que o índice Dias Consecutivos Secos (CDD) derivado da precipitação diária do satélite TRMM 3B42 correlacionado com a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), Índice de Oscilação Sul (SOI), Índice Multivariado ENSO (MEI) e Índice Oceânico Niño (ONI) indicam o aumento de períodos de estiagem no NEB. Em períodos mais curtos, a convecção local, nas regiões homogêneas mais favoráveis a períodos de estiagem, é fortemente impactada pela Oscilação Quase-Bianual (QBO) e Oscilação Antártica (AAO); e as regiões homogêneas mais suscetíveis a precipitações extremas, são impactadas pela SOI, Atlântico Tropical Norte (TNAI) e Atlântico Tropical Sul (TSAI). A precipitação anual em dias úmidos (PRCPTOT) proveniente do GPCC sugere que a variabilidade climática do NEB é modulada pela PDO+AMO atuando simultaneamente na fase fria. Os dados observados mostram que as áreas mais propícias a estiagem sofrem maior impacto da AAO e Índice da Temperatura Global Terra-Oceano (LOTI). A análise de wavelet identificou diferentes periodicidades significantes entre o acoplamento dos índices de extremos climáticos e os padrões oceânicos e atmosféricos indicando mudanças nos índices climáticos e variabilidade climática do oceano Pacífico e Atlântico e também influência de forçamentos externos na evolução dos padrões climáticos nas áreas suscetíveis a eventos secos e chuvosos no NEB. As anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos índices Niño apresentam grande variabilidade nos ciclos de periodicidade das condições climáticas no Pacífico Equatorial e influenciam a variabilidade da convecção tropical profunda e da circulação atmosférica. Por fim, essas informações se tornam úteis para melhorias nas previsões climáticas a longo prazo; implantação de estratégias de adaptação e mitigação de eventos extremos, como secas e inundações e planejamento agrícola.

PALAVRAS-CHAVE: Teleconexões Atmosféricas, Correlação, Cluster, Wavelet, Extremos climáticos

ABSTRACT

Northeast Brazil (NEB) is an area very vulnerable to droughts and high climatic variability, susceptible to high temperatures and irregular rains. Therefore, this study investigates the influence of global scale teleconnections that affect precipitation in the NEB, providing a better understanding of the oceanic and atmospheric effects on the internal climatic variability in order to detect changes in the precipitation pattern, based on precipitation data of 522 grid points of the Global Precipitation Climatology Centre- GPCC, 1901-2013; 512 grid points of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite, TRMM 3B42, from 1998-2016, and observed data from 368 meteorological stations, from the National Water Agency (ANA) and National Meteorological Institute (INMET), from 1965-2017 and data of atmospheric teleconnections from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). The Principal Components Analysis (PCA) extracted the most relevant variables explaining the variance of each Cluster for the spatial and temporal characterization and the Pearson coefficient investigated the degree of correlation of the climatic extremes indexes with the teleconnections, considering the levels of significance of 0.1, 0.5 and 0.01 and by means of the wavelet transform, the wavelet cross-spectrum and the wavelet coherence we detected significant periodicities. The results show that the index Days Consecutive Dry (CDD) derived from daily rainfall satellite TRMM 3B42 correlated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO), Multidecadal Atlantic Oscillation (AMO), Southern Oscillation Index (SOI), Multivariate Index ENSO (MEI) and Niño Niño Index (ONI) indicate the increase of drought periods in NEB. In shorter periods, the local convection, homogeneous regions in the most favorable periods of drought, is strongly impacted by the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) and Antarctica Oscillation (AAO); and the homogeneous regions most susceptible to extreme precipitation, are impacted by SOI, Tropical North Atlantic (TNAI) and Tropical South Atlantic (TSAI). The annual precipitation in wet days (PRCPTOT) from the GPCC suggests that the climatic variability of the NEB is modulated by the PDO + AMO acting simultaneously in the cold phase. The observed data shows that the most propitious areas suffer drought brunt of the AAO and Index of Global Temperature Land-Ocean (LOTI). Wavelet analysis identified significant periodicities between coupling indexes of climatic extremes and oceanic and atmospheric patterns indicating changes in climatic indexes and climatic variability of the Pacific and Atlantic Ocean and also influence of external forces in the evolution of climatic patterns in areas susceptible to events in the NEB. The Anomalies of the Sea Surface Temp (SST) in the Niño indices present great variability in the periodicity cycles of the climatic conditions in the Equatorial Pacific and influence the variability of deep tropical convection and atmospheric circulation. Finally, this information becomes useful for improvements in long-term climate predictions; implementation of strategies for adaptation and mitigation of extreme events, such as droughts and floods and agricultural planning.

KEYWORDS: Atmospheric Teleconnections, Correlation, Cluster, Wavelet, Climatic Extrem

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade espaço-temporal da precipitação pluviométrica constitui uma característica marcante no clima da Região Nordeste do Brasil (NEB), em particular sobre a porção semiárida, onde a irregularidade das chuvas é um fator importante (LACERDA et al., 2009). Assim, a gestão eficiente dos recursos hídricos requer uma compreensão dos efeitos dos índices climáticos sobre a previsibilidade confiável da precipitação (RATHINASAMY et al., 2017). Os diferentes índices de extremos climáticos permitem identificar os principais modos dominantes na variabilidade climática, fornecem informações de possíveis mudanças climáticas e torna possível determinar o grau de relação e das teleconexões atmosféricas, aprofundando os conhecimentos relativos à climatologia e suas interações com os sistemas atmosféricos atuantes.

Estudos referentes à variabilidade dos índices de monitoramento de extremos climáticos e oscilações climáticas implicam em uma melhor convivência com fenômenos de escala global e permite compreender mudanças climáticas futuras, identificar a escala espaço-temporal e frequência associada a fenômenos anômalos, comportar conhecimentos necessários para a gestão e planejamento dos recursos hídricos e tomada de decisão, por exemplo, pela defesa civil em períodos chuvosos e secos. Portanto, torna-se relevante analisar o comportamento atmosférico, abrangendo análises das condições climáticas e conhecimentos das possíveis mudanças climáticas para alocação dos recursos hídricos. Compreender os padrões e as tendências das chuvas é vital para uma gestão eficiente e sustentável dos recursos hídricos (JEMAI et al., 2017). Isso colabora na melhoria das estratégias de gerenciamento de água, economizar recursos e planejar atividades precisas na produção agrícola (GOCIC e TRAJKOVIC, 2013).

A detecção de índices de monitoramento de extremos climáticos torna-se expressiva devido às mudanças climáticas e suas consequências socioeconômicas. Como um aspecto importante do sistema de circulação da água, a distribuição espaço-temporal da precipitação regional é inevitavelmente afetada por fatores climáticos; induzindo assim uma série de catástrofes hidrológicas, incluindo as secas e as inundações (VERDON et al., 2004; KUNDZEWICZ et al., 2010; LENG et al., 2015). Portanto, a investigação de fatores climáticos que afetam a precipitação regional é de importância vital para a prevenção de desastres naturais e para a alocação regional de recursos hídricos (LI e HE, 2017).

As teleconexões atmosféricas são forçantes climáticas remotos afetadas por variações em grande escala nos padrões de circulação atmosférica e provocam mudanças na circulação

atmosférica, contribuindo para as condições climáticas global que resulta em alterações nos ventos, chuvas e na Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Muitos índices foram desenvolvidos para medir a variabilidade dos parâmetros oceânicos e atmosféricos (WANG et al., 2015). Os diferentes padrões de anomalia da TSM afetam os padrões de circulação atmosférica em grande escala (circulação Walker e ondas de Rossby) e os padrões locais de diferentes maneiras conduzem padrões de anomalias de precipitação distintos na América do Sul (ANDREOLI et al., 2017). As teleconexões e seus impactos motivaram vários estudos observacionais de escala global ou em regiões específicas (por exemplo, ZHANG et al., 1997; CAYAN et al., 1998; MESTAS-NUÑEZ e ENFIELD 1999; MEINKE et al., 2005; KNIGHT et al., 2006; FOLLAND et al., 2009, GRIMM e SABOIA, 2015). Esses estudos mostram que essas oscilações envolvem campos oceânicos e atmosféricos (GRIMM e SABOIA, 2015).

Eventos extremos de precipitação, que incluem chuvas extremas e longos períodos de dias consecutivos secos, são os fenômenos atmosféricos mais perturbadores (ZIN et al., 2010). É possível que as mudanças no clima alterem a temperatura e a precipitação, e que aumentem as suas variabilidades dos eventos de precipitação, os quais poderão causar inundações e secas mais intensas e frequentes (DUFEK e AMBRIZZI, 2008).

Os padrões atmosféricos evoluem e podem ser modulados pelo acoplamento de diferentes teleconexões atmosféricas na escala interdecadal, onde a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) são os principais modos dominantes e, na escala inter-anual, por exemplo, a Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Pacífico -North America Pattern (PNA), Índice Multivariável de ENSO (MEI), Índice de Oscilação do Sul (SOI), Atlântico Sul Tropical (TSAI), Atlântico Norte Tropical (TNAI), Oscilação Antártica (AAO) e Oscilação Quasi-Bienal (QBO) modulam à variabilidade climática regional. A modulação da PDO e da AMO envolve a interação entre a TSM tropical para o melhor entendimento dos impactos interanuais dos eventos quentes e frios do El Niño- Oscilação Sul (ENSO) de acordo com as fases da PDO e AMO.

A PDO tem sido amplamente utilizada para entender a variabilidade climática de baixa frequencia e seus impactos nos sistemas ecológicos e hidrológicos. Compreender a ligação da temperatura da superfície global com diferentes oscilações climáticas pode ajudar a obter implicações adequadas na hidrologia em escala regional, sob o cenário das mudanças climáticas (SANKARAN, 2016). O efeito das oscilações multidecadais na temperatura da superfície global tem sido bem discutido na literatura (PIETRAFESA et al., 2013; TRENBERTH e FASULLO, 2013) e muitos estudos descreveram a influência da PDO (por exemplo, TRENBERTH e HURRELL, 1994; TRENBERTH et al., 2007; CHEN et al., 2008;

TRENBERTH e FASULLO, 2013). O Oceano Pacífico representa a maior parte da variabilidade decadal e os eventos no Pacífico afetam os Oceanos do Atlântico e Índico, já que o sistema atua coletivamente para equilibrar as mudanças nos fluxos de energia (CHEN et al., 2008).

O NEB é uma região importante para a previsão sazonal por causa de sua elevada população e secas frequentes que podem prejudicar gravemente a sociedade (HASTENRATH, 1990). As mudanças climáticas e a variabilidade climática alteram o padrão total anual de precipitação sobre o NEB que implicam, diretamente, na circulação do ciclo hidrológico com impactos nos recursos hídricos e solos. Portanto, torna-se relevante analisar a variabilidade climática e o comportamento atmosférico diante das possíveis mudanças climáticas para alocação dos recursos hídricos.

As populações humanas são vulneráveis aos impactos das mudanças climáticas em grande parte devido ao contexto socioeconômico e político em que vivem (THORNTON et al., 2014). Os efeitos da variabilidade climática e eventos extremos sobre a vulnerabilidade humana e a segurança alimentar, em particular nos países em desenvolvimento com base na agricultura enfrentam o desafio do aumento da insegurança alimentar no futuro (THORNTON et al., 2014). A segurança alimentar é altamente vulnerável às mudanças climáticas e a variabilidade climática principalmente em regiões áridas. Esta vulnerabilidade é produto dos impactos das mudanças climáticas nos sistemas biológicos, afetando a disponibilidade de alimentos, bem como impactos econômicos e sociais que afetam, o acesso aos alimentos e a estabilidade da segurança alimentar (ERICKSEN, 2008).

A importância de políticas públicas relacionados aos impactos sociais e ambientais das mudanças climáticas torna viáveis pesquisas que visem à melhoria de modelos climáticos e previsibilidade dos eventos extremos, para isso são necessários investimentos em avanços e aprimoramento em pesquisas para adequação e integração de modelos que assimilem aspectos como a degradação dos solos. As simulações de eventos climáticos na geração de energia hidroelétrica, eólica, solar e também na agricultura tornam-se úteis no estudo de áreas vulneráveis a implantação de projetos e mitigação dos efeitos das mudanças climáticas. A avaliação da variação da precipitação pode fornecer informações valiosas para questões da gestão e engenharia de recursos hídricos, particularmente em um clima em mudança (FARAJZADEH e ALIZADEH, 2017).

De modo a não assumir a homogeneidade de variáveis hidrológicas em determinadas regiões com alta variabilidade climática, muitos estudos, (por exemplo, GAUCHEREL, 2002; ARAÚJO et al., 2012; NIU et., al 2017; LAKHANPAL et al., 2017; entre outros), utilizaram

a Análise de Componentes Principais (PCA), para extrair as variáveis mais relevantes e obter as variáveis representativas de cada cluster para a caracterização espaço-temporal e a Transformada de wavelet, para detectar periodicidades com influência significativa. A PCA detecta as principais características e a máxima variância explicada resultando em fatores ortogonais. A aplicação da PCA reduz o número de variáveis que são usadas para descrever o clima regional e ainda retém a maior parte da variação observada nos dados iniciais, fornece novos índices que consiste na combinação linear das variáveis escolhidas e as cargas dos componentes principais escolhidos, que são coeficientes que definem os índices recém-criados e descrevem as principais características climáticas (BETHERE, et al., 2017). Baseado nos fatores rotacionados retidos na PCA, a Análise de Cluster retém as características similares em relação ao alto grau de homogeneidade interna e heterogeneidade externa de cada variável. Além da variabilidade climática interna, os índices de extremos climáticos são afetados por forçamentos externos e antropogênicos que alteram a frequência e o padrão espacial em diferentes escalas temporais da variabilidade natural, dessa forma a Transformada de wavelet captura a variabilidade da frequência em diferentes escalas temporais. Os impactos das teleconexões climáticas nos sistemas hidrológicos e sua variabilidade tem sido objeto de estudo em várias áreas continentais do globo (por exemplo, NALLEY et al. 2016; HAYASHI e FARROW, 2014; MASSEI et al., 2017; STEIROU et al., 2017; SU et al., 2017; KONAPALA et al., 2017; TAN et al., 2016).

A presente pesquisa investiga a influência das teleconexões atmosféricas no padrão de precipitação no NEB que possam levar à intensificação da variabilidade climática interna ou mudanças climáticas, de modo que o efeito das oscilações climáticas de escala global, nos padrões de precipitação, possa proporcionar uma melhor compreensão dos efeitos oceânicos e atmosféricos sobre a variabilidade climática interna.

1.1 Hipótese

Partindo-se da hipótese que as teleconexões influenciam a variabilidade dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação no NEB, e diante da elevada variabilidade espacial e temporal da precipitação do NEB, é possível que a variabilidade climática de índices de extremos climáticos em escalas interanual e interdecadal aponte para a interação complexa entre as teleconexões e os sistemas atmosféricos atuantes, resultando em mudanças de longo prazo nos padrões de circulação atmosférica; e que a variabilidade regional dos

padrões climáticos associados às teleconexões atmosféricas torne possível prever mudanças futuras que afetam os recursos hídricos, a frequência de enchentes e secas, as atividades econômicas e a saúde humana, tornando possível fornecer respostas se os forçamentos antropogênicos aumentaram o risco de ocorrência de eventos extremos.

Considerando que as alterações no clima afetam as condições climáticas e consequentemente a segurança alimentar e hidráulica, é evidente que as teleconexões sejam importantes para compreender o comportamento das interações dos processos atmosféricos e é possível que a dinâmica oceânica e atmosférica sejam significativas e influenciem o clima e os padrões climáticos global, sendo possível identificar as teleconexões que afetam os índices de extremos climáticos derivados da precipitação no NEB.

A precipitação no NEB está relacionada com a combinação de fenômenos atmosféricos que modula a circulação no Hemisfério Sul e favorece as fases negativas e positivas do ENSO. Os efeitos simultâneos das TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico influenciam os modos atmosféricos e modulam a variabilidade de eventos extremos no NEB. O entendimento de como as teleconexões climáticas afetam a precipitação e sua relação com eventos climáticos extremos torna-se necessário para projeções futuras da oferta e demanda de água, diante das mudanças climáticas a longo prazo que dificultam o desenvolvimento sócio-econômico no NEB.

1.2 Objetivo Geral:

O objetivo geral desta pesquisa consiste em avaliar a influência de teleconexões de escala global a partir de índices de extremos climáticos de modo a identificar seus efeitos na variabilidade climática e detectar o comportamento no padrão de precipitação.

1.2.1 Objetivos Específicos:

- Identificar a variabilidade dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária, conforme os sistemas de tempo atuantes, de modo a identificar as áreas susceptíveis a eventos extremos;
- Detectar a variabilidade climática da precipitação durante as diferentes fases da PDO e da AMO, e fases cruzadas: PDO fria e AMO quente, PDO quente e AMO fria, e fases não cruzadas: PDO e AMO fria, PDO e AMO quente;

- Analisar a relação dos índices de extremos climáticos oriundos da precipitação com os índices de anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e com o Índice de Oscilação Sul (SOI), Índice Multivariado ENSO (MEI), Índice Oceânico Niño (ONI), Oscilação Atlântico Norte (NAO), Oscilação Quase-Bianual (QBO), Configuração Pacífico América do Norte (PNA) e o Índice Global da Temperatura Terra-Oceano (LOTI) de modo a averiguar os padrões dominantes da variabilidade climática e as condições climáticas anômalas nas regiões homogêneas do NEB;
- Identificar a periodicidade da variabilidade dos índices de extremos climáticos oriundos da precipitação e os padrões de teleconexões em escala global, nas regiões homogêneas do NEB diante da evolução temporal dos campos meteorológicos.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Sistemas meteorológicos atuantes no Nordeste do Brasil

Diferentes sistemas produtores de chuvas são identificados no NEB entre eles destacam-se as frentes frias, perturbações de leste, Zona de Convergência Intertropical, Vórtices ciclônicos, brisas e Complexos Convectivos de Mesoscala. No norte da Região a estação chuvosa principal é de março a maio, no sul e sudeste as chuvas ocorrem principalmente durante o período de dezembro a fevereiro e no Leste a estação chuvosa é de maio a julho (QUADRO et al., 1996). A principal estação chuvosa do NEB, incluindo o norte e leste da região, que explica 60% da chuva anual é de abril a julho e a estação seca, para a maior parte da região, ocorre de setembro a dezembro (RAO et al, 1993). Yamazaki e Rao (1977), observando imagens de satélite, sugeriram a importância dos distúrbios de leste na precipitação do NEB. Molion e Bernardo (2002) sugeriram que a semiaridez do NEB é devida à adjacência à Região Amazônica, onde ocorrem movimentos convectivos amplos e intensos, sendo um dos ramos ascendentes da Circulação de Walker, o ar ascendente sobre a Amazônia adquire movimento anticiclônico nos níveis altos (Alta da Bolívia), diverge e, parte dele, desloca-se para leste, criando o ramo descendente e uma forte inversão, o centro de subsidência se posiciona sobre o Atlântico Sul, porém se estende para oeste no NEB.

Segundo Cavalcanti et al., (2009) o NEB está sob a influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN), e do cavado equatorial, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o clima na região; o ASAS intensifica-se com certa regularidade e avança sobre o país de leste para oeste, começando no final do verão do Hemisfério Sul (HS), atingindo sua máxima intensidade em julho e declinando até janeiro; por outro lado, o ASAN tem comportamento mais irregular: é forte em julho, enfraquece até novembro, reintensifica-se até fevereiro, decresce até abril e intensifica-se novamente até julho. Entre os dois anticiclones, na faixa equatorial, está o cavado equatorial, influenciado pelos dois anticiclones.

A ZCIT é o principal sistema produtor de chuvas no norte do NEB e sua posição é um componente importante da variabilidade climática no Atlântico tropical. Hastenrath e Lamb (1977) mostraram que o máximo de precipitação no norte do nordeste, deve-se ao deslocamento anual da ZCIT para latitudes mais ao sul no Hemisfério Norte, o que afeta o NEB, principalmente nos meses de abril e maio. Segundo Giannini et al., (2004), os maiores deslocamentos de ZCIT ocorrem nos anos de ENSO em que as anomalias da TSM do

Atlântico preexistentes amplificam o impacto direto do ENSO. O comportamento interanual da ZCIT durante a primavera boreal está intimamente ligado a dois fatores inter-relacionados: (a) anomalias na circulação de Walker associadas a eventos ENSO no Pacífico tropical e (b) mudanças no gradiente de TSM meridional no Atlântico equatorial, o chamado Modo Meridional do Atlântico- que pode ou não estar associado à ENSO (CHIANG et al., 2002)

As linhas de instabilidade influenciam as chuvas no litoral norte do Nordeste e regiões adjacentes. Sua formação se dá basicamente pelo fato de que com a grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical ocorre o desenvolvimento das nuvens cumulus, que atingem um número maior à tarde e início da noite, quando a convecção é máxima, com consequentes chuvas, outro fator que contribui para o incremento das LI, principalmente nos meses de fevereiro e março, é a proximidade da ZCIT (FERREIRA e MELLO, 2005).

Os vórtices ciclônicos atuam de forma irregular no NEB, provocando chuvas em algumas áreas e estiagens em outras. Os vórtices ciclônicos provocam alteração no tempo e, dependendo de sua intensidade e permanência, causam sérios problemas locais e regionais, ao se deslocar para oeste sobre a Região Nordeste, este sistema com o centro sobre o interior do continente, inibem chuvas sobre esta região, o vórtice também impede o deslocamento dos sistemas frontais para o litoral do nordeste, contribuindo para a permanência dos mesmos sobre a Região Sudeste onde causam precipitações persistentes (CALBETE e SATYAMURTY, 1996). Kousky e Gan (1981) mostraram que os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) que penetram na região Nordeste do Brasil formam-se no oceano Atlântico, principalmente entre os meses de novembro e março, e sua trajetória normalmente é de leste para oeste, com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro.

O campo dos ventos Alísios é frequentemente perturbado por penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas, quer sobre o oceano quer sobre o continente que se deslocam de oeste para leste. No Atlântico Sul, a convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais, com os ventos de leste, provocam perturbações ondulatórias nos Alísios (POA) que se propagam para oeste imersas no campo dos alísios (MOLION e BERNARDO, 2002). Esse sistema possui pouca amplitude, mas podem produzir chuvas intensas e inundações no litoral nordestino, ao atingir o continente a convecção diminui e as ondas de leste se dissipam por falta de umidade.

Os Complexos Convectivos de Mesoescala são constituídos por um aglomerado de nuvens convectivas e apresentam área com precipitação intensa e contínua que é parcialmente estratiforme e parcialmente convectiva, fortes rajadas de vento, e granizo (HOUZE, 2004). Se

formam devido às condições locais do continente ou oceano, geralmente estão associados a chuvas intensas, isoladas e de curta duração, se formam no interior e nas proximidades da costa norte e leste do NEB.

As circulações do tipo brisa são, basicamente, uma resposta da atmosfera a um gradiente de entropia que se estabelece à superfície (SOUZA et al., 2000). As brisas são mecanismos que provocam chuvas fracas e de curta duração e abrangem áreas litorâneas. As brisas são mais frequentes e predominantemente observadas em regiões tropicais do que em altas latitudes devido ao forte aquecimento radiativo, intensa convecção e fraca força de Coriolis (YAN e ANTHES, 1987). A circulação da brisa terrestre (noturna) ocorre da terra para o mar e na brisa marítima (diurna) o vento sopra do mar para a terra. Para as brisas marítimas, as diferenças nas capacidades caloríficas das superfícies continentais e oceânicas são transmitidas para a camada limite pelo fluxo de calor sensível à superfície (ALCÂNTARA e SOUZA, 2008). As diferenças resultantes na temperatura da camada limite, mais quente durante o dia sobre a terra e durante a noite sobre a água, gera um centro de baixa pressão sobre a superfície mais quente que resulta em movimento ascendente, escoamento da superfície mais fria para a mais quente, escoamento de retorno alguns níveis acima e um ramo descendente sobre a superfície mais fria, definindo uma célula de circulação local em um plano vertical (SILVA DIAS et al., 2004). À noite, a circulação é invertida, pois o oceano passa a estar mais quente que a superfície continental, caracterizando a brisa terrestre (ALCÂNTARA e SOUZA, 2008). Ressalta-se que de acordo com Kousky (1980) parte das chuvas noturna na costa leste do NEB é decorrente da interação brisa terrestre e ventos alísios.

As frentes frias são um dos principais sistemas responsável pela produção de chuvas na parte sul e leste do NEB. Liebmann et al. (2011) mostraram que os eventos discretos de precipitação no NEB são causados principalmente pela propagação de frentes frias de propagação e que o sinal mais forte dessa influência, nas latitudes mais equatoriais, é verificado no campo de pressão e ventos a superfície e fraco nos campos de mistura e temperatura. Kousky (1979) demonstrou que as frentes frias são os principais sistemas produtores de chuvas no sul do NEB.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é definida como uma persistente banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o sul e leste da Amazônia até o sudoeste do Oceano Atlântico Sul (KODAMA 1992, LIEBMANN et al, 1999; CARVALHO et al, 2004). A ZCAS também pode ser influenciada pela confluência entre os ventos de nordeste (NE) do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que transportam calor e umidade do oceano Atlântico para o interior do Brasil

(REBOITA et al., 2010). Moscati e Gan (2007) investigaram os mecanismos responsáveis pela ocorrência de eventos extremos de precipitação no sertão do NEB, e verificaram que estes podem ser modulados pela justaposição simultânea de dois ou mais sistemas de escala sinótica (por exemplo, sistemas frontais, ZCAS, VCAN, ZCIT, entre outros).

A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, associada com a reversão da direção dos ventos em baixos níveis durante a fase de transição entre o inverno (pouca chuva) e o verão (muita chuva), apesar de não ser observada a reversão dos ventos na região tropical da América do Sul, ela é considerada uma região sob o regime de monção devido às outras características que definem esse tipo de regime, tais como um inverno seco e um verão chuvoso, circulação leste-oeste configurando uma brisa gigante, o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, corrente de jato em baixos níveis, entre outras (GAN et al., 2009). Analisando a evolução temporal do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), Zhou e Lau (1998), identificaram que a fase da maturação da monção, no período de 30 de dezembro de 1989 a 7 fevereiro de 1990, é caracterizada pelo deslocamento para sul da ZCAS, bem como da elevada precipitação associada a este sistema, e em termos de circulação, observa-se em altos níveis, o deslocamento da alta da Bolívia para o sul da bacia amazônica, assim como a formação dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis a leste da região Nordeste do Brasil e intensificação do forte aquecimento diabático sobre o continente.

Distúrbios ondulatórios de leste (DOL) são sistemas atmosféricos presentes na região tropical, preferencialmente sobre áreas dos oceanos Atlântico e Pacífico, sobre o Atlântico são identificados, inicialmente, próximos à costa oeste do continente Africano e se propagam embebidos no fluxo dos Alíseos, em forma de ondas que se deslocam de leste para oeste (NEVES et al., 2016). O regime pluviométrico dos setores norte e leste do NEB recebe uma contribuição significativa de chuva, causada pelos DOL (Kouadio et al., 2012) que se deslocam sobre o Atlântico Sul durante todo o ano, afetando o NEB (NEVES et al., 2016).

2.2 Oscilação Decadal do Pacífico

A Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) é um padrão de variabilidade interdecenal do Pacífico associadas a mudanças na TSM. É caracterizada pela fase fria e quente, podendo permanecer na mesma fase de 20 a 30 anos. Durante a PDO de novembro a março de cada ano hidrológico, identifica-se: uma fase positiva ou quente (“warm”) caracterizada por anomalias positivas ao longo da Costa Oeste da América do Norte e negativas no resto da

bacia do Pacífico Norte, desde aproximadamente 20°N na direção do pólo (neste caso a forma de cálculo do índice conduz a valores positivos), e uma fase negativa ou fria (“cold”) quando o aquecimento/resfriamento nas duas áreas se inverte (neste caso o índice procedendo negativo) (XAVIER e XAVIER, 2004).

A PDO encontra-se na fase quente ou positiva (fria ou negativa) quando as anomalias da TSM do Pacífico noroeste são negativas (positivas), enquanto as anomalias da TSM no Oceano Pacífico equatorial oriental se tornam positivas (negativas). As flutuações das fases positiva e negativa da PDO ocorrem nas bandas de freqüência El Niño/Oscilação do Sul (ENSO) de 2 a 7 anos (Minobe, 2000). No oeste da América do Norte, as fases positivas da PDO estão associadas às condições climáticas semelhantes ao El Niño, estas condições incluem a diminuição da precipitação no noroeste e acréscimo da precipitação no sudoeste, e condições reversas ocorrem durante as fases negativas da PDO (MACDONALD e CASE, 2005).

2.3 Oscilação Multidecadal do Atlântico

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) é um modo de escala quase global de variabilidade climática multidecadal observada, com fases alternadas quentes e frias em grande parte do Hemisfério Norte (KNIGHT et al., 2006). Esta teleconexão possui duas fases a positiva (quente) e a negativa (fria) que podem durar entre 20 e 40 anos.

Muitos exemplos proeminentes de variabilidade climática regional multidecadal têm sido relacionados à AMO, como as chuvas do Nordeste brasileiro e do Sahel africano, furacões do Atlântico e clima de verão norte-americano e europeu (KNIGHT et al., 2006). Variações multidecadais da estação chuvosa do NEB (março, abril e maio) são fortemente moduladas por variações no gradiente da SST entre o Atlântico Norte e o Atlântico Sul (MOURA e SHUKLA, 1981; HASTENRATH e GREISCHAR, 1993; FOLLAND et al., 2001). Kayano e Capistrano (2014) descreveram sobre a influência da AMO na variabilidade interdecadal da precipitação no NEB.

2.4 Oscilação Quase-Bienal

A Oscilação Quase-Bienal (QBO) é a principal fonte de variabilidade interanual na estratosfera equatorial, influenciando ventos, temperaturas e o transporte de gases traços e aerossóis (COY et al., 2016). O QBO consiste na alternância de ventos descendentes de oeste

e zonal leste na estratosfera equatorial (~100–1 hPa), juntamente com anomalias de temperatura dinamicamente consistentes e circulações meridionais (COY et al., 2016). A QBO domina a variabilidade da estratosfera equatorial e é facilmente vista como uma propagação descendente dos regimes de ventos de leste e oeste, com um período variável de aproximadamente 28 meses (BALDWIN et al., 2001). Holton e Lindzen (1972) foram os primeiros a propor um modelo da QBO baseado em ondas de propagação vertical. Originalmente, pensava-se que a Oscilação Semi-Anual (SAO) na estratosfera superior desempenhava um papel importante na QBO (HEAPS et al., 2000).

O fenômeno é descrito como uma sucessão quase periódica de jatos de propagação horizontal formados perto de 40 km de altitude e desaparecem uma vez que atingem cerca de 18 km (GIORGETTA et al., 2006). A QBO domina a variabilidade interanual na estratosfera tropical e provoca uma circulação secundária no plano meridional com uma resposta associada na distribuição da temperatura e efeitos quase globais nas distribuições de gases traços (RANDEL e WU, 1996; RANDEL et al., 1998). A QBO também afeta a variabilidade da alta atmosfera equatorial, modulando os tipos de ondas que podem atingir níveis na mesosfera (GARCIA et al., 1997). Os efeitos da QBO não se limitam à dinâmica atmosférica. Os constituintes químicos, como o ozônio, o vapor de água e o metano, são afetados pelas mudanças de circulação induzidas pela QBO (BALDWIN et al., 2001). Através da modulação da propagação da onda extratropical, a QBO tem efeito na quebra dos vórtices polares estratosféricos no inverno e na destruição de ozônio de alta latitude (BALDWIN et al., 2001).

A velocidade dos ventos enfraquece e fortalece com a direção da QBO. O vórtice polar estratosférico é mais fraco na fase leste da oscilação quase-bianual (QBO-E) do que na fase oeste (QBO-W) (WATSON e GRAY, 2014). As fases da QBO provocam furacões no Atlântico e é amplamente utilizada como prognóstico em previsões de furacões, o aumento da atividade de furacões ocorre para anomalias de vento zonal oeste (positiva) e é reduzido para anomalias de vento zonal leste (negativo); a QBO, juntamente com as TSM e o ENSO, pode afetar a monção; a frequência do ciclone tropical no Pacífico noroeste aumenta durante a fase oeste da QBO e na bacia indiana do sudoeste, aumenta com a fase leste da QBO; a QBO afeta o padrão de precipitação do Sahel e é usado nas previsões para a região; e a deterioração do carregamento de aerossóis após erupções vulcânicas como El Chichon e Pinatubo depende das fases da QBO (HEAPS et al., 2000).

2.5 Oscilação Antártica

A Oscilação Antártica (AAO) é uma variabilidade atmosférica de baixa frequência do Hemisfério Sul, também é conhecida como Modo Anular do Sul (SAM). Hao et al., (2017) mostraram que o aquecimento oceânico de longo prazo é parcialmente responsável pela tendência ascendente da AAO no inverno austral e que a resposta térmica do vento ao aquecimento oceânico no sul da Índia e no Oceano Atlântico Sul pode ser um mecanismo possível para esse processo. A AAO é definida como a primeira componente principal (PC) de anomalias na altura geopotencial de 700 hPa ao sul de 20°S (THOMPSON e WALLACE, 2000).

A AAO é um dos mais importantes modos de circulação atmosférica extratropical no Hemisfério Sul, e tem fortes efeitos sobre a temperatura dos oceanos, ecossistemas marinhos e até na variabilidade climática no Hemisfério Norte (FAN e WANG, 2004; SILVESTRI e VERA, 2003; SUN et al., 2009; VAN DEN BROEKE e VAN LIPZIG, 2004; WANG e FAN, 2007), conforme citado por Hao et al. (2017). A AAO exibe um comportamento de gangorra para a massa atmosférica entre as latitudes média e alta do Hemisfério Sul (GONG et al., 2009). Pode refletir a força e posição dos ventos de oeste sobre a latitude média que circundam a Antártida, seguindo o gradiente de pressão atmosférica de latitude média a alta (WALLACE, 2007).

A polaridade positiva da AAO está associada com anomalias negativas na temperatura do ar em superfície (Tar) e altura geopotencial sobre o continente Antártico e anomalias positivas nas latitudes médias (MARSHALL, 2007), nesta fase observa-se aumento da Tar na Península Antártica e Shetland do Sul, intensificação dos ciclones sobre o Oceano Austral e dos ventos de leste em torno de 60°S (LINDEMANN e JUSTINO, 2015). Situações onde os meses correspondem a baixos índices de polaridade são marcadas por anomalias no sentido oposto (JUSTINO e PELTIER, 2008; THOMPSON e SOLOMON, 2002; THOMPSON e WALLACE, 2000; LINDEMANN e JUSTINO, 2015).

2.6 Variabilidade interanual do Oceano Pacífico na precipitação

Apesar da variabilidade de TSM no Pacífico ser dominada por variabilidades na escala de tempo interanual, Zhang et al. (1997) separa a variabilidade temporal do Pacífico em duas componentes: uma relacionada à escala de variabilidade interanual do ciclo ENSO, e a outra linearmente independente incluindo toda a variabilidade interdecadal. As duas componentes exibem padrões espaciais de TSM similares, no entanto, para variabilidade interdecadal o padrão espacial para TSM estende-se para latitudes fora do equador no Pacífico leste e é

relativamente mais intenso sobre latitudes extratropicais do Pacífico Norte (ANDREOLI et al, 2004).

O fenômeno ENSO sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul (NOBRE, 1996). A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul (NOBRE, 1996). No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical seja significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (HASTENRATH, 1984; NOBRE e SHUKLA, 1996). Moura et al., (2009) mostraram que a atuação simultânea ENSO frio (quente) e ATSMs no Atlântico Tropical Norte negativa (positiva) atuam para aumentar (diminuir) as precipitações sobre o Nordeste e que ATSMs de mesmo sinal no Pacífico Equatorial leste e TSAI enfraquecem os padrões de precipitação no NEB.

Existem vários índices utilizados para monitorar o Pacífico tropical, o índice Niño 3.4 e o Índice Oceânico do Niño (ONI) são os índices mais utilizados para definir os eventos *El Niño* e *La Niña* (TRENBERTH, 2016). Outros índices são utilizados para ajudar a caracterizar a natureza única de cada evento. A região Niño 1 + 2 é a menor das regiões Niño e corresponde à região costeira da América do Sul, este índice tende a ter a maior variação dos índices Niño (TRENBERTH, 2016). O índice Niño 3.4 e ONI são indicadores das condições do Pacífico central. A NOAA considera que as condições de *El Niño* estarão presentes quando o Índice Oceânico Niño for +0,5 ou superior, indicando que o Pacífico tropical do centro leste é significativamente mais quente do que o habitual e as condições de *La Niña* existem quando o Índice Oceânico Niño é de -0,5 ou inferior, indicando que a região é mais fria do que o normal. O índice Niño 4 captura anomalias SST no Pacífico equatorial central, esta região tende a ter menor variação do que as outras regiões do Niño (TRENBERTH, 2016). Para definir o caráter único de cada evento *El Niño* ou *La Niña*, Trenberth e Stepaniak (2001) argumentam que o índice Niño 3.4 deve ser usado em combinação com o índice, chamado Índice Trans-Niño (TNI).

Além de índices baseados nos valores da temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico equatorial, o fenômeno ENSO pode ser também quantificado pelo Índice de

Oscilação Sul (SOI), este índice representa a diferença entre a pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico do Oeste (Darwin/Austrália) e está relacionado com as mudanças na circulação atmosférica nos níveis baixos da atmosfera, consequência do aquecimento/resfriamento das águas superficiais na região, os valores negativos e positivos da SOI são indicadores da ocorrência do El Niño e La Niña respectivamente (SAMPAIO, 2001).

O Índice Multivariado ENSO (MEI) reflete a natureza do sistema acoplado oceano-atmosfera melhor do que qualquer um dos componentes, tais como o Índice de Oscilação Sul (SOI) ou a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e é menos vulnerável a falhas de dados ocasionais nos ciclos mensais (WOLTER e TIMLIN, 2011). O MEI leva em consideração seis variáveis observadas sobre a região do Pacífico Equatorial, são elas: TSM, pressão ao nível do mar, componente zonal e meridional do vento na superfície do mar, temperatura do ar na superfície e cobertura de nuvens (NOAA, 2017).

2.7 Variabilidade interanual do Oceano Atlântico na precipitação

O NEB é uma das regiões mais influenciada pela variabilidade interanual da circulação atmosférica e oceânica do Atlântico Tropical, entretanto os mecanismos dinâmicos das condições oceânicas do Pacífico e Atlântico exercem influências diferentes nas condições climáticas do NEB.

A circulação atmosférica sobre a região tropical é fortemente modulada e modificada pelos padrões termodinâmicos sobre as bacias dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais (FERREIRA e MELLO, 2005). Em anos nos quais se verificam anomalias positivas ou negativas da TSM nas bacias desses oceanos, a célula de Hadley, que atua no sentido meridional (ramo ascendente sobre os trópicos e ramos descendentes nas latitudes subtropicais), e a célula de Walker, que atua no sentido zonal (ramo ascendente no Pacífico oeste e ramo descendente no Pacífico leste) são perturbadas, causando fortes anomalias na circulação atmosférica sobre os trópicos, visto que essas células são deslocadas de suas posições climatológicas, consequentemente as intensidade e duração do período chuvoso dessa região também são afetadas (FERREIRA e MELLO, 2005). Conforme Cavalcanti (2015) as anomalias positivas de precipitação sobre o nordeste do Brasil em abril de 2009 estavam associadas a um dipolo de TSM com anomalias positivas (negativas) dessa variável no TSAI (TNAI).

O El Niño, quando acontece conjuntamente com o dipolo positivo do Atlântico (Dipolo do Atlântico: diferença entre a anomalia da TSM na Bacia do Oceano Atlântico Norte

e Oceano Atlântico Sul), que é desfavorável às chuvas, causam anos secos ou muito secos no NEB e o fenômeno La Niña (resfriamento anômalo das águas do oceano Pacífico) associado ao dipolo negativo do Atlântico (favorável às chuvas), é normalmente responsável por anos considerados normais, chuvosos ou muito chuvosos na região, por fim, quando as águas do Pacífico estão em condições normais e o dipolo do Atlântico negativo (positivo), a probabilidade de se ter um ano normal ou chuvoso (seco) também é alta (ALVES et. al., 1997; FERREIRA e MELLO, 2005). Reboita e Santos (2015) mostraram que nem sempre durante a ocorrência de *El Niño* há déficit de precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, pois a influência das anomalias de TSM do Atlântico Tropical sul e/ou norte se acopla ao efeito das anomalias de TSM do Pacífico Tropical, alterando ou fortalecendo o sinal das anomalias de precipitação sobre o Brasil tropical.

Moura et al. (2009) mostraram que o Atlântico Sul explica melhor o comportamento das chuvas do setor leste do NEB, indicando que os sistemas meteorológicos mais importantes para essa região são os sistemas frontais de sul, ondas de leste, e as brisas e que esses sistemas ocorrem com maior frequência e intensidade durante os meses de março a julho; durante a fase positiva do Dipolo, Alagoas, Sergipe e Bahia são os Estados com maiores influência do Atlântico, o estado de Pernambuco apresenta o Dipolo neutro e Rio Grande do Norte e Paraíba são os dois estados com maior influência do Atlântico durante a fase negativa.

Um dos principais sistemas produtores de chuva no NEB é a ZCIT que sobre o Oceano Atlântico migra de sua posição mais ao norte para o sul, sendo responsável por chuvas intensas. Rao et al. (1999) verificaram que a evaporação é maior em relação ao Atlântico Norte Atlântico, e mais baixo ao longo do Atlântico Sul Tropical durante o período de 5 anos de maior precipitação sobre NEB. Uma maior evaporação causa menor SST e vice-versa, este parece ser o mecanismo principal que gera configuração de dipolo no SST Atlântico. Durante a estação chuvosa (de fevereiro a maio) na NEB, a umidade é transportada para NEB e converge, proporcionando a fonte de umidade necessária para a precipitação; essa convergência de baixo nível está associada ao ramo ascendente de uma célula de circulação meridional local, que por sua vez é gerada pelo dipolo SST, esta série de mecanismos interligados parece encaixar em uma imagem física responsável pela variação decadente da precipitação em relação ao NEB (RAO et al., 1999).

Polzin e Hastenrath (2014) mostraram através de análise espectral que a precipitação no Nordeste e os pertinentes índices da circulação no setor do Atlântico Tropical são mais suscetíveis às frequências de 13.2, 9.9 e 5.6 anos e um pico de frequência de 13.1 anos

também aparece nos registros da oscilação austral, e de 5.6 anos na oscilação do Atlântico Norte, indicativo de uma cadeia de causalidades.

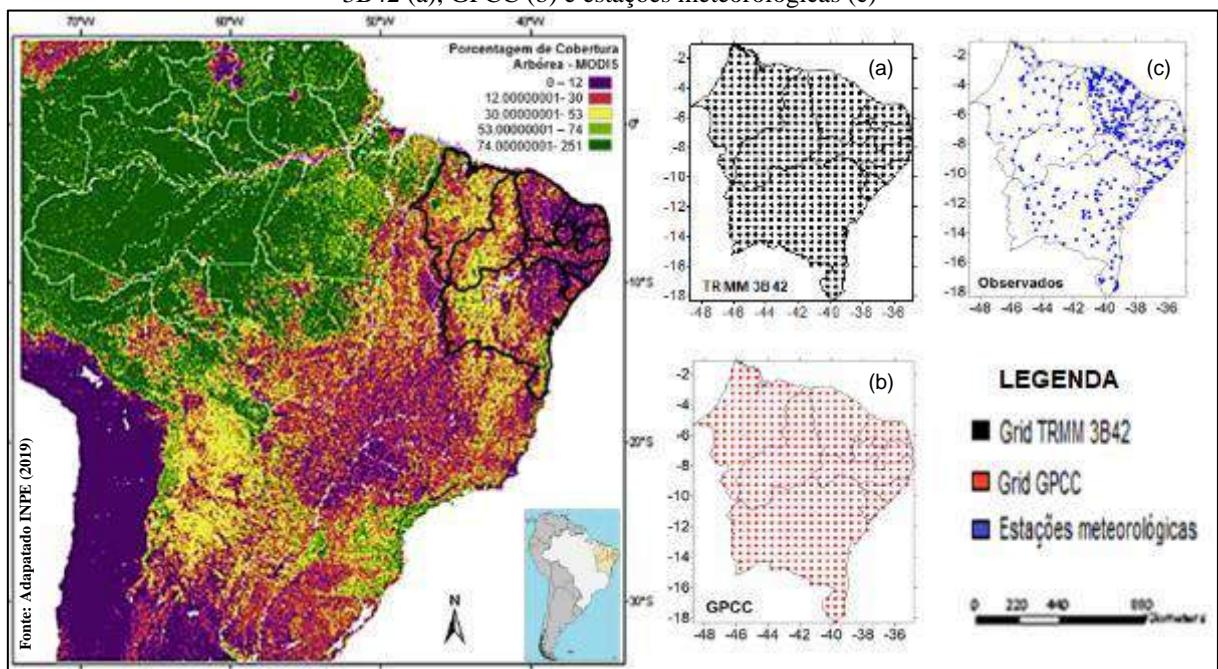
A Oscilação do Atlântico Norte (NAO) está relacionada com uma alternância da intensidade dos centros de baixas e de altas pressões, que se localizam sobre a Islândia e sobre os Açores (ROGERS, 1997), favorecendo a intensificação (abrandamento) dos ventos zonais de oeste na fase positiva (fase negativa) (TRIGO et. al, 2002). Considerando que o ENSO explica grande parte da variabilidade climática tropical, muitos estudos investigaram a influência da dinâmica da TSM do Atlântico e os padrões na superfície associados à NAO. Estudos observacionais sugerem uma tendência sistemática da fase negativa da NAO durante as condições de El Niño no inverno boreal e o oposto durante episódios La Niña (por exemplo, MORON e GOUIRAND, 2003; POLONSKII et al., 2004; TONIAZZO e SCAIFE, 2006; BRÖNNIMANN et al., 2007; LI e LAU, 2012, SCAIFE et al., 2014; SMITH et. al, 2014).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de Estudo

A região Nordeste do Brasil (NEB) está situada entre os paralelos de 01° 02' 30" de latitude norte e 18° 20' 07" de latitude sul e entre os meridianos de 34° 47' 30" e 48° 45' 24" a oeste do meridiano de Greenwich (SILVA et al. 2011). O Nordeste do Brasil, Figura 1, engloba os Estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe, totalizando uma área de 1.561.177 km² que corresponde a 18,26% da área total do Brasil e densidade demográfica de 30,54 hab/km², a delimitação NEB concentra em torno de 89,5% da região semiárida do Brasil, abrangendo a maioria dos estados nordestinos, com a exceção do Maranhão (IBGE, 2010).

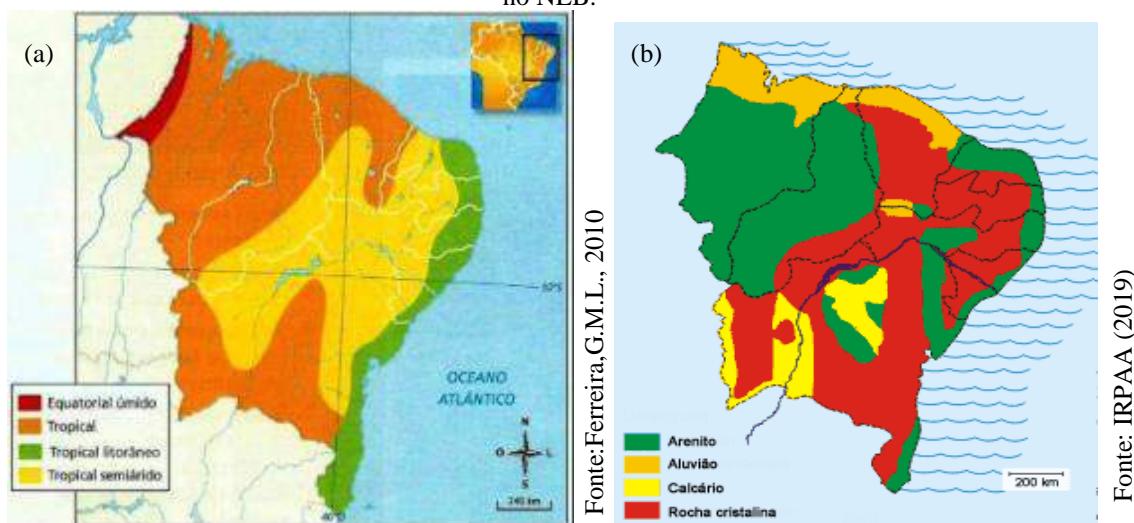
Figura 1- Localização da área de estudo e distribuição espacial dos pontos de grade oriundos do satélite TRMM 3B42 (a), GPCC (b) e estações meteorológicas (c)

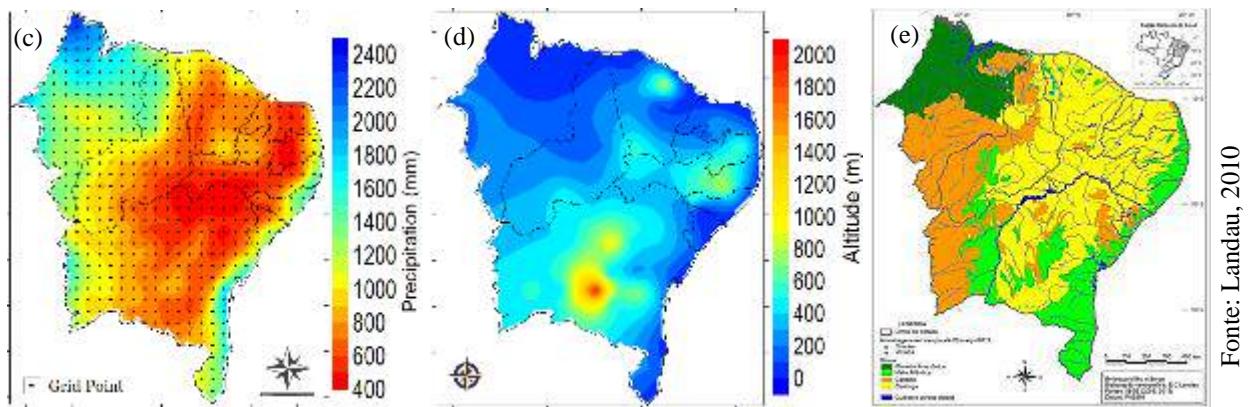


O NEB é uma região que apresenta elevada variabilidade climática, sendo caracterizada por chuvas irregulares e ocorrências prolongadas de estiagem que afetam as principais atividades econômicas do NEB no setor agrícola e na pecuária. Entre os principais fatores climáticos que determinam a distribuição dos elementos climáticos no NEB e sua variação sazonal está sua posição geográfica, seu relevo; a natureza da sua superfície e os sistemas de pressão atuantes na região (KAYANO e ANDREOLLI, 2009). De acordo com a classificação climática de Köppen-Griger, os tipos de clima predominantes no NEB são:

Clima Equatorial Úmido: presente em uma pequena parte do Estado do Maranhão; Clima Litorâneo Úmido: presente do litoral do Estado da Bahia ao Rio Grande do Norte; Clima Tropical: presente nos Estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí e Clima Tropical Semiárido: presente em todo o sertão nordestino, Figura 2(a) (SILVA et al., 2002). Devido à intrincada organização de ambientes no Nordeste, particularmente na região semiárida, com áreas de cristalino, bacias sedimentares e áreas de recobrimento do cristalino por sedimentos, Figura 2(b), no NEB é possível encontrar solos arenosos e profundos a pouca distância de solos argilosos e rasos (MARQUES et al., 2014). Essa região situa-se no extremo nordeste da América do Sul, a leste da maior floresta tropical do mundo, é banhada ao norte e a leste pelo Atlântico, limitada a oeste aproximadamente pelo meridiano de 48°W e ao sul pelo paralelo de 18°S, e apesar dessa localização, o NEB não apresenta uma distribuição de chuvas típica das áreas equatoriais, mas inclui principalmente três tipos de clima, com a precipitação anual variando de 300 a 2.000 mm (KAYANO e ANDREOLLI et al., 2009), Figura 2(c). O NEB apresenta baixas altitudes o que contribui para as altas temperaturas. O relevo nordestino compreende planaltos, planícies e depressões, destacando-se a chapada da Diamantina, onde se localiza o ponto mais elevado da região, o Pico do Barbado com 2.033 metros de altitude, Figura 2(d). Em função das diferentes características físicas que apresenta, a região encontra-se dividida em sub-regiões: meio-norte, zona da mata, agreste e sertão. No NEB, a vegetação é bastante diversificada, Figura 2(e), com a mata atlântica no litoral (floresta tropical úmida de encosta), a mata dos cocais (principalmente babaçu e carnaúba) no Meio Norte (subárea que inclui o Maranhão e Piauí), manguezais (vegetação litorânea), caatinga (em todo o sertão nordestino), cerrado (no sul do Maranhão e oeste da Bahia) e restingas (KAYANO e ANDREOLLI et al., 2009).

Figura 2- Distribuição espacial dos tipos climáticos (a), geologia (b), precipitação (c), altitude (d) e vegetação (e) no NEB.





3.2 Metodologia

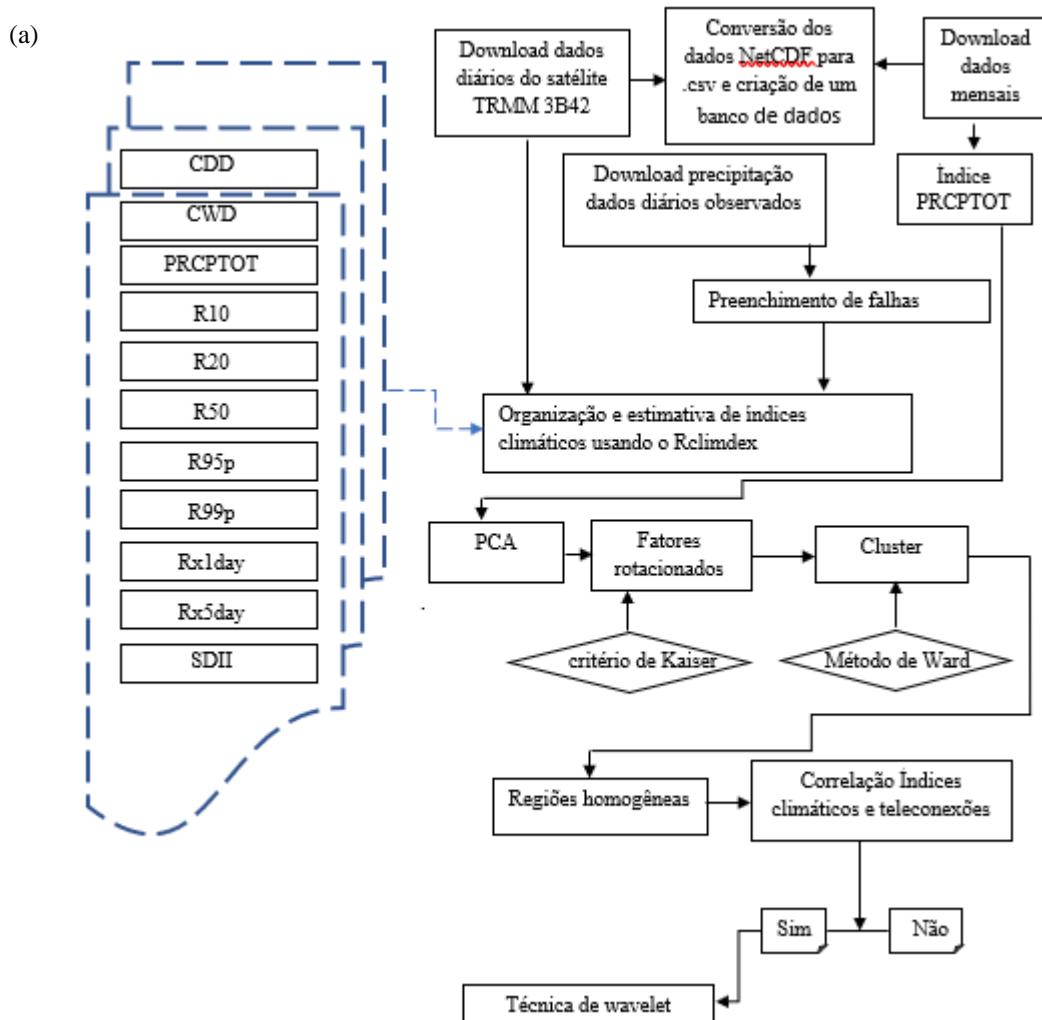
A série de dados utilizados nesta pesquisa são dados diários de precipitação provenientes do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM 3B42 V7), resolução espacial de 0,25x0,25 graus, para o período 1998 a 2016, dados de precipitação mensal do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), resolução espacial de 0.5x0.5 graus, para o período de 1901 a 2013 e índices de teleconexões, Tabela 1, disponíveis no site do NCEP (National Centers for Environmental Prediction). O GPCC coleta dados de precipitação que são observados localmente nas estações pluviométricas e distribuídos como relatórios CLIMAT e SYNOP através do Sistema Global de Telecomunicações (GTS) da World Weather Watch da Organização Meteorológica Mundial (OMM) (GPCC, 2011). Serão utilizados também dados observados provenientes do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e ANA (Agência Nacional das Águas) compreendendo, o período de 1965 a 2017. Na presente pesquisa os índices climáticos extremos definidos pela Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI) da Organização Mundial de Meteorologia (OMM) derivados de totais diários de precipitação são estimados no programa RClimDex, desenvolvido por Xuebin Zhang e Feng Yang para o Serviço Meteorológico Canadense (ZHANG e YANG, 2004).

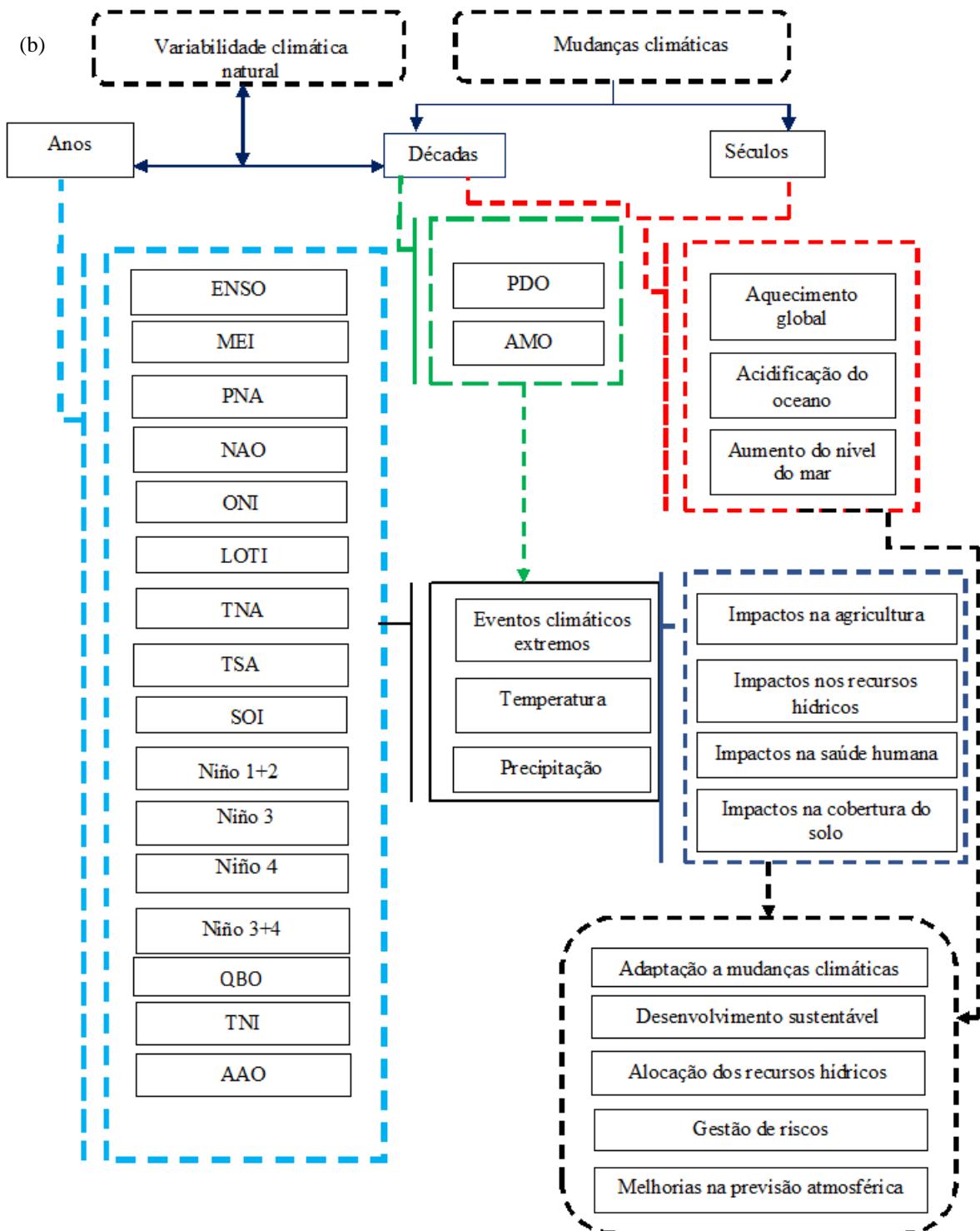
Tabela 1- Teleconexões climáticas

Abreviação	Nome	Definição
ENSO	El Niño Oscilação Sul	Flutuação periódica na temperatura da superfície do mar (El Niño) e a pressão do ar da atmosfera sobrejacente (Oscilação do Sul) através do Oceano Pacífico equatorial (NOAA, 2019)
MEI	Índice Multivariado ENSO	Média ponderada de anomalia de 6 variáveis meteorológicas no Pacífico tropical: pressão do nível do mar (P), componentes zonais (U) e meridional (V) do vento da superfície, TSM (S), temperatura do ar superficial (A) e fração total de nebulosidade do céu (C).
Niño 1+2	TSM do Pacífico Tropical do Extremo Leste (0-10S, 90W-80W)	Região mais pequena e mais oriental das regiões de Niño SST e corresponde à região da costa da América do Sul, onde o El Niño foi reconhecido pela primeira vez pelas populações locais (TRENBERTH, 2017).
Niño 3	TSM do Pacífico Tropical Leste (5N-5S, 150W-90W)	A região já foi o foco principal para monitorar e prever o El Niño, mas os pesquisadores mais tarde descobriram que a região chave para as interações entre oceano e atmosfera para o ENSO fica mais a oeste (TRENBERTH, 1997).
Niño 3.4	TSM do Pacífico Tropical Central Leste (5N-5S) (170-120W)	As anomalias do Niño 3.4 podem ser consideradas como representando as SSTs equatoriais médias em todo o Pacífico, desde a linha do tempo até a costa da América do Sul (TRENBERTH, 2017).
Niño 4	TSM do Pacífico Tropical Leste (5N-5S, 150W-90W)	O índice Niño 4 captura anomalias de TSM no Pacífico equatorial central (TRENBERTH, 2017).
TNI	Índice Trans-Niño	Diferença entre o Niño1.2 e Niño 4
SOI	Índice de Oscilação Sul	Índice padronizado baseado na diferença de pressão normalizada entre o Tahiti e Darwin (NCDC, 2019).
PNA	Índice Pacífico América do Norte	Padrão alternado entre pressões no centro do Oceano Pacífico e centros de ação no oeste do Canadá e no sudeste dos Estados Unidos (OLIVER, 2005)
NAO	Oscilação do Atlântico Norte	Padrão da pressão ao nível do mar caracterizada pela diferença de pressão registradas na região da Islândia e as registradas na região dos Açores
LOTI	Índice da Temperatura Global Terra-Oceano	Anomalias combinadas da temperatura da superfície terrestre e atmosférica
ONI	Índice Niño Oceânico	Anomalias na região Nino 3.4
QBO	Oscilação Quase Bianual	Oscilação quase-periódica do vento zonal equatorial entre os horários de leste e os de inverno na estratosfera tropical com um período médio de 28 a 29 meses (NCAR, 2019)
TNAII	Índice do Atlântico Norte Tropical	Anomalia da média da TSM mensal de 5,5 N para 23,5N e 15W para 57,5W
TSAII	Índice do Atlântico Sul Tropical Oscilação	Anomalia da média do SST mensal 20S e 10E-30W.
AMO	Multidecadal do Atlântico	Modo coerente de variabilidade natural que ocorre no Oceano Atlântico Norte com um período estimado de 60-80 anos (TRENBERTH, 2017).
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico	Anomalias mensais da TSM no Oceano Pacífico Norte
AAO	Oscilação Antártica	Modo de variabilidade atmosférica de baixa frequência do Hemisfério Sul

A análise de cluster delineados a partir da PCA e os espectros da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária permitem identificar os modos de variabilidade climática coerente em diferentes escalas temporais. A Figura 3(a) descreve o delineamento da metodologia aplicada e a Figura 3(b) descreve as escalas de tempo associadas a variabilidade climática natural e as mudanças climáticas.

Figura 3- Diagrama da metodologia aplicada aos dados de precipitação (a) e escala temporal da variabilidade climática natural e mudanças climáticas





Fonte: Adaptado de Hoegh-Guldberg et al., (2007)

3.2.1 Cálculo dos índices climáticos extremos

Antes de inserir os dados no RClimDex, deve-se observar se esses valores estão representados em uma forma padrão, esta forma padrão exige alguns cuidados para o perfeito funcionamento do software (ZHANG E YANG, 2004).

1. É necessário inserir arquivo de texto ASCII (American Standard Code for Information Interchange);
2. As colunas devem representar uma sequência na seguinte forma: Ano, Mês, Dia, Precipitação, Temperatura Máxima, Temperatura Mínima (Nota: a unidade para precipitação é milímetro (mm) e a unidade para temperatura é grau Celsius (°C));
3. É preciso que as colunas estejam espaçadas (isto é, entre cada coluna deve haver um ou mais espaços);
4. Na gravação dos dados devem-se decodificar os dados faltosos representados pelo valor -99.9; os dados inseridos no programa devem obedecer a uma ordem cronológica (CIDA, 2004).

3.2.2 Índices climáticos básicos do ETCCDMI oriundos da precipitação

Foram criados 27 índices derivados da precipitação e temperatura do ar, pelo Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI), nesse estudos será considerado 11 índices oriundos da precipitação diária, os eventos extremos e raros não são utilizados no estudo, isto ocorre porque esse tipo de dado interfere nas operações estatísticas; esses eventos não apresentam importância significativa para os cálculos dos índices, isto é devido a esse tipo de dado não aparecer em quantidade significativa nos registros históricos. Os índices derivados da precipitação diária, calculados para os trópicos e sub-trópicos, os quais fazem parte desta pesquisa são os seguintes (ZHANG E YANG, 2004):

1. **Rx1day (Quantidade máxima de precipitação em um dia)** Seja RR_{ij} o total diário de precipitação num dia i e num período j . Logo, os valores máximos de 1 dia para o período j são:

$$Rx1da_j = \max(RR_{ij}) \quad (1)$$

2. **Rx5day (Quantidade máxima de precipitação em cinco dias consecutivos)** Seja RR_{kj} a quantidade de precipitação para o intervalo de cinco dias consecutivos terminando no dia k do período j . Logo, os valores máximos de 5 dias para o período j são:

$$Rx5da_j = \max(RR_{kj}) \quad (2)$$

3. **SDII (Índice simples de intensidade diária)** Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação nos dias úmidos, $w(RR \geq 1\text{mm})$ num período j. Se W representa o numero de dias úmidos em j, então:

$$SDII = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W} \quad (3)$$

4. **R10mm (Número de dias de precipitação intensa)** Seja RR_{ij} o montante de precipitação diária acumulada num dia i de um período j. São contados os dias em que: $RR_{ij} \geq 10\text{mm}$ (4)

5. **R20mm (Número de dias de precipitação muito intensa)** Seja RR_{ij} o montante de precipitação diária acumulada num dia i de um período j. São contados os dias em que: $RR_{ij} \geq 20\text{mm}$ (5)

6. **Rnnmm (Número de dias acima de nn mm)**

Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação num dia i de um período j. Representa-se qualquer valor razoável de precipitação diária então, soma-se o número de dias em que:

$$RR_{ij} \geq nn \text{ mm} \quad (6)$$

Será considerado $nn \geq 50 \text{ mm}$.

7. **CDD (Dias consecutivos secos – Consecutive Dry Days)** Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação num dia i e de um período j. Soma-se o maior número de dias consecutivos em que:

$$RR_{ij} \geq 1\text{mm} \quad (7)$$

8. **CWD (Dias consecutivos úmidos – Consecutive Wet Days)** Seja $RR_{ij} \geq 1\text{mm}$ a quantidade diária de precipitação num dia i de um período j. Soma-se o maior número de dias consecutivos em que:

$$RR_{ij} \geq 1\text{mm} \quad (8)$$

9. **R95p (Dias muito úmidos)** Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação num dia úmido $w(RR \geq 1,0\text{mm})$ num período j e seja RR_{wm95} o 95º percentil da precipitação nos dias úmidos no período. Se W representa o número de dias úmidos no período, então:

$$R95p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ onde } RR_{wj} > RR_{wm95} \quad (9)$$

10. **R99p (Dias extremamente úmidos)** Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação num dia úmido $w(RR \geq 1,0\text{mm})$ num período j e seja RR_{wn99} o 99º percentil da precipitação nos dias úmidos. Se W representa o numero de dias úmidos no período, então:

$$R99p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ onde } RR_{wj} > RR_{wn99} \quad (10)$$

11. PRCPTOT (Precipitação total anual dos dias úmidos) Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação num dia i de um período j . Se I representa o número de dias em j , então:

$$PRCPTOT = \sum_{i=1}^I RR_{ij} \quad (11)$$

3.3 Análise de Componentes Principais (PCA)

A análise de componentes principais é fortemente ligada à análise fatorial comum. Estas análises muitas vezes são usadas como sinônimas, mas não o são, mesmo existindo grandes semelhanças em seus métodos e resultados, pois ambas são análises fatoriais, que tem como objetivo principal identificar fatores não diretamente observáveis, a partir da correlação entre conjuntos de variáveis mensuráveis (CORRAR et al., 2007). A PCA permite detectar padrões e descrever um conjunto de variáveis através da criação de um número menor de dimensão e explorar a associação entre as variáveis estudadas a partir da identificação de fatores comuns. Em geral, a primeira solução obtida com a aplicação da ACP não fornece fatores que tenham a interpretação física mais adequada. Quando tal fato é observado para aumentar o poder explicativo dos fatores na análise, efetua-se o procedimento de rotação de fatores. Para realizar este processo o método mais utilizado é o varimax (Wilks, 2006). Na escolha do número de fatores adequados ao estudo é utilizado o critério desenvolvido por Kaiser, (GARAYALDE et al, 1986). Na aplicação deste critério são excluídos os fatores com autovalores menores que um. As componentes principais são determinadas de forma que a primeira Componente Principal- CP, ou CP(1) represente a maior parte da variabilidade total nos dados. Onde CP(1) é a combinação linear das variáveis observadas $X_j, j=1,2,\dots,p$:

$$CP_{(1)} = w_{(1)}x_{(1)} + w_{(1)}2x_2 + \dots + w_{(1)p}x_p \quad (12)$$

os pesos $w_{(1)1}, w_{(1)2}, \dots, w_{(1)p}$ são determinados de forma a maximizar a relação entre a variação da $CP_{(1)}$ com a variação total, sujeito a restrição

$$\sum_j^p w_j^2 = 1 \quad (13)$$

Assim, $Var[CP(1)]$ é tão grande quanto possível sujeito a esta restrição sobre as constantes “ $w_{(1)j}$ ”. A restrição é introduzida porque se isso não for feito, $Var[CP(1)]$ pode ser aumentada fazendo simplesmente crescer qualquer um dos valores “ $w_{(1)j}$ ”.

A CP(2), é a combinação linear ponderada das variáveis observadas que não foram correlacionadas na primeira combinação linear e que representa o montante máximo da variação total restante ainda não contabilizada pela CP(1).

$$CP(2) = w(2)1 X1 + w(2)2X2 + \dots + w(2)p Xp \quad (14)$$

onde, $Var[CP(2)]$ é tão grande quanto possível sujeito as mesmas restrições impostas a CP(1) e que CP(1) e CP(2) possuam correlação igual a zero entre os seus dados. Os posteriores CP's são determinados da mesma forma, onde se existem "m" séries de valores a m -ésima CP apresenta-se da seguinte forma:

$$CP(m) = w(m)1 X1 + w(m)2X2 + \dots + w(m)p Xp \quad (15)$$

A determinação CP's é realizada considerando a matriz de variáveis $X_{[pxm]}$, onde "p" é o tamanho da série temporal, ou seja, o número de observações realizada ao longo do tempo, e "m" é o número de séries, ou seja, de pontos espaciais que se deseja representar.

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{m1} & \dots & x_{mp} \end{bmatrix} \quad (16)$$

A matriz de covariância de "X" é simétrica e possui os elementos na diagonal principal iguais a $Var[x1]$ e o restante do termos são formados por $Cov[xi xj]$. Se "X" possui dados centrados em zero a matriz de covariância destes novos dados $R_{[pxp]}$ é formada pela matriz de correlação de "X".

$$R = \begin{bmatrix} 1 & \dots & r(x_1x_p) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ r(x_px_1) & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (17)$$

Os componentes principais são determinados resolvendo-se a equação característica da matriz: "R": $det[R-\lambda I] = 0$ ou $|R-\lambda I| = 0$. Os resultados são "p" raízes características chamadas de autovalores " λp " e para cada autovalor existe autovetor " wip ".

$$W = \begin{bmatrix} w_{i1} \\ w_{i2} \\ \vdots \\ w_{ip} \end{bmatrix} \quad (18)$$

A inversão da matriz de CP's para variáveis na escala padronizada "Y" pode ser realizada através.

$$Y = CP x (W)^{-1} \quad (19)$$

Como fisicamente cada componente está associada a um ou mais sistemas meteorológicos, analisou-se a representatividade dos sistemas climáticos /meteorológicos na variabilidade total de cada índice de extremo climático associando a configuração espaço-tempo das componentes com autovalor superior a 1,0, pois esse valor foi sugerido como limite mínimo por Kaiser (1958).

3.3.1 Métodos de Agrupamentos (*Cluster*)

A análise de Clusters designa uma série de procedimentos estatísticos que podem ser usados para classificar variáveis por observação das semelhanças e dissemelhanças entre elas. A análise de clusters é organizada objetivando a formação de grupos relativamente homogêneos (Clusters) de determinada variável meteorológica.

O método de agrupamento pode ser descrito da seguinte forma: dado um conjunto de n indivíduos para os quais existe informação sobre a forma de p variáveis, o método agrupa os indivíduos em função da informação existente, de modo que os indivíduos de um grupo sejam tão semelhantes quanto possível e diferentes dos elementos dos grupos restantes. Alguns algoritmos de análise de agrupamento operam com os dados organizados numa matriz de dados $n \times p$:

$$\begin{vmatrix} x_{11} & \dots & x_{1f} & \dots & x_{1p} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{il} & \dots & x_{if} & \dots & x_{ip} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{n1} & \dots & x_{nf} & \dots & x_{np} \end{vmatrix} \quad (20)$$

Esta matriz representa os dados. Cada linha representa as coordenadas de um objeto i . Cada coluna representa os valores de um atributo assumidos por cada um dos n objetos.

Por outro lado, muitos algoritmos de agrupamento se aplicam em dados organizados numa matriz de dissimilaridade, onde o elemento da coluna j e linha i da matriz é o número $d(i; j)$ representando a distância entre os objetos i e j .

3.3.2 Distância euclidiana

De acordo com Wilks (2006), a ideia central do agrupamento de um conjunto de dados distribuídos em pontos é o conceito de distância. A mais utilizada é a distância euclidiana em dados de vetores num espaço p -dimensional. Assim, a distância entre dois pontos x_i e x_j é:

$$dij = \|x_i - x_j\| = [\sum_{k=1}^p (x_{i,k} - x_{j,k})^2]^{1/2} \quad (21)$$

Quando se usam grandezas que não são diretamente comparáveis (com unidades e naturezas diferentes), a mudança de uma das unidades de medida pode alterar completamente o significado e o valor do coeficiente de semelhança. Essa é uma das razões pelas quais a

padronização ou redução das variáveis se torna necessário. A redução é feita da seguinte forma: a matriz $\mathbf{X}_{(n \times p)}$ é transformada numa outra $\mathbf{Z}_{(n \times p)}$ tal que

$$Z_{i,k} = \frac{x_{ik} - \bar{x}_k}{s_k} \quad (22a)$$

$$Z_{j,k} = \frac{x_{jk} - \bar{x}_k}{s_k} \quad (22b)$$

sendo \bar{x}_k e s_k a média e o desvio padrão dos valores na k -ésima coluna. Feita a transformação a distância euclidiana passa a ser:

$$dij = \|x_i - x_j\| = \left[\sum_{k=1}^p (x_{ik} - x_{jk})^2 \right]^{1/2} \quad (23)$$

ou, substituindo (22a) e (22b) em (23), temos:

$$dij = \|x_i - x_j\| = \left[\sum_{k=1}^p \frac{(x_{ik} - x_{jk})^2}{s_k^2} \right]^{1/2} \quad (24)$$

que é a média dos desvios quadráticos dividido pelos dados padronizados.

Tanto a distância euclidiana (medida de dissimilaridade) quanto o coeficiente de correlação (medida de similaridade) podem ser usados na determinação dos grupos. Para este fim existem dois tipos de métodos de agrupamento, os hierárquicos e os não hierárquicos. Dentre eles podem-se destacar os descritos por Wilks (2006), que são os seguintes: o método da ligação simples ou vizinho mais próximo, o da ligação completa ou vizinho mais distante, o método da centróide e o método de Ward.

Método de Ward

Nesta pesquisa optou-se usar o método de Ward, pois foi o que melhor representou a climatologia do Nordeste brasileiro. O método de Ward 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. No método de Ward, os grupos de dados são formados em etapas. No início, têm-se m grupos; ou seja, um grupo para cada vetor componente da base de dados. Neste estágio inicial o erro interno é nulo para todos os grupos, pois cada vetor que compõe cada grupo é o próprio vetor médio do grupo. Igualmente, o desvio padrão de cada grupo é nulo.

Na etapa subsequente, cada possibilidade de aglutinação entre os grupos 2 a 2 é verificada, e é escolhido o agrupamento que causa o menor aumento no erro interno do grupo. São $m \times m$ verificações. Desta forma, para uma base de dados com m valores observados,

estas verificações exigem um grande esforço computacional caso o método seja executado em computador. Nota-se que a cada iteração tem-se m_i grupos (i = número de iterações), no entanto, como o número de elementos pertencentes a cada grupo aumenta, é maior o número de cálculos para o erro interno de cada grupo. O agrupamento é feito diretamente através da equação:

$$W = \sum_{i=1}^n x_1^2 - \frac{1}{n(\sum x_1)} \quad (25)$$

Outro método de encontrar regiões homogêneas para variáveis meteorológicas em determinada área geográfica é fazendo uso da análise de componentes principais. Para tanto plota-se os autovalores de cada CP em um gráfico, denominado de *scree plot*. Conforme método usado por Guedes et al., (2010) o objetivo é localizar um ponto que separa uma parte de forte inclinação para a esquerda, de outra parte com inclinação mais rasa para a direita; o número de componentes principais em que a separação ocorre é então considerado como o corte de truncamento, o critério inclinação *scree plot* não envolve inferência estatística quantitativa (WILKS, 2006).

3.4 Correlação linear de Pearson

Com o intuito de analisar o comportamento das teleconexões e suas influências sobre os índices de extremos climáticos anuais para a região estudada, foi utilizado o método de Pearson, descrito a seguir, na obtenção da correlação entre as teleconexões e os índices de extremos climáticos anuais obtidos. O método de correlação de Pearson (p) é uma medida de associação linear entre duas variáveis, conforme descrito por Filho e Júnior (2009).

O coeficiente de correlação populacional (parâmetro) ρ e sua estimativa amostral estão intimamente relacionados com a distribuição normal bivariada, cuja função densidade de probabilidade é dada por:

$$f_{X,Y}(X, Y) = \frac{1}{2\pi\sigma_X\sigma_Y\sqrt{1-\rho^2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2(1-\rho^2)} \left[\left(\frac{X-\mu_X}{\sigma_X} \right) - 2\rho \left(\frac{Y-\mu_Y}{\sigma_Y} \right) + \left(\frac{Y-\mu_Y}{\sigma_Y} \right)^2 \right] \right\} \quad (26)$$

Sendo $\rho_{X,Y} = \rho = \frac{COV(X,Y)}{\sigma_X\sigma_Y} = \frac{\sigma_{X,Y}}{\sigma_X\sigma_Y}$ o parâmetro populacional onde: $COV(X, Y)$ é a covariância entre X e Y; σ_X é o desvio padrão de X e σ_Y é o desvio padrão de Y.

O Estimador de Máxima Verossimilhança é dado pela expressão:

$$\hat{\rho}_{X,Y} = \hat{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{n \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})^2}{n}} \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(Y_i - \bar{Y})^2}{n}}} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{n \hat{\sigma}_X \hat{\sigma}_Y} \quad (27)$$

onde: n é o número de observações da amostra; \bar{X} é a média aritmética de X e \bar{Y} é a média aritmética de Y

A significância do coeficiente de correlação estimado é verificada através de teste de hipóteses. A estatística para testar a hipótese $H_0 = \rho = 0$ contra $H_1 = \rho \neq 0$ tem distribuição t com $n-2$ graus de liberdade, ou seja:

$$t = \frac{\hat{\rho}\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-\hat{\rho}^2}} \sim t_{n-2} \quad (28)$$

3.5 Técnica de wavelet

A Transformada de wavelet pode ser usada na análise de séries temporal não estacionária em diferentes frequências (TORRENCE e COMPO, 1998). Uma função de wavelet deve ter média zero e está localizada em ambos domínios de tempo e frequência (GRINSTED et al., 2004). A wavelet de Morlet permite estudar mudanças de amplitude e de fase e ajuda a capturar o comportamento oscilatório dos dados (BARBOSA e BLITZKOW, 2008), refere-se à família de wavelets complexas não-ortogonais, que consiste em uma onda modulada por uma gaussiana (TORRENCE e COMPO, 1998), representada pela equação:

$$\Psi(t) = \pi^{-0,25} e^{-iw_0t} e^{-1/2w_0^2} e^{-1/2t^2} \quad (29)$$

Onde: Ψ - valor da wavelet para um parâmetro não-adimensional; w_0 - frequência (fornece o número de oscilações dentro da própria Wavelet); t- período ou escala temporal de análise (adimensional). Segundo Torrence e Compo (1998) adota-se $w_0 = 6$ para satisfazer a condição de admissibilidade, significando este valor que os erros devidos a médias não iguais à zero, são menores que os erros típicos de arredondamento.

A Transformada em wavelet da função base de Morlet é capaz de decompor e descrever a função $f(t)$ no domínio da frequência, de forma que se pode analisar esta função em diferentes escalas de frequência e de tempo. A Equação (30) mostra a Transformada de wavelet da função $f(t)$, utilizando-se a função wavelet base de Morlet (Equação 31).

$$W_{j,k} \left(\frac{t-k}{j} \right) = \frac{\pi^{-1/4}}{\sqrt{j}} \int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{iw_0 \left(\frac{t-k}{j} \right)} e^{-1/2 \left(\frac{t-k}{j} \right)^2} dt \quad (30)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Psi_0(t) dt = 0 \quad (31)$$

É importante notar que foi aplicado o complexo conjugado da função $\psi_0(t)$, possibilitando assim a utilização da propriedade que relaciona a convolução e a Transformada

de Fourier (entre a função $f(t)$ e a exponencial). Em geral, esta propriedade torna-se mais vantajosa em virtude da convolução ser de aplicação muito mais complexa e trabalhosa do que o produto da Transformada de Fourier de duas funções (como mostra a Equação 32).

$$[f(x) \otimes g(x)](t) = F(w)G(w) \quad (32)$$

Com isso, usa-se este teorema para determinar as integrais das funções convoluídas, calculando-se o produto das Transformadas de Fourier das funções envolvidas (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

3.5.1 Transformada Cruzada de wavelet

A Transformada Cruzada de wavelet mostra a covariabilidade da energia entre duas séries temporais e revela informações sobre a relação entre as fases das mesmas. Como na análise de Fourier, o espectro de energia das wavelets pode ser ampliado para analisar duas séries temporais, X_n e Y_n (GRINSTED et al., 2004). Considerado a forma contínua, a menos que seja previamente informado, é possível definir a TCO destas duas séries como $W_{XY} = W_X W_Y^*$, onde o asterisco, denota o complexo conjugado; além disso, define-se o espectro de energia cruzado das wavelet como sendo $|W_{XY}|$. A distribuição teórica do espectro cruzado de energia de fundo das wavelets de duas séries temporais P_k^X e P_k^Y é definida em (Torrence e Compo, 1998) como:

$$D \left(\frac{|W_n^X(s)W_n^Y(s)|}{\sigma_X\sigma_Y} < p \right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (33)$$

A equação acima mostra a distribuição teórica do espectro de energia da transformada cruzada de wavelet en duas séries temporais de acordo com (Torrence e Compo, 1998). Dessa forma $Z_v(p)$ é o nível de confiança associado com a probabilidade p , para uma Função de Densidade de Probabilidade (PDF - *Probability Density Function*), definida pela raiz quadrada do produto de duas distribuições χ^2 (Qui-quadrado).

3.5.2 Ângulo da Fase da Transformada contínua da wavelet

O conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. Para isso, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as séries, o que significa usar a média circular da fase sobre regiões

com significância estatística maiores que 5% e, que esteja fora do COI, o que quantificará a relação de fase (GRINSTED et al., 2004), média circular, ou ângulo médio, de um conjunto de ângulos ($a_i, i=1 \dots n$) é definido de acordo com (ZAR, 1999) da seguinte forma:

$$a_m = \arg(X, Y) \text{ com } X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \text{ e } Y = \sum_{i=1}^n \sin(a_i), \quad (34)$$

3.5.3 Coerência da wavelet

A wavelet cruzada revela áreas com alta potência comum. Outra medida útil é a coerência da wavelet cruzada. A coerência da Transformada da wavelet é um coeficiente de correlação usado para quantificar o grau de relação linear entre duas séries não estacionárias em domínios de tempo e freqüência (CAZELLES et al., 2008). Para o caso de duas séries temporais, esta explica quanto da variabilidade de uma determinada variável pode ser explicada pela variabilidade da outra. Torrence e Webster (1999), definiram a coerência da wavelet entre duas séries temporais como:

$$R_n^2 = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad (35)$$

onde S é o operador de suavização. Nota-se que a equação (35) é uma expressão semelhante ao tradicional coeficiente de correlação. Assim, a coerência da wavelet é também a medida do coeficiente de correlação localizado em tempo-freqüência. A definição de S se dá da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala} (S_{tempo}(W_n(s))), \quad (36)$$

onde S_{escala} denota a suavização ao longo da escala dos eixos das wavelets e S_{tempo} no tempo. Para a wavelet-mãe de *Morlet*, um operador de suavização é dado de acordo com (Torrence e Webster, 1999),

$$S_{tempo}(W)|_s = \left(W_n(s) * c_1^{\frac{-t^2}{2}} \right)|_s \quad \text{e} \quad S_{tempo}(W)|_s = (W_n(s) * c_2 \Pi(0.6s))|_n \quad (37)$$

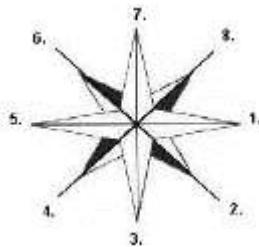
onde c_1 e c_2 são as constantes de normalização e Π é a função retângulo. O fator 0,6 é determinado empiricamente para a wavelet de Morlet de acordo com (TORRENCE e COMPO, 1998).

Na prática, ambas as convoluções são feitas discretamente e, portanto, os coeficientes de normalização são determinados numericamente (GRINSTED et al., 2004). O nível de significância estatística da coerência wavelet é estimado usando os método de Monte Carlo ao nível de 95% de confiabilidade.

3.5.4 Interpretação dos Vetores de Fase

Conforme Barbosa e Blitzkow (2008) para uma completa interpretação da diferença de fase entre as séries analisadas deve-se seguir o diagrama da Figura (3.4) que mostra a forma de orientação dos vetores entre duas séries temporais, considerando série temporal é processada primeiramente.

Figura 4-Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais. Fonte: Barbosa e Blitzkow (2008)



O significado dos ângulos de fase relativos aos indicadores numéricos da Figura (3.4) são o seguinte (Barbosa e Blitzkow, 2008):

1. Série 1 e Série 2 completamente em fase.
2. Série 2 avançada 45° da Série 1. A Série 1 responde em $1/8$ do período.
3. Série 2 avançada 90° da Série 1. A Série 1 responde em $1/4$ do período.
4. Série 2 avançada 135° da Série 1. A Série 1 responde em $3/8$ do período.
5. Série 1 e Série 2 estão em fase completamente opostas.
6. Série 2 defasada 225° da Série 1, ou a Série 1 avançada 135° da Série 2. A Série 2 responde com $3/8$ do período.
7. Série 2 defasada 90° da Série 1. A Série 2 responde em $1/4$ do período.
8. Série 2 defasada 45° da Série 1. A Série 2 responde em $1/8$ do período.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Análise de componentes principais TRMM

Nesta seção são apresentadas a análise de componentes principais dos índices de extremos climáticos obtidos a partir dos dados de precipitação do satélite TRMM 3B42 (V7), cuja distribuição espacial sobre o NEB é apresentada na Figura 5, observa-se no litoral leste do NEB (Rio Grande do Norte, Pernambuco e Bahia) elevados valores de CDD. Na Figura 6 observa-se as séries temporais dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, dados observados e dados mensais do GPCC.

Figura 5- Distribuição espacial dos índices de extremos climáticos baseados nos dados diários de precipitação provenientes do satélite TRMM 3B42, CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), no NEB, período 1998 a 2016

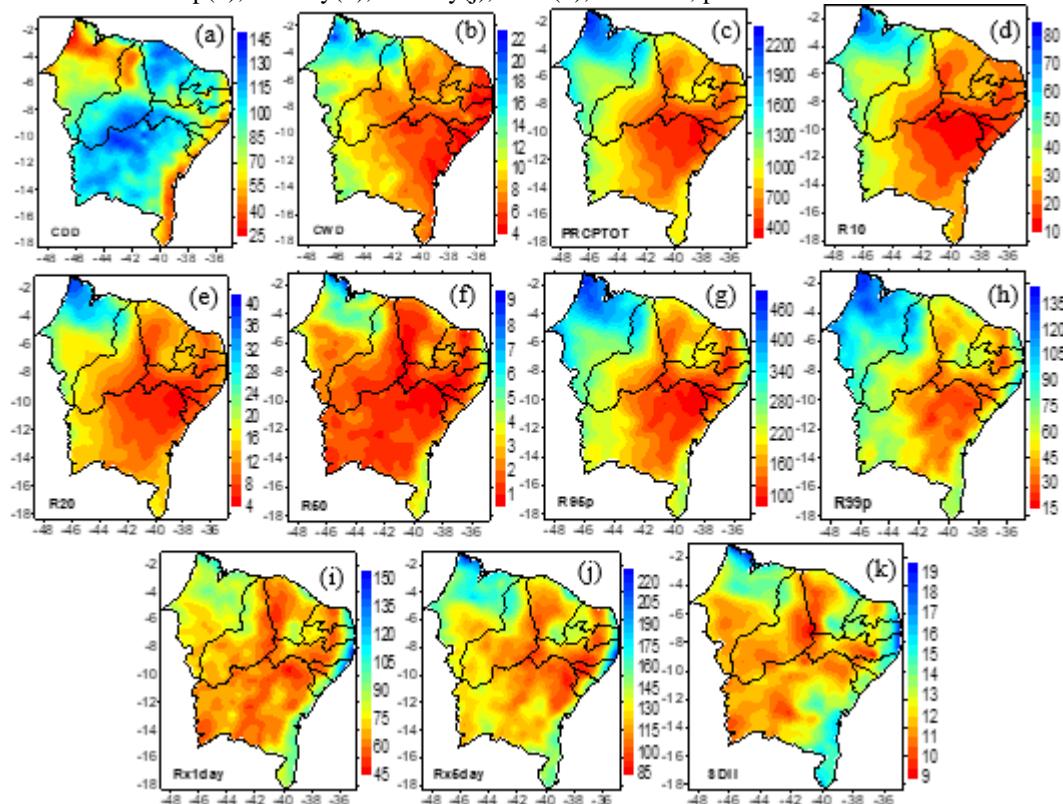
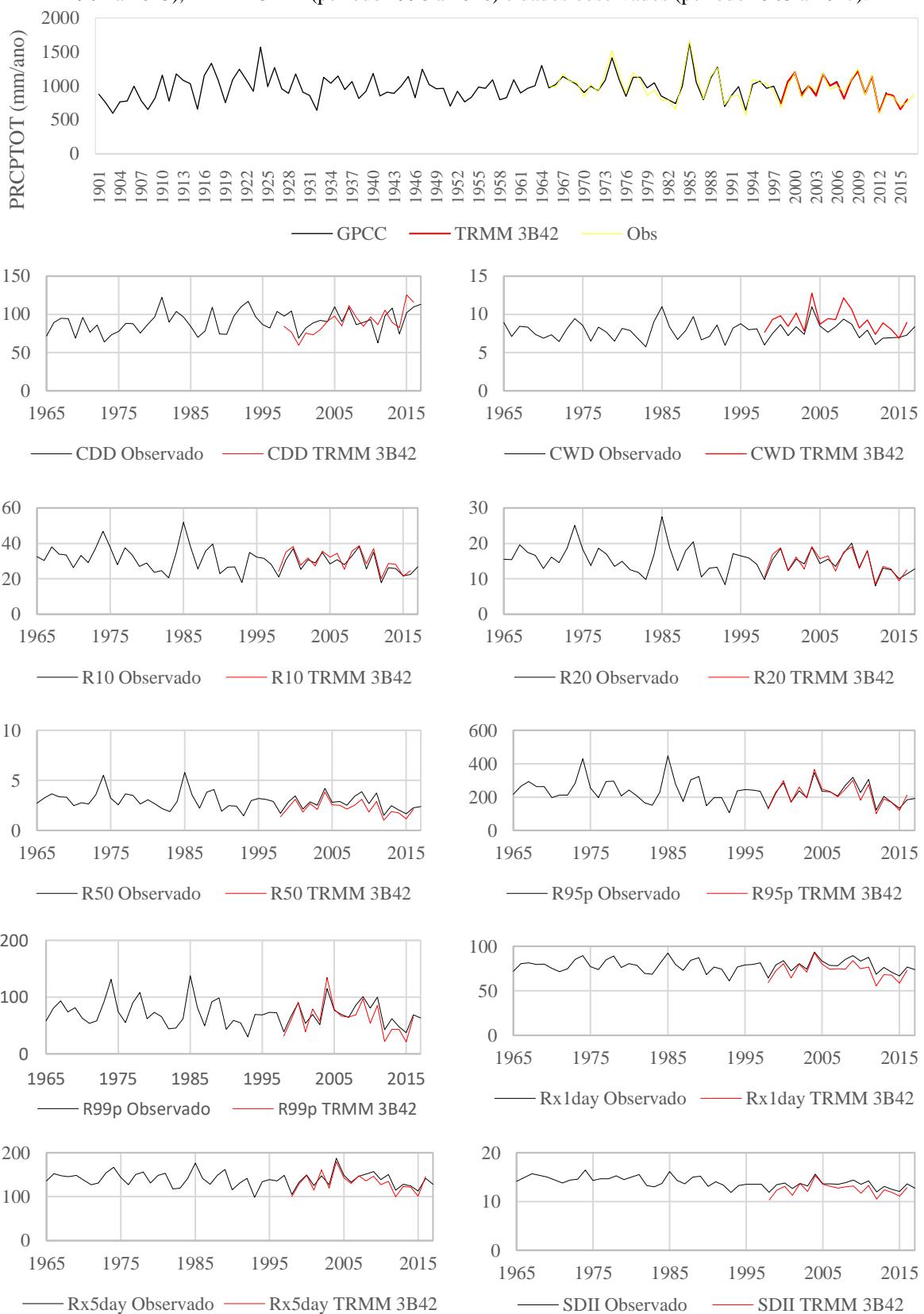


Figura 6- Série temporal dos índices de extremos climáticos provenientes da precipitação do GPCC (período 1901 a 2013), TRMM 3B42 (período 1998 a 2016) e dados observados (período 1965 a 2017).



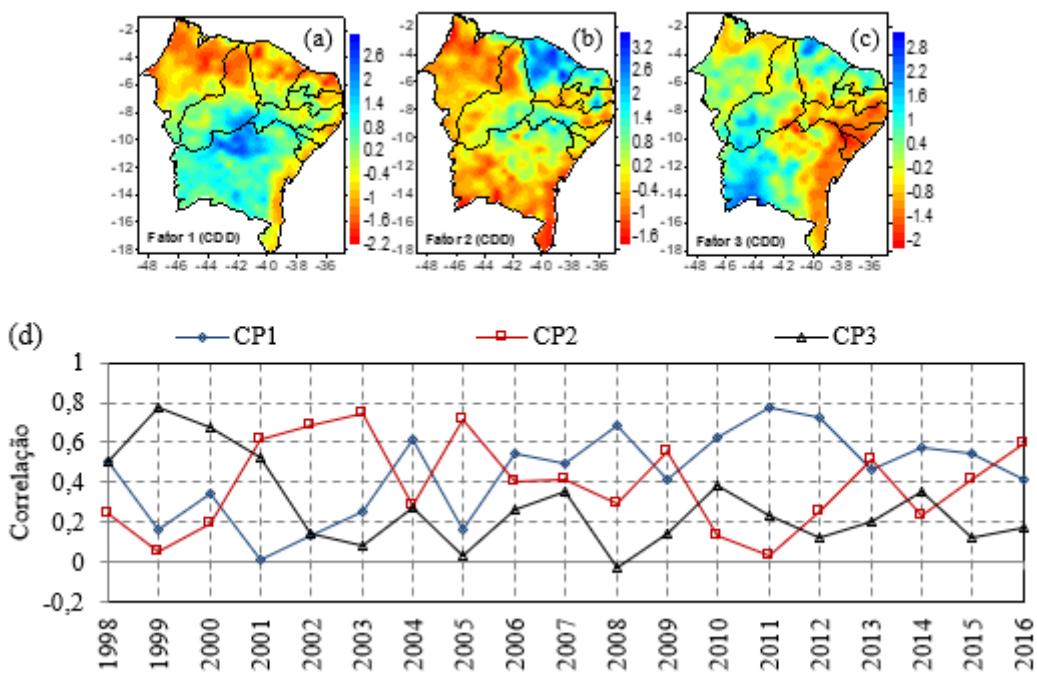
A aplicação da PCA mostrou-se adequada conforme critério do teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) apresentando valores superiores a 0,9, avaliado como excelente para aplicação da PCA. A análise das CPs foi realizada conforme o critério de truncamento de Kaiser (KAISER, 1958), que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores à unidade (GARAYALDE et al., 1986).

Para o índice CDD, Tabela 2, as três primeiras componentes apresentam autovalores superiores a uma unidade, sendo considerados significativos conforme critério de Kaiser (1958). O primeiro fator rotacionado explica 43% da variância, as maiores cargas localizam-se na parte centro-oeste do NEB, com chuvas provenientes do sistema atmosférico Vórtices Ciclônicos da Atmosfera Superior, com atuação irregular podendo provocar chuvas em algumas áreas e estiagem em outras, e também o deslocamento de frentes do continente para o interior perdem umidade, provocando menores ocorrências de chuvas, Figura 7(a). O segundo fator, Figura 7(b), representa as maiores cargas na parte norte do Nordeste, possivelmente associado a migração da ZCIT ao norte de sua posição normal, ocorrendo o aumento de dias secos e diminuição da precipitação. O terceiro fator rotacionado apresenta as maiores cargas na parte oeste e litoral norte, possivelmente associado a distúrbios ondulatórios de leste, Figura 7(c). A CP1 apresenta as maiores correlações em 2011, ano de ocorrência da La Niña e que registrou temperaturas elevadas, conforme a Conferência das Partes, COP-18, o aumento das temperaturas em 2011 está associado a fatores antropogênicos; a CP2 apresenta as maiores correlações em 2003 (El Niño de intensidade moderada) e 2005 (El Niño de intensidade fraca), e a CP3 apresenta as maiores correlações em 1999, apesar da ocorrência da La Niña, possivelmente as camadas mais altas da atmosfera por estarem mais frias, intervieram na produção de chuvas, Figura 7(d).

Tabela 2- Componentes e percentual da variância explicada do índice CDD no NEB, 1998-2016.

	Componentes iniciais				Cargas rotacionadas				
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	8,17	42,99	42,99	8,17	42,99	42,99	4,59	24,15	24,15
2	1,44	7,56	50,55	1,44	7,56	50,55	3,74	19,69	43,84
3	1,05	5,52	56,07	1,05	5,52	56,07	2,32	12,23	56,07
4	0,83	4,35	60,42						
...						
19	0,31	1,64	100						

Figura 7- Distribuição espacial (a, b, c) e temporal (d) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CDD, no NEB, 1998-2016.

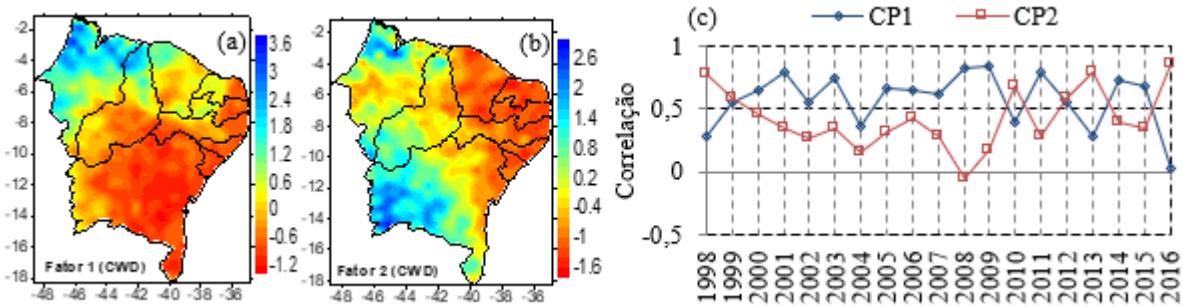


O índice CWD, apresenta dois fatores rotacionados que explicam 60,4% da variância acumulada, Tabela 3. O primeiro fator possui as maiores cargas na parte norte do estado do Maranhão e Piauí, área de atuação da ZCIT, Figura 8(a). O segundo fator rotacionado apresenta as maiores cargas fatorias na parte norte, setor modulado pela influência do sistema atmosférico ZCIT na produção de chuvas e na parte sudoeste, área de atuação de sistemas frontais, Figura 8(b). Na Figura 8(c), observa-se que a CP1 apresenta as maiores correlações em 2001, 2003, 2008, 2009 e 2011, apresentando elevada variabilidade na distribuição dos dias consecutivos úmidos e indicando anos de ocorrência da La Niña e condições neutras; a CP2 apresenta maiores correlações em 1998, 2010, 2013 e 2016, relacionadas às condições oceânicas do Atlântico.

Tabela 3- Componentes e percentual da variância explicada do índice CWD para o NEB, período de 1998-2016.

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas					
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	9,83	51,75	51,75	9,83	51,75	51,75	7,14	37,60	37,60
2	1,64	8,65	60,40	1,64	8,65	60,40	4,33	22,80	60,40
3	0,91	4,78	65,18						
...					
19	0,21	1,09	100						

Figura 8- Distribuição espacial (a, b) e temporal (c) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CWD, no NEB, 1998-2016.

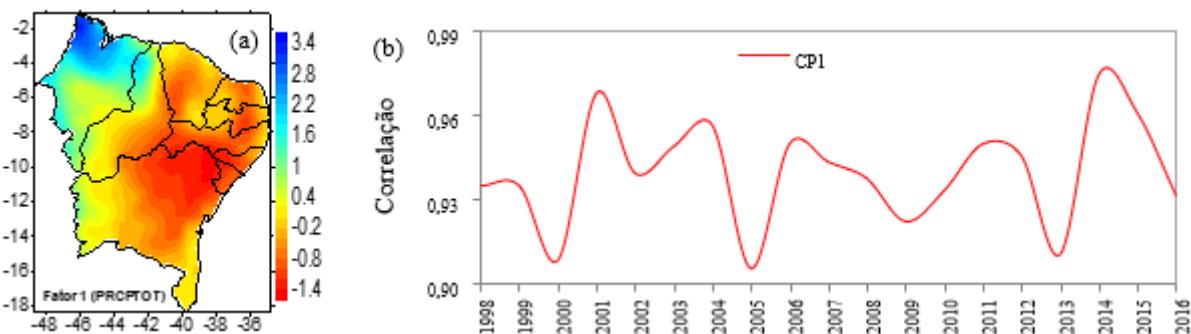


Para o índice PRCPTOT a primeira componente explica 88,42% da variância acumulada, Tabela 4. As maiores cargas fatoriais abrangem o norte do Maranhão e Piauí, Figura 9(a), área de influência da ZCIT na produção de chuvas. Observa-se correlações superiores a 0,95 nos anos de 2001 e 2014, Figura 9(b).

Tabela 4- Componentes e percentual da variância explicada do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016

Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	16,79	88,42	88,42	16,79	88,42
2	0,61	3,21	91,63		
3	0,32	1,69	93,33		
...		
19		0,136	100		

Figura 9- Distribuição espacial (a) e temporal (b) das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016



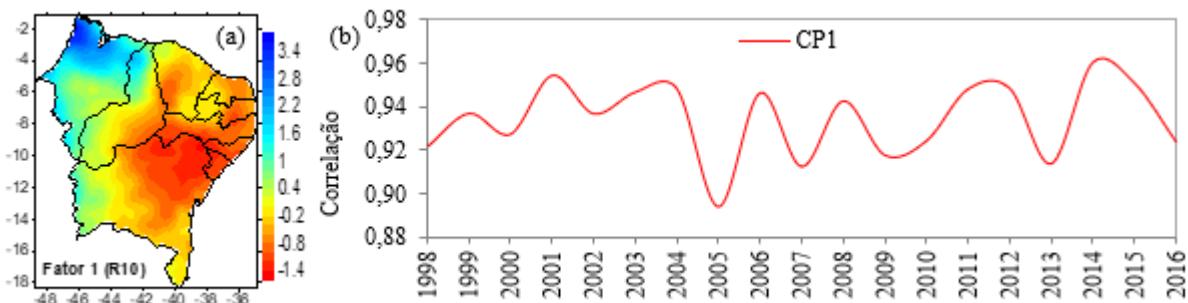
A variância total explicada do índice R10 é de 87,35%, Tabela 5. O índice R10 apresenta as maiores cargas fatoriais na parte oeste e norte do NEB, o número de dias com precipitação intensa podem estar associados a chuvas provenientes de sistemas atmosféricos como a ZCIT e VCAS, Figura 10(a), A configuração é semelhante ao índice PRCPTOT com maiores correlações nos anos de 2001 e 2014, Figura 10(b). As Figuras 9(a) e 10(a) são muito

semelhantes, isto mostra que a maior contribuição para o total anual de precipitação são decorrentes do R10, ou seja, chuvas superiores a 10mm/dia.

Tabela 5- Componentes e percentual da variância explicada do índice R10, no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	16,60	87,35	87,35	16,60	87,35	87,35
2	0,62	3,24	90,59			
...			
19	0,04	0,20	100			

Figura 10- Distribuição espacial (a) e temporal (b) da carga fatorial do índice R10, no NEB, 1998-2016

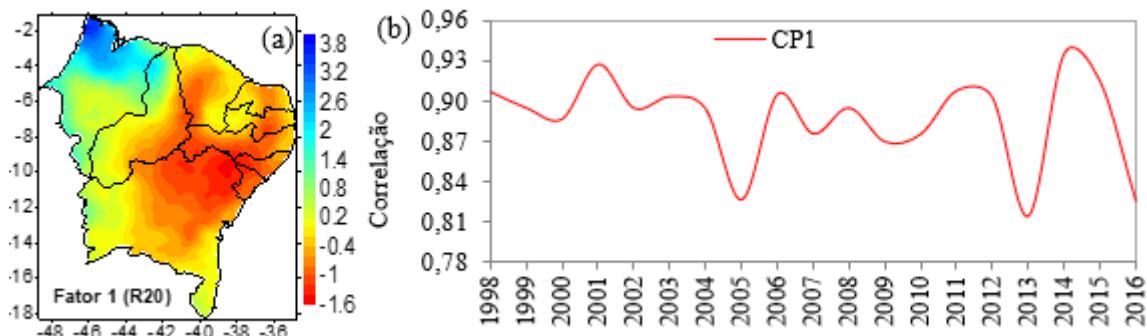


A primeira componente rotacionada do índice R20 apresentou variância total explicada de 78,77%, Tabela 6. Os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam um padrão estável com apenas um fator rotacionado, considerando que a partir da segunda componente os autovalores tornam-se quase constantes e a variância explicada pelas demais CPs pode ser considerada desprezível. A configuração espacial do índice R20 é semelhante ao índice PRCPTOT e R10, com maiores cargas na parte norte do Maranhão, o número de dias com precipitação muito intensa podem estar associada a atuação da ZCIT, Figura 11(a), com maiores correlações nos anos de 2001 e 2014, Figura 11(b). Entre as Figuras 10(a) e 11(a), a maior diferença ocorre no sudeste da Bahia, ou seja, nesta área ocorre o maior número de dias de chuvas entre 10mm/dia e 20mm/dia que as demais áreas da região.

Tabela 6- Componentes e percentual da variância explicada do índice R20, no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	14,97	78,77	78,77	14,97	78,77	78,77
2	0,81	4,28	83,05			
...			
19	0,08	0,42	100			

Figura 11- Distribuição espacial (a) e temporal (b) da carga fatorial do índice R20, no NEB, 1998-2016.

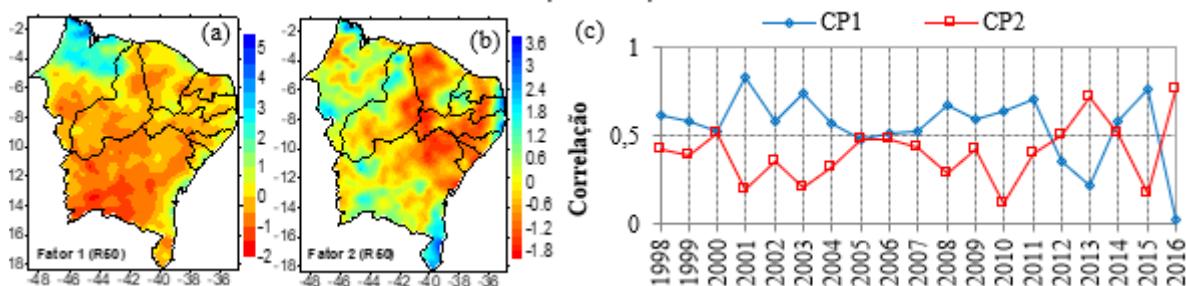


Os dois primeiros fatores rotacionados do índice R50 explicam 53,12% da variância total, Tabela 7, a partir da terceira componente os autovalores tornam-se constantes. O primeiro fator apresenta as maiores cargas fatorais do número de dias com precipitação superior a 50 mm, no noroeste e áreas litorâneas, com chuvas associadas à ZCIT e frentes frias, Figura 12(a). O número de dias com precipitação inferior a 50 mm abrange parte do semiárido. O fator 2 apresenta as maiores cargas fatorais em áreas isoladas atuando principalmente na parte leste e sul com chuvas associadas a frentes frias, Figura 12(b). A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 2001 e 2015, e a CP2 em 2013 e 2016, Figura 12(c).

Tabela 7- Componentes e percentual da variância explicada do índice R50, no NEB, 1998-2016.

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	9,06	47,69	47,69	6,46	34,00	34,00
2	1,03	5,43	53,12	3,63	19,12	53,12
3	0,93	4,91	58,03			
...			
19	0,28	1,50	100			

Figura 12- Distribuição espacial do Fator 1(a), Fator 2(b) e distribuição temporal (c) das cargas fatoriais do índice R50, no NEB, 1998-2016.

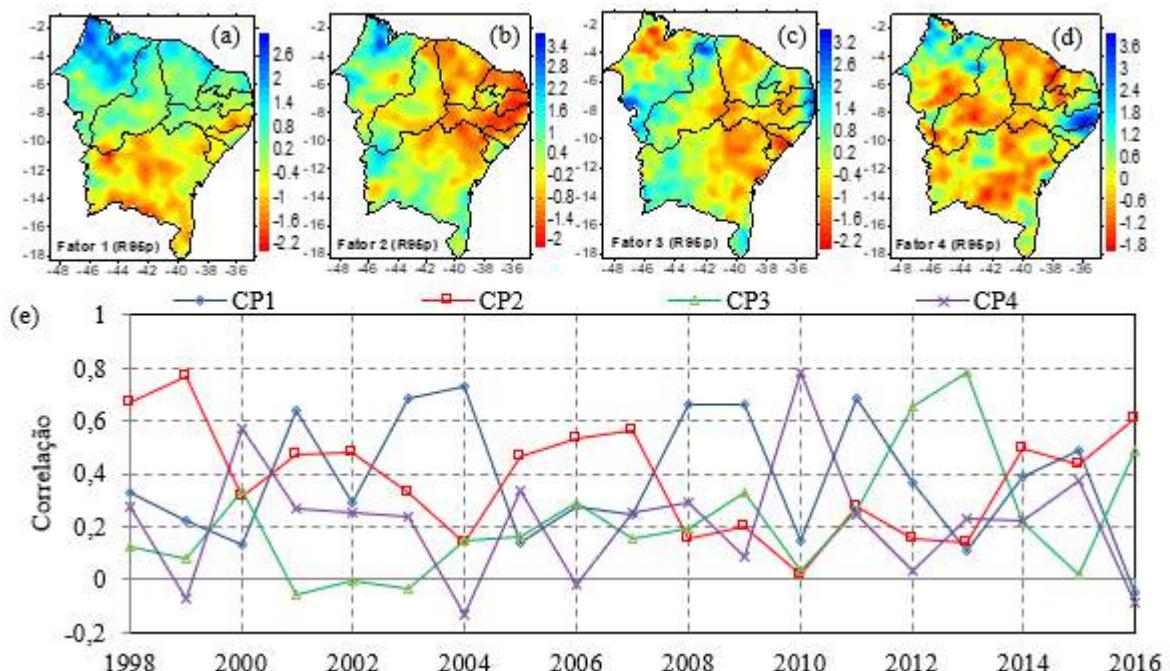


Para o índice R95p as quatro primeiras componentes rotacionadas apresentaram variância total de 57,32%, Tabela 8. O primeiro fator rotacionado apresenta as maiores cargas na parte norte com chuvas associadas à ZCIT, Figura 13(a). A segunda componente rotacionada explica 46,14% da variância acumulada e apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte norte, oeste e sul, Figura 13(b), os dias muito úmidos podem estar associados aos sistemas atmosféricos ZCIT, sistemas frontais e VCAS, o ano de 1999 foi o que apresentou maior correlação. O terceiro e quarto fatores rotacionados, Figuras 13(c, d), apresentam as maiores cargas fatoriais na parte norte, sul e oeste apresentando comportamento semelhante à segunda componente, as maiores correlações foram nos anos de 2013 e 2010, respectivamente, Figura 13(e).

Tabela 8- Componentes e percentual da variância explicada do índice R95p, no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	7,44	39,15	39,15	3,72	19,60	19,60
2	1,33	6,99	46,14	3,53	18,57	38,18
3	1,07	5,65	51,79	1,83	9,66	47,84
4	1,05	5,53	57,32	1,80	9,48	57,32
5	0,96	5,05	62,37			
...			
19	0,30	1,60	100			

Figura 13- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice R95p, no NEB, 1998-2016.

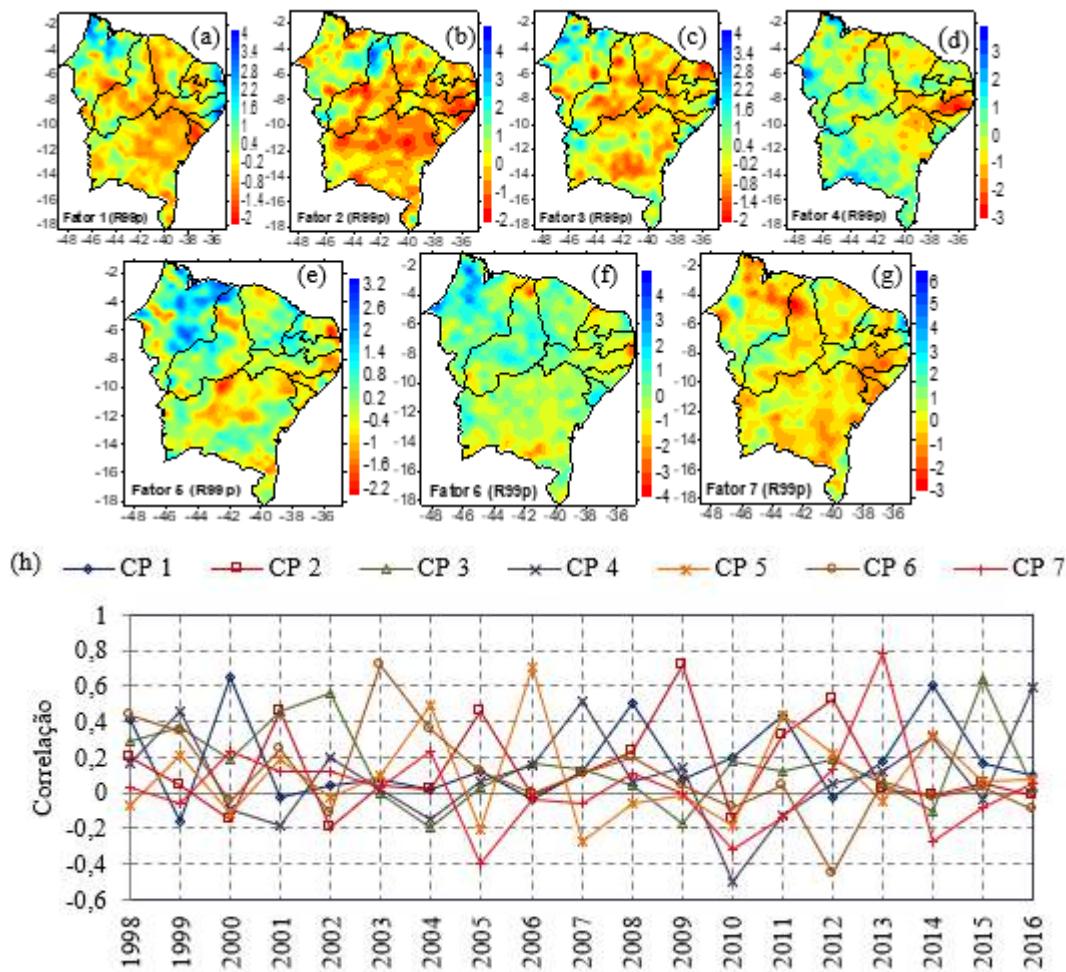


Para o índice R99p as sete primeiras componentes rotacionadas explicam 51,05% da variância total, Tabela 9. O primeiro fator, Figura 14(a), apresenta as maiores cargas fatorais no setor noroeste e leste com chuvas associadas à ZCIT, no setor noroeste e leste os dias extremamente úmidos podem estar associados a ondas de leste e sistemas frontais. O segundo fator rotacionado, Figura 14(b), apresenta as maiores cargas fatorais em uma pequena área no setor norte, com os dias extremamente úmidos associados a atuação da ZCIT. O terceiro fator rotacionado, Figura 14(c), apresenta as maiores cargas fatorais em pontos isolados na parte norte, oeste e leste predominando a atuação dos sistemas atmosféricos do primeiro fator. O quarto fator explica 30,86% da variância acumulada, Figura 14(d), apresentando as maiores cargas fatorais no setor norte, oeste e sul, associados à atuação da ZCIT e sistemas frontais, respectivamente. O quinto e sexto fatores rotacionados, Figuras 14(e,f), apresentam comportamento semelhante, predominando à atuação da ZCIT, com maiores cargas no setor norte. O sétimo fator, Figura 14(g), apresenta as maiores cargas fatorais em áreas isoladas com as maiores cargas fatorais no setor oeste e leste, associados a produção de chuvas provenientes de sistemas como os vórtices ciclônicos e ondas de leste, respectivamente. A CP6 apresenta as maiores cargas fatorais em 2003, a CP5 em 2006, a CP2 em 2009 e a CP7 em 2013, Figura 14(h).

Tabela 9- Componentes e percentual da variância explicada do índice R99p, no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	2,45	12,89	12,89	1,58	8,31	8,31
2	1,39	7,30	20,19	1,51	7,94	16,25
3	1,35	7,11	27,30	1,39	7,32	23,56
4	1,24	6,54	33,84	1,39	7,30	30,86
5	1,17	6,17	40,01	1,36	7,14	38,00
6	1,05	5,54	45,56	1,32	6,94	44,94
7	1,04	5,49	51,05	1,16	6,11	51,05
8	0,98	5,16	56,20			
...			
19	0,53	2,78	100			

Figura 14- Distribuição espacial das cargas fatoriais rotacionadas (a), (b), (c), (d), (e), (f), e (g) e distribuição temporal (h) do índice R99p, no NEB, 1998-2016

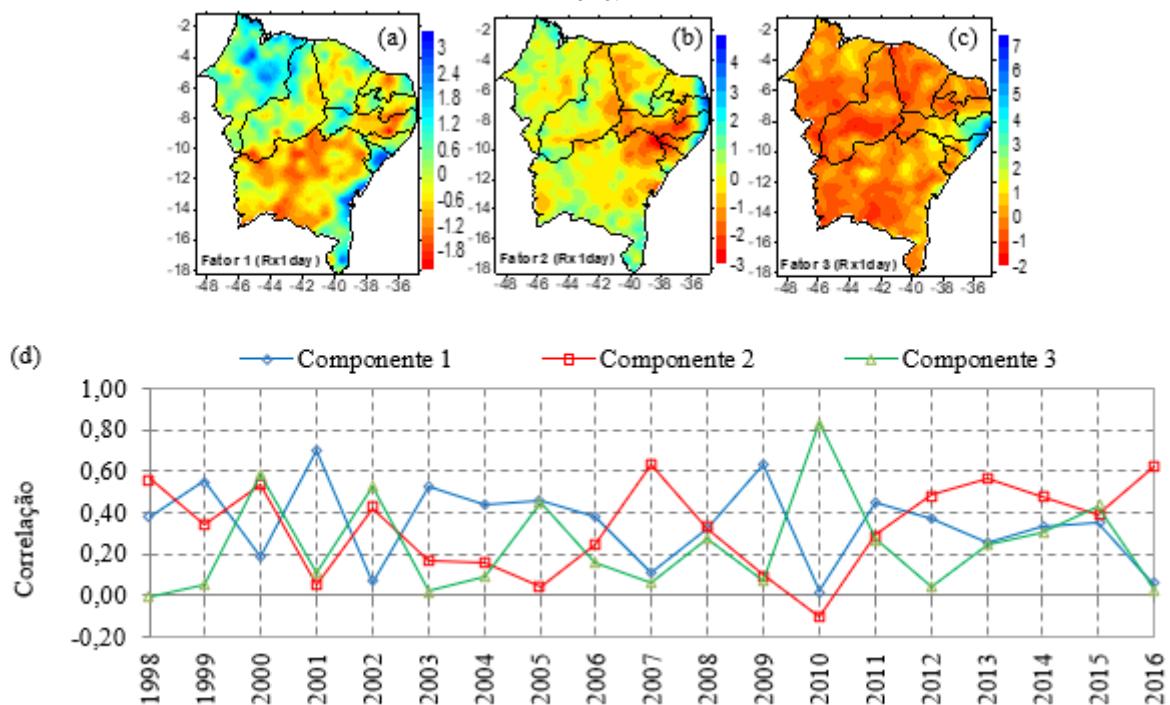


As três primeiras componentes rotacionadas do índice Rx1day explicam 41,81% da variância total acumulada, Tabela 10. A CP1 apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte, com chuvas associadas à atuação da ZCIT e no setor leste e sul, com chuvas associadas a atuação de sistemas frontais, Figura 15(a). A CP2 rotacionada apresenta as maiores cargas fatorias no setor leste, sul e norte, com chuvas associadas a ondas de leste, sistemas frontais e a ZCIT, respectivamente, Figura 15(b). A CP3 apresenta as maiores cargas no setor leste, área de atuação das ondas de leste, Figura 15(c). A CP3 apresenta maior correlação com coeficiente 0,83 e 2010, e a CP1 apresenta os maiores valores de correlação em 2001 e 2009, Figura 15(d).

Tabela 10- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016.

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	5,60	29,47	29,47	2,95	15,51	15,51
2	1,25	6,58	36,05	2,94	15,47	30,99
3	1,09	5,75	41,81	2,06	10,82	41,81
4	0,99	5,19	47,00			
...			
19	0,37	1,96		100		

Figura 15- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016.



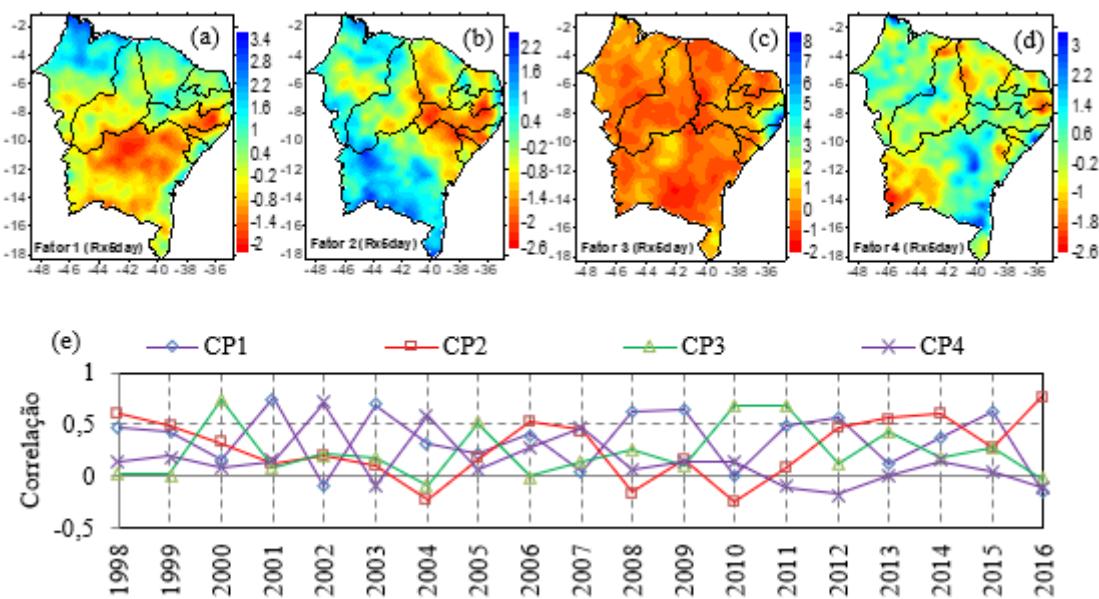
As quatro primeiras componentes rotacionadas do índice Rx5day explicam 54,18% da variância total acumulada, Tabela 11. O primeiro fator apresenta as maiores cargas no setor norte, onde o máximo total de precipitação em 1 dia pode estar associado a atuação da ZCIT e no setor leste, com chuvas associadas a ondas de leste e sistemas frontais, Figura 16(a). O segundo fator apresenta as maiores cargas no setor norte, com a quantidade máxima de precipitação em cinco dias, associadas a ZCIT, e no setor oeste e sul associada a sistemas frontais e VCAS, no setor leste as chuvas ocorrem devido à penetração de ondas de leste e sistemas frontais, Figura 16(b). Na Figura 16(c), observa-se que as maiores cargas se localizam em uma pequena área da parte litorânea do leste nordestino, possivelmente associadas a frentes frias e a mecanismos no campo dos ventos alísios que originam as ondas de leste. O quarto fator, Figura 16(d) apresenta as maiores cargas em áreas isoladas, as chuvas nessas áreas podem ser originárias dos Complexos Convectivos em Mesoescala, provenientes

das condições locais do oceano ou continente. A CP1 apresenta as maiores correlações, no ano de 2001 e 2008-2009, anos de atuação do La Niña no NEB, Figura 16(e).

Tabela 11- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	5,77	30,38	30,38	3,70	19,49	19,49
2	1,86	9,79	40,17	3,00	15,80	35,29
3	1,45	7,65	47,82	2,23	11,72	47,01
4	1,21	6,35	54,18	1,36	7,17	54,18
5	0,95	5,01	59,19			
...			
19	0,25	1,33	100			

Figura 16- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016



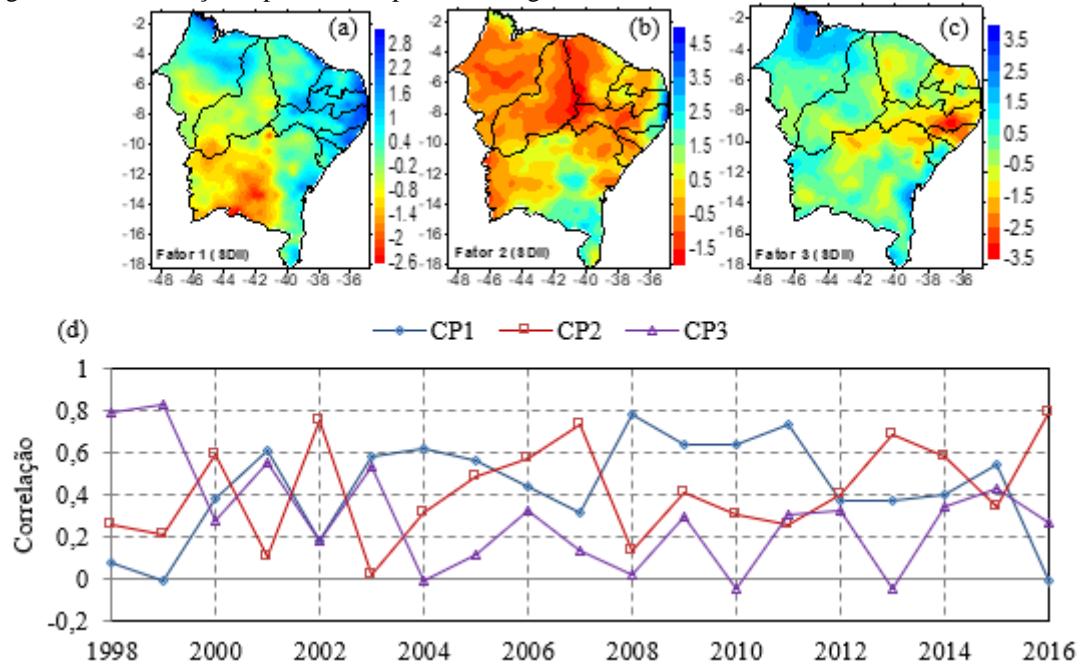
Para o índice SDII, as três primeiras cargas fatoriais explicam 61,67% da variância total, Tabela 12. A primeira carga fatorial rotacionada explica 24,16% da variância total. O primeiro fator está associado a chuvas provenientes dos sistemas atmosféricos como a ZCIT e frentes frias que atuam principalmente no setor norte e leste do NEB, respectivamente, Figura 17(a). O segundo fator apresenta as maiores cargas fatoriais no litoral e no setor sul, possivelmente, associadas aos sistemas de frentes frias, Figura 17(b). O terceiro fator apresenta as maiores cargas em quase toda região, exceto na parte litorânea, área em que a precipitação pode estar associada a atuação dos Vórtices Ciclônicos da Atmosfera Superior e

ZCIT, Figura 17(c). Observa-se as maiores correlações da CP3, nos anos de 1998-1999, e da CP2 em 2016, anos de El Niño de intensidade forte, Figura 17(d).

Tabela 12- Componentes e percentual da variância explicada do índice SDII (mm/dia), no NEB, 1998-2016

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	8,70	45,80	45,80	4,59	24,16	24,16
2	1,56	8,21	54,01	4,31	22,68	46,84
3	1,46	7,66	61,67	2,82	14,83	61,67
4	1,00	5,24	66,91			
...			
19	0,20	1,07	100			

Figura 17- Distribuição espacial e temporal das cargas fatoriais rotacionadas do índice SDII, no NEB, 1998-2016



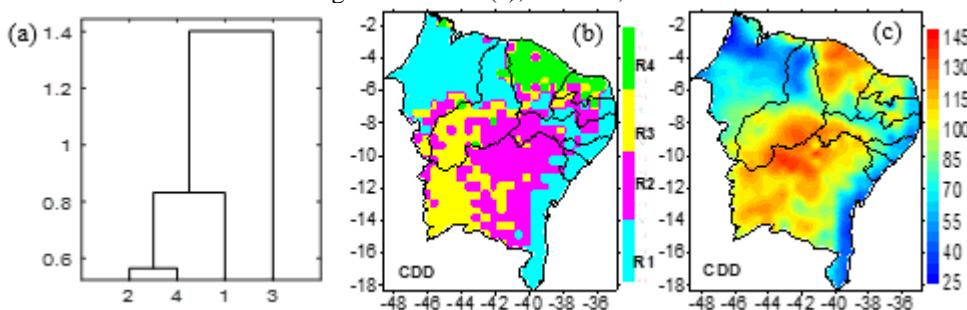
Observa-se que dos índices de extremos mais fortes (R50, R99p e Rx1day), a soma da variância explicada com autovalor superior a 1,0 é inferior a 55%, sendo que para o Rx1day é de 41%. Isto mostra que estes índices, além da dependência de sistemas de escala sinótica, também apresentam dependência de sistemas isolados, tipos Complexos Convectivos associados a sistemas sinóticos ou não. Com isto, a soma da variância explicada para as componentes com autovalor inferior a 1,0 ficam próxima de 50% ou até mais, como no caso do Rx1day.

4.2 Análise de Cluster dos Índices de extremos climáticos derivados da precipitação (TRMM 3B42)

As regiões homogêneas foram determinadas considerando a similaridade da ocorrência de cada índice. Os fatores rotacionados extraídos na PCA explicam a variação espacial e temporal representando os padrões mais predominantes e permitem identificar o agrupamento de casos (Cluster) que consiste em reunir as variáveis conforme sua similaridade. O método de Ward foi o que melhor representou a semelhança das características climáticas, utilizando como função de agrupamento a distância euclidiana quadrática.

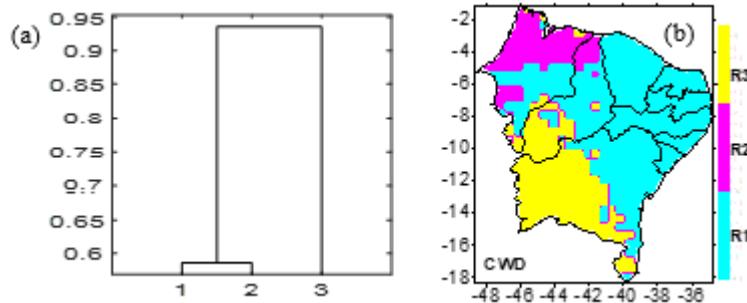
O índice CDD apresenta quatro regiões homogêneas, baseado no método de Ward que consiste na soma dos quadrados dos desvios das variáveis, representado através do dendrograma, Figura 18(a). Na Figura 18(b) verifica-se a delimitação espacial das regiões homogêneas. A região R1 abrange a parte noroeste, leste e sul, área mais chuvosa do NEB, com menor ocorrência de dias secos. A região R2 abrange a parte central e algumas áreas isoladas no oeste e norte, observa-se na Figura 18(c), que essa área abrange o maior número de dias secos. A região R3 abrange a parte oeste, tendo comportamento semelhante à região R2, com maior ocorrência de dias secos. E a região R4 abrange a parte litorânea ao norte do NEB. Observa-se nas Figuras 18(b,c), médias semelhantes e cluster diferentes devido a defasagem de tempo.

Figura 18- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CDD (b), média climatológica do índice (c), no NEB, 1998-2016



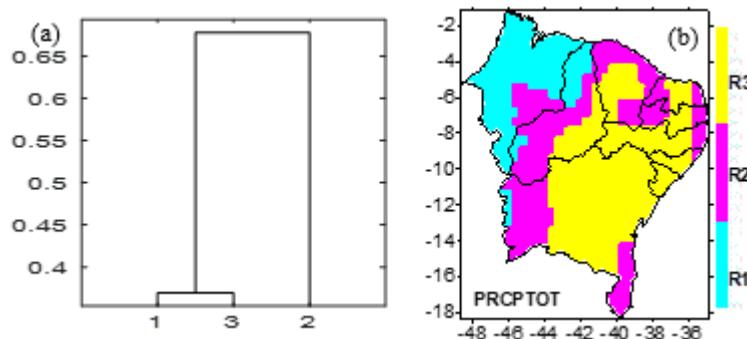
A hierarquia das regiões delimitadas é representada pelo dendrograma, Figura 19(a). A distribuição espacial do índice CWD mostra três regiões homogêneas, Figura 19(b). A região R1 apresenta menor ocorrência de dias úmidos abrangendo parte do semi-árido e leste do NEB. A região R2 apresenta maior umidade na parte noroeste e a região R3 abrange a parte sudoeste do NEB.

Figura 19- Dendrograma e distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CWD, no NEB, 1998-2016



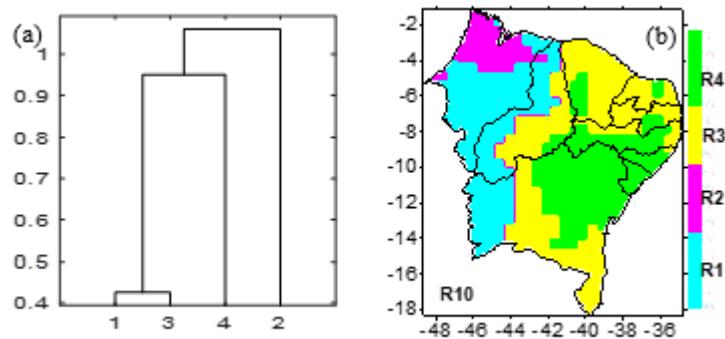
O número de cluster foi determinado baseando-se na homogeneidade interna de cada variável, o agrupamento pode ser observado no dendrograma, Figura 20(a). O índice PRCPTOT apresenta três regiões homogêneas, Figura 20(b), a região R1 abrange a parte oeste e o noroeste do estado do Maranhão, área com precipitação total anual elevada, máximo de 2400 mm. A região R2 abrange áreas isoladas na parte oeste, norte, leste e sul. E a região R3 abrange a parte leste do NEB e parte central, área com precipitação reduzida ao penetrar o interior atingindo valores inferiores a 400 mm.

Figura 20- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice PRCPTOT, no NEB, 1998-2016.



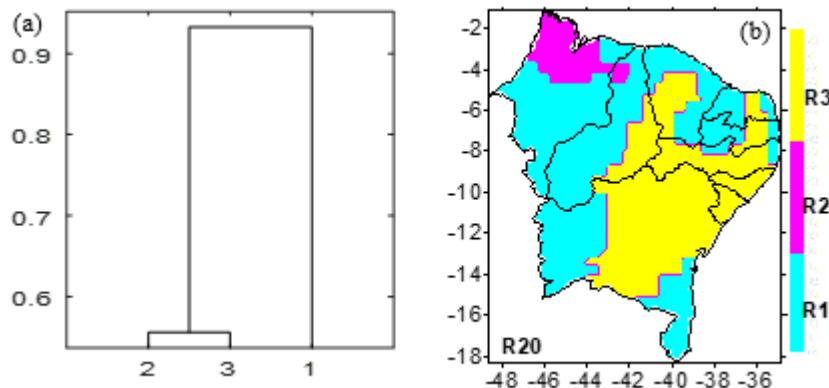
O dendrograma mostra a similaridade entre os clusters, Figura 21(a). O índice R10 apresenta três regiões homogêneas, Figura 21(b), a região R, localiza-se parte noroeste e possui o maior número de dias de precipitação superior a 10mm. A região R2 abrange a parte norte e oeste e a região R3 abrange a parte norte e sul. A região R4 abrange a parte central e leste, área que apresenta o menor montante de precipitação diária acumulada superior a 10 mm.

Figura 21- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R10, no NEB, 1998-2016



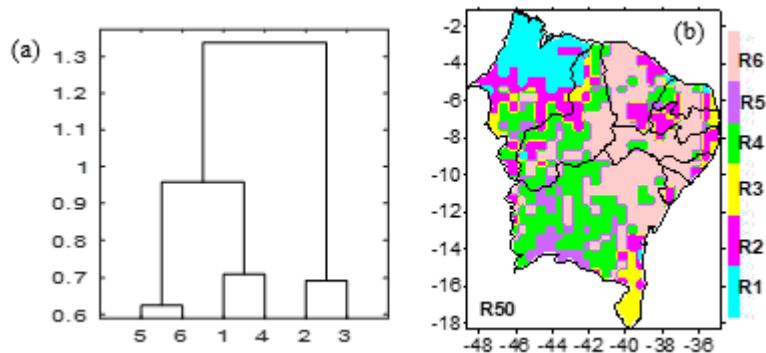
O dendrograma, Figura 22(a), representa a aglomeração da delimitação das regiões homogêneas. O índice R20 apresenta três regiões homogêneas, Figura 22(b), a região R1 abrange o noroeste com o maior número de dias de precipitação superior a 20mm, a região R2 abrange a parte oeste, norte e sul. A região R3 abrange a parte central e leste, área com o menor número de dias de precipitação superior a 20 mm.

Figura 22- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R20, no NEB, 1998-2016



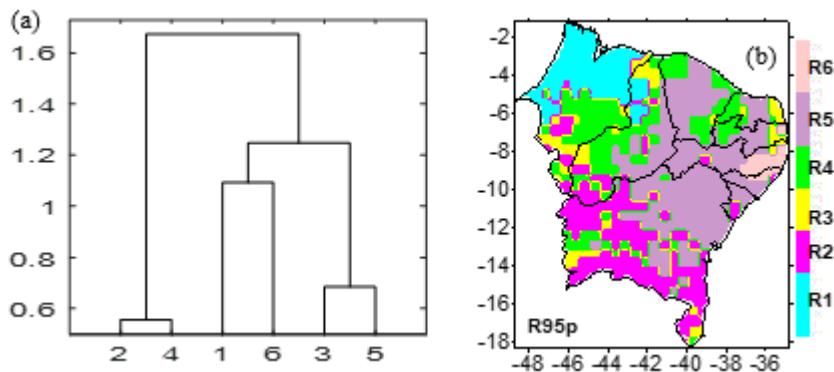
A variação da distância entre os cluster do índice R50 é representada no dendrograma, Figura 23(a). O índice R50 apresenta seis regiões homogêneas com grande variabilidade na sua distribuição espacial, Figura 23(b). A região R1 abrange o noroeste do Maranhão, área que apresenta o maior número de dias com precipitação superior a 50mm. As regiões R2, R3 e R5 abrangem áreas isoladas. As regiões R4 e R6 abrangem quase todo o semi-árido, área com os menores totais pluviométricos do NEB.

Figura 23- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R50, no NEB, 1998-2016



A delimitação das regiões homogêneas é representada através do dendrograma, Figura 24(a). O índice R95p apresenta seis regiões homogêneas para a quantidade diária de precipitação num dia úmido, Figura 24(b), a região R1 mostra que o norte e oeste do estado do Maranhão são as áreas com o maior número de dias muito úmidos. O setor oeste e sul do NEB constitui a região R2. As regiões R3 e R4 abrangem áreas isoladas. A região R5 abrange o interior do NEB, considerada a área menos chuvosa. A região R6 abrange parte leste da Paraíba e Pernambuco, área que pode receber chuvas intensas associadas a vórtices ciclônicos e ondas de leste.

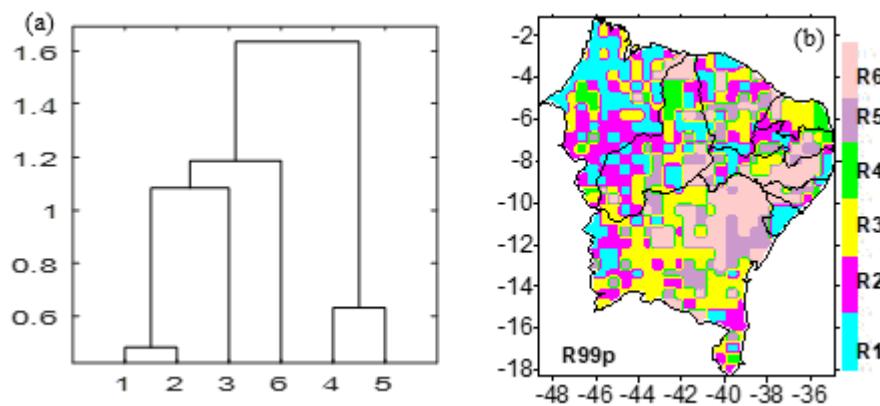
Figura 24- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R95p, no NEB, 1998-2016



O dendrograma mostra a aglomeração das regiões homogêneas do 99º percentil da precipitação nos dias extremamente úmidos, Figura 25(a), representadas espacialmente na Figura 25(b). A região R1 abrange parte do estado do Maranhão e parte leste do NEB, área com o maior número de dias extremamente úmidos. A região R2 e R3 abrangem áreas isoladas na parte noroeste, sudoeste e leste, apresentando um número reduzido dos dias extremamente úmidos. A região R4 abrange a parte norte, oeste e sul. A região R5 abrange uma pequena área na parte norte e a região R6 apresenta pontos isolados no Maranhão, na costa leste e interior do NEB, apresentando o menor número de dias extremamente úmido. O

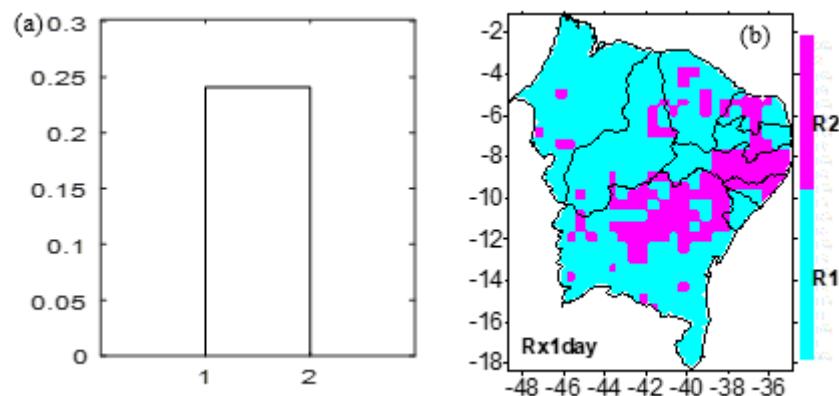
índice R99p apresenta um padrão instável dos dias extremamente úmidos, com flutuações interanuais elevadas.

Figura 25- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice R99p, no NEB, 1998-2016



O dendrograma representa a sequência do agrupamento do índice Rx1day, Figura 26(a). O índice Rx1day apresenta duas regiões homogêneas, Figura 26(b). A região R1 abrange quase totalidade do NEB, concentrando-se principalmente na parte noroeste e sul. A região R2 concentra-se principalmente na parte leste e central, indicando redução da quantidade máxima de precipitação diária.

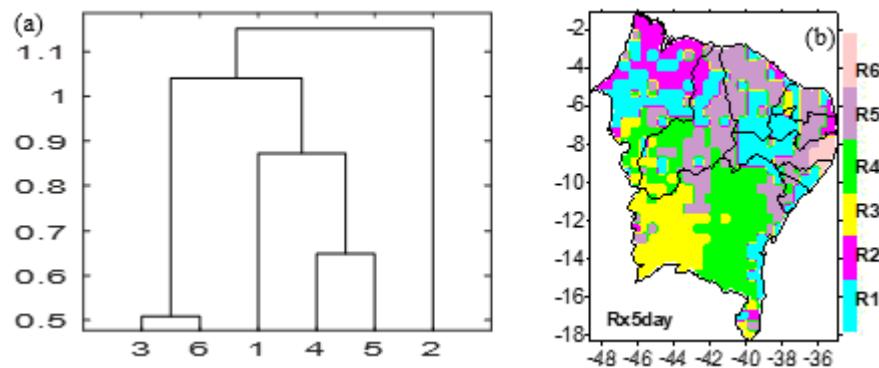
Figura 26- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice Rx1day, no NEB, 1998-2016.



A sequência da clusterização do índice Rx5day é representada pelo dendrograma, Figura 27(a). Com base na curva da inércia o índice Rx5day apresenta seis regiões homogêneas, Figura 27(b). A região R1 abrange principalmente o noroeste e parte costeira e central. A região R2 parte norte e áreas isoladas no leste e sul, ou seja, áreas que apresentam a maior quantidade máxima de precipitação em cinco dias. A região R3 abrange principalmente a parte sudoeste oeste e sul, área que apresenta a menor quantidade máxima de precipitação

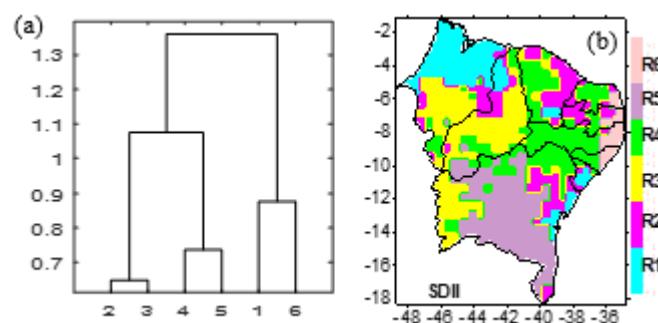
em cinco dias. A região R3 abrange áreas isoladas na parte norte e leste, e a região R4 abrange a parte central e oeste, a região R5 abrange áreas isoladas ao norte, leste e central, e a R6 abrange a parte litorânea do estado Paraíba, área com maior influência da circulação local e interação de ondas de leste e frentes frias.

Figura 27- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice Rx5day, no NEB, 1998-2016



O dendrograma mostra a sequência do agrupamento do SDII, Figura 28(a). O índice SDII apresenta seis regiões homogêneas, Figura 28(b), a região R1 abrange o noroeste a parte litorânea de Sergipe e Bahia, área em que a quantidade diária de precipitação nos dias úmidos apresentou-se mais frequente, a região R2 abrange o sudoeste, parte oeste, central e norte, área em que o SDII apresenta menos intenso, a região R3 abrange o setor sudoeste, a região R4 abrange a parte central e norte, a região R5 abrange o extremo sul e parte central do estado da Bahia e a região R6 abrange a parte litorânea dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas.

Figura 28- Dendrograma (a) e distribuição espacial das regiões homogêneas (b) do índice SDII, no NEB, 1998 - 2016.



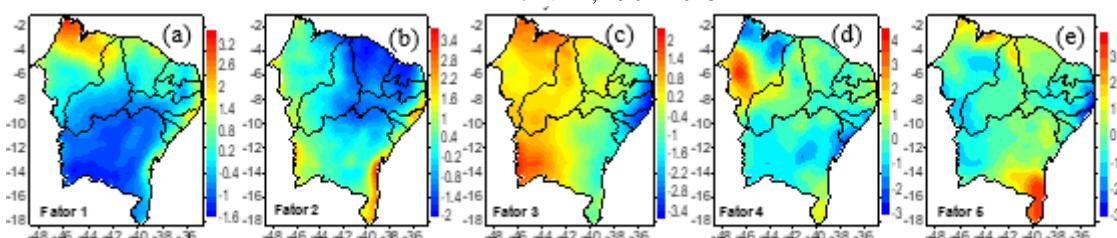
4.3 Analise de PCA e Análise de Agrupamento (Cluster Analysis)- GPCC

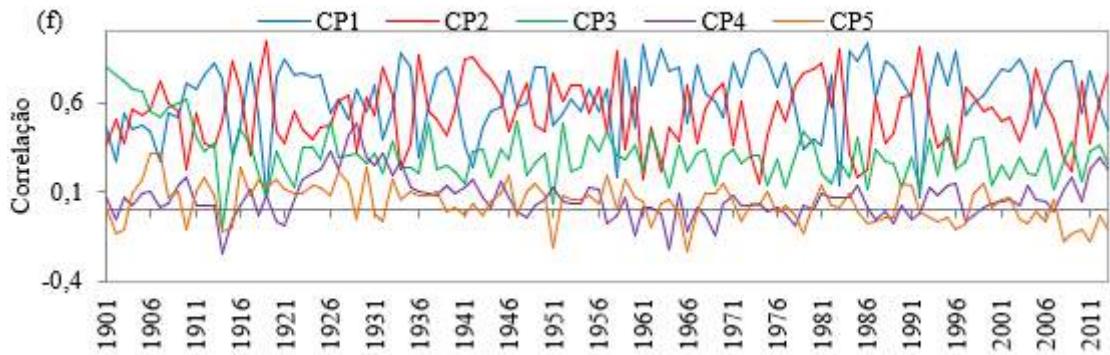
Para a precipitação total anual proveniente do GPCC, as cinco primeiras CPs rotacionadas explicam 90,48% da variância total explicada, Tabela 13. Na escolha do número de CPs, foi considerado o critério de truncamento de Kaiser, que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores à unidade (GARAYALDE et al., 1986), obtendo-se cinco fatores rotacionados. O primeiro fator rotacionado apresenta as maiores cargas fatoriais no setor noroeste e litorânea do NEB, área com chuvas associadas à ZCIT, ondas de leste e frentes frias, respectivamente, Figura 29(a). O segundo fator apresenta as maiores cargas na parte litorânea, parte oeste e sul, área que atuam sistemas atmosféricos associados a frentes frias e ondas de leste, Figura 29(b). O terceiro fator apresenta as maiores cargas na parte oeste e central, área em que as chuvas podem estar associadas à VCAS, ZCIT e frentes frias, Figura 29(c). O quarto fator apresenta as maiores cargas na parte oeste do estado do Maranhão, área com atuação da ZCIT, Figura 29(d). O quinto fator apresenta as maiores cargas fatoriais no setor sul, área que recebe chuvas provenientes de frentes frias, Figura 29(e). A CP1 apresenta as maiores correlações em 1920, 1960, 1986 e 1996, e a CP2 apresenta as maiores correlações em 1919, 1958, 1983 e 1992, Figura 29(f).

Tabela 13- Componentes e percentual da variância explicada da precipitação total anual (mm) proveniente do GPCC, no NEB, 1901-2013

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	89,37	79,09	79,09	49,03	43,39	43,39
2	7,33	6,48	85,57	36,62	32,40	75,79
3	2,90	2,56	88,13	13,23	11,71	87,50
4	1,41	1,25	89,38	1,95	1,73	89,23
5	1,24	1,10	90,48	1,41	1,25	90,48
6	0,94	0,83	91,31			
...			
113	0,0004	0,0003		100		

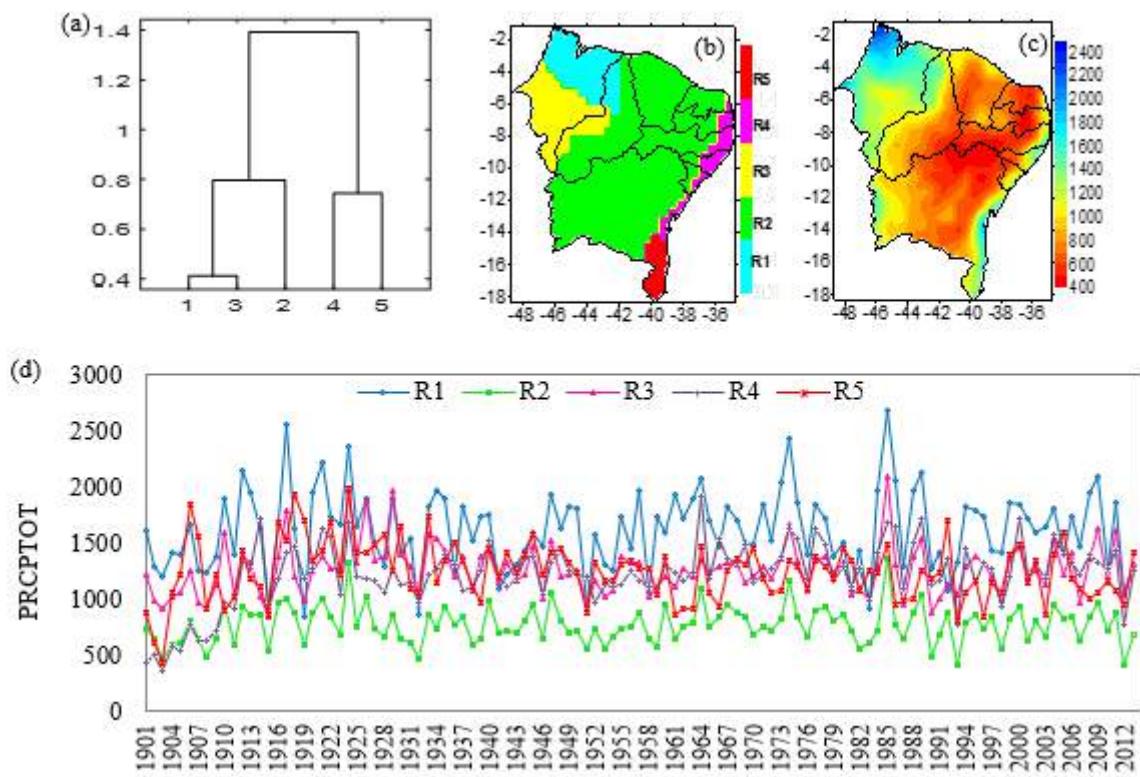
Figura 29- Distribuição espacial das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, provenientes do GPCC, no NEB, 1901-2013





Utilizando os fatores rotacionados da PCA e por meio do método de Ward obteve-se cinco regiões homogêneas para a precipitação total provenientes do GPCC. A escala temporal identifica diferentes padrões espaciais da em relação a complexidade da distribuição da precipitação. O dendrograma representa a delimitação do número de cluster, Figura 30(a), obtendo-se cinco regiões homogêneas para o índice PRCPTOT, Figura 30(b). A primeira região homogênea R1 abrange a parte norte do Maranhão e oeste do Piauí, área que comprehende os maiores totais pluviométricos. A região R2 abrange quase todo o semiárido nordestino, área que recebe chuvas associadas ao Complexo Convectivo de Mesoscala, e apresenta os menores totais pluviométricos. A região R3 abrange a parte central e sul do Maranhão e oeste do Piauí, área que apresenta os maiores totais pluviométricos no interior e os menores no extremo oeste. A região R4 abrange a parte leste, área que apresenta convecção intensa devido a dissipação de frentes frias e ondas de leste. Kousky (1979) presumiu que a precipitação observada no leste do NEB é causada pela convergências dos ventos alísios de sudeste, que sopram do Oceano Atlântico para o continente e a brisa terrestre que sopra do continente para o oceano, e Brito et al., (1994) afirmaram ser um fenômeno de escala sinótica, verificando-se na estação de inverno, uma zona de convergência quase zonal, estendendo-se do leste do NEB até o meridiano de Greenwich, e que foi denominada de zona de convergência secundária. A região R5 abrange o sul da Bahia, área em que geralmente a produção de chuvas é decorrente do avanço de uma frente fria da Região Sudeste para latitudes equatoriais. Os totais pluviométricos, Figura 30(c) mostram que a área mais chuvosa abrange o setor norte, região R1, e que grande parte do NEB abrange o semiárido brasileiro, região R2, com precipitação inferior a 400mm/ano, Figura 30(d).

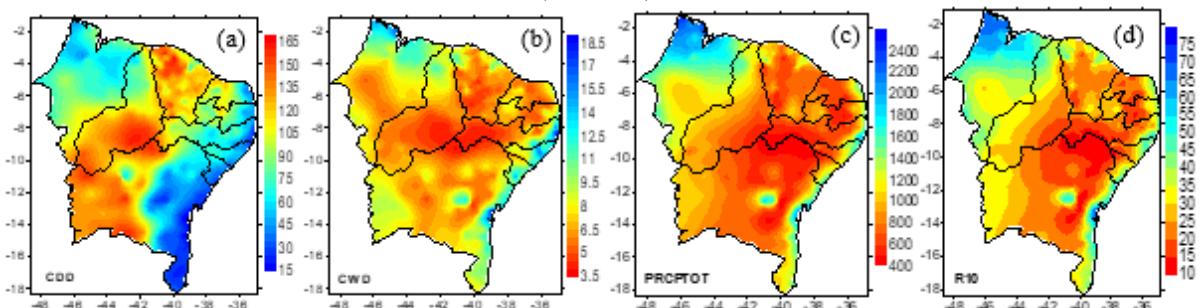
Figura 30- Dendrograma (a) distribuição espacial das regiões homogêneas (b), precipitação total anual (mm) (c) e distribuição temporal (d), proveniente do GPCC, no NEB, 1901-2013

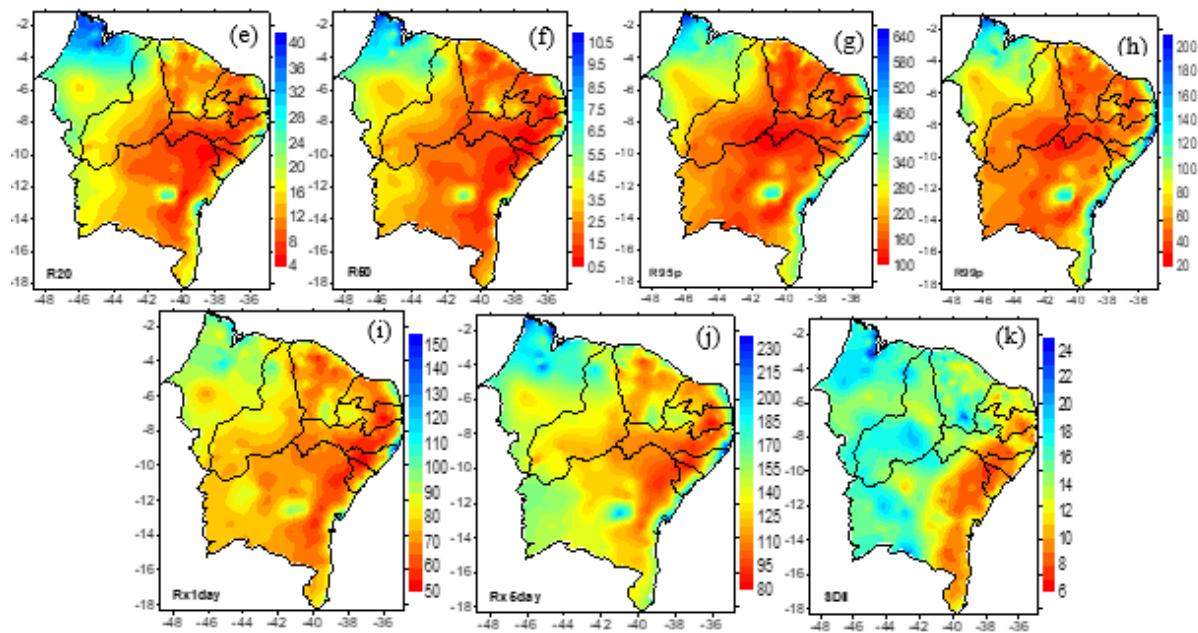


4.4 Análise de componentes principais dos dados observados

Nesta seção, é apresentada a análise de componentes principais dos índices de extremos climáticos propostos pelo ETCCDMI, Figura 31, obtidos a partir dos dados de precipitação diária observada proveniente do INMET e ANA. De modo a identificar áreas com diferentes variabilidades climáticas e padrões atmosféricos, foi utilizado séries temporais dos índices de extremos climáticos oriundos de dados diários de precipitação de 368 estações meteorológicas distribuídas no NEB, abrangendo o período de 1965 a 2017.

Figura 31- Distribuição espacial dos índices de extremos climáticos provenientes de dados de precipitação observada, no NEB, 1965-2017





Através da PCA rotacionada é possível reduzir o número de variáveis e descrever os principais padrões atmosféricos nos índices de extremos climáticos identificando desta forma a variabilidade dos extremos climáticos em escalas sub-regionais. O teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) apresentou valores superiores a 0,9, considerado excelente para aplicação da PCA. As CP's foram extraídas conforme o critério de truncamento de Kaiser (KAISER, 1958), que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores à unidade (GARAYALDE et al., 1986). O método de rotação aplicado foi o critério Varimax.

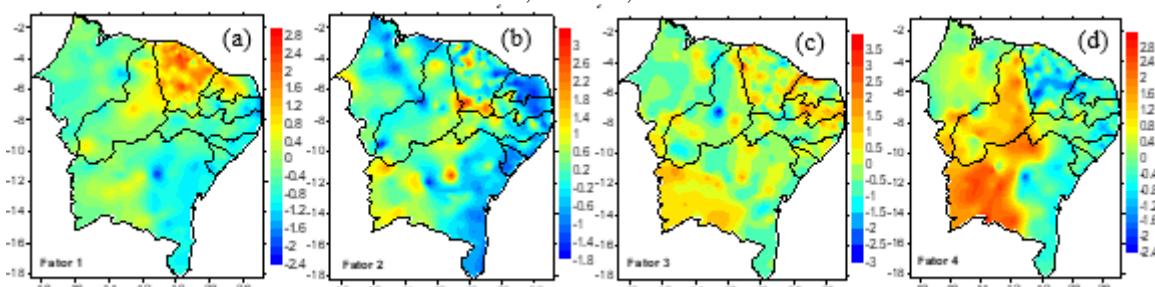
Para o índice CDD, os seis primeiros fatores extraídos explicam 60,8% da variância total acumulada do índice CDD, Tabela 14, e conforme o critério de Kaiser ou raiz latente, os seis primeiros fatores apresentam autovalores superiores a uma unidade, tornando os fatores significativos.

Tabela 14- Componentes e percentual da variância explicada do índice CDD, no NEB, 1965-2017

Componentes iniciais			Cargas rotacionadas			
	Total	Variância %		Total	Variância %	
1	24,2	45,7	45,7	13,5	25,6	25,6
2	2,8	5,3	51,0	4,9	9,3	34,9
3	1,7	3,2	54,2	4,8	9,0	43,9
4	1,2	2,3	56,6	4,2	7,9	51,8
5	1,2	2,2	58,8	2,7	5,1	56,9
6	1,1	2,1	60,8	2,1	4,0	60,8
7	1,0	1,8	62,7			
...			
53	0,1	0,3				

O Fator 1 do índice CDD, Figura 32(a), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte abrangendo o estado no Ceará e Rio Grande do Norte, associada a posição da ZCIT mais ao norte de sua posição climatológica, resultando nos ventos alísios de nordeste enfraquecidos e anos mais secos no NEB. O Fator 2, Figura 32(b), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte central, estando associada a atuação dos VCAN que devido a subsidência do seu centro, aumenta a pressão e inibe a formação de nuvens. O Fator 3, Figura 32(c), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas e na parte sudoeste do NEB, associadas possivelmente pela variabilidade interanual do ENSO. O Fator 4, Figura 32(d), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor sudoeste do estado da Bahia e central do NEB, possivelmente associadas a posição da VCAN e perda de umidade das massas de ar ao penetrar o interior. No sul do Nordeste brasileiro, mais especificamente no Estado da Bahia, atuam sistemas meteorológicos que são responsáveis por precipitação, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul, o vórtice ciclônico de altos níveis, brisas terrestres, ondas de leste e sistemas frontais ou seus vestígios (TANAJURA et al. 2010). Os Fatores 5 e 6, Figuras 32(e,f), apresentam as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas, a inibição de chuvas nessas áreas estão provavelmente moduladas por sistemas ciclônicos de altos níveis. A CP1 apresenta as maiores correlações em 1988, 1992, 1994, 1997, 1999, 2002, 2005, 2007, 2010, 2013, 2016 e 2017 anos de El Niño de intensidade moderado e fraco. Conforme Nóbrega et al. (2016), quando se configura o fenômeno El Niño ocorre o deslocamento da Célula de Walker para o Pacífico Leste devido ao aquecimento anômalo da superfície do mar, favorecendo subsidência de ar sobre a bacia centro-oeste e sobre o Atlântico Equatorial, incluindo o NEB, o que explicaria episódios de seca nessa região. A CP4 apresenta as maiores correlações em 1969 (ano de El Niño) e 2011, ano de La Niña, mas que registrou altas temperaturas, Figura 32(g). As maiores correlações da CP5 foram em 1990, ano de ocorrência de seca no NEB, Figura 32(h). Os nove fatores extraídos do índice CWD, explicam 63,13% da variância total, Tabela 15.

Figura 32- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f) e temporal (g, h) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CDD, no NEB, 1965-2017



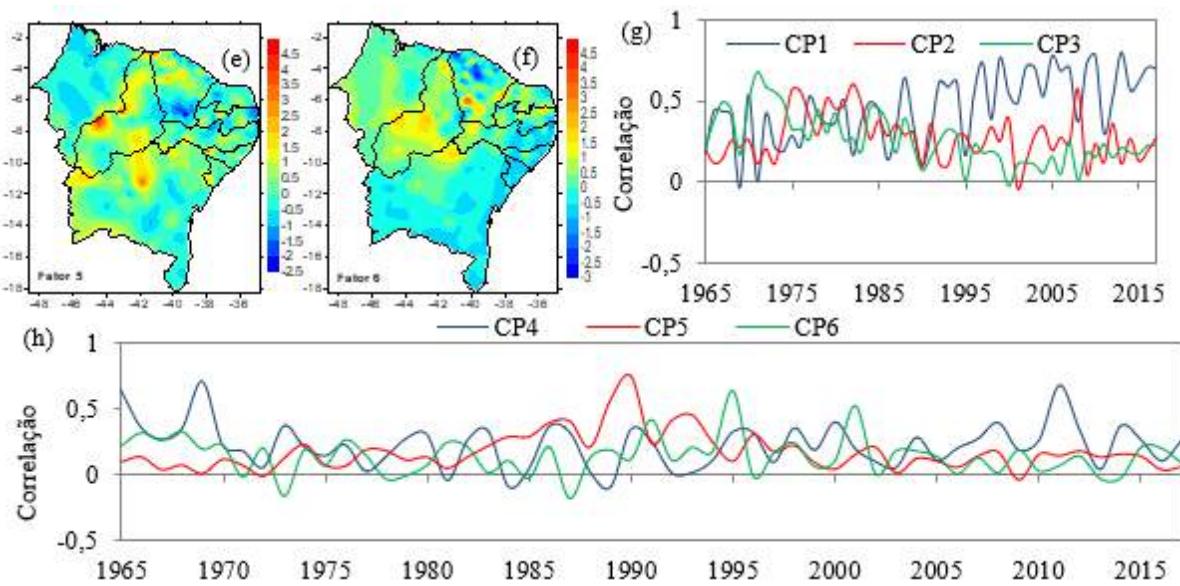


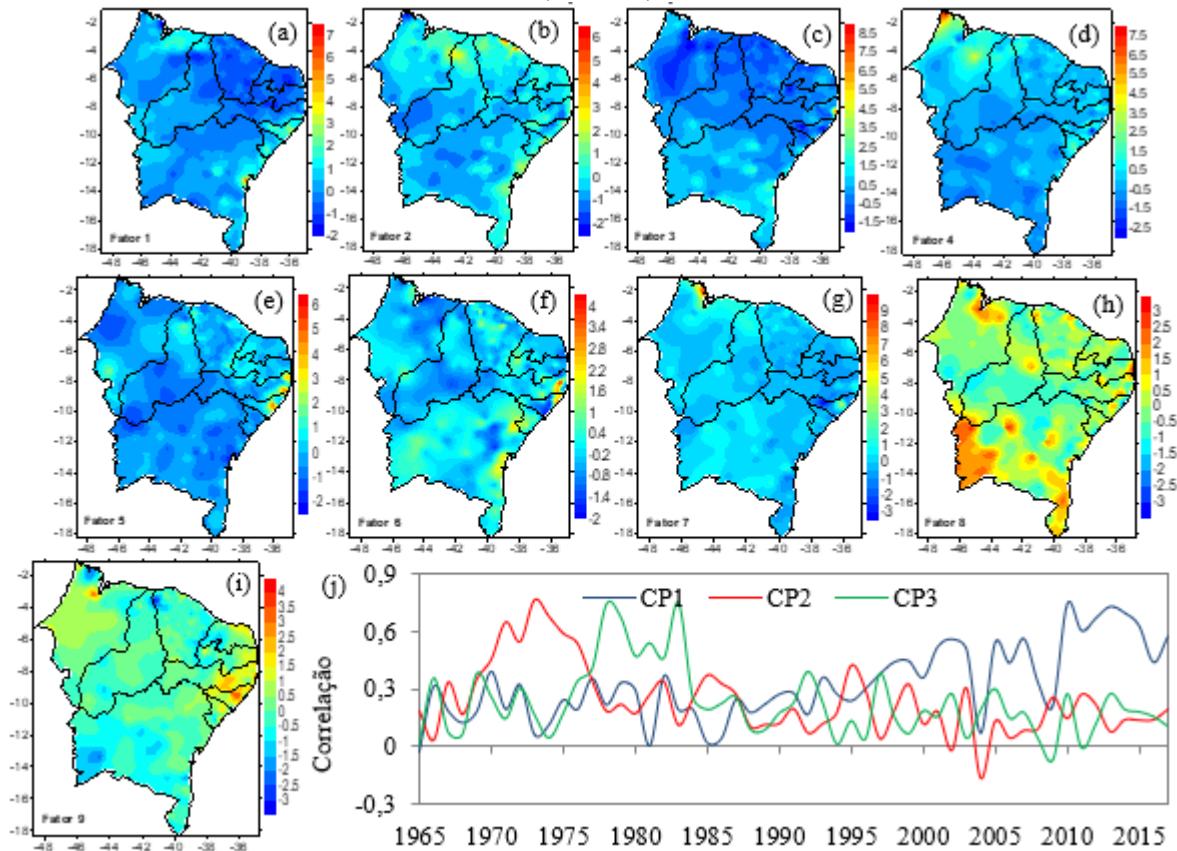
Tabela 15- Componentes e percentual da variância explicada do índice CWD, no NEB, 1965-2017

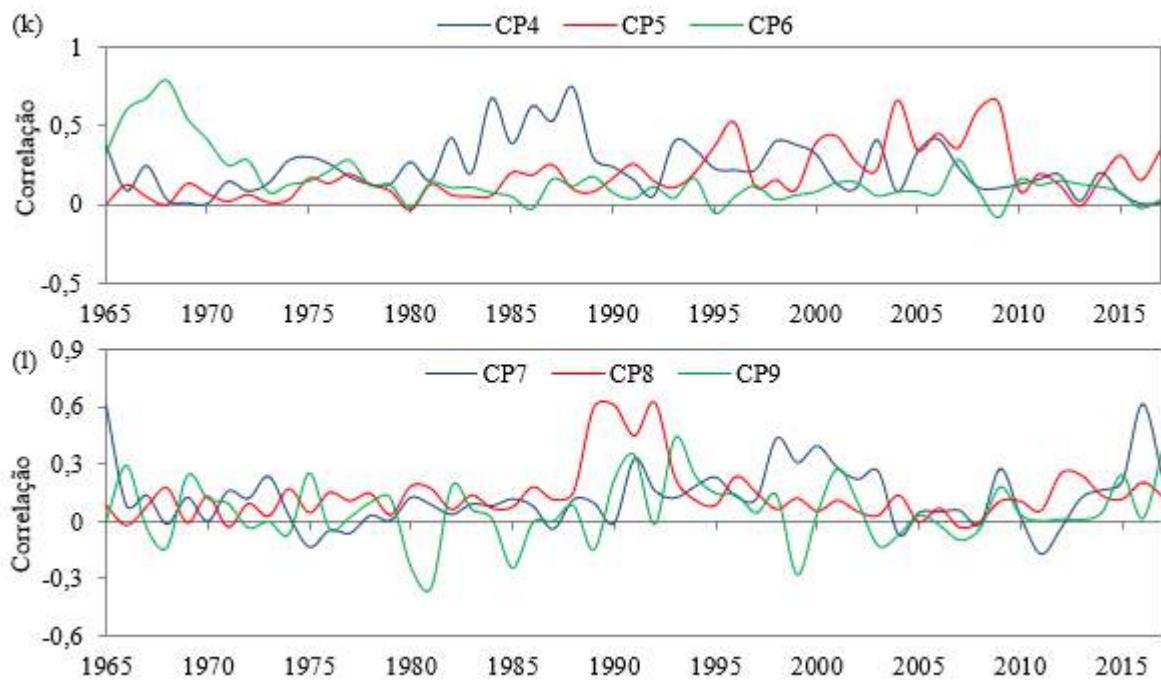
	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	20,26	38,22	38,22	7,63	14,40	14,40
2	3,03	5,71	43,93	4,85	9,14	23,54
3	2,33	4,39	48,33	4,49	8,48	32,02
4	1,84	3,47	51,79	4,44	8,38	40,40
5	1,36	2,57	54,36	3,48	6,57	46,97
6	1,32	2,48	56,85	2,78	5,25	52,22
7	1,25	2,36	59,21	2,17	4,09	56,30
8	1,06	2,00	61,21	2,14	4,05	60,35
9	1,02	1,92	63,13	1,48	2,78	63,13
10	0,97	1,82	64,96			
11	0,89	1,68	66,64			
12	0,85	1,60	68,24			
...			
53	0,15	0,28	100			

As cargas do Fator 1, Figura 33(a) explicam 14,4% da variância, os maiores valores concentram-se na parte leste do NEB, possivelmente associado a penetração de sistemas frontais e sistemas ondulatórios de leste. O Fator 2, Figura 33(b) rotacionado explica 9,14% da variância, as maiores cargas fatoriais localizam-se no setor norte do estado do Ceará, provavelmente associados a atuação da ZCIT. O Fator 3, Figura 33(c), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do estado de Pernambuco, com chuvas associadas a atuação da ZCIT, sistemas frontais e ondas de leste. O Fator 4, Figura 33(d), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, com o CWD associado a atuação da ZCIT. O Fator 5, Figura 33(e), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte litorânea do NEB, indicando influência de sistemas ondulatórios e atuação da ZCIT na produção de chuvas. O

Fator 6, Figura 33(f), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte leste do NEB, possivelmente associada a distúrbios ondulatórios de leste e complexos convectivos de mesoescala (CCM) aumentando o fluxo de umidade na costa leste do NEB. As maiores cargas fatoriais do Fator 7, Figura 33(g), localiza-se na parte norte do estado do Maranhão, área de influência da ZCIT. O Fator 8, Figura 33(h), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte sul e sudoeste da Bahia, e em áreas isoladas na parte norte e leste do NEB, o aumento da umidade na parte sul do NEB deve-se a atuação da ZCAS, VCAN e sistemas frontais. As maiores cargas do Fator 9, Figura 33(i), localizam-se no setor norte do estado do Maranhão e setor leste do NEB, associadas a atuação da ZCIT, devido ao aquecimento da TSM do Atlântico Sul favorecendo a atividade convectiva. A CP1 apresenta as maiores correlações em 2010 e 2013, a CP2 em 1973, ano de La Niña forte e a CP3 apresenta as maiores correlações em 1978 e 1983, Figura 33(j). A CP4 em 1984 e 1988, anos de La Niña de intensidade leve e forte, respectivamente, as maiores correlações da CP5 ocorreram em 2004 e 2009, ano de La Niña de intensidade leve e a CP6 em 1968, Figura 33(k). A CP7 apresenta as maiores correlações no ano de 2016 e a CP8 em 1990 e 1992, Figura 33(l).

Figura 33- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i) e temporal (j, k, l) das cargas fatoriais rotacionadas do índice CWD, no NEB, 1965-2017





De modo a identificar áreas com diferentes padrões de precipitação, considerou-se o índice PRCPTOT e com base nas maiores cargas fatoriais rotacionadas, conforme o critério de Kaiser, os quatro primeiros fatores rotacionados explicam 78,1% da variância total, ou seja, quanto da variância total da série analisada pode ser associada aos fatores, Tabela 16.

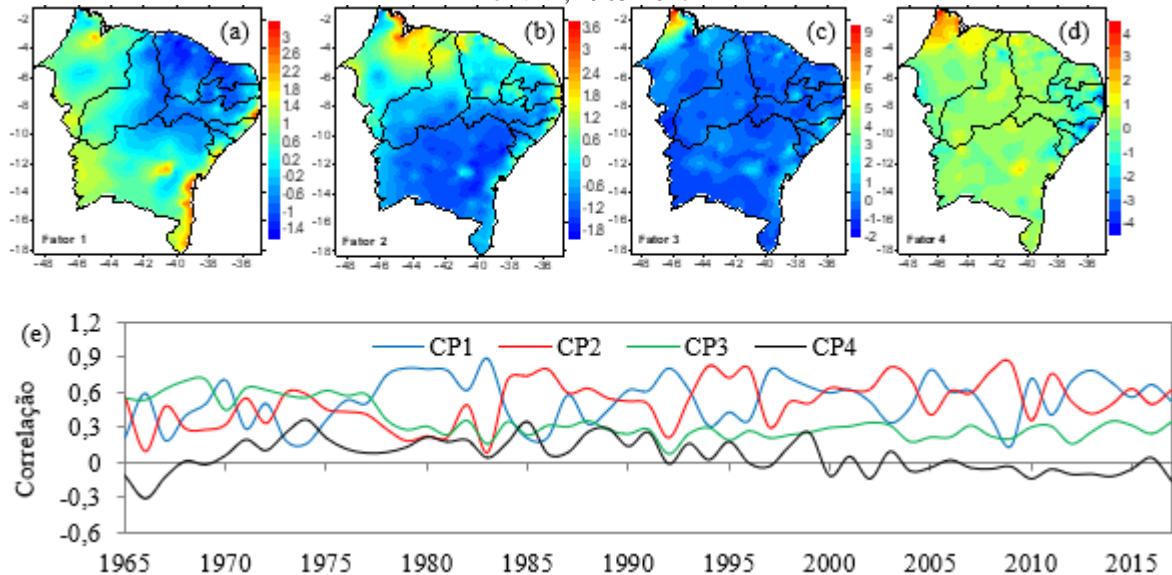
Tabela 16- Componentes e percentual da variância explicada do índice PRCPTOT, no NEB, 1965-2017

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	35,3	66,6	66,6	16,5	31,1	31,1
2	3,4	6,5	73,0	15,8	29,9	61,0
3	1,6	3,1	76,1	7,8	14,7	75,7
4	1,1	2,0	78,1	1,3	2,4	78,1
5	0,8	1,6	79,7			
...			
53	0,05	0,09	100			

Com base nos valores máximos das cargas fatoriais rotacionadas, o Fator 1, apresenta os maiores valores no setor leste do NEB e em algumas áreas isoladas, com chuvas associadas a sistemas frontais e ZCIT, Figura 34(a). O Fator 2, apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão, associada a atuação da ZCIT, Figura 34(b). Os Fatores 3 e 4, apresentam as maiores cargas fatoriais no noroeste do estado do Maranhão, com predominância de chuvas provenientes da ZCIT, Figuras 34(c, d). A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 1980, 1983, 1992 (anos de El Niño) e 1979, 1981, 1997, 2005, 2013

(anos neutros), e a CP2 nos anos de 1984, 1985, 1986, 1994, 1995, 1996, 2009 (anos neutros) e 2003 ano de El Niño, e 2011, La Niña, Figura (e), a variabilidade climática da circulação atmosférica no NEB, nos anos de ENSO neutro está associada a sistemas regionais e influência do Atlântico Tropical, sendo modulada por ciclos sazonais e condições de seca de vários anos.

Figura 34- Distribuição espacial (a, b, c, d) e temporal (e) das cargas fatoriais rotacionadas do índice PRCPTOT, no NEB, 1965-2017



Conforme o critério de Kaiser, considerando os autovalores abaixo de uma unidade insignificantes, a variância total explicada do índice R10 é de 77,62%.

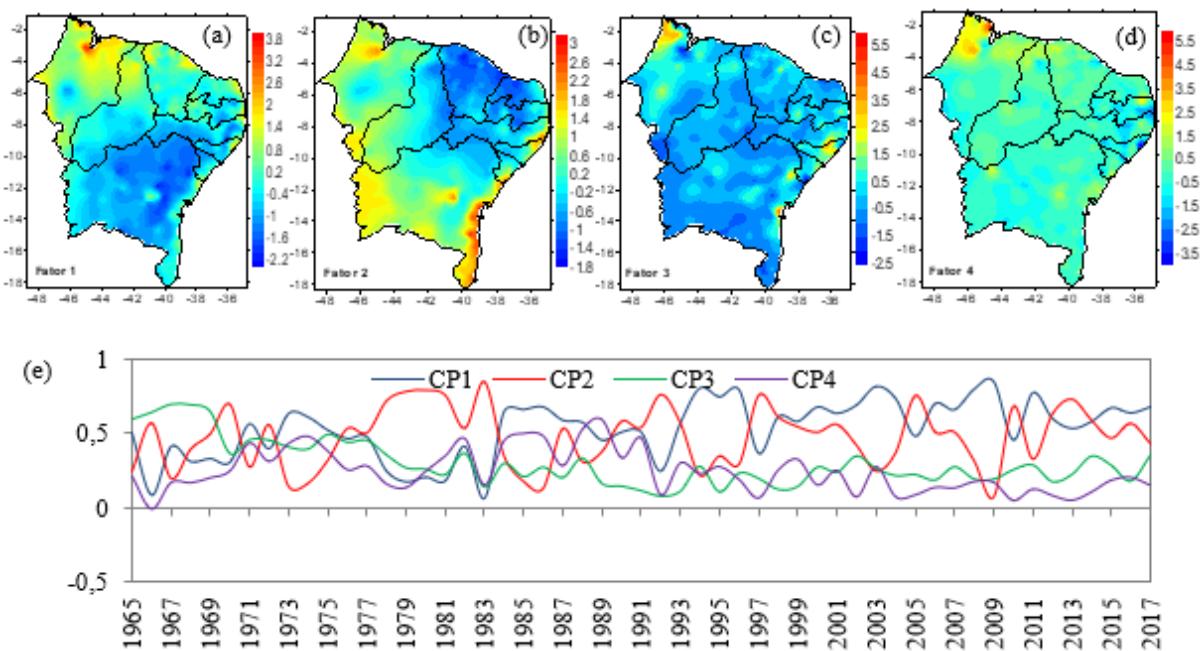
Tabela 17- Componentes e percentual da variância explicada do índice R10, no NEB, 1965-2017

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	34,98	66,00	66,00	16,78	31,65	31,65
2	3,49	6,58	72,58	14,19	26,77	58,42
3	1,63	3,07	75,65	6,04	11,40	69,82
4	1,04	1,97	77,62	4,13	7,80	77,62
5	0,89	1,68	79,31			
...			
53	0,06	0,11	100			

As maiores cargas fatoriais do Fator 1, Figura 35(a) localiza-se no setor norte do estado do Maranhão, área de atuação da ZCIT. O Fator 2, Figura 35(b), apresenta as maiores cargas fatoriais, na parte leste do NEB, área de atuação de sistemas frontais e ZCIT. O Fator 3, Figura 35(c), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte noroeste e leste, associada a atuação da ZCIT e sistemas frontais. As maiores cargas fatoriais do Fator 4,

Figura 35(d), localiza-se no setor noroeste, área de atuação da ZCIT. A CP1 apresenta as maiores correlações em 1994, 1995, 1996, 2009 (anos neutros) e 2003 (ano de El Niño), a CP2 apresenta as maiores correlações em 1970, 1978, 1979, 1981, e 2013 (anos neutros) e 1978, 1980, 1983, 1992 (anos de El Niño) e a CP3 em 1967 e 1968 (anos neutros), Figura 35(e).

Figura 35- Distribuição espacial (a, b, c, d) e temporal (e) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R10, no NEB, 1965-2017



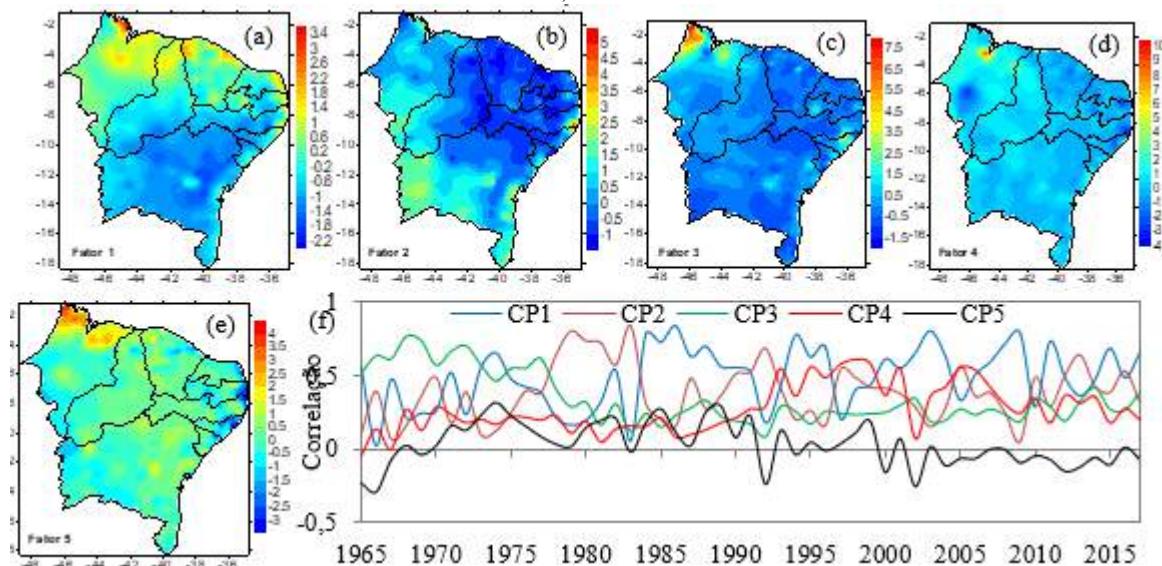
Para o índice R20, conforme o critério de Kaiser, os cinco primeiros fatores rotacionados correspondem a 72,27% da variância total explicada, Tabela 18.

Tabela 18- Componentes e percentual da variância explicada do índice R20, no NEB, 1965- 2017

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	30,55	57,64	57,64	14,52	27,39	27,39
2	3,32	6,27	63,91	9,72	18,33	45,72
3	2,21	4,17	68,08	7,58	14,30	60,02
4	1,17	2,21	70,28	5,31	10,01	70,03
5	1,05	1,99	72,27	1,19	2,24	72,27
6	0,95	1,79	74,06			
...			
53	0,07	0,14	100			

O primeiro fator rotacionado apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do NEB, área de atuação da ZCIT, Figura 36(a). As maiores cargas fatoriais do Fator 2, Figura 36(b), localiza-se na parte leste, área de atuação da ZCIT e sistemas frontais. O Fator 3, Figura 36(c), apresenta as maiores cargas na parte norte do estado do Maranhão, com a precipitação igual ou superior a 20 mm, associada a atuação da ZCIT. As maiores cargas fatoriais do Fator 4, Figura 36(d), abrange parte noroeste, com chuvas associadas a ZCIT. O Fator 5, Figura 36(e), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte e em área isoladas com chuvas associadas a ZCIT e sistemas frontais. A CP1 apresenta as maiores correlações em 1984, 1986, 1994, 2009 (anos de ENSO neutro), 2003 (ano de El Niño) e 2011 (ano de La Niña); a CP2 apresenta as maiores correlações 1979 (ano de ENSO neutro) e 1983 (ano de El Niño); e a CP3 nos anos de 1968 e 1972 (anos de ENSO neutro), Figura 36(f).

Figura 36- Distribuição espacial (a, b, c, d, e) e temporal (f) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R20, no NEB, 1965-2017



Para o índice R50, foram extraídos dez fatores rotacionados que explicam 62,17% da variância total, conforme o critério de Kaiser, Tabela 19.

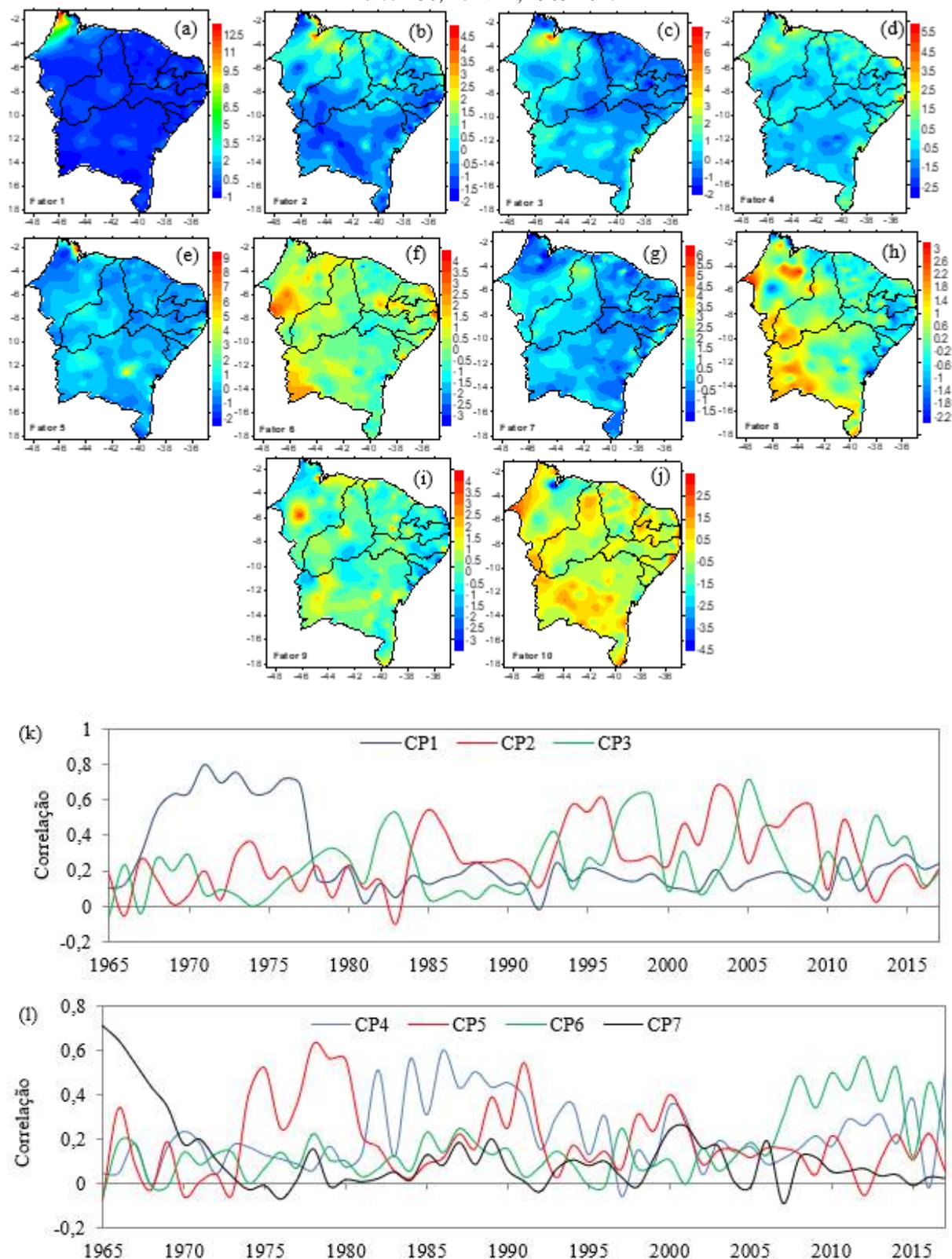
Tabela 19- Componentes e percentual da variância explicada do índice R50, no NEB, 1965-2017

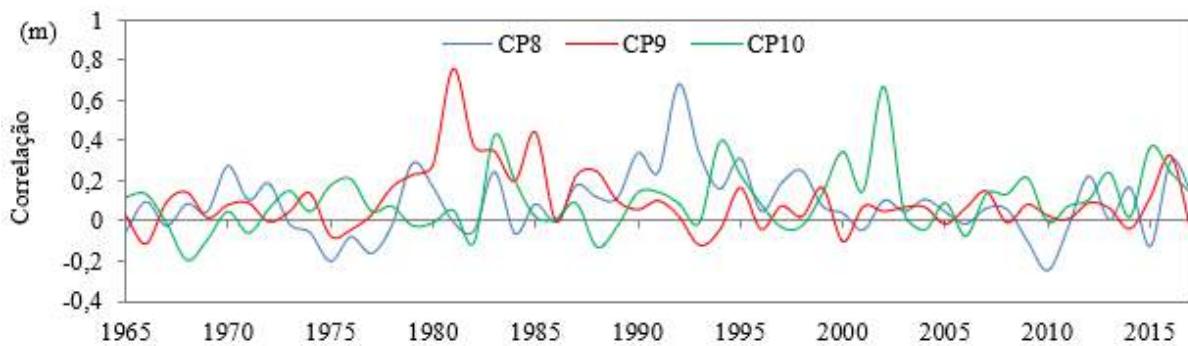
	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	18,46	34,82	34,82	5,86	11,05	11,05
2	3,12	5,88	40,70	5,64	10,64	21,69
3	2,34	4,41	45,11	4,56	8,60	30,29
4	1,67	3,15	48,26	3,84	7,25	37,54
5	1,48	2,79	51,04	3,25	6,13	43,67
6	1,35	2,55	53,60	2,53	4,77	48,45
7	1,29	2,43	56,03	2,05	3,86	52,31

8	1,17	2,22	58,24	1,75	3,31	55,62
9	1,07	2,01	60,26	1,74	3,28	58,89
10	1,01	1,91	62,17	1,73	3,27	62,17
11	0,93	1,75	63,92			
...			
53	0,13	0,25	100			

Considerando os valores máximos das cargas fatoriais do índice R50, o Fator 1, Figura 37(a) apresenta os maiores valores na parte norte do estado do Maranhão, área de atuação da ZCIT. As maiores cargas fatoriais do Fator 2, Figura 37(b), localiza-se na parte norte do NEB e em área isoladas, com chuvas provenientes da ZCIT e VCAN. O Fator 3, Figura 37(c), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, área com chuvas associadas a atuação da ZCIT. O Fator 4, Figura 37(d), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor leste do estado de Pernambuco, com chuvas associadas a ZCIT, ondas de leste e sistemas frontais. As maiores cargas fatoriais do Fator 5, Figura 37(e) localiza-se na parte norte do estado do Maranhão e central do estado da Bahia, com chuvas associadas a ZCIT e sistemas frontais. O Fator 6, Figura 37(f) apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte, oeste e leste do NEB, com os fatores rotacionados relacionados com a produção de chuvas devido a atuação da ZCIT, ondas de leste e sistemas frontais. O Fator 7, Figura 37(g) apresenta pouca influência na produção de chuvas, as maiores cargas fatoriais localizam-se na parte norte do estado de Alagoas, possivelmente associadas a convergência de ventos de sul relacionados com as frentes frias, provocando pertubações ondulatórias de leste. O Fator 8, Figura 37(h), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte oeste do NEB, área de atuação da ZCIT e sistemas frontais. As maiores cargas fatoriais do Fator 9, Figura 37(i), localiza-se em áreas isoladas, área de atuação da ZCIT e VCAN. O Fator 10, Figura 37(j), apresenta as maiores cargas fatoriais em quase todo o NEB, a umidade no estado da Bahia, pode estar associada a atuação da ZCAS, devido a sua posição mais ao norte da posição média normal, no oeste do Maranhão, possivelmente associado a atuação da ZCIT, e em área isoladas a atuação da VCAN. A CP1 apresenta as maiores correlações em 1971, 1976 (anos de La Niña) e 1973 (ano de El Niño), a CP2 apresenta as maiores correlações em 2003 (ano de El Niño) e a CP3 em 2005 (ano neutro), Figura 37(k). A CP4 apresenta as maiores correlações em 1986 (ano de neutro), a CP5 em 1978 (ano de El Niño), a CP6 em 2012 (ano de La Niña) e a CP7 em 1965 (ano de neutro), Figura 37(l). A CP8 apresenta as maiores correlações em 1992 (ano de El Niño), a CP9 em 1981 (ano neutro) e a CP10 em 2002 (ano neutro), Figura 37(m).

Figura 37- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j) e temporal (k, l, m) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R50, no NEB, 1965-2017





O índice R95p apresenta elevada variabilidade climática. Foram extraídos 13 fatores rotacionados que explicam 63,01% da variância total, Tabela 20.

Tabela 20- Componentes e percentual da variância explicada do índice R95p para o NEB, período de 1965 a 2017.

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	13,61	25,68	25,68	5,04	9,51	9,51
2	3,60	6,80	32,48	4,61	8,69	18,20
3	2,64	4,98	37,46	2,94	5,55	23,75
4	1,93	3,65	41,10	2,52	4,76	28,51
5	1,74	3,28	44,38	2,47	4,67	33,18
6	1,56	2,95	47,33	2,43	4,58	37,76
7	1,51	2,85	50,18	2,22	4,18	41,94
8	1,29	2,44	52,62	2,11	3,98	45,92
9	1,20	2,26	54,88	1,97	3,72	49,65
10	1,18	2,22	57,10	1,93	3,65	53,30
11	1,09	2,06	59,16	1,88	3,55	56,84
12	1,04	1,96	61,12	1,70	3,21	60,05
13	1,00	1,89	63,01	1,57	2,96	63,01
14	0,95	1,79	64,80			
...			
53	0,16	0,30	100			

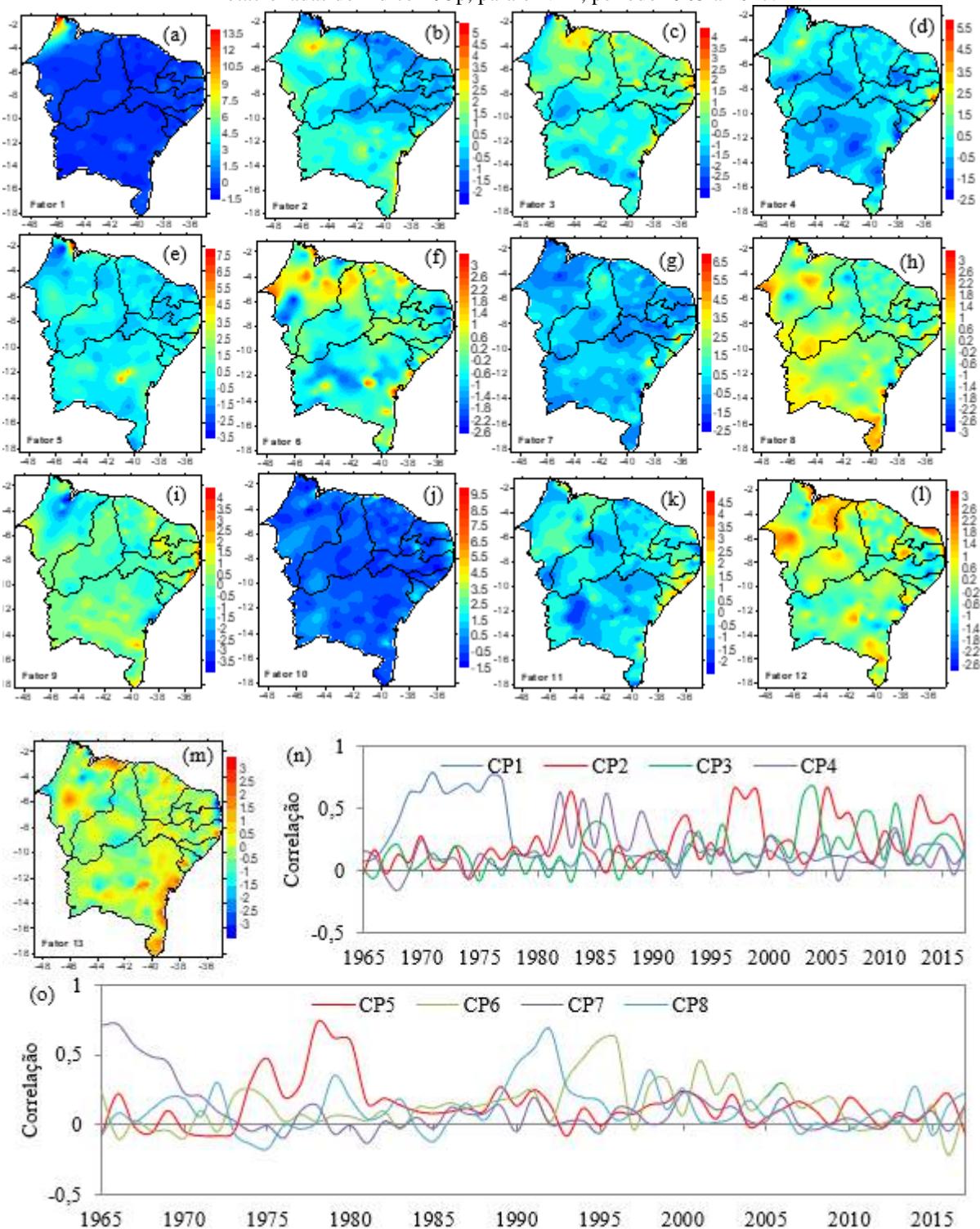
Para o índice R95p, o Fator 1, apresenta as maiores cargas fatoriais rotacionadas no setor norte do estado do Maranhão, área com chuvas associadas a atuação da ZCIT, Figura 38(a). As maiores cargas fatoriais do Fator 2, Figura 38(b), localiza-se em áreas isoladas no setor noroeste e sudeste do NEB, áreas de atuação ZCIT e sistemas frontais, respectivamente. O Fator 3, Figura 38(c), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte e leste do NEB, áreas de atuação da ZCIT, sistemas frontais, ondas de leste e VCAN. O Fator 4, Figura 38(d), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor leste dos estados de Pernambuco e Alagoas, provavelmente com chuvas associadas a atuação da ZCIT, ondas de leste e sistemas frontais.

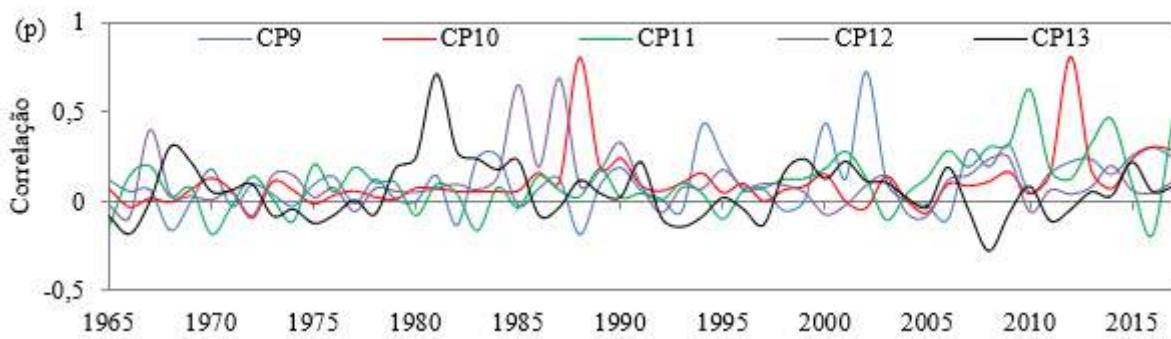
O Fator 5, Figura 38(e), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte norte do estado do Maranhão, com chuvas provavelmente associadas a atuação da ZCIT, e na parte central do estado da Bahia, provavelmente associadas a atuação de sistemas frontais. As maiores cargas fatoriais do Fator 6, Figura 38(f), encontram-se na parte noroeste e norte, associada a atuação da ZCIT, e na parte leste com chuvas associadas a penetração de sistemas frontais.

O Fator 7, Figura 38(g), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste, áreas que recebe chuvas provenientes de sistemas frontais e ZCIT. O Fator 8, Figura 38(h), apresenta as maiores cargas fatoriais, no setor oeste e sul do NEB, provavelmente associadas a atuação da ZCAS e penetração de sistemas frontais. O Fator 9, Figura 38(i), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do NEB, área que recebe umidade proveniente de sistemas frontais e ZCIT. O Fator 10, Figura 38(j), apresenta as maiores cargas fatoriais em uma pequena área na parte norte do estado do Ceará, associadas a atuação da ZCIT. As maiores cargas fatoriais do Fator 11, Figura 38(k), localizam-se no setor leste do NEB, provavelmente associadas a atuação de sistemas frontais e ZCIT. As maiores cargas fatoriais referente ao Fator 12, Figura 38(l), localizam-se no setor norte, área de atuação da ZCIT, parte sul do estado da Bahia, provavelmente associada a atuação da ZCAS e no setor leste e norte do NEB, associada a penetração de sistemas frontais e pertubações ondulatórias de leste.

O Fator 13, Figura 38(m), apresentam as maiores cargas fatoriais no setor noroeste, área de atuação da ZCIT e no setor sudeste do NEB, área de atuação de sistemas frontais. A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 1971 e 1976 (anos de La Niña), a CP2 nos anos de 1982 e 1997 (anos de ENSO neutro) e 1999 e 2005 (anos de La Niña), a CP3 no ano de 2004 (ano de ENSO neutro), a CP4 nos anos de 1982 e 1986 (anos de ENSO neutro), Figura 38(n). A CP5 apresenta as maiores correlações em 1978 (ano de El Niño), a CP6 nos anos de 1996 (ano de ENSO neutro), a CP7 no ano de 1966 (ano de El Niño) e a CP8 no ano de 1992 (ano de El Niño), Figura 38(o). A CP9 apresenta as maiores correlações no ano de 2002 (ano de ENSO neutro), a CP10 no ano de 1998 (ano de El Niño) e 2012 (ano de La Niña), a CP11 no ano de 2010 (ano de El Niño), a CP12 no ano de 1985 (ano de ENSO neutro) e em 1987 (ano de El Niño) e a CP13 em 1981 (ano de ENSO neutro), Figura 38(p).

Figura 38- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m) e temporal (n, o, p) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R95p, para o NEB, período 1965 a 2017.





O índice R99p apresenta elevada variabilidade climática, através da PCA foram extraídos 19 fatores rotacionados que explicam 60,78% da variância total, Tabela 21, a definição dos fatores foi realizada pelo autovalor, considerando o critério de Kaiser. O índice R99p é referente a 1% das maiores chuvas diárias que possivelmente apresenta várias situações de precipitação isolada, sendo necessário um número maior de componentes para explicar a variância total.

Tabela 21- Componentes e percentual da variância explicada do índice R99p, no NEB, 1965-2017

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	5,58	10,53	10,53	2,65	5,00	5,00
2	2,62	4,93	15,46	2,35	4,43	9,43
3	2,02	3,82	19,28	2,05	3,87	13,30
4	1,88	3,54	22,82	1,86	3,51	16,81
5	1,87	3,52	26,34	1,82	3,44	20,25
6	1,64	3,09	29,43	1,79	3,38	23,63
7	1,61	3,04	32,48	1,75	3,30	26,93
8	1,56	2,95	35,42	1,70	3,21	30,14
9	1,42	2,68	38,11	1,63	3,08	33,22
10	1,41	2,66	40,77	1,63	3,07	36,29
11	1,37	2,58	43,35	1,51	2,85	39,14
12	1,35	2,54	45,89	1,51	2,84	41,98
13	1,25	2,35	48,24	1,47	2,78	44,76
14	1,18	2,22	50,46	1,44	2,72	47,48
15	1,17	2,20	52,66	1,44	2,72	50,20
16	1,12	2,12	54,78	1,44	2,71	52,91
17	1,10	2,08	56,85	1,43	2,70	55,61
18	1,05	1,98	58,83	1,42	2,69	58,29
19	1,03	1,94	60,78	1,31	2,48	60,78
20	0,98	1,84	62,62			
...			
53	0,26	0,49	100			

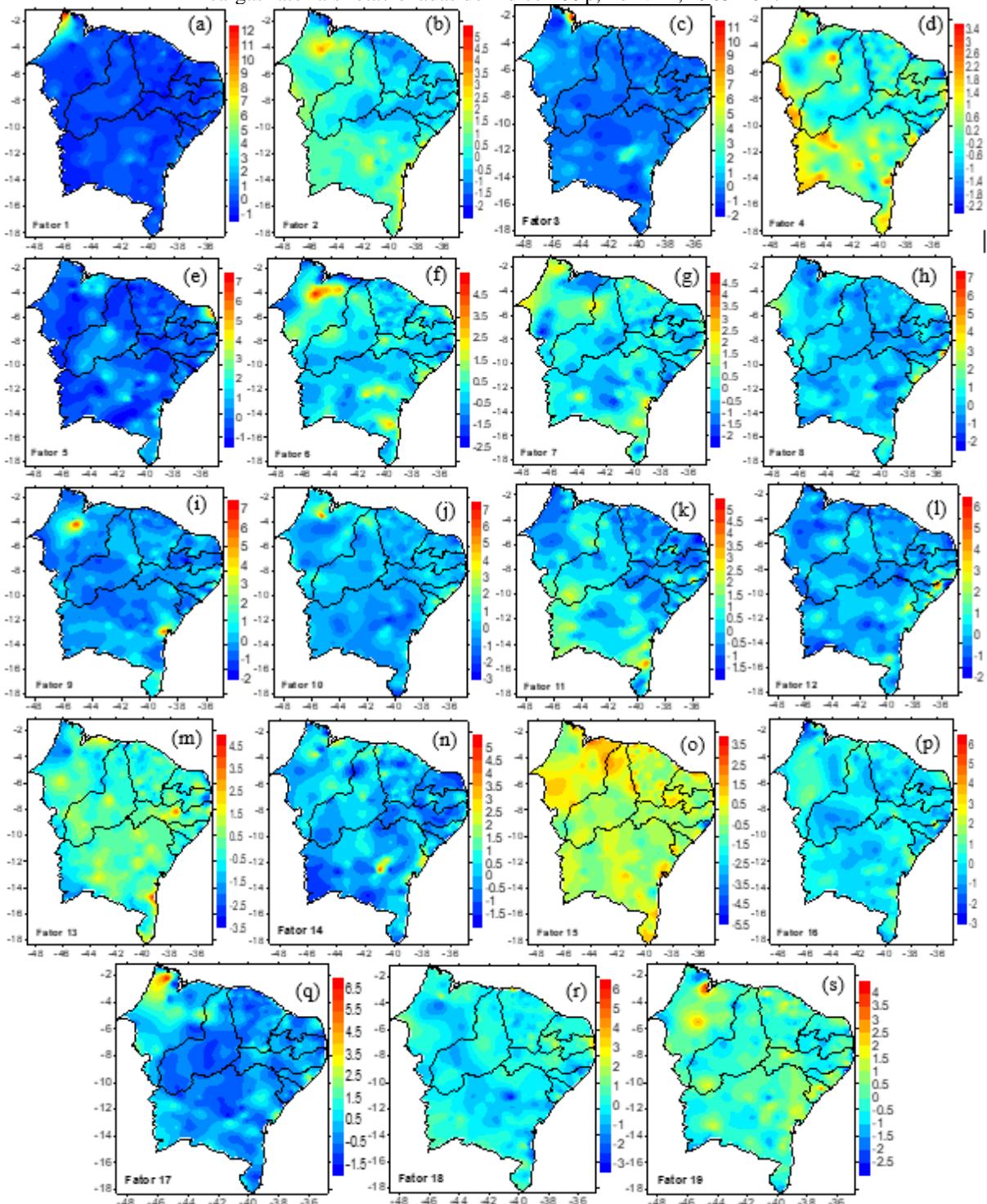
Para o índice R99p, o Fator 1, Figura 39(a), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão, com a umidade relacionada a atuação da ZCIT, o Fator 2, Figura 39(b), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor noroeste do NEB, área de atuação de sistemas frontais e ZCIT. O Fator 3, Figura 39(c), apresenta as maiores cargas fatoriais no norte do estado do Maranhão, área de atuação da ZCIT. O Fator 4, Figura 39(d), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte oeste e áreas isoladas no estado da Bahia, possivelmente com chuvas associadas a penetração da ZCAS, localizada mais ao norte de sua posição normal. As maiores cargas fatoriais referente ao Fator 5, Figura 39(e), localizam-se na parte leste do Rio Grande do Norte, associada a penetração de sistemas frontais e perturbações ondulatórias de leste. O Fator 6, Figura 39(f), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte central do estado do Maranhão, área de abrangência da ZCIT.

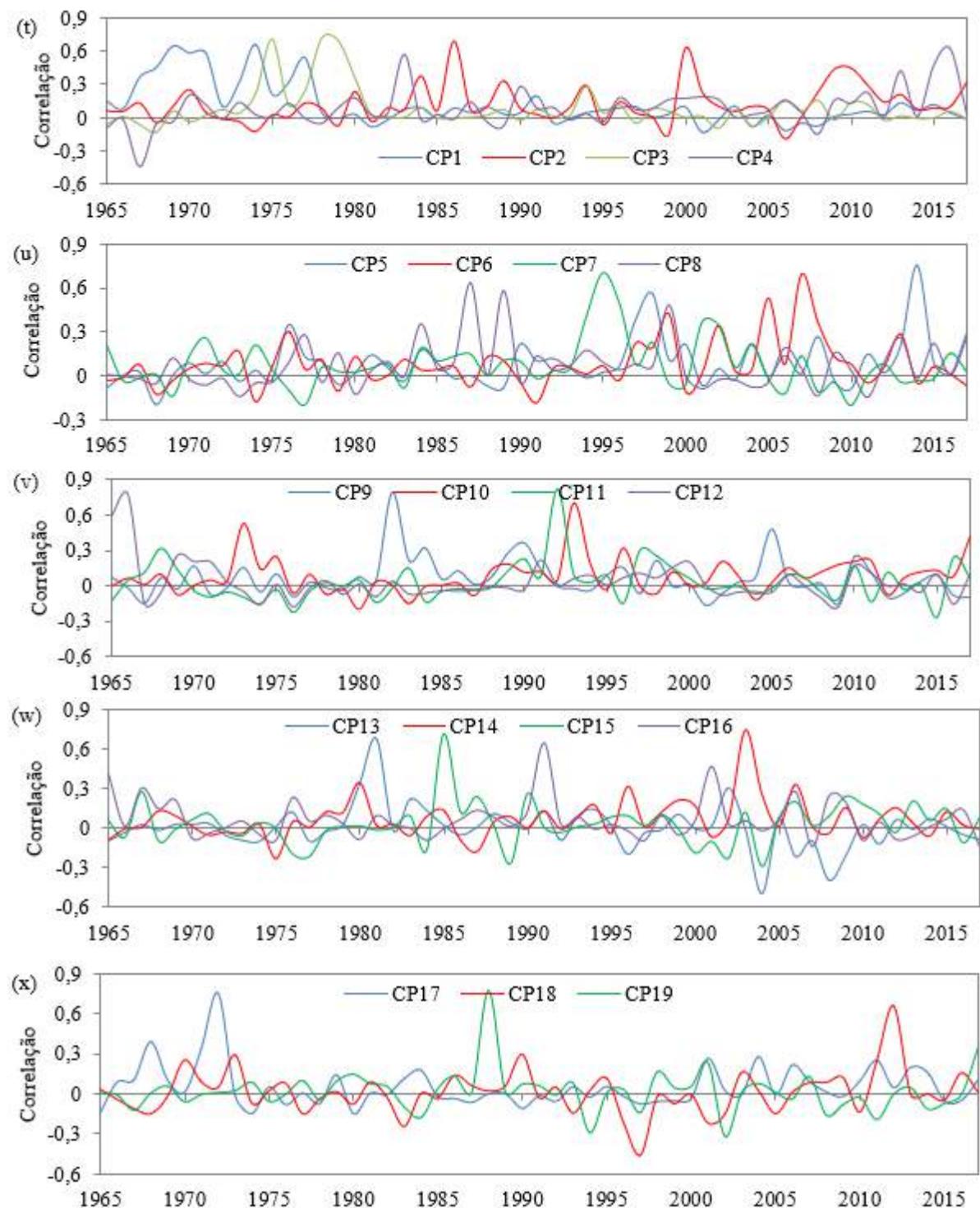
O Fator 7, Figura 39(g), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte norte e leste do NEB, áreas de influência da ZCIT e sistemas frontais, respectivamente. O Fator 8, Figura 39(h), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste dos estados de Alagoas e Sergipe, área de influência da ZCIT e sistemas frontais. As maiores cargas fatoriais do Fator 9, Figura 39(i), localizam-se na parte central do estado do Maranhão, área de influência da ZCIT, e na parte leste do estado da Bahia, área de influência de sistemas frontais. O Fator 10, Figura 39(j), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, área de influência da ZCIT, e o Fator 11, Figura 39(k), apresenta as maiores cargas fatoriais, na parte sul do estado da Bahia, área de influência de sistemas frontais. O Fator 12, Figura 39(l), apresenta as maiores cargas fatoriais, na parte norte do estado de Alagoas, área de influência de sistemas frontais e ZCIT.

O Fator 13, Figura 39(m), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte central do estado de Pernambuco, provavelmente associadas à atuação do VCAN, e na parte sudeste do estado da Bahia, área de influência de sistemas frontais. O Fator 14, Figura 39(n), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do estado da Bahia, área de influência de sistemas frontais e ZCIT. O Fator 15, Figura 39(o), apresenta as maiores cargas fatoriais em quase todo o NEB e o Fator 16, Figura 39(p), na parte litorânea, área de influência de sistemas frontais, ZCIT e perturbações ondulatórias de leste, e em áreas isoladas possivelmente associadas a atuação de VCAN. O Fator 17, Figura 39(q), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, área de influência da ZCIT, o Fator 18, Figura 39(r), apresenta as maiores cargas fatoriais em pequena parte litorânea dos estados do Ceará e Paraíba, possivelmente associados à penetração de sistemas frontais, ZCIT e perturbações ondulatórias de leste. O Fator 19, Figura 39(s), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do

estado do Maranhão, área de influência da ZCIT. A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 1969 (ano de ENSO neutro) e 1971 e 1974 (anos de La Niña), a CP2 nos anos de 1986 (ano de ENSO neutro) e 2000 (ano de La Niña), a CP3 nos anos de 1975 e 1979 (anos de ENSO neutro) e 1978 (ano de El Niño) e a CP4 no ano de 2016 (ano de El Niño), Figuras 39(t, u, v, w, x).

Figura 39- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s) e temporal (t, u, v, w, x) das cargas fatoriais rotacionadas do índice R99p, no NEB, 1965-2017





Para o índice Rx1day, através da aplicação de PCA, foram extraídos 16 fatores rotacionados que explicam 56,63% da variância total, Tabela 22, a definição dos fatores foi realizada pelo autovalor, considerando o critério de Kaiser.

Tabela 22- Componentes e percentual da variância explicada do índice Rx1day, no NEB, 1965-2017

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	8,69	16,39	16,39	3,03	5,71	5,71
2	2,13	4,03	20,42	2,20	4,16	9,87
3	1,86	3,50	23,92	2,17	4,09	13,96
4	1,74	3,28	27,19	2,15	4,06	18,02
5	1,65	3,11	30,31	2,10	3,96	21,99
6	1,62	3,06	33,37	2,04	3,84	25,83
7	1,46	2,76	36,13	1,95	3,67	29,50
8	1,42	2,68	38,81	1,85	3,49	33,00
9	1,37	2,58	41,39	1,74	3,29	36,28
10	1,29	2,44	43,83	1,62	3,06	39,34
11	1,25	2,36	46,19	1,62	3,05	42,40
12	1,19	2,24	48,43	1,60	3,02	45,41
13	1,12	2,12	50,55	1,58	2,98	48,40
14	1,11	2,09	52,64	1,55	2,93	51,33
15	1,08	2,04	54,67	1,44	2,72	54,04
16	1,04	1,96	56,63	1,37	2,59	56,63
17	0,96	1,81	58,44			
...			
53	0,08	0,15	100			

Para o índice Rx1day, as maiores cargas fatoriais rotacionadas referentes ao Fator 1, Figura 40(a), localizam-se em pequenas áreas isoladas no estado da Bahia, provavelmente associadas a posição da ZCAS mais ao norte de sua posição normal provocando desta forma áreas de instabilidade favoráveis a produção de chuvas; na parte norte, área de atuação da ZCIT; e na parte leste, áreas de influência de sistemas frontais, perturbações ondulatórias de leste e ZCIT. As maiores cargas fatoriais do Fator 2, Figura 40(b), localizam-se na parte noroeste do NEB, área de influência da ZCIT, e no interior da Bahia possivelmente devido a presença da circulação ciclônica do VCAN no leste do NEB ter favorecido áreas de instabilidade no interior do estado da Bahia. O Fator 3, Figura 40(c), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor noroeste do NEB, área de influência da ZCIT; áreas isoladas na parte central do NEB, possivelmente associados a VCAN; e na parte costeira, área que recebe chuvas provenientes da ZCIT e perturbações ondulatórias de leste. O Fator 4, Figura 40(d), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do estado de Alagoas, possivelmente associadas a influência da ZCIT e sistemas frontais na produção de chuvas.

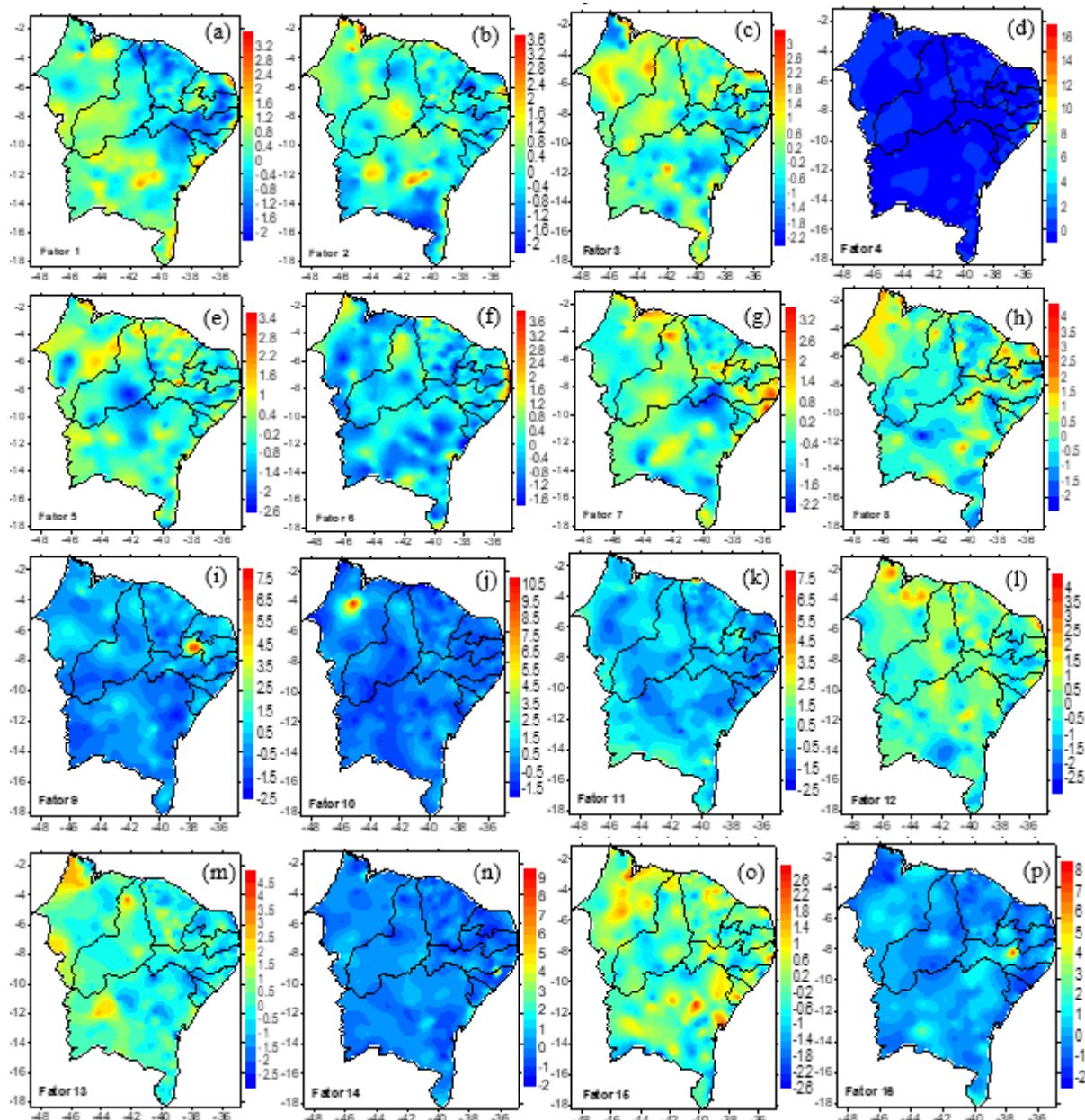
O Fator 5, Figura 40(e), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do NEB, possivelmente associada a atuação da ZCIT e da Alta Tropical do Atlântico Sul (ASAS). O

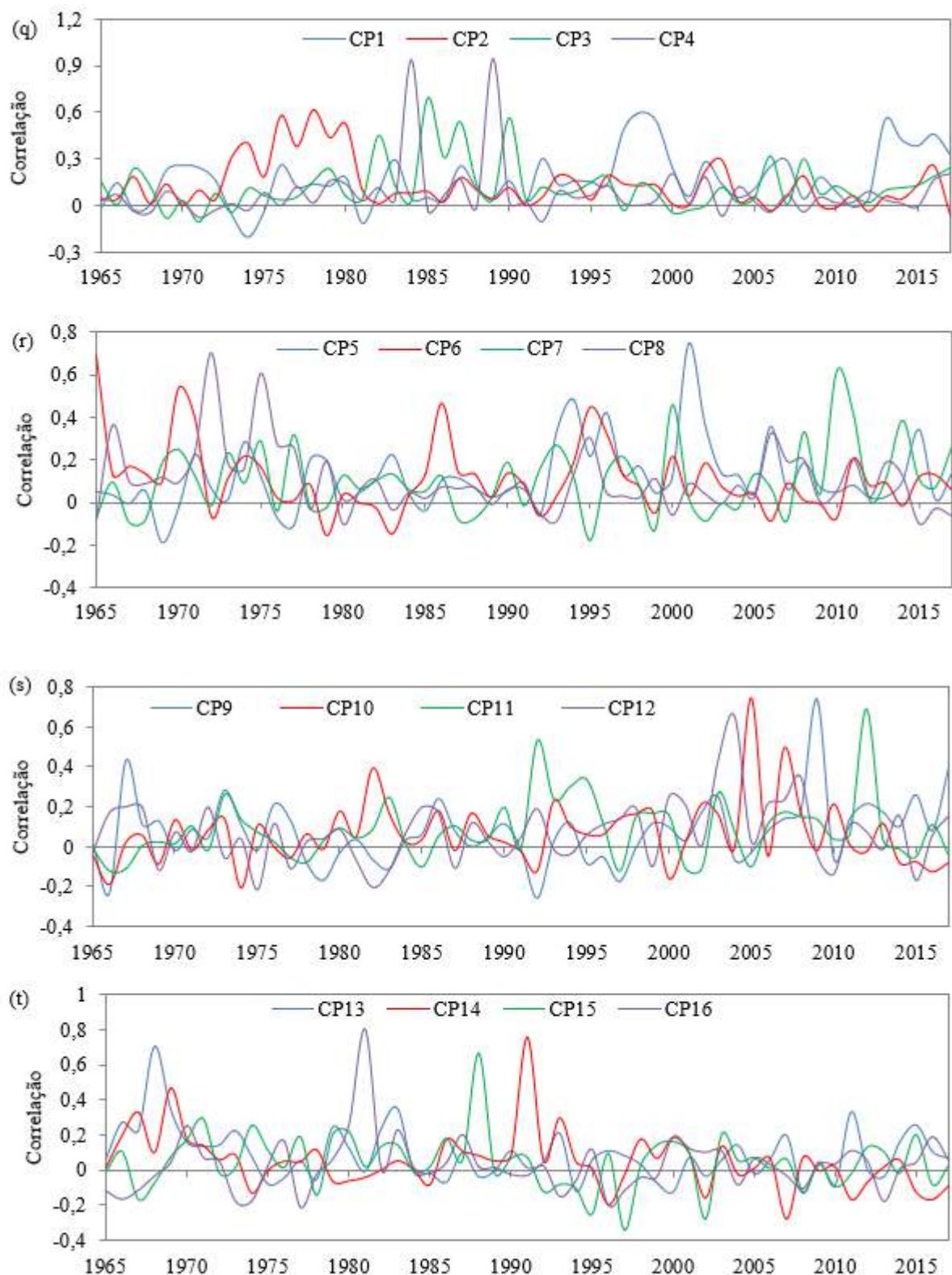
Fator 6, Figura (f), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do NEB, área de influência da ZCIT e sistemas frontais. O Fator 7, Figura 40(g), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte e leste do NEB, com chuvas possivelmente associadas a atuação da ZCIT, ASAS e VCAN. As maiores cargas fatoriais do Fator 8, Figura 40(h), localizam-se em áreas isoladas ao norte, área de influência da ZCIT e sistemas frontais; no setor leste área de influência de perturbações ondulatórias de leste e VCAN; no extremo sul, com chuvas provavelmente associadas a penetração de sistemas frontais e perturbações ondulatórias de leste. O Fator 9, Figura 40(i), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte oeste do estado da Paraíba, provavelmente devido à influência do VCAN. O Fator 10, Figura 40(j), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte central do estado do Maranhão, a produção de chuvas nessa área pode estar associada à atuação de Linhas de Instabilidade e a proximidade da ZCIT. O Fator 11, Figura 40(k), apresenta as maiores cargas fatoriais em uma pequena área no extremo norte do estado do Ceará, provavelmente associada a atuação da ZCIT. O Fator 12, Figura 40(l), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do NEB, área de atuação da ZCIT; e no setor leste, área de atuação da ZCIT e perturbações ondulatórias de leste. O Fator 13, Figura 40(m), apresenta as maiores cargas fatoriais no extremo norte, área de atuação da ZCIT; e no setor oeste do NEB, provavelmente com a produção de chuvas associadas à atuação da Alta da Bolívia e VCAN, formando a ZCAS.

O Fator 14, Figura 40(n), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado de Alagoas, área de atuação da ZCIT e sistemas frontais. O Fator 15, Figura 40(o), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas em quase todo o NEB; no setor norte, provavelmente a produção de chuvas está associada a atuação da ZCIT; no setor norte e leste, área de influência da ZCIT, ondas de leste e sistemas frontais e na parte central, área de atuação do VCAN. As maiores cargas fatoriais do Fator 16, Figura 40(p), localizam-se na parte central do estado de Pernambuco, provavelmente com a produção de chuvas associada ao deslocamento do cinto do VCAN. A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 1999 (ano de La Niña) e em 2013 (ano de ENSO neutro), a CP2 nos anos de 1976 (ano de La Niña) e 1978 (El Niño), a CP3 nos anos de 1985 (ano de La Niña) e a CP4 em 1984 (ano de La Niña), Figura 40(q). A CP5 apresenta as maiores correlações nos anos de 2001 (ano de La Niña), a CP6 em 1965 (ano de La Niña), a CP7 em 2010 (ano de El Niño), a CP8 em 1972 (ano de La Niña), Figura 40(r). A CP9 apresenta as maiores correlações em 2009 (ano de ENSO neutro), a CP10 em 2005 (ano de La Niña), a CP11 em 2012 (ano de La Niña) e a CP12 em 2004 (ano de ENSO neutro), Figura 40(s). A CP13 apresenta as maiores correlações

em 1968 (ano de El Niño), a CP14 em 1991 (ano de ENSO neutro), a CP15 em 1988 (ano de La Niña) e a CP16 em 1981 (ano de ENSO neutro), Figura 40(t).

Figura 40- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p) e temporal (q, r, s, t) das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx1day, no NEB, 1965-2017





O índice Rx5day apresenta elevada variabilidade climática, através da PCA foram extraídos 15 fatores rotacionados que explicam 61,2% da variância total, Tabela 23. considerando o critério de Kaiser.

Tabela 23- Componentes e percentual da variância explicada do índice RX5day, no NEB, 1965 a 2017.

	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	12,8	24,2	24,2	4,1	7,8	7,8
2	2,3	4,4	28,6	3,4	6,4	14,2
3	2,0	3,8	32,4	3,2	6,1	20,3
4	1,8	3,3	35,7	2,2	4,2	24,5
5	1,6	3,0	38,7	2,1	4,0	28,5
6	1,4	2,7	41,4	2,1	4,0	32,5
7	1,4	2,6	44,0	2,1	3,9	36,4
8	1,3	2,5	46,5	1,8	3,4	39,9
9	1,3	2,5	48,9	1,8	3,4	43,2
10	1,2	2,3	51,2	1,8	3,4	46,6
11	1,1	2,1	53,4	1,7	3,3	49,8
12	1,1	2,1	55,4	1,6	3,0	52,9
13	1,0	1,9	57,4	1,5	2,8	55,7
14	1,0	1,9	59,3	1,5	2,8	58,5
15	1,0	1,9	61,2	1,4	2,7	61,2
16	0,9	1,7	62,9			
...			
53	0,2	0,3	100			

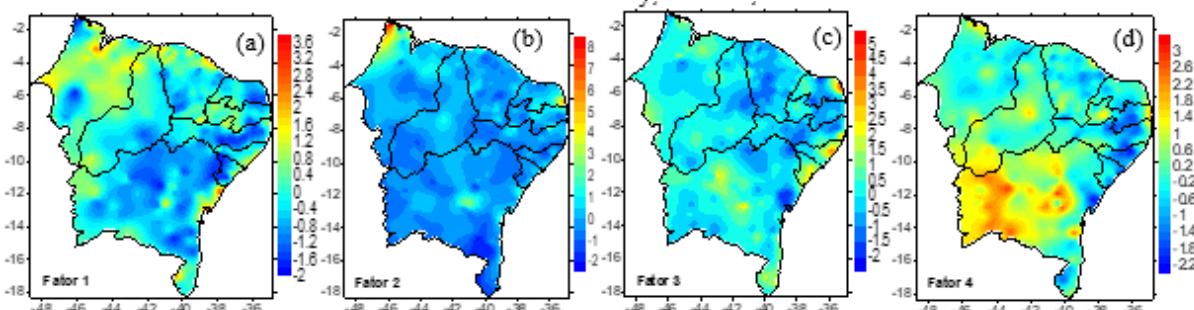
Os extremos máximos de precipitação em cinco dias, Rx5day, apresenta elevada variabilidade espacial e temporal, associada as condições oceânicas e atmosféricas que influenciam a inibição ou produção de chuvas no NEB. O Fator 1, Figura 41(a), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão, associadas a atuação da ZCIT, e no setor leste associada a penetração de sistemas frontais e a ZCIT. O Fator 2, Figura 41(b), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, área de influência da ZCIT. O Fator 3, Figura 41(c), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do NEB, área de atuação da ZCIT, distúrbios ondulatórios de leste e sistemas frontais. O Fator 4, Figura 41(d), apresenta as maiores correlações na parte sul e central do NEB, possivelmente com áreas de instabilidade associada a atuação da ZCAS e VCAN, respectivamente. As maiores correlações do Fator 5, Figura 41(e), localizam-se na costa leste e norte, área de influência da ZCIT e sistemas frontais. O Fator 6, Figura 41(f), apresenta as maiores correlações na parte sudeste do estado de Sergipe, área de atuação da ZCIT e sistemas frontais.

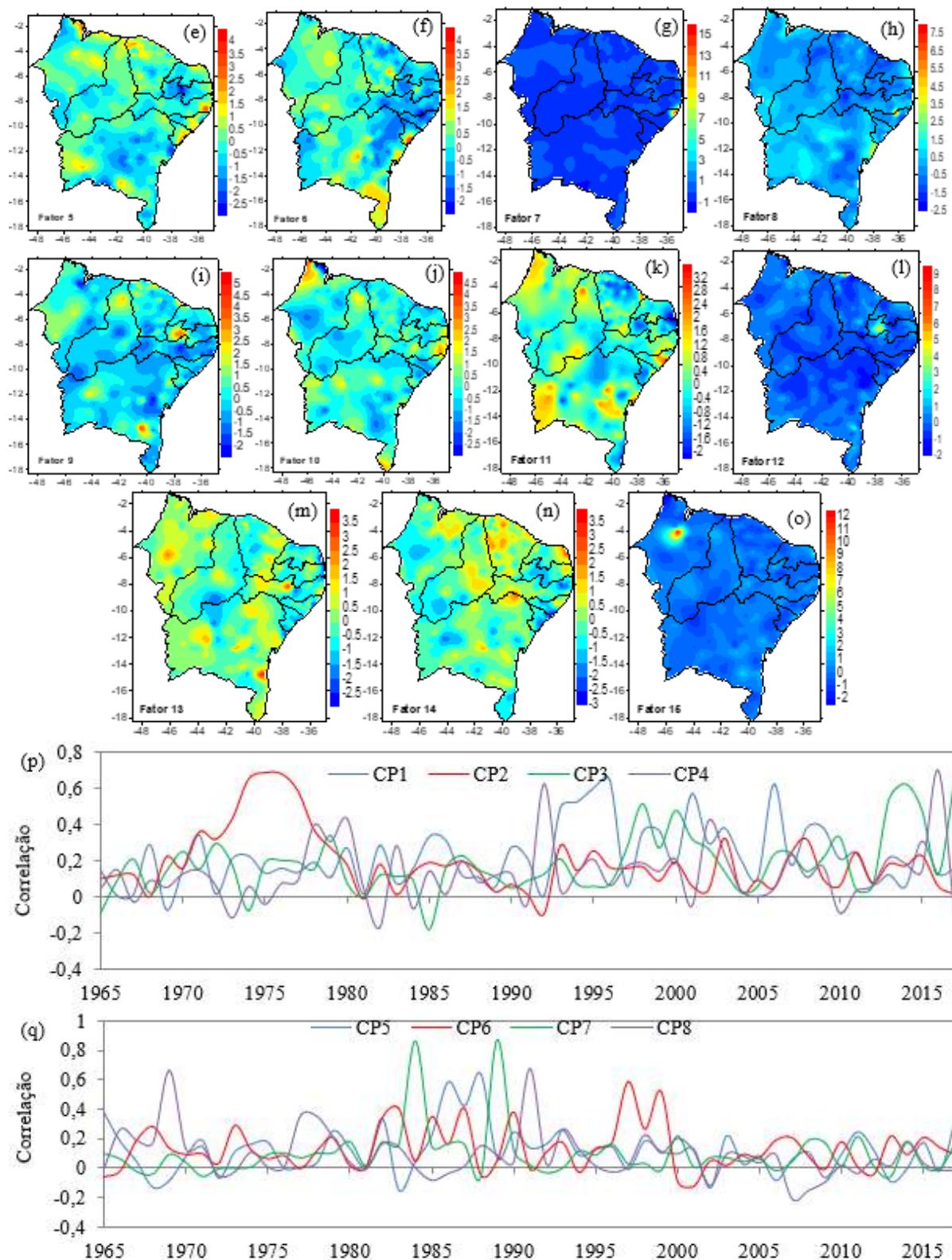
O Fator 7, Figura 41(g), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte leste do estado de Alagoas, provavelmente associado a atuação de CCM, geralmente formados devido às condições locais do continente ou oceano. O Fator 8, Figura 41(h), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado de Alagoas, possivelmente associado a atuação do

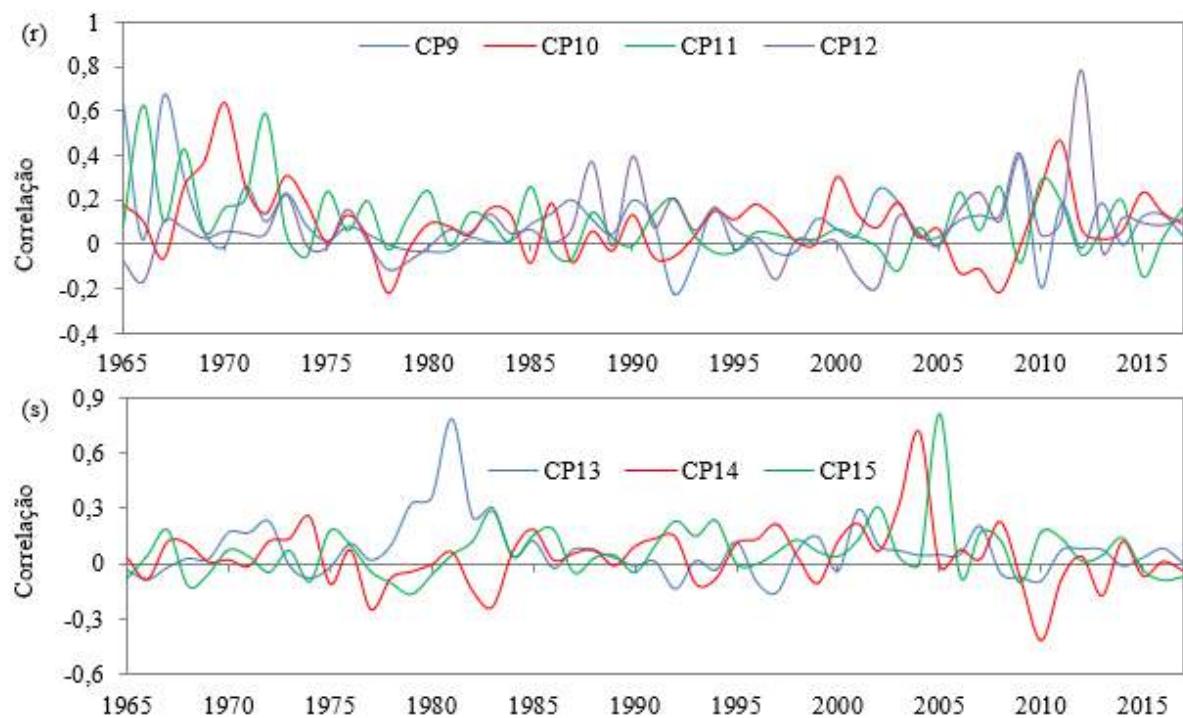
VCAN. O Fator 9, Figura 41(i), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas, no estado da Paraíba e Bahia, provavelmente associadas a atuação da VCAN que penetram o NEB, preferencialmente no verão, com uma trajetória normalmente de leste para oeste. O Fator 10, Figura 41(j), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão, possivelmente associadas a atuação da ZCIT. O Fator 11, Figura 41(k), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas do estado da Bahia, Piauí e Alagoas, possivelmente associados à atuação do CCM e VCAN, e na parte noroeste, possivelmente associadas a atuação da ZCIT. O Fator 12, Figura 41(l), apresenta as maiores cargas fatoriais no extremo norte do estado do Ceará, área de atuação da ZCIT.

O Fator 13, Figura 41(m), apresenta as maiores cargas fatoriais, apresenta as maiores cargas fatoriais em pequenas áreas isoladas no interior de Pernambuco e leste da Bahia, possivelmente associado a influência de VCAN. O Fator 14, Figura 41(n), apresenta as maiores cargas fatoriais em áreas isoladas na parte norte, central e leste do NEB, com chuvas associadas à combinação de diferentes sistemas sinóticos. O Fator 15, Figura 41(m), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte central do estado do Maranhão, área de atuação da ZCIT. A CP1 apresenta as maiores correlações em 1996 e 2006 (anos de La Niña), a CP2 em 1975 e 1976 (anos de La Niña), a CP3 em 2014 (ano de ENSO neutro) e a CP4 em 1992 (ano de El Niño) e 2016 (ano de La Niña), Figura 41(p). A CP5 apresenta as maiores correlações em 1988 (ano de La Niña), a CP6 em 1997 (ano de ENSO neutro), a CP7 em 1984 (ano de La Niña) e a CP8 em 1969 (ano de El Niño) e 1991 (ano de ENSO neutro), Figura 41(q). A CP9 apresenta as maiores correlações em 1977 (ano de ENSO neutro), a CP10 em 1970 (ano de ENSO neutro), a CP11 em 1966 (ano de El Niño neutro) e a CP12 em 2012 (ano de La Niña), Figura 41(r). A CP13 apresenta as maiores correlações em 1981 (ano de ENSO neutro), a CP14 em 2004 (ano de ENSO neutro) e a CP15 em 2005 (ano de ENSO neutro), Figura 41(s).

Figura 41- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o) e temporal (p, q, r, s) das cargas fatoriais rotacionadas do índice Rx5day, no NEB, 1965-2017







Para o índice SDII, os oito primeiros fatores rotacionados correspondem a 70,1% da variância total explicada, Tabela 24, conforme o critério de Kaiser.

Tabela 24- Componentes e percentual da variância explicada do índice SDII, no NEB, 1965-2017

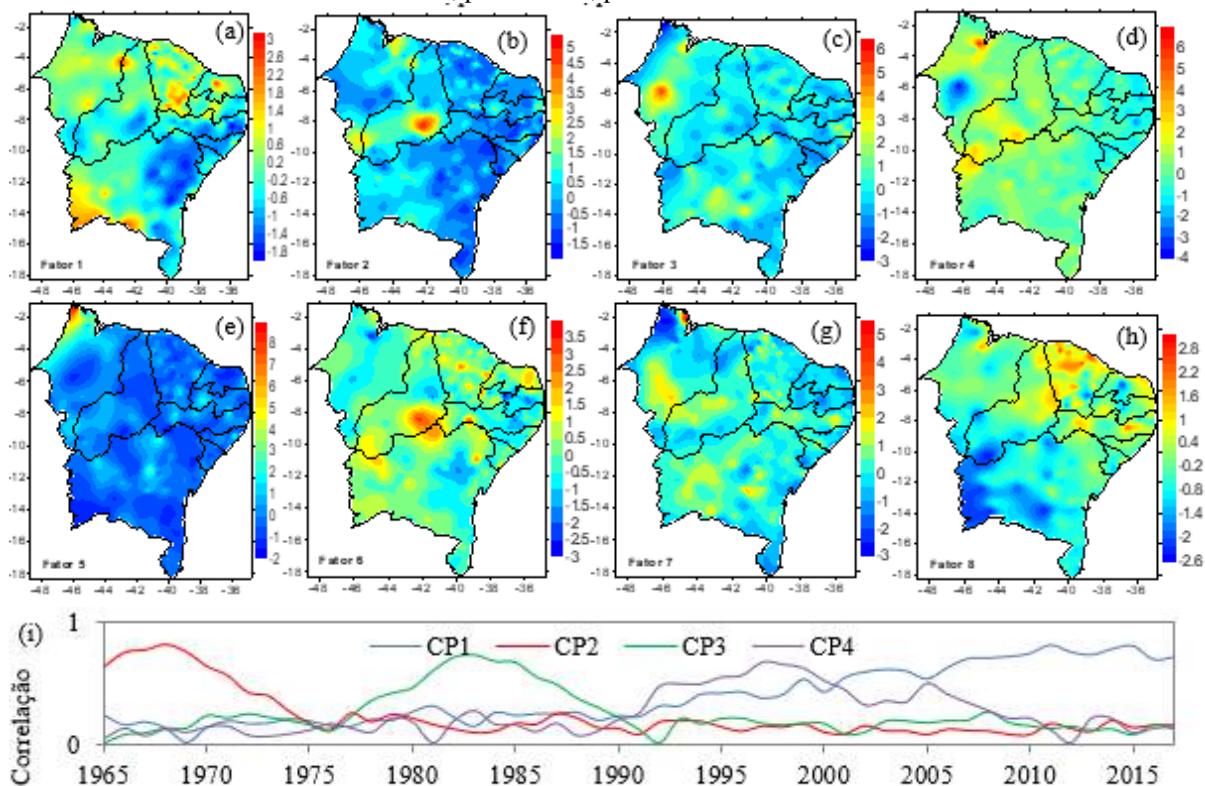
	Componentes iniciais			Cargas rotacionadas		
	Total	Variância %	Acumulado %	Total	Variância %	Acumulado %
1	23,5	44,3	44,3	10,7	20,2	20,2
2	4,5	8,5	52,9	4,9	9,2	29,5
3	2,5	4,7	57,6	4,9	9,2	38,7
4	1,8	3,5	61,1	4,8	9,1	47,8
5	1,4	2,6	63,7	4,6	8,6	56,4
6	1,2	2,3	66	4	7,5	63,9
7	1,2	2,2	68,2	1,7	3,2	67,1
8	1	1,9	70,1	1,6	3,1	70,1
9	0,9	1,7	71,9			
...			
53	0,1	0,2	100			

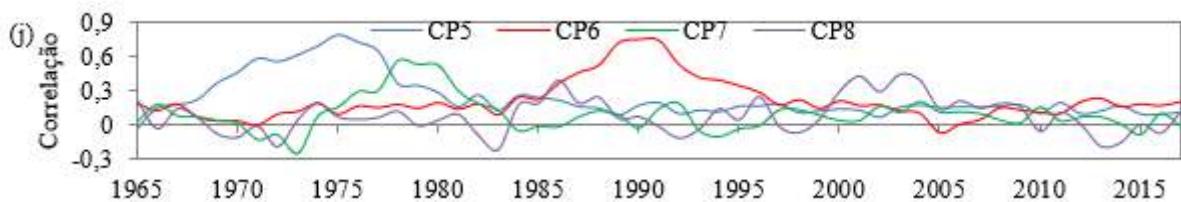
Para o índice SDII, o Fator 1, Figura 42(a), apresenta as maiores cargas rotacionadas no setor norte do NEB, área de atuação da ZCIT e na parte sudoeste, área de influência de sistemas frontais. O Fator 2, Figura 42(b), apresenta as maiores correlações na parte central do NEB, possivelmente associadas a atuação dos VCAN, contribuindo para distribuição irregular e intensa da precipitação. O Fator 3, Figura 42(c), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor noroeste do NEB e em áreas isoladas na parte central e sul, possivelmente associadas a

atuação da VCAN, linhas de instabilidade e oscilações intrassazonais. O Fator 4, Figura 42(d), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do estado do Maranhão, possivelmente associados a organização de linhas de instabilidade e a adjacência da ZCIT. O Fator 5, Figura 42(e), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão, área de atuação da ZCIT. O Fator 6, Figura 42(f), apresenta as maiores cargas fatoriais na parte norte do NEB, área de atuação da ZCIT; no setor leste, área de atuação de sistemas frontais e ondas de leste; parte central, área de atuação da VCAN e no setor sudoeste, possivelmente associadas a ZCAS.

O Fator 7, Figura 42(g), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do estado do Maranhão e áreas isoladas do NEB, possivelmente associados a atuação da VCAN. O Fator 8, Figura 42(h), apresenta as maiores cargas fatoriais no setor norte do NEB, área de atuação da ZCIT, sistemas frontais e ondas de leste. A CP1 apresenta as maiores correlações nos anos de 2011 (ano de La Niña) e 2015 (ano de El Niño), a CP2 em 1968 (ano de El Niño), a CP3 em 1983 (ano de El Niño) e a CP4 em 1997 (ano de ENSO neutro), Figura 42(i). A CP5 apresenta as maiores correlações em 1975 (ano de ENSO neutro), a CP6 nos anos de 1989 (ano de La Niña), 1990 (ano de ENSO neutro) e em 1991 (ano de ENSO neutro), a CP7 em 1978 (ano de El Niño) e a CP8 em 2003 (ano de El Niño), Figura 42(j).

Figura 42- Distribuição espacial (a, b, c, d, e, f, g, h) e temporal (i, j) das cargas fatoriais rotacionadas do índice SDII, para o NEB, período 1965 a 2017.



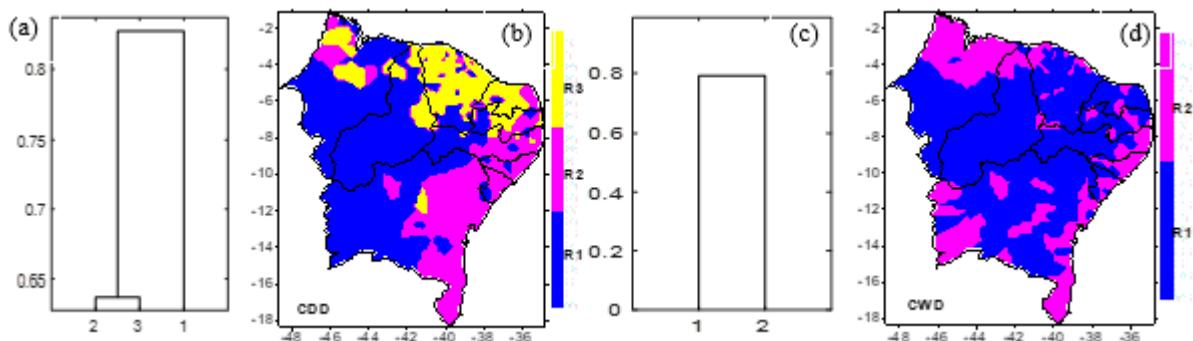


4.5 Análise de Cluster dados observados

Devido à elevada variabilidade espacial e temporal dos índices de extremos climáticos no NEB e de modo a não assumir a homogeneidade da precipitação, delimitou-se a área de estudo em sub-regiões considerando a similaridade da ocorrência de cada índice, através da análise conglomerados (Clusters analysis), com base nos fatores rotacionados extraídos na PCA que explicam os padrões atmosféricos mais predominantes de cada índice. O método de Ward foi o que melhor representou a semelhança das características climáticas, utilizando como função de agrupamento a distância euclidiana quadrática.

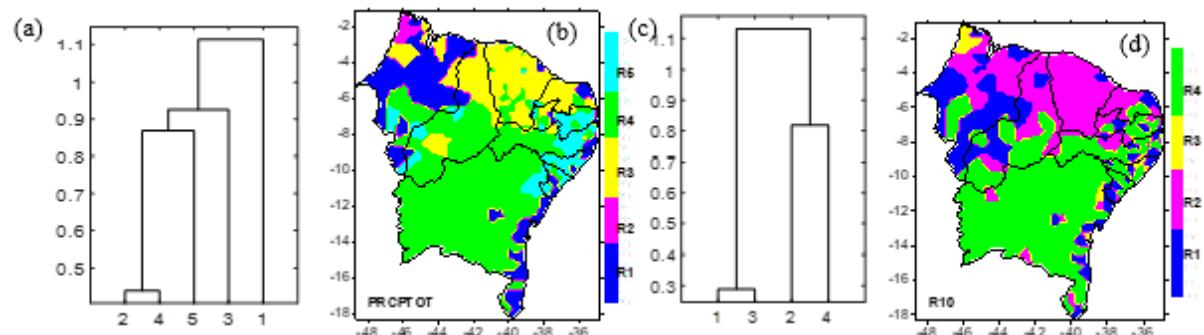
O índice CDD apresenta três regiões homogêneas, representado através do dendrograma, Figura 43(a). Na Figura 43(b) verifica-se a delimitação espacial das regiões homogêneas do índice CDD; a região R1 abrange o setor oeste e central, área mais vulnerável a episódios de seca, com maior ocorrência de dias secos; a região R2 abrange o setor noroeste e leste, observa-se na Figura 31(a) do índice CDD, que essa área abrange o menor número de dias secos. A região R3 abrange o setor norte do NEB. A hierarquia das regiões homogêneas do índice CWD é representada através do dendrograma, Figura 43(c). A distribuição espacial do índice CWD apresenta duas regiões homogêneas, Figura 43(d); a região R1 do CWD apresenta menor ocorrência de dias úmidos abrangendo parte do semi-árido e áreas isoladas do NEB; a região R2 abrange o setor mais úmido do NEB, parte noroeste, área em que linhas de instabilidade e baixas pressões contribuem na formação de nuvens convectivas e aumento da umidade e áreas isoladas no extremo sul e sudoeste do NEB, área favorável a concentração da umidade, devido a áreas de instabilidade provocadas pelas condições atmosféricas e oceânicas, e parte leste, áreas de influência de massas de ar úmido trazidas do Oceano Atlântico.

Figura 43- Dendrograma do índice CDD (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CDD (b), dendrograma do índice CWD (c) distribuição espacial das regiões homogêneas do índice CWD (d), no NEB, 1965-2017



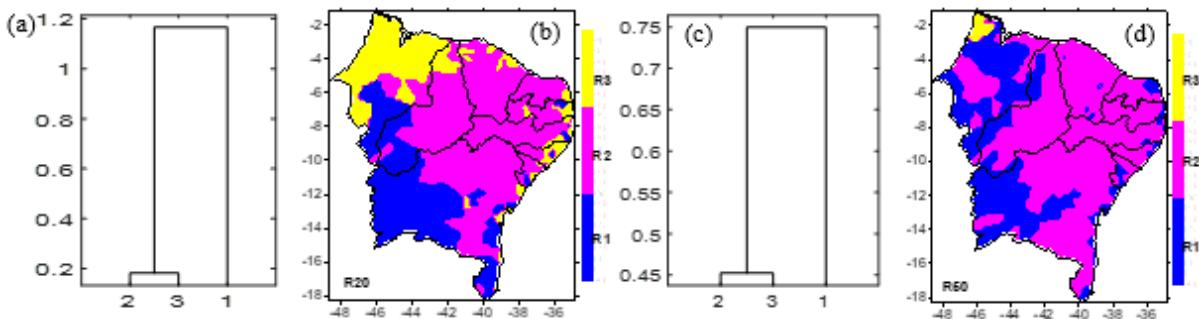
Para o índice PRCPTOT, o número de Cluster foi definido conforme a homogeneidade interna de cada variável, o agrupamento pode ser observado no dendrograma, Figura 44(a). O índice PRCPTOT apresenta quatro regiões homogêneas, Figura 44(b), a região R1 abrange áreas isoladas no setor leste e noroeste, a região R2 abrange o noroeste do estado do Maranhão, área com maior precipitação acumulada durante o ano; a região R3 abrange o setor norte, área com elevada variabilidade espacial e temporal; a região R4 abrange parte do semiárido, área com chuvas irregulares, com baixo índice pluviométrico anual e baixa umidade e a região R5 abrange o setor noroeste e áreas isoladas na parte leste e oeste. Para o índice R10, o dendrograma mostra a similaridade entre os clusters, Figura 44(c). O índice R10 apresenta três regiões homogêneas, Figura 44(d), a região R1 abrange o setor noroeste do Maranhão e áreas isoladas na parte leste, área com maior ocorrência do número de dias de chuva acima de 10 mm; a região R2 abrange o setor norte do NEB apresentando alta variabilidade interanual na ocorrência do número de dias com chuva superior a 10 mm, devido a sistemas de alta pressão na atuação de áreas de instabilidade; a região R3 abrange o setor noroeste e áreas isoladas no setor leste; a região R4 abrange a parte central e sul do NEB, área com menor frequência de eventos de chuva superior a 10mm/dia.

Figura 44- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice PRCPTOT (b), no NEB, 1965-2017



O dendrograma, Figura 45(a), representa a aglomeração da delimitação das regiões homogêneas. O índice R20 apresenta três regiões homogêneas, Figura 45(b); a região R1 abrange o sudoeste, sul e áreas isoladas na parte leste e sul; a região R2 abrange parte central e norte do NEB, área que apresenta o menor número de dias de precipitação superior a 20 mm; a região R3 abrange o setor noroeste, área com maior número de dias com precipitação superior a 20 mm e áreas isoladas no setor leste. Essa irregularidade na distribuição de chuvas, possivelmente estão associadas à influência de oscilações intrazonais. A distância entre os clusters do índice R50 é representada no dendrograma, Figura 45(c). O índice R50 apresenta três regiões homogêneas com grande variabilidade na sua distribuição espacial, Figura 45(d); a região R1 abrange o setor oeste e leste, com chuvas influenciadas pelas condições oceânicas, atmosféricas e fatores ligados ao relevo; a região R2 abrange a parte central e áreas isoladas, abrangendo parte do semiárido nordestino, área com a menor quantidade diária de precipitação; e a região R3 abrangem o setor noroeste do Maranhão, área que apresenta maior frequência de eventos de chuva superior a 50 mm.

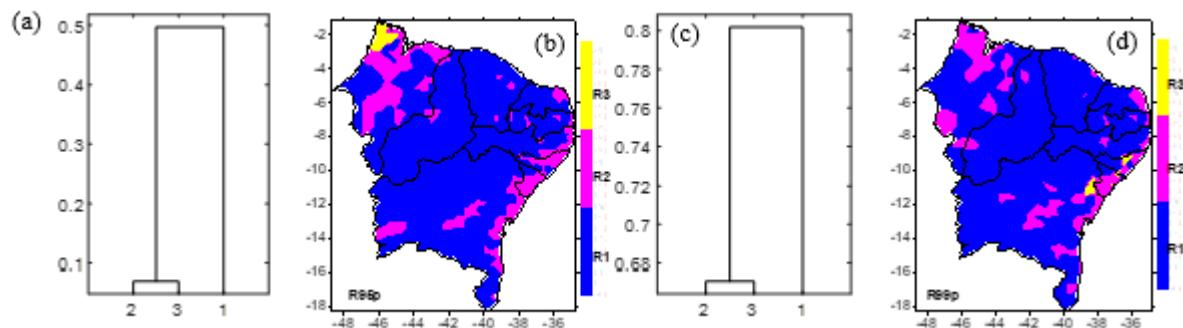
Figura 45- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R20 (b), dendrograma do índice R50 (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R50 (d), no NEB, 1965-2017



A distância entre os clusters do índice R95p é representado no dendrograma, Figura 46(a). O índice R95p apresenta três regiões homogêneas, Figura 46(b); a região R1 abrange quase todo o semiárido e áreas isoladas do estado do Maranhão, indicando elevada variabilidade espacial e temporal da precipitação de intensidade extrema, com flutuações interanuais elevadas; nos sistemas climáticos, a convergência do aumento do vapor de água leva a precipitações mais intensas e ao risco de chuvas intensas, mas também pode levar a reduções na duração e/ou frequência de eventos de chuva, já que as quantidades totais não mudam muito (Trenberth et al. 2012); a região R2 abrange o setor leste, noroeste e áreas isoladas no NEB; a região R3 abrange o setor noroeste do Maranhão, área com maior abrangência de precipitação extrema; como o clima varia ou muda, várias influências diretas alteram a quantidade, a intensidade, a frequência e o tipo de precipitação (Trenberth et al.

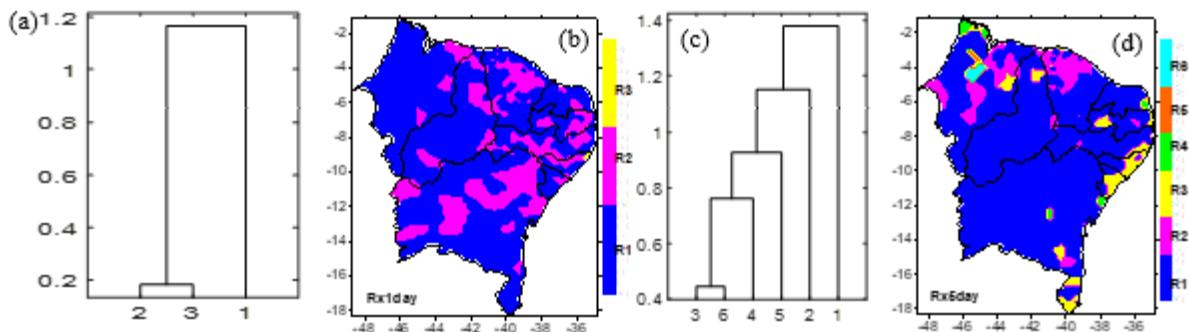
2003; Trenberth 2011, Trenberth et al. 2012). Para o índice R99p, o dendrograma mostra a aglomeração das regiões homogêneas, Figura 46(c), representadas espacialmente na Figura 46(d); a região R1 abrange o setor semiárido e áreas isoladas no setor noroeste, apresentando um número reduzido dos dias extremamente úmidos; a região R2 abrange áreas isoladas na parte noroeste, oeste, leste e central do NEB, área com maior frequência de precipitações muito extrema; e a região R3 abrange pequena área no setor leste do NEB.

Figura 46- Dendrograma do índice R95p (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R95p (b), dendrograma do índice R99p (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice R99p (d), no NEB, 1965-2017



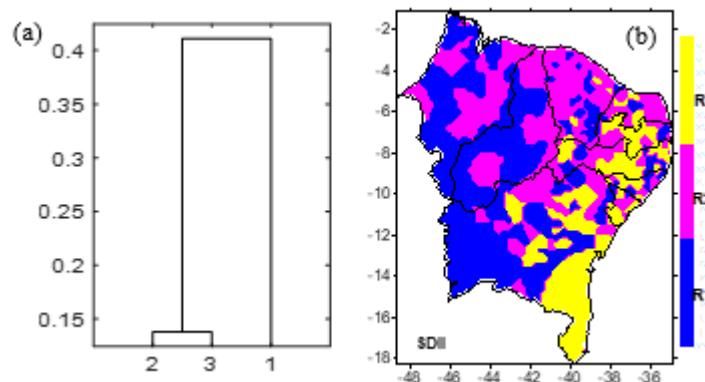
O dendrograma representa a sequência do agrupamento do índice Rx1day, Figura 47(a), que apresenta três regiões homogêneas, Figura 47(b); a região R1 abrange quase totalidade do NEB, concentrando-se principalmente na parte central e noroeste; a região R2 abrange áreas isoladas na parte central, leste e norte; a região R3, localiza-se no setor leste do estado de Alagoas. A sequência da clusterização do índice Rx5day é representada pelo dendrograma, Figura 47(c), que apresenta seis regiões homogêneas, Figura 47(d); a região R1 abrange quase todo o NEB, abrangendo a parte central, oeste e norte; a região R2 abrange o setor norte e área isolada na parte sul; a região R3 abrange áreas isoladas no setor leste e norte, área com maior influência da circulação local e interação de ondas de leste e frentes frias; a região R4 abrange pequena área na parte norte do estado do Maranhão e áreas isoladas no setor leste, a região R5 abrange áreas isoladas no estado do Maranhão, e a R6 abrange pequena área na parte central do Maranhão.

Figura 47- Dendrograma do índice Rx1day (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice RX1day (b), dendrograma (c), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice Rx5day (d), no NEB, 1965-2017



O dendrograma mostra a sequência do agrupamento do SDII, Figura 48(a). O índice SDII apresenta três regiões homogêneas, Figura 48(b). A região R1 abrange o sudoeste, área central e áreas isoladas ao norte. A região R2 abrange o setor norte do NEB e áreas isoladas no setor leste, área em que a precipitação foi mais intensa. A região R3 abrange o setor leste e sul, área em que a intensidade média da precipitação é menos intensa. As mudanças climáticas em terras secas causam alterações na distribuição sazonal da precipitação, incluindo o aumento eventos de chuvas intensas, períodos de seca mais longos e mudanças na estação chuvosa (Zhang et al. 2018).

Figura 48- Dendrograma (a), distribuição espacial das regiões homogêneas do índice SDII (b), no NEB, 1965-2017



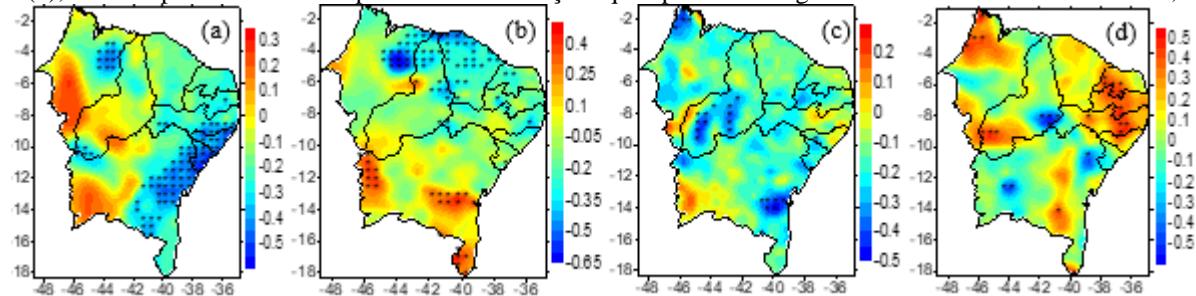
4.6 Correlação entre a precipitação total anual (mm) provenientes do GPCC e teleconexões atmosféricas

Nesta seção será apresentado a análise de correlação da precipitação proveniente do GPCC e das teleconexões atmosféricas de escala global, os níveis de significância estatística variaram entre 0,01; 0,05 e 0,1. Conforme Knight et al. (2006) as fases negativas da AMO ocorreram nas décadas de 1900-1920 e 1960-1980, enquanto ocorreu uma fase positiva nas

décadas de 1930-1950, estes períodos coincidem com anomalias no clima regional: por exemplo, as décadas de 1930 e 1950 mostraram diminuição da precipitação do NEB e Estados Unidos da América (EUA), bem como aumento da precipitação no Sahel e a formação de furacões; por outro lado, as décadas de 1960 e 1980 foram um período de precipitação mais elevada no NEB e EUA, enquanto, as chuvas no Sahel e a formação de furacões no atlântico foram reduzidas.

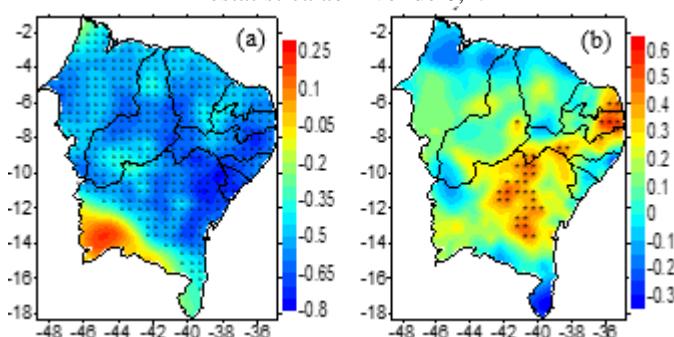
A correlação entre a primeira fase da AMO e a precipitação do NEB apresentou coeficientes negativos, indicando um padrão inverso da precipitação e da 1^a fase fria da AMO, Figura 49(a), abrangendo a costa leste e interior (regiões homogêneas R2 e R4) e pequena porção do estado do Maranhão (região R1), áreas em que as correlações apresentam significância estatística. Os coeficientes da correlação da precipitação com a primeira fase positiva da AMO apresentam coeficientes de correlação negativos significantes na parte norte do nordeste brasileiro e coeficientes de correlação positivos estatisticamente significativos localizam-se na parte sul e sudoeste do estado da Bahia, indicando a influência de forçamentos externos no clima local, Figura 49(b); as regiões homogêneas que apresentam correlações com significância estatística são a R1 e R2. Na segunda fase negativa da AMO, período 1965 a 1994, com a precipitação total anual, a configuração espacial apresenta correlações negativas significantes no setor norte do estado do Maranhão e áreas isoladas do semiárido brasileiro, Figura 49(c); as regiões homogêneas que apresentam significância estatística da AMO com a precipitação foram a R1 e R2. Durante a fase negativa da AMO, ocorre a migração da ZCIT de sua posição mais ao norte para sua posição mais ao sul, juntamente com uma anomalia do vento equatorial para o norte, provocando chuvas no NEB. Já durante a fase positiva da AMO, ocorre maior incidência de anos secos, pois a ZCIT encontra-se mais ao norte da sua posição normal, e consequentemente o padrão de precipitação inverte. A configuração espacial da correlação da precipitação total anual com a segunda fase positiva da AMO apresenta correlações positivas e negativas significantes, Figura 49(d), abrangendo áreas isoladas na parte norte do estado do Maranhão (região R1) e no semiárido nordestino (região R2), essa configuração pode estar associadas a mudanças na cobertura do solo, as atividades humanas e a intensidade de radiação recebida, entre outros fatores que podem alterar os padrões da circulação atmosférica. O índice PRCPTOT oriundo da precipitação do GPCC e a AMO apresentam correlação mais elevada no início do século XX e mais fraca no final do século, possivelmente isto seja decorrentes do período de dados, pois para o NEB os dados de precipitação tiveram início em 1911, antes apenas em duas localidades (Fortaleza e Quixeramobim) e dados estimados com base nas TSMs.

Figura 49- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 1^a fase negativa da AMO, 1901-1928 (a); a 1^a fase positiva da AMO, 1929-1964 (b); 2^a fase negativa da AMO, 1965-1994 (c); 2^a fase positiva da AMO, 1995-2013 (d), as áreas pontilhadas correspondem as correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



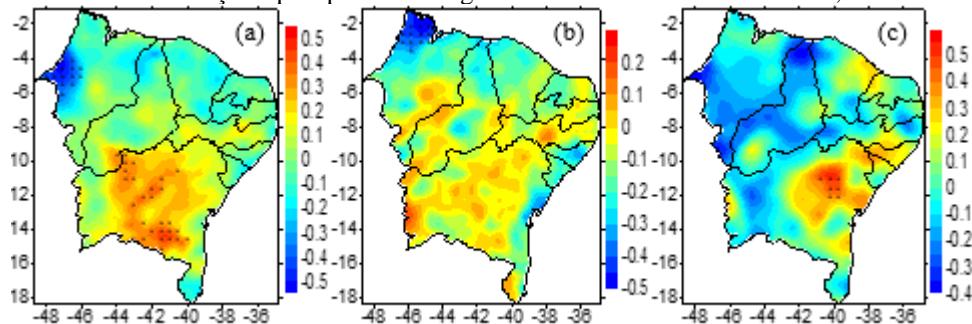
Os coeficientes da correlação entre a precipitação total anual e a primeira fase fria da PDO foram negativos com significância estatística em quase todo o NEB, exceto no sudoeste da Bahia, onde as correlações foram positivas não significantes, Figura 50(a) e a correlação da precipitação com a primeira fase quente da PDO (1925-1946) apresenta coeficientes positivos com significância estatística na parte central do NEB (região R2) e parte leste (região R4), Figura 50(b), essa configuração pode estar associado às variações no padrão de chuvas durante a ocorrência de eventos El Niño e La Niña, com predominância da La Niña com secas mais amenas e maior ocorrência de chuvas. Se o ENSO e a PDO estiverem na mesma fase os impactos do ENSO são ampliados, e em fases opostas são enfraquecidos e se estiverem fora de fase os impactos do ENSO são inibidos. A precipitação no NEB é fortemente influenciada pelas condições climáticas dos eventos ENSO e PDO. Esse resultado corrobora com Araújo et al. (2012) que mostraram que os índices ENSO e PDO modula significativamente o perfil escalar em diversos períodos das séries temporais no NEB. Park et al., (2017) mostraram que a AMO provavelmente perdeu grande parte da sua influência no centro do México no início do século 20 e a PDO tem impulsionado as mudanças climáticas desde então.

Figura 50- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 1^a fase fria da PDO, 1901-1924 (a); 1^a fase quente da PDO, 1925-1946 (b), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



A correlação entre a segunda fase fria da PDO, período 1947 a 1976, e a precipitação no NEB, Figura 51(a), apresenta correlações negativas significativas na parte oeste do Maranhão (região R3) e positivas no estado da Bahia (região R2). No segundo modo positivo da PDO, período 1977 a 1998, o norte do Maranhão apresenta correlação negativa com significância estatística (região R1), nota-se uma redução da precipitação nessa área em comparação as fases negativas da PDO, Figura 51(b). Esse período correspondeu à intensificação de eventos El Niño forte com um padrão de longo prazo, que provocou grandes secas no NEB. Wang et al. (2014) mostraram que o El Niño induz secas mais severas na fase quente da PDO do que na fase fria sobre o norte da América do Norte, norte da América do Sul, especialmente no Brasil, e além disso, as secas sobre a região tropical do Pacífico Ocidental estão associadas ao El Niño durante os dois regimes da PDO. O período de 1999 a 2013, terceira fase fria da PDO, Figura 51(c), apresenta coeficientes de correlação positivos estatisticamente significativos no norte da Bahia. As variações da precipitação total anual mostram respostas espacialmente aleatórias à fase quente e fria da PDO, observam-se mudanças em algumas áreas estatisticamente significativas ao nível de 0,1 a 0,05, indicando incertezas na evolução dos padrões da TSM no oceano Pacífico e também possíveis mudanças na cobertura do solo, emissão de gases do efeito estufa, entre outros fatores que alteram a convecção local e os padrões climáticos do oceano Pacífico. A dinâmica da PDO é muito complexa e os modelos climáticos não conseguem prevê a evolução futura da PDO, especialmente a mudança de uma fase PDO para outra (WANG et al., 2014).

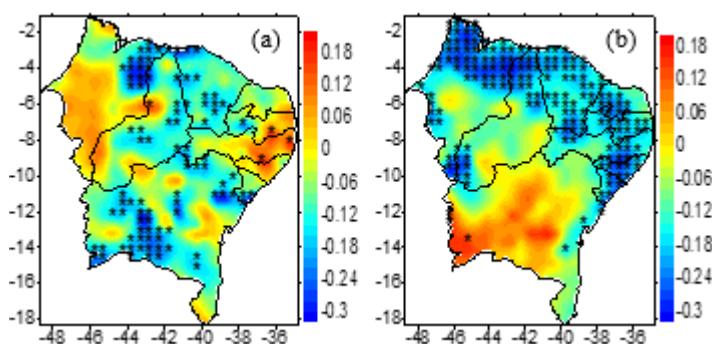
Figura 51- Correlação da precipitação total anual (mm) com a 2^a fase fria da PDO, 1947-1976, (a); 2^a fase quente da PDO, 1977-1998 (b); 3^a fase fria da PDO, 1999 a 2013 (c), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.

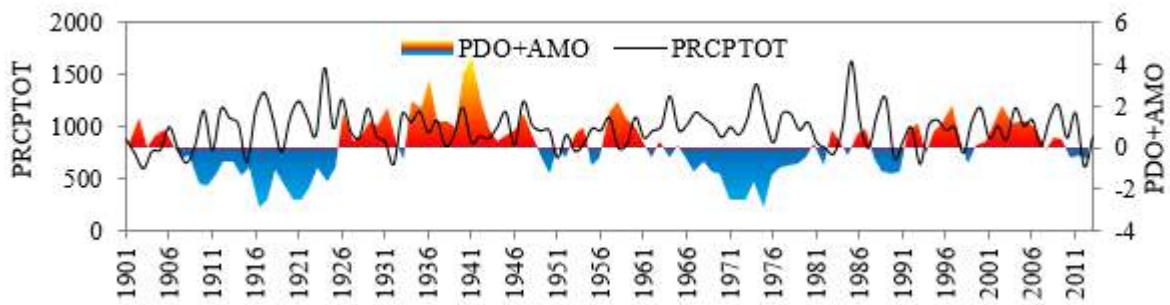


A PRCPTOT e a AMO no período de 1901-2013, apresenta coeficientes de correlações positivos no leste do NEB, e coeficientes negativos na parte norte, central e sul (região R1 e R2), Figura 52(a), indicando mudanças climáticas. A variabilidade multidecadal no NEB apresenta maior influência na parte semiárida (região R2), apresentando influência da continentalidade na precipitação local. No século 20, períodos de alta precipitação no NEB

coincidiu com a fase negativa da AMO (1900-1920, 1960-1980), enquanto a fase positiva deste modo (1930-1950) coincidiu com a precipitação abaixo da média (KNIGHT et al., 2006). Segundo Novello et al., (2012), grande parte da variação climática parece estar ligada a AMO, cuja periodicidade varia de 50 para 70 anos e reflete a variabilidade meridional. Knight et al., (2006) mostraram que a fase positiva da AMO está associada a um deslocamento da ZCIT para o norte sobre o Atlântico Tropical, juntamente com uma anomalia de vento cruzado e equatorial para o norte. Estas mudanças implicam na mudança na ZCIT ao norte de sua posição normal, e, portanto, uma redução na precipitação do NEB. Como o ciclo das fases AMO prossegue, o padrão de temperatura eventualmente inverte, forçando um deslocamento anômalo da ZCIT para o sul responsável por décadas mais úmidas no NEB. A PDO apresenta correlação negativa significante na parte norte, leste e oeste do NEB (região R1, R2 e R4), indicando um padrão inverso da precipitação com a PDO, Figura 52(b). Durante a fase quente da PDO a precipitação no NEB é abaixo do normal, e a fase fria resulta em condições mais úmidas. A PDO e a AMO normalizadas atuando simultaneamente mostra um resfriamento de 1901-1924, a partir de 1926-1946 um aquecimento global, e em 1949-1989 um resfriamento e a partir de 1990 ocorre novamente um aquecimento, Figura 52(c), mostrando que o clima no NEB é influenciado pela combinação da PDO e AMO atuando simultaneamente. O modo quente da PDO está associado a El Niños mais frequentes que são acompanhados por um aquecimento e o modo quente da AMO em uma base anual correlaciona-se com o aquecimento generalizado. Assim, quando tanto a PDO quanto a AMO estão em seu modo quente, pode-se esperar mais calor e quando ambos estiverem em seu modo frio, espera-se o resfriamento climático. As transições de um modo para o outro em ambos os casos são abruptas ocorrendo em um ou dois anos, sugerindo que o IPCC AR4 faz com que essas oscilações sejam relacionadas aos padrões oceânicos ou a circulação termohalina (D'ALEO e TAYLOR, 2007).

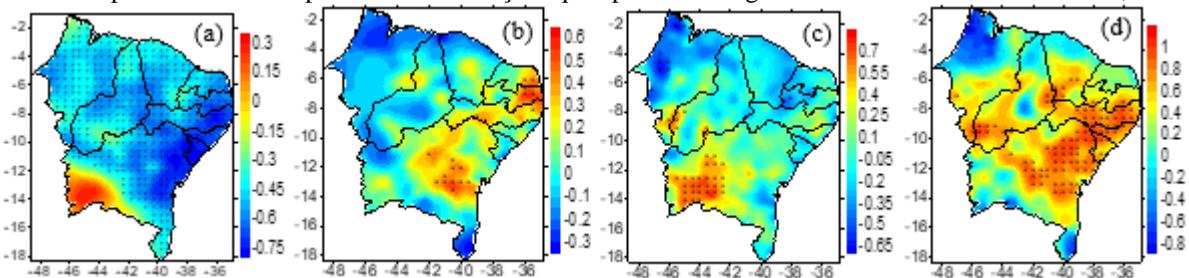
Figura 52- Correlação da precipitação total anual (mm) com a AMO (a), PDO (b) e série temporal da PDO+AMO normalizada (c), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.





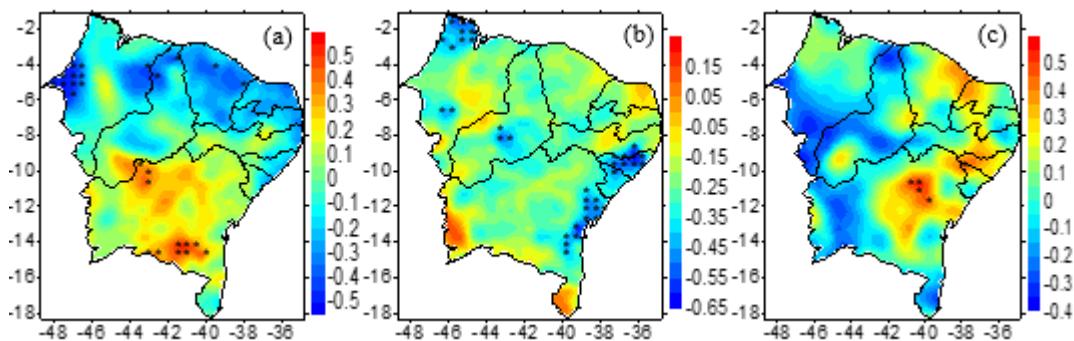
A correlação da PRCPTOT com a primeira fase fria da PDO+AMO, Figura 53(a), apresenta coeficientes negativos significantes em quase todo NEB exceto na parte sul do estado da Bahia. Essa configuração é semelhante à configuração da primeira fase fria da PDO, mostrando que a qualidade das chuvas no NEB depende mais das condições da TSM do Oceano Pacífico, conjuntamente com a ocorrência do dipolo do Atlântico positivo/negativo que é desfavorável/favorável à ocorrência de chuvas no NEB durante eventos de El Niño/La Niña. A correlação da primeira fase quente da PDO+AMO, Figura 53(b), apresenta coeficientes positivos significantes no leste e interior da Bahia (região R4 e R2), indicando que os extremos de precipitação são influenciados pela maior ocorrência de eventos do ENSO neutro nos anos de (1927-1930, 1932-1933, 1935-1938, 1940, 1944) e a posição da ZCIT mais ao sul pode ter favorecido as chuvas durante a PDO+AMO quente. Durante as condições neutras do ENSO os ventos sopram contra o Oceano Pacífico equatorial na direção oeste, ocorrendo o enfraquecimento dos ventos alísios. Durante a segunda fase fria da PDO+AMO observam-se coeficientes de correlação positivos significantes no oeste da Bahia (região R2) e negativos no noroeste do Maranhão (região R1), no entanto a associação da variabilidade climática natural, causada em parte pelas interações entre a atmosfera e os oceanos tem mostrado maior predominância de condições neutras do ENSO, Figura 53(c). A correlação da segunda fase quente da PDO+AMO com a PRCPTOT, período de 1995 a 1998, apresenta coeficientes negativos significantes no norte do Maranhão (região R1) e coeficientes positivos significantes na parte centro-oeste e leste do NEB (região R2 e R4), Figura 53(d). Contudo, o aquecimento ou o arrefecimento climático decorrente das mudanças nos fluxos de energia sofrem influência do aumento de gases do efeito estufa, mudanças na cobertura do solo e aumento de aerossóis, ou seja, as mudanças climáticas observadas resultam em grande parte de influências antropogênicas e não da variabilidade climática natural.

Figura 53- Correlação das fases não cruzadas, (a) 1^a fase fria da PDO+AMO, 1901-1924, (b) 1^a fase quente PDO+AMO, 1929-1946, (c) 2^a fase fria PDO+AMO, 1965-1976, (d) 2^a fase quente PDO+AMO, 1995-1998, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



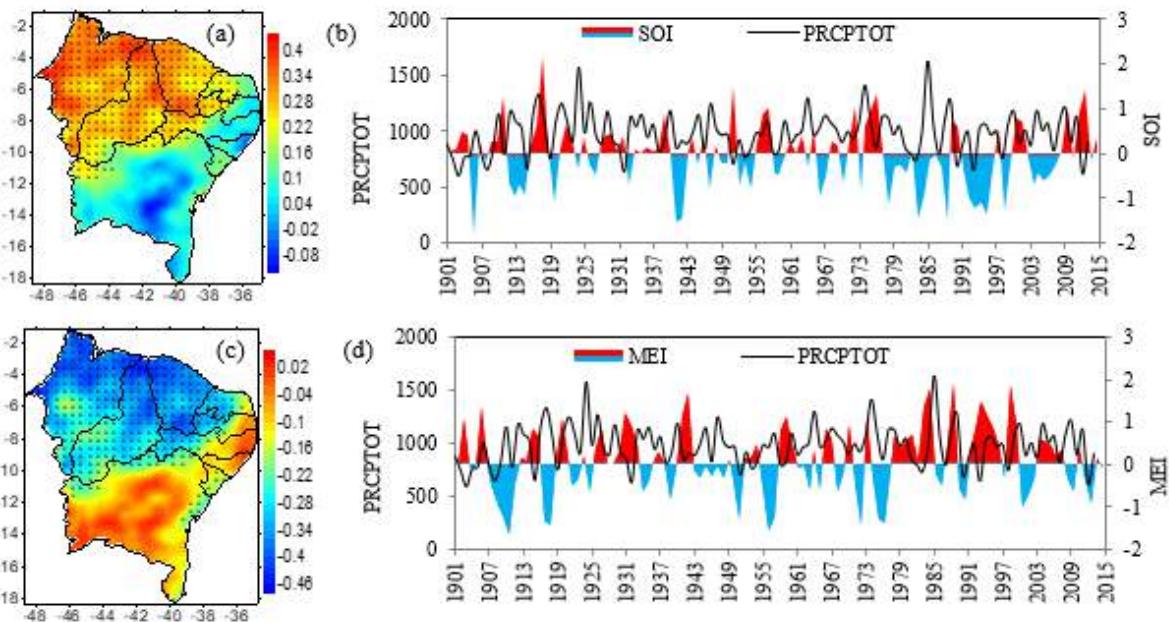
A correlação da primeira fase quente da AMO e segunda fase fria da PDO (1947-1964) mostram coeficientes negativos significantes na parte noroeste e coeficientes positivos significantes no estado da Bahia, (região R2 e R3), Figura 54(a), a PDO e a AMO, respectivamente, passaram por uma fase de transição tornando-se fria, porém além dos ciclos oceânicos e da atividade solar amplificar o impacto do ENSO, fatores como o uso do solo e emissão de gases do efeito estufa influenciam a variabilidade natural. Durante a segunda fase fria da AMO e segunda fase quente da PDO, 1977-1994, Figura 54(b), observa-se coeficientes de correlação negativos com significância estatística em áreas isoladas na parte norte e leste do NEB, (região R1 e R2), indicando um padrão inverso da TSM do Oceano Pacífico e Atlântico, em 1976 ocorreu uma transição de fase da PDO fria para quente, e em 1994 a fase quente da AMO avançou para fase fria. Yu et al. (2015) mostraram que o surgimento do El Niño no Pacífico Central, pelo menos em parte, pode ser atribuído a uma mudança de fase da AMO através da seguinte cadeia de eventos: uma mudança na AMO para a sua fase positiva no início da década de 1990 levou a uma intensificação da alta subtropical do Pacífico e a intensificação da alta subtropical resultou em ventos alísios mais fortes que a média que melhoraram o mecanismo de realimentação do vento, evaporação e TSM, fortalecendo o acoplamento subtropical do Pacífico entre a atmosfera e o oceano e, finalmente, levando ao aumento da variabilidade interanual da TSM no Pacífico central equatorial; sendo possível que os campos atmosférico e oceânico estejam menos correlacionados quando o estado médio do Pacífico está se ajustando rapidamente de um regime climático para o outro, durante a transição de fase da PDO ou AMO. Assim, a mudança do ENSO pode ser entendida como uma resposta da TSM a uma mudança de fase da AMO e da PDO. A segunda fase quente da AMO e a terceira fase fria da PDO (1999-2013), Figura 54(c) apresentam correlações positivas significantes na parte central do estado da Bahia, (região R2) indicando maior influência da TSM do Oceano Pacífico.

Figura 54- Correlação das fases cruzadas, (a) 1^a fase quente da AMO e 2^a fase fria da PDO, 1947-1964, (b) 2^a fase fria da AMO e 2^a fase quente da PDO, 1977-1994, (c) 2^a fase quente da AMO e 3^a fase fria da PDO, 1999-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



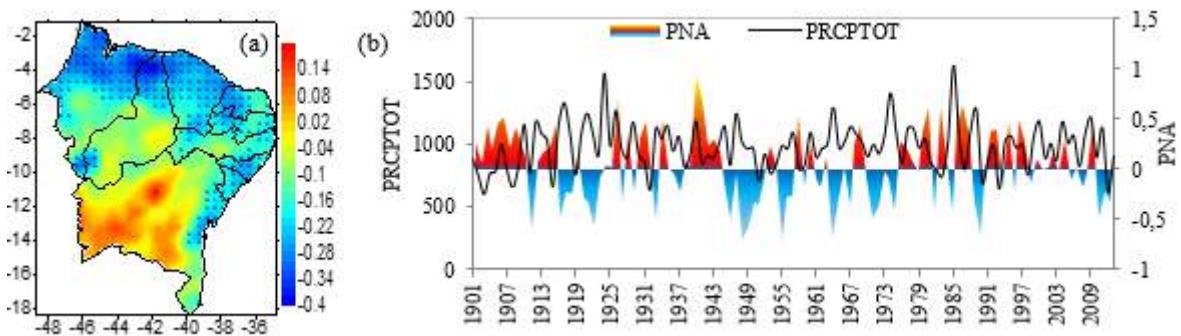
A correlação do SOI com o índice PRCPTOT apresenta coeficientes positivos significativos indicando à intensificação de fenômenos La Niña na parte noroeste do NEB, abrangendo as regiões homogêneas R1, R2 e R3, Figura 55(a). Durante a ocorrência da La Niña ocorre um aumento anômalo no regime de ventos alísios de leste para oeste, provocando um aumento anômalo da TSM do Pacífico Ocidental e Oriental, e resfriamento das águas no Pacífico Leste. E durante o El Niño ocorre um aumento no regime de ventos de oeste para leste transportando as águas quentes Pacífico Equatorial Ocidental em direção ao Pacífico oriental e norte da América do Sul. O MEI se correlaciona negativamente com a precipitação indicando características opostas da TSM e comportando variações geográficas em suas características sazonais, Figura 55(c). Valores negativos do MEI representam a fase ENSO fria, La Niña, enquanto os valores de MEI positivos representam a fase ENSO quente (El Niño). Durante o período de 1901-2013 ocorreram La Niña de intensidade forte nos anos de 1903-1904, 1906-1908, 1909-1910, 1916-1918, 1938-1939, 1949-1951, 1954-1956, 1973-1976, 1988-1989 e 2007-2008; e El Niño de intensidade forte nos períodos de 1902-1903, 1905-1906, 1911-1912, 1918-1919, 1925-1926, 1939-1941, 1957-1959, 1972-1973, 1982-1983, 1990-1993, 1997-1998. Eventos El Niño de maior amplitude ocorreram em 1982-1983 e 1997-1998 apresentando grandes impactos no clima para o período estudado, 1901 a 2013. A configuração do MEI é similar ao SOI apresentando correlações negativas na parte norte e correlações positivas não significativas na parte sul do estado da Bahia e leste da Paraíba, Pernambuco e Alagoas. Conforme, Andreoli e Kayano (2007), as anomalias de precipitação no NEB podem ser atribuídas primeiramente à ação da circulação de Walker anômala ajustada através do rearranjoamento da convecção no Pacífico equatorial leste. A Figuras 55(b, d) mostra a variabilidade da precipitação durante as diferentes fases do SOI e MEI.

Figura 55- Correlação da PRCPTOT e SOI (a), série temporal do SOI (b), correlação da PRCPTOT e MEI(c) e série temporal do MEI (d), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$.



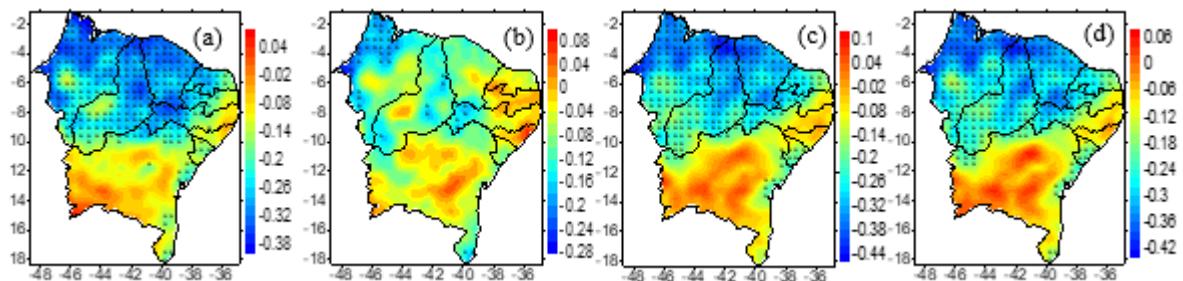
O PNA apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte norte (região R1 e R2) e na parte leste (região R4), indicando a inversão da precipitação, estando fortemente influenciado pelo fenômeno ENSO, Figura 56(a). Andreoli e Kayano (2007) encontraram anomalias positivas e negativas de precipitação no norte do NEB que podem estar associadas à influência do ENSO. Na definição das ATSMs do TNAI, segundo Horel e Wallace, (1981), essa configuração ocorre através de um "caminho atmosférico" semelhante ao padrão de teleconexão Pacífico-América do Norte, que conforme Nobre e Shukla (1996) gera um aquecimento no TNAI, e consequentemente cria um gradiente meridional de TSM que afeta a posição da ZCIT. Esse padrão está associado à variabilidade interanual da precipitação, a fase positiva tende a estar associada a episódios quentes (El Niño), e a fase negativa a episódios frios (La Niña), Figura 56(b). Sendo uma teleconexão fortemente influenciada pelo fenômeno ENSO, durante a fase positiva do PNA, ocorreram onze episódios de El Niño de intensidade forte, nove El Niño moderado e nove episódios El Niño considerado fraco e durante a fase negativa do PNA ocorreram dez episódios La Niña de intensidade forte, quatro de intensidade moderada e quatro de intensidade fraca, no período de 1901 a 2013. Yu e Zwiers (2010) mostraram que a combinação do ENSO e da PDO em fase proporciona transportes anômalos de energia da atmosfera para a América do Norte, tanto no Pacífico Tropical como no Pacífico Norte, o que tende a favorecer a ocorrência de anomalias de ondas estacionárias e induz ao padrão PNA.

Figura 56- Correlação da precipitação total anual (mm) com a PNA (a) e série temporal do PNA com a PRCPTOT (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,156 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$..



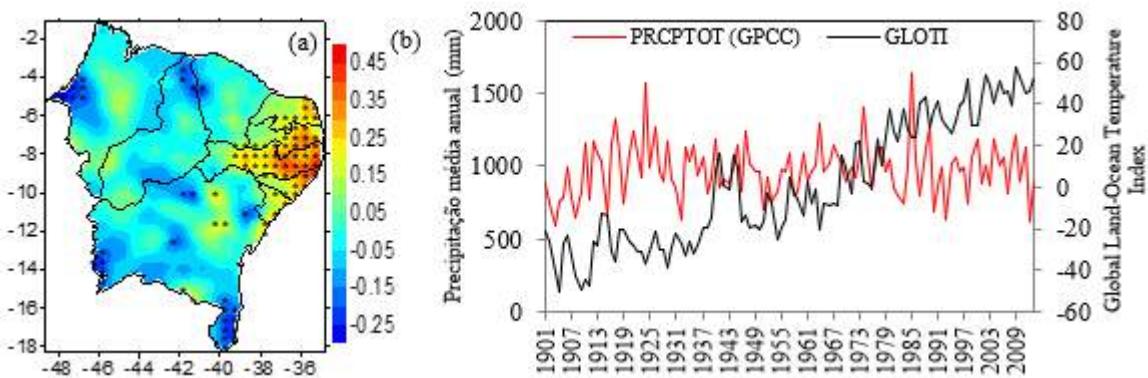
Os índices Niño (1+2, 4, 3+4) apresentam coeficientes de correlação negativos significantes com o índice PRCPTOT, Figuras 57(a, c, d), indicando um padrão inverso da precipitação com a TSM do Oceano Pacífico, com maior influência no setor noroeste, norte e leste do NEB, áreas que correspondem às regiões homogêneas R1, R2, R3 e R4. O índice Niño 3 apresenta coeficientes de correlação negativos na parte noroeste e central, regiões R1, R2 e R3, tendendo a ter pouca variação na TSM do Oceano Pacífico, Figura 57(b). A circulação atmosférica no Oceano Pacífico Equatorial é influenciada pela localização e intensidade sazonal e interanual da circulação de Walker. A circulação de Walker apresenta ventos de baixo nível soprando de leste para oeste em todo o Pacífico central e movimento ascendente sobre as águas mornas do Pacífico ocidental que retorna a direção de oeste para leste na troposfera superior e submerge sobre as águas frias do Pacífico leste (LAU e YANG, 2002). Verificou-se que a precipitação apresenta tendência variável mudando a cada ano associados aos padrões de resfriamento e aquecimento da TSM do Pacífico Equatorial, e também a influência de teleconexões que atuam de forma diferente durante episódios do ENSO. Conforme Lin et al. (2015) os diferentes padrões de distribuição de chuva estão associados a diferenças nas anomalias regionais da TSM, na circulação regional e nos padrões de ar ascendente ou descendente associados à circulação de Walker.

Figura 57- Correlação da precipitação total anual (mm) com o Niño1+2 (a), Niño 3 (b), Niño4 (c) e Niño3+4 (d), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$.



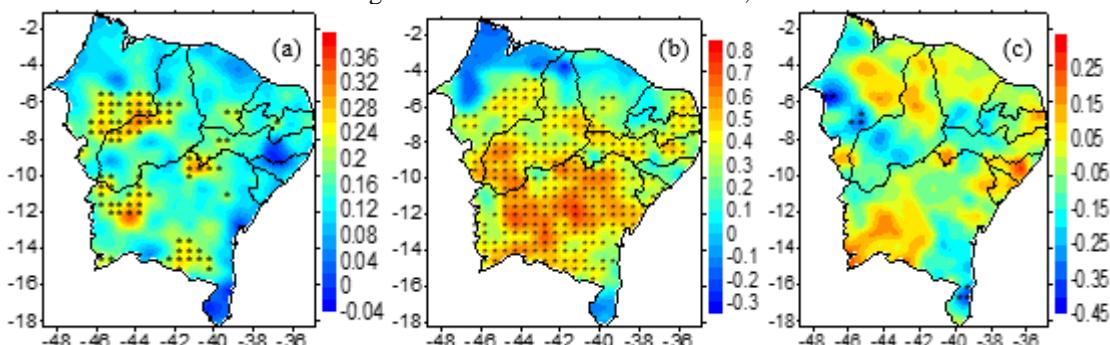
O índice Temperatura Global Terra-Oceano (LOTI) com a PRCPTOT apresenta correlações significantes positivas na parte leste e negativas em áreas isoladas indicando alterações na cobertura do solo e tendência de aquecimento climático, Figura 58(a). A realidade do sistema climático é que devido à variabilidade climática natural, é perfeitamente possível ter um período até uma década ou duas de "resfriamento" superposto à tendência de aquecimento em longo prazo devido à emissão antropogênica de gases do efeito estufa (EASTERLING e WEHNER, 2009). A Figura 58(b) mostra tendência positiva do índice LOTI e redução da precipitação, a partir da década de 1980, o aumento da temperatura tornou-se mais acentuado. Hansen et al. (2006) mostraram que a temperatura global da superfície aumentou $\approx 0,2^{\circ}\text{C}$ por década nos últimos 30 anos, semelhante à taxa de aquecimento prevista na década de 1980 em simulações de modelos climáticos globais com mudanças transitórias dos gases do efeito estufa e que o aquecimento é maior no Pacífico Equatorial Ocidental do que no Pacífico Equatorial Oriental ao longo do século passado, sugerindo que o aumento do gradiente de temperatura oeste-leste pode ter aumentado a probabilidade de episódios El Niño fortes, como os de 1983 e 1998. O aquecimento ou resfriamento da TSM podem contribuir para variações de curto prazo na temperatura média global. O LOTI fornece uma visão clara do aumento acentuado das temperaturas principalmente nas últimas décadas, mostrando uma tendência de aquecimento em longo prazo. Conforme o IPCC (2007), os forçamentos climáticos alteram o balanço de energia da Terra, conduzindo ao aquecimento ou ao arrefecimento da sua superfície. Devido às muitas variáveis do sistema climático, o aquecimento e arrefecimento dos oceanos e superfícies, provocam oscilações climáticas que afetam diretamente a convecção local, ressalva-se também que os impactos antropogênicos no clima influenciam os processos atmosféricos, resultando no desequilíbrio do fluxo de radiação na atmosfera.

Figura 58- Correlação da precipitação total anual (mm) com o índice Temperatura Global Terra-Oceano (a), série temporal do LOTI (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$.



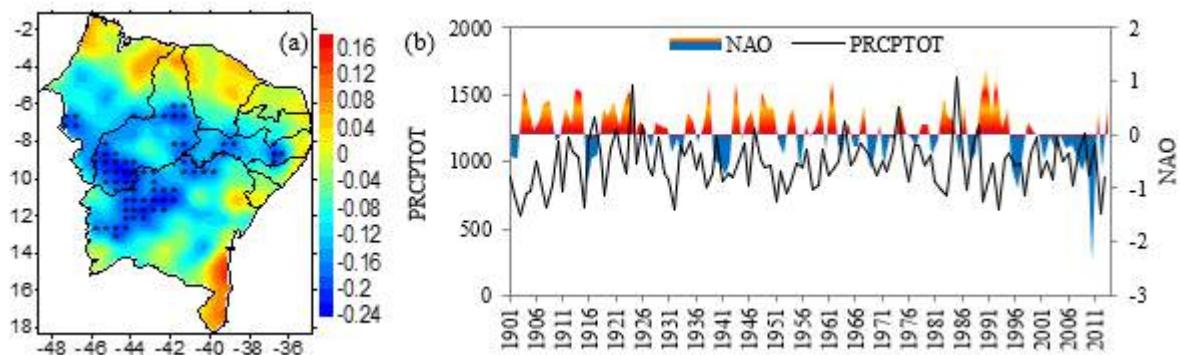
A correlação da precipitação total anual com a QBO apresenta coeficientes positivos significantes ao nível de 0,1, no setor centro-oeste do NEB, regiões R2 e R3, Figura 59(a). Essa configuração indica o aumento da precipitação no NEB estando relacionado à dinâmica da TSM do Atlântico e do ENSO na escala de tempo interanual. Ao combinar efeitos do ENSO e da QBO no Hemisfério Norte, Calvo et al. (2009) verificaram o enfraquecimento e o aquecimento do vórtice polar associado a um ENSO quente são intensificados no final do inverno durante as duas fases da QBO. A precipitação do NEB apresenta correlação positiva estatisticamente significativa, na parte central, leste e oeste, região R2, R3 e R4, durante a fase oeste (positiva) da QBO, Figura 59(b) indicando a aceleração dos ventos estratosféricos. A fase leste da QBO apresenta pouca influência na precipitação do NEB, Figura 59(c) apresentando correlação negativa na parte noroeste do estado do Maranhão e extremo sul do estado da Bahia, região R3 e R5. A fase oeste da QBO mostra maior influência na precipitação do NEB, na escala de tempo interanual.

Figura 59- Correlação da precipitação total anual (mm) com a Oscilação Quase-Bianual, 1948-2013 (a), fase oeste (positiva) (b) e fase leste (negativa) (c), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



A NAO possui dois sistemas de pressão que afetam a direção dos ventos do oeste, o sistema de baixa pressão que se localiza na Islândia e o de alta pressão no Açores. Durante o período de 1901-2013 a NAO apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte centro-oeste do NEB, áreas que abrange as regiões homogêneas R2 e R3, Figura 60(a). A fase positiva da NAO corresponde uma intensificação dos ventos de oeste em altitude, que chegam com maior velocidade nas latitudes subpolares e guiam tempestades que atravessam o Atlântico entre a Terra Nova e na Europa do Norte (WALLACE e GUTZLER, 1981). A NAO estava em fase predominantemente positiva no início do século XX enquanto a fase negativa foi mais pronunciada entre os anos 40 e 70 (WEISHEIMER et al., 2017). Hurrell (1995) afirma que as fases positivas e negativas da NAO estão fortemente associadas com a localização e com a intensidade da corrente de jato e, em consequência, com a trajetória das depressões no Atlântico Norte. Observa-se que a NAO na fase negativa contribui para o aumento da precipitação no NEB, e durante a fase positiva ocorre um déficit da precipitação e que a NAO permanece na mesma fase por alguns anos, Figura 60(b).

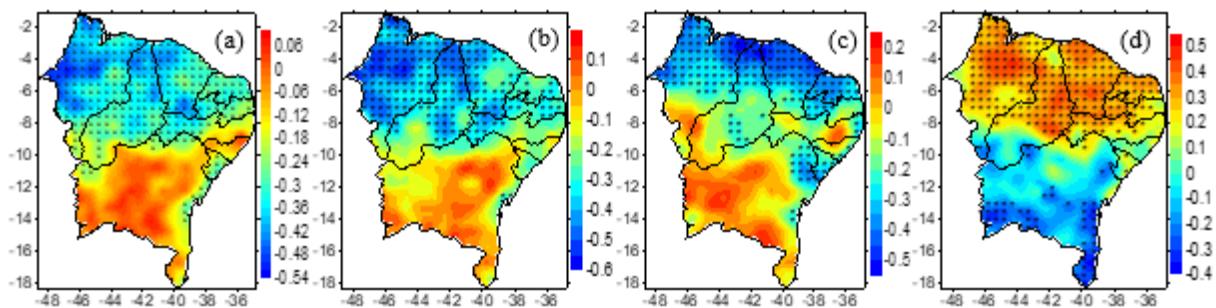
Figura 60- Correlação da precipitação total anual (mm) com a Oscilação Atlântico Norte (a) e série temporal (b), 1901-2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,184 \leq r < \pm 0,156$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,185 \leq r < \pm 0,241$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,242$



Na Figura 61(a), observam-se coeficientes de correlação negativos significantes do Índice Oceânico Niño com a precipitação, exceto na parte sul da região homogênea R2 e na região homogênea R5. As condições oceânicas e atmosféricas no Oceano Pacífico Equatorial provocam mudanças na precipitação local contribuindo para a intensificação de eventos ENSO, Figura 61(b), ou seja, ocorre uma alternância de fases com o aquecimento e resfriamento da TSM no Oceano Pacífico. Durante os eventos de El Niño, anomalias de precipitação positivas ocorrem em regiões tipicamente áridas e semi-áridas, como a costa oeste da América do Sul, sul dos Estados Unidos e África Oriental (ANYAMBA et al., 2001; HOLMGREN et al., 2006). No entanto, estudos recentes sugerem a existência de vários

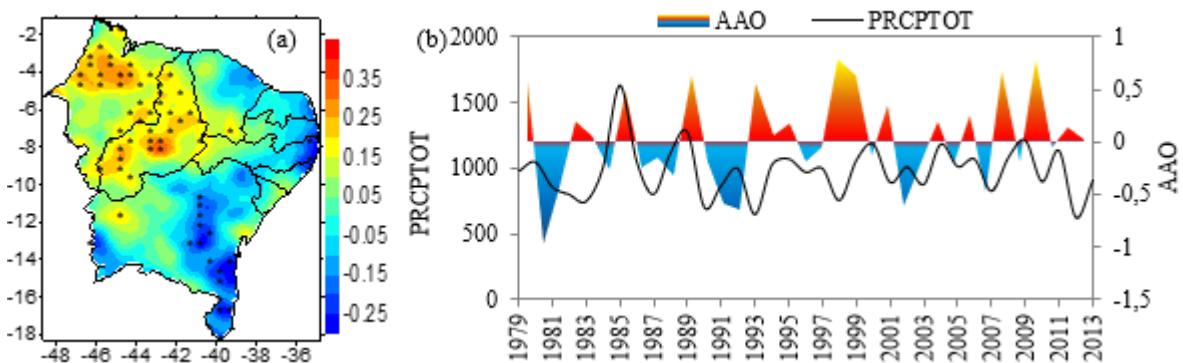
"tipos" de El Niño, por exemplo, a costa do Pacífico Oriental sofreu impactos mais fortes do ENSO de 1997-98 do que os esperados do ENSO 2015-16, apesar de ter anomalias similares da TSM tropical (JACOX et al., 2016; CAPOTONDI et al., 2015; TOVAR et al., 2018). O índice TNAI apresenta correlações negativas significantes com a precipitação, Figura 61(c), abrangendo o extremo norte e leste do NEB, regiões homogêneas R1, R2, R3 e R4; indicando um padrão inverso do TNAI com a precipitação. No Oceano Atlântico o principal sistema produtor de chuvas no NEB é a ZCIT, em anos secos sobre o Oceano Atlântico a ZCIT localiza-se mais ao norte de sua posição normal e em anos chuvosos a ZCIT desloca-se para o sul, sendo responsável por chuvas intensas no NEB. O Atlântico é controlado por um gradiente da TSM meridional ou inter-hemisférico (GRADM), conhecido também como padrão de dipolo (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991). Essa variabilidade ocorre em escala interanual e decadal, e está ligada à variação meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é um dos principais mecanismos que provoca precipitação no norte e também sobre o leste do NEB (LUCENA et al., 2011). O índice Atlântico Sul Tropical apresenta correlações positivas significantes com a precipitação, na parte norte e leste, regiões homogêneas R1, R2, R3 e R4, e correlações negativas significantes no extremo sul do NEB, regiões homogêneas R2 e R5, Figura 61(d), indicando ocorrência de chuvas na parte norte e leste, e um padrão inverso do TSAI com a precipitação na parte sul do NEB, ressalta-se também que os forçamentos externos e antropogênicos afetam a convecção local, interferindo nas condições termohalina do Atlântico Tropical. Conforme, Trenberth (2012), o agrupamento de extremos ocorre quando a variabilidade natural cria anomalias que estão na mesma direção do aquecimento global, isso ocorre especialmente em associação com o modo dominante de variabilidade natural: ENSO durante e após a fase quente do El Niño quando o calor deixa o oceano; durante o ENSO, grandes mudanças regionais ocorrem na TSM em todos os trópicos; grandes anomalias positivas de TSM no Pacífico central e oriental durante o El Niño tendem a focalizar a atividade convectiva (tempestades, tempestades tropicais, etc.) nessas regiões, enquanto suprimem a atividade em outros lugares por meio de mudanças na estabilidade atmosférica e no cisalhamento do vento.

Figura 61- Correlação da precipitação total anual (mm) com o Índice Oceânico Niño, período 1950-2013 (a), ENSO, 1979-2013 (b), TNAI (c) e TSAI (d), período 1948 a 2013, as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1



A AAO e o índice PRCPTOT apresentam coeficientes de correlação positivos no setor norte e oeste, (regiões R1 e R2) e coeficientes negativos na parte central, leste e sul (regiões R2, R4 e R5), Figura 62(a). Conforme Turner (2004), a concentração dos gases responsáveis pelo efeito estufa e a diminuição do ozônio estratosférico afetam a AAO. O modo negativo da AAO está relacionado ao aumento da precipitação e o modo positivo indica a diminuição dos totais pluviométricos no NEB, Figura 62(b).

Figura 62- Correlação da precipitação total anual (mm) com a AAO (a) e série temporal (b), 1979-2013, as áreas pontilhadas correspondem as correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1.



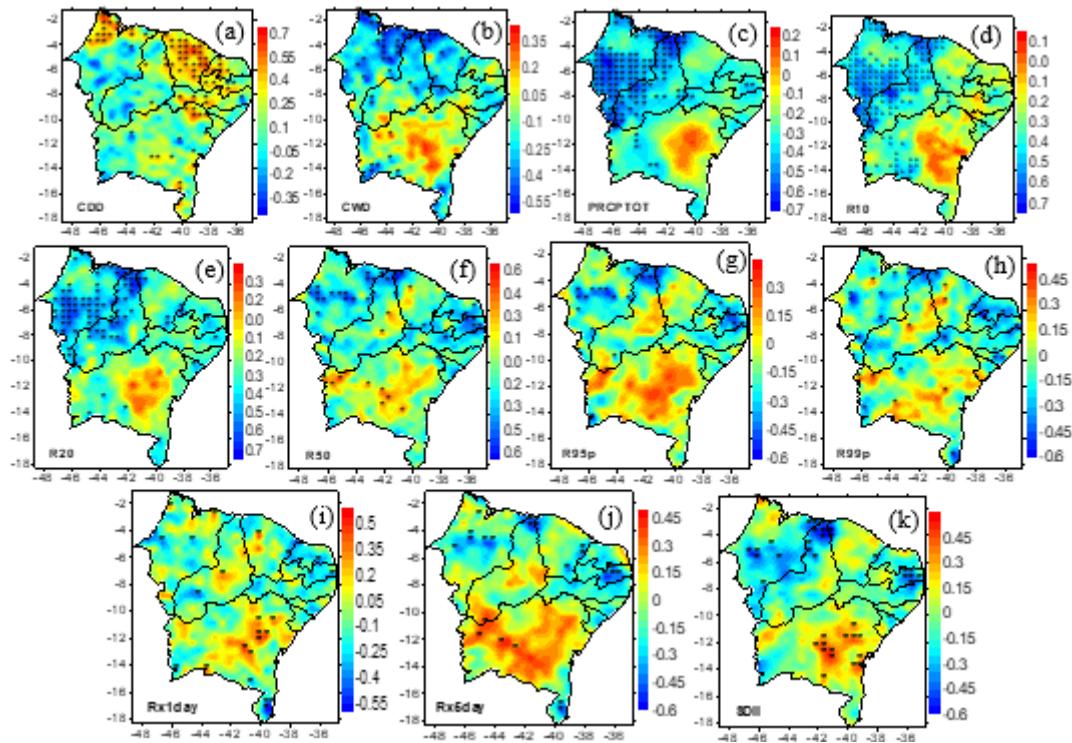
4.7 Correlação entre índices de extremos climáticos derivados da precipitação (TRMM 3B42) e teleconexões atmosféricas

Nesta seção é apresentada a correlação dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária proveniente do satélite TRMM 3B42 com as teleconexões atmosféricas de escala global, os níveis de significância estatística variaram entre 0.01, 0.05 e 0.1.

O índice CDD, Figura 63(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes com a PDO, abrangendo parte noroeste (região R1), e parte do semiárido (região R2), indicando um aumento do número de dias secos. Os índices CWD e PRCPTOT

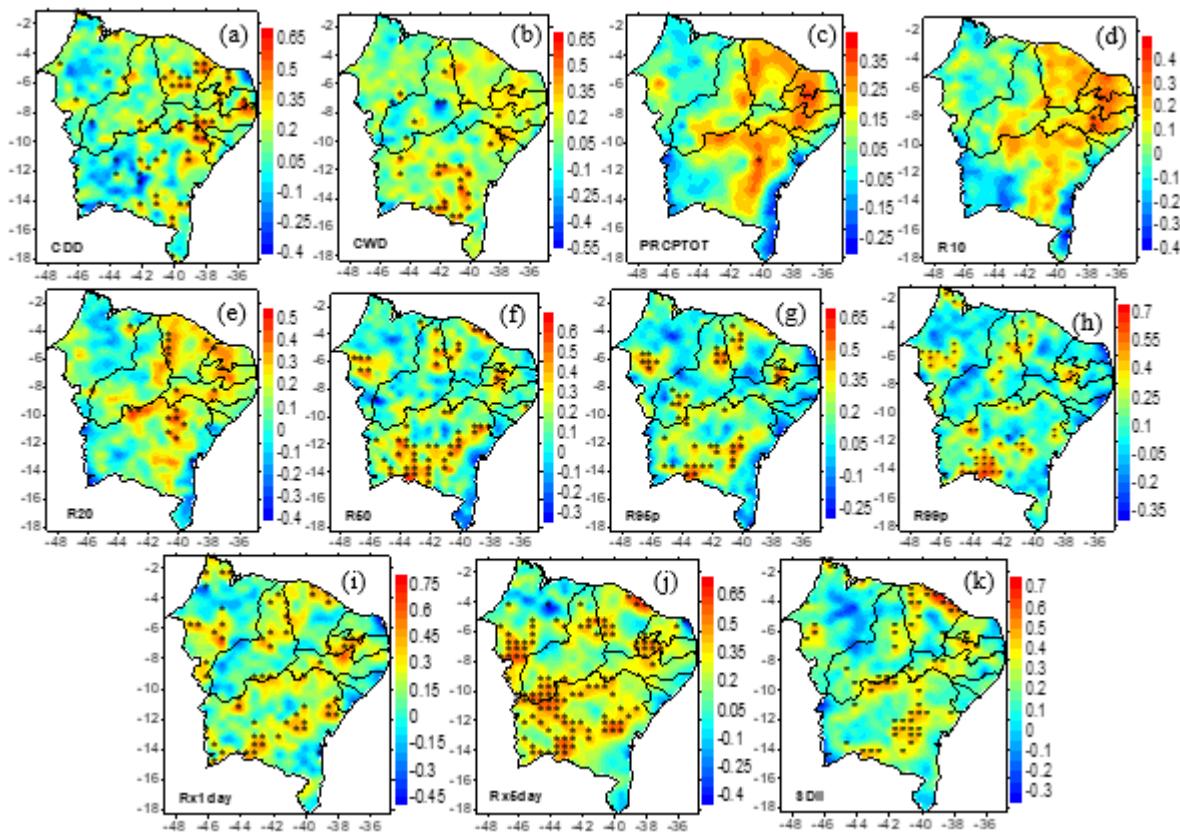
apresentam correlação negativa significantes com a PDO na parte noroeste e áreas isoladas, Figuras 63(b,c) e os índices R10 e R20 estão correlacionados negativamente apresentando significância estatística, na parte noroeste e áreas isoladas, indicando um padrão inverso na intensidade da precipitação com a PDO, Figuras 63(d,e). O índice R50 e a PDO, Figura 4.66(f) apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte noroeste e leste do NEB, regiões homogêneas R3 e R4, e correlações positivas significantes na parte central, região R2, indicando alterações no clima local. Os índices R95p e R99p, Figuras 63(g,h), apresentam coeficientes negativos significantes em áreas isoladas, indicando mudanças na precipitação associadas à variabilidade do ENSO. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 63(i, j, k) apresentam correlações positivas e negativas significantes em áreas isoladas indicando alterações na intensidade da umidade e grande variabilidade interanual do fortalecimento e enfraquecimento da TSM do Oceano Pacífico.

Figura 63- Distribuição espacial da correlação da PDO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



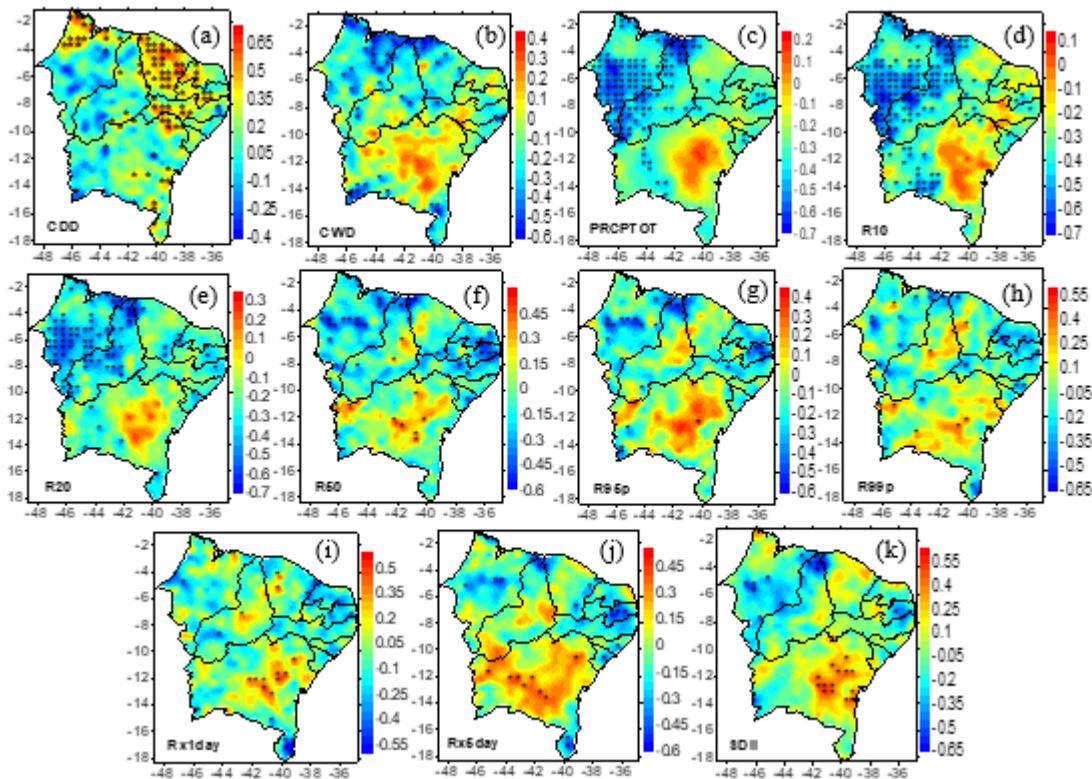
A correlação da AMO com o índice CDD, Figura 64(a) apresenta coeficientes positivos com predominância na parte leste central do NEB, regiões R1 e R2, e coeficientes de correlação negativos significantes em áreas isoladas na parte oeste, região R3, essa configuração está associada a mudanças antrópicas que alteram a circulação atmosférica. A correlação positiva significante do índice CWD com a AMO na parte leste e sul, região R1 e R3, Figura 64(b), está associada ao aumento da umidade, verifica-se correlações negativas na parte oeste, região R3, indicando influência da variabilidade externa nos índices de extremos climáticos. O índice PRCPTOT apresenta correlação positiva não significante estatisticamente, na Mesorregião do Sertão, região homogênea R3; e correlação negativa não significante na costa litorânea e noroeste do NEB, Figura 64(c). A correlação do índice R10 com a AMO apresenta coeficientes positivos significantes na parte leste, região homogênea R4, Figura 64(d). A correlação do índice R20 com a AMO apresenta coeficientes positivos com significância estatística em áreas que abrange o Sertão nordestino, região R3, ocorrendo uma intensificação no número de dias de precipitação muito intensa, Figura 64(e). Os índices R50, R95p e R99p apresentam coeficientes de correlação positivos significantes em áreas isoladas do NEB, Figuras 64(f, (g, h), implicando no aumento da umidade. A correlação dos índices Rx1day e Rx5day apresenta forte correlação positiva com a AMO, na parte central e oeste, abrangendo quase todo NEB, Figuras 64(i, j), ressalta-se que o índice Rx5day apresenta maior intensidade da quantidade de precipitação diária. A correlação positiva do índice SDII com a AMO indica a intensificação do número de dias chuvosos no Sertão nordestino e parte norte e oeste do Maranhão, Figura 64(k), abrangendo as regiões homogêneas R1, R2, R3, R4 e R5 do índice SDII, exceto a região R6. A influência da AMO na intensificação da umidade na parte semiárida nordestina, está associada a migração da ZCIT de sua posição normal mais para o sul em anos chuvosos e também a irregularidade de chuvas indica a atuação dos VCAS que se forma no Atlântico Sul e penetra no NEB, produzindo chuvas intensas em algumas áreas e estiagens em outras. Verifica-se que o padrão da AMO sofreu alterações no seu modo natural, ocasionado principalmente por mudanças no uso e cobertura do solo, afetando o padrão de circulação termohalina no Atlântico.

Figura 64- Distribuição espacial da correlação da AMO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$.



A correlação do índice CDD com a terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO, período 1999 a 2016, Figura 65(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte leste e norte, indicando o aumento do período de estiagem possivelmente associado ao diplo do Atlântico com as águas do TNAI mais quentes do que as do TSAI, e também a influência do fenômeno ENSO, com maior abrangência nas regiões R2 e R4. O índice CWD, Figura 65(b), apresenta coeficientes de correlação negativos em áreas isoladas no setor norte e sul, com maior influência nas regiões R2 e R3. O índice PRCPTOT, Figura 65(c), apresenta correlações negativas significantes na parte norte e oeste, com maior influência na região R1. Os índices R10 e R20, Figuras 65(d, e), apresentam correlações negativas significantes no setor norte e oeste, com maior abrangência na região R1. Os índices R50, R95p, R99p, Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 65(f, g, h, i, j, k), apresentam correlações positivas significantes na parte central e correlações negativas significantes em áreas isoladas no setor norte e leste, indicando a influência de forçamentos externos na frequência e intensidade de eventos de chuva.

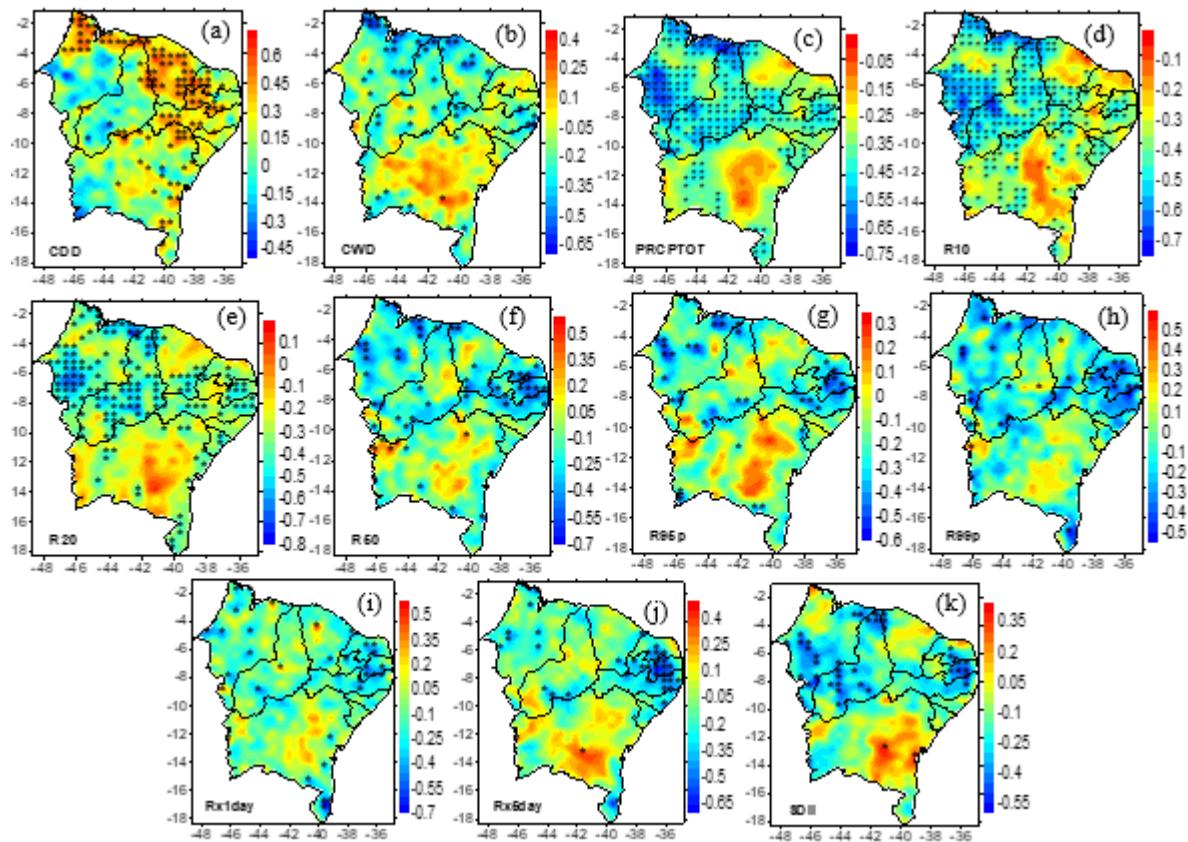
Figura 65- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO e índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1999-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,400 \leq r < \pm 0,468$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,469 \leq r < \pm 0,580$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,590$



A correlação do MEI com o índice CDD apresenta correlações positivas significantes estatisticamente na parte norte e central, regiões R1 e R2, essa configuração está associada a ocorrência de episódios de El Niño que torna a redução da precipitação expressiva; a parte oeste e sul do NEB apresenta coeficientes de correlação negativos com significância estatística, indicando um padrão inverso do índice CDD e MEI, Figura 66(a). A correlação do índice CWD com o MEI apresenta coeficientes negativos na parte norte, leste e central, regiões homogêneas R1 e R2, indicando um padrão inverso do índice CWD com o MEI, Figura 66(b). Os índices PRCPTOT e R10 apresentam coeficientes de correlação negativos significantes, Figura 66(c, d), indicando uma relação inversa na intensidade de precipitação durante anos de El Niño e La Niña, em quase todo o NEB, exceto pequena área central do estado da Bahia. Nas Figuras 66(e,f), observa-se que os índices R20 e R50 apresentam coeficientes de correlação negativos significantes com o MEI, exceto na parte sul do NEB, essa variabilidade no número de dias de precipitação intensa são dependentes da dinâmica da TSM. Os índices R95p, R99p, Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 66(g, h, i, j, k), apresentam correlação negativa significantes em área isoladas, essa variabilidade na quantidade de dias

úmidos e intensidade da precipitação está associada a magnitude de eventos La Niña e El Niño. Conforme Moura et al., (2008) simultâneos ENSO e ATSMs significativas no AT atuam para aumentar ou diminuir as anomalias de precipitação e ATSMs de mesmo sinal no ATS e Pacífico leste, enfraquecem os padrões de precipitação no NEB. Andreoli e Kayano (2007) reexaminaram as anomalias de precipitação no NEB considerando os efeitos do ENSO e do Atlântico Tropical e na ausência de anomalias de TSM significativas no AT, durante a fase inicial e de desenvolvimento do ENSO, entenderam que as anomalias na precipitação são ocasionadas, possivelmente, por padrões de teleconexões associados ao rearranjo da célula de Walker, por padrões de teleconexões extratropicais.

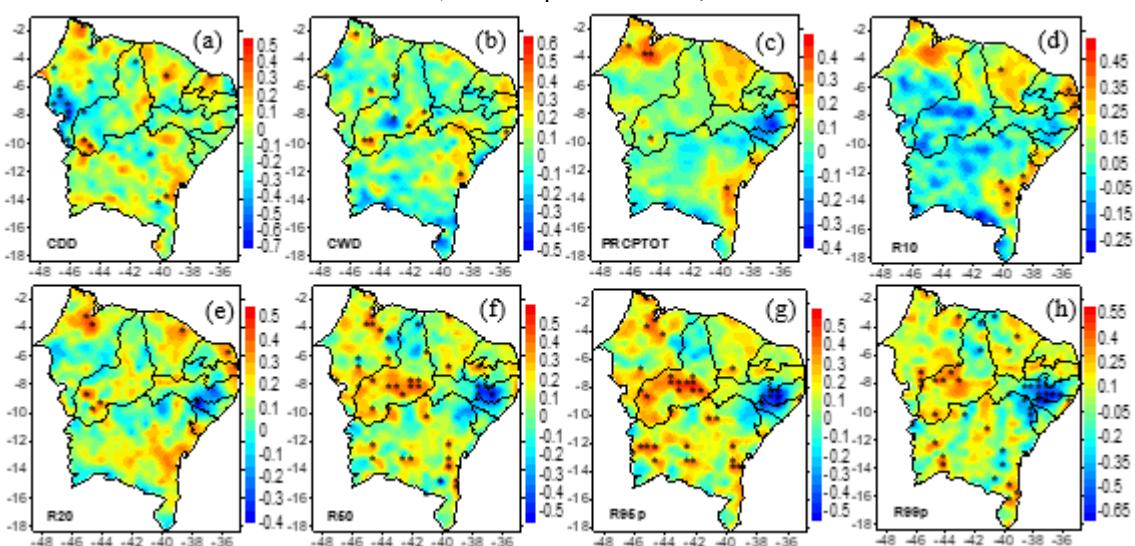
Figura 66- Distribuição espacial da correlação do MEI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

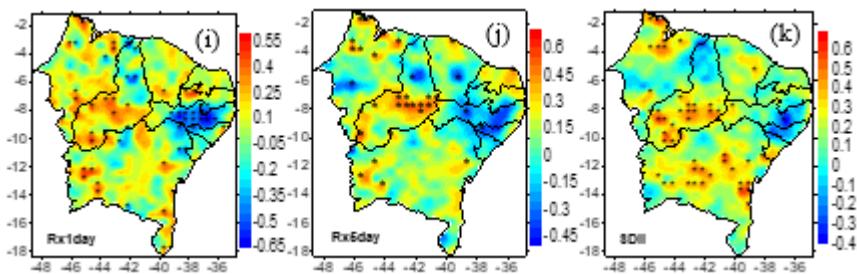


A correlação da NAO com o índice CDD apresenta coeficientes negativos com significância estatística na parte oeste e em áreas isoladas do NEB, e correlações positivas em áreas isoladas, Figura 67(a), abrangendo as regiões homogêneas R1, R2 e R4, exceto a região R3. O índice CWD e a NAO apresentam correlações positivas com significância em áreas

isoladas, indicando aumento da precipitação, Figura 67(b). Os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam configuração semelhante apresentando pouca variação durante as fases da NAO, Figuras 67(c, d, e). Os índices R50, R95p e R99p apresentam configuração semelhante com correlações positivas com significância estatística em quase todo o NEB, Figuras 4.69 (f, g, h), indicando um aumento da umidade na região, e correlações negativas significantes com um padrão inverso dos dias úmidos e a NAO. Os índices Rx1day e Rx5day, Figuras 67(i, j), apresentam correlações positivas significantes com a NAO, indicando intensificação da umidade na parte oeste; e a parte leste apresenta correlações negativas significantes. O índice SDII e a NAO, Figura 67(k), apresenta correlações positivas com significância estatística, indicando uma intensificação na intensidade da precipitação diária, principalmente na parte central e sul do NEB. Devido à elevada variabilidade dos índices de extremos climáticos com a NAO, abrangendo áreas isoladas no NEB, não foi possível identificar as regiões homogêneas com maior influência na precipitação local durante a atuação da NAO. Conforme Cavalcanti (2015) quando a ZCIT é deslocada para o sul, existem dois centros anômalos de pressão do nível do mar ou geopotencial em níveis médios sobre o Atlântico Norte extratropical, que estão relacionados ao deslocamento da fase positiva dos centros de ação da NAO.

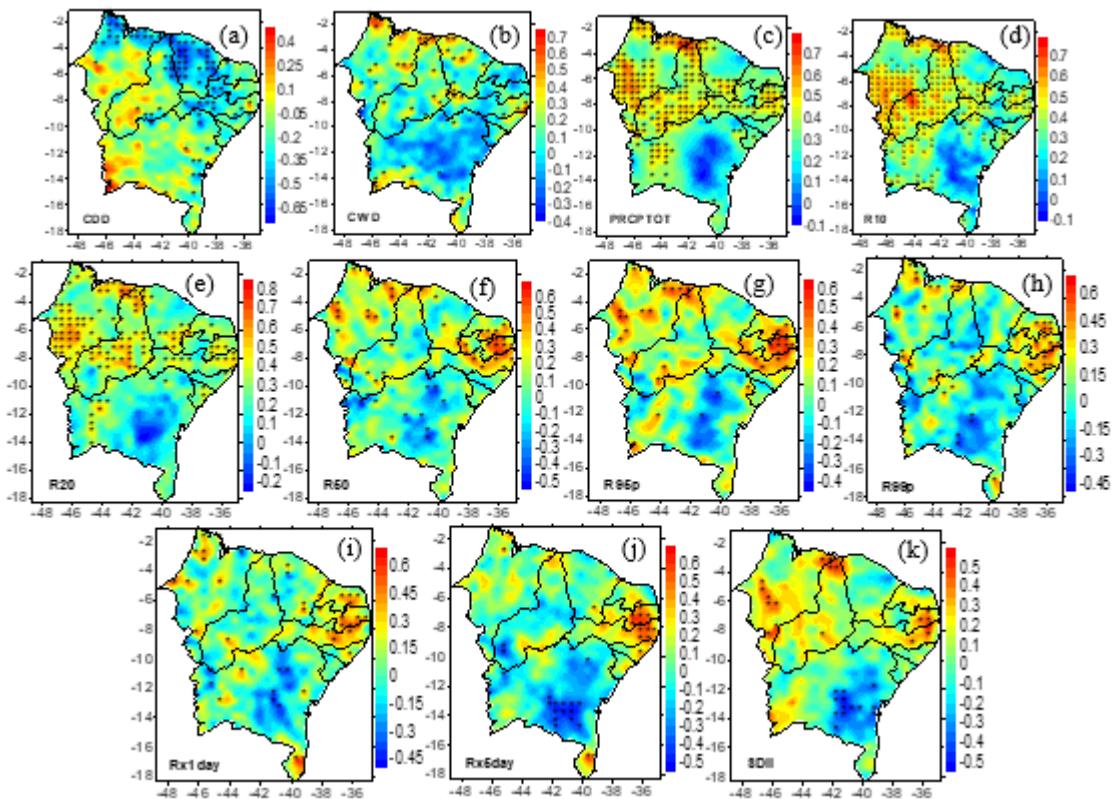
Figura 67- Distribuição espacial da correlação da NAO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$





A correlação do SOI com o índice CDD mostra correlações negativas com significância estatística na parte norte e leste do NEB, regiões homogêneas R1, R2 e R4, Figura 68(a), indicando um padrão inverso do índice CDD, associadas à variabilidade interanual do SOI. Verifica-se que a correlação dos índices CWD e PRCPTOT com a SOI apresentam correlações positivas indicando aumento da umidade no NEB, Figuras 68(b, c), exceto no sul do NEB, região R3 do índice PRCPTOT e região R2 do índice CWD. O índice R10 apresenta maior intensificação da precipitação, quando comparados com os índices R20 e R50, Figuras 68(d, e, f), apresentando coeficientes de correlação positivos significantes, exceto na parte sul do NEB. Os índices R95p e R99p, Figuras 68(g, h), apresentam correlações positivas significantes estatisticamente, indicando aumento dos dias úmidos principalmente na parte leste e norte, verifica-se alguns coeficientes de correlação negativa significantes em áreas isoladas, sugerindo influência da variabilidade externa na convecção local. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam correlações positivas com significância estatísticas na parte norte e leste, e a parte central do estado da Bahia apresenta correlações negativas significantes, Figuras 68(i, j, k), indicando mudanças no padrão de precipitação ocasionando a inibição ou produção de chuvas, que podem ser influenciados por forçamentos antropogênicos, mas que também sofre influência da variabilidade interna, alterando o regime de chuvas através de episódios simultâneos de ENSO e anomalias da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico. O fenômeno El Niño (aquecimento acima do normal das águas do oceano Pacífico Equatorial), por exemplo, dependendo da intensidade e período do ano em que ocorre, é um dos responsáveis por anos considerados secos ou muito secos, principalmente quando acontece conjuntamente com o dipolo positivo do Atlântico (Dipolo do Atlântico: diferença entre a anomalia da TSM na Bacia do Oceano Atlântico Norte e Oceano Atlântico Sul), que é desfavorável às chuvas; e o fenômeno La Niña (resfriamento anômalo das águas do oceano Pacífico) associado ao dipolo negativo do Atlântico (favorável às chuvas), é normalmente responsável por anos considerados normais, chuvosos ou muito chuvosos na região (FERREIRA E MELLO, 2005).

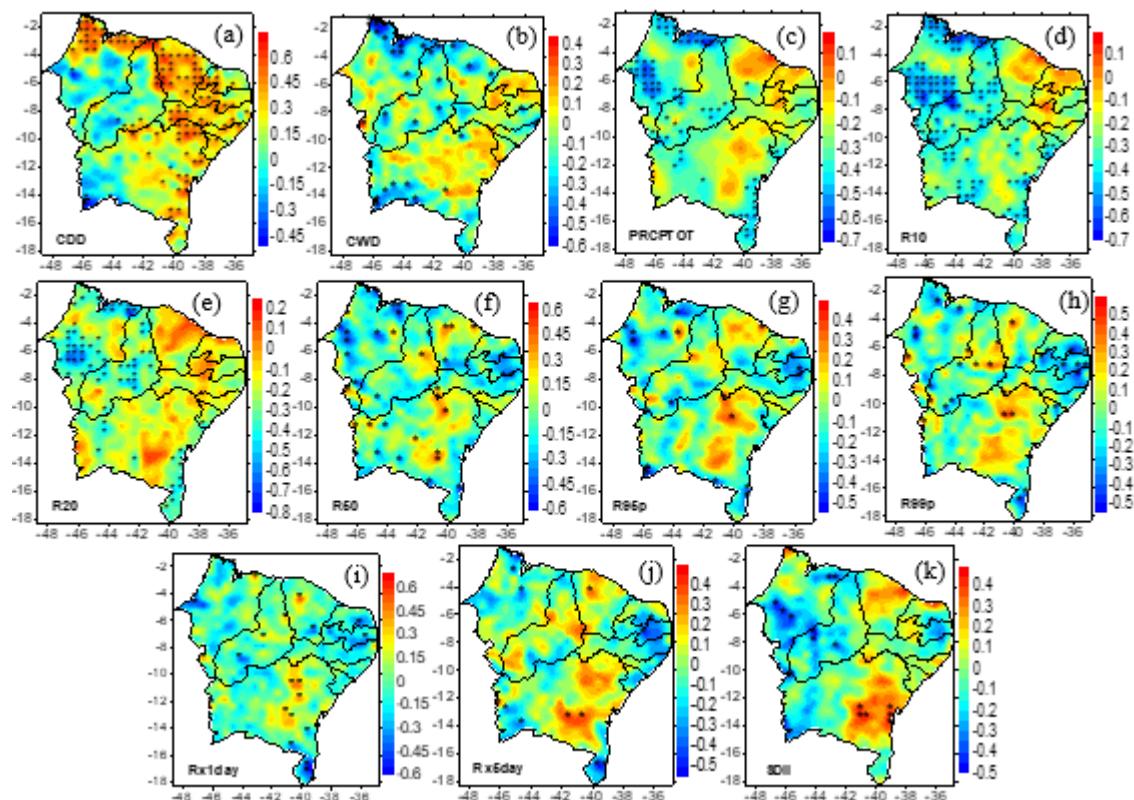
Figura 68- Distribuição espacial da correlação do SOI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



A correlação do Índice Oceânico Niño com o CDD apresenta coeficientes positivos significantes, nas regiões homogêneas R1, R2 e R4, Figura 69(a) esse padrão pode estar associado há predominância de episódios El Niño indicando que para os anos de 1998 a 2016 o Pacífico tropical do centro leste é significativamente mais quente do que o habitual, predominaram El Niño de intensidade forte nos anos (1998, 2015, 2016), intensidade moderada (1994, 1995, 2002, 2003, 2009, 2010) e intensidade fraca (2004, 2005, 2006, 2007). Os índices CWD, PRCPTOT, R10 e R20 apresentam coeficientes de correlação negativos significantes na parte norte, oeste e sul do NEB, sugerindo uma relação inversa, podendo ocorrer um aumento ou redução da precipitação, associadas a anomalias da TSM do Pacífico Equatorial que resultam em mudanças na convecção e circulação atmosférica, Figuras 69(b,c,d,e). Os índices R50, R95p e R99p apresentam correlação negativa com significância no extremo norte, sul e leste e correlações positivas significativas adentrando o interior, Figuras 69(f, g, h). Os índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam correlações positivas e negativas em áreas isoladas, indicando pouca influência do ONI na frequência da precipitação e influência da variabilidade climática externa, Figuras 69(i, j, k). A correlação do ONI com

os índices de extremos climáticos apresenta elevada variabilidade, evidenciando mudanças significativas na ocorrência de extremos climáticos em áreas isoladas do NEB.

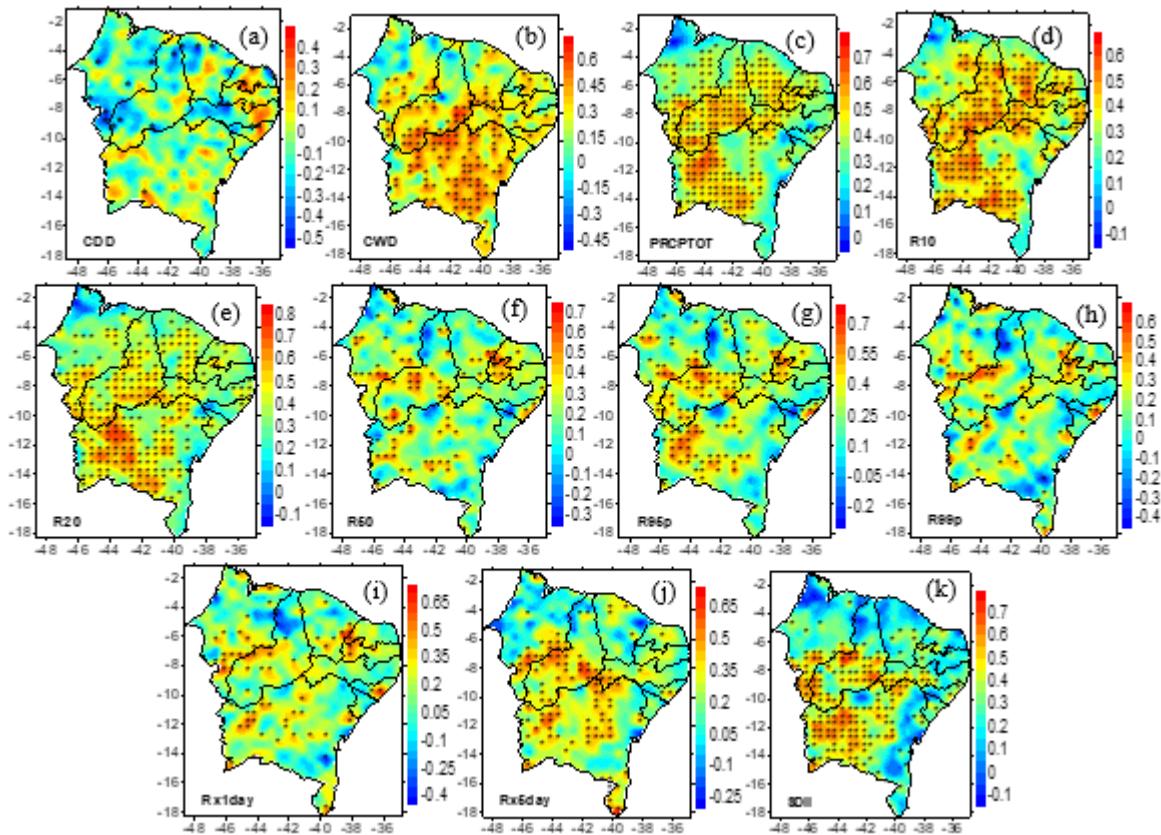
Figura 69- Distribuição espacial da correlação do ONI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998- 2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$.



A Oscilação Quase-Bianual e o índice CDD apresentam correlações positivas significantes em áreas isoladas no NEB, sugerindo um abrandamento da umidade e correlações negativas significantes em áreas isoladas, associadas a um padrão inverso da QBO e do índice CDD, Figura 70(a). Os índices CWD e PRCPTOT apresentam correlações significativas fortemente positivas com a QBO, abrangendo todas as regiões homogêneas do NEB, sugerindo a atuação de regime de ventos que se propagam de leste para oeste, favorecendo a atuação das perturbações de leste intensificação dos ventos alísios, Figuras 70(b, c). Os índices R10 e R20 apresentam coeficientes de correlação positivos com a QBO, abrangendo as regiões homogêneas R1 e R3, indicando perturbações ondulatórias no campo dos ventos e favorecimento da intensidade da convecção local, Figura 70(d, e). A correlação do índice R50 e a QBO apresenta coeficientes positivos significantes em áreas isoladas do NEB, Figura 70(f). As correlações dos índices R95 e R99 com a QBO são fortemente positivas sugerindo à propagação de ondas e consequentemente a intensificação da

convecção, Figuras 70(g, h). Os índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam coeficientes de correlação positivas significantes com a QBO, demonstrando um fortalecimento de ventos alísios que contribuem para o fluxo da umidade e intensificação da convecção local, Figuras 70(i, j, k).

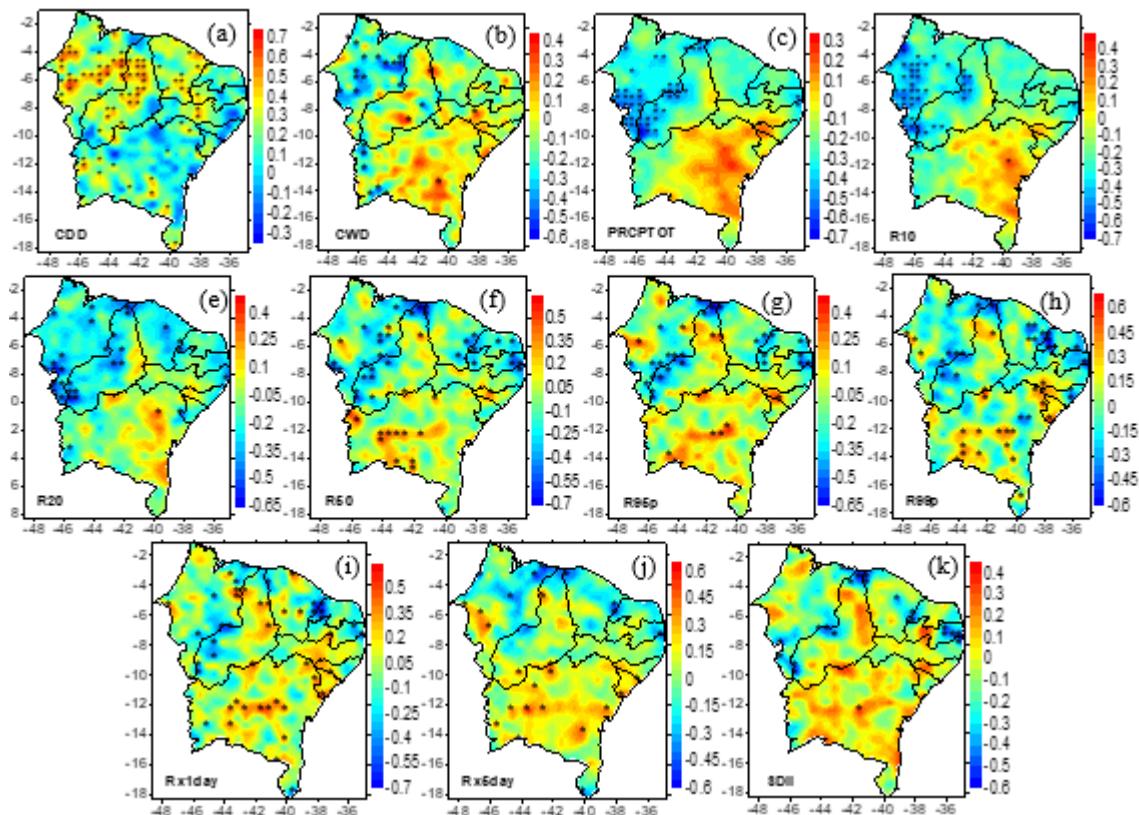
Figura 70- Distribuição espacial da correlação da QBO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



A correlação do índice CDD com a configuração PNA apresenta coeficientes fortemente positivos associados à redução da umidade na parte noroeste, norte e sudoeste do NEB, Figura 71(a). Os índices CWD, PRCPTOT, R10 e R20 apresentam coeficientes de correlação negativos na parte noroeste, Figuras 71(b,c,d,e), indicando variabilidade interanual dos índices climáticos com o padrão PNA afetando diretamente os anos úmidos, com a fase positiva do padrão de PNA associada a episódios quentes no Pacífico (El Niño), e a fase negativa tendendo a estar associada a episódios de frio no Pacífico (La Niña). A correlação dos índices R50, R95p e R99p e o PNA apresentam coeficientes positivos na parte central e sul do NEB, Figuras 71(f, g, h), associados ao aumento da umidade; na parte leste e noroeste

observam-se coeficientes de correlação negativa significantes, porém em menor extensão. Os índices Rx1day e Rx5day estão fortemente correlacionados positivamente com o PNA, Figuras 4.73(i, j) exceto algumas áreas no setor norte e leste que apresentam coeficientes de correlação negativos significantes, indicando que a variabilidade externa provoca instabilidade no padrão climatológico, alterando o padrão PNA. O índice SDII apresenta correlações negativas na parte norte e leste, Figura 71(k), indicando um padrão inverso da intensidade da precipitação com o PNA.

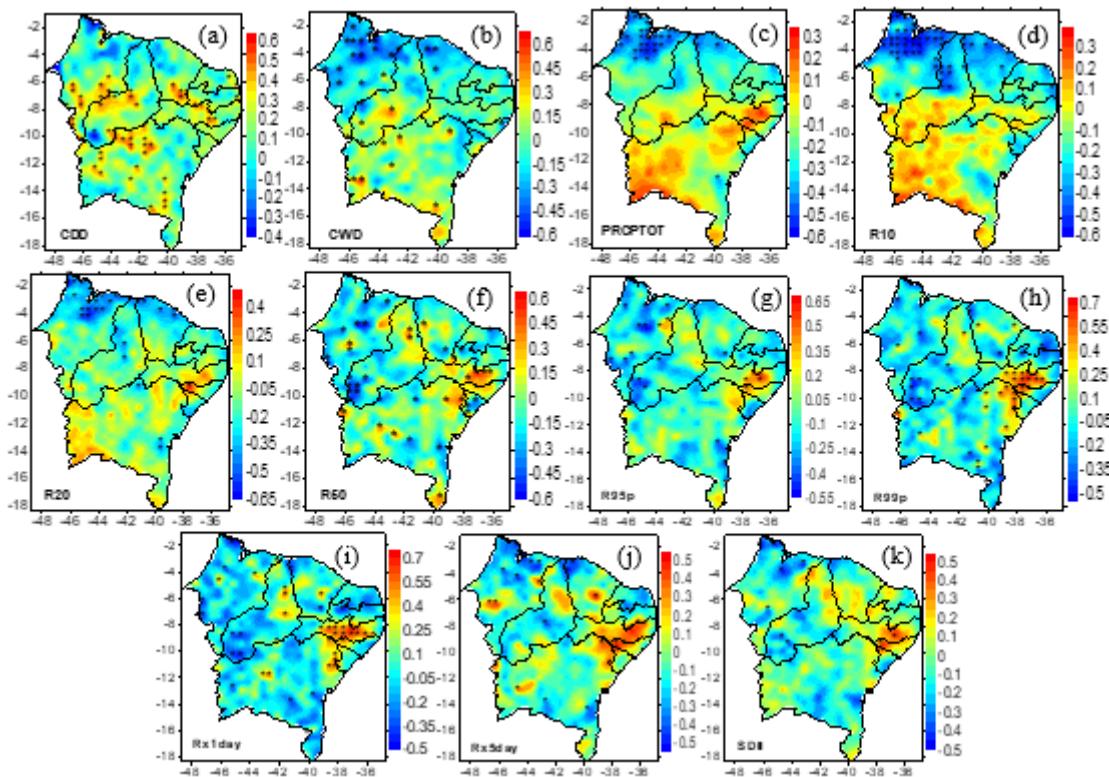
Figura 71- Distribuição espacial da correlação da PNA com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



A correlação do índice Atlântico Norte Tropical com o índice CDD é fortemente positiva com significância estatística na parte oeste e central, implicando na redução da umidade, Figura 72(a), exceto no setor norte, região homogênea R4. Os índices CWD, PRCPTOT, R10 e R20 apresentam coeficientes de correlação negativos no noroeste do NEB, Figuras 72(b, c, d, e), área de abrangência das regiões homogêneas R1 e R2. Conforme Servain (1991), o dipolo do Atlântico Tropical apresenta correlações fortemente negativas

com a precipitação no setor norte do NEB e constitui então um bom indicador da qualidade da estação chuvosa nessa região, especialmente em anos de condições neutras sobre o Pacífico. Observam-se correlações negativas do TNAI com o índice R50 em áreas isoladas no norte e sul do NEB, e correlações positivas ao leste, ratificando mudanças no padrão climático local, Figura 72(f). Os índices R95p e R99p apresentam correlações negativas significantes no setor norte e sul, Figuras 72(g, h), evidenciando um padrão inverso dos índices climáticos com o TNAI, e correlações positivas significativas na parte leste do NEB. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam configuração semelhante aos índices R95p e R99p, Figuras 72(i, j, k). O TNAI apresenta grande instabilidade no NEB, possivelmente associados a diferentes mecanismos afetam o sistema climático, a dinâmica oceânica e por conseguinte a convecção local.

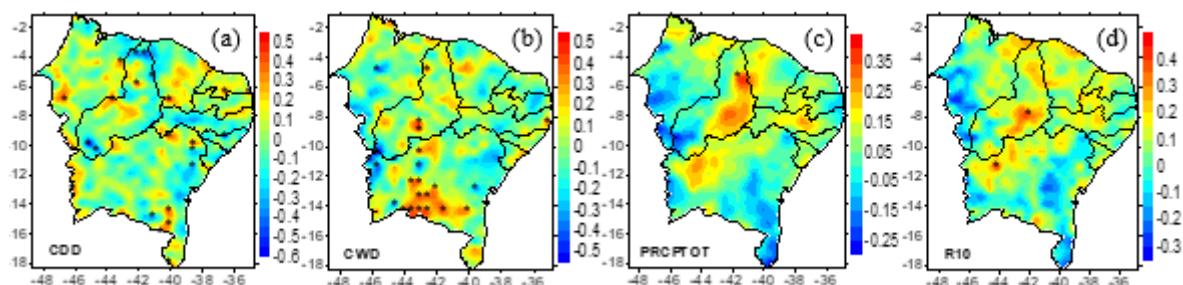
Figura 72- Distribuição espacial da correlação da TNAI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

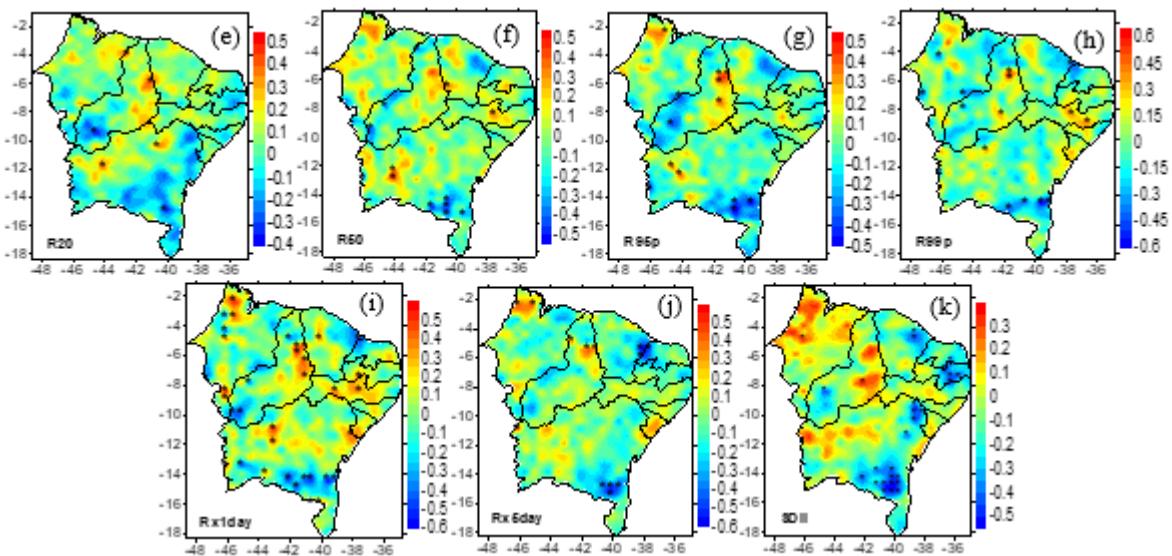


Na Figura 73(a), observam-se coeficientes de correlação positiva com significância estatística do índice TSAI e o índice CDD e algumas células negativas significantes em áreas isoladas. Santos e Brito (2007) analisando os índices de extremos para o semiárido brasileiro mostraram correlações positivas estatisticamente significantes, para a região TNAI e negativas para TSAI, evidenciando que a anomalia positiva de TSM ao norte do equador, no

Oceano Atlântico, acarreta o deslocamento da ZCIT mais para o Norte, inibindo os eventos chuvosos e, com isso, aumentando o número de dias consecutivos secos sobre o NEB; enquanto, anomalias negativas na região do Oceano Atlântico Norte e positiva no Oceano Atlântico Sul, mostram uma situação contrária à descrita anteriormente. O índice CWD apresenta correlação positiva significante na parte sul do estado da Bahia, região homogênea R3, procedentes de anomalias frias no Atlântico Sul, Figura 73(b). Os índices PRCPTOT, R10, R20 e R50, Figuras 73(c,d,e,f), apresentam pouca influencia dos mecanismos que impulsionam a variabilidade interanual no Atlântico Sul. Nas Figuras 73(g,h), os índices R95p e R99p apresentam correlações negativas na parte sul e correlações positivas na parte central do NEB, indicando um padrão inverso da umidade com o índice TSAI. Durante a estação chuvosa (de fevereiro a maio) no NEB, a umidade é transportada para o NEB e converge, proporcionando a fonte de umidade necessária para a precipitação, essa convergência de baixo nível está associada ao ramo ascendente da célula de circulação meridional local, que por sua vez é gerada pelo dipolo TSM (Rao et al., 2015). A correlação dos índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam grande variabilidade com coeficientes positivos e negativos significantes, Figuras 73(i,j,k), esse padrão pode estar associado a mudanças climáticas locais e também sugere que as variações da TSM no Atlântico Sul afetam a posição da ZCAS provocando mudanças na intensidade da precipitação diária. Chaves e Ambrizzi (2005) mostram através de experimentos numéricos que a ZCAS causa o aparecimento de anomalias negativas de TSM ou a desintensificação das anomalias positivas de TSM no Atlântico Sul sob este sistema. Chaves (2011) mostra através da análise de Decomposição em Valores Singulares e de compostos que a convecção sobre o sul do Nordeste está associada com o resfriamento da porção noroeste do Atlântico Sul.

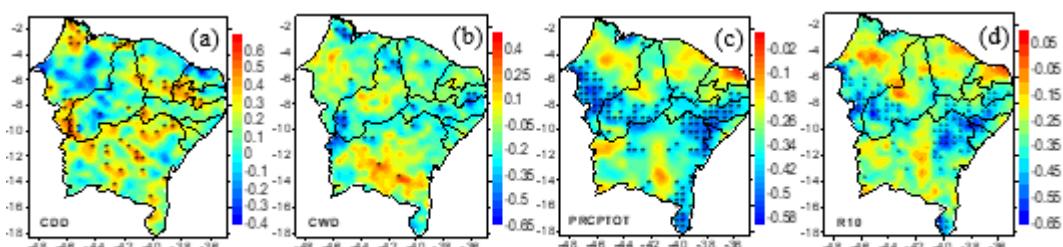
Figura 73- Distribuição espacial da correlação da TSAI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

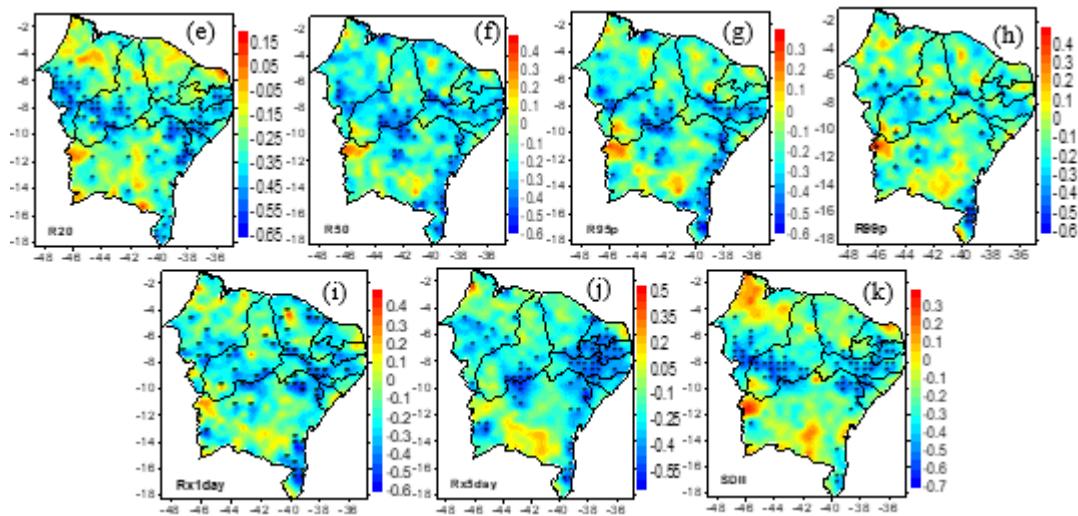




A região Niño 1+2 apresenta correlações positivas significantes com o índice CDD, indicado uma redução da umidade no NEB, Figura 74(a). Os índices CWD e PRCPTOT apresenta correlações negativas e positivas significantes, em áreas isoladas, Figuras 74b,c), indicando forte variabilidade espacial das condições secas e úmidas que podem estar associadas a mudanças no uso e cobertura do solo, resultando em alterações do clima local. A correlação dos índices R10, R20 e R50 mostram-se negativamente correlacionados com a região Niño 1+2, Figuras 74(d,e,f), indicando a modulação dos padrões de aquecimento e arrefecimento da TSM no Pacífico Equatorial Oriental. Os índices R95p e R99p apresentam correlações negativas significantes implicando no padrão inverso dos dias úmidos com o índice Niño1+2, Figuras 74(g,h). A correlação dos índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam coeficientes negativos significantes, Figuras 74(i,j,k), esse padrão está associado aos padrões de circulação atmosférica em anos de El Niño e La Niña.

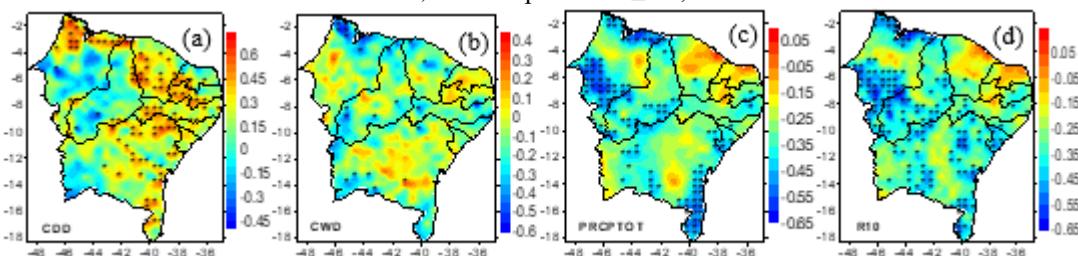
Figura 74- Distribuição espacial da correlação da região Niño1+2 com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r \leq \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r \leq \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

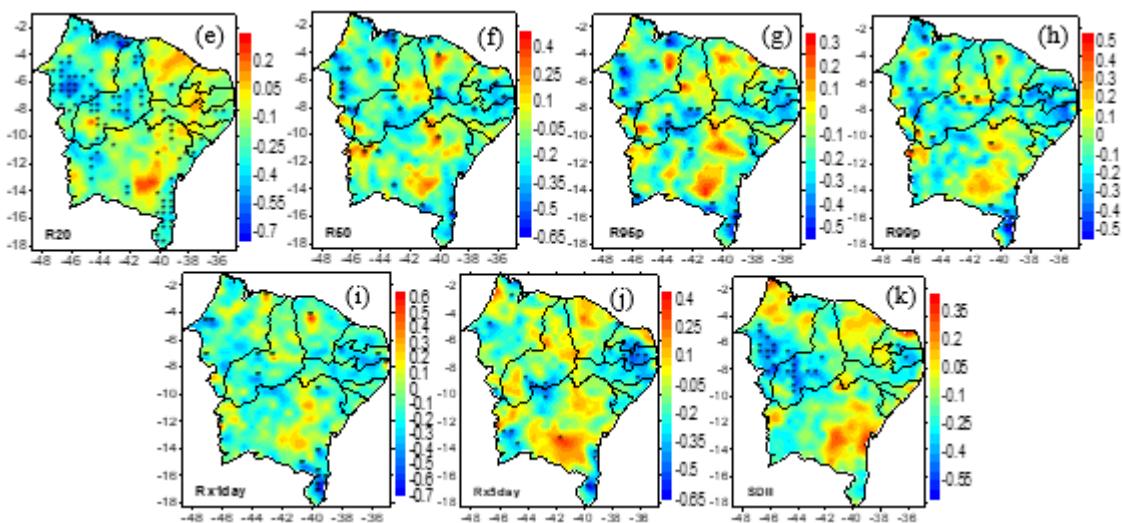




Os coeficientes de correlação do índice CDD com a região Niño 3 são fortemente positivos com significância estatística na parte norte, leste e sul do NEB, Figura 75(a), implicando no aumento de dias secos associado ao aquecimento anômalo da TSM no oceano Pacífico equatorial contribuindo para inibição da convecção local. O índice CWD apresenta correlações negativas significantes em áreas isoladas associados a condições anômalas dos padrões oceânicos, Figura 75(b). Os índices PRCPTOT, R10, R20 e R50 apresentam coeficientes de correlação negativos significantes, implicando na relação inversa da baixa umidade ou intensidade da precipitação com a região Niño3, Figuras 75(c,d,e,f). Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day apresentam correlações negativas significantes em áreas isoladas, Figuras 75(g,h,i,j), indicando oscilações na frequência da umidade. Na Figura 75(k), verifica-se correlações negativas significantes do SDII com o índice Niño3, abrangendo a parte oeste do NEB, implicando em mudanças na intensidade da precipitação diária.

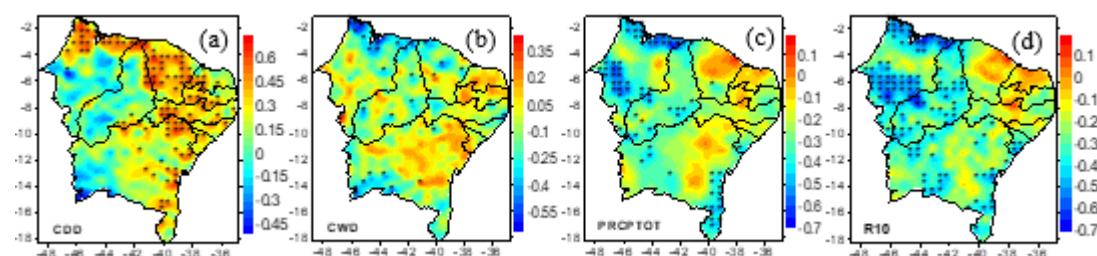
Figura 75- Distribuição espacial da correlação da região Niño3 com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

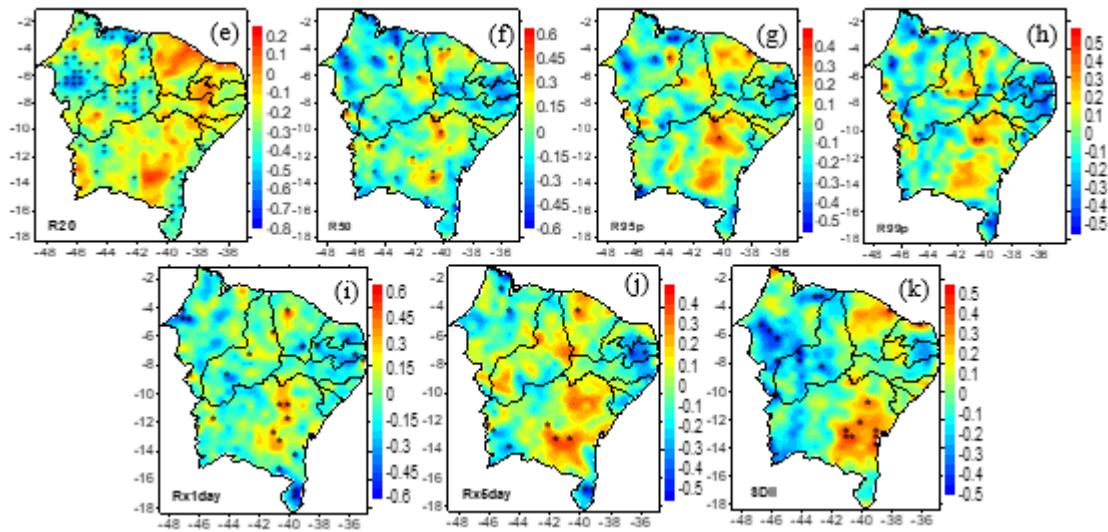




Nas Figuras 76(a,b), observa-se correlações positivas significantes na região Niño3+4 com o índice CDD na parte norte, leste e sudeste do NEB, indicando redução da umidade e intensificação de períodos secos no NEB e correlações negativas significantes do índice CWD em áreas isoladas, indicando oscilações da umidade e anomalias da TSM no Oceano Pacífico Equatorial. Os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam coeficientes de correlação negativos significantes com a região Niño3+4, Figuras 76(c,d,e), resultando em mudanças no padrão da convecção local e circulação atmosférica. Os coeficientes de correlação dos índices R50, R95, R99p, Rx1day, Rx5day e SDII apresentam coeficientes de correlação negativos e positivos significantes em áreas isoladas, Figuras 76(f,g,h,i,j,k), implicando em alterações na TSM e mudanças climáticas antropogênicas.

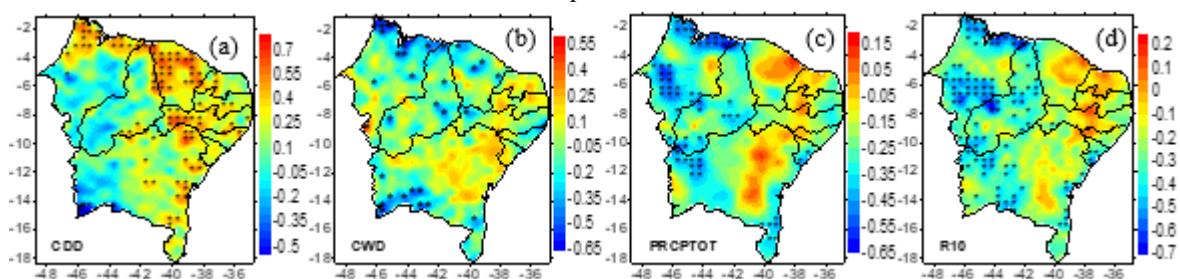
Figura 76- Distribuição espacial da correlação da região Niño3+4 com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$

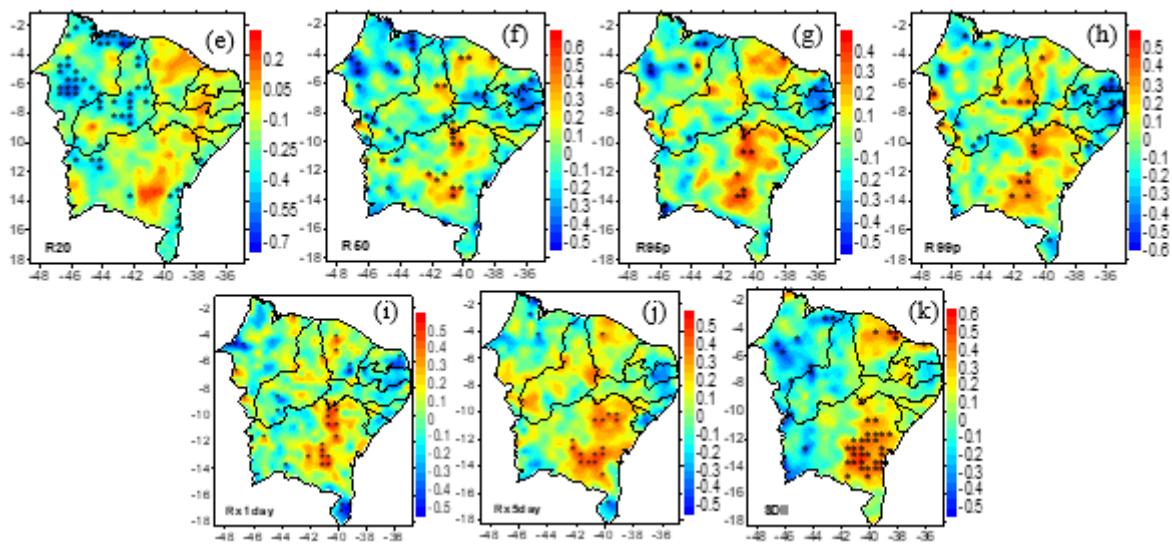




O índice CDD e a região Niño 4 apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte norte, leste e sudoeste, implicando na redução da umidade e intensificação de períodos de seca, Figura 77(a) . O índice CWD e a região Niño 4 apresentam correlações negativas significantes em áreas isoladas, Figura 77(b). Os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam correlações negativas significantes na parte norte, leste e sul implicando em uma relação inversa da precipitação com a região Niño 4, Figuras 77(c,d,e). Os índices R50, R95p, R99p, Rx1day, Rx5day e SDII apresentam correlações positivas e negativas significantes com a região Niño 4, Figuras 77(f,g,h,i,j,k), em áreas isoladas, indicando variabilidade natural de eventos La Niña e El Niño e influências antropogênicas associadas a mudanças no uso e cobertura do solo que alteram os padrões da circulação atmosférica.

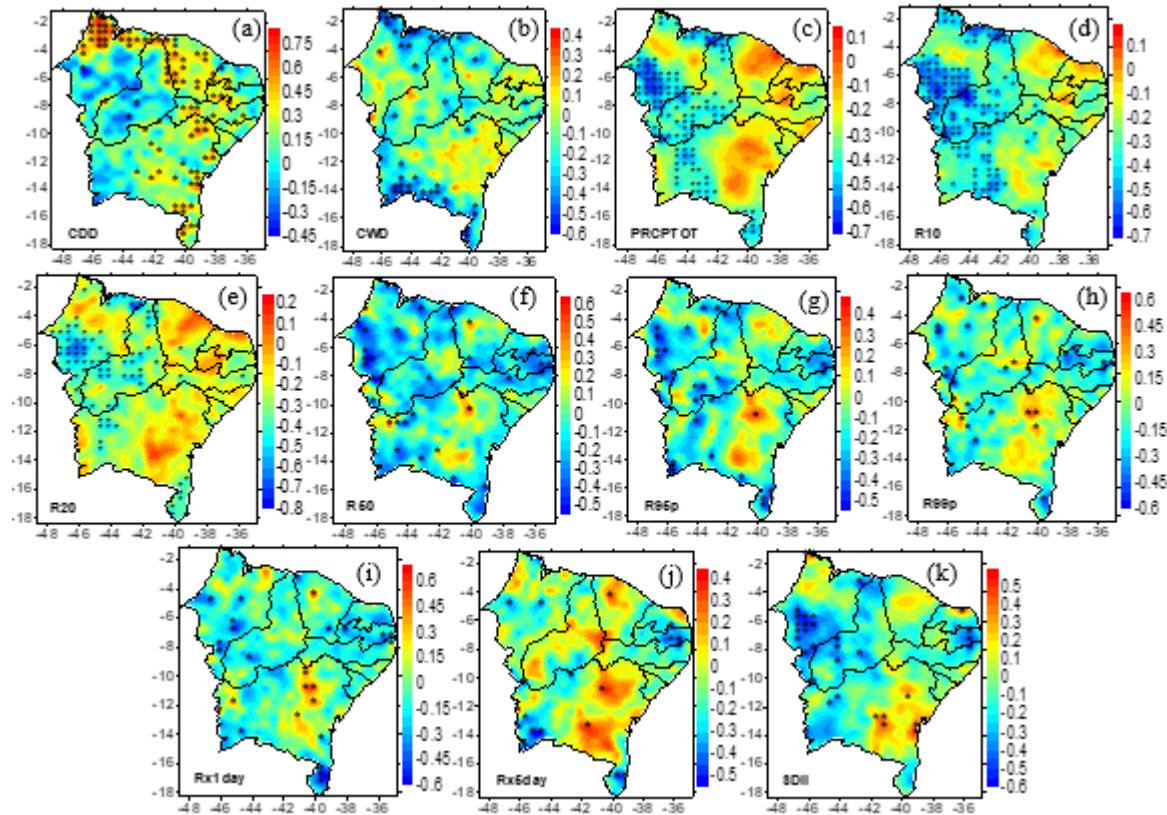
Figura 77- Distribuição espacial da correlação da região Niño 4 com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$





O índice CDD e o ENSO apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte norte, central e leste do NEB e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas, Figura 78(a). A correlação do índice CWD e do ENSO apresentam coeficientes negativos significantes na parte norte e sul do estado da Bahia, indicando um padrão inverso da umidade e do ENSO, Figura 78(b). A correlação do ENSO com os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam coeficientes negativos no setor norte, oeste e sul do NEB, Figuras 78(c, d, e), indicando padrão inverso da umidade e da interação oceano-atmosfera. Nas Figuras 78(f, g, h), observam-se correlações negativas e positivas significantes em áreas isoladas no NEB, indicando elevada variabilidade dos índices R50, R95p e R99p. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII apresentam coeficientes de correlação positivos e negativos significantes em áreas isoladas, Figuras 78(i, j,k), indicando que a intensidade da precipitação no NEB é afetada por forçantes climáticas, reduzindo a intensificação da circulação de Walker. Conforme Lau e Yang (2003), as flutuações da Circulação Walker podem levar a condições climáticas extremas em diferentes partes do mundo. Um enfraquecimento ou reversão da circulação de Walker está intimamente ligada a episódios El Niño e uma circulação de Walker particularmente forte favorece episódios La Niña. Estudos de modelagem atmosférica indicam que mudanças climáticas como parte de um enfraquecimento de toda a circulação tropical, levam a uma diminuição geral da força da circulação de Walker (VECCHI et al. 2006; VECCHI e SODEN, 2007).

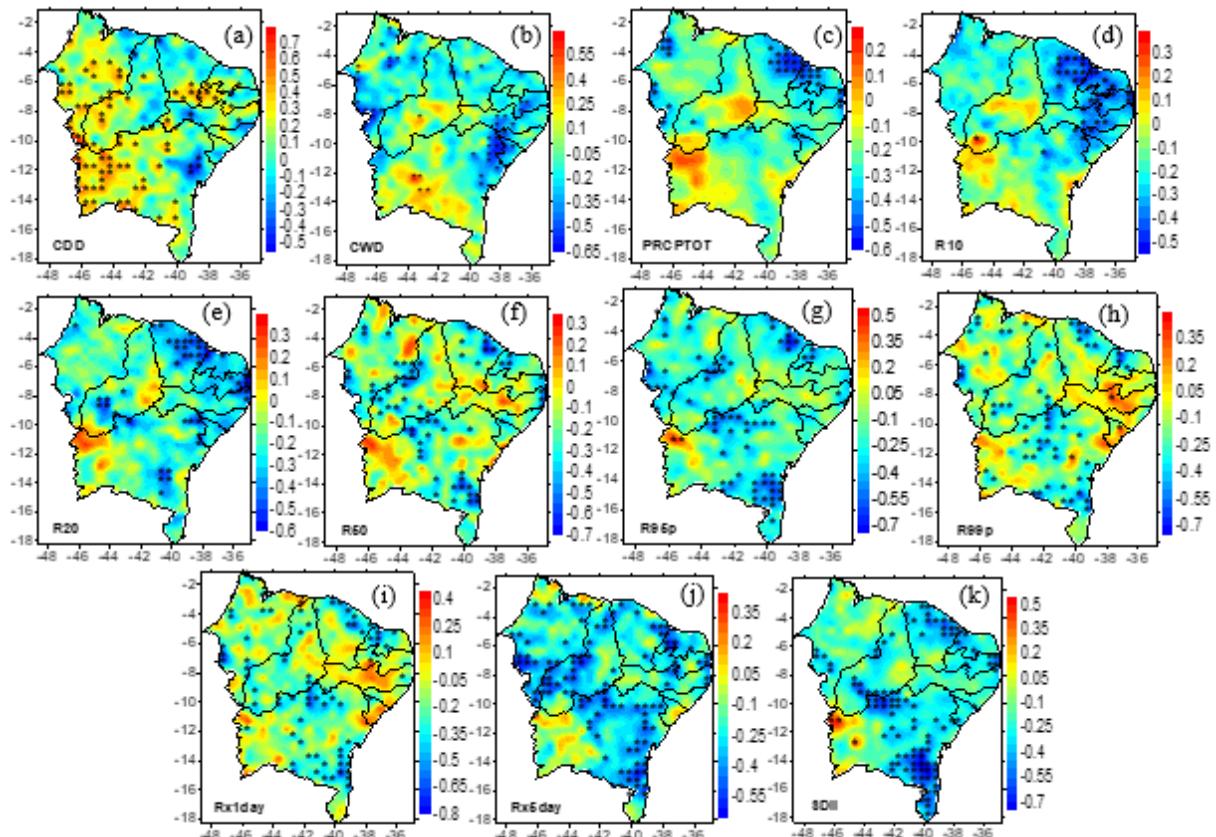
Figura 78- Distribuição espacial da correlação do ENSO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$.



O índice CDD e a AAO apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor oeste e central do NEB (regiões homogêneas R1, R2 e R3), indicando o aumento dos dias consecutivos secos, Figura 79(a). Conforme Boiaski et al. (2013), a tendência da AAO em décadas recentes para a fase positiva da oscilação está associada ao aumento dos ventos de oeste, aumento da temperatura média anual e redução da precipitação em latitudes médias. A correlação do índice CWD e a AAO é positiva na parte sul do estado da Bahia (região R3) e negativa na parte leste e norte (regiões R1 e R2), Figura 79(b). Conforme Hao et al. (2017), o aumento da concentração de gases de efeito estufa e a diminuição do ozônio são geralmente considerados dois fatores importantes que afetam a variabilidade da AAO. Os índices PRCPTOT, R10 e a AAO apresentam coeficientes de correlação negativos na parte norte e em áreas isoladas, Figura 79(c,d). O índice R20 apresenta coeficientes de correlação negativos com a AAO na parte norte e central, regiões R1 e R3, Figura 79(e). Os índices R50, R95p, R99p, Rx1day e Rx5day apresentam elevada variabilidade com correlação negativa em áreas isoladas no quase todo NEB, Figuras 79(f,g,h,i,j). O índice SDII apresenta coeficientes de

correlação negativos com a AAO em quase todo NEB, exceto na parte norte do estado do Maranhão (região R1), Figura 79(k).

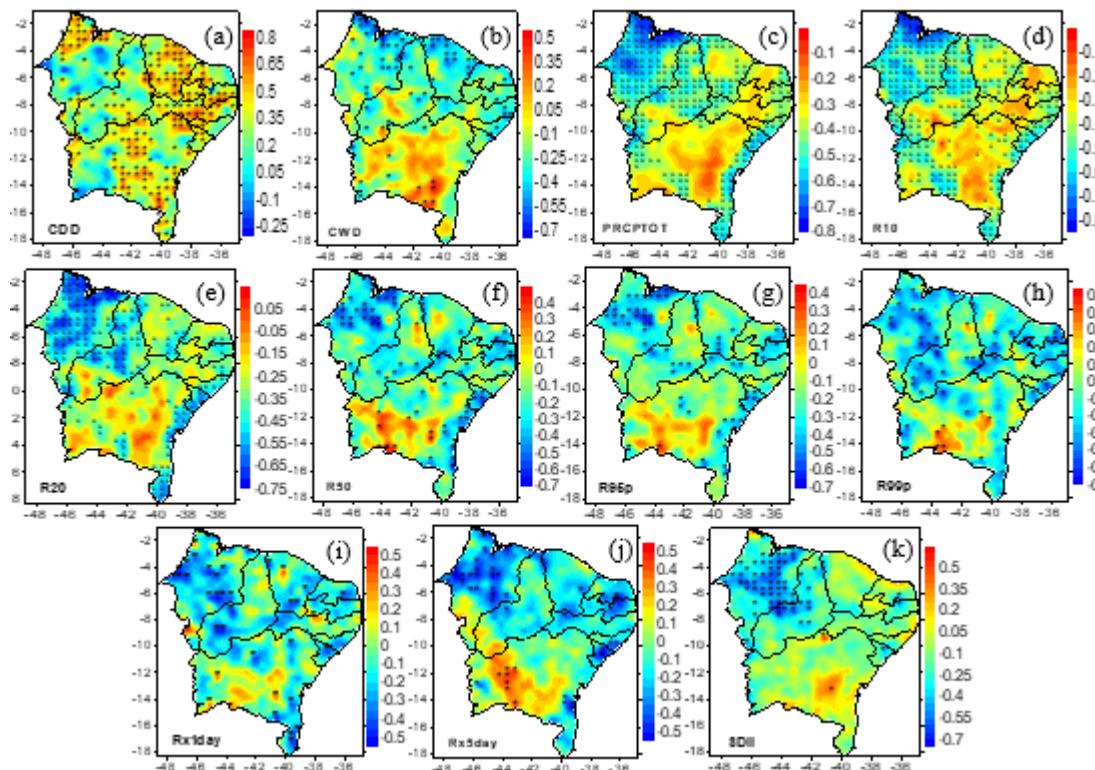
Figura 79- Distribuição espacial da correlação da AAO com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



O índice CDD e o LOTI, Figura 80(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes em quase todo o NEB, com maior abrangência nas regiões R1, R2 e R4. O índice CWD, Figura 80(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte e correlação positiva significante em áreas isoladas na parte sul, com maior influência nas regiões R1 e R2. O índice PRCPTOT, Figura 80(c), apresenta correlação negativa no setor norte, leste e oeste, com maior abrangência nas regiões R1 e R2. Os índices R10, R50, R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 80(d, f, g, h, i, j), apresentam coeficientes de correlação negativos no setor norte, leste e oeste, e correlação positiva significante em áreas isoladas na parte sul, indicando a influência de forçamentos externos na convecção local. O índice R20, Figura (e), apresenta correlação negativa significante, com maior abrangência nas regiões R1 e R2, indicando um padrão inverso na frequência de dias úmidos e do LOTI. O SDII, Figura

80(k), apresenta correlações negativas significantes no setor noroeste, com maior abrangência na região R1, e correlação positiva em áreas isoladas.

Figura 80- Distribuição espacial da correlação do LOTI com índices de extremos climáticos provenientes de precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998-2016, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), Rx1day (i), Rx5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,389 \leq r < \pm 0,455$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,456 \leq r < \pm 0,575$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,576$



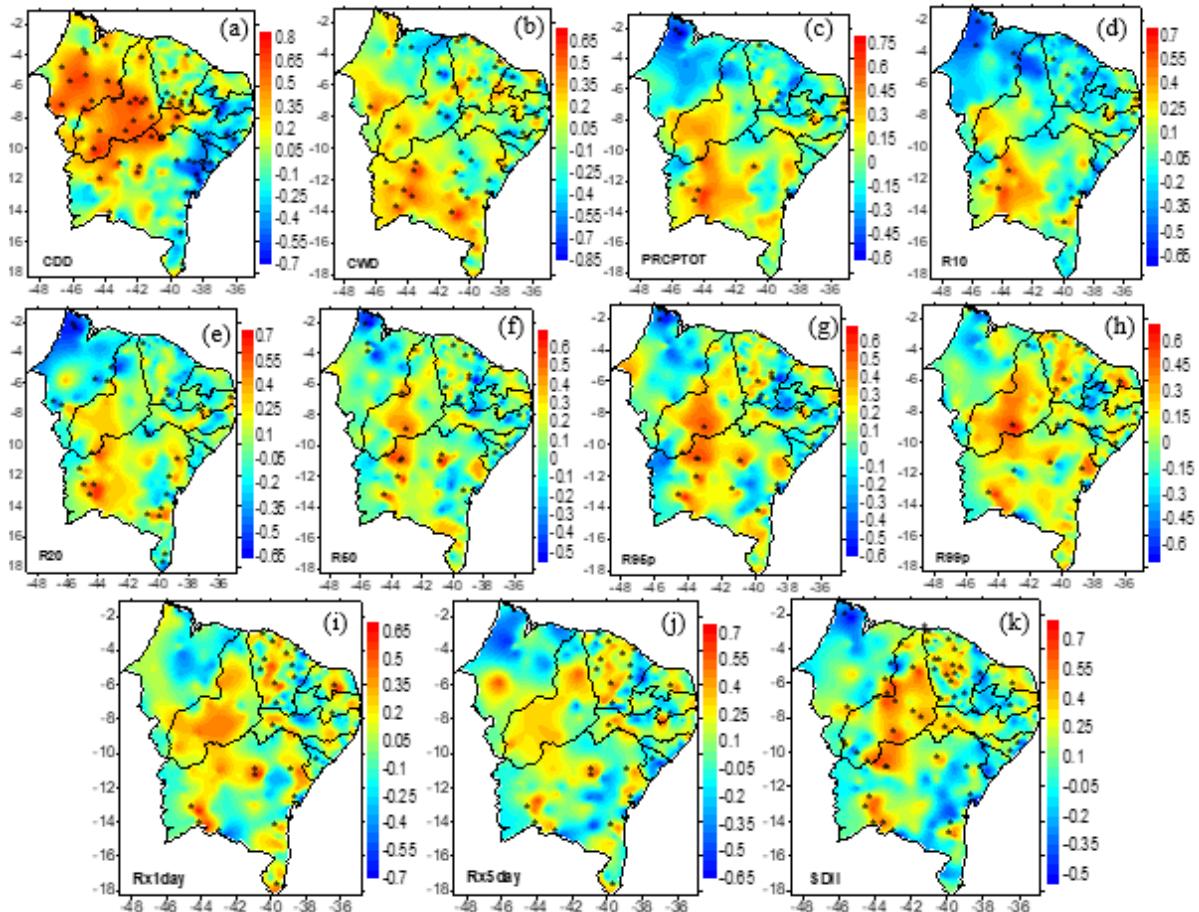
4.8 Correlação entre teleconexões atmosféricas e índices de extremos climáticos provenientes de dados diários de precipitação observada

Nesta seção é apresentada a correlação dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária observada com as teleconexões climáticas de escala global, os níveis de significância estatística variaram entre 0,01; 0,05 e 0,1.

Durante a segunda fase fria da PDO, período de 1965 a 1976, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,69$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,70$. O índice CDD, Figura 81(a), apresenta coeficientes positivos significantes no setor oeste e norte, região homogênea R1 e R3; e coeficientes negativos

significantes sobre a parte leste, área que abrange a região R2, indicando influências interdecadais resultantes da variabilidade interna e forçamentos externos. O índice CWD apresenta correlações positivas significantes sobre o sudoeste do NEB e área isoladas na parte central, área que abrange as regiões R1 e R2, Figura 81(b). O índice PRCPTOT, Figura 81(c), apresenta algumas estações meteorológicas com correlações positivas significantes em áreas isoladas na parte sul e leste do NEB, área de abrangência da região R4, e correlações negativas significantes na parte norte, região R2. O índice R10, Figura 81(d) apresenta correlações positivas significantes no setor sul do NEB, região R4, e correlações negativas significantes no setor norte, região R2, indicando que a variabilidade da frequência dos eventos de chuva superior a 10 mm apresenta períodos extremos úmidos e secos, explicados pela dinâmica atmosférica no transporte de umidade. O índice R20, Figura 81(e), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor sudoeste e leste da Bahia, região R1, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas no setor norte, regiões R2 e R3. O índice R50, Figura 81(f), apresenta correlações positivas significantes no setor norte, e correlações negativas significantes em áreas isoladas no setor noroeste e leste, abrangendo as regiões R1, R2 e R3. O índice R95p, Figura 81(g), apresenta correlações positivas significantes na parte central e leste do NEB e correlações negativas significantes em áreas isoladas no setor norte, abrangendo as regiões R1, R2 e R3. O índice R99p, Figura 81(h), apresenta correlações positivas significantes na parte central e leste e correlações negativas significantes em áreas isoladas, área de abrangência das regiões R1 e R2, indicando a influência de forçamentos externos na precipitação de intensidade muito extrema. O índice Rx1day, Figura 81(i), apresenta correlações positivas significantes na parte norte e correlações negativas significantes em áreas isoladas, área de abrangência das regiões R1 e R2. O índice Rx5day, Figura 81(j), apresenta correlações positivas significantes na parte central e norte e correlações negativas significantes em áreas isoladas, área de abrangência da região R1. O índice SDII, Figura 81(k), apresenta correlações positivas significantes na parte central e norte do NEB, regiões R1 e R2, e correlações negativas significantes em áreas isoladas na parte noroeste e leste, regiões R1 e R3. Durante a segunda fase fria, a variabilidade climática mostrou flutuações nos índices de extremos climáticos, possivelmente associados a combinação de forçamentos externos e mudanças na TSM do Pacífico em escala de tempo interdecadal.

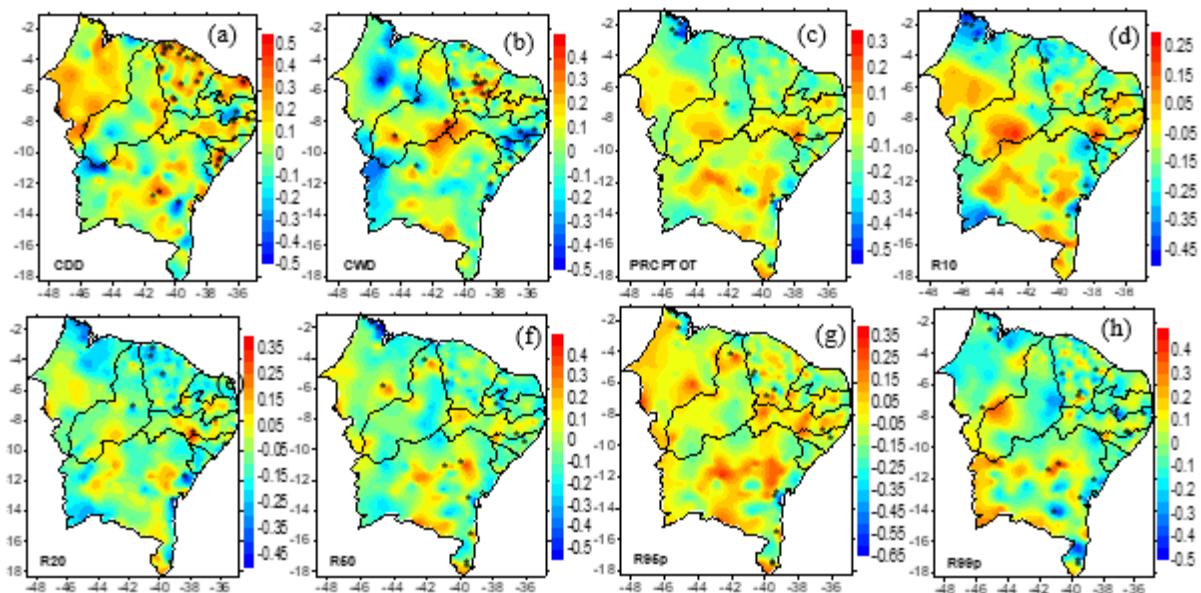
Figura 81- Distribuição espacial da correlação da segunda fase fria da PDO, período 1965-1976 com índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,69$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,70$

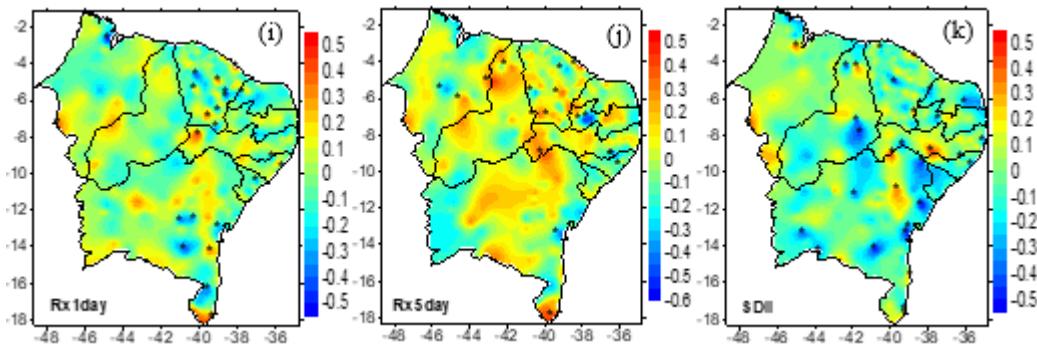


Durante a segunda fase quente da PDO, período 1977 a 1998, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,42$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,43 \leq r < \pm 0,54$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,55$. O índice CDD, Figura 82(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e leste, indicando o aumento dos dias consecutivos secos, área de abrangência das regiões R2 e R3. O índice CWD, Figura 82(b), apresenta coeficientes de correlação positivos no setor norte e central, região R1, e coeficientes negativos significantes na parte leste, região R2. Os impactos na circulação atmosférica regional durante as fases da PDO podem estar associados a episódios ENSO, durante a segunda fase da PDO quente ocorreram nove eventos de El Niño e cinco de La Niña. O índice PRCPTOT, Figura 82(c), apresenta correlação negativa significante em áreas isoladas no NEB. O índice R10, Figura 82(d), apresenta coeficientes de correlação negativos em áreas isoladas na parte noroeste do Maranhão, região R3, e leste da Bahia, região R4. O

índice R20, Figura 82(e), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte central e leste, região R4, e coeficientes positivos significantes na parte central, indicando influência de forçamentos externos na frequência de eventos de chuva no NEB. O índice R50, Figura 82(f), apresenta coeficientes de correlação positivos e negativos significantes em áreas isoladas. A correlação do índice R95p, Figura 82(g), durante a segunda fase quente da PDO, apresenta coeficientes negativos significantes no setor norte e leste, regiões R1 e R2. O índice R99p, Figura 82(h), apresenta correlações negativas significantes em áreas isoladas no setor norte e leste, regiões R1 e R2, e correlações positivas significantes na parte central, região R1. O índice Rx1day, Figura 82(i), apresenta correlações positivas e negativas significantes, no setor norte e leste, regiões R1 e R2. O índice Rx5day, Figura 82(j), apresenta coeficientes de correlação positivos no setor norte, e correlações negativas significantes em áreas isoladas, região R1, indicando a influência de forçamentos externos. O índice SDII, Figura 82(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, indicando que o transporte de umidade nos padrões atmosféricos do NEB é modulado pela PDO e que a circulação atmosférica é afetada por forçamentos externos.

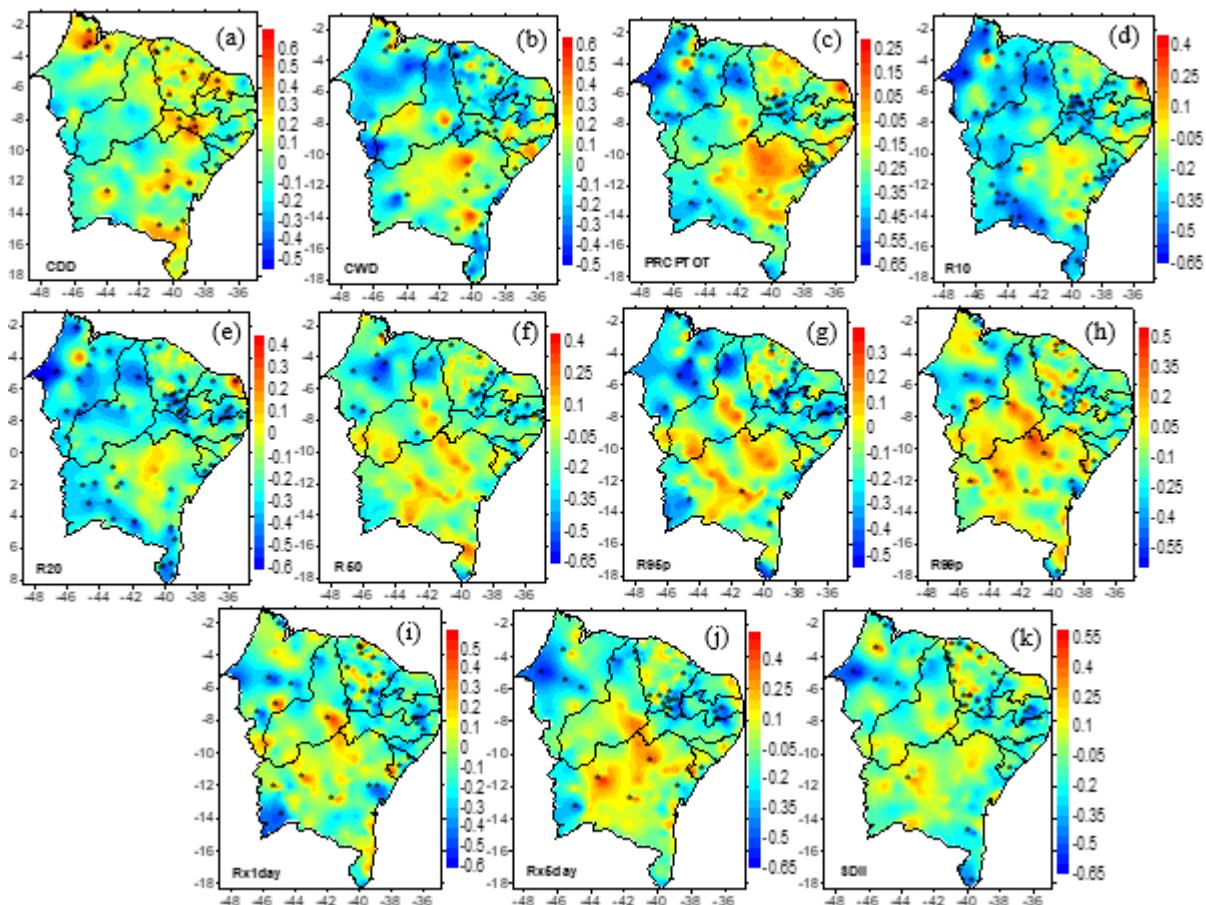
Figura 82- Distribuição espacial da correlação da segunda fase quente da PDO, período 1977-1998 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,42$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,43 \leq r < \pm 0,54$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,55$





Durante a terceira fase fria da PDO, período de 1999 a 2017, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,38 \leq r < \pm 0,45$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,57$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,58$. O índice CDD, Figura 83(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte, central e leste, com maior influência nas regiões R1 e R3. O índice CWD, Figura 83(b), apresenta coeficientes de correlação positivos e negativos significantes em áreas isoladas no setor norte, leste e central, abrangendo as regiões R1 e R2. O índice PRCPTOT, Figura 83(c), apresenta correlações negativas significantes em quase todo NEB. O índice R10, Figura 83(d), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte sudoeste, norte e leste e correlações positivas significantes em áreas isoladas, com maior influência na região R4. O índice R20, Figura 83(e), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes em quase todo o NEB, e alguns coeficientes de correlação positivos em áreas isoladas. O índice R50, Figura 83(f), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência na região R2. O índice R95p, Figura 83(g), apresenta coeficientes de correlação negativos e positivos significantes em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na frequência de eventos de chuva superior a 50 mm/dia. O índice R99p, Figura 83(h), apresenta coeficientes de correlação positivos e negativos significantes em áreas isoladas na parte central, norte e leste no NEB, áreas de abrangência das regiões R1 e R2. O índice Rx1day, Figura 83(i), apresenta coeficientes de correlação significantes na área central e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice Rx5day, Figura 83(j), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central e norte e coeficientes negativos significantes no setor oeste e leste, áreas de abrangência das regiões R1, R2 e R3. O índice SDII, Figura 83(k), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte, e coeficientes negativos significantes no setor leste, oeste e sul, área de abrangência das regiões R2 e R3.

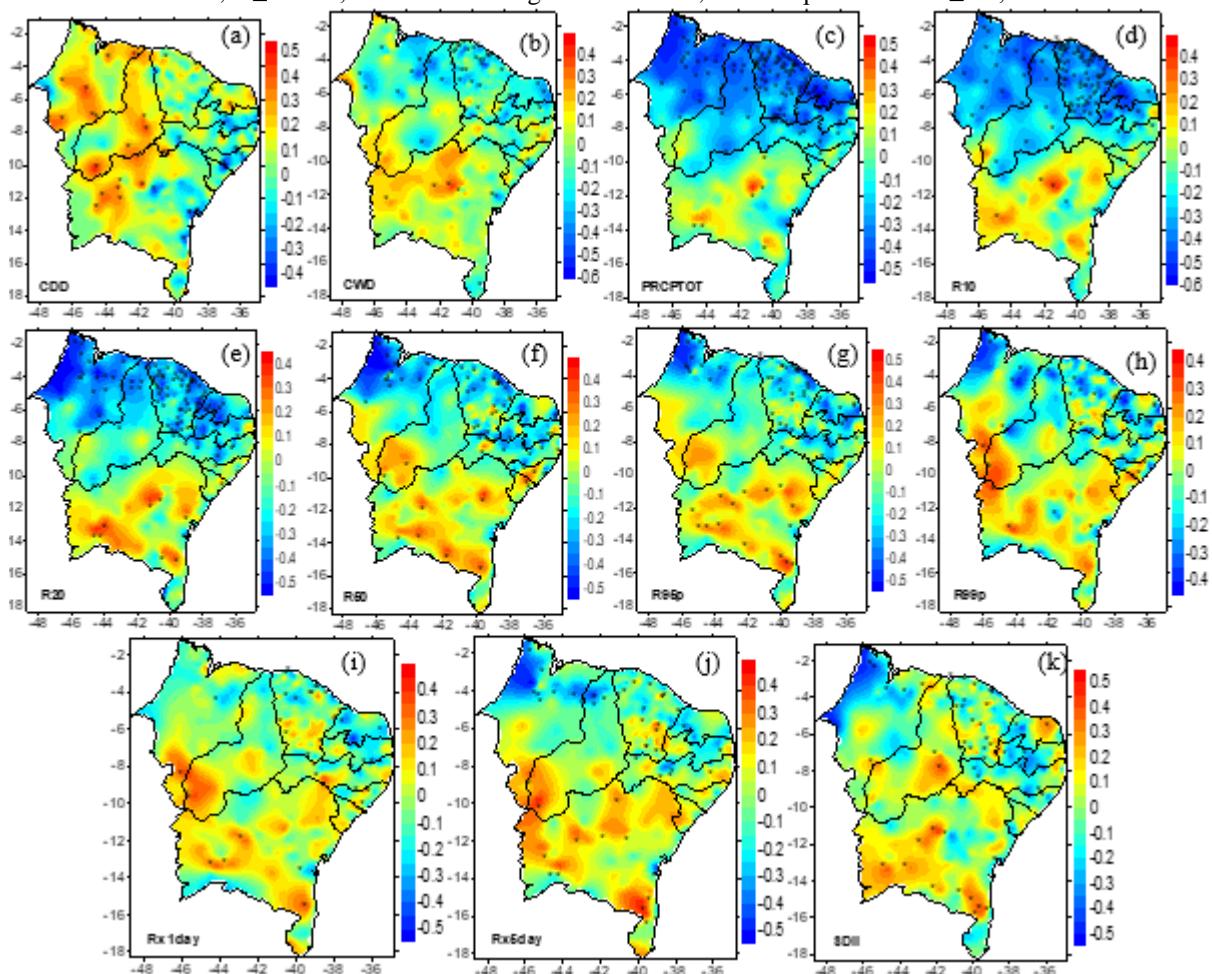
Figura 83- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO, período 1999-2017 com índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,38 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,57$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,58$



Durante a segunda fase negativa da AMO, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,35$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,45$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,46$. O índice CDD, Figura 84(a), apresenta coeficientes de correlação positivos na parte oeste e central, e coeficientes negativos na parte leste, compreendendo as regiões R1, R2 e R3. O índice CWD, Figura 84(b), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes na parte central. O índice PRCPTOT, Figura 84(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte do NEB, com maior influência nas regiões R1 e R3, e coeficientes positivos significantes no estado da Bahia; indicando a combinação da circulação atmosférica na produção de chuvas e mudanças nos padrões climáticos em escala local. Os índices R10, R20, R50, Figuras 84(d,e,f), apresentam coeficientes de correlação negativos no setor norte e coeficientes positivos na parte central e sul do NEB, indicando a modulação da AMO negativa na

frequência das chuvas no setor norte do NEB, influência da ZCIT nas variações interanuais no oceano Atlântico e influência de forçamentos externos. Os índices R95p e R99p, Figura 84(g,h), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e coeficientes positivos em áreas isoladas na parte sul do NEB, compreendendo as regiões homogêneas R1 e R2. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 84(i,j,k), apresentam coeficientes negativos significantes no setor norte e coeficientes positivos significantes na parte central e sul do NEB, indicando a contribuição da circulação atmosférica nos diferentes padrões de transporte de umidade e variações da TSM do Atlântico na intensidade das chuvas no NEB.

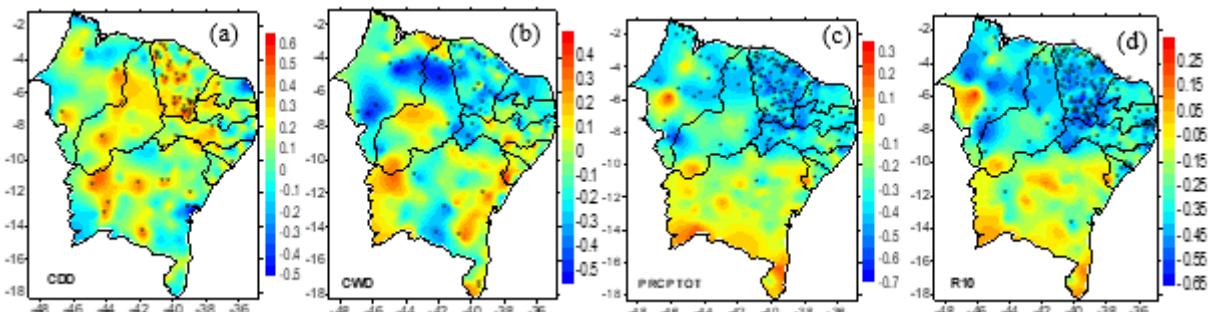
Figura 84- Distribuição espacial da correlação da segunda fase negativa da AMO, período 1965-1994 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,35$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,36 \leq r < \pm 0,45$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,46$

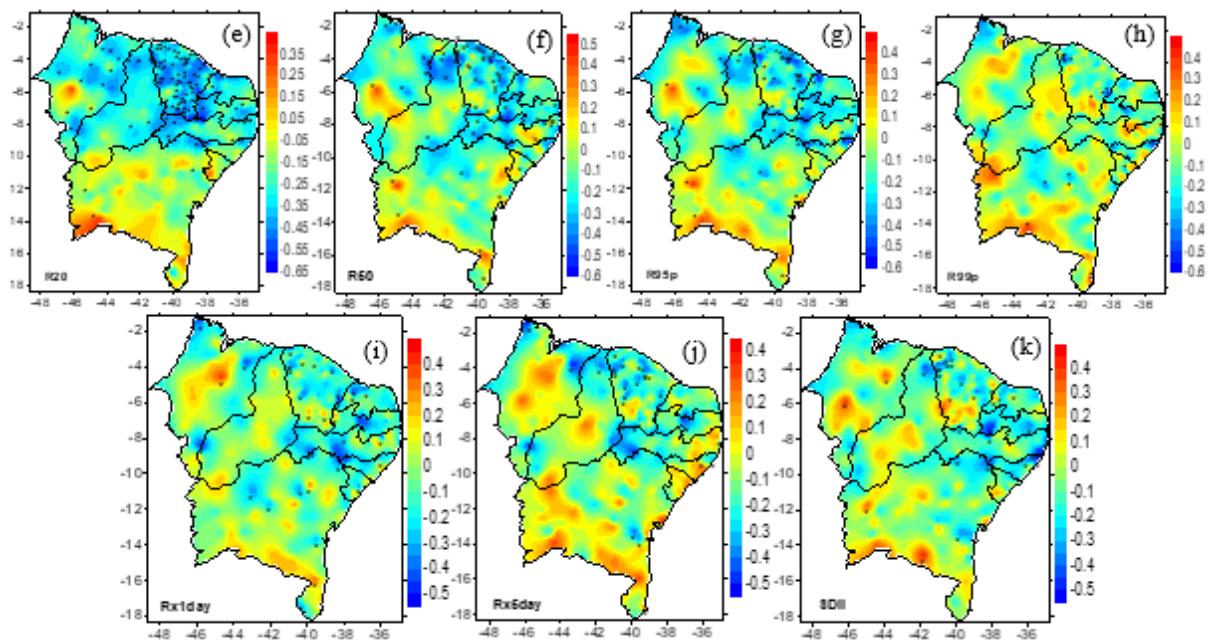


Durante a segunda fase positiva da AMO, período de 1994 a 2017, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,35 \leq r < \pm 0,41$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o

nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,42 \leq r < \pm 0,52$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,53$. O índice CDD, Figura 85(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central e norte do NEB, com maior predominância nas regiões R1 e R3, e alguns coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice CWD, Figura 85(b), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte central e norte, com maior predominância na região R1, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. O índice PRCPTOT, Figura 85(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência na região R3. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 85(d,e,f), apresentam coeficientes negativos significantes no setor norte, com maior predominância na região R2. O índice R95p, Figura 85(g), apresenta coeficientes negativos significantes no setor norte do NEB, com maior influência na região R1. O índice R99p, Figura 85(h), apresenta coeficientes de correlação negativos, em áreas isoladas na parte central e norte, e coeficientes positivos significantes no setor sul, indicando a influência de forçamentos externos na precipitação de intensidade muito extrema, com maior influência na região R1. O índice Rx1day, Figura 85(i), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte norte e central. O índice Rx5day, Figura 85(j), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e alguns coeficientes positivos significantes no setor leste, com maior predominância na região R1. O índice SDII, Figura 85(k), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas na parte oeste.

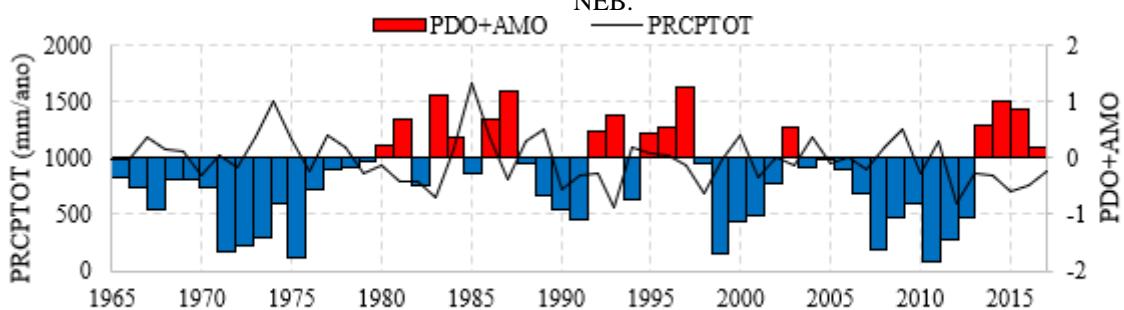
Figura 85- Distribuição espacial da correlação da segunda fase positiva da AMO, período 1994 a 2017 com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,35 \leq r < \pm 0,41$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,42 \leq r < \pm 0,52$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,53$





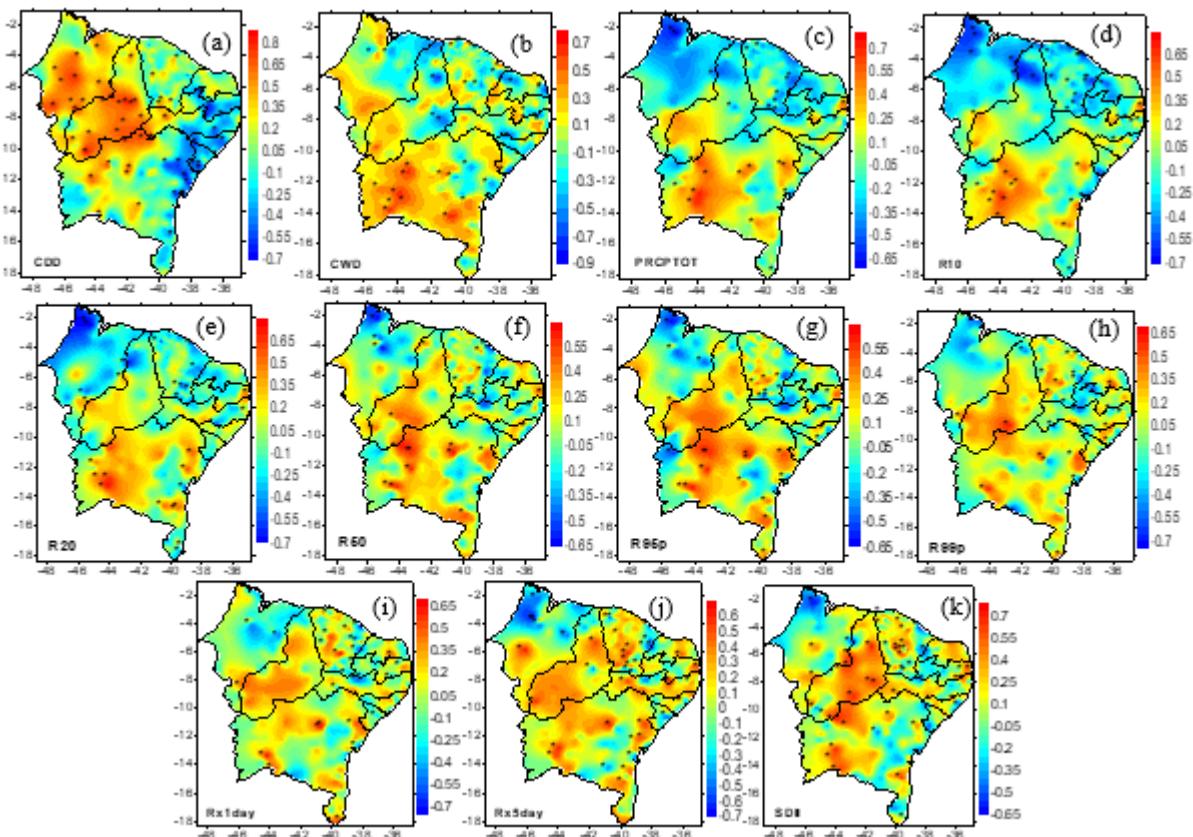
As análises observacionais da PDO e da AMO modulam os índices de extremos climáticos no NEB. O dipolo positivo do Atlântico contribui para a diminuição da precipitação e o dipolo negativo quando as águas do TNAI estão mais frias que o TSAI contribui para a produção de chuvas no NEB. Durante a atuação da PDO+AMO, Figura 86, ocorreu um resfriamento de 1965 a 1979, período que compreendeu a PDO e AMO negativa de 1965 a 1976; um aquecimento a partir de 1980 a 1997, com maior predominância da PDO quente; e novamente um resfriamento a partir de 1998 a 2013, com maior predominância da PDO fria e a partir de 2014 a 2017 ocorreu novamente um aquecimento, observa-se elevada variabilidade nos totais pluviométricos, possivelmente associados a influência de forçamentos externos e as condições atmosféricas locais afetadas pelo ENSO e pelo dipolo positivo e negativo do Atlântico.

Figura 86- Série temporal da PDO+AMO e da precipitação observada (mm/ano), período de 1965 a 2017, no NEB.



Durante a segunda fase negativa da PDO+AMO, período 1965-1976, coeficientes de correlação com valores de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$ corresponde ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,70$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,71$. O índice CDD, Figura 87(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor oeste, central e norte, região R1 e R3, e coeficientes negativos significantes no extremo leste, região R2. O índice CWD, Figura 87(b), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte sul do NEB, e coeficientes negativos significantes no setor norte e leste. O índice PRCPTOT, Figura 87(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, região R3, e coeficientes positivos significantes na parte sul, região R4. O índice R10, Figura 87(d), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e noroeste, regiões R2 e R3, e coeficientes positivos significantes na parte sul, região R4. Os índices R20 e R50, Figuras 87(e,f), apresentam coeficientes de correlação significantes negativos na parte norte e noroeste e coeficientes positivos significantes na parte sul. Os índices R95p e R99p, Figuras 87(g,h), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte central e norte, região R1, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice Rx1day, Figura (i), apresentam coeficientes positivos significantes na parte sul, central e norte, regiões R1 e R2, e coeficientes negativos significantes no setor norte em áreas isoladas. O índice Rx5day, Figura 87(j), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central, sul e norte, região R1, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas no setor norte. O índice SDII, Figura 87(k), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes em quase todo o NEB, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. Os padrões da AMO+PDO fria tem impactos diferentes precipitação no NEB, possivelmente associados a oscilações climáticas de curta duração, atuação de um dipolo norte e sul dos eventos extremos de precipitação com sinais opostos e a influência de forçamentos externos.

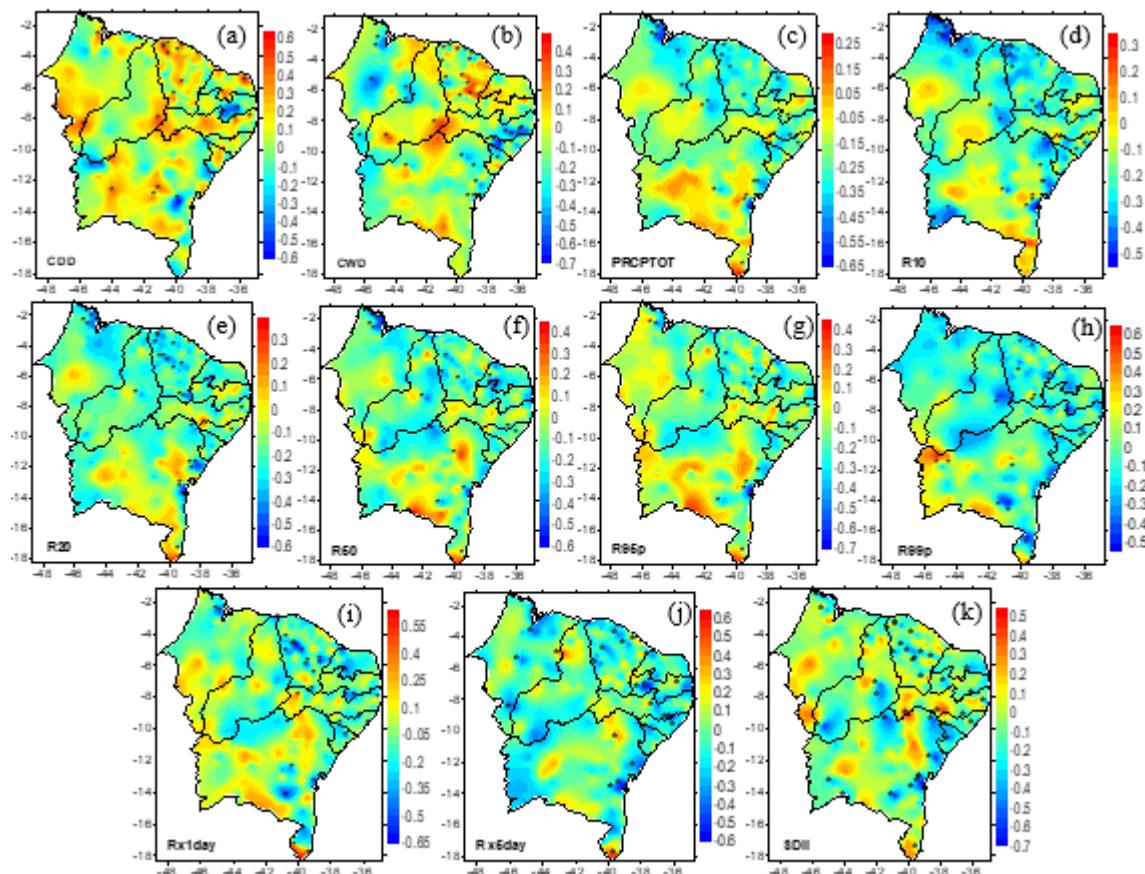
Figura 87- Distribuição espacial da correlação da segunda fase negativa da AMO e PDO, período 1965-1976, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,50 \leq r < \pm 0,57$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,58 \leq r < \pm 0,70$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,71$



Durante a segunda fase quente da PDO e segunda fase fria da AMO, período de 1977 a 1994, adotou-se três níveis de significância estatística, ou seja, 0,1 corresponde a valores de correlação de $\pm 0,4 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,59$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,6$. O índice CDD, Figura 88(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central, oeste e norte, região R1 e R3, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice CWD, Figura 88(b), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor leste e oeste, e coeficientes positivos significantes na parte central e norte. O índice PRCPTOT, Figura 88(c), apresenta coeficientes de correlação negativos na parte leste e norte, com maior abrangência na região R3. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 88(d, e, f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor leste e norte, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. O índice R95p, Figura 88(g), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes, no setor leste e norte, com maior abrangência nas regiões R1 e R2. O índice R99p, Figura 88(h), apresenta coeficientes de correlação negativos

significantes no setor norte e leste, regiões R1 e R2, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas na parte sul do NEB. Os índices Rx1day e Rx5day, Figuras 88(i, j), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes na parte leste e norte, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. O índice SDII, Figura 88(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes na parte norte e leste, regiões R2 e R3, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na frequência da precipitação no NEB.

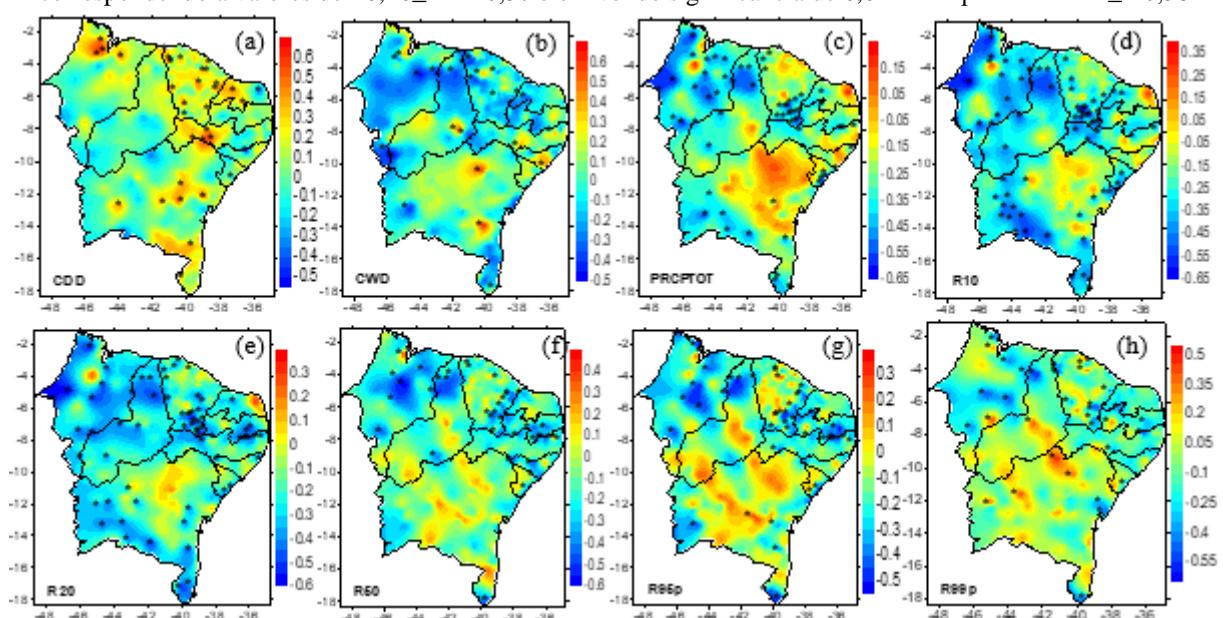
Figura 88- Distribuição espacial da correlação da segunda fase quente da PDO e segunda fase negativa da AMO, período 1977-1994, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k). As áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,4 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,59$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,6$.

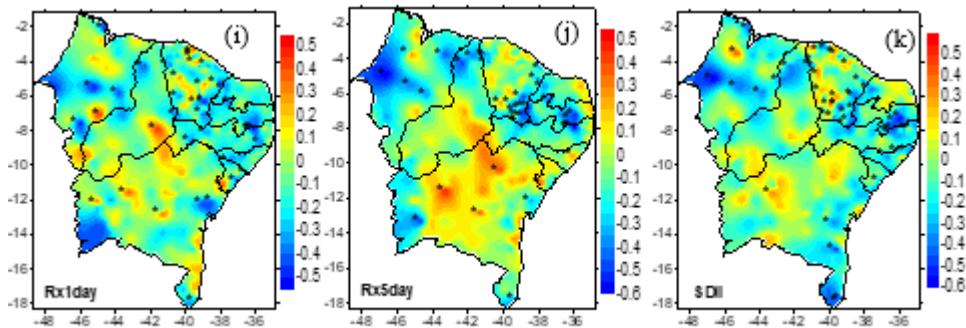


Durante a terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO, período de 1999 a 2017, coeficientes de correlação de $\pm 0,39 \leq r < \pm 0,45$ correspondem ao nível de significância de 0,1; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,57$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,58$. O índice CDD, Figura 89(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e leste, região R2 e R3. O índice CWD, Figura 89(b), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no

setor norte e áreas isoladas, e coeficientes positivos significantes na parte leste e central. O índice PRCPTOT, Figura 89(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, oeste e sul, com maior abrangência, nas regiões R3 e R4. Os índices R10 e R20, Figuras 89(d, e), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes em quase todo NEB, sugerindo que a frequência de eventos de chuva superior a 10 mm e 20 mm são modulados pelo acoplamento da PDO e da AMO. O índice R50, Figura 89(f), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, com maior abrangência na região R2. Os índices R95p e R99p, Figuras 89(g, h), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência na região R1, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas na parte central. Os índices RX1day e RX5day, Figuras 89(i, j), apresentam coeficientes de correlação negativos na parte norte, com maior abrangência na região R1, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. O índice SDII, Figura 89(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, com maior abrangência nas regiões R2 e R3, e coeficientes positivos no setor norte, sugerindo mudanças na circulação atmosférica provenientes da TSM do Pacífico e Atlântico e forçamentos externos.

Figura 89- Distribuição espacial da correlação da terceira fase fria da PDO e segunda fase positiva da AMO, 1999 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 correspondendo a coeficientes de correlação de $\pm 0,39 \leq r < \pm 0,45$; o nível de significância de 0,05 correspondendo a valores de $\pm 0,46 \leq r < \pm 0,57$ e o nível de significância de 0,01 correspondendo a $r \geq \pm 0,58$



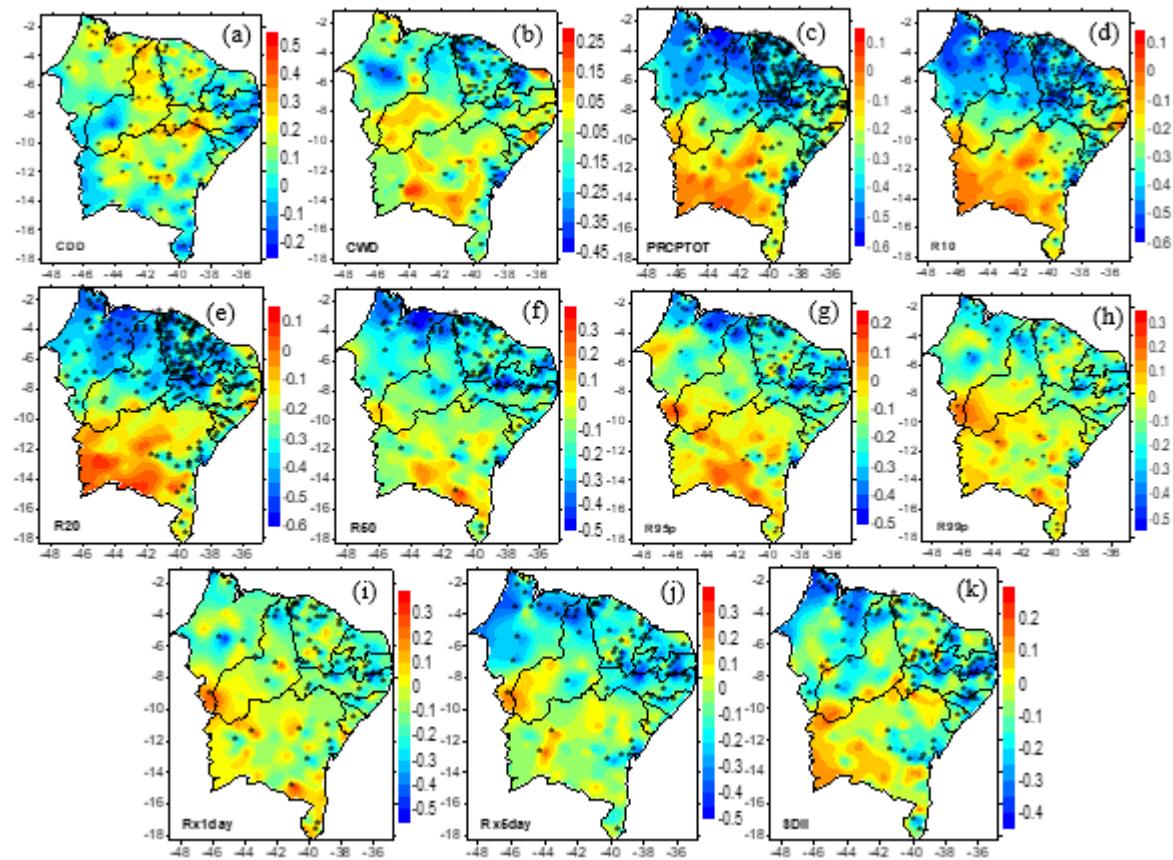


A correlação dos índices de extremos climáticos oriundos de dados diários de precipitação observada com o MEI, NAO, SOI, QBO, PNA, TNAI, TSAI, Niño (1+2, 3, 3+4, 4), ENSO, AAO e LOTI, período de 1965 a 2017, o nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$.

A correlação do MEI com o índice CDD, Figura 90(a), apresenta coeficientes positivos significantes na parte central e norte do NEB, com maior abrangência nas regiões R1 e R3, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na variabilidade climática, sendo o NEB, uma região semiárida vulnerável a episódios de seca, susceptível a elevadas temperaturas e redução da precipitação. O índice CWD, Figura 90(b), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. O índice PRCPTOT, Figura 90(c), apresenta coeficientes de correlação significantes negativos no setor norte, leste e parte central, com maior abrangência nas regiões R1, R3 e R5. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 90(d, e, f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, leste e parte central, com maior influência na região R2, sugerindo que a intensidade da precipitação está associada a episódios ENSO. Os índices R95p e R99p, Figuras 90(g, h), apresentam coeficientes negativos significantes no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na intensidade da precipitação extrema e muito extrema no NEB. Os índices Rx1day e Rx5day, Figuras 90(i, j), apresentam coeficientes de correlação negativos no setor norte e leste, com maior influência nas regiões R1 e R2, e coeficientes positivos na parte sul. O índice SDII, Figura 90(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor leste e norte, com maior abrangência nas regiões R2 e R3.

Figura 90- Distribuição espacial da correlação do MEI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r \leq \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r \leq \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

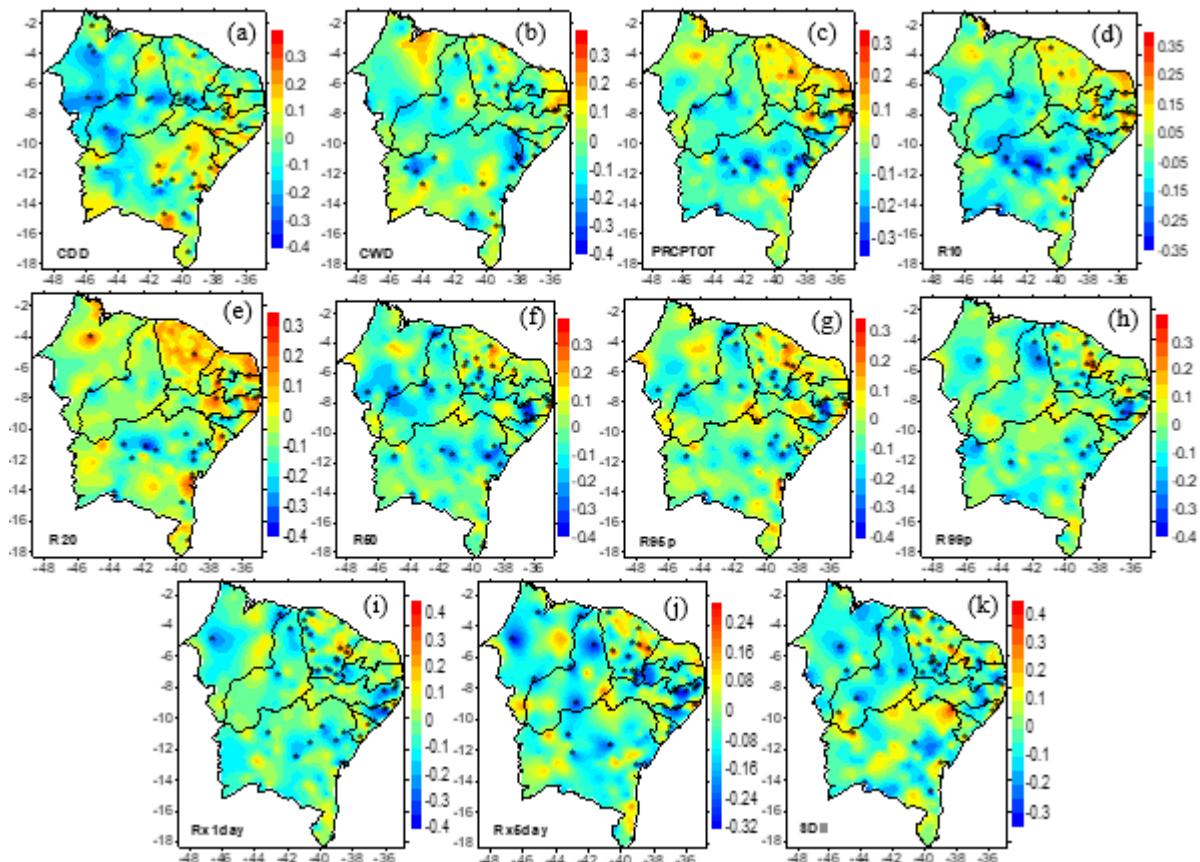


A NAO e o índice CDD, Figura 91(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte leste e coeficientes negativos significantes no setor oeste do NEB. O índice CWD, Figura 91(b), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes na parte central e coeficientes significantes positivos em áreas isoladas no NEB. Os índices PRCPTOT, R10, R20 e R50, Figuras 91(c, d, e, f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes na parte central e coeficientes positivos significantes no setor norte e leste, identificando mudanças nos padrões climáticos regionais. Os índices R95p e R99p, Figuras 91(g, h), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes em áreas isoladas na parte central e norte, e coeficientes positivos significantes no setor norte. Os índices Rx1day e Rx5day, Figuras 91(i, j), apresentam coeficientes negativos significantes em áreas isoladas na parte central e norte, e coeficientes positivos significantes no setor norte, sugerindo a influência de forçamentos externos na frequência da precipitação do NEB, e mudanças na circulação atmosférica do Atlântico Norte. O índice SDII, Figura 91(k), apresenta coeficientes de correlação no setor norte e coeficientes positivos significantes em

áreas isoladas, sugerindo o aumento da variabilidade interanual da intensidade da precipitação associada a mudanças na dinâmica climática oceano e atmosfera e influência de forçamentos externos.

Figura 91- Distribuição espacial da correlação do NAO, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

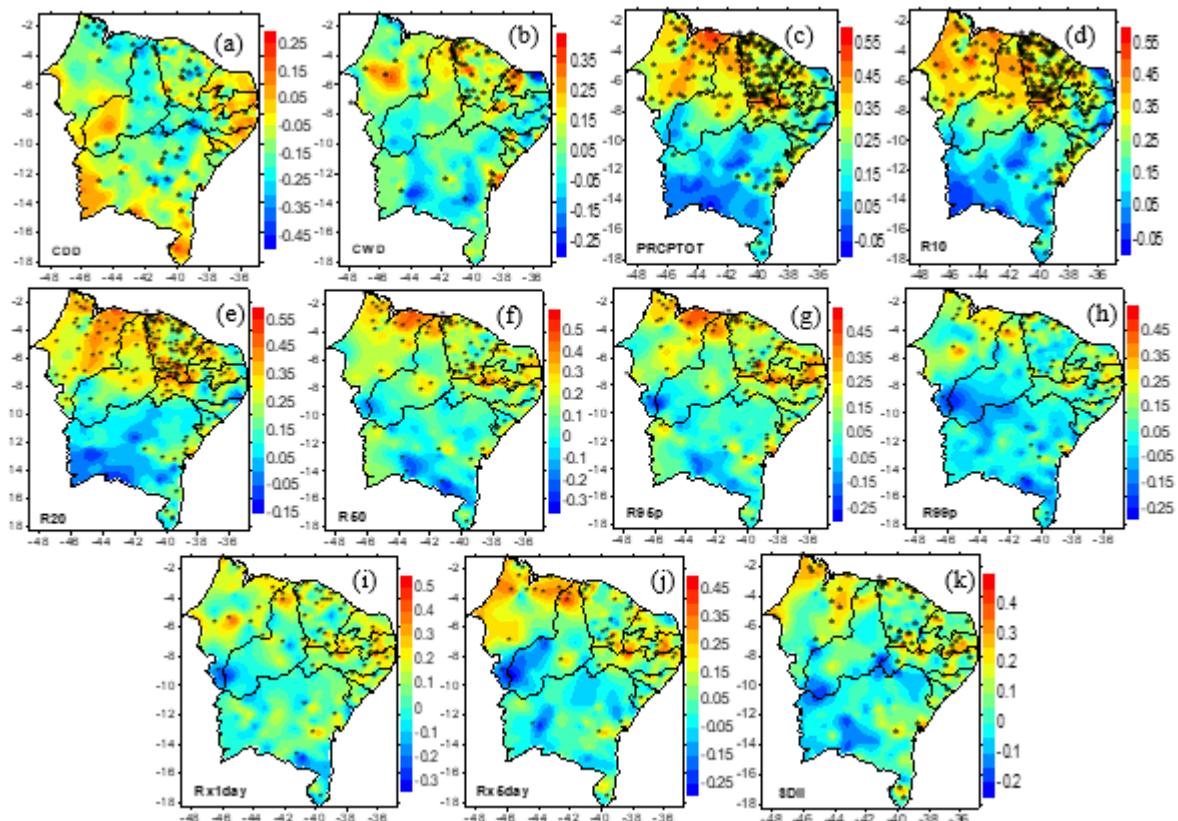
R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$



O índice CDD e o SOI, Figura 92(a), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes, no setor norte e central. O índice CWD, Figura 92(b), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas na parte leste e sul, indicando influências locais e remotas. O índice PRCPTOT, Figura 92(c), apresenta coeficientes de correlação positivos no setor norte e leste, com maior abrangência nas regiões homogêneas R1 e R3. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 92(d, e, f), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte, indicando que o SOI afeta a circulação atmosférica contribuindo para o aumento na frequência da precipitação, com maior abrangência na região R2. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 92(g, h, i, j), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e leste, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice SDII, Figura 92(k),

apresenta coeficientes positivos significantes no setor norte, com maior predominância na região R2.

Figura 92- Distribuição espacial da correlação do SOI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

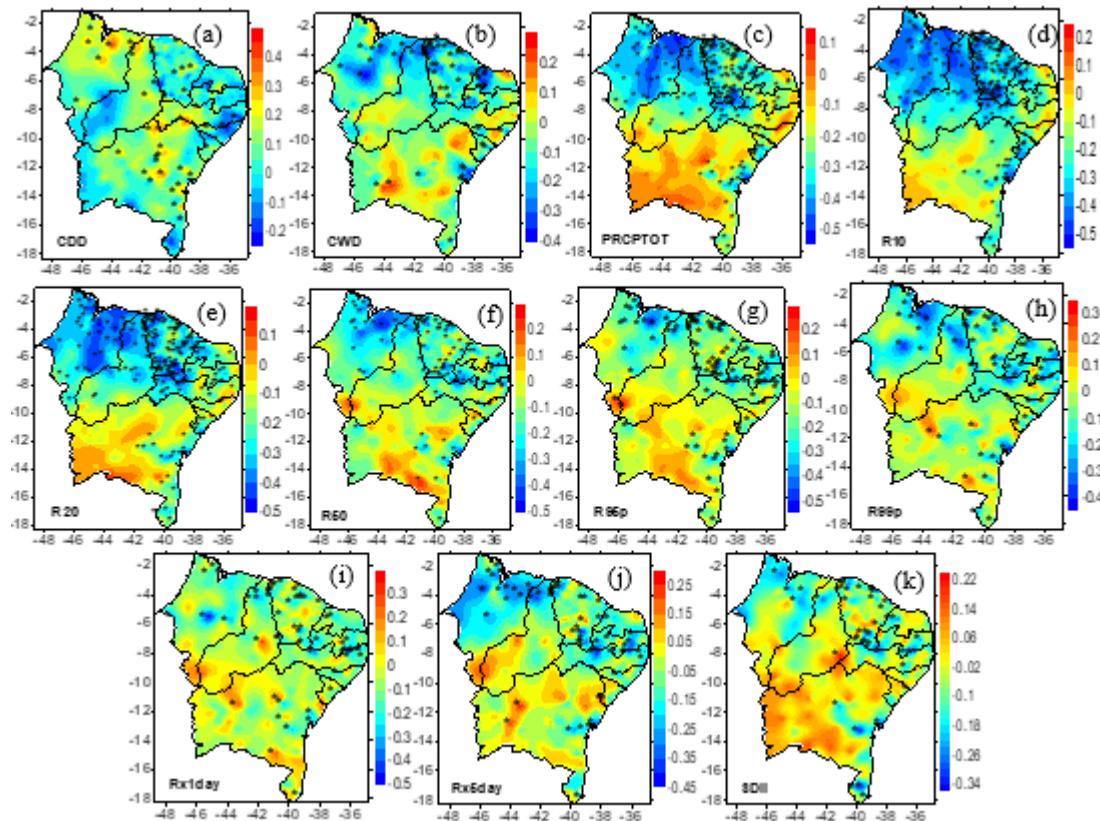


O ONI e o CDD, Figura 93(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte central e norte do NEB, com maior abrangência nas regiões R2 e R3. O índice CWD, Figura 93(b), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor norte, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos nos padrões climáticos locais afetando a variabilidade interanual da TSM do Pacífico equatorial. O índice PRCPTOT, Figura 93(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, com maior influência nas regiões R1, R3 e R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 93(d,e,f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, com maior abrangência na região R2, sugerindo o aumento da variabilidade de episódios ENSO. Os índices R95p e R99p, Figuras 93(g, h), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, com maior abrangência na região R1. Os índices

Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 93(i, j, k), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, e coeficientes positivos na parte sul, sugerindo o aumento da variabilidade interanual dos padrões atmosféricos e mudanças regionais associadas a forçamentos externos.

Figura 93- Distribuição espacial da correlação do ONI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

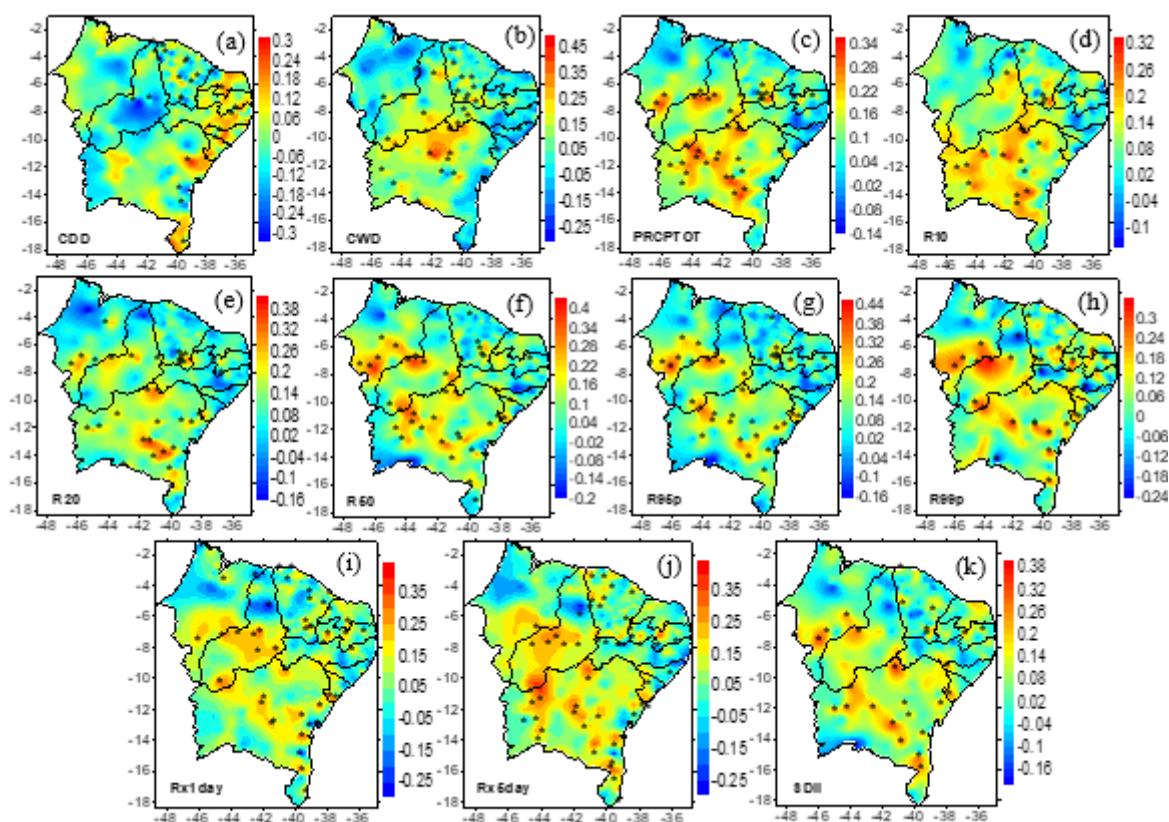


O índice CDD e a QBO, Figura 94(a), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor norte e sul, e coeficientes positivos em áreas isoladas na parte leste, com maior abrangência na região R2 e R3. O índice CWD, Figura 94(b), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas, com maior abrangência na região R1. O índice PRCPTOT, Figura 94(c), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central, indicando o aumento da precipitação na região homogênea R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 94(d, e, f), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte central do NEB, indicando o aumento na frequência da convecção local. Os índices R95p e R99p, Figuras 94(g, h), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte central do NEB, com maior abrangência na região R1, e coeficientes negativos significantes em áreas

isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na intensidade da precipitação extrema e muito extrema. Os índices Rx1day e Rx5day, Figuras 94(i, j), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes na parte central, com maior abrangência na região R1, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas. O índice SDII, Figura 94(k), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte central, leste e oeste, sugerindo um aumento da intensidade da precipitação e da QBO.

Figura 94- Distribuição espacial da correlação do QBO, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

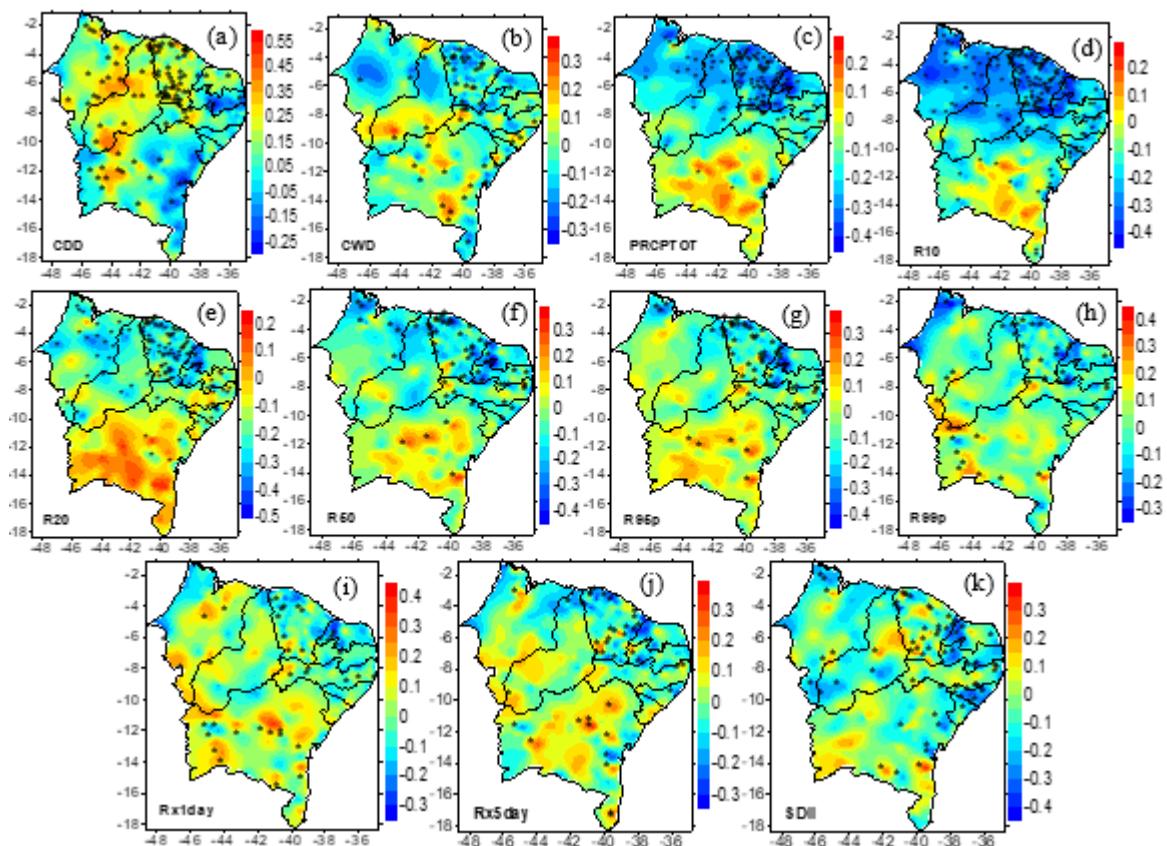


O padrão PNA e o índice CDD, Figura 95(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e oeste, com maior influência nas regiões R1 e R3 e coeficientes negativos significantes no setor leste do NEB, área de abrangência da região R2. O índice CWD, Figura 95(b)), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes na parte sul, e coeficientes negativos significantes no setor norte. O índice PRCPTOT, Figura 95(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência nas regiões R3; e coeficientes positivos significantes na parte sul, área de abrangência da região R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 95(d, e, f), apresentam

coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência na região R2, e coeficientes positivos significantes no extremo sul. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 95(g, h, i, j), apresentam coeficientes de correlação negativos no setor norte e coeficientes negativos na parte sul, com maior influência na região R1. O índice SDII, Figura 95(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor leste e oeste, e coeficientes positivos na área central, indicando eventos de chuva irregulares e influência de forçamentos externos na intensidade da convecção local.

Figura 95- Distribuição espacial da correlação do PNA, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

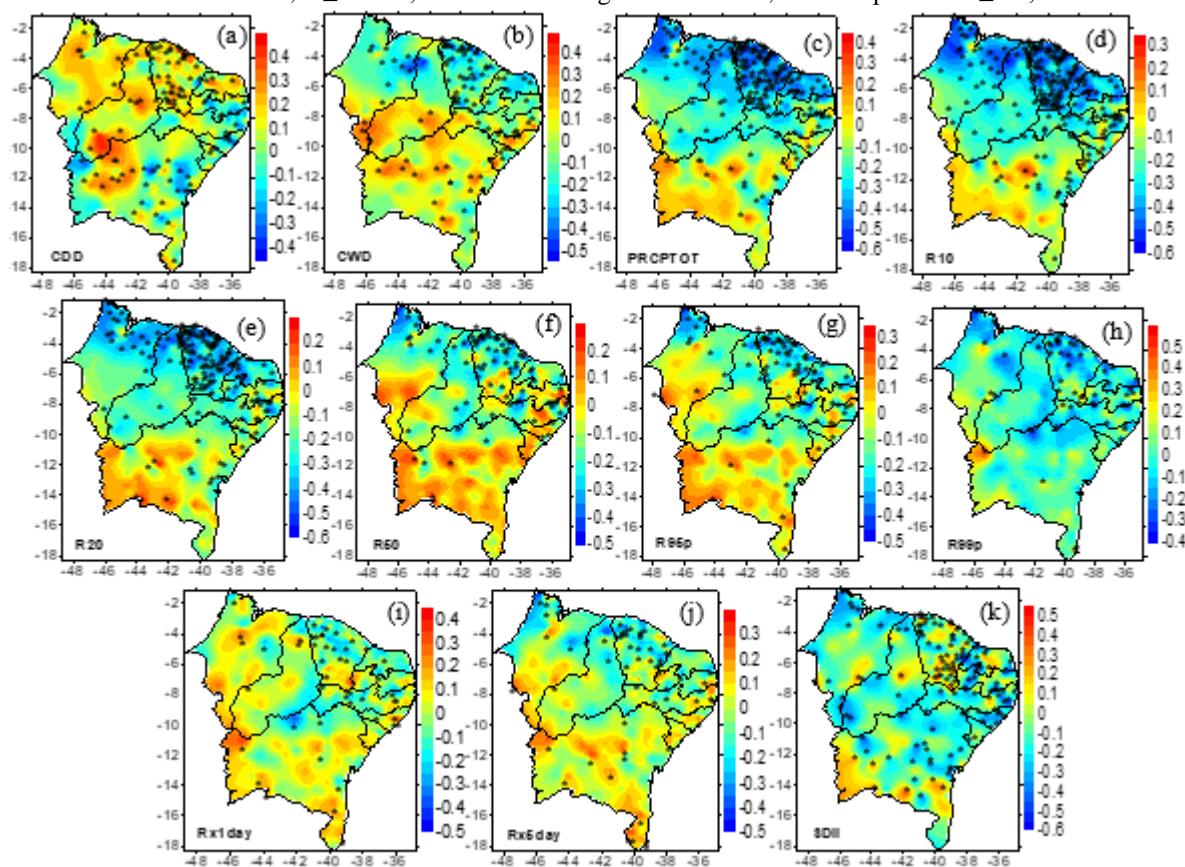


O índice TNAI e o índice CDD, Figura 96(a), apresenta coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e central, regiões R1 e R3, e coeficientes negativos significantes na parte leste, região R2. O índice CWD, Figura 96(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte e correlação positiva no setor sul. Os índices PRCPTOT, R10, R20 e R50, Figuras 96(c, d, e, f), apresentam correlações negativas significantes no setor norte, e correlações negativas significantes no extremo sul, com maior influência nas regiões R3 e R4 dos índices PRCPTOT e R10, e na região R2 dos índices R20 e R50. Os índices

R95p e R99p, Figuras 96(g, h), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e coeficientes positivos em áreas isoladas, com maior abrangência na região R1. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figura 96(i, j, k), apresentam coeficientes de correlação negativos no setor norte, e coeficientes positivos em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na frequência da precipitação no NEB. A TSM do TNAI mais quente é responsável por períodos secos no NEB, pois a ZCIT, um dos principais sistemas atmosféricos controladores da precipitação no NEB, encontra-se localizada mais ao norte de sua posição normal. Conforme Wang et al., (2017), a TSM do TNAI é fortemente influenciada pelo ENSO e pela NAO.

Figura 96- Distribuição espacial da correlação do TNAI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

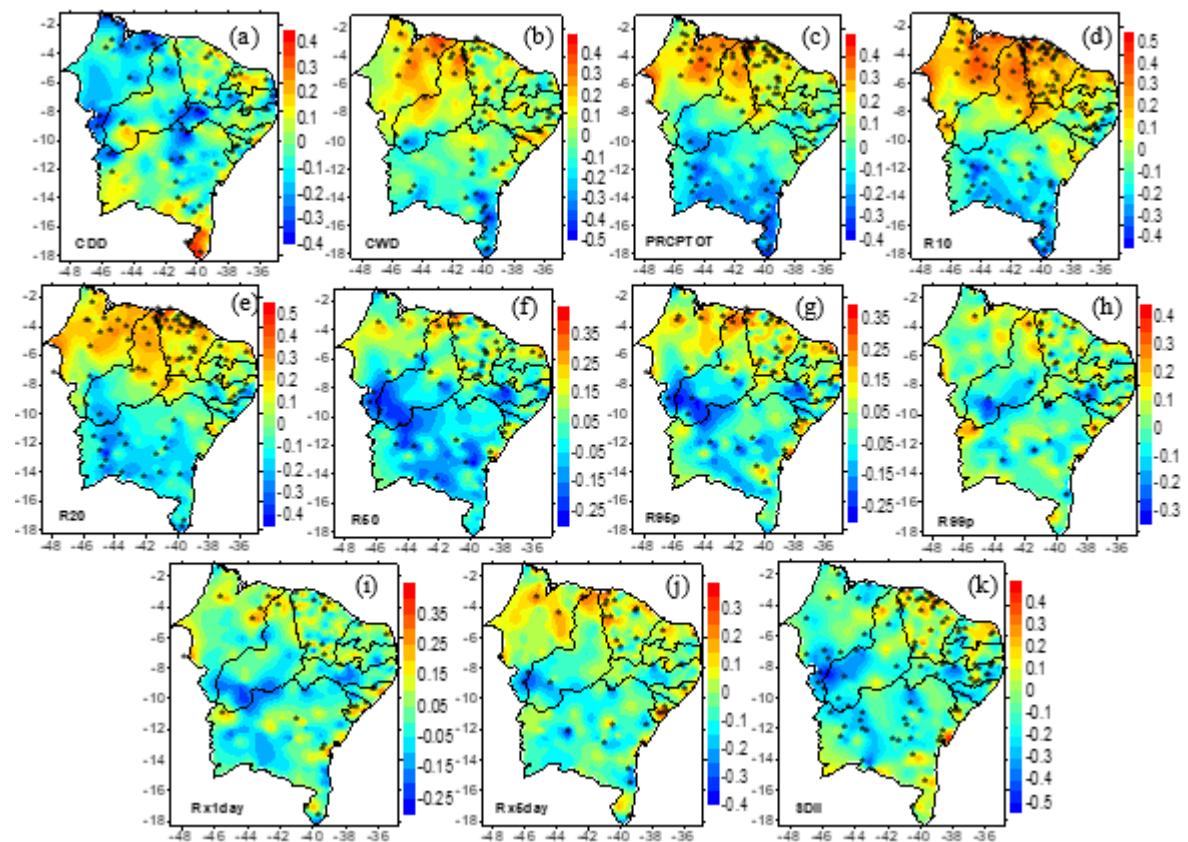
R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$



A correlação entre o CDD e o TSAI, Figura 97(a), apresenta coeficientes negativos significantes, em todo o NEB, e coeficientes positivos em áreas isoladas. O índice CWD, Figura 97(b), apresenta coeficientes de correlação positivos no setor norte e coeficientes negativos no extremo sul, com maior influência na região R1. Os índices PRCPTOT, R10,

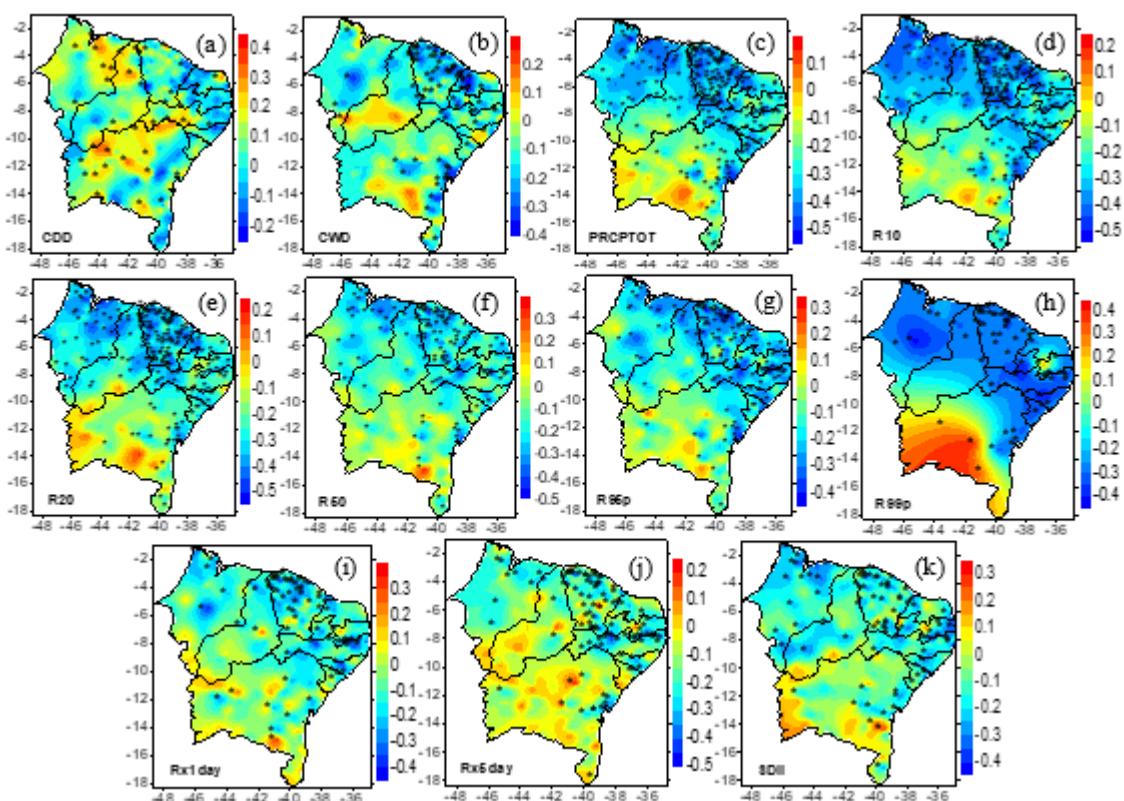
R20 e R50, Figuras 97(c, d, e, f), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte, e coeficientes negativos significantes na parte sul, com maior abrangência nas regiões R3 e R4 do índice PRCPTOT, e nas regiões R2 e R4 do índice R10, e na região R2 dos índices R20 e R50. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figura 97(g, h, i, j), apresentam coeficientes de correlação ao norte, e coeficientes negativos na parte sul, com maior abrangência na região R1. O SDII e o TSAI, Figura 97(k), apresentam correlação negativa significante na parte central e oeste, e correlação positiva no extremo norte e leste. Em geral, a Alta Subtropical do Atlântico Sul é crucial na definição do fluxo cruzado equatorial, responsável pelo posicionamento meridional anômalo da ZCIT (KAYANO et al. 2018). Quando um padrão positivo (negativo) de anomalia de SST dipolar é estabelecido no Atlântico Tropical, as anomalias negativas (positivas) de chuva ocupam a maior parte do NEB (KAYANO et al. 2018).

Figura 97- Distribuição espacial da correlação do TSAI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$



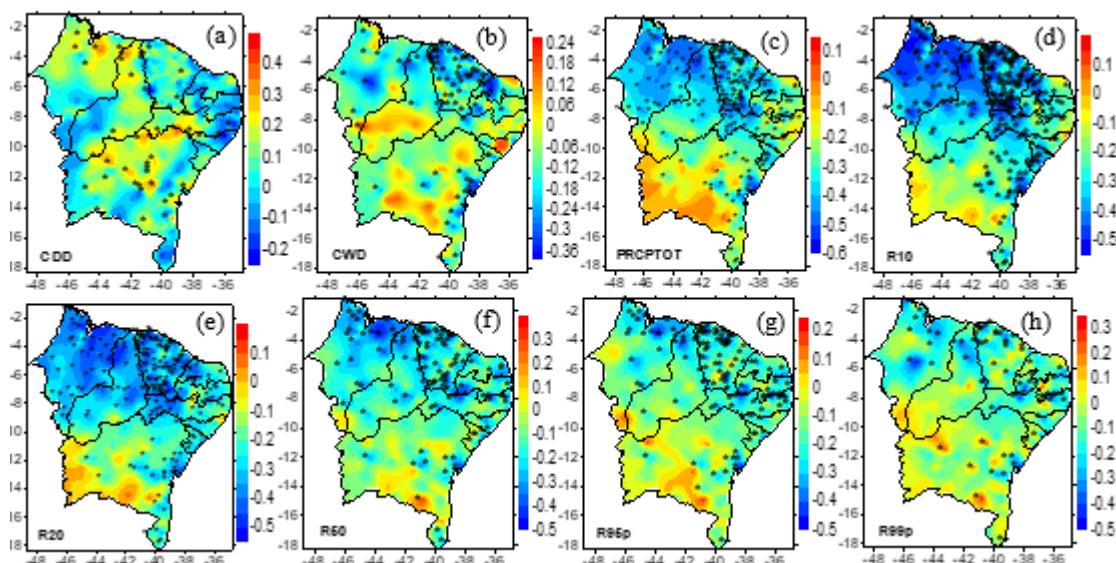
O índice CDD e o índice Niño 1+2, Figura 98(a) apresentam coeficientes de correlação positivos significantes em quase todo NEB, e coeficientes de correlação negativos significantes em áreas isoladas. O índice CWD, Figura 98(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte e leste, com maior influência na região R1. O índice PRCPTOT, Figura 98(c), apresenta correlação negativa no setor norte, central e leste, com maior abrangência nas regiões R1, R3 e R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 98(c, d, e), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, com maior influência na região R2, indicando aumento/diminuição na frequência de dias chuvosos e diminuição/aumento da TSM no Oceano Pacífico, resultando em mudanças no clima regional. Os índices R95p e R99p, Figuras 98(f, g), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, com maior influência na região R1. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 98(h, i, j, k), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste e correlação positiva significante em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos nas condições climáticas locais.

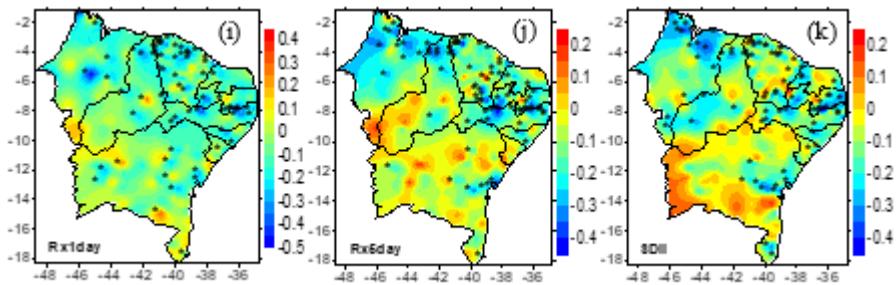
Figura 98- Distribuição espacial da correlação da região Niño 1+2, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$



O índice CDD e o índice Niño 3, Figura 99(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes ao norte e na parte central, e coeficientes negativos em áreas isoladas. O índice CWD, Figura 99(b), apresenta coeficientes de correlação negativos no setor norte e áreas isoladas na parte central, com maior abrangência na região R1. O índice PRCPTOT, Figura 99(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste do NEB, com maior abrangência nas regiões R1 e R3, e coeficientes positivos em áreas isoladas na parte central, região R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 99(d, e, f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e central, com maior influência na região R2, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas na parte sul. Os índices R95p e R99p, Figuras 99(g, h), apresentam coeficientes negativos significantes no setor norte, e coeficientes positivos em áreas isoladas na parte sul, com maior abrangência na região R1. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 99(i, j, k), apresentam coeficientes de correlação significantes no setor norte, central e leste, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, indicando mudanças nos padrões da circulação atmosférica durante os episódios ENSO. Conforme citado por Yan et al., (2011), mudanças climáticas interanuais modificam as circulações atmosféricas meridionais de Hadley e zonais de Walker, com fortes impactos no clima global (TSONIS et al., 2003; TRENBERTH e CARON, 2000; WANG 2000).

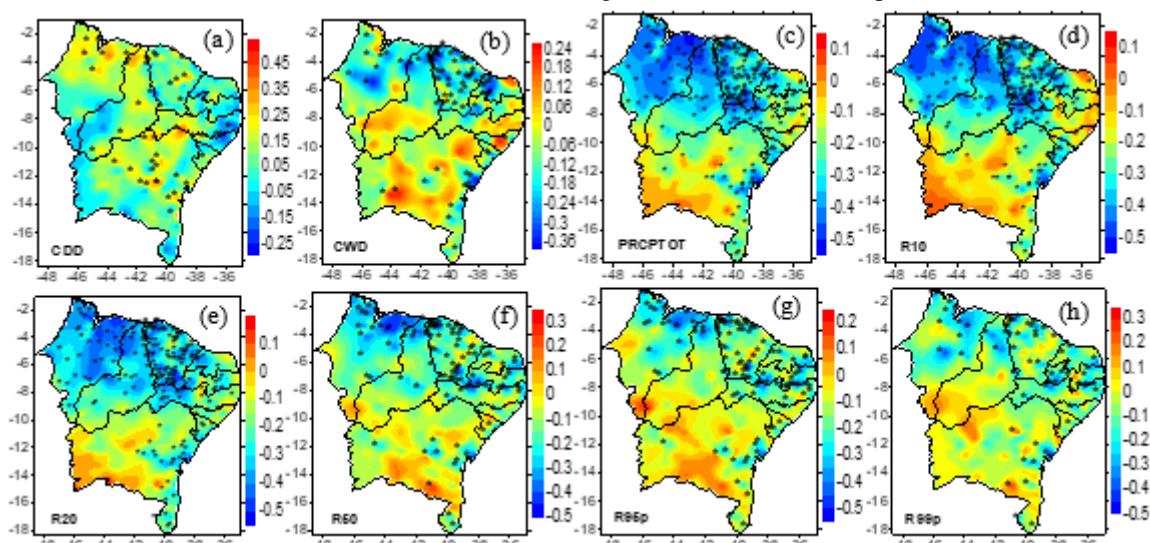
Figura 99- Distribuição espacial da correlação da região Niño 3, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

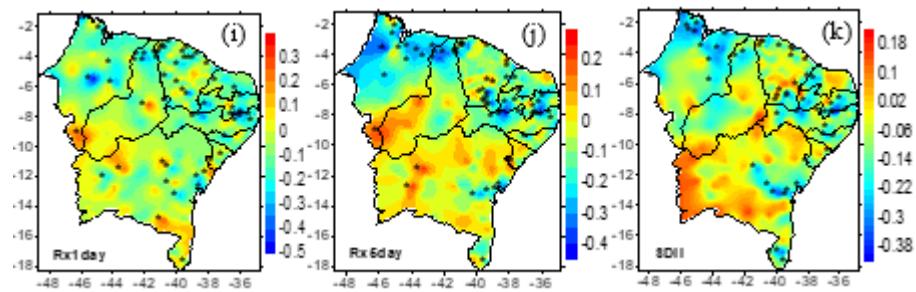




O índice CDD e a região Niño 3+4, Figura 100(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e central, com maior influência nas regiões homogêneas R1 e R3. O índice CWD, Figura 100(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas, com maior abrangência na região R1. O índice PRCPTOT, Figura 100(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste, e coeficientes positivos na parte central, com maior influência nas regiões R3 e R4. Os índices R10, R20 e R50, Figuras 100(d, e, f), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte leste, com maior abrangência na região R2, e coeficientes positivos em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na frequência da convecção local. Os índices R95p e R99p, Figuras 100(g, h), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, com maior influência na região R1, e coeficientes positivos em áreas isoladas. Os índices Rx1day, Rx5day e SDII, Figuras 100(i, j, k), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, e coeficientes positivos significante em áreas isoladas.

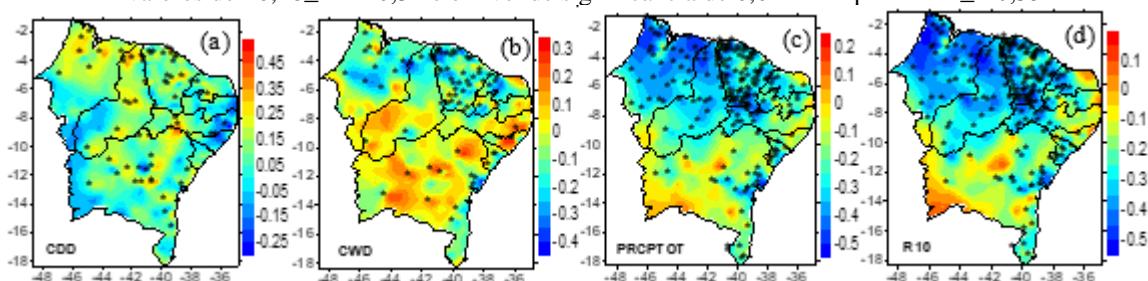
Figura 100- Distribuição espacial da correlação da região Niño 3+4, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

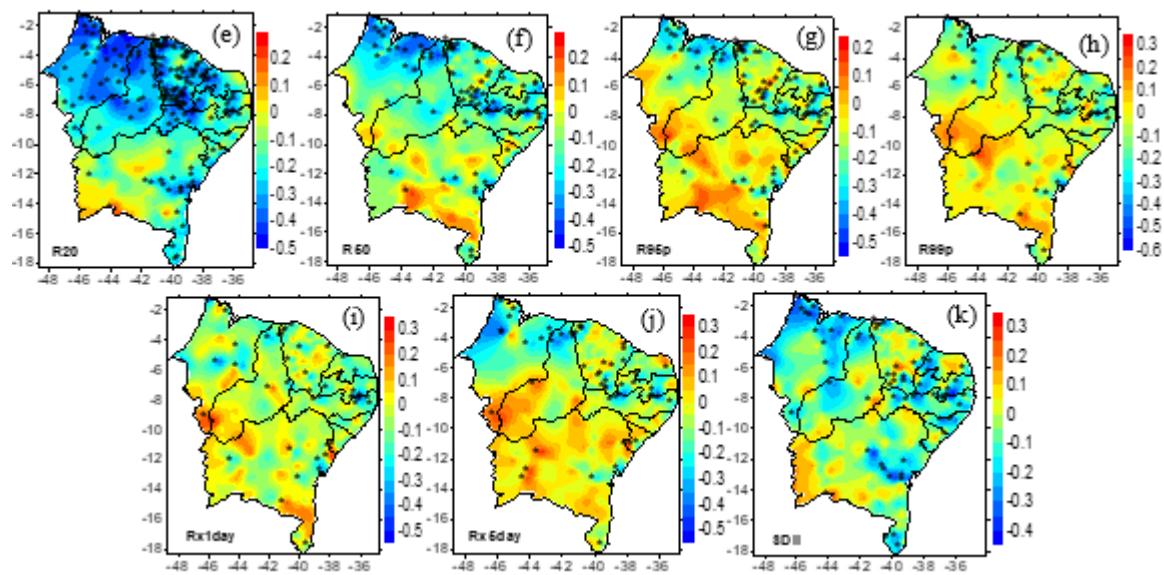




O índice CDD e a região Niño 4, Figura 101(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e central, e coeficientes negativos significantes em áreas isoladas no setor leste. O índice CWD, Figura 101(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte, e coeficientes positivos significantes na parte sul. Os índices PRCPTOT e R10, Figuras 101(c, d), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, e coeficientes positivos na parte sul, o índice PRCPTOT apresenta maior influência nas regiões R3 e R4, e o índice R10, nas regiões R2 e R4. Os índices R20 e R50, Figuras 101(e, f), apresentam coeficientes de correlação significantes no setor norte e leste, com maior abrangência na região R2, e coeficientes positivos em áreas isoladas. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 101(g, h, i, j), apresenta correlação negativa significante no setor norte, e correlação positiva na parte sul do NEB, com maior influência na região R1. O índice SDII, Figura 101(k), apresenta correlação no setor norte e leste, com maior influência nas regiões R2 e R3, e correlações positivas em áreas isoladas, indicando a influência de forçamentos externos na intensidade da precipitação. Segundo Grimm (2003), as fontes de calor anômalo associadas ao El Niño perturbam as circulações de Walker e Hadley na América do Sul e geram trens de ondas Rossby que produzem efeitos importantes nos subtrópicos e extratrópicos.

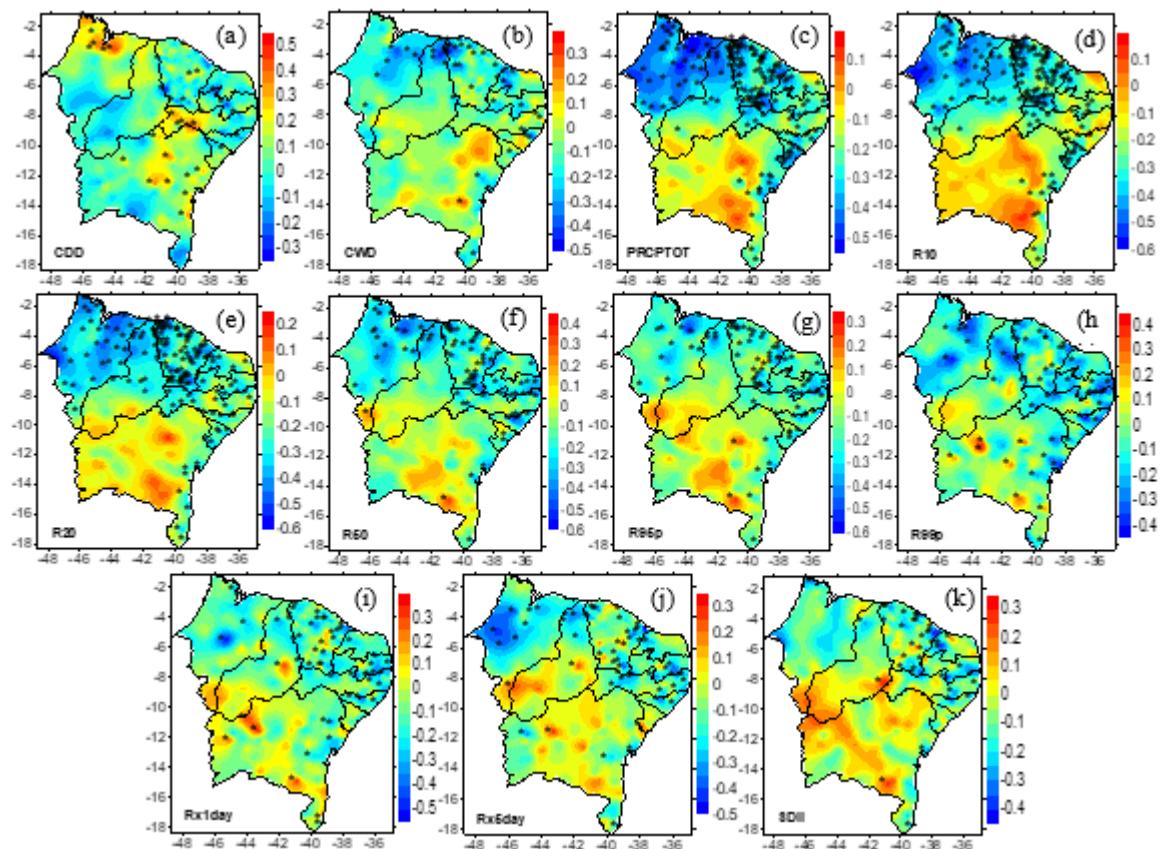
Figura 101- Distribuição espacial da correlação da região Niño 4, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 \leq r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 \leq r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$





A correlação do ENSO e do índice CDD, Figura 102(a), é significativamente positiva no setor norte do estado do Maranhão e parte central e leste do NEB, com maior influência na região R2, observa-se também correlação negativa significante em áreas isoladas. O índice CWD e o ENSO, Figura 102(b), apresentam coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte. O índice PRCPTOT, Figura 102(c), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e leste do NEB, com maior abrangência na região R3, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas. Os índices R10, R20, R50, Figura 102(d,e,f), apresentam coeficientes negativos significantes no extremo norte e leste, com maior predominância na região R2, observa-se correlação positiva significante em áreas isoladas na parte sul. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 102(g, h, i, j), apresentam correlação negativa significante no setor norte e correlação positiva em áreas isoladas na parte sul, com maior abrangência na região R1. O SDII, Figura 102(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte, com maior influência nas regiões R2 e R3.

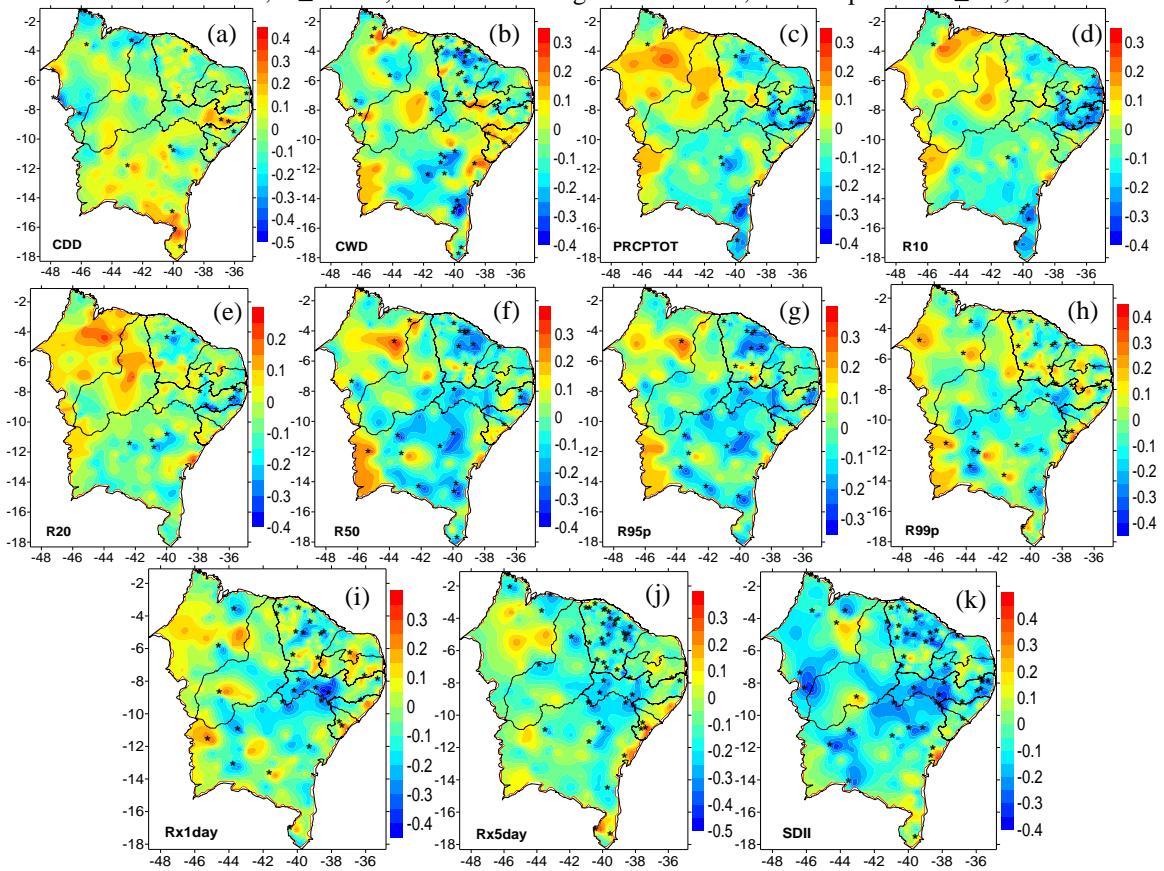
Figura 102- Distribuição espacial da correlação do ENSO, período 1979 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,27 \leq r < \pm 0,30$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,40$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,41$



O índice CDD e a AAO, Figura 103(a), apresentam coeficientes de correlação positivos e negativos em áreas isoladas no NEB, indicando a influência de forçamentos externos durante os períodos de estiagem. O índice CWD, Figura 103(b), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e central e correlação positiva significante em áreas isoladas, com maior abrangência na região R1. Os índices PRCPTOT e R10, Figuras 103(c, d), apresentam correlação negativa significante no setor norte e leste, e correlação positiva em áreas isoladas. Os índices R20 e R50, Figuras 103(e, f), apresentam correlação negativa no setor norte e central, com maior abrangência na região R2, e correlação positiva em áreas isoladas. Os índices R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 103(g, h, i, j), apresentam correlação negativa significante no setor norte e central, com maior influência na região R1, e correlação positiva significante em áreas isoladas. O SDII, Figura 103(k), apresenta coeficientes de correlação negativos significantes no setor norte e central, com maior abrangência nas regiões R1 e R2.

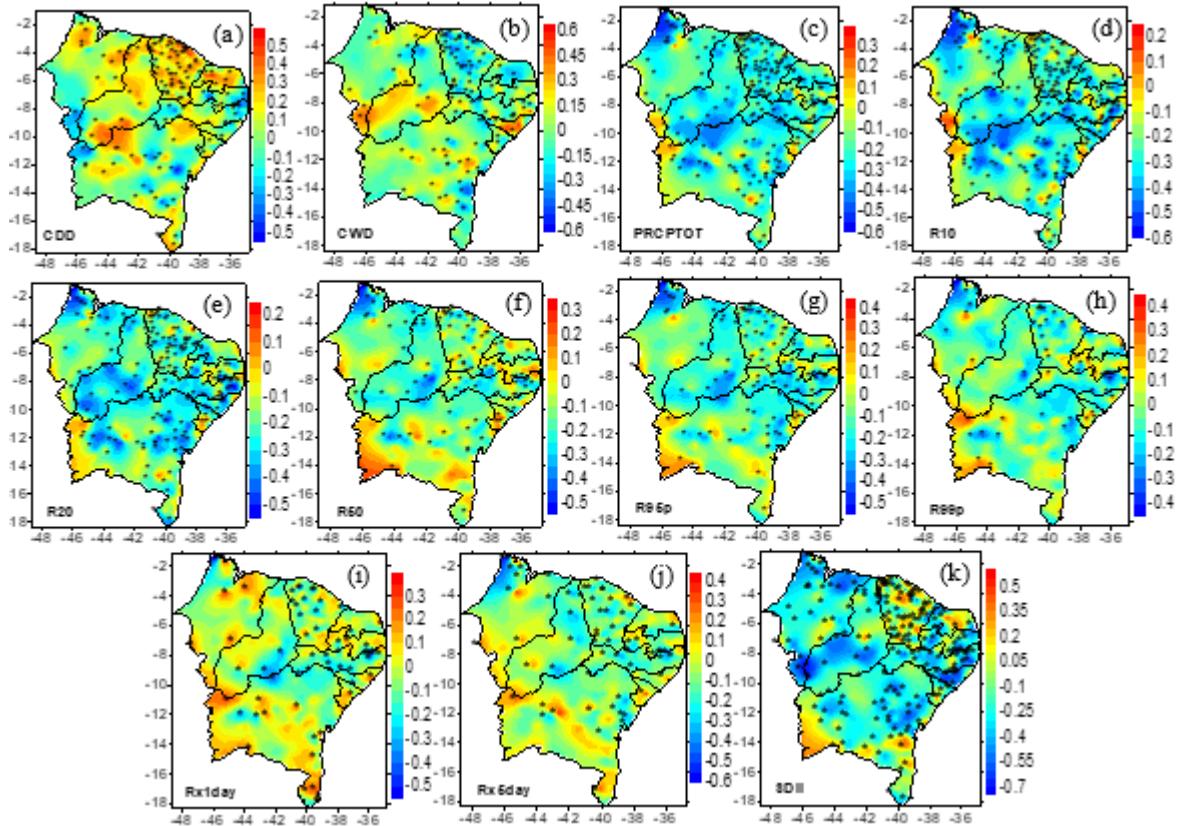
Figura 103- Distribuição espacial da correlação da AAO, período 1979 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e),

R50 (f), R50p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,27 < r < \pm 0,30$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,31 \leq r < \pm 0,40$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,41$.



O índice CDD e LOTI, Figura 104(a), apresentam coeficientes de correlação positivos significantes no setor norte e central, com maior influência nas regiões R1 e R3, observa-se também coeficientes de correlação negativos significantes em áreas isoladas na parte sul e leste. O índice CWD, Figura 104(b), apresenta correlação negativa significante no setor norte e leste, e correlação positiva na parte central e oeste, com maior influência na região R1. Os índices PRCPTOT, R10, R20 e R50, Figuras 104(c, d, e, f), apresentam correlação negativa significante em quase todo o NEB, indicando o aumento/redução da frequência da precipitação e a redução/aumento do LOTI, respectivamente. Os índices R20, R50, R95p e R99p, Figuras 104(g, h, i, j), apresentam correlação negativa significante no setor norte, central e leste, com maior abrangência na região R1, observa-se coeficientes de correlação positivos significantes em áreas isoladas, sugerindo a influência de forçamentos externos na intensidade da convecção local. O SDII, Figura 104(k), apresenta correlação negativa significante em todo o NEB, e coeficientes positivos significantes em áreas isoladas.

Figura 104- Distribuição espacial da correlação do LOTI, período 1965 a 2017, com os índices de extremos climáticos provenientes da precipitação diária observada, CDD (a), CWD (b), PRCPTOT (c), R10 (d), R20 (e), R50 (f), R95p (g), R99p (h), RX1day (i), RX5day (j) e SDII (k), as áreas pontilhadas correspondem às correlações das estações meteorológicas que apresentam significância estatística ao nível de significância de 0,1 corresponde a coeficientes de correlação de $\pm 0,23 < r < \pm 0,27$; o nível de significância de 0,05 corresponde a valores de $\pm 0,28 < r < \pm 0,34$ e o nível de significância de 0,01 corresponde a $r \geq \pm 0,35$

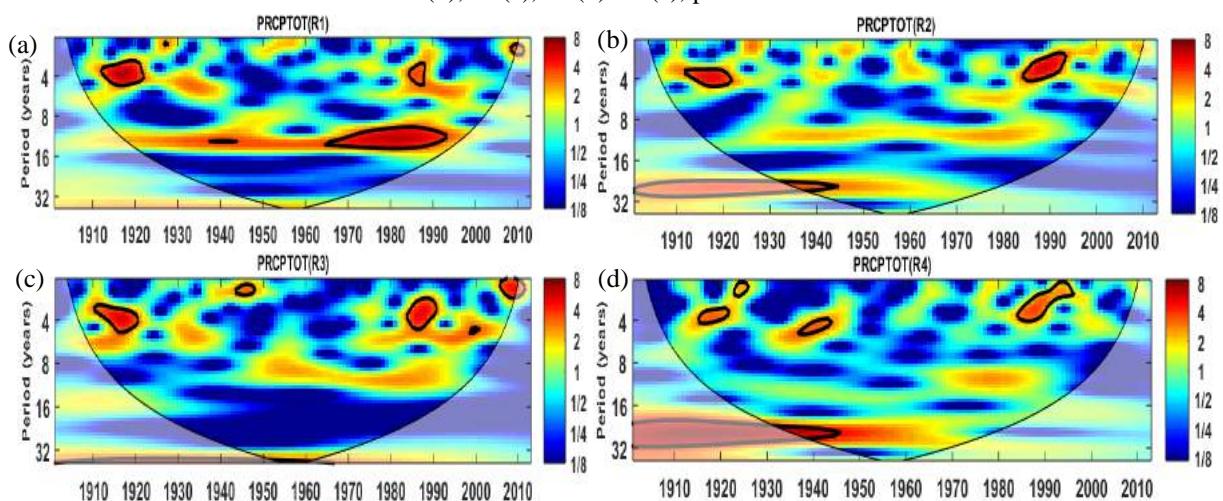


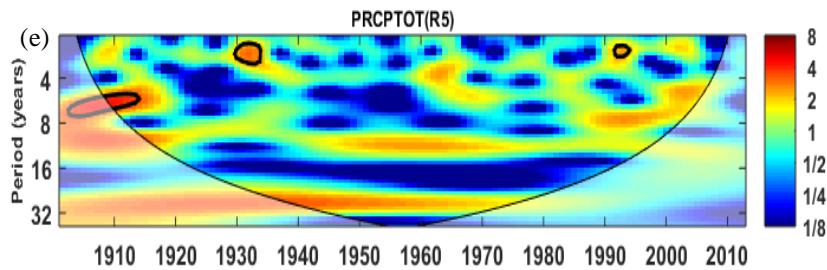
4.9 Análise de wavelet provenientes de dados do GPCC

A análise de wavelet foi realizada conforme algoritmo desenvolvido por Grinsted et al. (2004). A escala de cores representa a potência, o vermelho indica áreas de alta coerência e azul de baixa coerência. A diferença de fase entre as séries é mostrada como vetores (a série em fase aponta para a direita e a fora de fase para a esquerda, verticais para baixo indicam que a série está 90° atrasada; verticais para cima indicam que a série está 90° avançada) e a linha fina em preto assinala o cone de influência, as linhas grossas em preto delimitam as áreas 95% de confiança das frequências comuns, refletindo o grau local de interação entre as duas séries temporais analisadas. A análise de wavelet permite detectar a existência de ciclos nas séries temporais estudadas. A Transformada cruzada de wavelet e a Transformada da Coerência tornam possível evidenciar características de acoplamento e regiões espectrais de maior energia em comum e com maior covariabilidade em tempo-escala entre as variáveis analisadas (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

A análise de Cluster aplicada aos dados de precipitação provenientes do GPCC identificaram cinco regiões homogêneas com características diferentes para cada cluster, a aplicação da análise de wavelet para cada Cluster permite identificar mudanças de periodicidade para as respectivas localizações geográficas do perfil da precipitação de cada região homogênea. A região homogênea R1, localizada no extremo norte, área com atuação de áreas de instabilidade da ZCIT é considerada a área mais chuvosa do NEB, apresenta periodicidade de 4 anos em 1911-1920 e periodicidade de 8-16 anos em 1965-1990, com mudanças periódicas interanuais e interdecadais moduladas pelas fases positivas e negativas de oscilações decadais que também ampliam a frequência de eventos ENSO, Figura 105(a). A região homogênea R2 abrange parte do semiárido brasileiro, apresenta periodicidade de 4 anos, em 1912-1924 e 1985-1992, Figura 105(b), essa configuração é consistente com a ocorrência de eventos La Niña que incide no resfriamento das águas oceânicas ao longo da costa oeste tropical da América do Sul e alteram o padrão de circulação dos ventos e chuvas no NEB. A região homogênea R3, parte oeste do NEB, mostra periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1911-1920 e 1985-1990, Figura 105(c). A região R4, leste do NEB, apresenta periodicidade de 4 anos, em 1920, 1940, 1985-1998, e periodicidade de aproximadamente 16 anos, em 1935-1948, possivelmente com chuvas associadas a variações decadais da TSM, Figura 105 (d). A região R5, sul do estado da Bahia, apresenta periodicidade de aproximadamente 4-8 anos, em 1910-1915, e de aproximadamente 2 anos em 1930 e 1990, Figura 105(e), as frentes frias constituem um mecanismo importante na produção das chuvas no extremo sul do NEB.

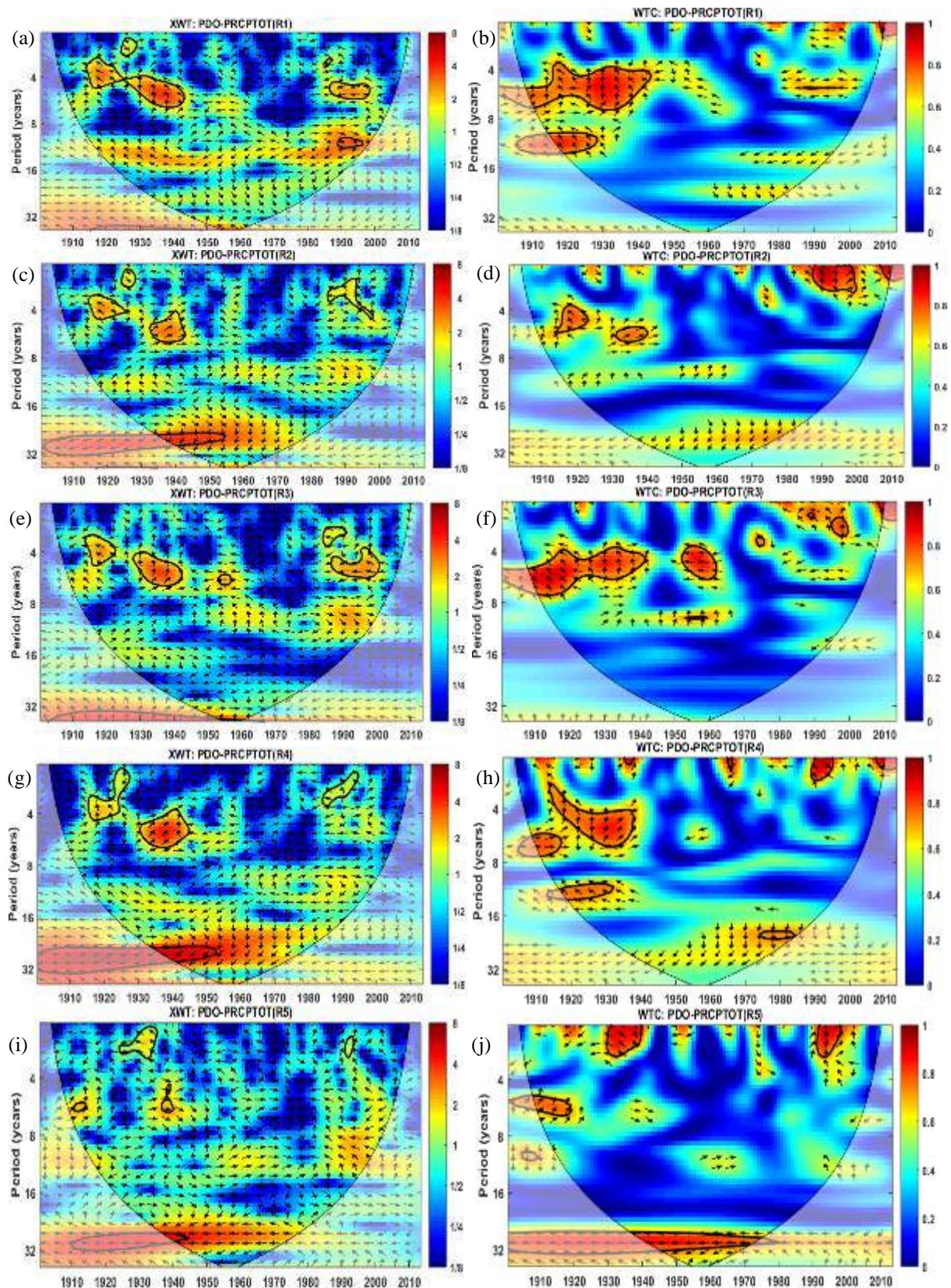
Figura 105- Espectro da Transformada de wavelet da PRCPTOT nas regiões homogêneas R1 (a), R2 (b), R3(c), R4(d) e R(e), período de 1901 a 2013.





O espectro cruzado wavelet da PDO versus a PRCPTOT na região R1, mostra periodicidade de aproximadamente 4-8 anos, em 1915-1945 e 1985-1999, e periodicidade de 14 anos em 1990-1995, a coerência da wavelet mostra coeficientes variando de 0,8 a 1 e vetores apontando para cima indicando que a precipitação está defasada 90° da PDO e sofre variações associadas a TSM do Oceano Pacífico, Figuras 106(a,b). Na região R2, parte semiárida do NEB, observa-se periodicidades interanuais de 2-8 anos em 1914-1918, 1930, 1935-1940, 1985-1995, e periodicidade interdecadal de 32 anos, em 1935-1955; a coerência da wavelet mostra mudanças no sentido dos vetores de fase indicando grande variabilidade da precipitação que podem ter sido ocasionadas por alterações na Célula de Walker juntamente com alterações antropogênicas interferindo nos sistemas produtores de chuva, Figuras 106(c,d). Na região R3, a wavelet cruzada apresenta periodicidade de 4-8 anos, em 1912-1920, 1930-1940, 1955 e 1980-2000, a coerência da wavelet mostra periodicidade entre 4-8 anos, em 1910-1940 e 1950-1960, observa-se mudanças nos vetores de fase, com a PRCPTOT defasada 90° da PDO, correspondendo a $\frac{1}{4}$ do período, Figuras 106(e,f). A região R4 apresenta periodicidade de aproximadamente 4-6 anos, em 1930-1945, e periodicidade de 32 anos, em 1935-1955; a coerência da wavelet mostra mudanças nos vetores de fase e coeficientes variando de 0,8 a 1, Figuras 106(g,h). Na região R5, a wavelet cruzada mostra predominância da covariabilidade em escala multidecadal, com periodicidade de aproximadamente 32 anos com confiabilidade de 95% em 1935-1945, a coerência da wavelet confirma a covariabilidade na escala de 1935-1975 e se encontra fora de fase, Figuras 106(i,j).

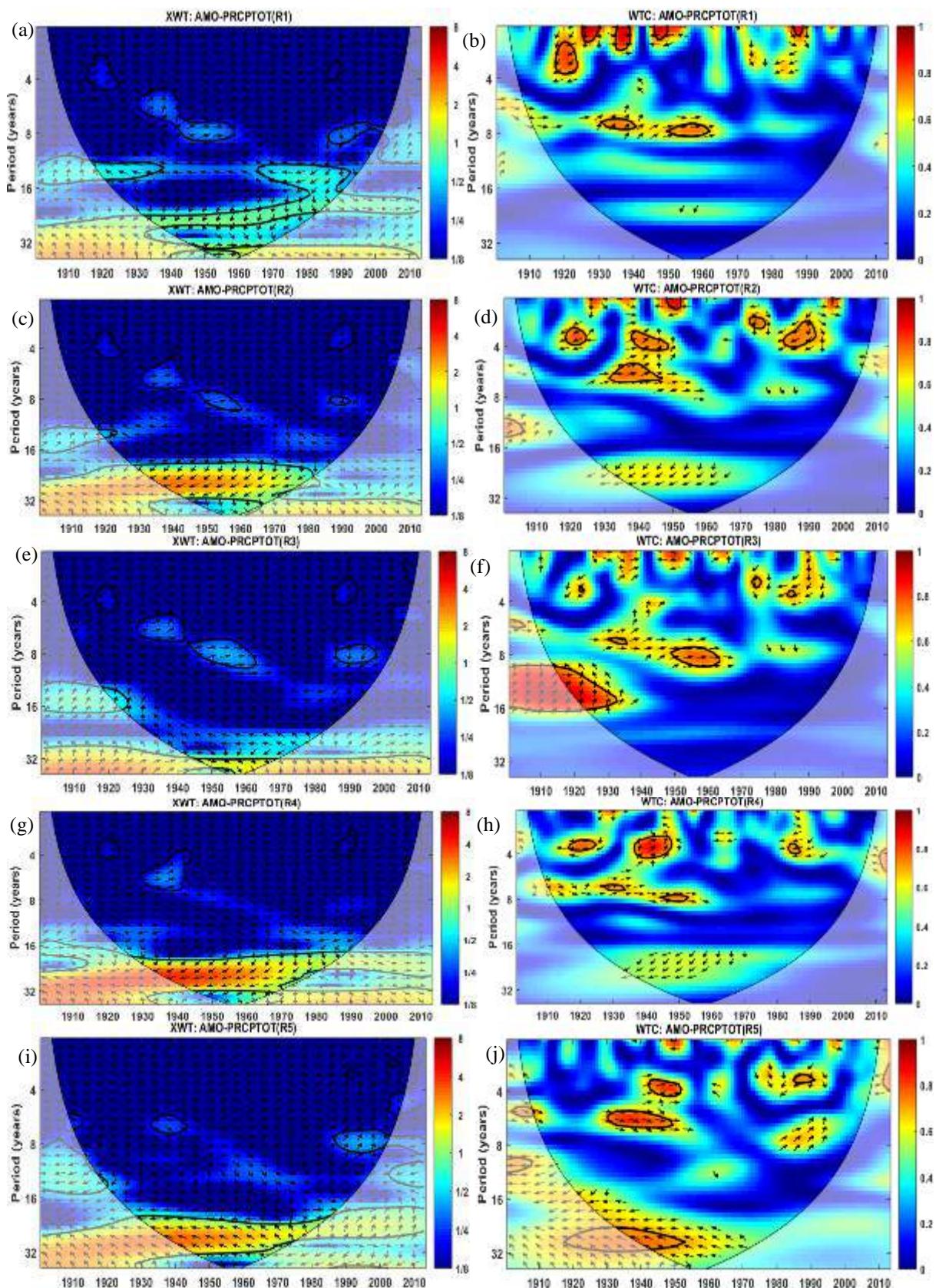
Figura 106- pectro cruzado wavelet e espectro da coerência wavelet da PDO versus PRCPTOT, na região homogênea R1 (a, b), região homogênea R2 (c, d); região homogênea R3 (e, f); região homogênea R4 (g, h) e região homogênea R5 (i, j), período de 1901 a 2013.



O espectro cruzado wavelet e a coerência da wavelet da AMO e da PRCPTOT apresenta grande variabilidade com periodicidade em várias escalas com baixa coerência alternando períodos de secos e úmidos, observa-se mudanças na precipitação em escalas de

curto a longo períodos, sugerindo interação das flutuações na intensidade da circulação termohalina com mecanismos entre os Oceanos Atlântico e Pacífico, mudanças abruptas de fase e forçamentos externos e antropogênicos. O espectro cruzado wavelet da AMO versus a PRCPTOT, na região homogênea R1, apresenta periodicidade de 16-32 anos, em 1920-1990, com baixa coerência e apresentando mudanças nos vetores de fase, Figuras 107(a,b). Na região R2, observa-se periodicidade de 15-32 anos, em 1930-1985, abrangendo parte da fase positiva da AMO, e em 1930-1964, compreendendo parte da fase negativa da AMO 1965-1985, e na escala interanual observa-se periodicidade de 4-8 anos em várias escalas, a coerência da wavelet mostra que a AMO está defasada em relação a PRCPTOT, Figuras 107(c,d). Na região R3, a periodicidade varia em diferentes frequências apresentando baixa coerência na escala de 4-16 anos, em 1915-1925, 1930-1960 e 1985-2000, e com periodicidade de 32 anos, em 1945-1970; a coerência da wavelet da AMO versus a PRCPTOT mostra periodicidade de 8-16 anos, em 1915-1931 e 1950-1965, Figuras 107(e,f). A wavelet cruzada da AMO versus PRCPTOT, na região R4, apresenta periodicidade de 32 anos, em 1930-1985 e periodicidade interanual com baixa coerência na escala de 4-8 anos, em 1920, 1930-1942 e 1982-1988, a coerência da wavelet mostra ciclos interanuais de 4-8 anos com vetores apresentando mudanças de fase aleatórias, Figuras 107(g, h). O espectro cruzado wavelet da AMO versus a PRCPTOT, na região R5, mostra periodicidade de 32 anos, em 1930-1985, essa periodicidade é confirmada na coerência da wavelet com coeficientes variando de 0,8 a 1, e vetores indicando que a PRCPTOT está defasada 225° em relação a AMO, correspondendo a 3/8 do período, Figuras 107(i,j). A variabilidade multidecadal é um componente interno do sistema oceano-atmosfera ou externamente forçada pela variabilidade solar em longo prazo (VERDON et al., 2004), e que possivelmente associada a outras teleconexões e a mudanças de fase alteram o padrão de circulação atmosférica e da TSM, alguns estudos mostram que variabilidade multidecadal modula impactos do ENSO (KIEM et al., 2003; KIEM e FRANKS, 2004).

Figura 107- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da AMO versus PRCPTOT, na região homogênea R1 (a, b), região homogênea R2 (c, d); região homogênea R3 (e, f); região homogênea R4 (g, h) e região homogênea R5 (i, j), período de 1901 a 2013.

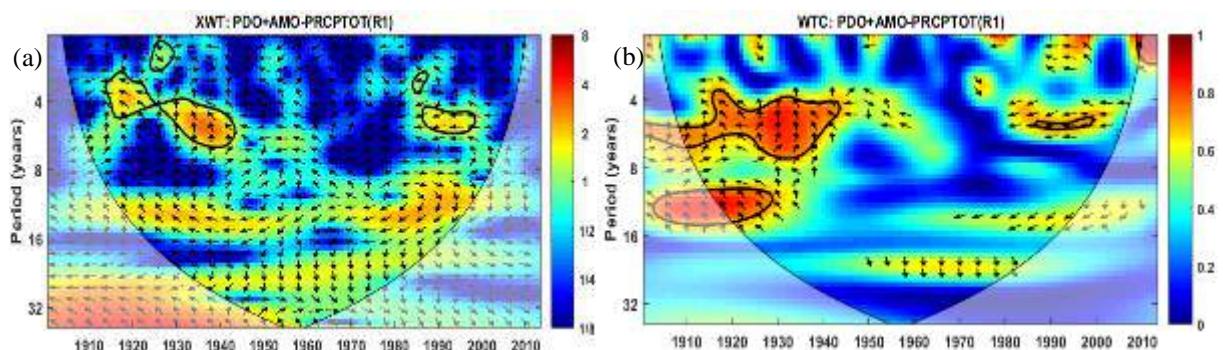


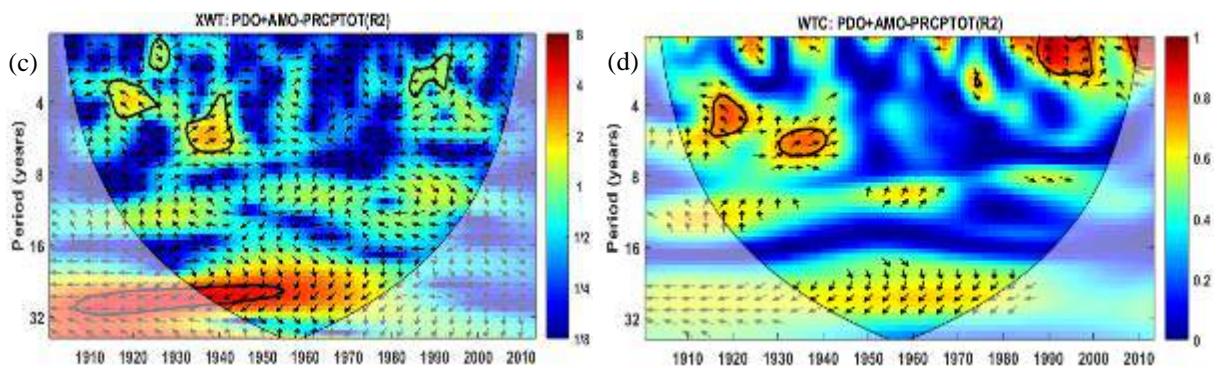
Na análise do espectro cruzado da wavelet e coerência da wavelet dos dados de precipitação provenientes do GPCC versus a PDO+AMO, PNA, MEI, NAO, SOI, QBO, LOTI, ONI, TNAI, TSAI e ENSO será considerada a área que abrange o NEB e duas regiões

homogêneas definidas na análise de Cluster que demonstram maior variabilidade da evolução da precipitação, a região R1 abrange o noroeste, constitui a área mais chuvosa do NEB, e a região R2 abrange quase totalidade do semiárido brasileiro, área suscetível ao déficit hídrico.

O espectro cruzado da PDO+AMO atuando simultaneamente na precipitação que abrange a região homogênea R1, parte noroeste do NEB, apresenta periodicidade de 2-6 anos, em 1915-1945 e de 1985-2000, Figura 108(a), a coerência da wavelet mostra correlações variando de 0,8 a 1,0 indicando que a precipitação nessa região é influenciada pela combinação dos ciclos da PDO e da AMO, os ângulos de fase indicam que a precipitação está defasada 90° em relação a PDO e a AMO atuando simultaneamente, Figura 108(b). A região homogênea R2, área que abrange parte do semiárido brasileiro, apresenta periodicidade de 4-6 anos, em 1915-1925, compreendendo a fase fria da AMO e PDO; e em 1935-1940, compreendendo a fase quente da AMO e PDO e periodicidade de 30 anos em 1935-1955, Figura 108(c), a coerência da wavelet apresenta coeficientes de correlação variando de 0,8 a 1,0 em escala interanual, apresentando mudanças de fase e vetores apontando para cima, mostrando que a PDO e a AMO conduz a precipitação no NEB, Figura 108(d). Os ciclos da PDO e da AMO no NEB apresentam ciclos interanuais associados ao ENSO indicando maior predominância do padrão oceânico do Pacífico na precipitação. A partir de 1929 a AMO adentrou na fase quente e a PDO se encontrava na fase quente, e de 1990-1998 a PDO estava na sua fase quente o que provavelmente resultaria em anos mais secos, entretanto a interação oceano-atmosfera pode ter sido afetada por mudanças climáticas extremas resultantes do aquecimento global.

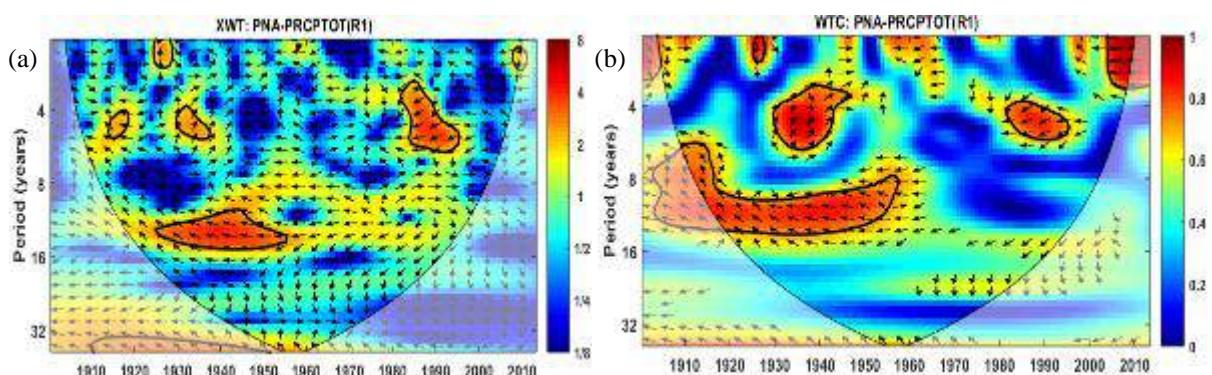
Figura 108- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da PDO+AMO versus PRCPTOT, respectivamente, na região homogênea R1 (a,b) e na região R2 (c,d), período de 1901 a 2013.

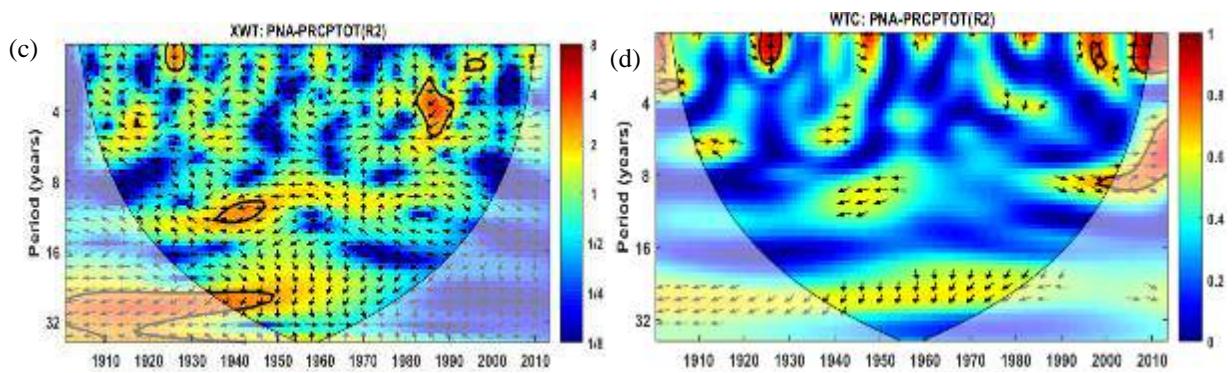




O espectro cruzado wavelet do PNA versus o índice PRCPTOT, na região homogênea R1, Figuras 109(a,b), apresenta periodicidade de aproximadamente 15 anos, em 1925-1955, e periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1930-1935 e 1980-1995, a coerência wavelet confirma esta periodicidade, apresentando coeficientes variando entre 0,8 a 1, observa-se transição nos vetores de fase em diferentes períodos, possivelmente associados a mudanças climáticas. Na região homogênea R2, verifica-se menor influência do PNA na precipitação, verifica-se periodicidade na escala de aproximadamente 2 anos, em 1925-1930, na escala de 4 anos, em 1981-1990, na escala de 13 anos, em 1935-1945 e na escala de 30 anos, em 1935-1945, o espectro de cooerência da wavelet, confirma a periodicidade na escala de 2 anos, e os vetores de fase indicam que o PRCPTOT está avançado 135° do PNA que responde a 3/8 do período, Figuras 109(c,d). As fases da PNA estão associadas a episódios ENSO, a periodicidade encontrada sugere mudanças na convecção tropical influenciadas pela TSM do Oceano Pacífico e Oceano Atlântico. Associado à mudança para o leste das anomalias convectivas tropicais, o padrão de teleconexão PNA forçado pelo ENSO se move para o leste e se intensifica sob o aquecimento climático, em contrapartida, a variabilidade interna atmosférica do modo PNA permanece praticamente inalterado, sugerindo a importância da convecção tropical no deslocamento das teleconexões atmosféricas (ZHOU et al., 2014).

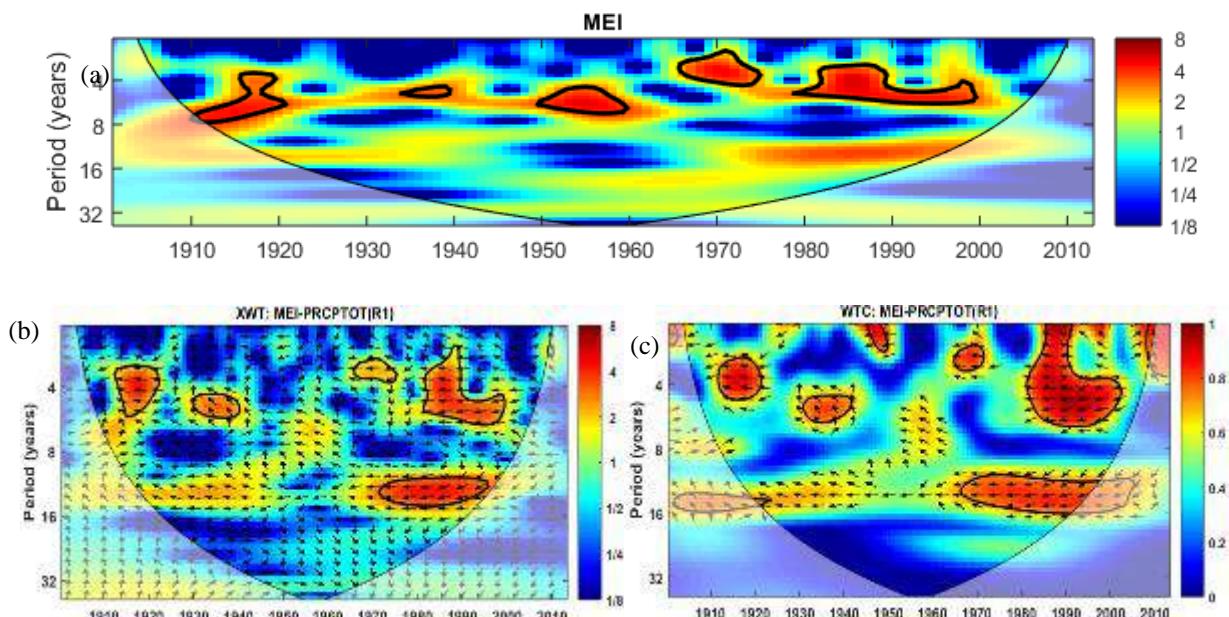
Figura 109- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do PNA e PRCPTOT, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período de 1901 a 2013.

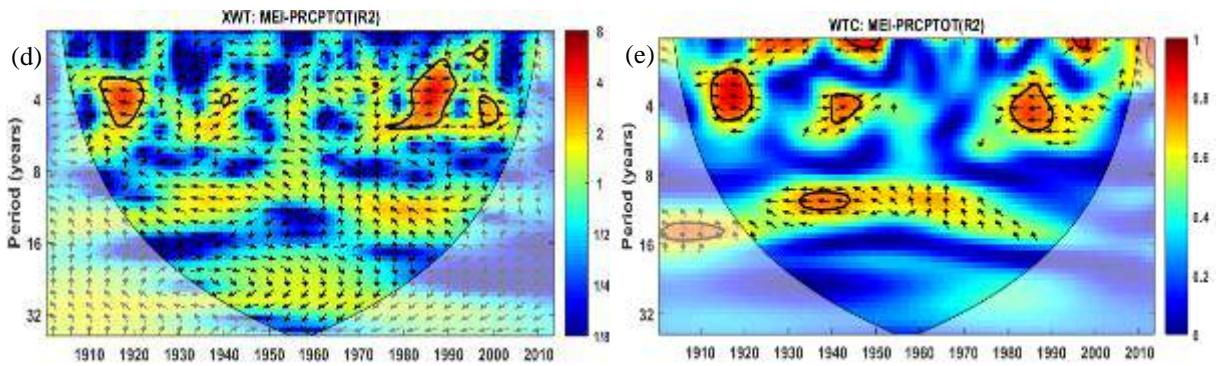




A variabilidade climática no Oceano Pacífico tropical associada ao índice MEI apresenta periodicidade na escala de 4-8 anos, em 1910-1920, 1934-1940, 1950-1960, 1965-1975, e 1980-2000, Figura 110(a), conforme o domínio das seis variáveis observadas no Pacífico tropical: pressão do nível do mar, componentes zonal e meridional do vento da superfície, TSM, temperatura do ar superficial e fração total da nebulosidade do céu. A região homogênea R1, apresenta periodicidade em torno de 3-6 anos, em 1915-1920, 1940, 1980-2000 e picos de aproximadamente 15 anos em 1970-1995, estando fora de fase. A coerência da wavelet corrobora com a wavelet cruzada indicando que o MEI impacta a PRCPTOT, com coeficientes variando entre 0,8 a 1 e em fases opostas, Figuras 110(b,c). Na região R2, o espectro cruzado da wavelet mostra periodicidade na escala 3-5 anos, em 1915-1920 e 1980-1990, a coerência da wavelet demonstra que o MEI modula a precipitação com periodicidades interanuais e decadais, Figuras 110(d,e).

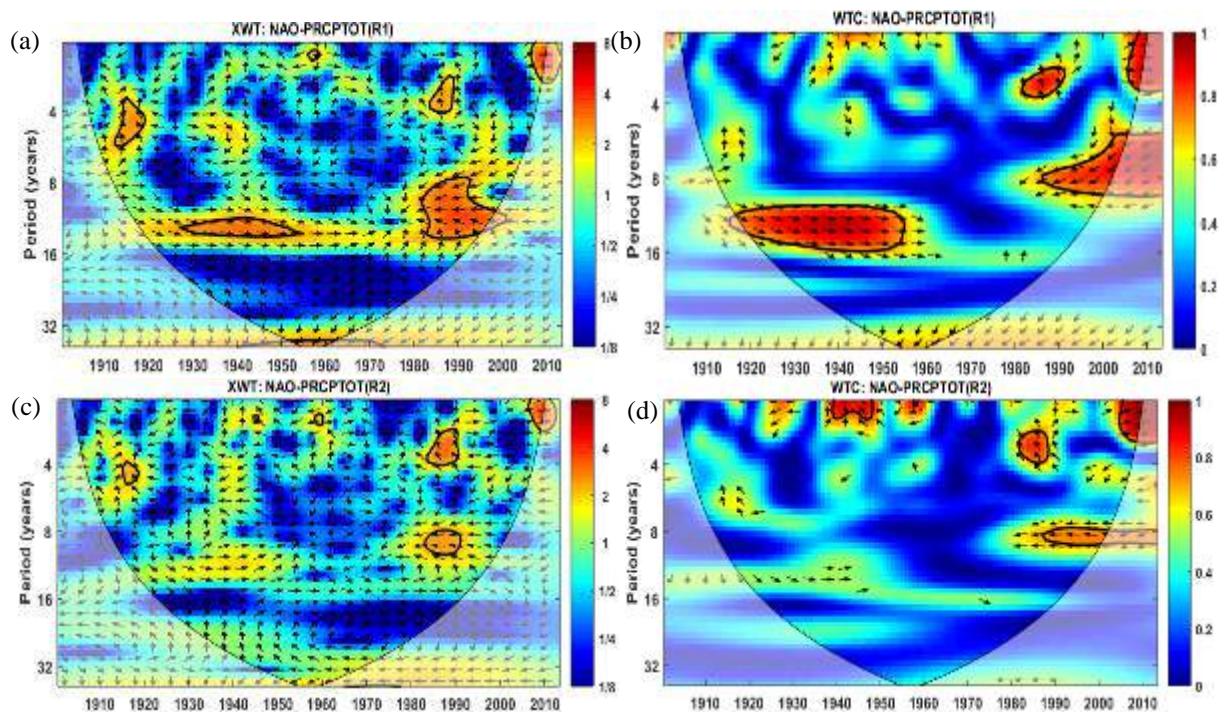
Figura 110- Espectro da Transformada de wavelet da MEI (a), espectro cruzado wavelet e coerência do MEI e PRCPTOT na região homogênea R1 (b,c), e espectro cruzado wavelet e coerência na região homogênea R2 (d,e), período 1901-2013.





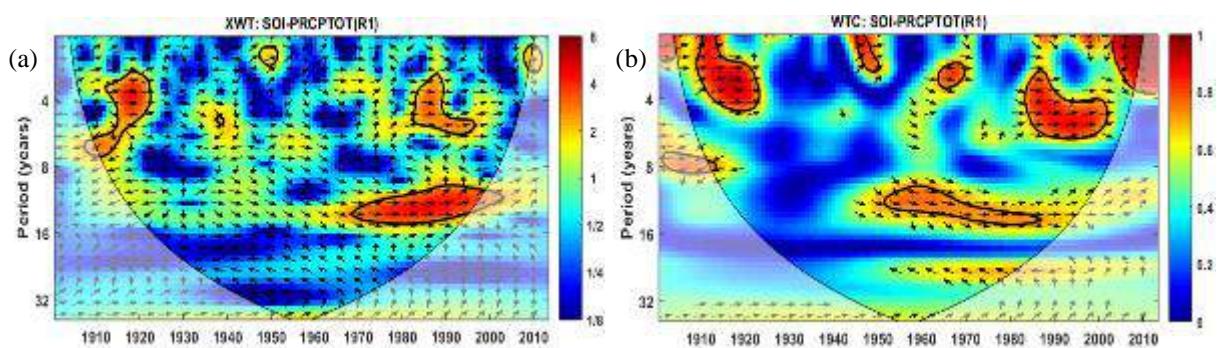
Appenzeller et al. (1998), Higuchi et al. (1999), Labat et al. (2005), Loboda et al. (2006) e Massei et al. (2007) foram os primeiros à aplicar análises wavelet para descrever o comportamento não estacionário da NAO. A NAO apresenta grande variabilidade relacionada a mudanças nos campos de pressão do nível do mar associados a fases positivas e negativas. A fase negativa da NAO dominou a circulação a partir de meados da década de 1950 até o inverno de 1978/79, durante este intervalo de aproximadamente 24 anos, houve quatro períodos proeminentes de pelo menos três anos, na qual a fase negativa era dominante e a fase positiva estava notavelmente ausente, durante todo o período, a fase positiva foi observada na média sazonal apenas três vezes e nunca apareceu em dois anos consecutivos (MARSHALL e PLUMB, 2007). O espectro cruzado wavelet, na região homogênea R1, apresenta periodicidade de aproximadamente 15 anos, em 1925-1955, essa periodicidade é confirmada na coerência da wavelet, Figuras 111(a,b), observa-se transição aleatória nos vetores de fase. Na região R2, o espectro cruzado wavelet da NAO versus a PRCPTOT, apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1997, com vetores de fase indicando que a precipitação está defasada 225° em relação a NAO e a PRCPTOT responde a 3/8 do período, verifica-se periodicidade de 8 anos, em 1985-1997, com vetores de fase indicando que a NAO e a PRCPTOT estão em fase opostas, a coerência da wavelet confirma a periodicidade, Figuras 111(c,d).

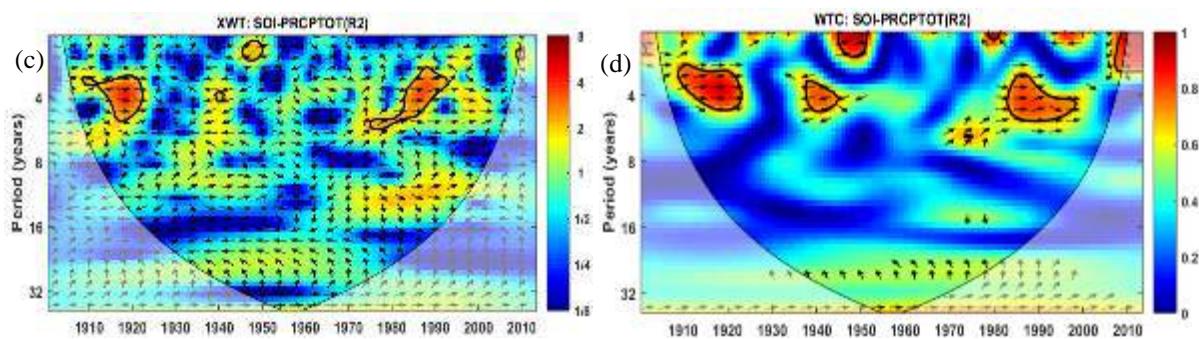
Figura 111- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da NAO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1901-2013.



Na região R1, o espectro cruzado wavelet do SOI versus a PRCPTOT, mostra periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1910-1925 e 1975-1990, a coerência da wavelet mostra que o SOI afeta significativamente a precipitação, os coeficientes de correlação variam entre 0,9 a 1 e o SOI versus a PRCPTOT encontram-se em fase, Figuras 112(a,b). O espectro cruzado da wavelet, na região R2, apresenta periodicidade na escala de aproximadamente 4 anos, em 1910-1920 e 1975-1995, Figura 112(c), a coerência wavelet confirma a periodicidade do SOI versus a PRCPTOT, os vetores de fase indicam que o SOI e a PRCPTOT encontram-se em fase, Figura 112(d).

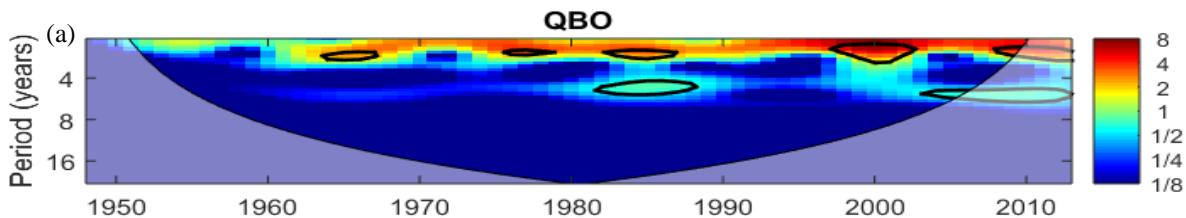
Figura 112- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do SOI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1901-2013.

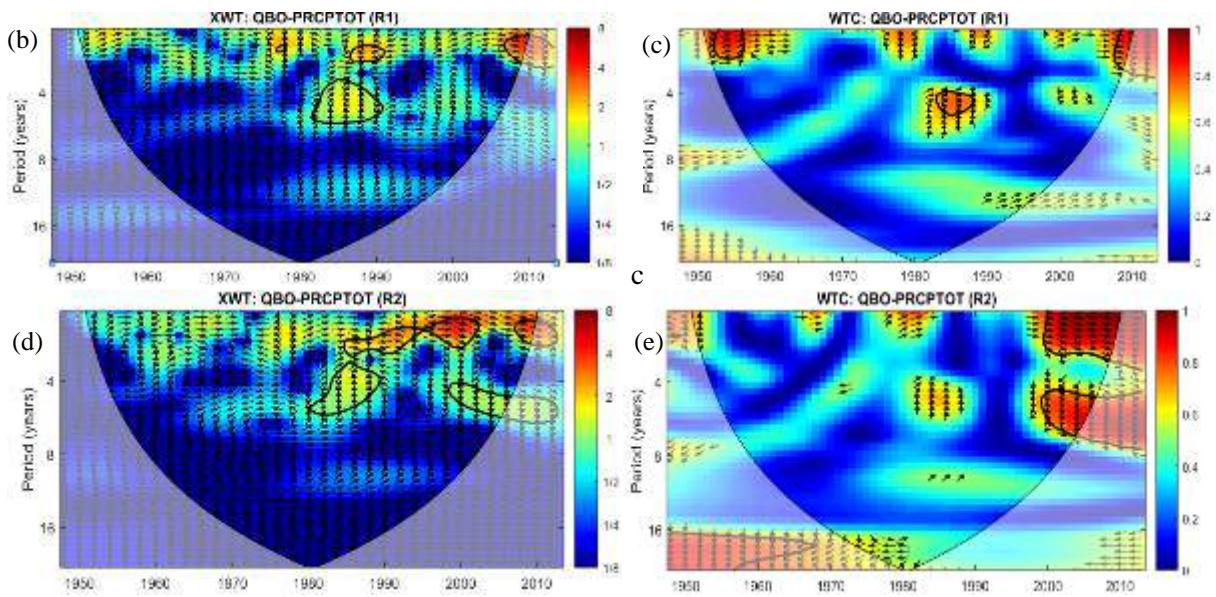




A QBO mostra periodicidade na escala de aproximadamente 2 anos, nas décadas de 1965, 1975, 1985 e 2000, indicando variações interanuais do vento zonal equatorial de 30mb, Figura 113(a). Na região homogênea R1, o espectro cruzado wavelet apresenta variabilidade na escala de aproximadamente 4 anos, em 1982-1990, com vetores indicando que a precipitação está defasada 45° em relação a QBO e o PRCPTOT responde a 1/8 do período; e na escala de 2 anos, em 2005 a 2010, os vetores mostram que a QBO e a precipitação estão em fase, Figura 113(b), a coerência da wavelet confirma a periodicidade, Figura 113(c). Na região R2, o espectro cruzado wavelet e coerência wavelet mostra o núcleos de alta variabilidade apresentando mudanças nos vetores de fase, Figura 113(d,e), mostram periodicidade na escala de 4 anos, em 2000 a 2007, com vetores indicando que a precipitação está defasada e relação a QBO; na escala de 2 anos verifica-se periodicidade significante, em 2000 a 2010, com vetores mostrando que a QBO e a precipitação estão em fase. A relação de fase mostra que a QBO e a precipitação se movem em direções opostas, embora mudem simultaneamente. Conforme Gruzde e Bezverkhny (2000) as transições de fases da QBO podem ser causadas por mudanças que dependem possivelmente do nível de atividade solar.

Figura 113- Transformada contínua da wavelet (a), Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da QBO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (b,c) e na região homogênea R2 (d,e), período 1950-2013.

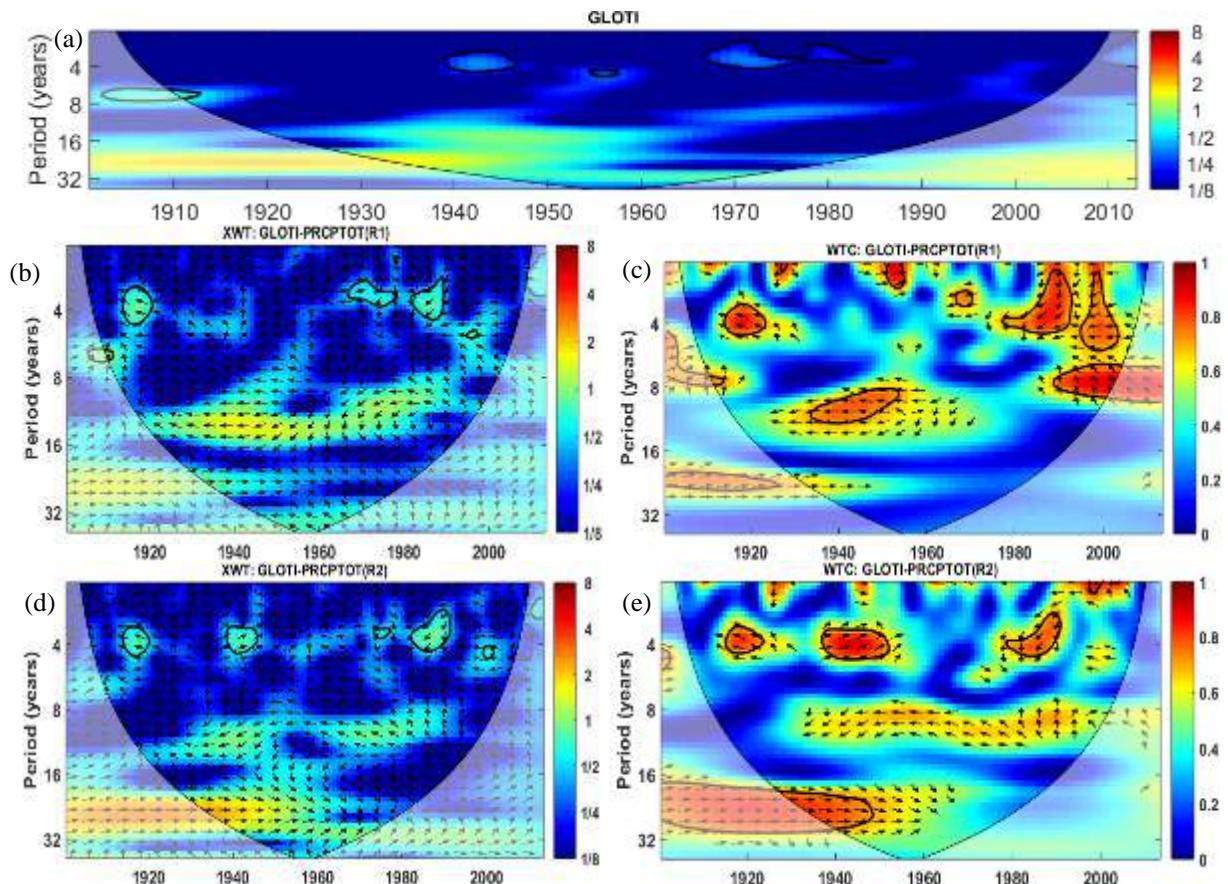




O índice Global da Temperatura do Oceano-Superfície apresenta periodicidade de 2-4 anos, em 1940-1948 e 1965-1989 com baixa coerência, coincidindo com eventos El Niño nas décadas 1941, 1946-1987, 1965-1966, 1968-1970, 1972-1973, 1976-1977, 1977-1978, 1979-1980, 1982-1983 e 1986-1988, implicando na interação oceano-atmosfera associado ao enfraquecimento dos ventos alísios e aquecimentos das águas do Oceano Pacífico Equatorial, Figura 114(a). A periodicidade apresentada pelo espectro cruzado wavelet do LOTI versus a PRCPTOT, na região homogênea R1, parte noroeste do NEB, é de aproximadamente 4 anos em 1915-1920, 1965-1978, 1982-1989, a coerência da wavelet confirma a covariabilidade entre as duas variáveis, e apresenta coeficientes de correlação variando entre 0,8 a 1 e os vetores indicam que as séries temporais encontram-se fora de fase, Figuras 114(b,c). Na região homogênea R2, o espectro cruzado wavelet apresenta periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1915-1920, 1918-1948 e 1982-1990 confirmadas pela coerência da wavelet e os vetores apresentam mudanças de fase, Figuras 114(d,e). Ma (2017) mostrou flutuação do índice de Temperatura do Oceano-Terra e que ação de modulação da atividade solar desempenha um papel importante na mudança de temperatura em escala decadal. Alguns estudos mostraram que a variação da atividade solar relaciona-se estreitamente com a mudança climática global e regional (RASMUS, 2006; MIYAHARA et al., 2008; MENDOZA e VELASCO, 2009; OGURTSOV et al., 2013; DERGACHEV et al., 2016; MA, 2017). A teoria do aquecimento global antropogênico postula que as emissões de gases de efeito estufa causariam uma redução da Radiação de Onda Longa (OLR) do topo da atmosfera para uma determinada temperatura média global da superfície, essa redução da OLR causaria um desequilíbrio de energia com a radiação solar recebida, resultando em um "forçamento", o

que significa mais energia que a energia externa, causando um aumento na temperatura global (GREGORY, 2011).

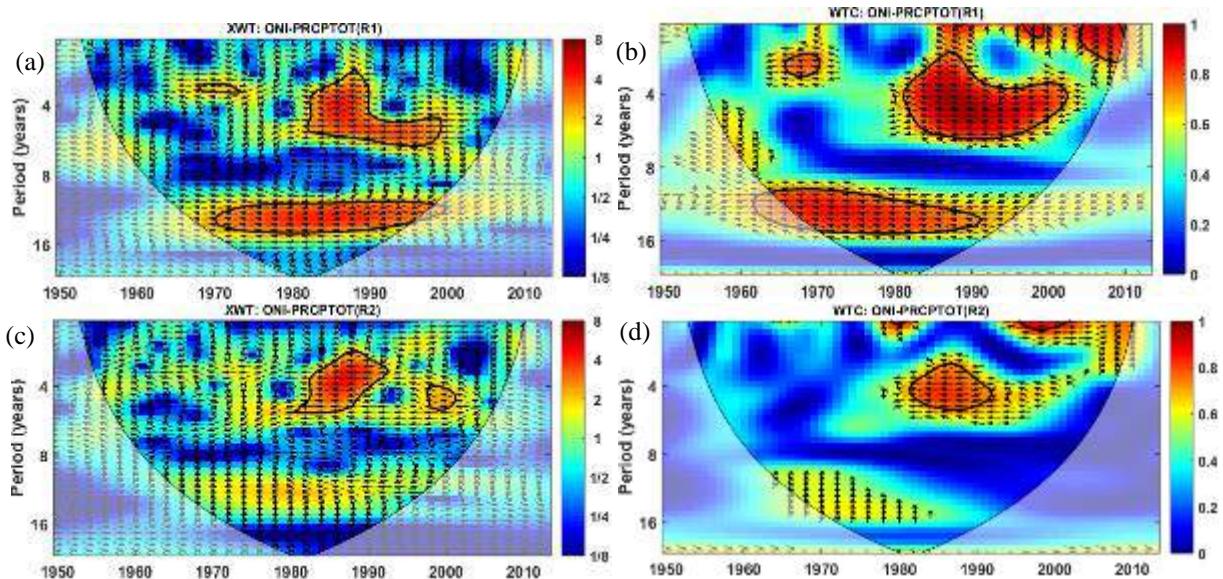
Figura 114- Transformada de wavelet do LOTI (a), Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do LOTI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (b,c) e na região homogênea R2 (d,e), período 1901-2013.



A NOAA considera que as condições de El Niño estão presentes quando o Índice Oceânico Niño (ONI), for +0,5 ou superior, indicando que o Pacífico tropical do centro leste é significativamente mais quente do que o habitual e as condições de La Niña existem quando o ONI é de -0,5 ou inferior, indicando que a região é mais fria do que o normal. O espectro cruzado wavelet do ONI versus a precipitação da região homogênea R1, Figura 115(a), apresenta periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1983-1999, e periodicidade de aproximadamente 15 anos, em 1970-1998, a coerência da wavelet confirma a periodicidade da ONI e da PRCPTOT, observa-se coeficientes de correlação 0,8 a 1, os vetores indicam que a ONI e a PRCPTOT estão em fase opostas, Figura 115(b), o período analisado mostra alta variabilidade da precipitação com maior predominância de episódios El Niño nos anos de 1980, 1982-1983, 1986-1988, 1990-1993, 1994-1995 e 1997-1998.. Na região homogênea R2, o espectro cruzado wavelet apresenta periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 1980-

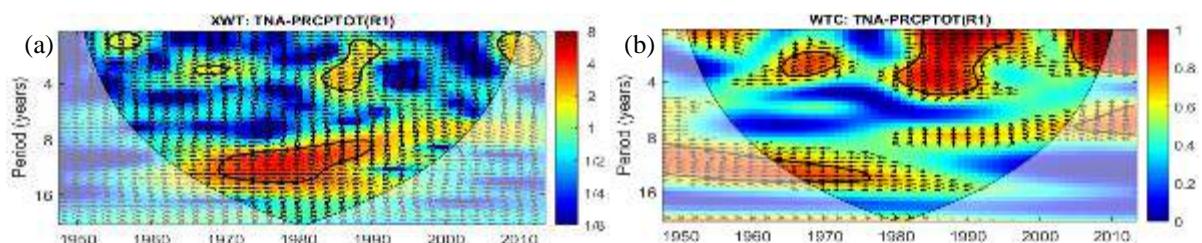
1990, Figura 115(c); a coerência da wavelet apresenta a mesma configuração, e coeficientes de correlação variando de 0,8 a 1, os vetores indicam que a ONI e a PRCPTOT estão em fase opostas, Figura 115(d).

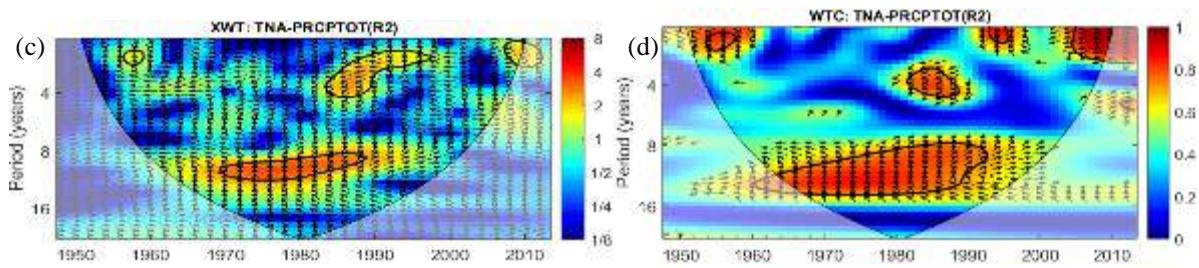
Figura 115- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do ONI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.



Na região homogênea R1, observa-se periodicidade na escala de 8 a 14 anos, em 1970 a 1990, e na escala de 2 a 4 anos, em 1955-1960, 1982-1995 e 2008-2010, Figura 116(a), verifica-se por meio da coerência wavelet, que as periodicidades são significantes ao nível de confiabilidade de 95%, na escala interanual e interdecadal, com coeficientes variando entre 0,8 a 1, e os vetores indicam que o TNAI e a precipitação encontram-se em fase opostas, Figura 116(b). Na região R2, Figura 116(c), observa-se mudanças aleatórias nos vetores de fase, o espectro cruzado wavelet apresenta periodicidade na escala de 8 a 13 anos, em 1970-1990, com a PRCPTOT defasado 90° do TNAI e a PRCPTOT respondendo a $\frac{1}{4}$ do período, e periodicidade de 2 a 4 anos, em 1982-1996 e 2008-2010, com vetores indicando que o TNAI e a PRCPTOT em fase opostas, a coerência wavelet é consistente com a variabilidade apresentada no espectro cruzado da wavelet, Figura 116(d).

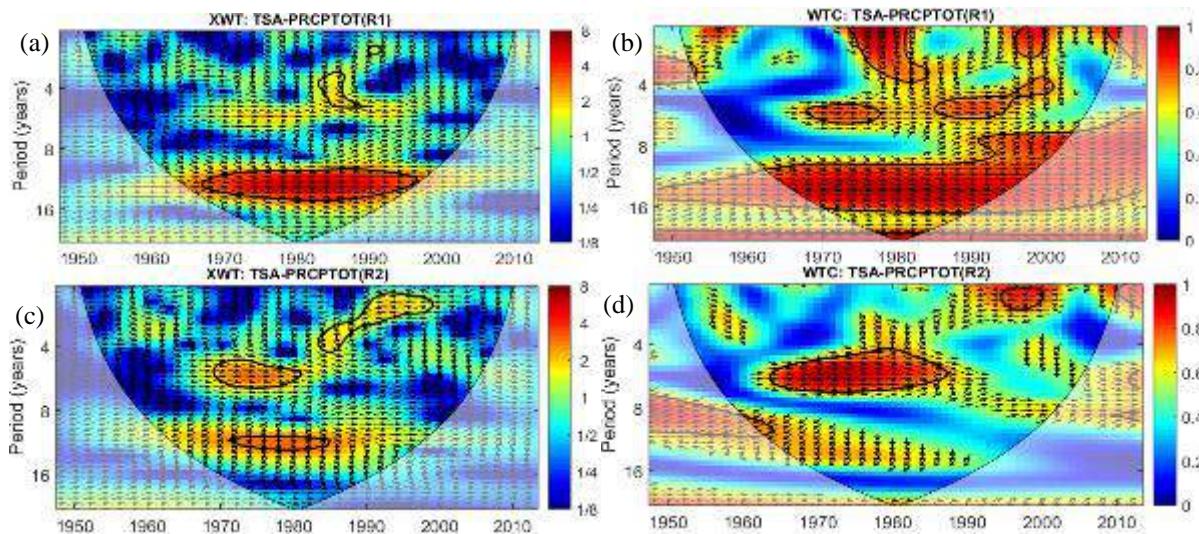
Figura 116- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do TNAI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.





O espectro cruzado wavelet na região homogênea R1, Figura 117(a), mostra periodicidade significante na escala de aproximadamente 13 anos, em 1968 a 1996, e a coerência wavelet confirma a variabilidade na escala de 13 anos, os vetores de fase indicam que o TSAI e a precipitação estão em fase, Figura 117(b). Na região R2, o espectro cruzado wavelet mostra variabilidade na escala de 5 anos e 12 anos, em 1970 a 1980, e na escala de 2-4 anos, em 1985-2000, Figura 117(c). A coerência wavelet mostra correlações significantes na escala de 4-6 anos, em 1970-1990, Figura 117(d), os vetores indicam que o TSAI e a precipitação estão em fase, e na escala de 2 anos, em 1995-2000, os vetores indicam que o TSAI e a precipitação estão em fase opostas, essa mudança sugere deslocamentos meridionais da ZCIT na variabilidade da TSM do Atlântico Sul Tropical.

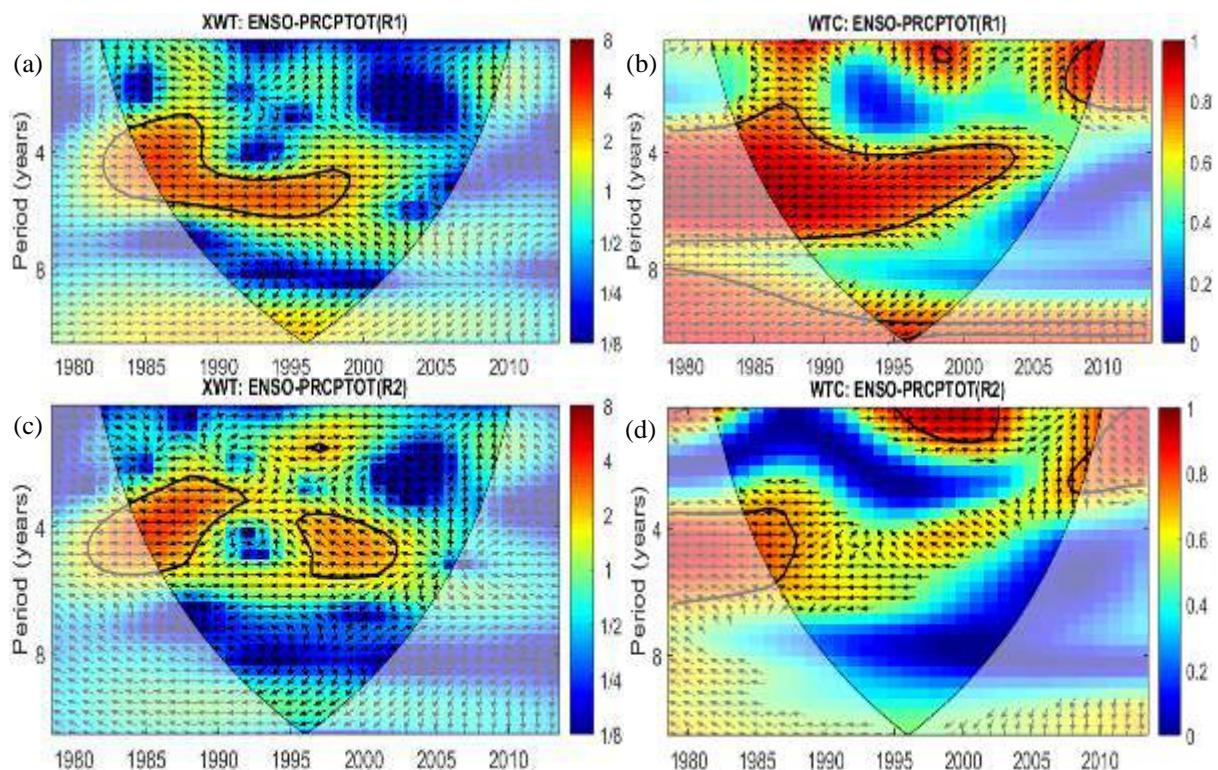
Figura 117- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do TSAI versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.



A variabilidade do ENSO versus a precipitação, na região homogênea R1, Figura 118(a), mostra periodicidade na escala de aproximadamente 4 anos, em 1984-1998, essa periodicidade é confirmada pelo espectro da coerência wavelet, Figura 118(b), com vetores indicando que o ENSO e a precipitação estão negativamente correlacionados ao nível de confiabilidade de 95%. Na região homogênea R2, verifica-se periodicidade na escala de

aproximadamente 4 anos, em 1984-1992 e em 1995-2002, Figura 118(c). O espectro de coerência wavelet dentro do intervalo de confiança de 95%, mostra periodicidade significante na escala de 4-6 anos, em 1984-1987, com o ENSO e a precipitação fora de fase, e na escala de 2 anos, em 1995-2000, com o ENSO e a precipitação em fase, Figura 118(d). As diferenças de fase entre o ENSO e a precipitação no NEB, mostram a influência de diferentes interações climáticas no acoplamento de teleconexões da TSM do Oceano Pacífico na modulação da convecção local.

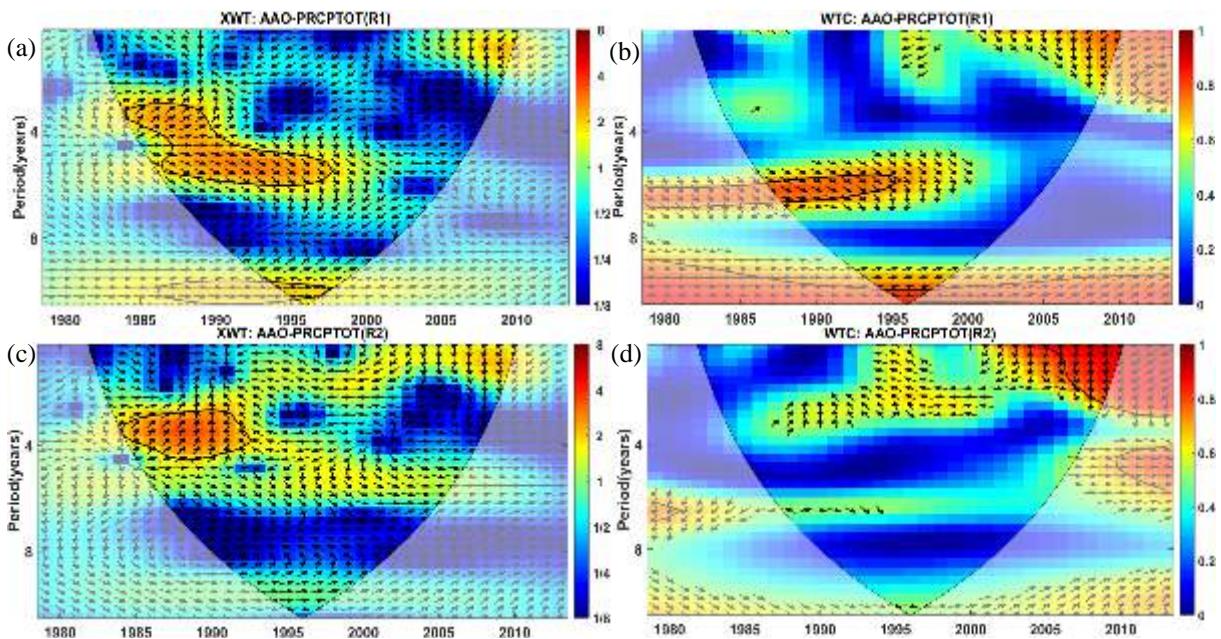
Figura 118- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência do ENSO versus o índice PRCPTOT no NEB (a,b), na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1950-2013.



Na região homogênea R1, a wavelet cruzada da AAO e PRCPTOT apresenta periodicidade significante de aproximadamente 5 anos, em 1985-1998, os vetores de fase apresentam mudanças aleatórias, e a coerência wavelet apresenta periodicidade na escala de 6 anos, em 1988 a 1995, os vetores de fase indicam que a PRCPTOT está avançada 45° da AAO, e a AAO responde a $1/8$ do período, Figuras 119(a,b). Na região R2, o espectro cruzado da wavelet apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 1984-1992, os vetores indicam que a PRCPTOT está defasada 90° da AAO, e a AAO corresponde a $1/4$ do período, e a coerência wavelet apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005 a 2010, os vetores mostram

que a PRCPTOT está avançada 90° da AAO, e a AAO corresponde a $\frac{1}{4}$ do período, Figuras 119(c,d).

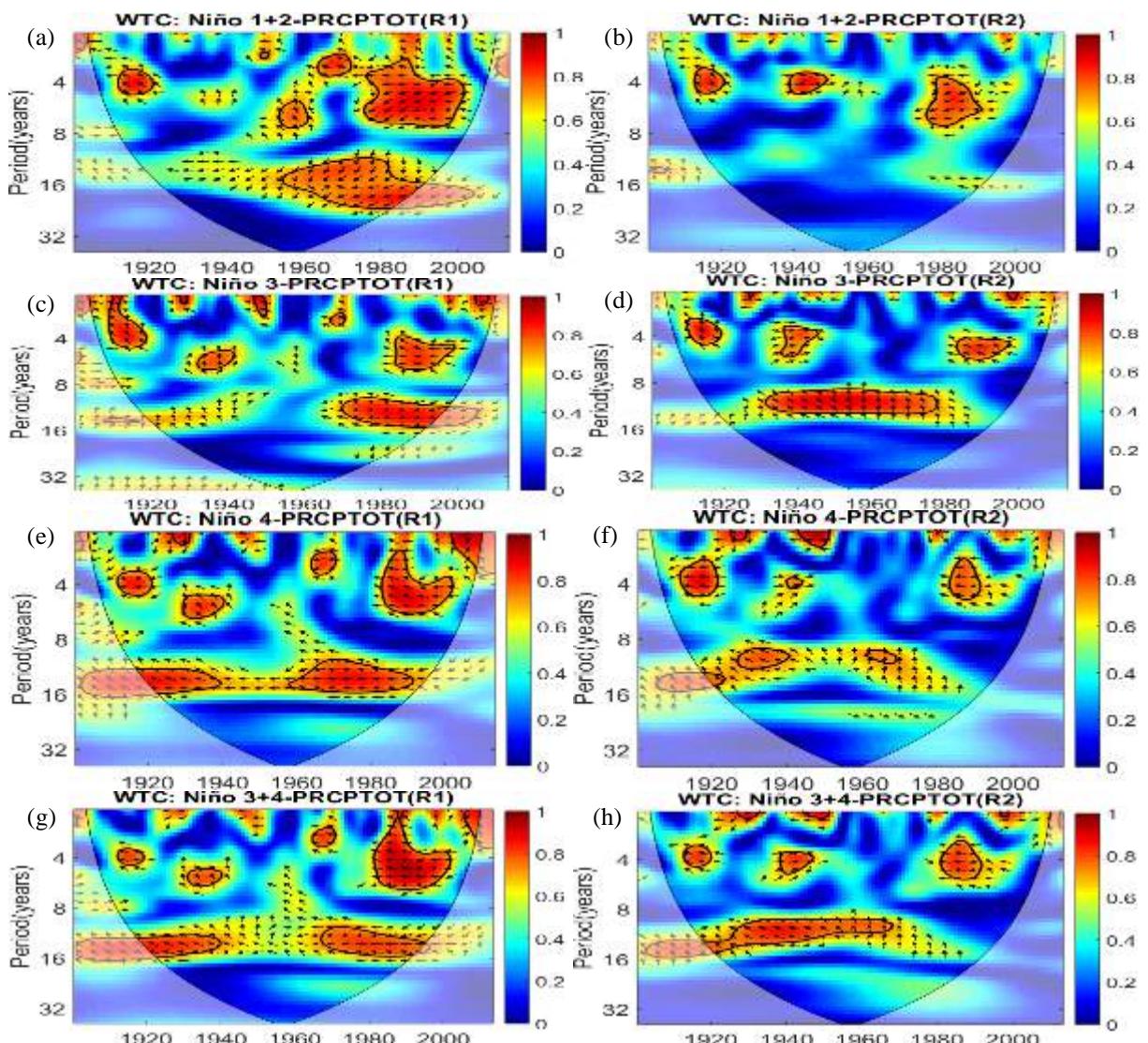
Figura 119- Espectro cruzado wavelet e espectro da coerência da AAO versus o índice PRCPTOT no NEB, na região homogênea R1 (a,b) e na região homogênea R2 (c,d), período 1979-2013.



As anomalias da TSM nos índices Niño apresentam grande variabilidade nos ciclos de periodicidade das condições climáticas no Pacífico Equatorial e Oriental e influenciam a variabilidade da convecção tropical profunda e da circulação atmosférica. A região R1, área mais chuvosa do NEB, o índice PRCPTOT e o Niño 1+2 apresenta periodicidade na escala de 4 anos em diferentes períodos com o Niño 1+2, com o PRCPTOT e o Niño 1+2 em fase opostas; e na escala de 16 anos, em 1958-1988, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 120(a) . Na região R2, área mais propícia a eventos de seca, apresenta periodicidade de 4 anos, em 1910-1920, com o Niño 1+2 avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período; em 1940-1958, com o Niño 1+2 eo PRCPTOT em fase; e em 1978-1998, com o Niño 1+2 e o PRCPTOT em fase opostas, Figura 120(b). Na região R1, o Niño 3 apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2000, e de 16 anos, em 1970-2000, com o PRCPTOT e Niño 3 em fase opostas, Figura 120(c). Na região R2, o Niño 3 e o PRCPTOT apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 1920-1925, com o PRCPTOT defasado 90° do Niño 3, e o PRCPTOT respondendo a $1/4$ do período; em 1935-1950 e em 1985-2000, com o Niño 3 e PRCPTOT em fase opostas; na escala de 14 anos, em 1935-1980, com o Niño 3 avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período, Figura 120(d). Na região R1, o Niño 4 e o PRCPTOT, apresentam periodicidade na escala de 4 anos, em diferentes períodos, e na escala

de 16 anos, em 1920-1940 e em 1958-1988, com o Niño 4 e PRCPTOT em fase opostas, Figura 120(e); na região R2, o Niño 4 apresenta periodicidade de 4 anos e 10 anos, em diferentes períodos, Figura 120(f). As regiões R1 e R2 do índice PRCPTOT com o Niño 3+4, Figuras 120(g,h), apresenta configuração semelhante ao índice Niño 3. Na região R1, os índices Niño 1+2 e Niño 4 apresentam maior variabilidade em relação as demais regiões do Niño, sugerindo mudanças na teleconexão do Pacífico induzindo a processos oceânicos em escala decadal. E na região R2, os índices Niño 3 e Niño 3+4 apresentam maior influência na precipitação local. A flutuação entre eventos quentes e frios exibem irregularidades consideráveis em amplitude, duração, evolução temporal e espacial (MCPHADEN et al., 2006).

Figura 120- Espectro da coerência do índice PRCPTOT com o Niño 1+2, nas regiões R1 (a) e R2(b); com o Niño 3, nas regiões R1 (c) e R2 (d); com o Niño 4, nas regiões R1 (e) e R2 (f) e com o Niño 3+4, nas regiões R1 (g) e R2 (h), no NEB, período 1901 a 2013.



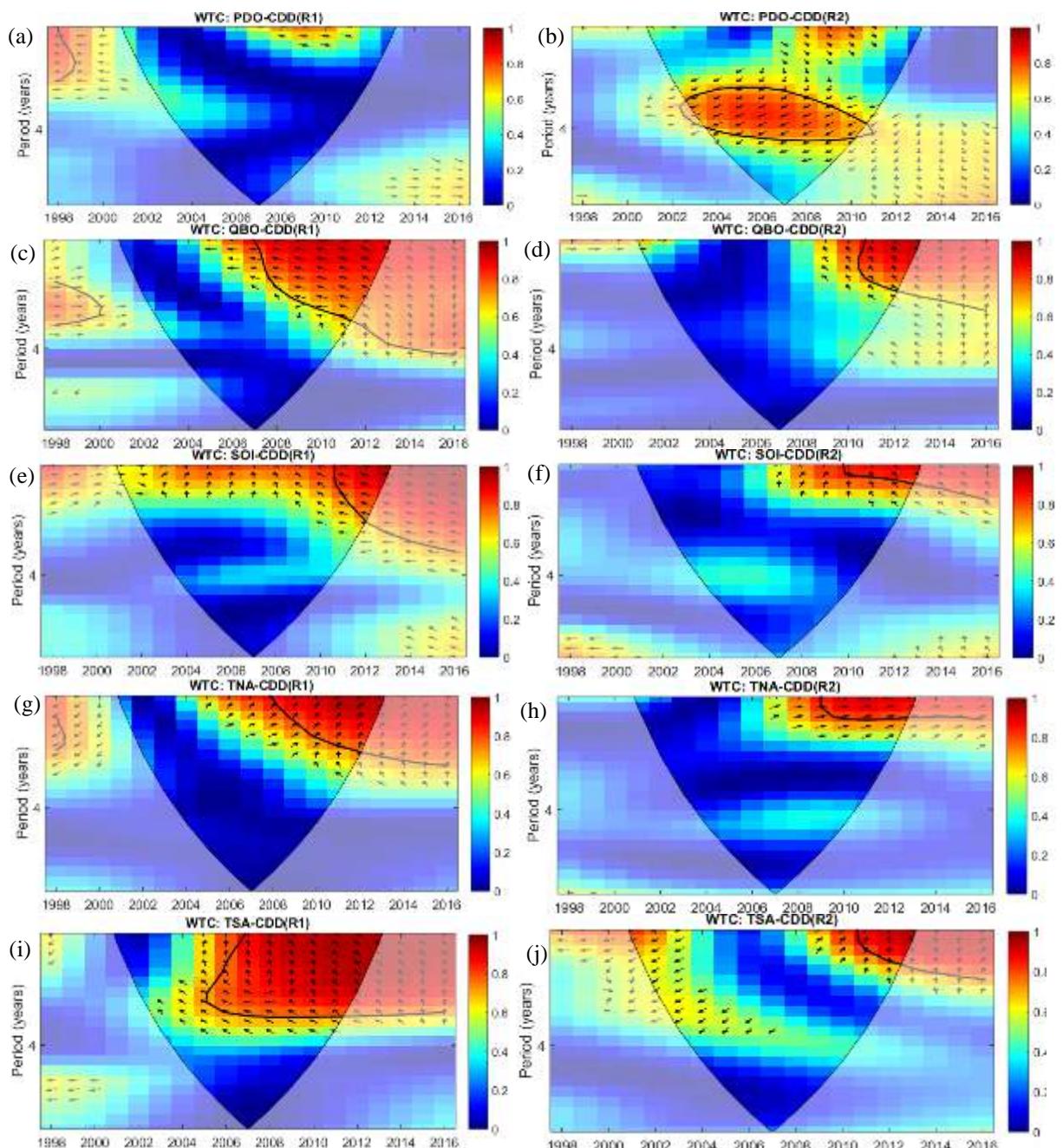
4.10 Análise da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados de dados diários de precipitação do satélite TRMM 3B42

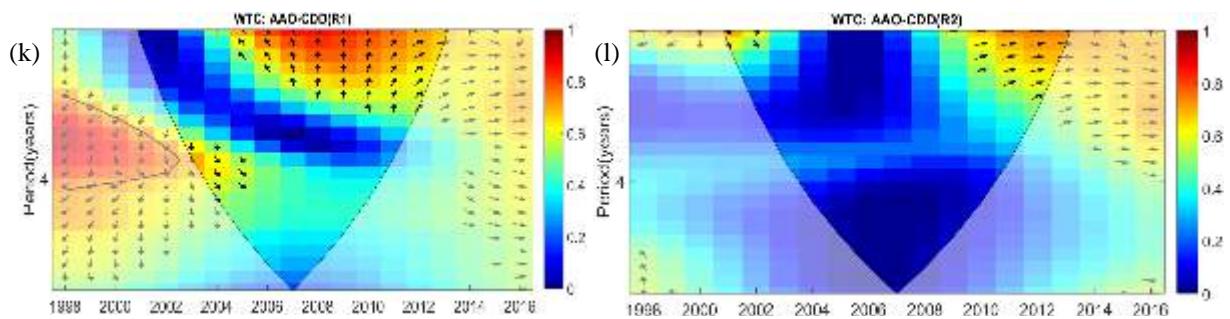
A correlação cruzada da wavelet contínua fornece uma distribuição de escala de tempo da correlação entre dois sinais, enquanto a coerência de wavelet contínua fornece um estimador qualitativo da evolução temporal do grau de linearidade da relação entre dois sinais em uma determinada escala (LABAT, 2005). O comportamento periódico entre as teleconexões e os índices climáticos provenientes do satélite TRMM 3B42 são analisados através da coerência da wavelet. A análise de Cluster dos índices de extremos climáticos provenientes do satélite TRMM 3B42 apresentou sub-regiões conforme a variabilidade da precipitação de cada índice. Na análise da Transformada da coerência wavelet considera-se as regiões homogêneas que apresentam grande variabilidade dos totais pluviométricos, considerando as áreas mais chuvosas e a mais seca dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação e o acoplamento físico dos índices de teleconexões PDO, QBO, SOI, TNAI, TSAI, AAO, ENSO, MEI, ONI, PNA, NAO, LOTI e Niño (1+2, 3, 4, 3+4). A AMO não impacta os índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no período de 1998-2016.

A região homogênea R1 do índice CDD, abrange a parte noroeste e leste do NEB, e a região R2, compreende áreas isoladas e parte do semiárido brasileiro. O espectro da coerência wavelet da PDO e do índice CDD, na região R1, não apresenta periodicidade significante com a PDO, ao nível de 5%, Figura 121(a); e a região R2, apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 2003 a 2011, evidenciando a influência de episódios ENSO no semiárido, coincidindo com eventos El Niño nos anos de 2003, 2004-2005, 2006-2007, 2009-2010, apresentando déficits de umidade associados a complexidade da variabilidade interna do Oceano Pacífico, os vetores de fase indicam que a PDO está avançada 135° em relação ao índice CDD que responde a 3/8 do período, Figura 121(b). A variabilidade da QBO e CDD, na região R1, mostra periodicidade de aproximadamente 2-4 anos, em 2007-2013, a QBO e o CDD encontram-se fora de fase, Figura 121(c), e na região R2, a QBO e o CDD apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2011-2013, os vetores de fase mostram que a precipitação está defasada 90° em relação a QBO, Figura 121(d). O espectro da coerência wavelet do SOI com o índice CDD, na região homoênea R1, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2011-2013, Figura 121(e), e na região R2, a periodicidade é de 2 anos, em 2009-2013, Figura 121(f), os vetores de fase indicam que a precipitação está defasada em relação ao SOI. A variabilidade associada a índice CDD e o TNAI na região R1, mostrada no espectro

da coerência wavelet é de 2 anos, em 2008-2013, com a precipitação defasada em relação ao TNAI, Figura 121(g), na região R2, a periodicidade é de 2 anos, em 2007-2013, com o TNAI e o CDD em fase, Figura 121(h). O espectro da coerência wavelet do índice CDD e TSAI, na região R1, apresenta periodicidade de aproximadamente 2 a 3 anos, em 2005-2013, Figura 121(i), e na região R2, a periodicidade é de 2 anos, em 2011 a 2013, Figura 121(j), os vetores de fase evidenciam que a precipitação está defasada 90° em relação ao TSAI. O espectro da coerência do índice CDD e AAO não apresentam periodicidade significante, Figuras 121(k,l).

Figura 121- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice CDD com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

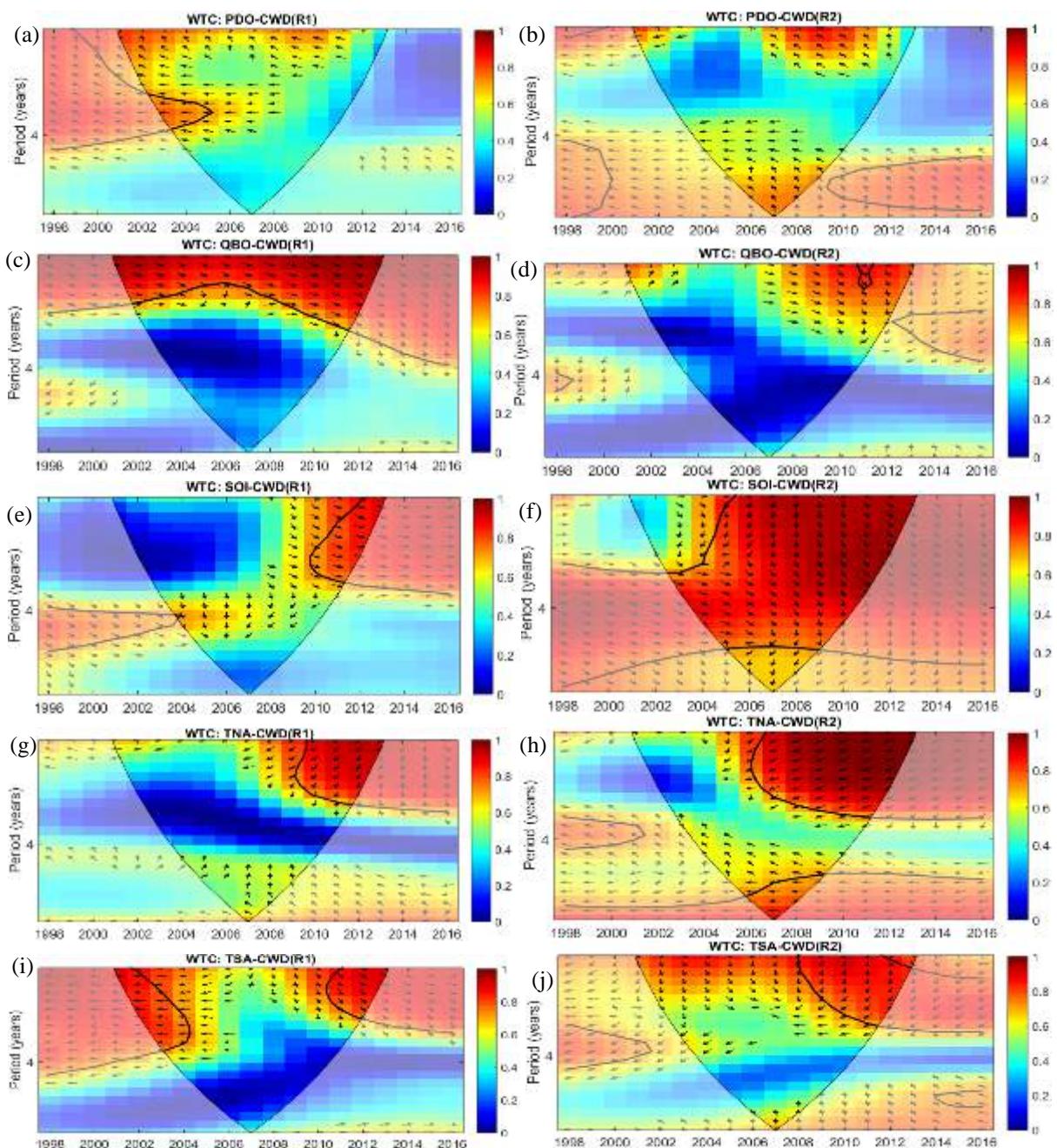


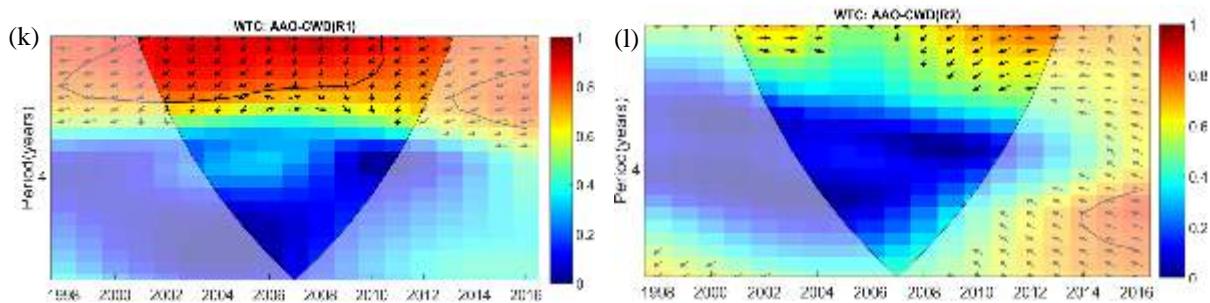


A região homogênea R1 do índice CWD, abrange a parte leste e central do NEB, área mais vulnerável a episódios de seca, e região homogênea R2 abrange a parte noroeste, área com maior número de dias úmidos. O espectro da coerência wavelet do índice CWD e a PDO, na região R1, Figura 122(a), apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 2002-2005, com a PDO e o índice CWD em fases opostas, e na região R2, Figura 122(b), a PDO e o CWD não apresentam periodicidade significante, indicando maior influência da TSM do oceano Atlântico, sendo a ZCIT o sistema atmosférico que mais afeta a precipitação nessa área. A variabilidade da QBO e CWD é de aproximadamente 2 anos, em 2001-2013, evidenciando que a QBO modula significativamente a atividade convectiva na região homogênea R1, com o CWD avançando 45° da QBO que responde a $1/8$ do período, Figura 122(c), a região R2, mostra periodicidade de aproximadamente 2 anos, em 2011, os vetores de fase indicam que a QBO está defasada 45° do índice CWD, Figura 122(d). O espectro da coerência do SOI e CWD, na região R1, apresenta periodicidade de 2-3 anos, em 2010-2013, Figura 122(e), a região homogênea R2, apresenta periodicidade de 2-6 anos, em 2002-2012, os vetores de fase mostram que o SOI está defasado 90° do índice CWD, Figura 122(f), a umidade na parte noroeste do NEB é fortemente afetada pelo SOI. Na região R1, Figura 122(g), a periodicidade do TNAI e CWD é de aproximadamente 2 anos, em 2009-2013, os vetores indicam que a precipitação está defasada 90° do TNAI; e na região R2, Figura 122(h), observa-se periodicidades na escala de 4 anos, em 2006-2009, e na escala de 2 anos, em 2006-2013, os vetores indicam que o TNAI e o CWD estão em fases opostas, implicando em mudanças na umidade em escala interanual. O índice TSAI e o CWD, na região R1, Figura 122(i), apresenta diferentes periodicidades, na escala de 2-4 anos, em 2001-2004, os vetores mostram que o TSAI e o CWD estão em fases opostas, e na escala de aproximadamente 2 anos, em 2010-2013, os vetores indicam que o TSAI está defasado 45° do índice CWD; a região R2, Figura 122(j), apresenta periodicidade de aproximadamente 2 anos, em 2007 a 2013, os vetores mostram que o CWD está defasado 90° do índice TSAI. O espectro de coerência wavelet do índice CWD e a AAO, na região R1, apresenta periodicidade de 2 anos,

em 1999-2010, os vetores de fase indicam que o CWD está avançando 135° da AAO, correspondendo a 3/8 do período, Figuras 122(k,l), a região R2 não apresenta periodicidade significante.

Figura 122- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice CWD com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

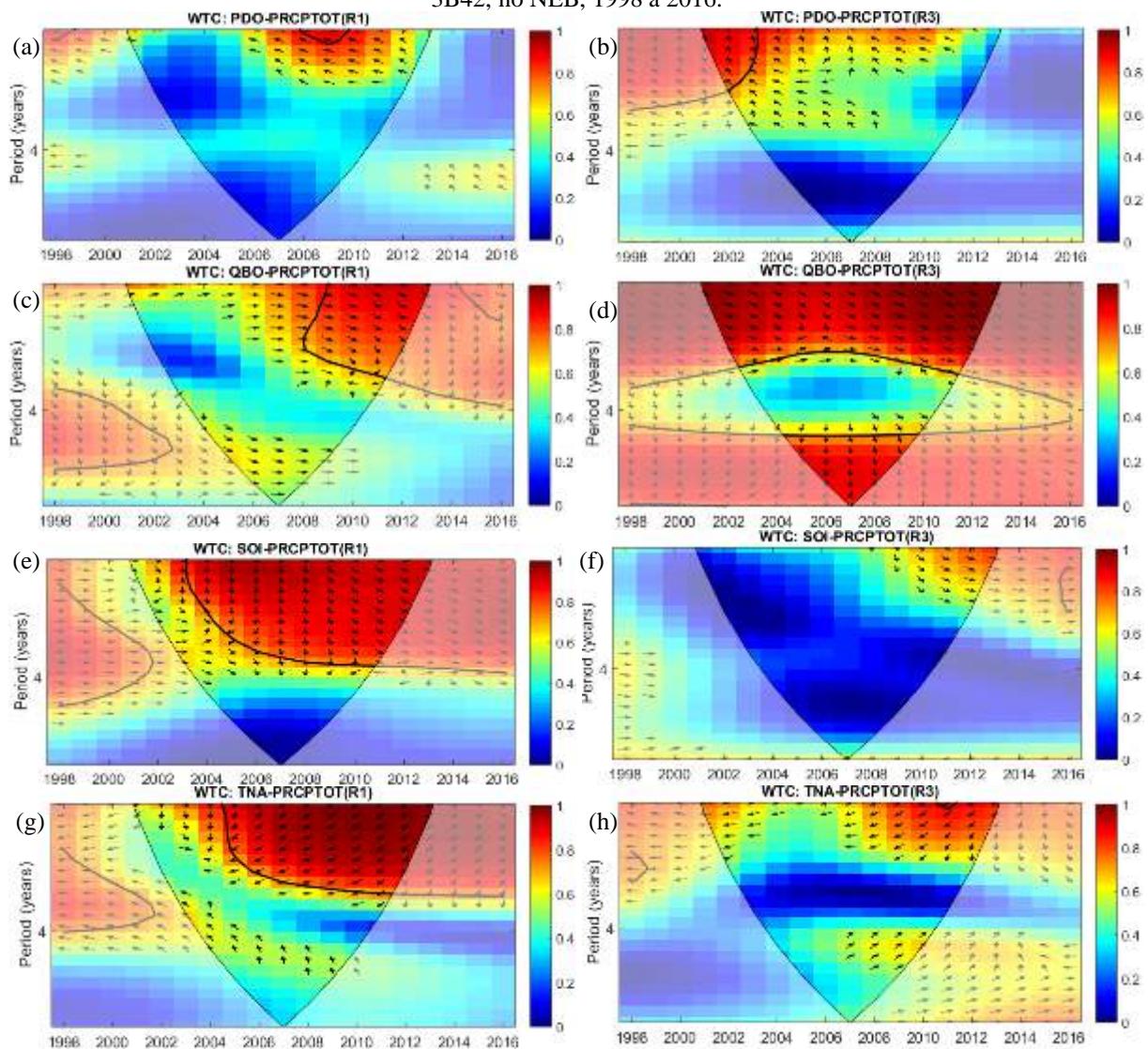


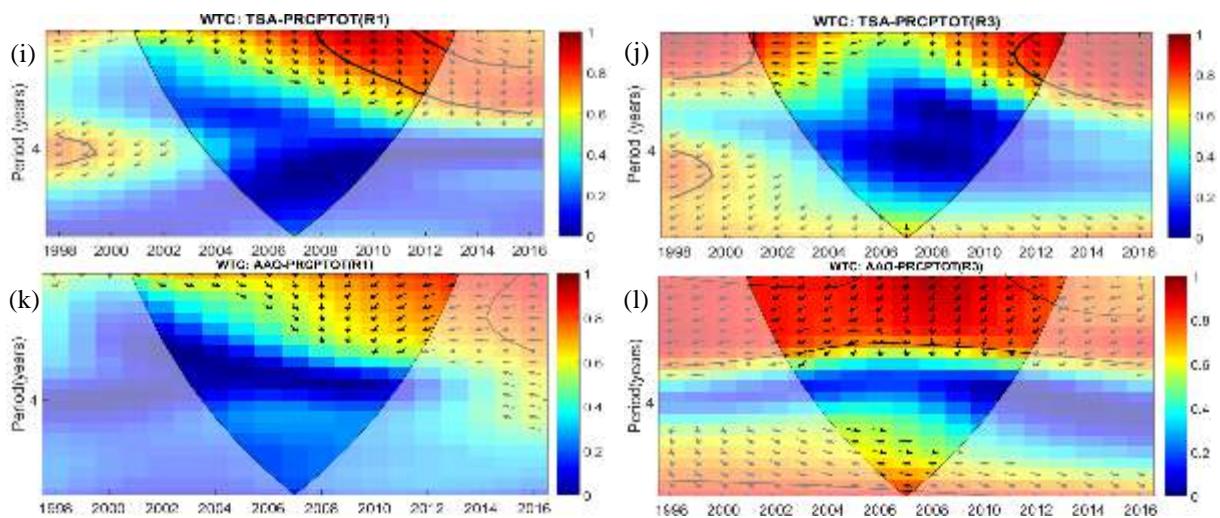


A região homogênea R1 do índice PRCPTOT compreende a parte noroeste do NEB, e a região R3, compreende parte do semiárido brasileiro. O espectro da coerência wavelet na região R1, apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2008-2010, os vetores indicam que a PRCPTOT está defasada 225° da PDO, com a PRCPTOT correspondendo $3/8$ do período, Figura 123(a); na região R3, a PDO e a PRCPTOT apresenta periodicidade de 2 anos, em 2001 a 2004, os vetores indicam que a PRCPTOT está defasada 90° da PDO, com a PRCPTOT correspondendo a $1/4$ do período, Figura 123(b). A QBO está fortemente correlacionada com a PRCPTOT, na região R1, apresenta periodicidade de aproximadamente 2-4 anos, em 2008-2013, e a PRCPTOT está avançada 45° da QBO, Figura 123(c); na região R3, verifica-se periodicidade de aproximadamente 2 anos, em 2001-2013, os vetores mostram que a PRCPTOT está avançada 45° em relação a QBO, e periodicidade de aproximadamente 4 anos, em 2004-2010, com a PRCPTOT avançada 90° da QBO, e a QBO corresponde a $1/4$ do período, Figura 123(d). A PRCPTOT e a QBO, na região R1, Figura 123(e), apresenta coeficientes de correlação entre 0,9 a 1, e periodicidade de aproximadamente 2-4 anos, em 2003 a 2013, os vetores indicam que o SOI está defasado 90° da PRCPTOT, evidencia-se que o SOI tem uma forte influência na precipitação no noroeste do NEB; na região R3, Figura 123(f), o espectro da coerência wavelet entre o SOI e a PRCPTOT não apresenta periodicidade significativa ao nível de confiabilidade de 95%. O TNAI apresenta forte influência na precipitação da região R1, o espectro de coerência wavelet mostra periodicidade de aproximadamente 2-3 anos, em 2005-2012, e a PRCPTOT se encontra avançada 135° do TNAI, correspondendo a $3/8$ do período, Figura 123(g); na região R3, o TNAI e o índice PRCPTOT não apresentam periodicidade significante ao nível de 95%, Figura 123(h). O índice TSAI e o PRCPTOT apresentam periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2008-2013, na região R1, Figura 123(i), e em 2011-2013, na região R3, Figura 123(j), os vetores indicam que o TSAI está defasado do índice PRCPTOT. As chuvas no NEB são amplamente moduladas em escala interanual pela migração da ZCIT e acoplamento da TSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. A PRCPTOT e a AAO não apresentam periodicidade

significante na região R1, Figura 123(k), e na região R3 verifica-se periodicidade significante de 2 anos, em todo o período analisado, e os ângulos de fase indicam que a PRCPTOT está avançada 135° da AAO, e a AAO responde a 3/8 do período, Figura 123(l).

Figura 123- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice PRCPTOT com a PDO na região R1(a) e R3(b), QBO na região R1(c) e R3(d), SOI na região R1(e) e R3(f), TNAI na região R1(g) e R3(h), TSAI na região R1(i) e R3(j) e AAO na região R1(k) e R3(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

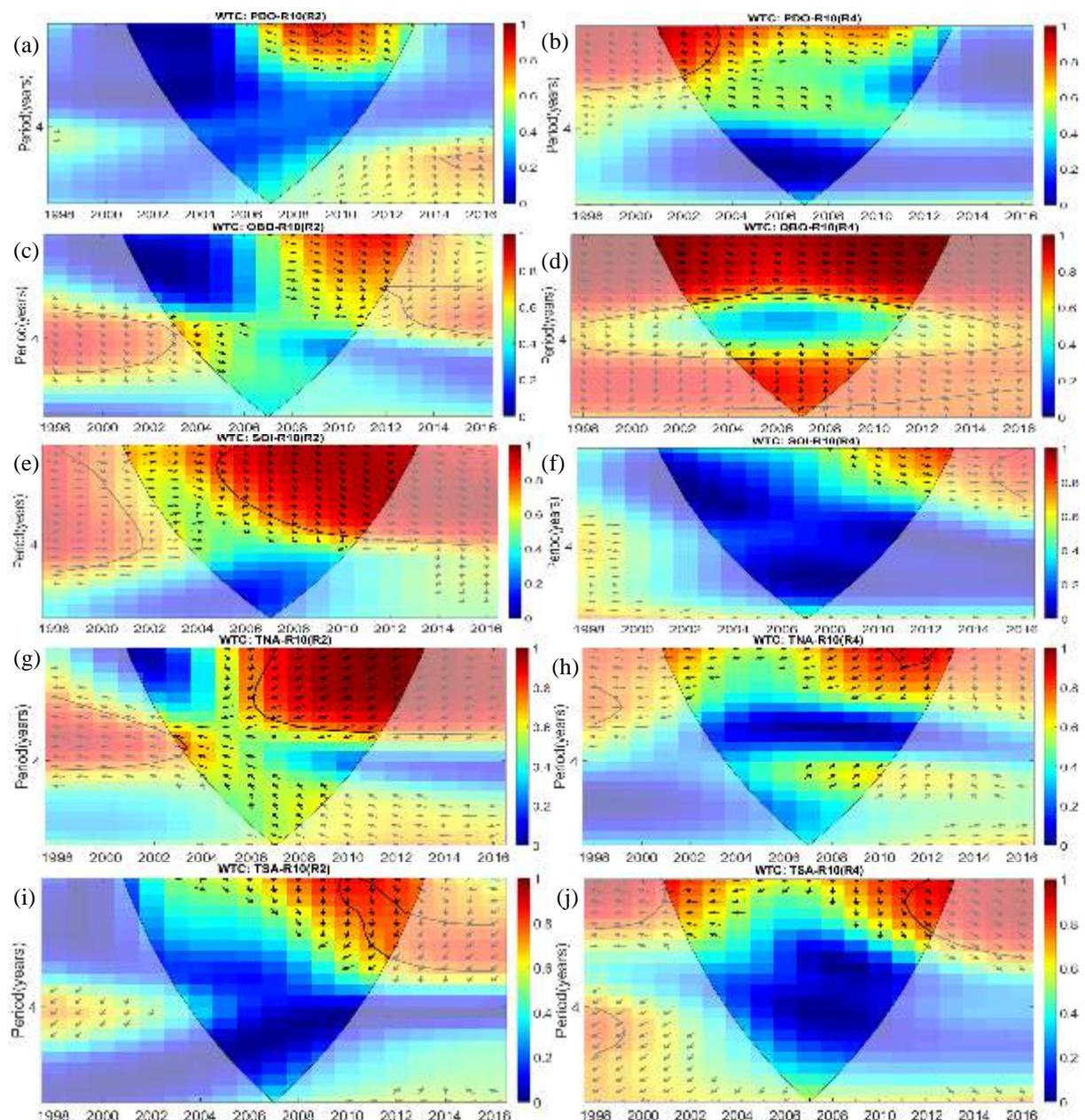


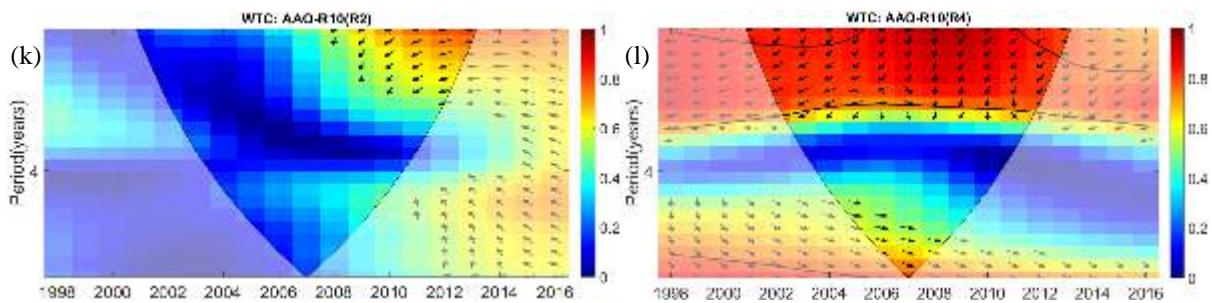


A região homogênea R2 do índice R10, abrange parte norte do NEB, e a região R4 abrange parte central, correspondendo a área mais vulnerável a episódios de seca. O espectro da coerência wavelet do índice R10 com a PDO, na região R2, apresenta periodicidade significantes de aproximadamente 2 anos, em 2009- 2010, Figura 124(a); na região R4, observa-se periodicidade de 2 anos, em 2001-2003, os vetores de fase indicam que o índice R10 está defasado 225° da PDO, ou seja o índice R10 responde a $3/8$ do período, Figura 124(b). Na região R2, o índice R10 e a QBO não apresentam periodicidade significante, Figura 124(c), e a região R4, apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em todo o período analisado, e o índice R10 avançado 45° da QBO, e a QBO responde a $1/8$ do período, para o período de 2004-2010, observa-se periodicidade significantes na escala de 8 anos, e os vetores de fase indicam que o índice R10 está avançado 90° em relação a QBO, e a QBO responde a $1/4$ do período, Figura 124(d). Na região R2, o SOI e o R10 apresentam periodicidade significante na escala de 2 a 4 anos, em 2005-2013, os vetores indicam que o índice R10 está avançado 45° do SOI, e o SOI responde a $1/8$ do período, Figura 124(e); a região R4 não apresenta periodicidade significante entre o SOI e R10, Figura 124(f). O espectro da coerência do TNAI e R10, na região R2, apresenta periodicidade significante na escala de 2 anos, de 2006 a 2013, Figura 124(g); e na região R4, de 2010-2012, os vetores mostram que o R10 está avançado 135° do TNAI, e o TNAI responde em $3/8$ do período, Figura 124(h). Song e Zhang (2017) mostraram a convecção é aumentada sobre a ZCIT ao norte e suprimida sobre a ZCIT ao sul sob os efeitos combinados das TSMs do TNAI e no sudeste do Pacífico durante a primavera boreal, e que além disso, a convergência de baixo nível altera a estrutura vertical da energia estática úmida, alterando a estabilidade atmosférica e modulando a distribuição de precipitação. Na região R2, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2010-2013, os vetores mostram que o R10 está avançado

90° do TSAI, e o TSAI responde em 1/4 do período, Figura 124(i); na região R4, a periodicidade é significante na escala de 2 anos, em 2011-2013, e o índice R10 está avançado 45° do TSAI, e o TSAI responde em 1/8 do período, Figura 124(j). A região R2 não apresenta periodicidade significante com a AAO e o índice R10, Figura 124(k); e a região R4 apresenta periodicidade significante de 2 anos, em 2001-2013, os vetores de fase indicam que o índice R10 está avançado da AAO, respondendo 3/8 do período, Figura (l).

Figura 124- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R10 com a PDO na região R2(a) e R4(b), QBO na região R2(c) e R4(d), SOI na região R2(e) e R4(f), TNAI na região R2(g) e R4(h), TSAI na região R2(i) e R4(j) e AAO na região R2(k) e R4(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

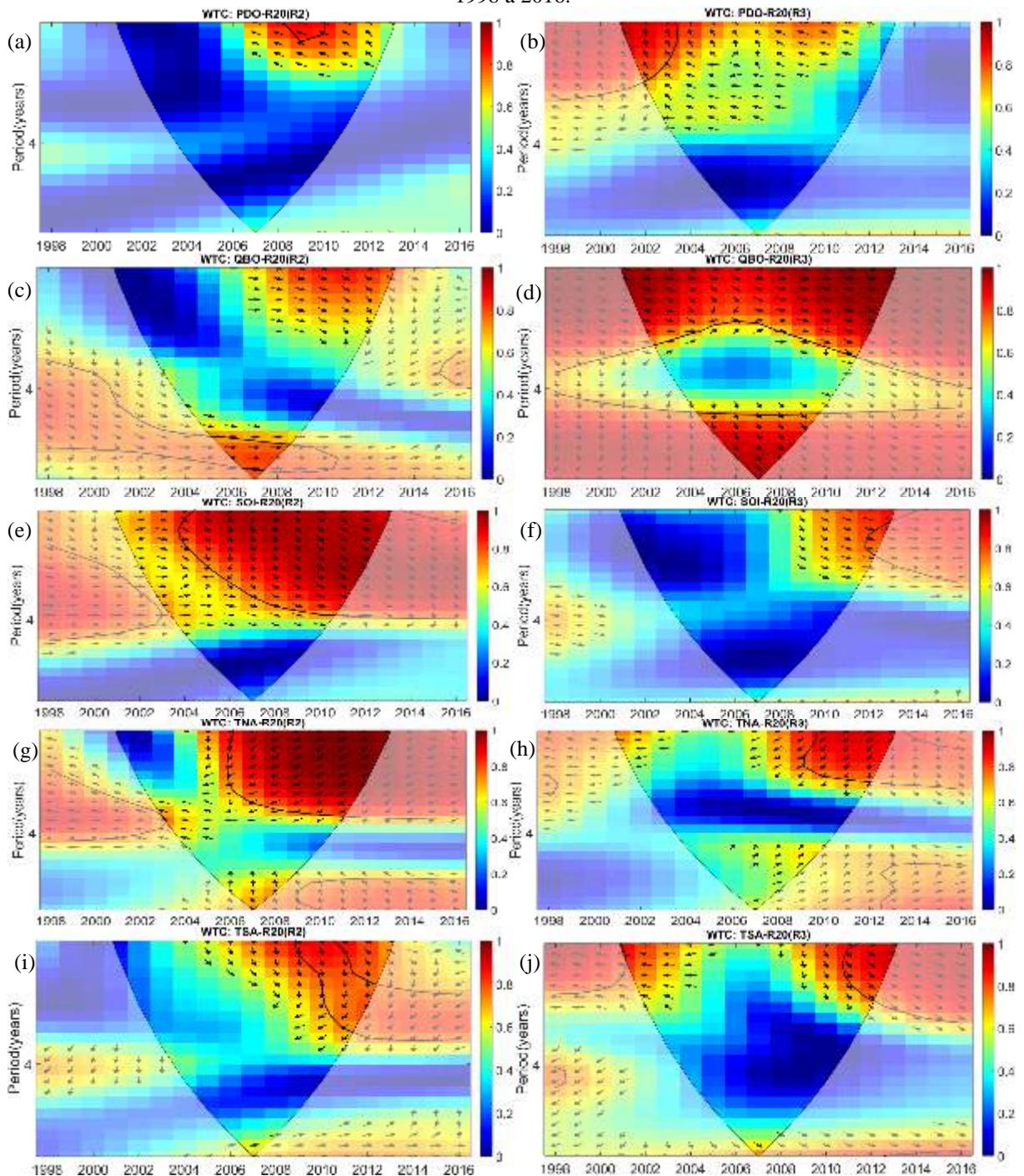


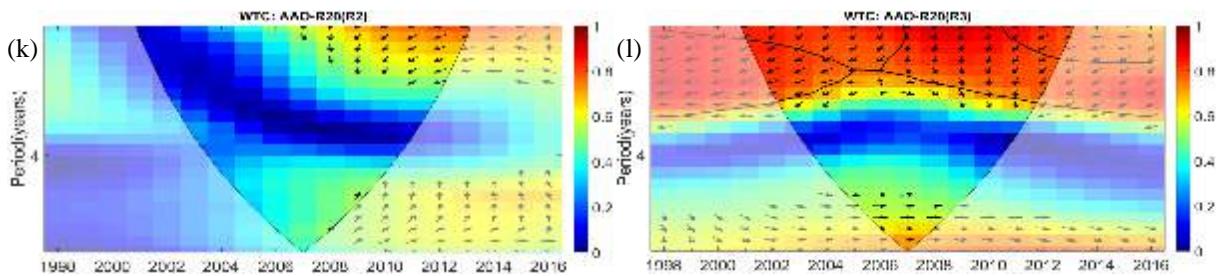


As regiões homogêneas dos índices de extremos climáticos são afetadas de forma diferente pelas teleconexões, as regiões do índice R20 que apresentam maior variabilidade climática são a região R2 que compreende a parte norte do NEB, e a região R3 que abrange a parte central. Na região R2, o espectro da coerência wavelet da PDO e o índice R20, apresenta periodicidade de 2 anos, de 2007-2010, os vetores de fase indicam que o índice R20 está defasado 225° da PDO, e o índice R20 responde em $3/8$ do período, Figura 125(a); a região R3, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2001-2003, os vetores indicam que o índice R20 está defasado 90° da PDO, e o índice R20 responde a $1/4$ do período, Figura 125(b). Na região R2, a QBO e o índice R20, apresentam periodicidade de 6 anos, em 2005-2008, os vetores indicam que a QBO e o R20 estão em fase, Figura 125(c); na região R3, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2001 a 2003, e periodicidade de 8 anos, em 2004-2010, os vetores indicam que índice R20 está avançado 45° da QBO, e a QBO responde a $1/8$ do período, Figura 125(d). Na região R2, o SOI e o R20 apresentam periodicidade de 2 anos, em 2004-2013, Figura 125(e); e na região R3, periodicidade de 2 anos, em 2012-2013, os vetores indicam que o R20 está avançado 45° do SOI, e a SOI responde a $1/8$ do período, Figura 125(f). A periodicidade do TNAI com o índice R20, é de 2 anos, na região R2, de 2006-2013, Figura 125(g); e na região R3, de 2009-2013, os vetores indicam que o R20 está avançado 135° do TNAI, e o TNAI responde em $3/8$ do período, Figura 125(h). Os índices TSAI e R20 apresentam periodicidade de 2 anos, na região R2, em 2008-2012, os vetores indicam que o R20 está avançado 135° do TSAI, e o TSAI responde a $3/8$ do período, Figura 125(i); na região R3, a periodicidade é de 2 anos, em 2011-2013, o índice R20 está avançado 45° do TSAI, e o TSAI responde em $1/8$ do período, Figura 125(j). A região R2, o índice R20 não apresenta periodicidade significante com a AAO, Figura 125(k), e na região R3, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos em todo o período, com o índice R20 avançado 135° da AAO, a AAO responde a $3/8$ do período, Figura 125(l). Os índices SOI, TNAI e TSAI tem efeitos significativos na intensidade da precipitação na região R2, e a QBO, TNAI,

TSAI e AAO convergem defasadas em relação ao índice R20 e apresentam significativa variabilidade interanual, na região R3.

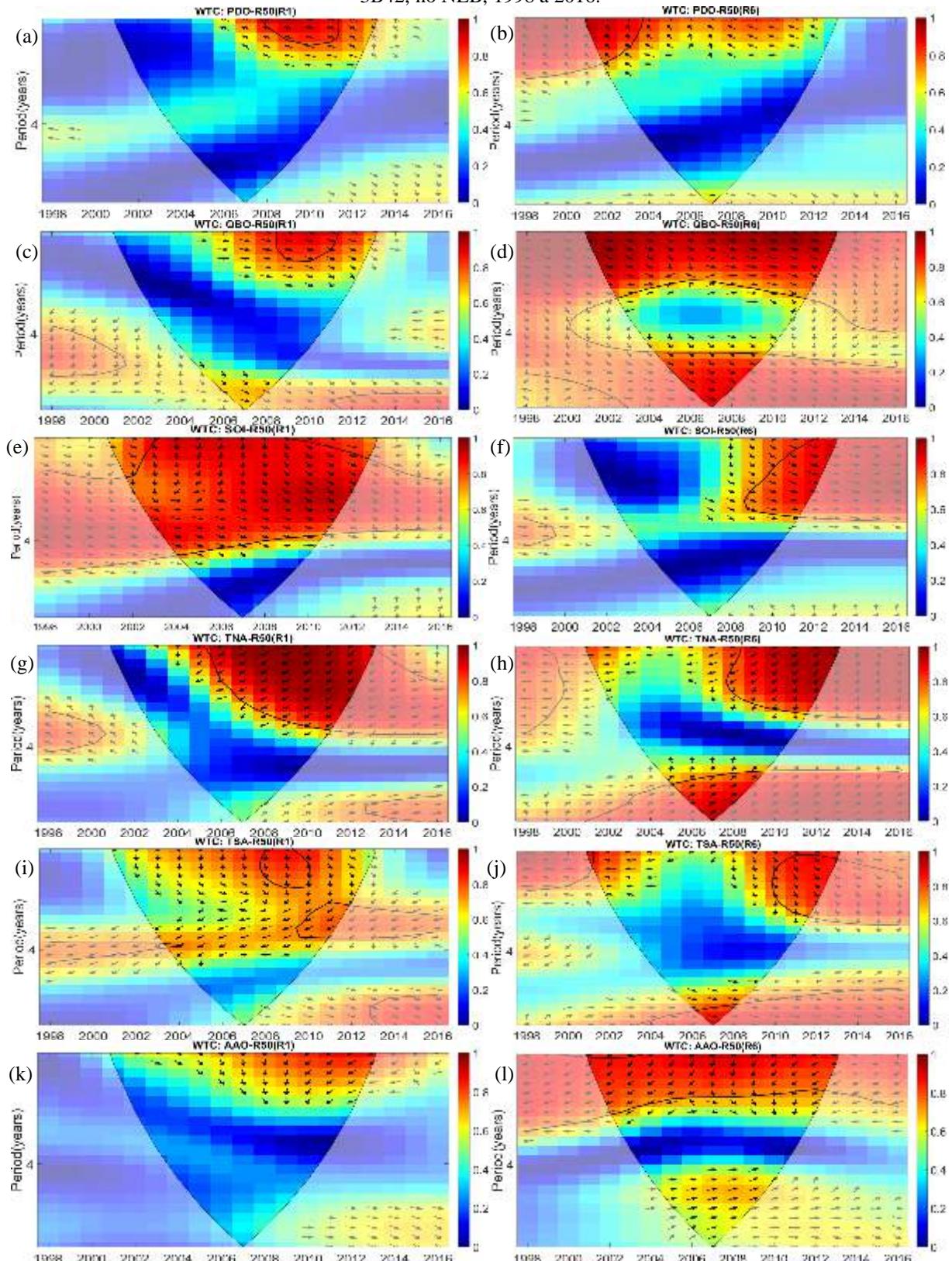
Figura 125- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R20 com a PDO na região R2(a) e R3(b), QBO na região R2(c) e R3(d), SOI na região R2(e) e R3(f), TNAI na região R2(g) e R3(h), TSAI na região R2(i) e R3(j) e AAO na região R2(k) e R3(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.





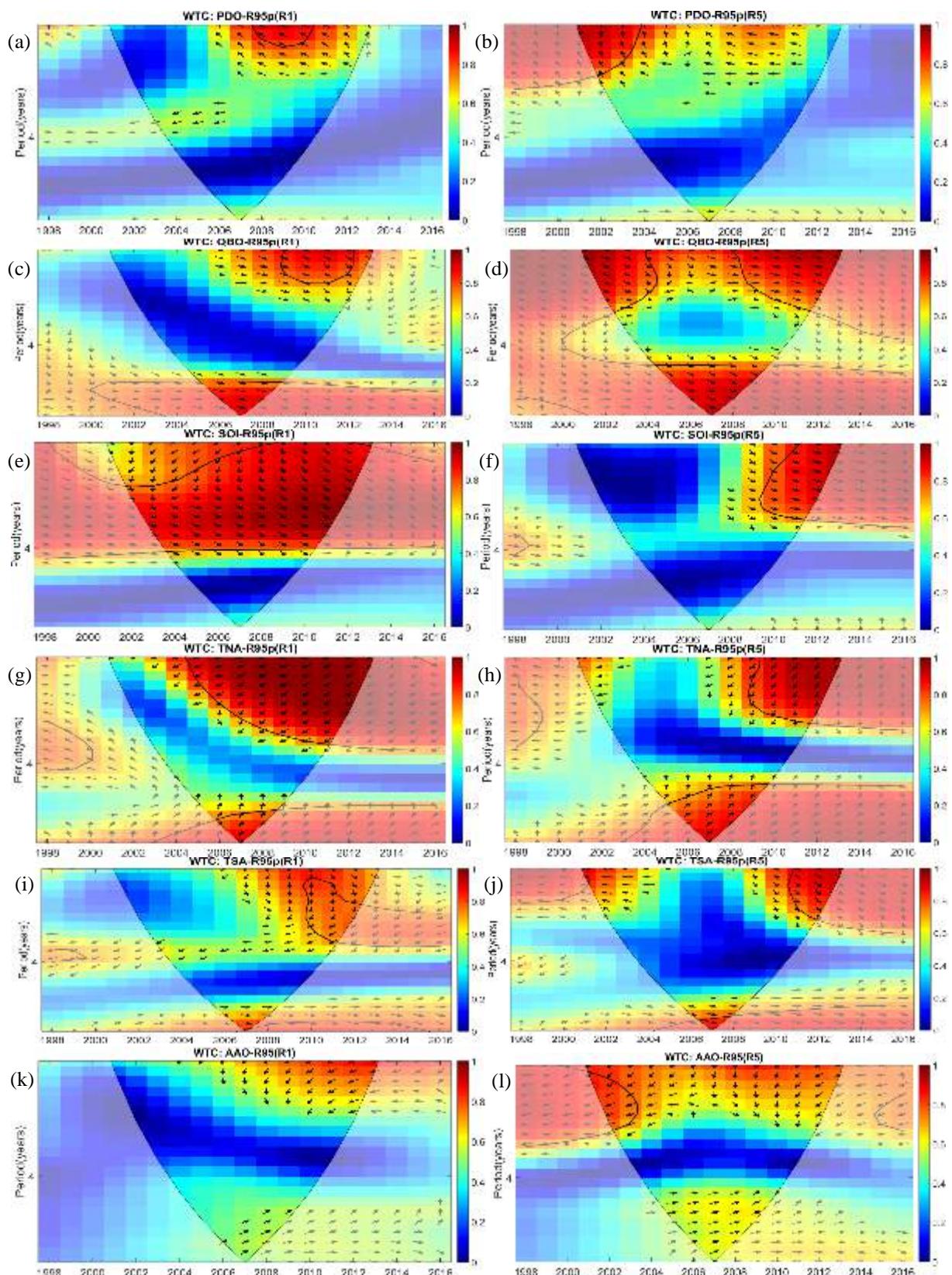
A região homogênea R1 do índice R50, abrange parte norte do Maranhão, e a região R6 abrange a parte central do NEB. A PDO e o índice R50, apresentam periodicidade de 2 anos, na região R1, em 2008-2011, Figura 126(a); e na região R6, em 2001-2003, os vetores de fase indica que o índice R50 está avançada 135° da PDO, e a PDO corresponde a $3/8$ do período, Figura 126(b). A QBO e o índice R50, na região R1, apresentam periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2009-2013, Figura 126(c); e na região R6, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2001-2013, e na escala de 4 anos, em 2004-2010, os vetores de fase nas regiões R1 e R6 indicam que o índice R50 está avançado 45° da QBO, e a QBO responde em $1/8$ do período, Figura 126(d). O índice R50, na região R1, está fortemente correlacionado com o SOI, verifica-se periodicidade significante na escala de 2-4 anos, em 2009-2013, Figura 126(e); e na região R6, periodicidade de 2 anos, em 2009-2013, os ângulos de fase indicam que o índice R50 está avançado 45° do SOI, e o SOI responde em $1/8$ do período, Figura 126(f). O TNAI e o índice R50, na região R1, apresentam periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2006-2013, com o índice R50 avançado 135° do TNAI e respondendo em $3/8$ do período, Figura 126(g); na região R6, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2008-2013, com o índice R50 avançado 135° do TNAI, e na escala de 8 anos, em 2005-2009, com o índice R50 defasado 45° do TNAI, e o R50 correspondendo a $1/8$ do período, Figura 126(h). O TSAI e o índice R50, na região R1, apresenta periodicidade significante de 2 anos, em 2008-2010, com o índice R50 avançado 45° do TSAI, respondendo em $1/8$ do período, e na escala de 4 anos, em 2009-2012, com o R50 avançado 135° do TSAI, e o TSAI responde em $3/8$ do período, Figura 126(i); na região R6, observa-se periodicidade na escala de 2 anos, em 2010-2013, os ângulos de fase indicam que o R50 está avançado 45° do TSAI, e o TSAI responde em $1/8$ do período, Figura 126(j). Na região R1, o índice R50 e a AAO não apresentam periodicidade significante, Figura 126(k); na região R6, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2001-2013, os ângulos de fase indicam que o R50 está avançado 135° da AAO, respondendo a $3/8$ do período, Figura 126(k).

Figura 126- Espectro da coerência wavelet dos índices do R50 com a PDO na região R1(a) e R6(b), QBO na região R1(c) e R6(d), SOI na região R1(e) e R6(f), TNAI na região R1(g) e R6(h), TSAI na região R1(i) e R6(j) e AAO na região R1(k) e R6(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.



A região R1 do índice R95p abrange o norte do estado do Maranhão, e a região R5 a parte central do NEB. O índice R95p e a PDO, na região R1, apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2007-2010, com o índice R95p defasado 225° da PDO, e o índice R95p responde em 3/8 do período, Figura 127(a); na região R5, observa-se periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2001-2004, com o R95p defasado 90° da PDO, respondendo a 1/4 do período, Figura 127(b). A QBO e o R95p, na região R1, apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2009-2012, e na escala de 8 anos, em 2005-2009, Figura 127(c); na região R5, verifica-se periodicidade de 2 anos, em 2001-2004 e 2008-2013, e na escala de 8 anos, em 2004-2010; os ângulos de fase indicam que o índice R95p está avançado 135° da QBO, ou seja, a QBO responde em 3/8 do período, Figura 127(d). Na região R1, o SOI e o R95p estão fortemente correlacionados, verifica-se periodicidade significante na escala de 2 a 4 anos, em 2001-2013, Figura 127(e); e na região R5, verifica-se periodicidade de 2 anos, em 2009 a 2013, os ângulos de fase indicam que o índice R95p está avançado 45° do SOI, com o SOI respondendo em 1/8 do período, Figura 127(f). Na região R1, o TNAI e o R95p, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005 a 2013, e de 8 anos, em 2006-2009, e periodicidade de 8 anos, em 2006-2009, Figura 127(g); na região R5, verifica-se periodicidade na escala de 2 anos, em 2009-2013, e na escala de 8 anos, em 2003-2010, na escala de 2 anos, o índice R95p está avançado 135° do TNAI, respondendo em 3/8 do período, e na escala de 8 anos, o índice R95p está defasado 45° do TNAI, com o índice R95p respondendo em 1/8 do período, Figura 127(h). Na região R1, o TSAI e o índice R95p, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, e os vetores indicam que o índice R95p está avançada 135° do TSAI, respondendo a 3/8 do período, Figura 127(i); e na região R5, observa-se periodicidade significante de 2 anos, em 2011-2013, e o índice R95p avançado 45° do TSAI, respondendo a 1/8 do período, Figura 127(j). A AAO e o índice R95p, não apresenta periodicidade significante na região R1, Figura 127(k); e na região R5, observa-se periodicidade significante de 2 anos, em 2001-2003, os ângulos de fase indicam que o índice R95p está avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período, Figura 127(l). A variabilidade interanual na região homogênea R1, é fortemente influenciada por anomalias do SOI e do TNAI, associados a episódios ENSO e mudanças na circulação regional relacionados a migração da ZCIT, e na região R5 os moduladores mais significativos dos dias muito úmidos são as anomalias da QBO e TNAI.

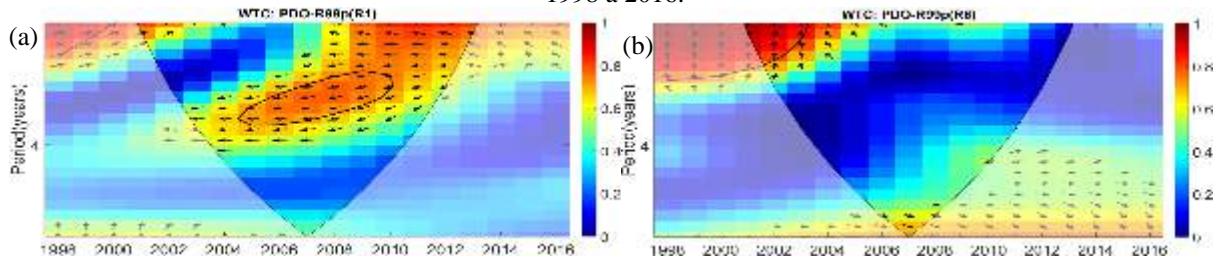
Figura 127- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R95p com a PDO na região R1(a) e R5(b), QBO na região R1(c) e R5(d), SOI na região R1(e) e R5(f), TNAI na região R1(g) e R5(h), TSAI na região R1(i) e R5(j) e AAO na região R1(k) e R5(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

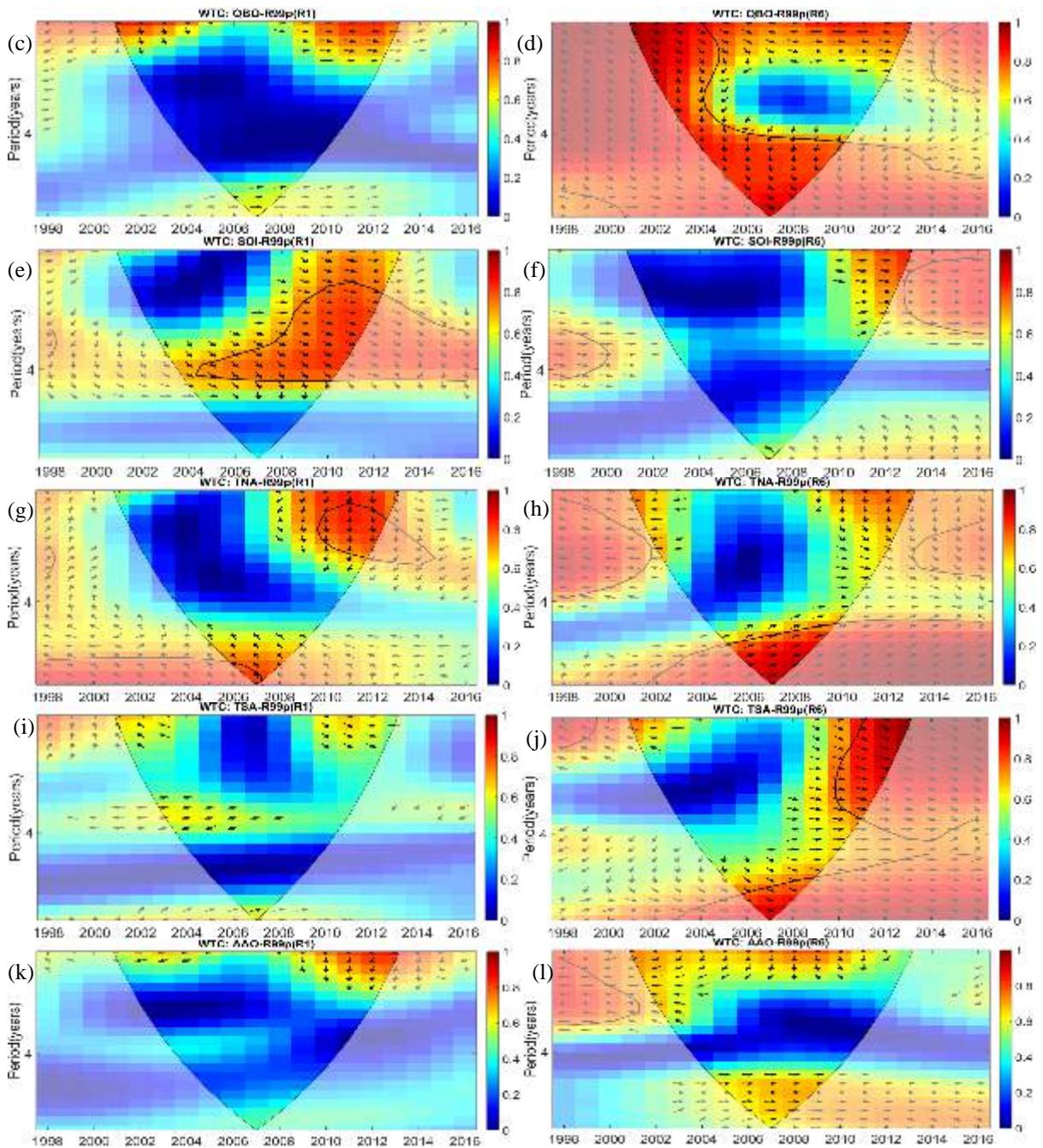


O índice R99p apresenta elevada variabilidade climática, a região R1, abrange a parte norte e leste do NEB, e a região R6 abrange parte central. O espectro da coerência wavelet da PDO e do índice R99p, na região R1, apresenta periodicidade significante na escala de 3 anos,

em 2005-2010, os vetores de fase indicam que o índice R99p está avançada 135° da PDO, correspondendo a $3/8$ do período, Figura 128(a); na região R6, observa-se periodicidade significante de 2 anos, em 2001 a 2003, os vetores mostram que o índice R99p está defasada 90° da PDO, respondendo a $1/4$ do período, Figura 128(b). A QBO e o índice R99p, na região R1, não apresentam periodicidade significante, Figura 128(c); e na região R6, o índice R99p está fortemente correlacionado com a QBO, apresenta periodicidade significante, de 2-8 anos, em todo período analisado, os vetores de fase indicam que o índice R99p está avançado 45° da QBO, respondendo a $1/8$ do período, Figura 128(d). Na região R1, o SOI e o índice R99p apresentam periodicidade significante na escala de 4 anos, em 2005-2012, os ângulos de fase indicam que o índice R99p está avançado 45° do SOI, respondendo a $1/8$ do período, Figura 128(e); a região R6, não apresenta periodicidade significante entre o SOI e o índice R99p, Figura 128(f). Na região R1, o TNAI e R99p, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010 a 2012, e o índice R99p avançado 90° do TNAI, respondendo a $1/4$ do período, Figura 128(g); na região R6, observa-se periodicidade significante, na escala de 8 anos, de 2005 a 2010, e o índice R99p defasado 45° do TNAI, respondendo a $1/8$ do período, Figura 128(h). Na região R1, o TSAI e R99p, não apresentam periodicidade significante, Figura 128(i); e a região R6, apresenta periodicidade de 2 anos, de 2010 a 2013, e 8 anos, em 2006 a 2009, os ângulos de fase indicam que o índice R99p avançado 45° do TSAI, respondendo a $1/8$ do período, Figura 128(j). A AAO não afeta os dias extremamente úmidos nas regiões R1 e R6, Figuras 128(k,l).

Figura 128- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice R99p com a PDO na região R1(a) e R6(b), QBO na região R1(c) e R6(d), SOI na região R1(e) e R6(f), TNAI na região R1(g) e R6(h), TSAI na região R1(i) e R6(j) e AAO na região R1(k) e R6(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

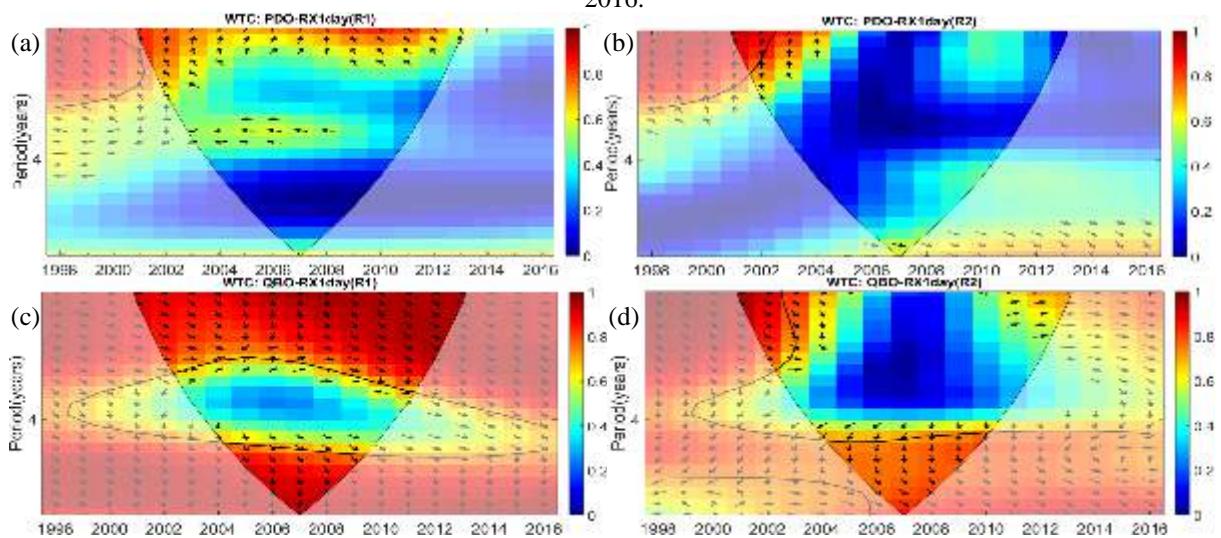


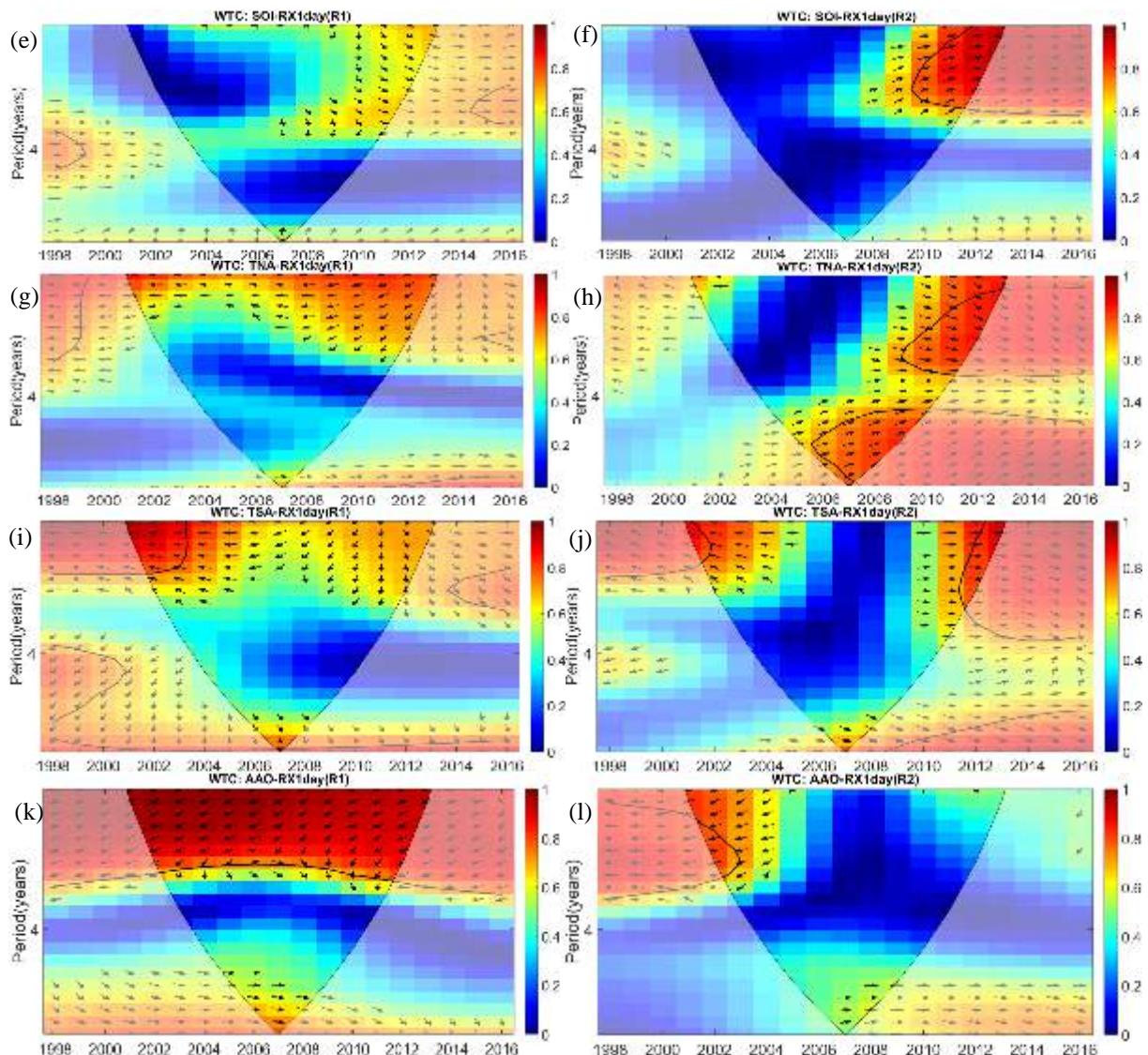


A região homogênea R1 do índice Rx1day, abrange o norte, oeste e sul do NEB, e a região R2, abrange a parte central e áreas isoladas. O espectro da coerência wavelet da PDO e Rx1day, na região R1, não apresenta periodicidade significante, Figura 129(a); e a região R2, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2001-2002, e o Rx1day defasado 90° da PDO, o índice Rx1day responde a $\frac{1}{4}$ do período, Figura 129(b). O espectro da coerência wavelet da QBO e Rx1day, na região R1, apresenta periodicidade significante, de 2 anos, em 1999-2013, e de 8 anos, em 2004-2009, Figura 129(c); a região R2 apresenta periodicidade de 2 anos, em 1999 a 2003, e periodicidade de 8 anos, em 2004 a 2010; o ângulo de fase indica que o índice

Rx1day está avançada 45° da QBO, respondendo a 1/8 do período, Figura 129(d). Na região R1, o SOI e o índice Rx1day não apresentam periodicidade significante, Figura 129(e); e na região R2 apresenta periodicidade significante de 2 anos, de 2010-2013, o ângulo de fase mostra que o índice Rx1day está defasado 45° do SOI, e o Rx1day responde em 1/8 do período, Figura 129(f). O TNAI e o índice Rx1day, na região R1, não apresentam periodicidade significante, Figura 129(g); e na região R2, verifica-se periodicidade na escala de 2 anos, em 2009-2013, e de 8 anos, em 2006-2010, os vetores indicam que o TNAI e o índice Rx1day estão quase em fase, Figura 129(h). Na região R1, o TSAI e o Rx1day, apresenta periodicidade na escala de 2 anos, de 2001-2003, o ângulo de fase indica que o TSAI e o índice Rx1day estão em fase opostas, Figura 129(i); e na região R5, a periodicidade é significante na escala de 2 anos, em 2011-2013, com o TSAI e Rx1day completamente em fase, Figura 129(j). Na região R1, a OAA e o Rx1day, se encontram fortemente correlacionados, verifica-se periodicidade significante na escala de 2 anos, de 2001-2013, Figura 129(k); a região R2, apresenta periodicidade significante de 2 anos, em 2002-2004; os vetores de fase indicam que o índice Rx1day está avançado 135° da AAO, respondendo a 3/8 do período, Figura (l).

Figura 129- Espectro da coerência wavelet do índice Rx1day com a PDO na região R1(a) e R2(b), QBO na região R1(c) e R2(d), SOI na região R1(e) e R2(f), TNAI na região R1(g) e R2(h), TSAI na região R1(i) e R2(j) e AAO na região R1(k) e R2(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

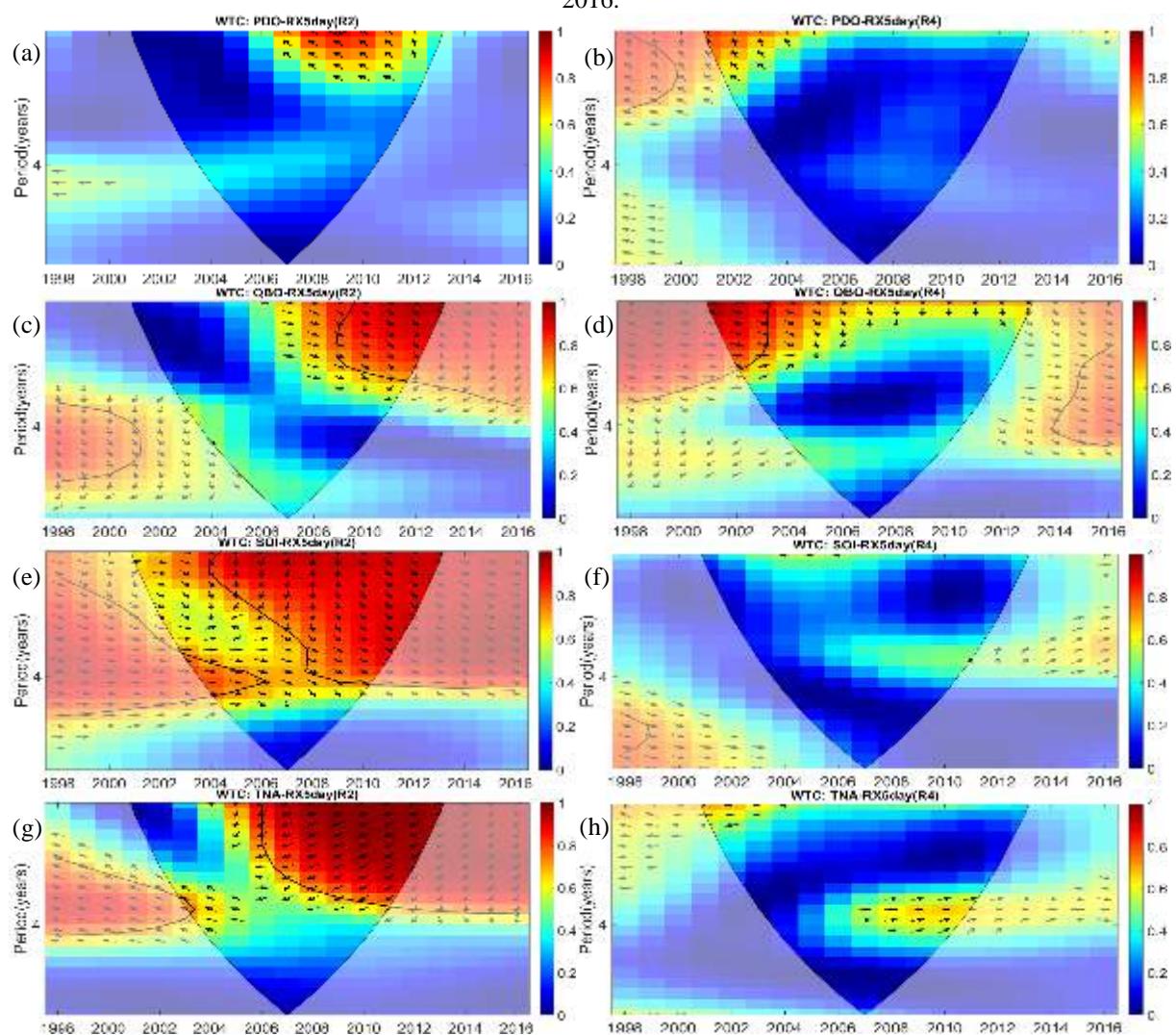


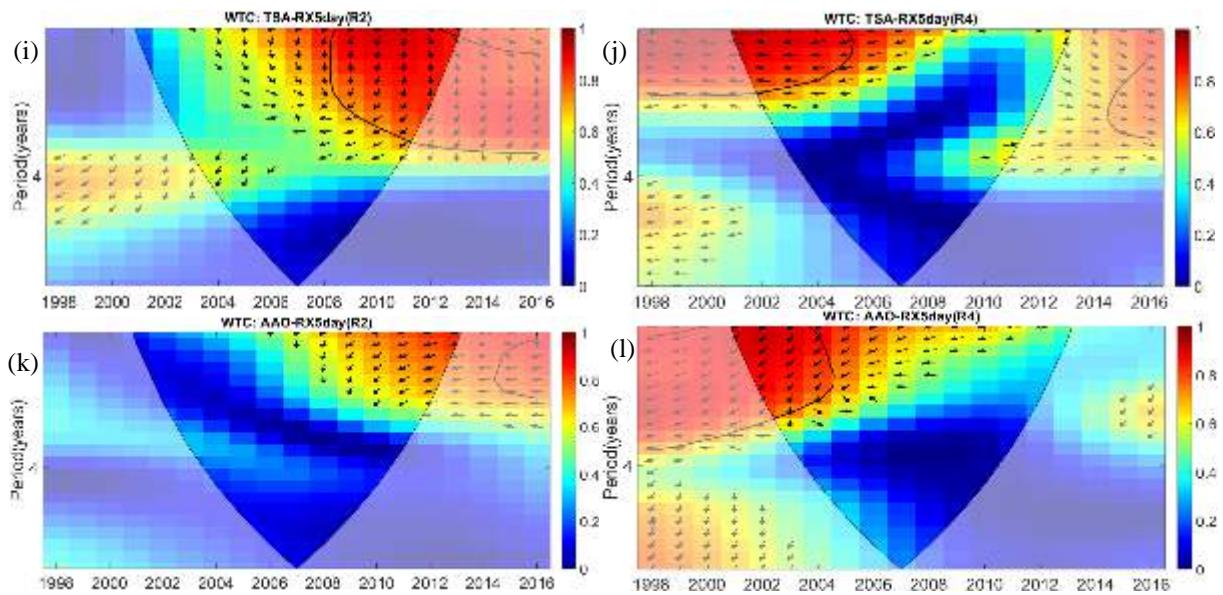


O índice Rx5day apresenta seis regiões homogêneas, as regiões R2 e R4 apresentam elevada variabilidade, a região R2 abrange o extremo norte do NEB e a região R4, abrange parte central, sul e oeste. O espectro da coerência wavelet da PDO e do índice Rx5day não apresenta periodicidade significante, nas regiões homogêneas R2 e R4, Figuras 130(a,b). Na região R2, a QBO e o índice Rx5day apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2009-2013, Figura 130(c), e na região R4, verifica-se periodicidade de 2 anos, em 2001 a 2003; os ângulos de fase indicam que o índice Rx5day está avançado 45° da QBO, respondendo em 1/8 do período, Figura 130(d). Na região R2, o SOI e o índice Rx5day apresentam coeficientes de correlação entre 0,8 a 1,0, e periodicidade significante na escala de 2-4 anos, em 2004-2013, os ângulos de fase indicam que o índice Rx5day está vançado 45° do SOI, respondendo em 1/8 do período, Figura 130(e); a região R4 não apresenta periodicidade significante, Figura 130(f). O TNAI e o Rx5day apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2006-2013, e os ângulos de fase indicam que o TNAI está avançado 135° do Rx5day e o TNAI responde em

3/8 do período, Figura 130(g); a região R4 não apresenta periodicidade significante, Figura 130(h). Na região R2, o TSAI e Rx5day apresentam periodicidade significante na escala de 2 anos, em 2008-2013, os ângulos de fase indicam que o índice Rx5day está avançado 90° do TSAI, respondendo a 1/4 do período, Figura 130(i); e a região R4, apresenta periodicidade de 2 anos, em 1999-2005, e o TSAI e Rx5day estão em fase oposta, Figura 130(j). A AAO e o Rx5day, não apresentam periodicidade significante na região homogênea R2, Figura 130(k); e a região R4 apresenta periodicidade de 2 anos, em 1999-2004, os ângulos de fase indicam que o índice Rx5day está avançado 135° da AAO, respondendo em 3/8 do período, Figura 130(l).

Figura 130- Espectro da coerência wavelet do índice Rx5day com a PDO na região R2(a) e R4(b), QBO na região R2(c) e R4(d), SOI na região R2(e) e R4(f), TNAI na região R2(g) e R4(h), TSAI na região R2(i) e R4(j) e AAO na região R2(k) e R4(l), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

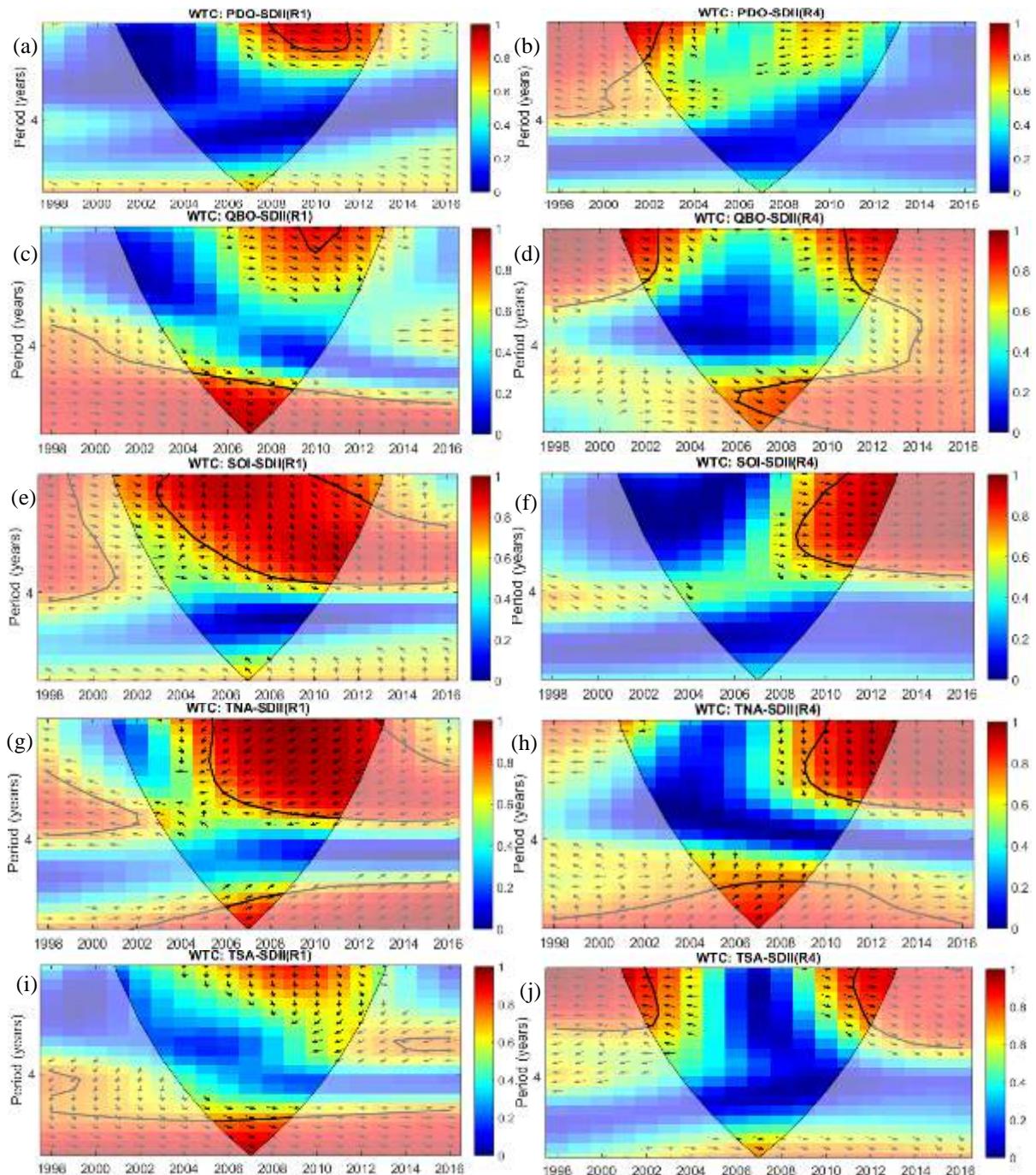


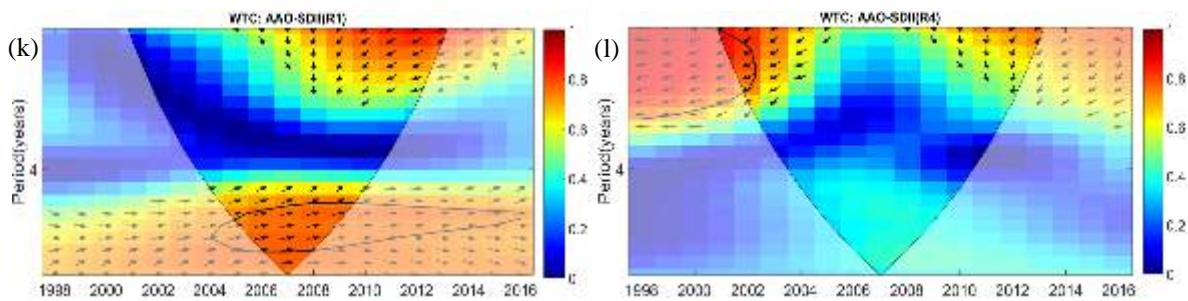


O índice SDII apresenta grande variabilidade na sua distribuição espacial, a região homogênea R1 abrange o noroeste no NEB e algumas áreas isoladas na parte leste, e a região R4 abrange parte central e algumas áreas isoladas. O período efetivo e predominante da PDO no SDII foi de 2 anos, em 2007-2011, na região R1, e a PDO encontra-se defasada 135° do SDII, Figura 131(a); na região R4, a periodicidade predominante é de 2 anos, em 2001-2003, e o SDII encontra-se defasado 90° da PDO, Figura 131(b). A variabilidade da QBO e do SDII, na região R1, apresenta periodicidade de 2 anos, em 2009-2011, e de 4 anos, em 2005-2009, Figura 131(c); na região R4, a periodicidade dominante é de 2 anos, em 2001-2003 e 2011 anos, e de 4 anos, em 2006-2009, Figura 131(d); a QBO e o SDII apresentou mudanças de fases possivelmente associadas a efeitos regionais. Na região R1, Figura 131(e), o SOI e o SDII apresenta periodicidade dominante na escala de 2 anos, em 2003-2012, e na região R4, Figura 131(f), a periodicidade é de 2-4 anos, em 2009-2013, o ângulo de fase mostra que o SOI está defasado 90° do SDII, e o SOI corresponde a $\frac{1}{4}$ do período. O TNAI apresenta correlação significativa com o SDII em diferentes intervalos de tempo, na região R1, Figura 131(g), a periodicidade é significativa na escala de 2 anos, em 2006-2012, o ângulo de fase evidencia que o TNAI está avançado 135° do SDII; a região R4, Figura 131(h), apresenta periodicidade significativa de 2-3 anos, em 2009-2012, e o ângulo de fase identifica que o TNAI está defasado 90° do SDII. O TSAI e o SDII, na região R1, apresentam periodicidade de aproximadamente 5 anos, em 2005-2009, Figura 131(i); na região R4, evidencia-se periodicidade de aproximadamente 2 anos, em 2001-2002 e 2011-2013, Figura 131(j), verifica-se mudanças no ângulo de fase do TSAI e SDII. A intensidade da precipitação no noroeste e parte central do NEB, é fortemente afetada pelo SOI e TNAI. Na região R1, o

AAO apresenta periodicidade de aproximadamente 6 anos, em 2005-2009, com a AAO e SDII em fase, Figura 131(k); e na região R4, a AAO e SDII apresentam periodicidade de 2 anos, em 2001-2003, com o SDII avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período, Figura 131(l).

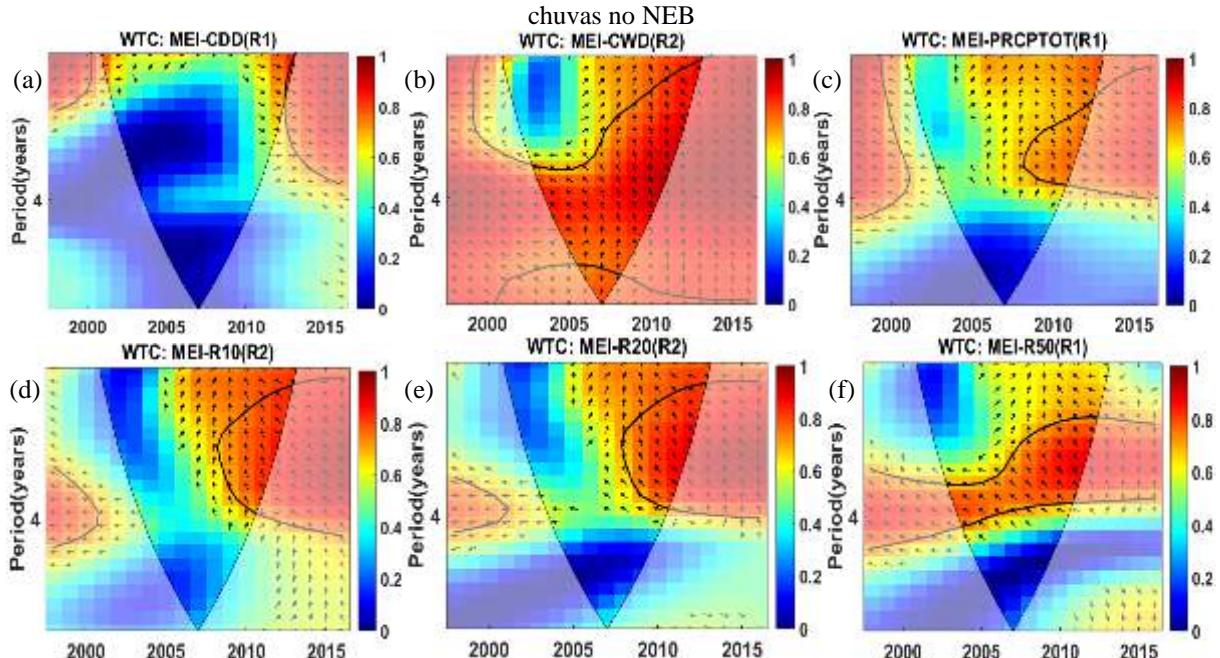
Figura 131- Espectro da coerência wavelet dos índices do índice SDII com a PDO na região R1(a) e R4(b), QBO na região R1(c) e R4(d), SOI na região R1(e) e R4(f), TNAI na região R1(g) e R4(h) e TSAI na região R1(i) e R4(j), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, no NEB, 1998 a 2016.

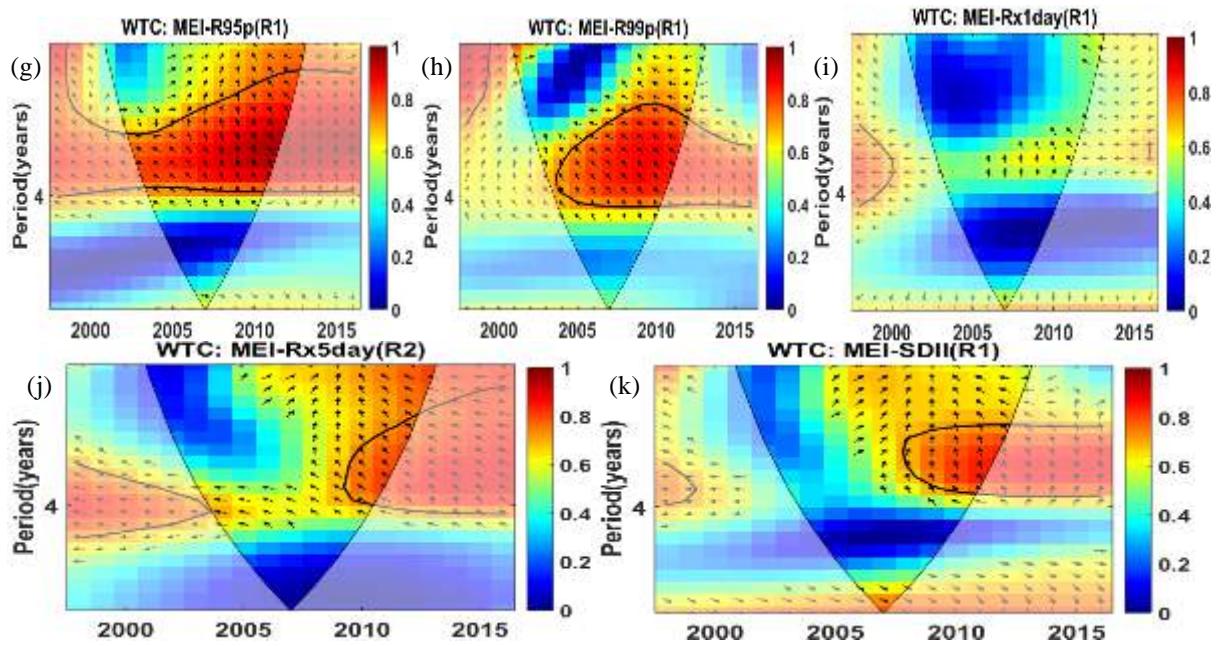




Nas áreas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, o índice CDD e o MEI não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%, Figura 132(a); na região R2 do índice CWD, observa-se periodicidade da escala de 3 a 6 anos, em todo o período analisado, e o MEI avança 135° do CWD que responde a 3/8 do período, Figura 132(b); o índice PRCPTOT apresenta periodicidade de 4 anos, em 2007-2013, e o MEI avança 135° do CWD e o CWD responde a 3/8 do período, Figura 132(c); os índices R10 e R20, apresenta periodicidade de 4 anos, em 2006-2012, e o índice R50, R95p e R99p, em 2004-2013, e o MEI avança 135° dos índices R10, R20, R95p e R99p que respondem a 3/8 do período, Figuras 132(d,e,f,g,h); o MEI não impacta o índice Rx1day, Figura 132(i); os índices Rx5day e SDII, apresentam periodicidade de 4 anos, e o MEI avança 135° dos índices Rx5day e SDII que respondem a 3/8 do período, Figuras 132(j,k).

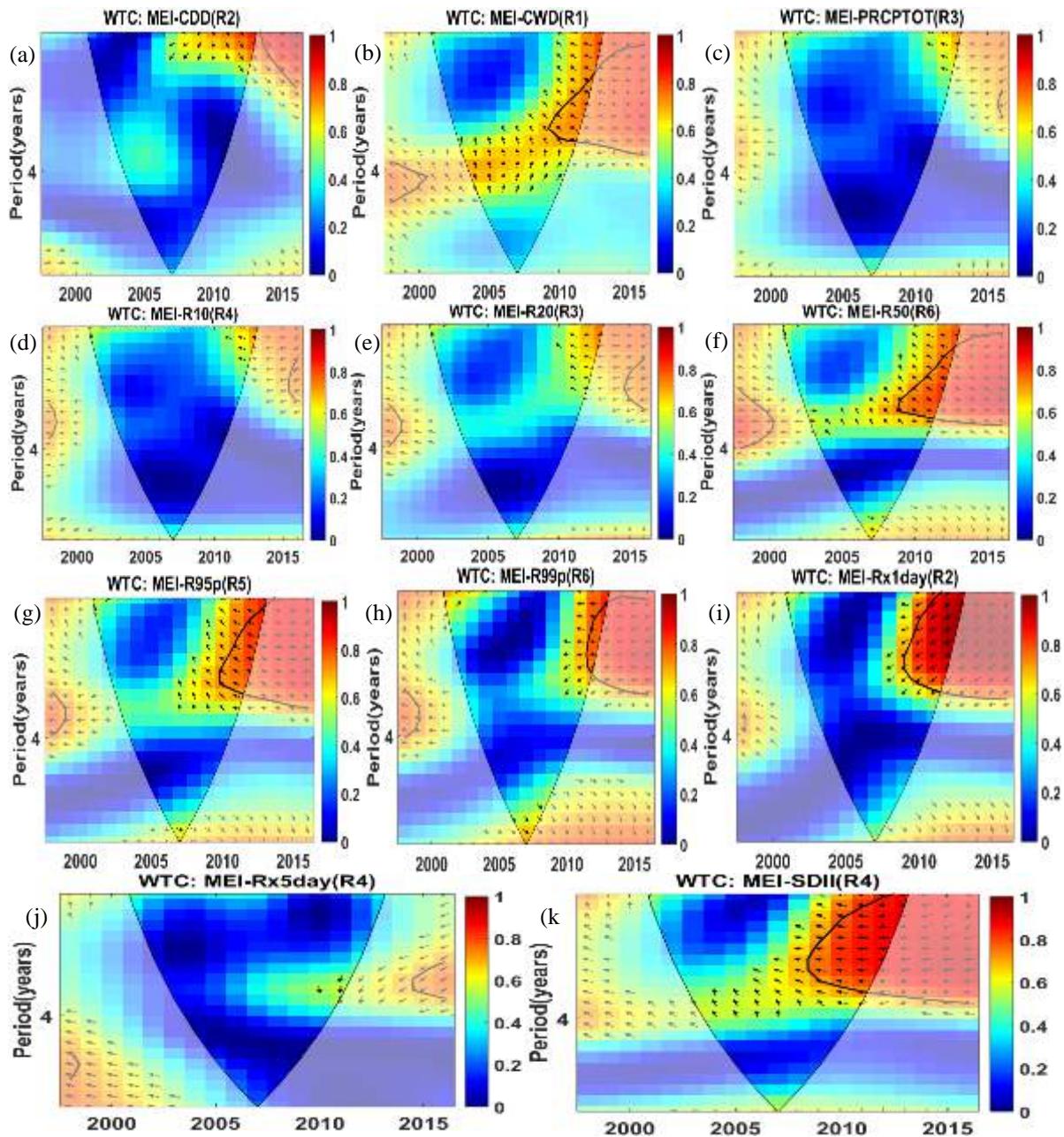
Figura 132- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB





Nas áreas mais propícias a estiagem no NEB, o MEI não impacta os índices CDD, PRCPTOT, R10, R20 e Rx5day, no período de 1998-2016, Figuras 133(a,c,d,e,j). O MEI impacta os índices CWD, R50 e R95p, na escala 4 anos, e o MEI avança 135° do CWD, R50 e R95p que respondem a 3/8 do período, Figuras 133(b,f,g). O índice R99p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2012-2013, e o MEI e R99p em fase opostas, Figura 133(h). O índice Rx1day, Figura 133(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2013, e o Rx1day avança 135° do MEI que responde a 3/8 do período. O MEI impacta o SDII, na escala de 2 anos, em 2008 a 2013, com o SDII e MEI em fase opostas, Figura 133(k).

Figura 133- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016., nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB

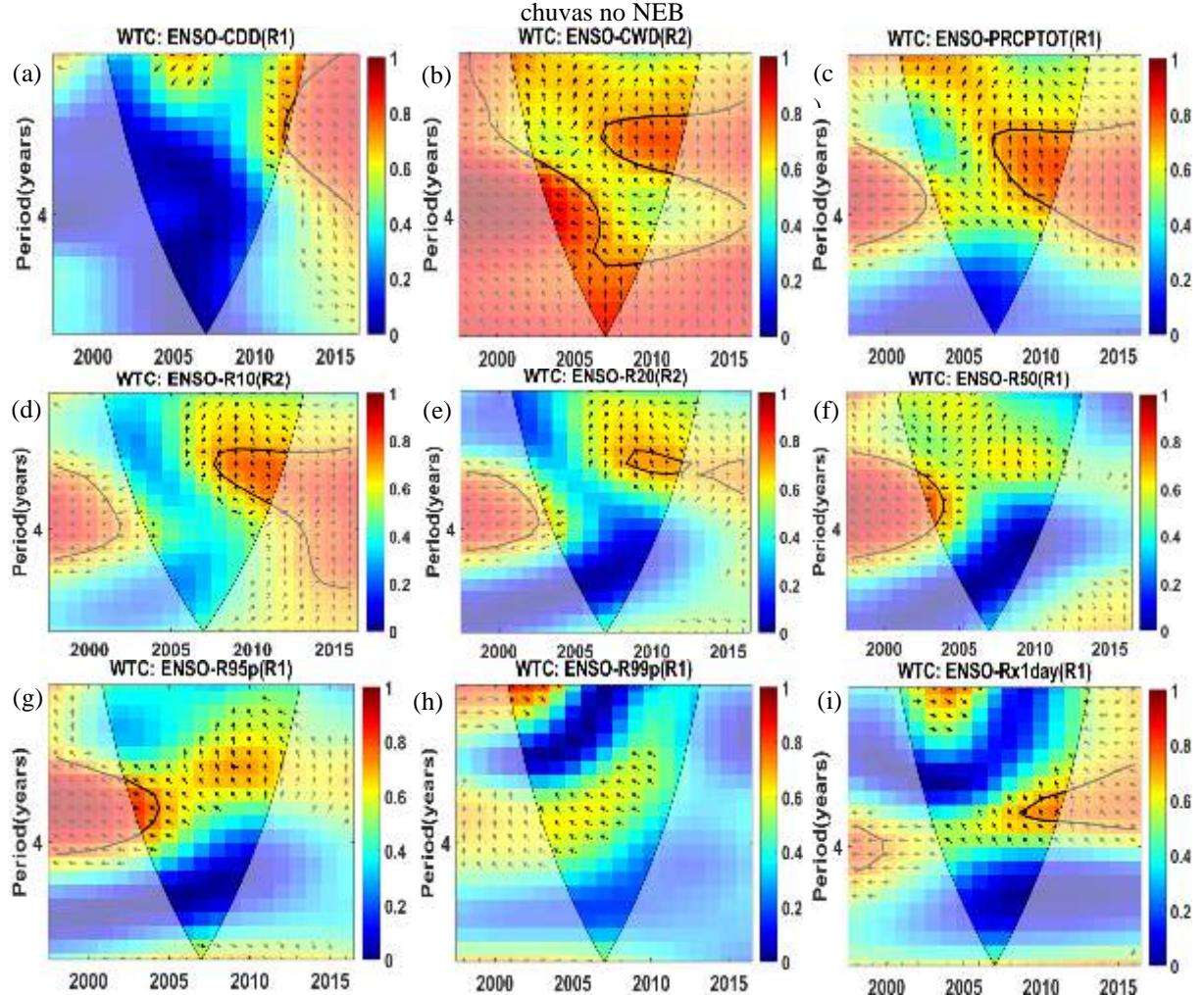


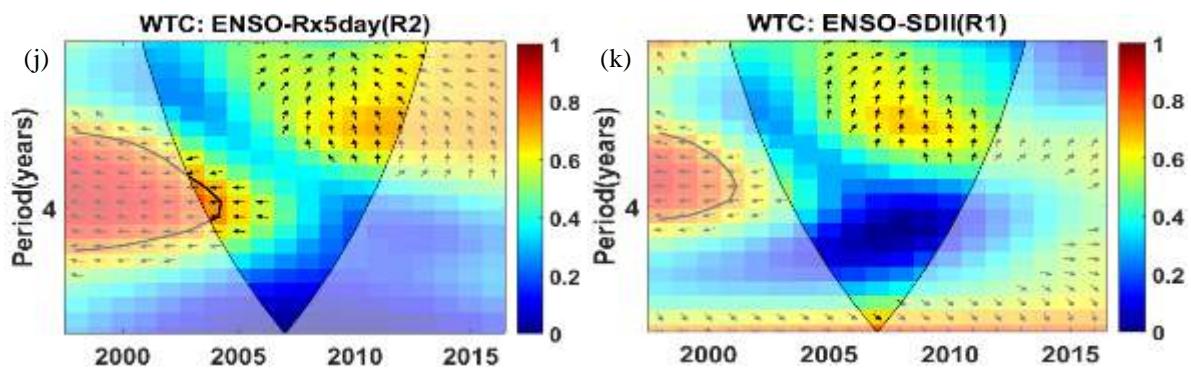
Nas áreas mais propícias a episódios de chuva no NEB, o índice CDD não apresenta periodicidade significante com o ENSO, Figura 134(a); o índice CWD apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2012; com o CWD defasado 90° do ENSO, e o CWD responde a $\frac{1}{4}$ do período, e periodicidade, na escala de 4 anos, em 2003-2010, no início do período o ENSO avança 135° do CWD que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e em seguida o CWD encontra-se defasado 90° do ENSO, e o CWD responde a $\frac{1}{4}$ do período, Figura 134(b); os índices PRCPTOT e R10 apresentam periodicidade de 4 anos, em 2007-2011, com o PRCPTOT e R10 defasados 90° do ENSO, com o índice PRCPTOT e R10 respondendo a $\frac{1}{4}$ do período, Figuras 134(c,d); o índice R20 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2008-2011,

com o ENSO avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período, Figura 134(e); o índice R50 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2004, com o ENSO avançado 135° do R50 que responde a $3/8$ do período, Figura 134(f); o R95p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2003-2005, com o ENSO avançado 135° do R95p que responde a $3/8$ do período, Figura (g); o ENSO não impacta os índices R99p e SDII, nas áreas com precipitação mais intensa, Figuras 134(h,k); o índice Rx1day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, apresentando mudanças aleatórias no vetores de fase, Figura 134(i); o índice Rx5day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2005, e o Rx5day e ENSO em fases opostas, Figura 134(j).

Figura 134- Espectro da coerência wavelet do ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b),

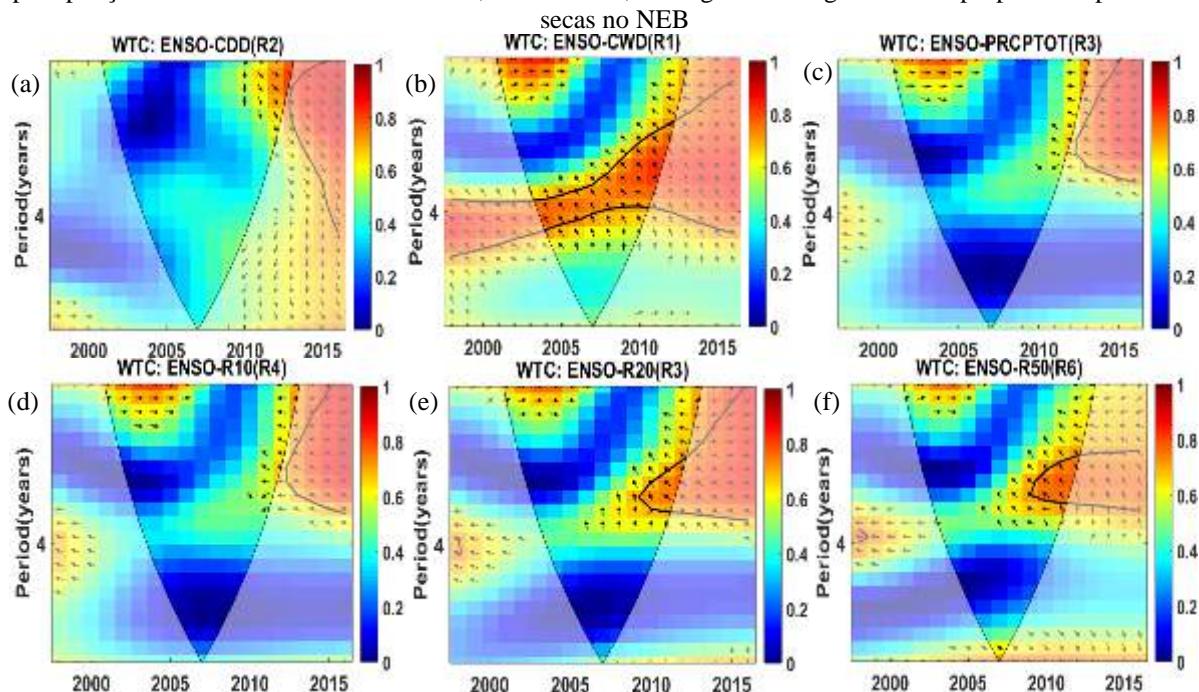
PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB

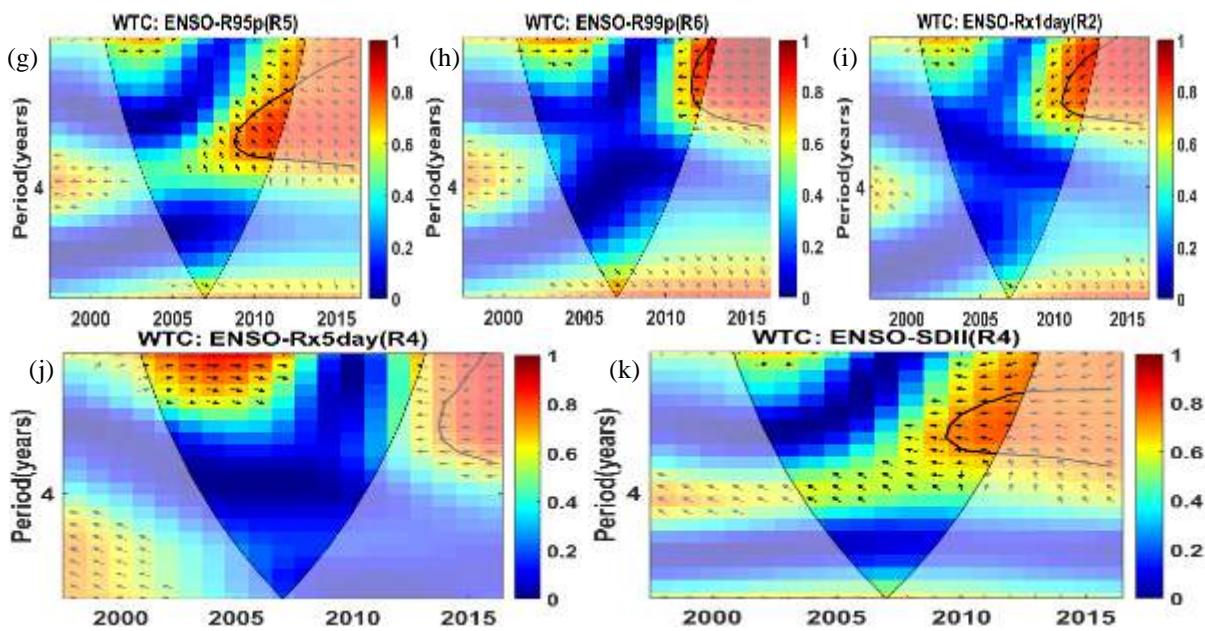




Nas áreas mais propícias a episódios de seca, os índices CDD, PRCPTOT, R10 e Rx5day não apresentam periodicidade significante com o ENSO ao nível de 5%, Figuras 135(a,c,d,j); o índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2013, e o ENSO avança 135° do CWD que responde a 3/8 do período, Figura 135(b); os índices R20, R50 e R95p apresentam periodicidade de 4 anos, em 2009-2012, e o ENSO avança 135° do R20, R50 e R95p que respondem a 3/8 do período, Figuras 135(e,f,g); o índice R99p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2013-2014, e o ENSO e R99p em fase opostas, Figura 135(h); o Rx1day apresenta periodicidade de 2 anos, em 2011-2013, e o Rx1day avança 135° do ENSO que responde a 3/8 do período, Figura 135(i); o SDII apresenta periodicidade de 3 anos, em 2009-2013, e o ENSO e SDII em fase opostas, Figura 135(k).

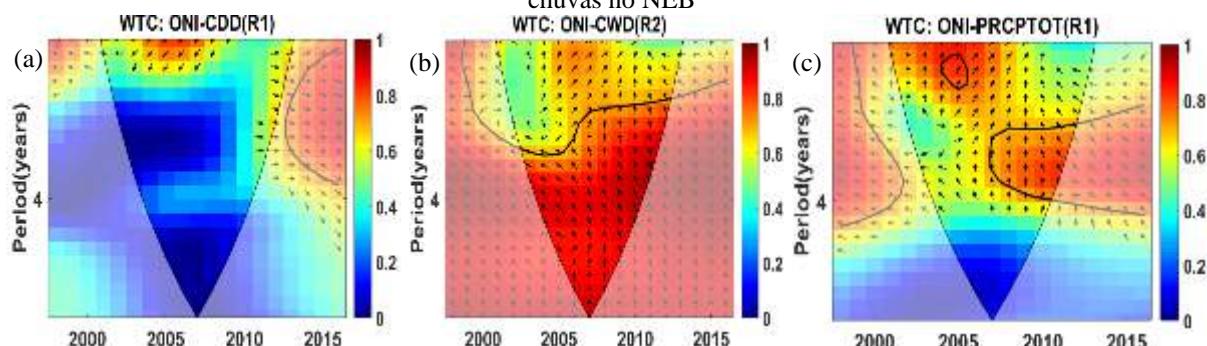
Figura 135- Espectro da coerência wavelet do ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB

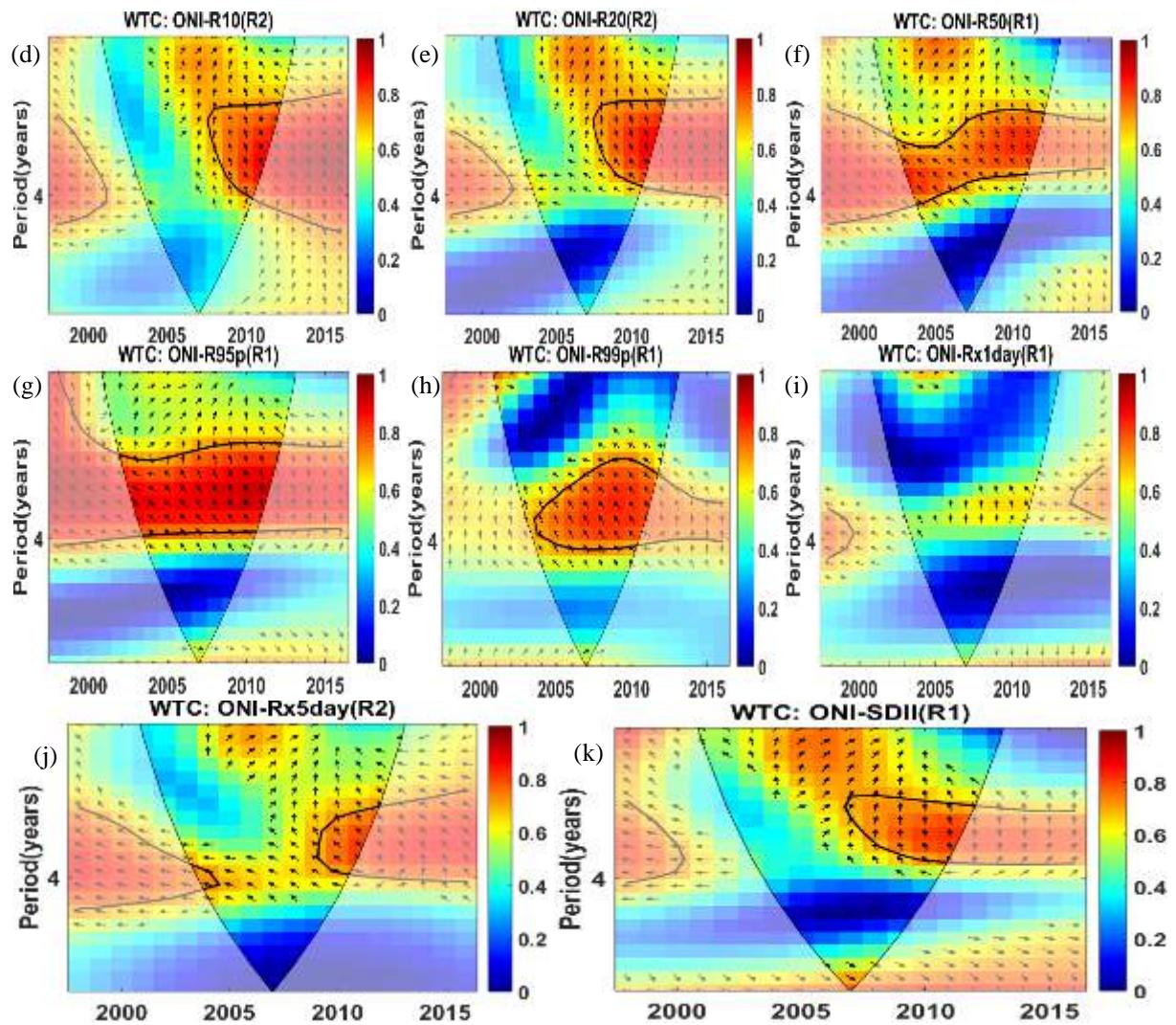




O ONI não impacta os índices CDD e Rx1day nas áreas mais propícias a chuvas no NEB, Figuras 136(a,i); o índice CWD apresenta periodicidade de 3 a 8 anos, em 2003-2012, no ínicio do período o ONI avança 135° do CWD que responde a $3/8$ do período, e a partir de 2007, o CWD atrasa 90° do ONI e o CWD responde a $1/4$ do período, Figura 136(b); os índices PRCPTOT, R10 e R20 apresentam periodicidade de 4 anos, em 2007-2012, e os índices PRCPTOT, R10 e R20 respondem a $1/4$ do período e encontram-se defasados 90° do ONI, Figuras 136(c,d,e); os índices R50, R95p e R99p apresentam periodicidade de 4 anos, em 2004-2011, com o ONI avançado 135° em relação aos índices R50, R95p e R99p que respondem a $3/8$ do período, Figura 136(f,g,h); o índice Rx5day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2012, com o ONI avançado 135° do Rx5day que responde a $3/8$ do período, Figura 136(j); o SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2007-2012, e o Rx5day defasado 90° do ONI e o Rx5day responde a $1/4$ do período, Figura 136(k).

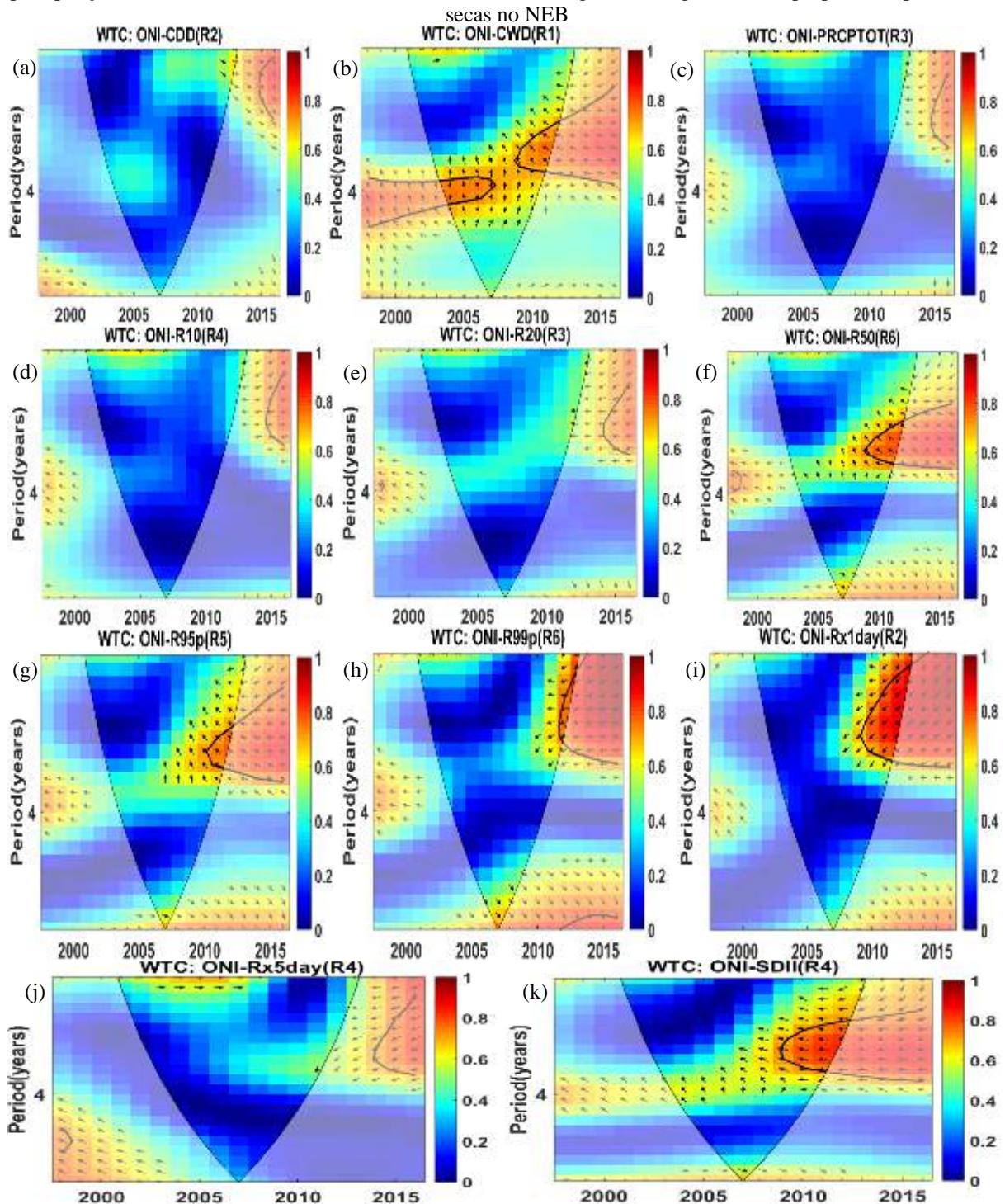
Figura 136- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB





O ONI apresenta pouca influência nos índices de extremos climáticos nas áreas mais vulneráveis a secas no NEB. O ONI não impacta os índices CDD, PRCPTOT, R10, R20 e Rx5day ao nível de significância de 5%, Figuras 137(a,c,d,e,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2006, com o CWD defasado 90° do ONI e o CWD responde a $\frac{1}{4}$ do período, e em 2008-2010, com o ONI avançado 135° do CWD que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 137(b); o índice R50 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2008-2011, e o ONI avança 135° do R50 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 137(f); o índice R95p apresenta periodicidade de 3 anos, em 2010-2012, e o ONI avança 135° do R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 137(g); o índice R99p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2011-2012, com o ONI e R99p em fase opostas, Figura 137(h); o índice Rx1day apresenta periodicidade de 3 anos, em 2009-2012, com o Rx1day avançado 135° do ONI que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 137(i); o SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2013, com o ONI e SDII em fase opostas.

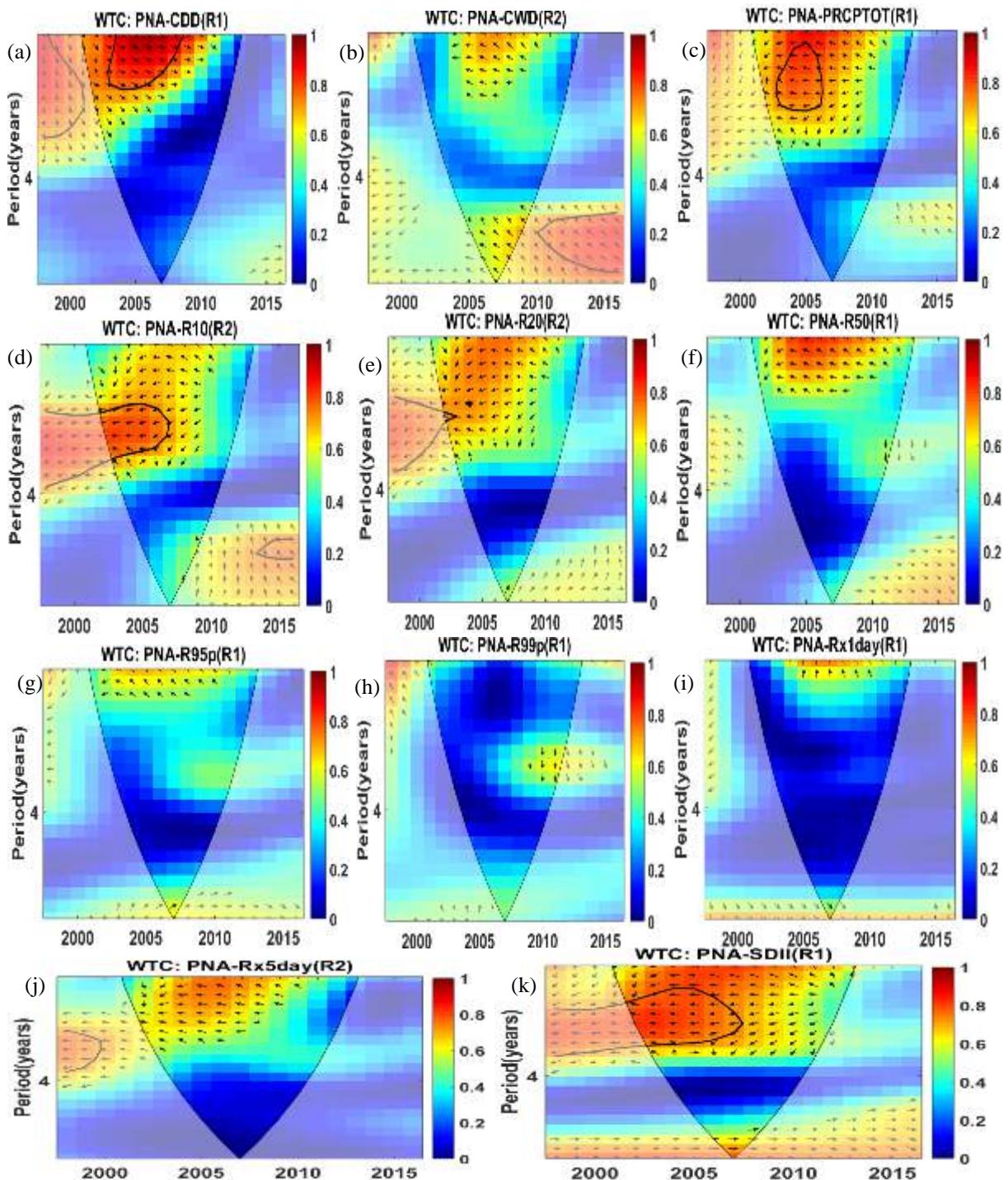
Figura 137- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB



O índice CDD apresenta periodicidade, na escala de 2 anos, em 2004-2009, e o PNA e CDD em fase, Figura 138(a); o PNA não impacta os índices CWD, R20, R50, R95p, R99p, Rx1day e Rx5day, Figuras 138(b,e,f,g,h,i,j); o índice PRCPTOT apresenta periodicidade de 3 anos, em 2004-2007, com o PNA e PRCPTOT em fase opostas, Figura 138(c); o índice R10 apresenta periodicidade de 3 anos, em 2003-2008, com o PNA e R10 em fase opostas, Figura

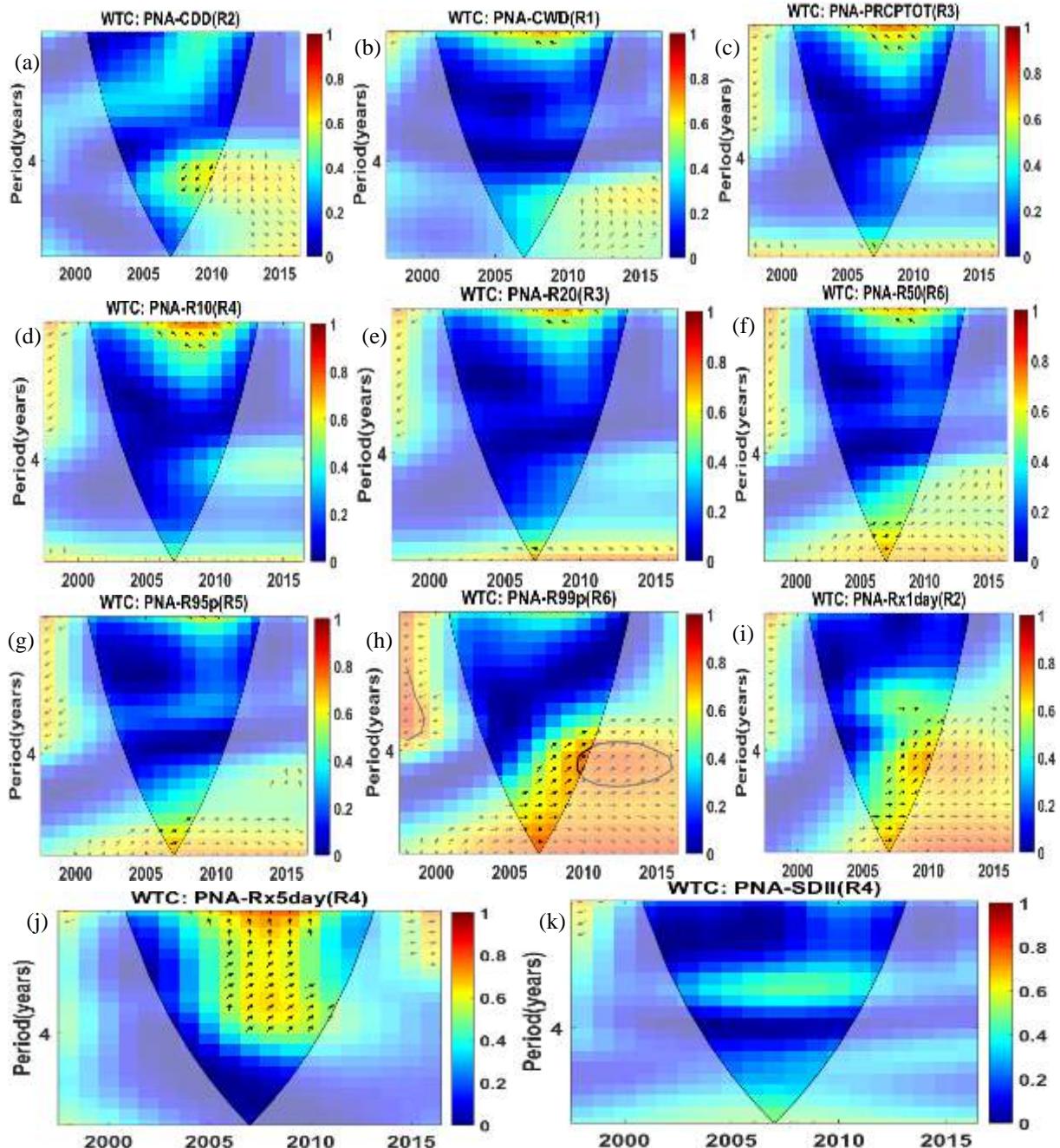
138(d); o SDII apresenta periodicidade de 3 anos, em 2002-2007, com o PNA e SDII em fase opostas, Figura 138(k).

Figura 138- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k),), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB



Nas regiões homogêneas mais vulneráveis a episódios de seca o PNA não apresenta periodicidade significante ao nível de 5%, Figura 139.

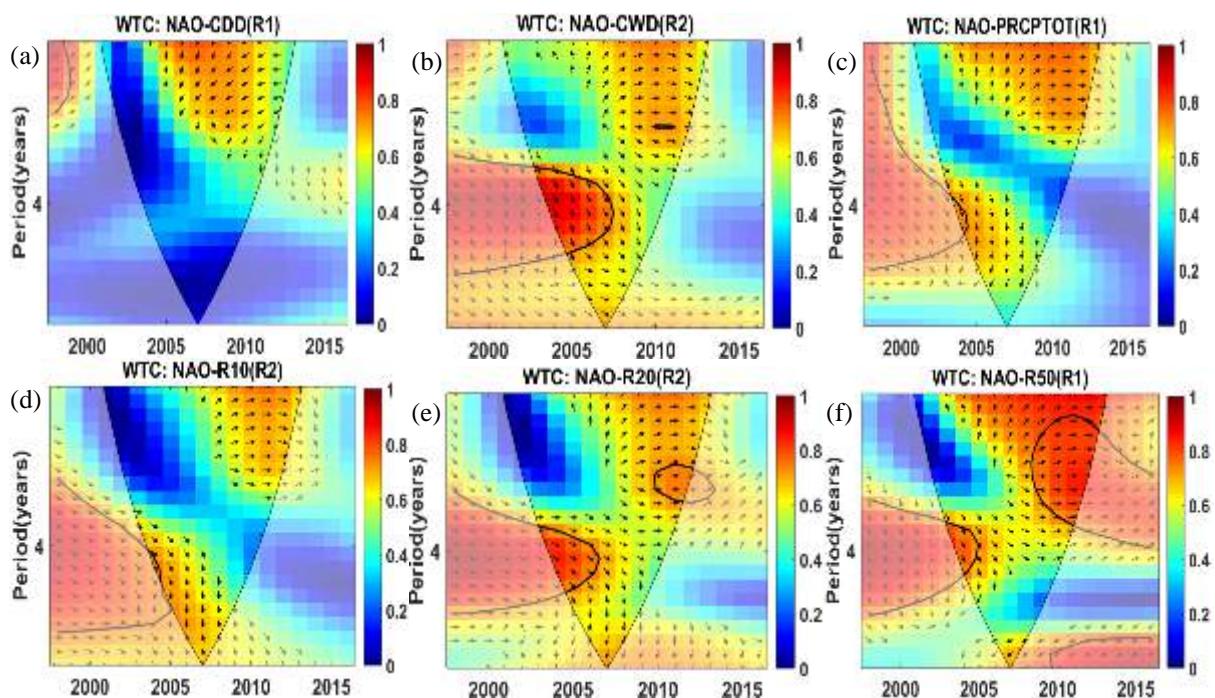
Figura 139- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB

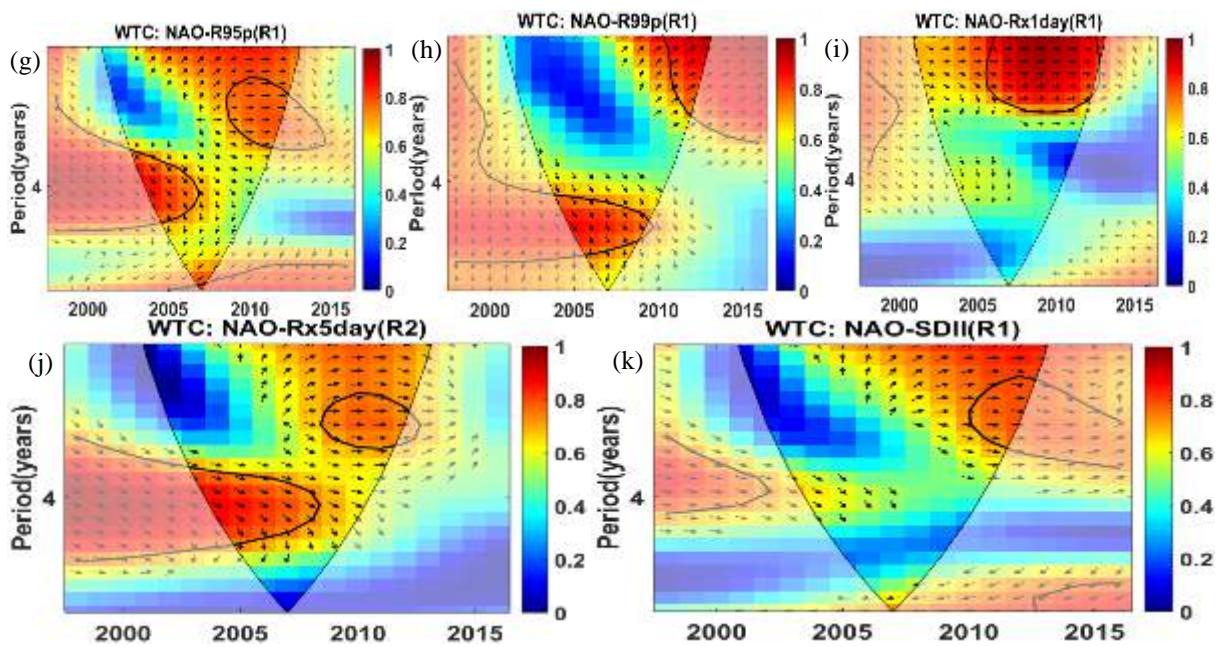


Os índices CDD, PRCPTOT e R10 não apresentam periodicidade significante com a NAO, ao nível de 5%, Figuras 140(a,c,d). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2007, e o CWD avança 45° da NAO que responde a 1/8 do período, Figura 140(b).

O índice R20 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2007, e o R20 avança 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2013, com a NAO e R20 em fase, Figura 140(e). O índice R50 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2005, com o R50 avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 3 anos, em 2009-2013, com a NAO e R50 em fase, Figura 140(f). O índice R95p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2007, com o R95p avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 3 anos, em 2009 a 2012, com o R95p e NAO em fase, Figura 140(g). O índice R99p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2010, com o R99p avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2013, com o R99p defasado 45° da NAO e o R99p responde a 1/8 do período, Figura 140(h). O índice Rx1day apresenta periodicidade de 2 anos, em 2006-2013, com a NAO e Rx1day em fase, Figura 140(i). O índice Rx5day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2008, com o Rx5day avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 3 anos, em 2009-2012, com a NAO e Rx5day em fase, Figura 140(j). O SDII apresenta periodicidade de 3 anos, em 2010-2013, com a NAO e SDII em fase, Figura 140(k).

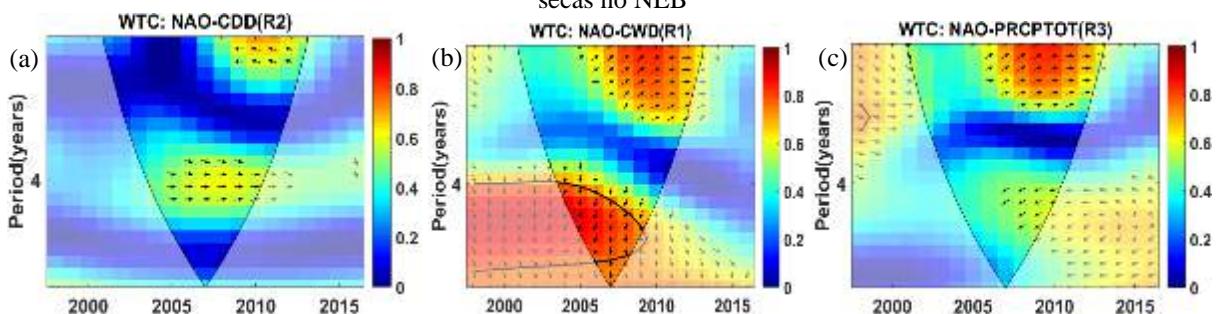
Figura 140- Espectro da coerência wavelet do NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), , provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB

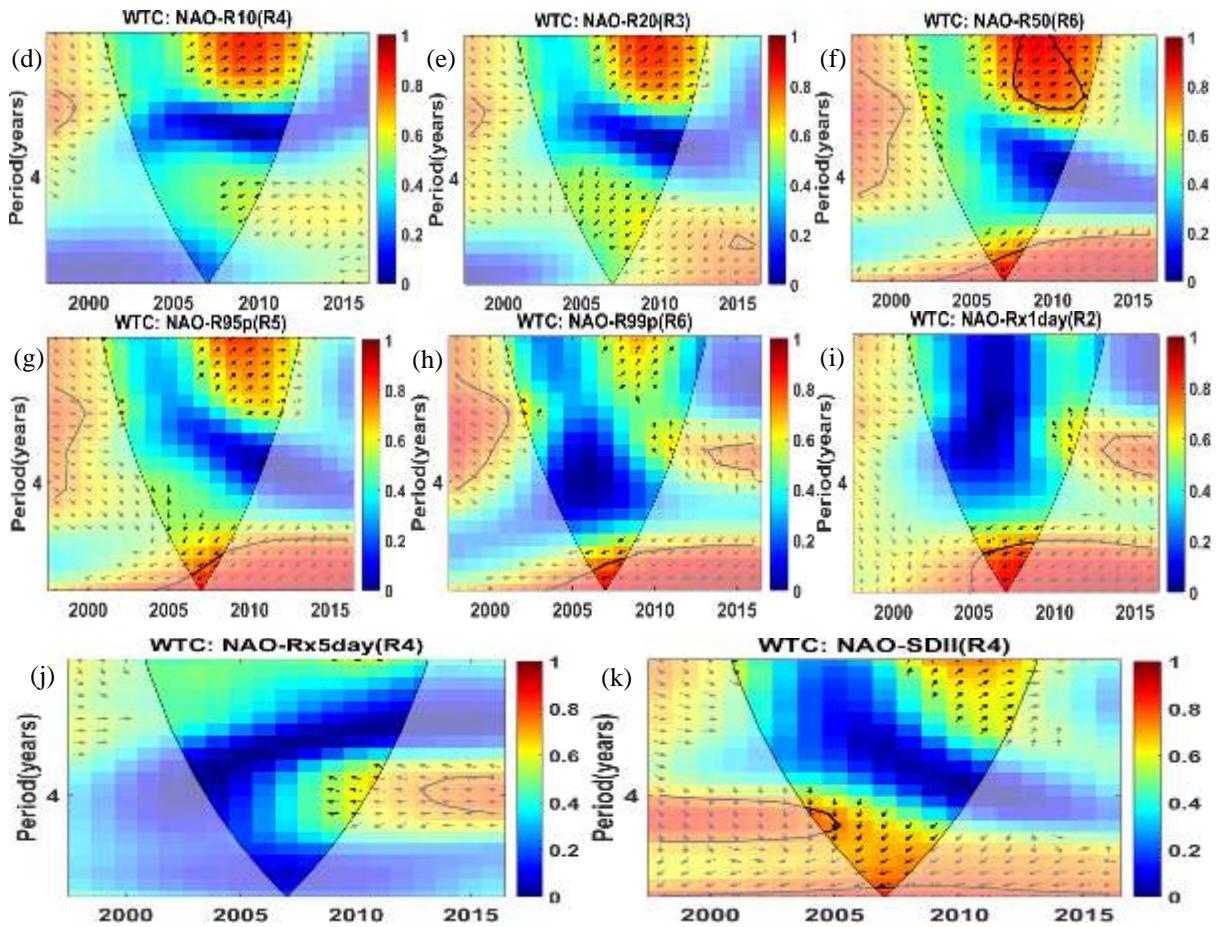




Nas regiões homogêneas mais vulneráveis a episódios de seca, a NAO apresenta pouca influência na frequência dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação, a coerência da wavelet mostra que a NAO não impacta os índices CDD, PRCPTOT, R10, R20 e Rx5day, ao nível de significância de 5%, Figuras 141(a,c,d,e,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2009, e o CWD avança 135° da NAO que responde a 3/8 do período, Figura 141(b). O índice R50 apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2011, com a NAO e R50 em fase; e periodicidade de 8 anos, em 2006-2008, com o R50 avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período, Figura 141(f). Os índices R95p, R99p e Rx1day apresentam periodicidade de 8 anos, em 2006-2008, com os índices R95p, R99p e Rx1day avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período, Figuras 141(g,h,i). O SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2005, com o SDII avançado 90° da NAO que responde a 1/4 do período, Figura 141(k).

Figura 141- Espectro da coerência wavelet do NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), SDII(k), , provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB

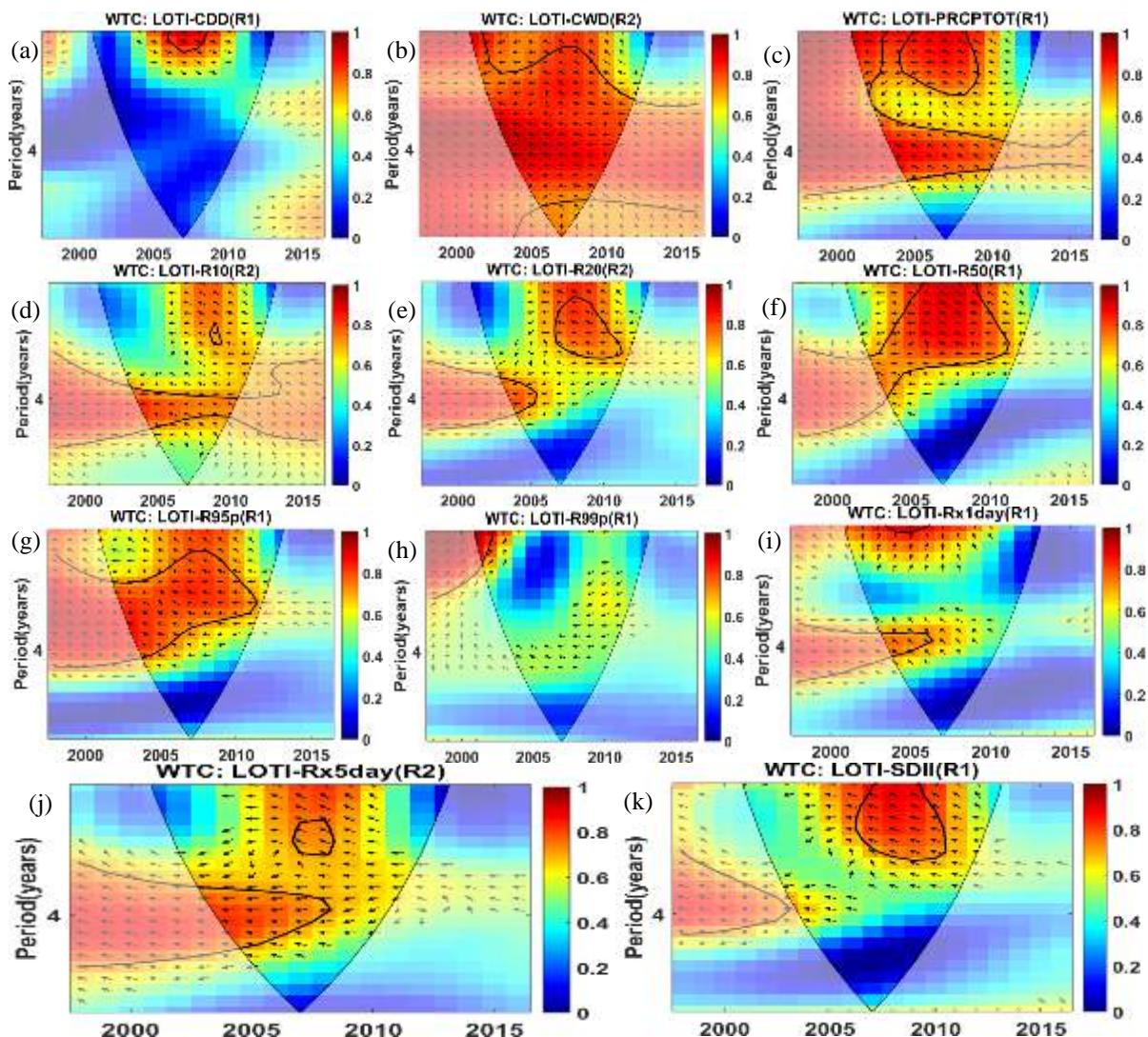




O índice CDD apresenta periodicidade de 2 anos, em 2006-2008, com o CDD avançado 45° do LOTI que responde a $1/8$ do período, Figura 142(a). O índice CWD apresenta periodicidade de 2 a 6 anos, em 2001-2011, os vetores de fase indicam que o LOTI e o CWD estão em fase opostas, mas observa-se mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 142(b). O índice PRCPTOT apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2004 e 2005-2009, com o LOTI e PRCPTOT em fase opostas; e periodicidade de 4 anos, em 2003-2010, com o LOTI avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período, Figura 142(c). O índice R10 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2010, com o LOTI e R10 em fase opostas, Figura 142(d). O índice R20 apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2011, e na escala de 4 anos, em 2003-2005, com o LOTI e o R20 em fase opostas, Figura 142(e). O índice R50 apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2003-2011, com o LOTI e R50 em fase opostas, Figura 142(f). O índice R95p apresenta periodicidade, na escala de 3 a 4 anos, em 2003-2011, com o LOTI e R95p em fase opostas, Figura(g). O índice R99p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2003, com o R99p defasado 45° do LOTI, e o R99p responde a $1/8$ do período, Figura 142(h). O índice Rx1day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2007, com o LOTI avançado 135° do Rx1day que responde a $3/8$ do período, Figura

142(i). O índice Rx5day apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2008, com o LOTI avançado 135° do índice Rx5day que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 4 anos, em 2003-2008, com o LOTI e Rx5day em fase opostas, Figura 142(j). O SDII apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2011, com o LOTI avançado 135° do SDII que responde a 3/8 do período, Figura 142(k).

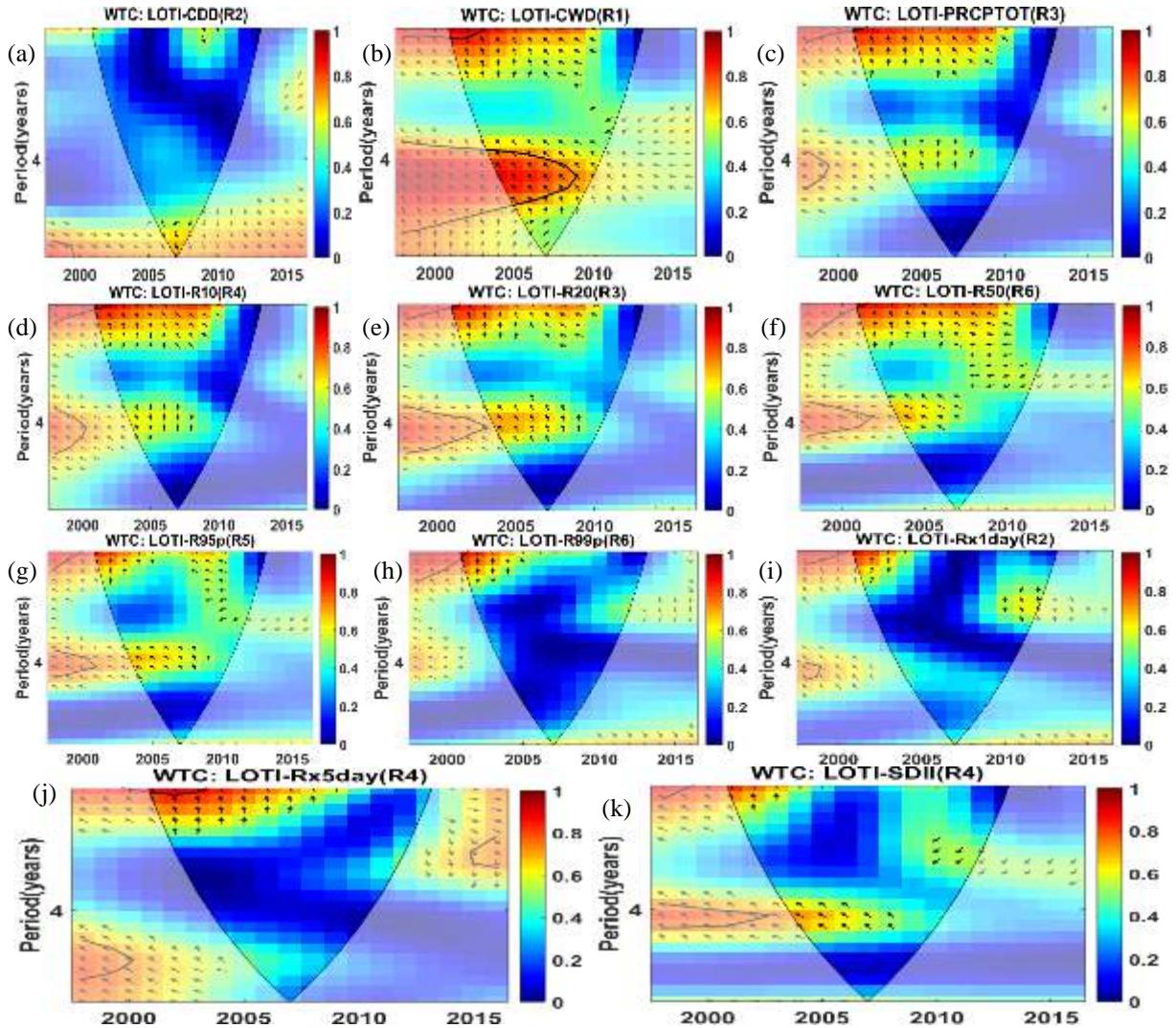
Figura 142- Espectro da coerência wavelet do LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB



A análise da coerência da wavelet mostra que índices de extremos climáticos derivados da precipitação observada, nas regiões homogêneas mais vulneráveis a secas, não são impactas pelo LOTI, Figura 143, exceto o índice CWD que apresenta periodicidade de 4

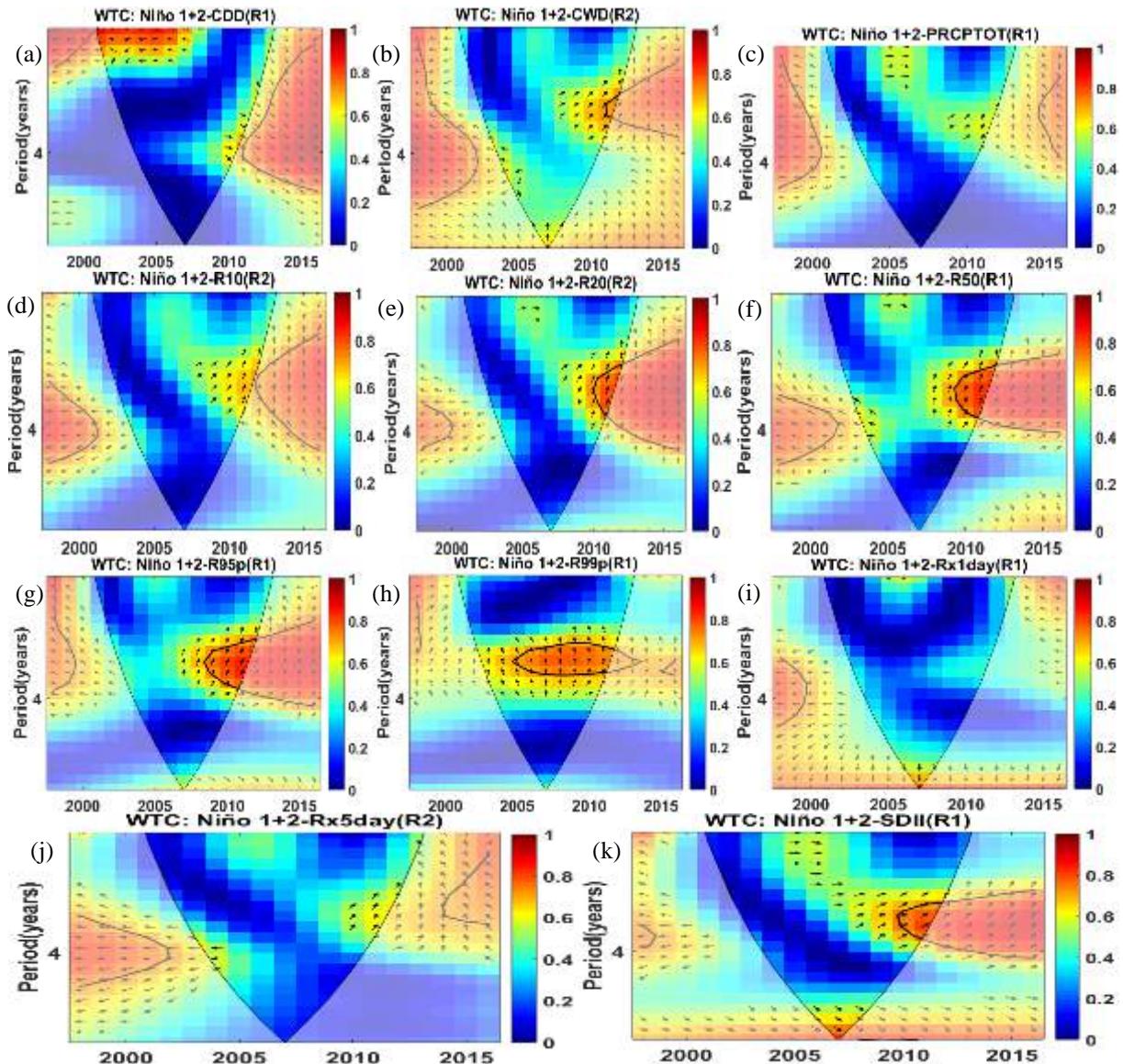
anos, em 2004-2008, com o LOTI avançado 135° do CWD que responde a 3/8 do período, Figura 143(b).

Figura 143- Espectro da coerência wavelet do LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB



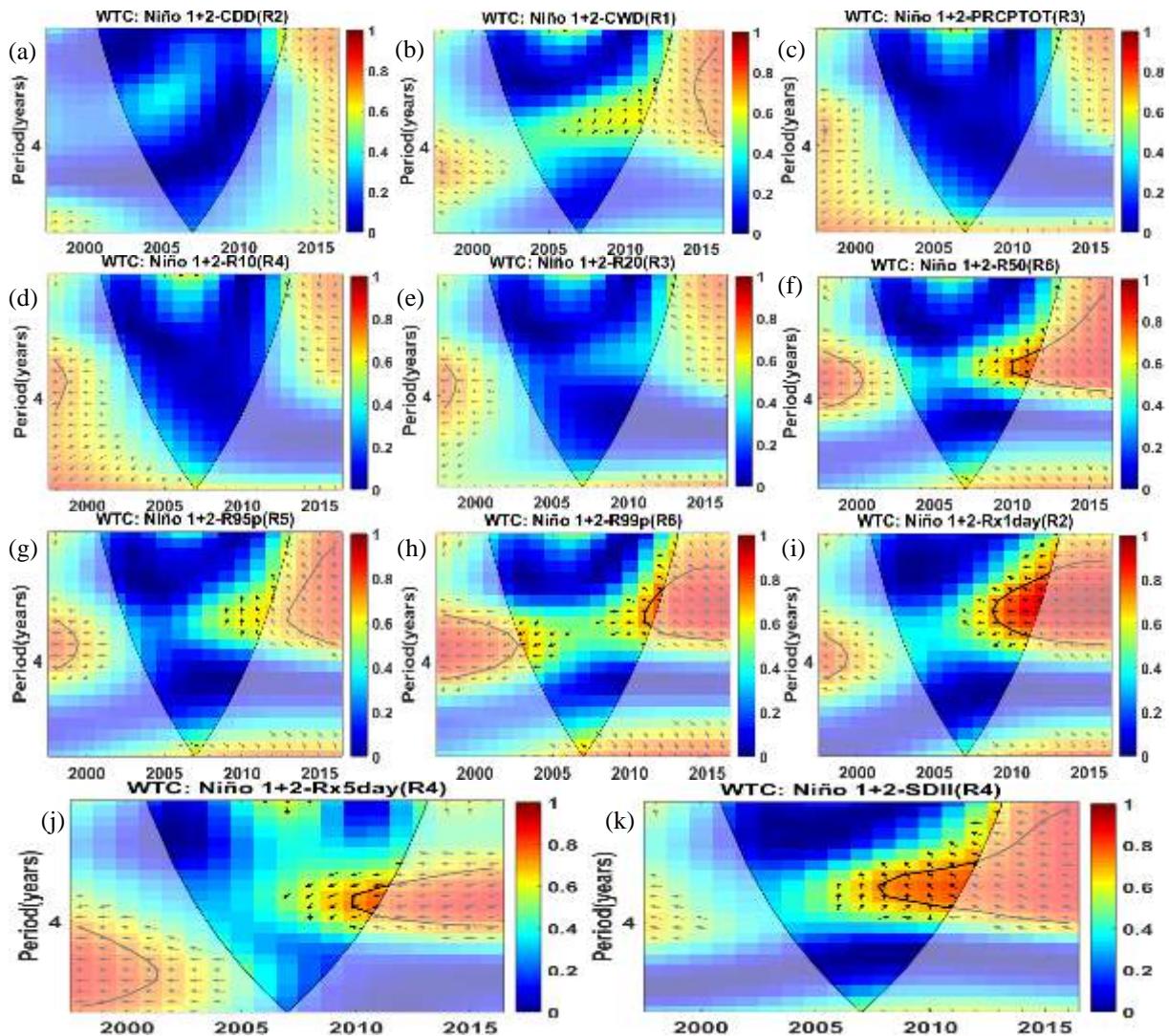
Os índices CDD, CWD, PRCPTOT, R10, Rx1day e Rx5day não apresentam periodicidade significante ao nível de 5% com o índice Niño 1+2, nas áreas mais propícias a chuvas no NEB, Figuras 144(a,b,c,d,1,j). Os índices R20, R50, R95p e SDII apresentam periodicidade, na escala de 4 anos, e os índices R20, R50, R95p e SDII defasados 45° do Niño 1+2 que responde a 1/8 do período, Figuras 144(e,f,g,h,k).

Figura 144- Espectro da coerência wavelet do Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB



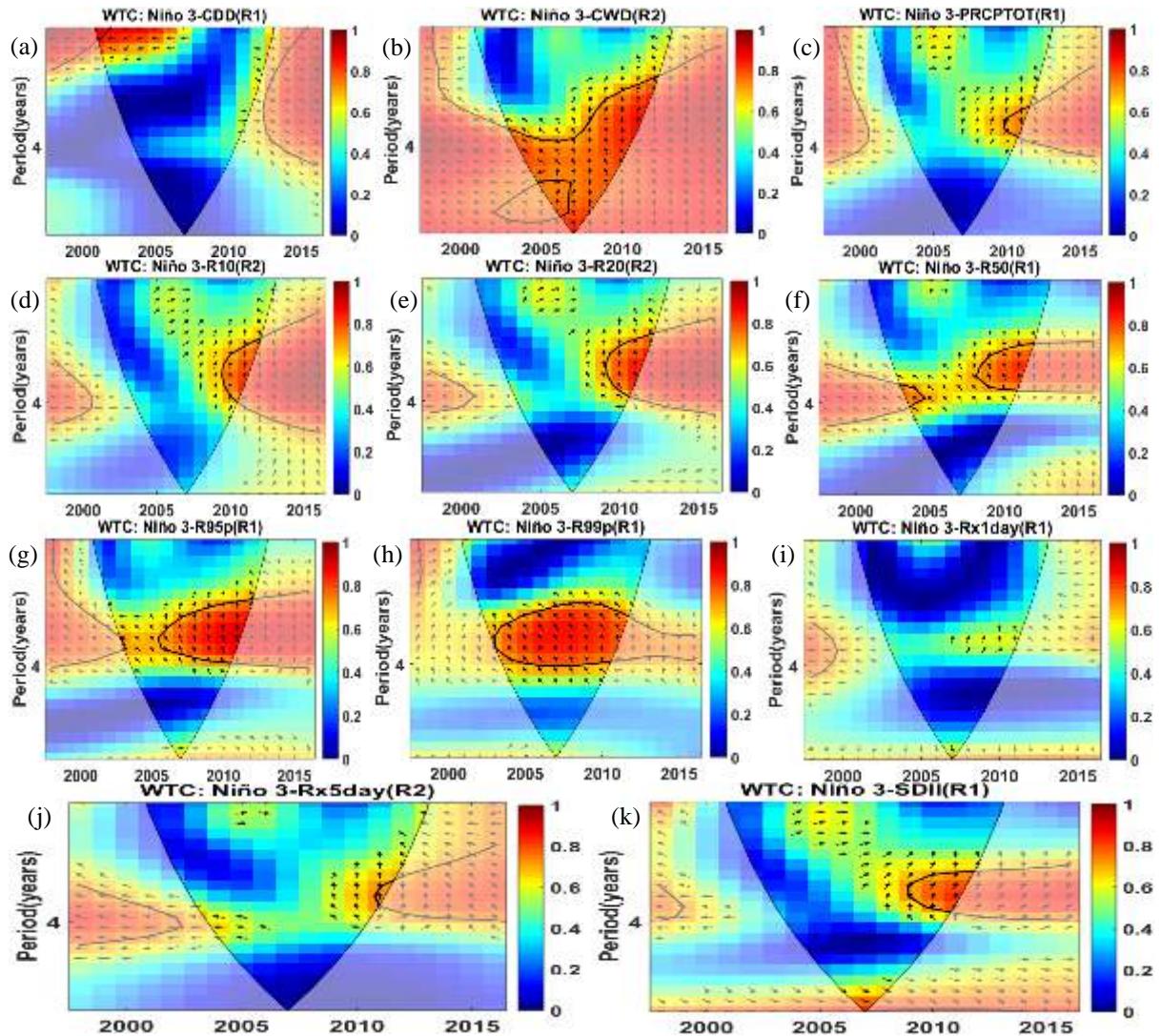
Nas regiões homogêneas mais propícias a secas, no NEB, a coerência da wavelet mostra que os índices CDD, CWD, PRCPTOT, R10, R20 e R95p não apresentam periodicidade significante, ao nível de 5%, com o índice Niño 1+2 , Figuras 145(a,b,c,d,e,g). O índice R50 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2010 a 2012, e o R50 defasado 90° do Niño 1+2 e o R50 responde a ¼ do período, Figura 145(f). Os índices R99p, Rx1day e Rx5day apresentam periodicidade de 4 anos, e os índices R99p, Rx1day e Rx5day em fase opostas ao Niño 1+2, Figuras 145(h,i,j). O SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, e o Niño 1+2 avança 135° do SDII que responde a 3/8 do período, Figura 145(k).

Figura 145- Espectro da coerência wavelet do Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB



A coerência da wavelet mostra que o índice Niño 3 não impacta os índices CDD, Rx1day e Rx5day, nas regiões homogêneas mais propícias a chuvas no NEB, Figuras 146(a,i,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 a 8 anos, em 2004-2011, apresentando mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 146(b). Os índices PRCPTOT, R10, R20, R50 e R95p apresentam periodicidade de 4 anos, e encontram defasados 90° do Niño 3 e os índices PRCPTOT, R10, R20, R50 e R95p respondem a 1/4 do período, Figuras 146(c,d,e,f,g). O índice R99p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2012, e o Niño 3 avança 135° do R99p que responde a 3/8 do período, Figura 146(h). O SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2012, defasado 45° do Niño 3 e o SDII responde a 1/8 do período, Figura 146(k).

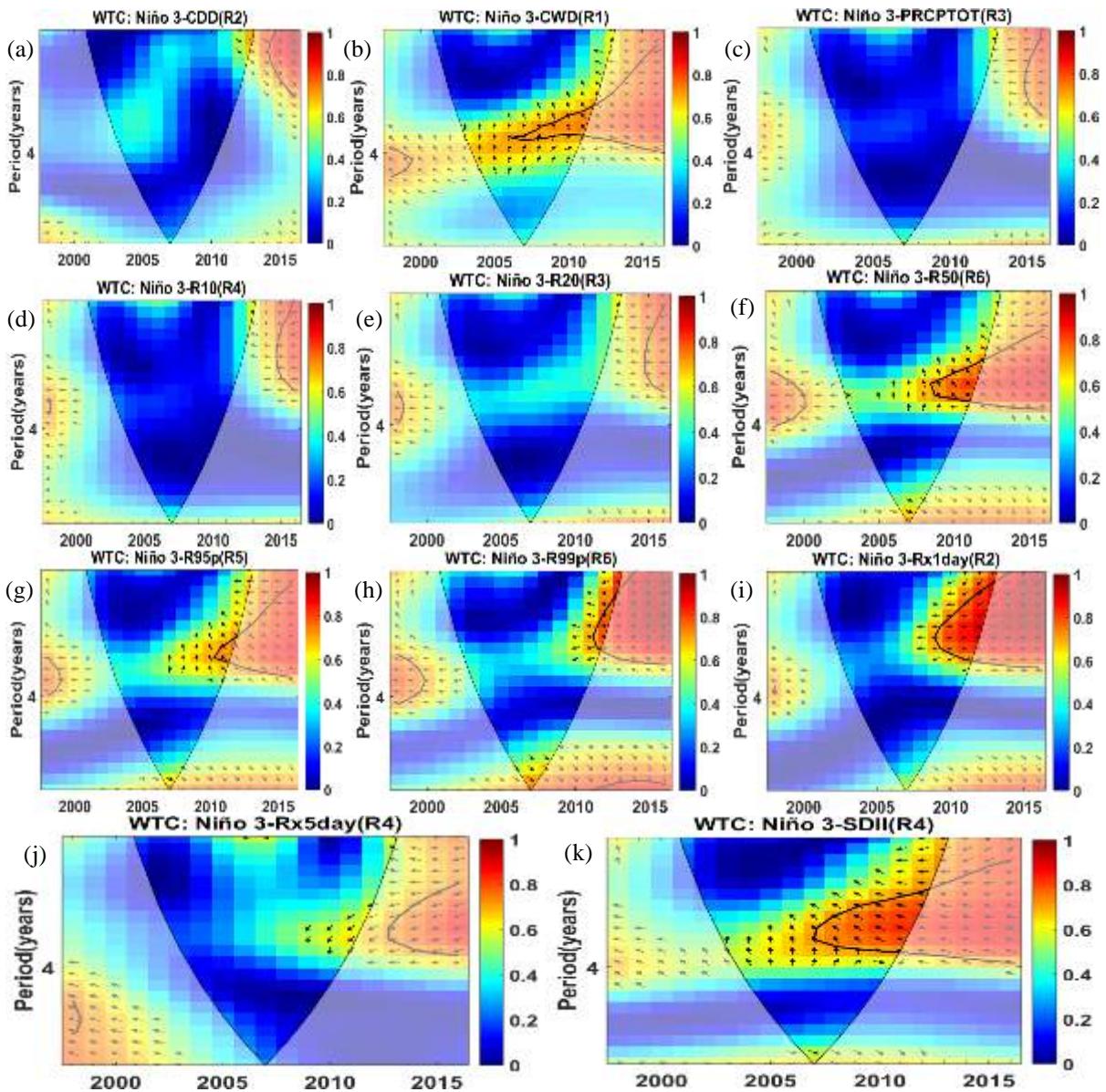
Figura 146- Espectro da coerência wavelet do Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB



O índice Niño 3 não impacta os índices CDD, PRCPTOT, R10, R20 e Rx5day, nas regiões homogêneas mais vulneráveis a seca, Figuras 147(a,c,d,e,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2006-2011, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 147(b). O índice R50 apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2011, com o Niño 3 avançado 135° do R50 que responde a 3/8 do período, Figura 147(f). O índice R95p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2010-2012, com o Niño 3 avançado 135° do R95p que responde a 3/8 do período, Figura 147(g). O índice R99p apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010-2011, com o Niño 3 e R99p em fase opostas, Figura 147(h). O índice Rx1day apresenta periodicidade de 2 anos, em 2009-2012, com o Niño 3 e Rx1day em fase opostas, Figura

147(i). O SDII apresenta periodicidade de 3 anos, em 2007-2012, com o Niño 3 avançado 135° do SDII que responde a 3/8 do período, Figura 147(k).

Figura 147- Espectro da coerência wavelet do Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB

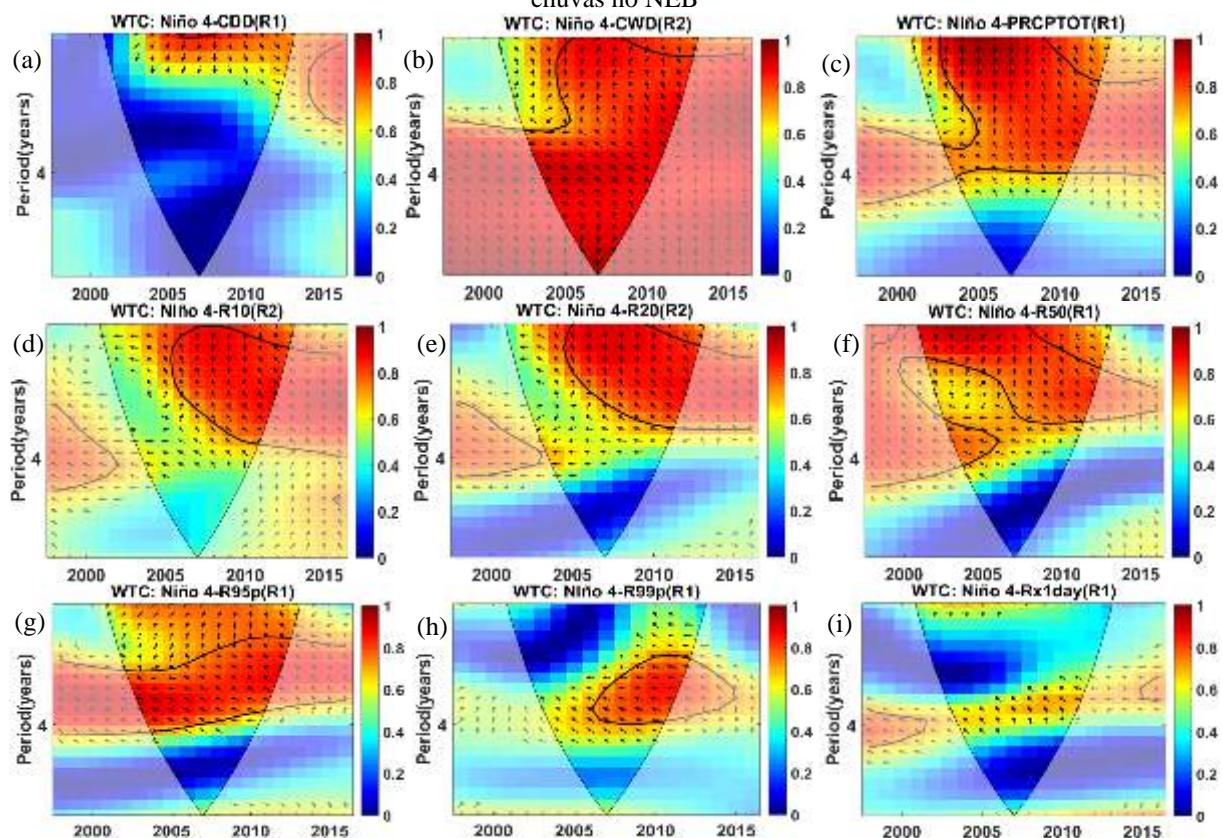


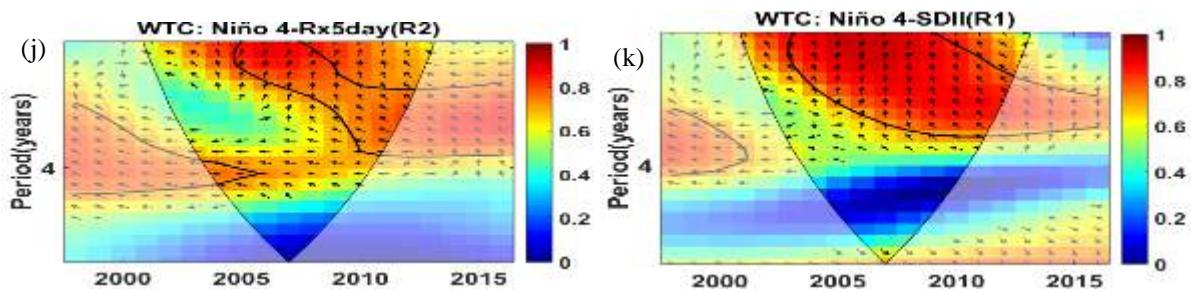
Nas regiões homogêneas propícias a episódios de chuvas, o índice Niño 4 não impacta o CDD e Rx1day, Figuras 148(a,i). O índice CWD apresenta periodicidade de 2 a 8 anos, abrangendo todo o período analisado, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 148(b). O índice PRCPTOT apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2004-2012, e o PRCPTOT responde a 1/4 do período e está defasado 90° do Niño 4, Figura 148(c). O índice R10 apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2006-2012, no inicio do período o índice R10

responde a $\frac{1}{4}$ do período e está defasado 90° do Niño 4, e a partir de 2009, o Niño 4 avança 135° do R10 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 148(d). O índice R20 apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2005-2012, no inicio do período o índice R20 responde a $\frac{1}{4}$ do período e está defasado 90° do Niño 4, e a partir de 2009, o Niño 4 avança 135° do R20 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 148(e). O índice R50 apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2001-2012, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 148(f). O índice R95p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2003-2012, e o Niño 4 avança 135° do R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 148(g). O índice R99p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2006-2012, com o Niño 4 e R99p em fase opostas, Figura 148(h). O índice Rx5day apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2005-2012, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 148(j). O SDII apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 2003-2012, com o SDII respondendo a $\frac{1}{4}$ do período e defasado 90° do Niño 4, Figura 148(k).

Figura 148- Espectro da coerência wavelet do Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b),

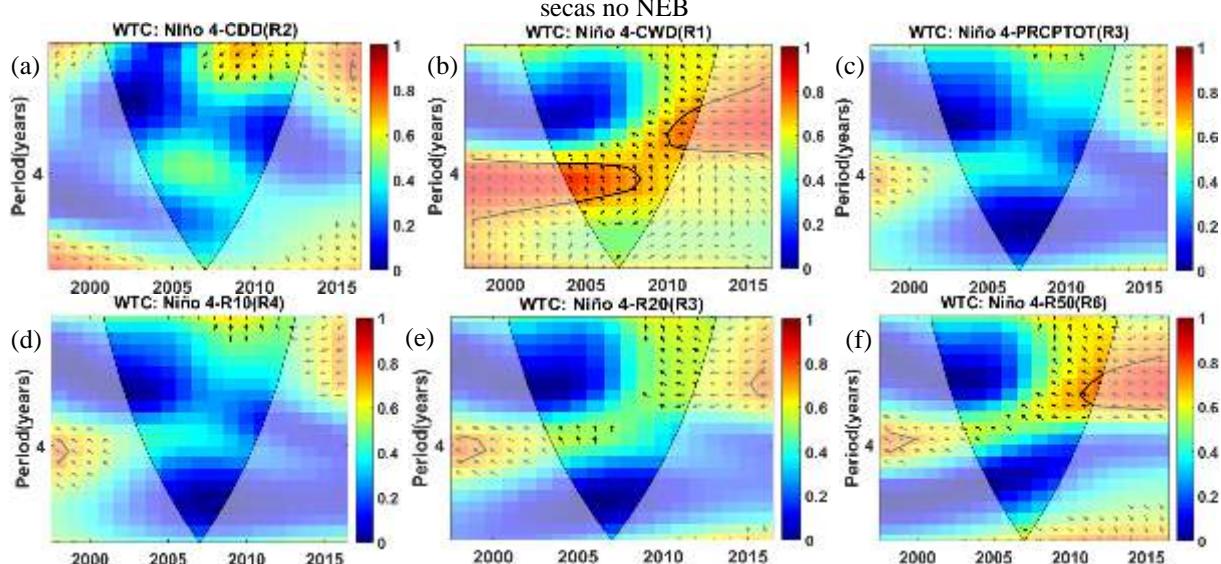
PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB

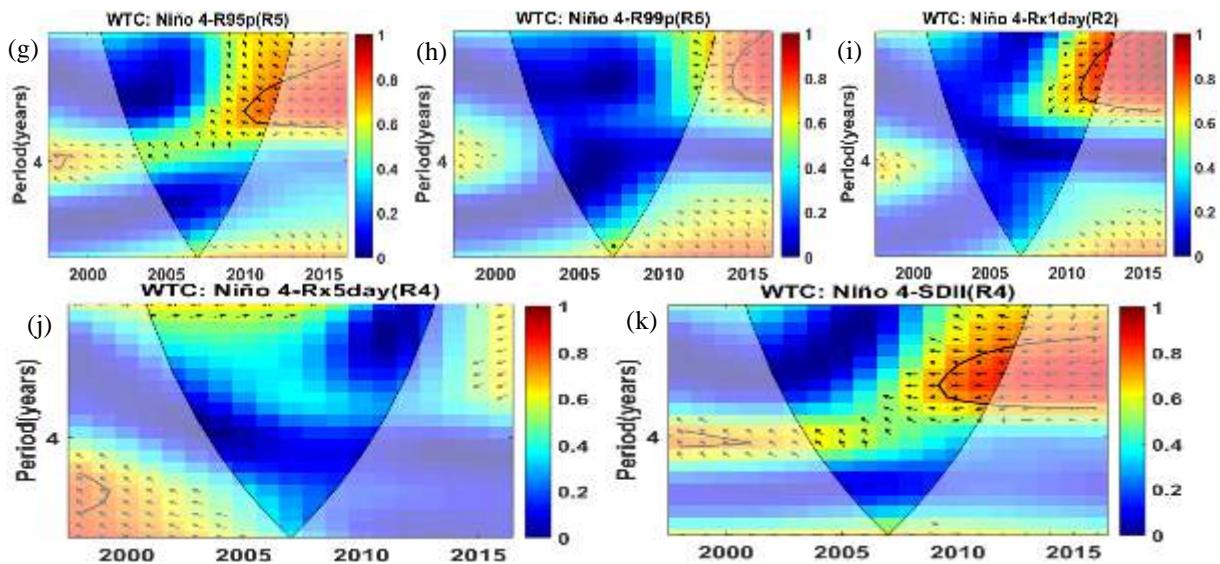




Nas regiões homogêneas mais propícias a secas, o índice Niño 4 não impacta os índices CDD, PRCPTOT, R10, R20, R99p e Rx5day, Figuras 149(a,c,d,e,h,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 3 anos, em 2010-2012, com o Niño 4 e CWD em fase opostas; e periodicidade de 4 anos, em 2004-2008, e o Niño 4 avança 135° do CWD que responde a 3/8 do período, Figura 149(b). O índice R50 apresenta periodicidade de 3 anos, em 2011-2013, com o R50 e Niño 4 em fase opostas, Figura 149(f). O índice R95p apresenta periodicidade de 3 anos, em 2010-2012, com o Niño 4 e R95p em fase opostas, Figura 149(g). O índice Rx1day apresenta periodicidade de 3 anos, em 2011-2013, e o Rx1day avança 135° do Niño 4 que responde a 3/8 do período, Figura 149(i). O SDII apresenta periodicidade de 3 anos, em 2009-2012, e o Niño 4 e SDII em fase opostas, Figura 149(k).

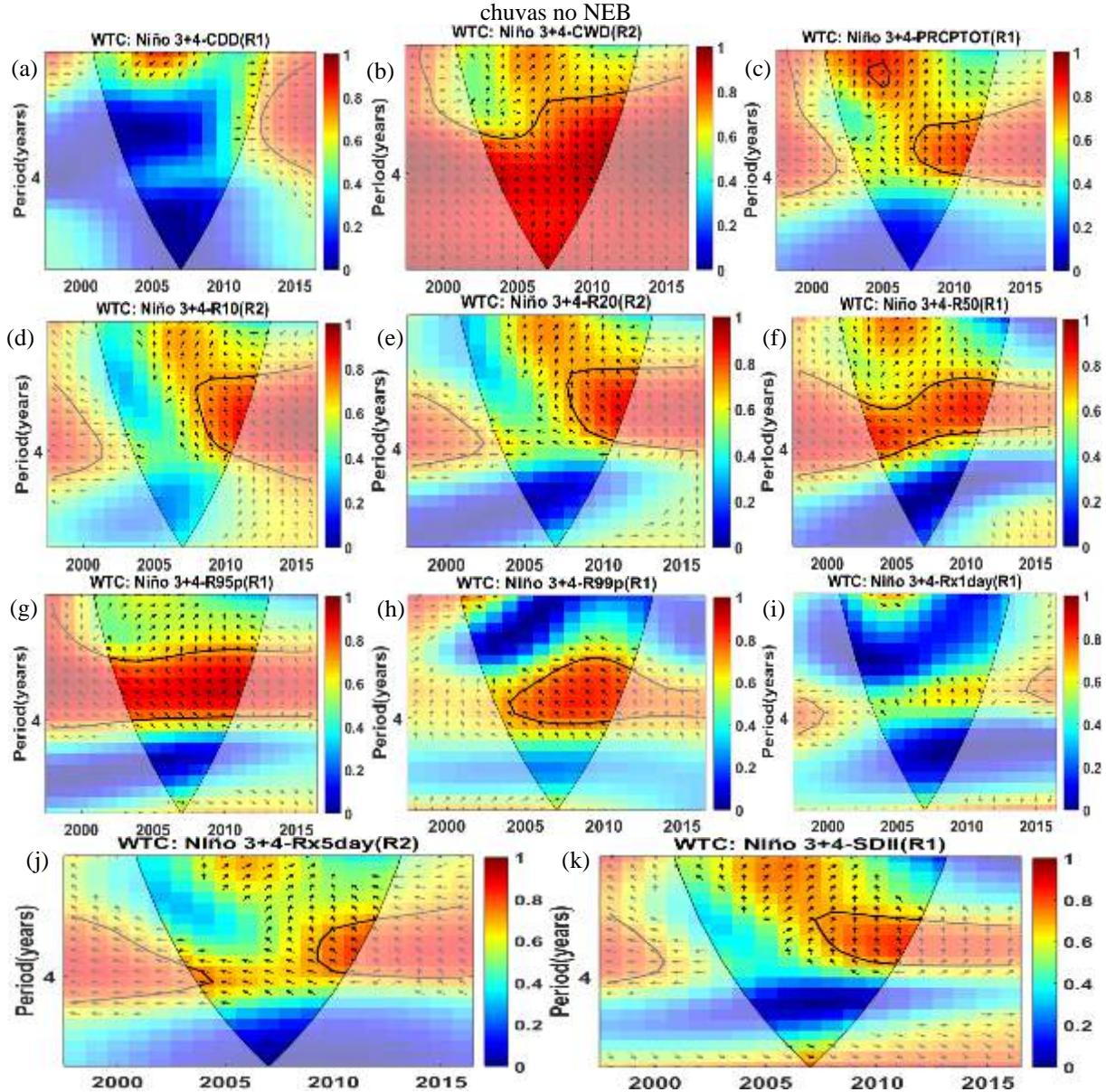
Figura 149- Espectro da coerência wavelet do Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB





Nas regiões homogêneas mais propícias a chuvas no NEB, o índice Niño 3+4 não impacta os índices CDD e Rx1day, Figuras 150(a,i). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 a 8 anos, em 2003-2012, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 150(b). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2007-2011, o CWD responde a $\frac{1}{4}$ do período e encontra-se defasado 90° do Niño 3+4, Figura 150(c). Os índices R10 e R20 apresentam periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, com o Niño 3+4 avançado 135° dos índices R10 e R20 que respondem a $\frac{3}{8}$ do período, Figuras 150(d,e). Os índices R50 e R95p apresentam periodicidade de 4 anos, em 2003-2012, com o Niño 3+4 avançado 135° dos índices R50 e R95p que respondem a $\frac{3}{8}$ do período, Figuras 150(f,g). O índice R99p apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2011, e o Niño 3+4 avança 135° do R99p que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 150(h). O Rx5day apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2011, com o Niño 3+4 avançado 135° do Rx5day que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 150(j). O SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2007-2011, e o SDII responde a $\frac{1}{4}$ do período e encontra-se defasado 90° do Niño 3+4, Figura 150(k).

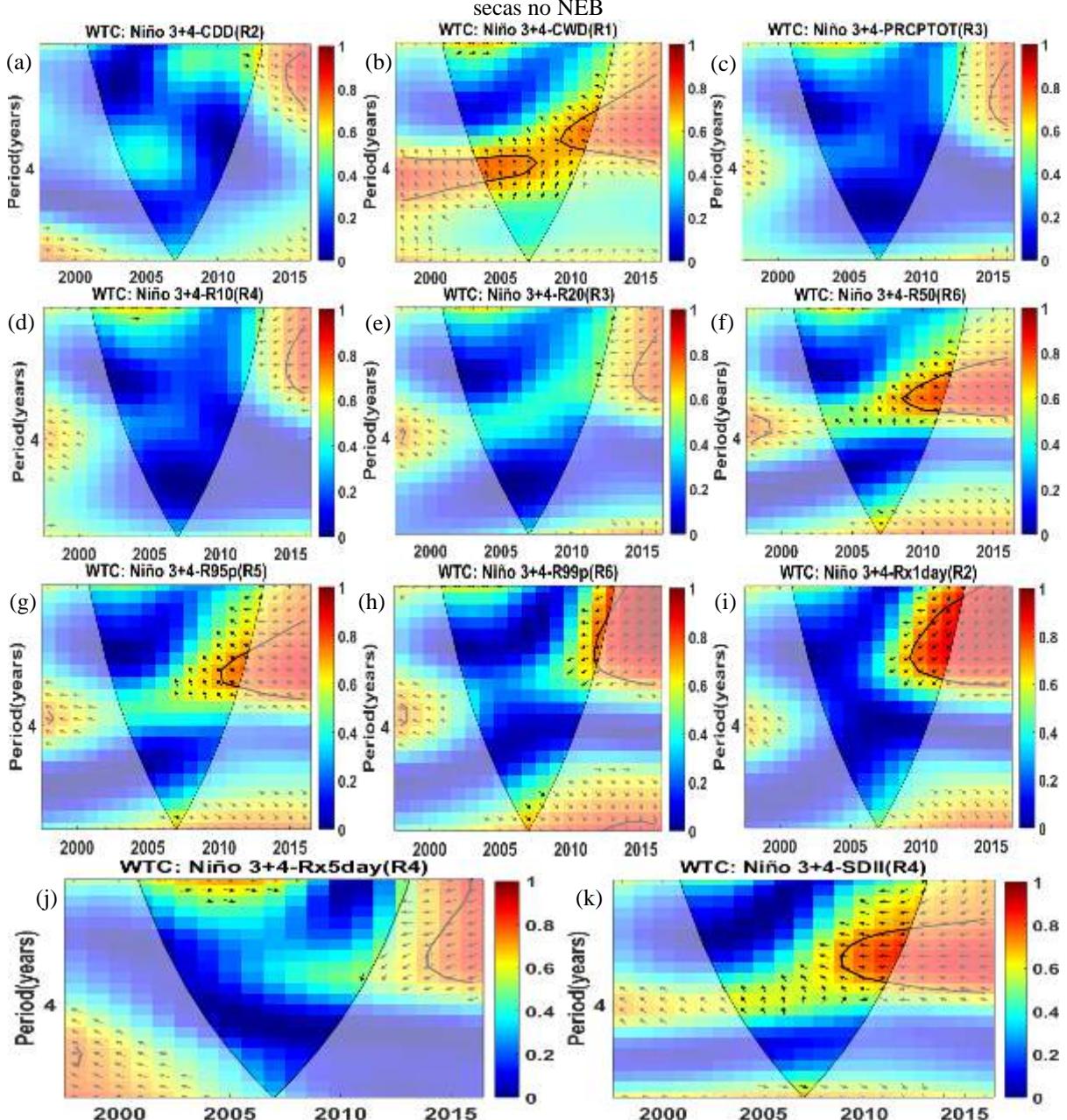
Figura 150- Espectro da coerência wavelet do Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB



Nas regiões homogêneas mais vulneráveis a secas, o índice Niño 3+4 não impacta o CDD, PRCPTOT, R10, R20 e Rx5day, Figuras 151(a,c,d,e,j). O índice CWD apresenta periodicidade de 4 anos, em 2004-2007, e o CWD responde a $\frac{1}{4}$ do período, e encontra-se defasado 90° do Niño 3+4; e periodicidade de 3 anos, em 2009-2011, com o Niño 3+4 avançado 135° do CWD que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 151(b). O índice R50 apresenta periodicidade de 3 anos, em 2009-2011, com o Niño 3+4 avançado 135° do R50 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 151(f). O R95p apresenta periodicidade de 3 anos, em 2010-2012, com o Niño 3+4 avançado 135° do R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período, Figura 151(g). O R99p apresenta periodicidade de 3 anos, em 2012-2013, com o Niño 3+4 e R99p

em fase opostas, Figura 151(h). O índice Rx1day apresenta periodicidade de 3 anos, em 2009-2012, com o Rx1day avançado 135° do Niño 3+4 que responde a 3/8 do período, Figura 151(i). O SDII apresenta periodicidade de 4 anos, em 2009-2012, com o Niño 3+4 e SDII em fase opostas, Figura 151(k).

Figura 151- Espectro da coerência wavelet do Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), provenientes da precipitação diária do satélite TRMM 3B42, 1998 a 2016, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB



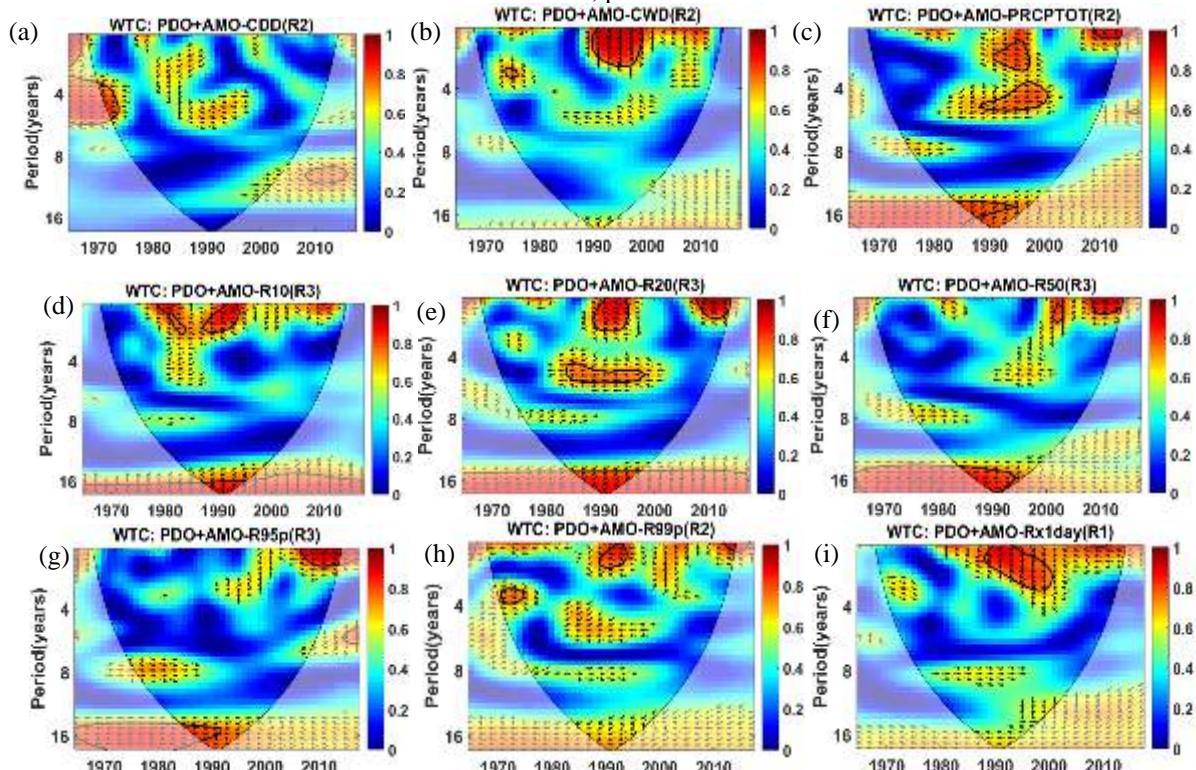
4.11 Análise da coerência da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados de dados diários de precipitação observada

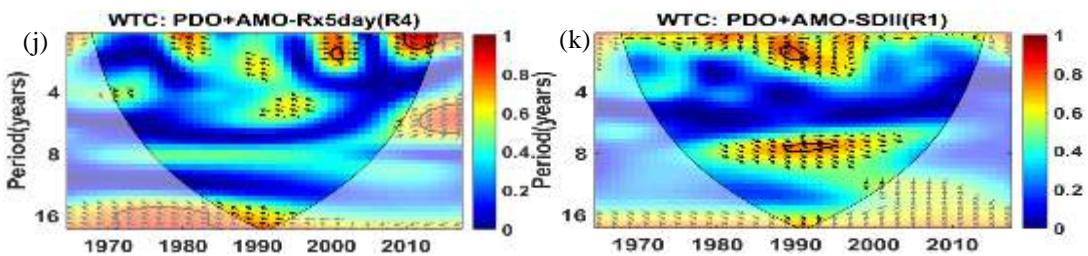
Nesta seção é apresentada a análise da coerência da wavelet dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária observada com a PDO+AMO, MEI, NAO, SOI, ONI, QBO, PNA, TNAI, TSAI, Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3+4, ENSO, AAO e LOTI. Na análise da Transformada da coerência da wavelet considera-se as regiões homogêneas que apresentam elevada variabilidade dos totais pluviométricos, considerando as áreas mais chuvosas e a mais seca dos índices de extremos climáticos derivados da precipitação e o acoplamento físico dos índices de teleconexões. As regiões com maior abrangência de períodos chuvosos é a R2 dos índices CDD, CWD, PRCPTOT e R99p, e a região R3 dos índices R10, R20, R50 e R95p, e a região R1 dos índices Rx1day e SDII e a região R4 do índice Rx5day. As regiões que compreendem as áreas com maior frequência de estiagem e menor intensidade de chuvas são as regiões R1 dos índices CDD, CWD, R95p, R99p e Rx5day, e a região R2 dos índices R20, R50 e Rx1day, e a região R3 do SDII, e a região R4 do índice PRCPTOT.

Na região R2, área com menor frequência de períodos de estiagem, Figura 152(a), a PDO+AMO e o CDD apresentam pouca influência nos períodos de estiagem. Na região R2 do índice CWD, área com maior duração de períodos chuvosos, Figura 152(b), observa-se periodicidade de 2 anos, de 1990-2000, com o índice CWD defasado 90° da PDO+AMO, ou seja, após a PDO+AMO passar pelo máximo de 1/4 de 2 anos (6 meses), o índice CWD estará no máximo. A região R2 do índice PRCPTOT, área mais chuvosa do NEB, Figura 152(c), apresenta periodicidade, na escala de aproximadamente 2 a 4 anos, de 1990-1997 e 2008 a 2013, os ângulos de fase indicam que a PDO+AMO estão avançadas 135° da PRCPTOT e a PRCPTOT responde a 2,6 anos do período, verifica-se também periodicidade, na escala de 16 anos, de 1988-2003 e de 1985-1995, com a PRCPTOT avançada 135° da PDO+AMO. A região R3 do índice R10, área com maior intensidade de precipitação, Figura 152(d), apresenta periodicidade de 2 anos, de 1976-1984 e de 1985-1993, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R10, ou seja, após a PDO+AMO passar pelo máximo, depois de 3 anos o índice R10 estará no máximo, verifica-se também periodicidade de 16 anos, em 1988-1995, com o índice R10 avançado 135° da PDO+AMO, após o índice R10 passar pelo máximo 3/8 de 7 anos (2,6 anos), depois a PDO+AMO estará no máximo. O índice R20, Figura 152(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-1995 e 2005-2010, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R20 que responde a 3/8 do período, e periodicidade de 4

anos, em 1985-2000, com a PDO+AMO e o índice R20 em fases opostas, e periodicidade de 16 anos, em 1985-1998, com o índice R20 avançado 135° da PDO+AMO que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 152(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2004, com a PDO+AMO e o índice R50 em fase completamente opostas. O índice R95p, Figura 152(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1997-2012, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R95p, e periodicidade de 16 anos, em 1985-1992, com o índice R95p avançado 135° da PDO+AMO que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 152(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2000, com a PDO+AMO e o índice R99p completamente em fase opostas, e periodicidade de 4 anos, em 1973-1975, com o índice R99p avançado 45° da PDO+AMO que responde a $1/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 152(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-2000, com o índice Rx1day defasado 90° da PDO+AMO, e o índice Rx1day responde a $1/4$ do período. O índice Rx5day, Figura 152(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2012, com a PDO+AMO avançada 135° do índice Rx5day que responde a $3/8$ do período. O SDII, Figura 152(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com a PDO+AMO avançada 135° do SDII que responde a $3/8$ do período, e periodicidade de 8 anos, de 1988-1995, com o SDII avançado 45° da PDO+AMO que responde a $1/8$ do período. A PDO+AMO apresentam elevada variabilidade espaço-temporal, em diferentes escalas interanuais, com influência semelhante ao ENSO.

Figura 152- Espectro da coerência wavelet da PDO+AMO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

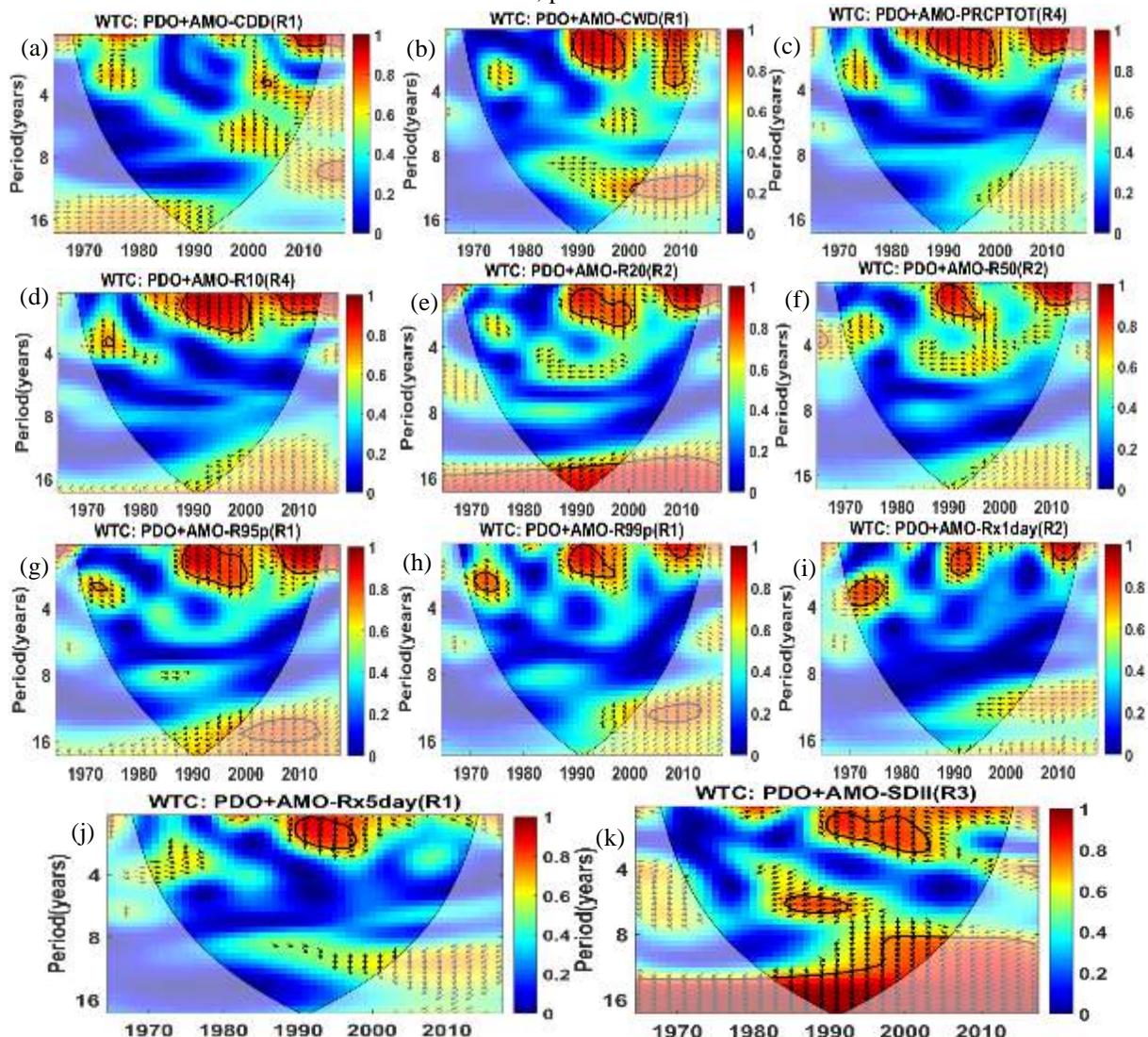




Na região R1 do índice CDD, área mais suscetível a períodos de estiagem, durante a atuação da PDO+AMO apresenta periodicidade de 2 anos, ao nível de 95% de confiabilidade, de 2010-2015, os vetores de fase indicam que o índice CDD está avançado aproximadamente 6 meses em relação a PDO+AMO, Figura 153(a). A região R1 do índice CWD, abrange parte do semiárido brasileiro, Figura 153(b), apresenta periodicidade, na escala de 2 a 4 anos, de 1988-1998, com os ângulos de fase indicando que a PDO+AMO está defasada 2,5 anos do índice CWD, e periodicidade de 4 anos de 2006-2012, com a PDO+AMO e o CWD em fases opostas. A região R4 da PRCPTOT, área que abrange parte do semiárido, Figura 153(c), observa-se periodicidade, na escala de 2 anos, de 2008-2016, com a PDO+AMO avançada 135° da PRCPTOT, ou seja, a PRCPTOT passa pelo máximo 3 anos, depois da PDO+AMO está no máximo. O índice R10, Figura 153(d), apresenta periodicidade de 2 anos, de 1985-2000, com o índice R10 defasado 90° da PDO+AMO e o R10 correspondendo a $\frac{1}{4}$ do período, e periodicidade de 2 anos de 2005-2010, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R10 que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice R20, Figura 153(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-2002 e 2008 a 2012, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R20 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e periodicidade de 16 anos, de 1985-2000, com o índice R20 avançado 135° da PDO+AMO que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice R50, Figura 153(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-1995 e 2005-2012, com a PDO+AMO avançada 135° do índice R50 que responde a $\frac{3}{8}$ do período. Os índices R95p e R99p, Figuras 153(g, h), apresentam configuração semelhante ao índice R50. O índice Rx1day, Figura 153(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1970-1980, com o índice Rx1day avançado 45° da PDO+AMO que responde a $\frac{1}{8}$ do período, observa-se também periodicidade de 2 anos em 1990-1995, com a PDO+AMO e o índice Rx1day em fases completamente opostas, e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o índice Rx1day defasado 90° da PDO+AMO, que responde a $\frac{1}{4}$ do período. O índice Rx5day, Figura 153(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-2000, com o índice Rx5day defasado 90° da PDO+AMO que responde a $\frac{1}{4}$ do período. O SDII, Figura 153(k), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1990-2005, no início do período o SDII está defasado 225° da PDO+AMO com o

SDII respondendo a 3/8 do período, depois o SDII encontra-se defasado 90° da PDO+AMO que responde em 1/4 do período, observa-se também periodicidade significante na escala de 6 anos, em 1985-1992, com o SDII e a PDO+AMO em fases completamente opostas, e na escala de 8 a 16 anos, em 1980-2005, com o SDII avançado 90° da PDO+AMO que responde com 1/4 do período.

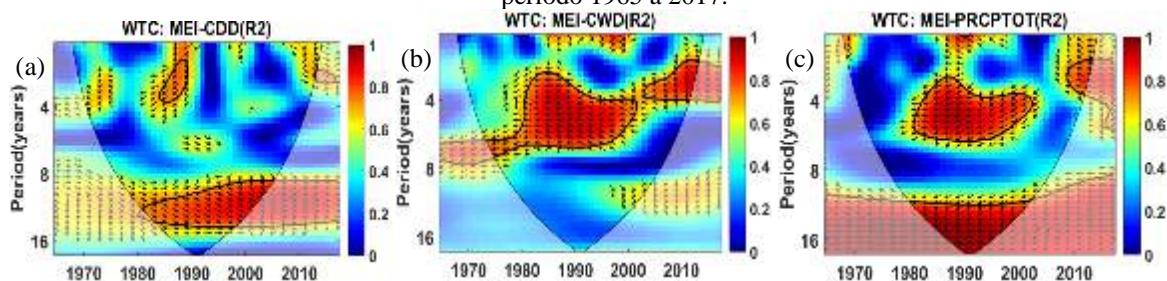
Figura 153- Espectro da coerência wavelet da PDO+AMO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

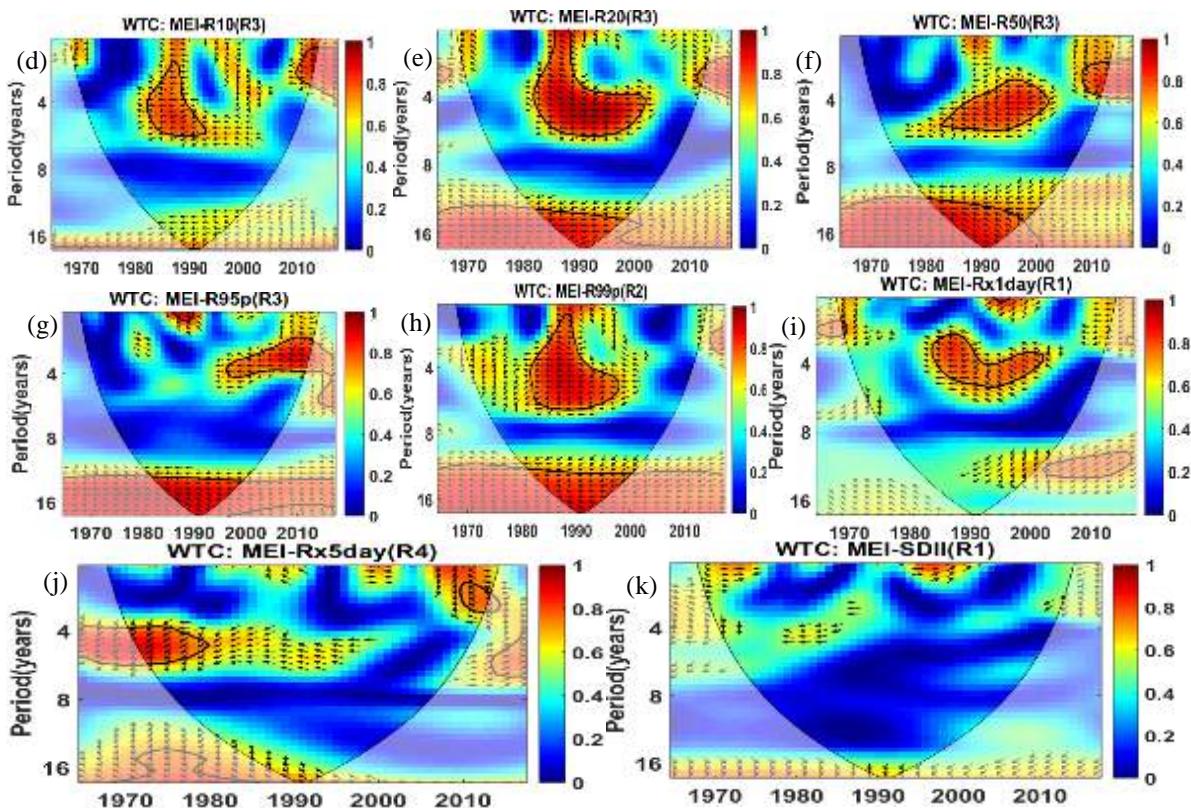


O índice CDD, Figura 154(a), apresenta periodicidade significante na escala de 2 a 4 anos, em 1985-1990, com o índice CDD avançado 135° do MEI que responde a 3/8 do período, e na escala de 8 a 16 anos, em 1980-2005, com o CDD avançado 45° do MEI que responde a 1/8 do período. O índice CWD, Figura 154(b), apresenta periodicidade na escala de 4 a 8 anos, com o índice CWD e o MEI completamente em fase opostas, observa-se

também periodicidade na escala de 2 a 4 anos, em 2005-2012, com o índice CWD defasado 225° do MEI e o CWD respondendo a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 154(c), apresenta periodicidade significante em diferentes escalas, na escala de 4 a 6 anos, de 1982-2002, com o PRCPTOT avançado 135° do MEI que responde a 3/8 do período, e na escala de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com a PRCPTOT e o MEI completamente em fases opostas, e periodicidade de 2 anos, em 2010 a 2012, com o MEI avançado 135° da PRCPTOT que responde a 3/8 do período. O índice R10, Figura 154(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1995, com o índice R10 e o MEI em fases opostas. O índice R20, Figura 154(e), apresenta periodicidade significante de 5%, na escala de 2 a 6 anos, em 1985-2005 e na escala de 16 anos, em 1985 a 1995, apresentando mudanças de fase com o MEI avançado 135° do índice R20 que responde a 3/8 do período, e também com vetores indicando que o índice R20 e o MEI encontram-se em fases opostas. O índice R50, Figura 154(f), apresenta periodicidade significante em diferentes escalas, na escala de 4 anos, em 1985-2005 e 2010-2012, e na escala de 16 anos, em 1980-1998, com vetores de fase indicando que o MEI está avançado 135° do índice R50 que responde com 3/8 do período. O índice R95p, Figura 154(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2000-2010, e periodicidade de 16 anos em 1980-2000, com o MEI avançado 135° do índice R95p que responde a 3/8 do período. O índice R99p, Figura 154(h), apresenta periodicidade de 2 a 6 anos, em 1985-1995, e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com diferenças de fase aleatórias, sendo identificada com maior frequência que a o índice R95p e o MEI encontram-se em fases opostas. O índice Rx1day, Figura 154(i), apresenta periodicidade significante, na escala de 4 anos, em 1985-2000, com o Rx1day e o MEI apresentando diferenças de fase aleatórias. O índice Rx5day, Figura 154(j), apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 1970-1980, com o índice Rx5day avançado 135° do MEI que responde a 3/8 do período. A WTC do SDII e o MEI, Figura 154(k), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%.

Figura 154- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

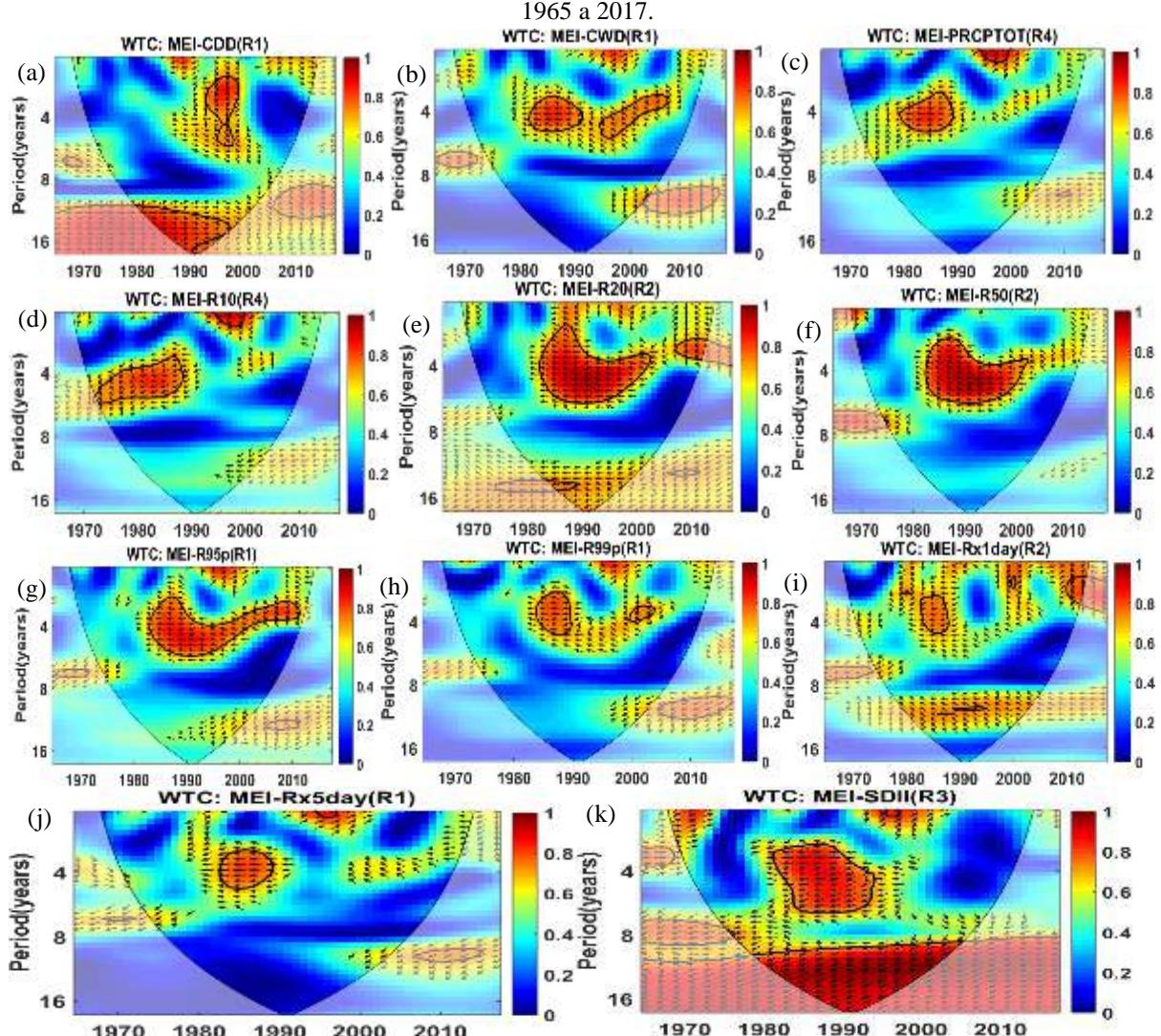




O índice CDD, Figura 155(a), apresenta periodicidade na escala de 2 a 6 anos, em 1992-2000, e na escala de 10 a 16 anos, em 1980-1998, com o CDD avançado 45° do MEI que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 155(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o MEI e o CWD em fases opostas, observa-se também, periodicidade de 4 anos, em 1995-2005, com o MEI avançado 135° do CWD que responde em $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 155(c), apresenta periodicidade significante de 4 anos, em 1980-1990, com o MEI e a PRCPTOT em fases opostas. O índice R10, Figura 155(d), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1970-1985, com o R10 avançado 135° do MEI que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 155(e), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2002, com o MEI e índice R20 em fases opostas, verifica-se também, periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, com o MEI avançado 135° do R20, que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 155(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2000, com o MEI e o R50 em fases opostas. O índice R95p, Figura 155(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2010, com diferenças aleatórias nos ângulos de fase, a partir de 1985-2000, o MEI e o índice R95p encontram-se em fases opostas, em seguida o MEI avança 135° do índice R95p que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 155(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1991 com o MEI e o R99p em fases opostas, e periodicidade de 4 anos, em 1999-2002, com o MEI avançado 135° do R99p que

responde a 3/8 do período. O índice Rx1day, Figura 155(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1988, com o MEI e o Rx1day em fases opostas, e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o Rx1day defasado 45° do MEI e o Rx1day respondendo a 1/8 do período. O índice Rx5day, Figura 155(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o MEI e o Rx5day em fases opostas. O SDII, Figura 155(k), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1981-1991, com o MEI e o SDII em fases opostas, e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2005, com o SDII avançado 135° do MEI que responde a 3/8 do período.

Figura 155- Espectro da coerência wavelet do MEI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

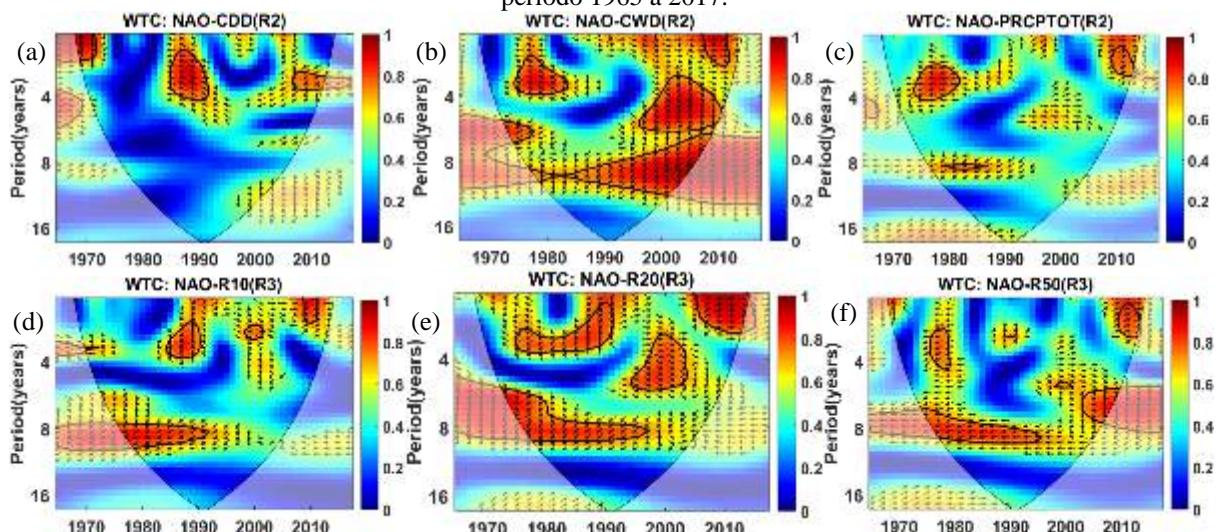


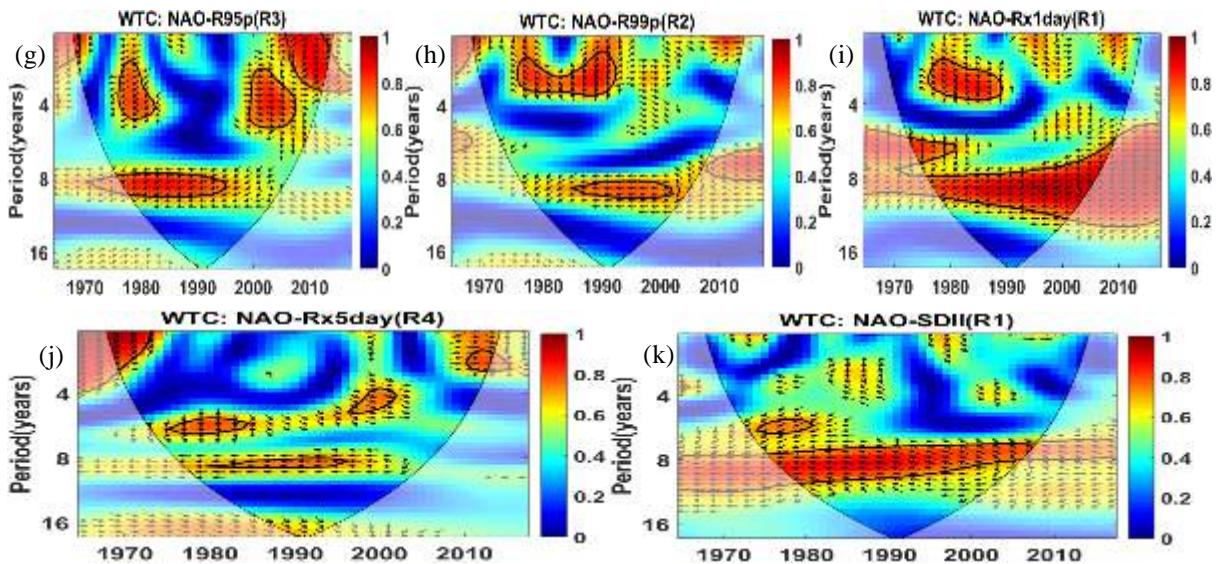
O índice CDD, Figura 156(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1972, com o CDD defasado 45° da NAO e o CDD respondendo a 1/8 do período, verifica-se também periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o CDD avançado 135° da NAO que responde a

3/8 do período, e periodicidade de 3 anos, em 2007-2010, com o CDD avançado 135° da NAO que responde a 3/8 período. O índice CWD, Figura 156(b), apresenta periodicidade significante em diferentes escalas, na escala de 4 anos, em 1977-1983, com a NAO avançada 135° do CWD que responde a 3/8 do período, também verifica-se periodicidade na escala de 2 anos, em 1998-2010, com a NAO e o CWD em fase, e periodicidade na escala de 4 a 6 anos, com o CWD avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período, e periodicidade na escala de 6 anos, em 1975-1977, e na escala de 8 anos, em 1985-2010, com o CWD avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 156(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1975-1982, com a NAO e a PRCPTOT em fases opostas, e periodicidade de 2 anos, em 2008-2010, com a PRCPTOT defasada 45° da NAO e a PRCPTOT responde a 1/8 do período. O índice R10, Figura 156(d), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 4 anos, em 1985-1990, com o R10 defasado 90° da NAO e o R10 responde a 1/4 do período, na escala de 2 anos, em 2008 a 2010, com o R10 defasado 45° da NAO e o R10 responde a 1/8 do período, e na escala de 8 anos, em 1975-1990, com o R10 avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice R20, Figura 156(e), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1975-1990, com vetores indicando que a NAO está avançada 135° do índice R20 que corresponde a 3/8 do período, e a partir de 1980 o índice R20 encontra-se defasado 90° da NAO com o índice R20 correspondendo a 1/4 do período; na escala de 2 anos, em 2005-2012, com a NAO e o R20 em fase; na escala de 4 anos, em 1995-2003, com o R20 avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e na escala de 4 a 8 anos, em 1975-1997, com o R20 avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice R50, Figura 156(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1978 a 1982, com o R50 avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período; na escala de 2 anos, em 2010-2012, com o índice R50 defasado 45° da NAO e o R50 corresponde a 1/8 do período; na escala de 8 anos, em 1975-1998, com o índice R50 avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período, a partir de 1985 a NAO e o R50 encontram-se em fases opostas; e na escala de 6 anos, em 2005-2010, com o R50 avançado 90° da NAO que responde a 1/4 do período. O índice R95p, Figura 156(g), apresenta periodicidade na escala de 4 anos, em 1980-1985, com o índice R95p avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período; na escala de 4 anos, em 1998-2008, com o índice R95p avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e na escala de 2 anos, em 2008-2012, com o R95p defasado 45° da NAO e o R95p respondendo a 1/8 do período; e na escala de 8 anos, em 1975-1995, com a NAO e o R95p em fases opostas. O índice R99p, Figura 156(h), apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 1978-1995, apresentando diferenças de fase com a NAO avançada 135°

do R99p que responde a 3/8 do período e a partir de 1985 o índice R99p encontra-se defasada 90° da NAO e o índice R99p respondendo a 1/4 do período; e na escala de 8 anos, de 1985-2003, com a NAO e o índice R99p em fases opostas. O índice Rx1day, Figura 156(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1978-1990, com a NAO avançada 135° do Rx1day que responde a 3/8 do período, e a partir de 1985, o índice Rx1day encontra-se defasado 90° da NAO e o Rx1day respondendo a 1/4 do período; na escala de 6 anos, em 1975-1985, com o Rx1day avançado 90° da NAO que responde a 1/4 do período, e na escala de 8 anos, em 1980-2010, observa-se diferenças aleatórias na fase com a NAO e o Rx1day em fases opostas e com o Rx1day avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day, Figura 156(j), apresenta periodicidade significante em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1970-1975, com o Rx5day defasado 45° da NAO, e o Rx5day responde a 1/8 do período; na escala de 2 anos, em 2010-2012, com a NAO e o Rx5day em fase; na escala de 6 anos, em 1975-1985, com o Rx5day avançado 90° da NAO que responde a 1/4 do período; na escala de 4 anos, em 1998-2002, com o Rx5day avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e na escala de 8 anos, em 1980-1995, com a NAO e o Rx5day em fases opostas. O SDII, Figura 156(k), apresenta periodicidade de 6 anos, em 1975-1982, com o SDII avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período; e na escala de 8 a 10 anos, em 1975-2008, com a NAO avançada 135° do SDII que responde a 3/8 do período. A variabilidade dos índices de extremos climáticos com a NAO apresenta coerência variando de 0,7 a 1, indicando características específicas nos diferentes índices climáticos e influência da NAO na intensidade e na frequência da precipitação.

Figura 156- Espectro da coerência wavelet da NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

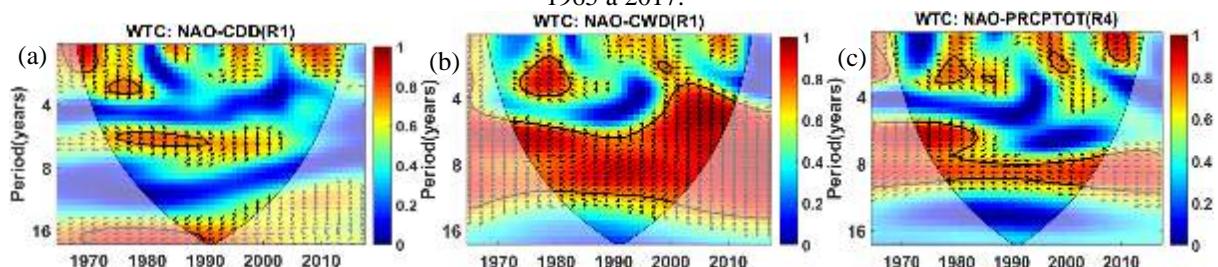


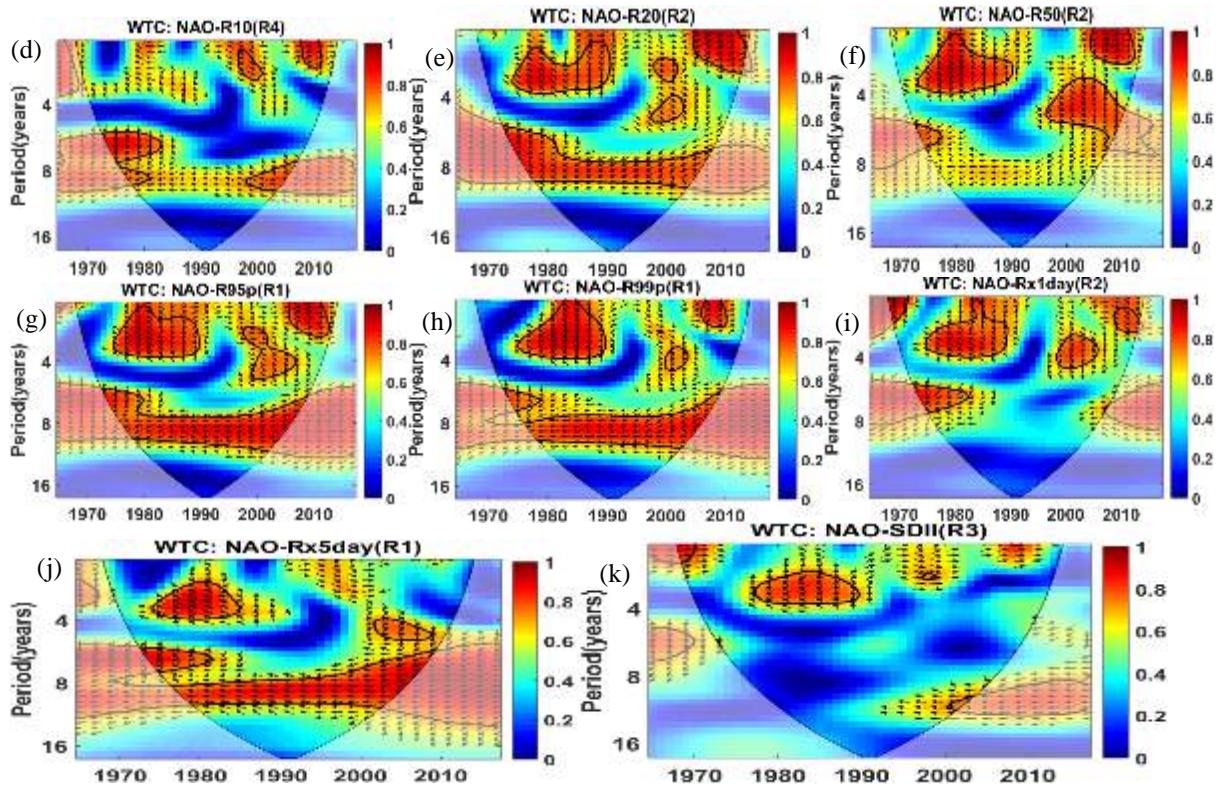


O índice CDD, Figura 157(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1972, com o CDD avançado 135° da NAO que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 2 anos, em 1975-1980, com o CDD avançado 90° da NAO que responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 6 anos, em 1975-1990, com a NAO avançada 135° do CDD que responde a $3/8$ do período. O índice CWD, Figura 157(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1978-1982, com a NAO avançada 135° do CWD que responde a $3/8$ do período; também observa-se periodicidade na escala de 5 a 13 anos, em 1975-2010, com o CWD avançado 135° da NAO que responde a $3/8$ do período, e a partir de 2005, o CWD encontra-se avançado 90° da NAO que responde a $1/4$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 157(c), apresenta periodicidade de 6 a 10 anos, em 1975-2008, com mudanças aleatórias no vetores de fase. O índice R10, Figura 157(d), apresenta periodicidade de 6 a 8 anos, em 1972-1982, com o R2 avançado 90° da NAO que responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 8 anos, em 1998-2008, com mudanças aleatórias no vetores de fase. O índice R20, Figura 157(e), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1978-1990, com a NAO avançada 135° do índice R20 que responde a $3/8$ do período; e na escala de 2 anos, em 2005-2012, com o R20 defasado 45° da NAO e o R20 responde a $1/8$ do período; e na escala de 6 a 8 anos, em 1972-2008, com o R20 avançado 135° da NAO que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 157(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1990, com a NAO avançada 135° do índice R50 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1985, o índice R50 encontra-se defasado 90° da NAO e o R50 responde a $1/4$ do período; observa-se periodicidade de 2 anos, em 2006-2012, com a NAO e o índice R50 em fase; na escala de 4 anos, em 1998-2012, com o R50 no início do período, avançado 45° da NAO que responde a $1/8$ do período, e a partir de 2005, o R50 encontra-se avançado 90° da NAO que responde a $1/4$ do período. O índice R95p, Figura

157(g), apresenta periodicidade significante em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1975-1990, no ínicio do período a NAO avança 135° do índice R95p que responde a 3/8 do período, e a partir de 1985 o índice R95p encontra-se defasado 90° NAO e o índice R95p responde a 1/4 do período; na escala de 2 anos, em 2005-2012, o índice R95p encontra-se defasado 45° da NAO e o índice R95p responde a 1/8 do período; na escala de 4 anos, em 1998-2008, o índice R95p encontra-se avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e na escala de 6 a 10 anos, em 1972-2009, com o índice R95p avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice R99p, Figura 157(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1990, no ínicio do período a NAO avança 135° do índice R99p que responde a 3/8 do período, e a partir de 1985 o índice R99p encontra-se defasado 90° NAO e o índice R99p responde a 1/4 do período; observa-se periodicidade de 2 anos em 2005-2008, com o índice R99p defasado 45° da NAO e o índice R99p responde a 1/8 do período; na escala de 8 anos, em 1975-2008, a NAO e o R99p encontram-se em fases opostas, e a partir do ano 2000, observa-se mudanças aleatórias nos vetores de fase. O índice Rx1day, Figura 157(i), apresenta periodicidade, na escala de 2 anos, em 1975-1990, com a NAO avançada 135° do índice Rx1day que responde com 3/8 do período; na escala de 2 anos, em 2010-2012, com o Rx1day avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; na escala de 4 anos, em 2000-2008, com o Rx1day avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; e na escala de 6 a 8 anos, em 1975-1985, com o índice Rx1day avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day, Figura 157(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1975-1985, com a NAO avançada 135° do índice Rx5day que responde a 3/8 do período; na escala de 5 anos, em 2000-2009, com o índice Rx5day avançado 45° da NAO que responde a 1/8 do período; na escala de 6 anos, em 1973-1981, com o Rx5day avançado 135° da NAO que responde a 3/8 do período; na escala de 8 anos, em 1978-2008, a NAO e o Rx5day encontram-se em fases opostas. O SDII, Figura 157(k), apresenta periodicidade de 3 anos, em 1978-1990, com a NAO avançada 135° do SDII que responde a 3/8 do período.

Figura 157- Espectro da coerência wavelet da NAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), Rx1day(i), Rx5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

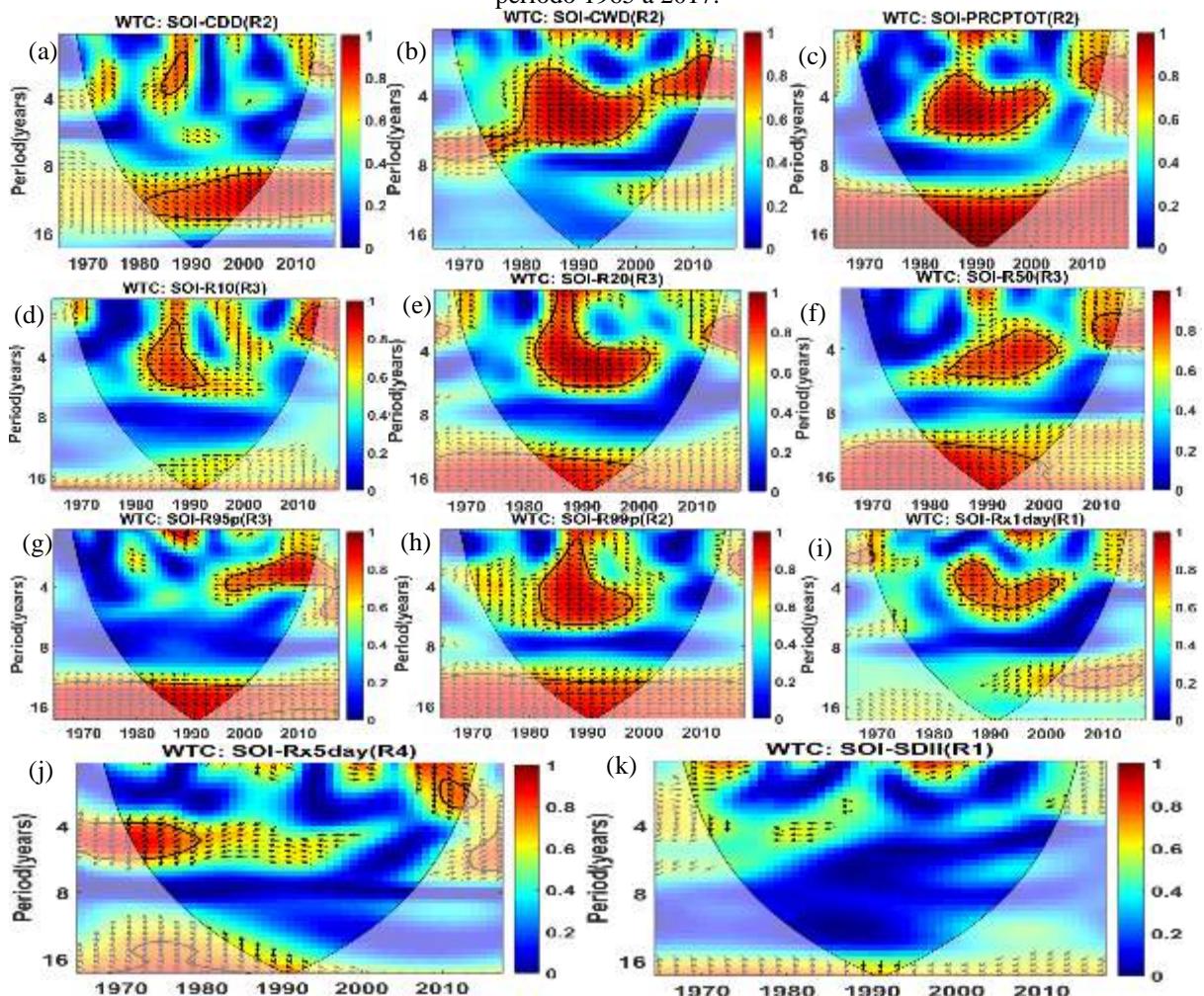




O índice CDD, Figura 158(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o CDD avançado 135° do SOI; e periodicidade de 12 anos, em 1980-2005, com o CDD avançado 45° do SOI, que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 158(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1975-2000, com o SOI e CWD em fase opostas; e em 2004-2012, com o SOI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 158(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2002, com o SOI e o índice PRCPTOT em fase opostas, e a partir de 1992, a PRCPTOT avança 135° do SOI que responde a $3/8$ do período; em 2008-2011, o SOI avança 135° da PRCPTOT que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com o SOI e a PRCPTOT em fase opostas. O índice R10, Figura 158(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o R10 e SOI em fase opostas. O índice R20, Figura 158(e), apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 1982-2002, e periodicidade de 16 anos, em 1982-1998, com o índice R20 e o SOI em fase opostas. O índice R50, Figura 158(f), apresenta periodicidade de 4 anos em 1982-2002, e em 2010-2012, com o R50 e o SOI em fase opostas; e periodicidade de 16 anos, em 1980-1998, com o SOI avançado 135° do R50 que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 158(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1996-2012, com o SOI e o R95p, em fase opostas; e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1982-1998, com o SOI avançado 135° do R95p que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 158(h), apresenta

periodicidade de 4 anos, em 1982-1998, e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1980-2000, com o SOI e o R99p, em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 158(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1984-2000, com o Rx1day e o SOI em fase opostas, e a partir de 1990, o SOI avança 135° do Rx1day, que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day, Figura 158(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1972-1980, com o Rx5day avançado 135° do SOI que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o SOI avançado 135° do Rx5day que responde a 3/8 do período. O SDII e o SOI, Figura 158(k), não apresentam coerência significante ao nível de 5%.

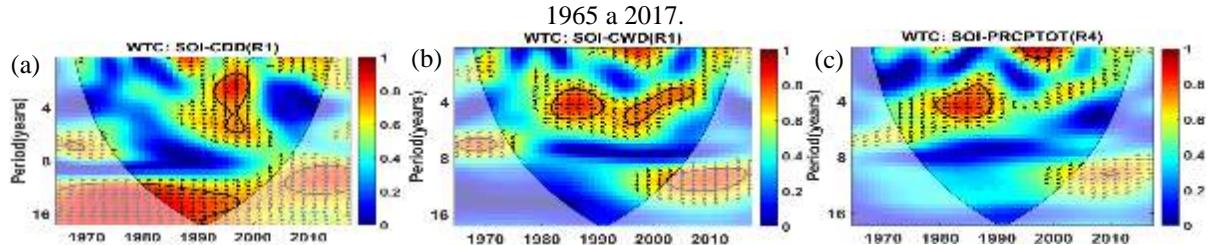
Figura 158- Espectro da coerência wavelet do SOI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

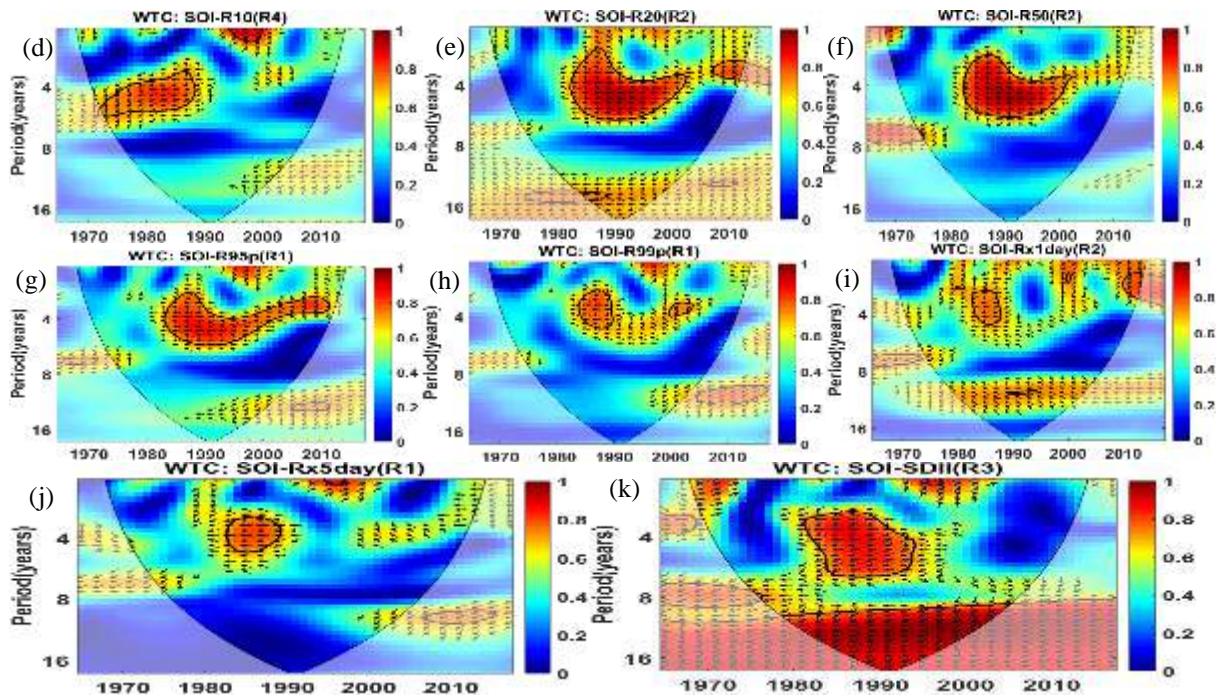


O índice CDD, Figura 159(a), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1995-2000, com o CDD avançado 45° do SOI que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1980-1998, com o SOI e o CDD em fase. O índice CWD, Figura 159(b), apresenta

periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o SOI e o CWD em fase opostas, e em 1993-2005, com o SOI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 159(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o SOI e o PRCPTOT em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 1996-1998, com o PRCPTOT defasado 45° do SOI, e o PRCPTOT respondendo a $1/8$ do período. O índice R10, Figura 159(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1975-1990, com o R10 avançado 135° do SOI que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 2 anos, em 1995-2000, com o R10 defasado 45° do SOI e o R10 respondendo a $1/8$ do período. O índice R20, Figura 159(e), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2001, com o SOI e o R20 em fase opostas; e periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, com o SOI avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 159(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-2000, com o SOI e o R50 em fase opostas. O índice R95p, Figura 159(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2010, com o SOI e o R95p em fase opostas, e a partir de 2002, o R95p avança 135° do SOI que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 159(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o SOI e o R99p em fase opostas; e em 2000-2002, com o R99p avançado 135° do SOI que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 159(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-1988, com o SOI e o Rx1day em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o Rx1day defasado 45° do SOI e o Rx1day respondendo a $1/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 159(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-1990, com o SOI e o Rx5day em fase opostas. O SDII, Figura 159(k), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1992, com o SOI e SDII em fase opostas; e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2005, com o SDII avançado 45° do SOI que responde a $3/8$ do período.

Figura 159- Espectro da coerência wavelet do SOI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diáários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

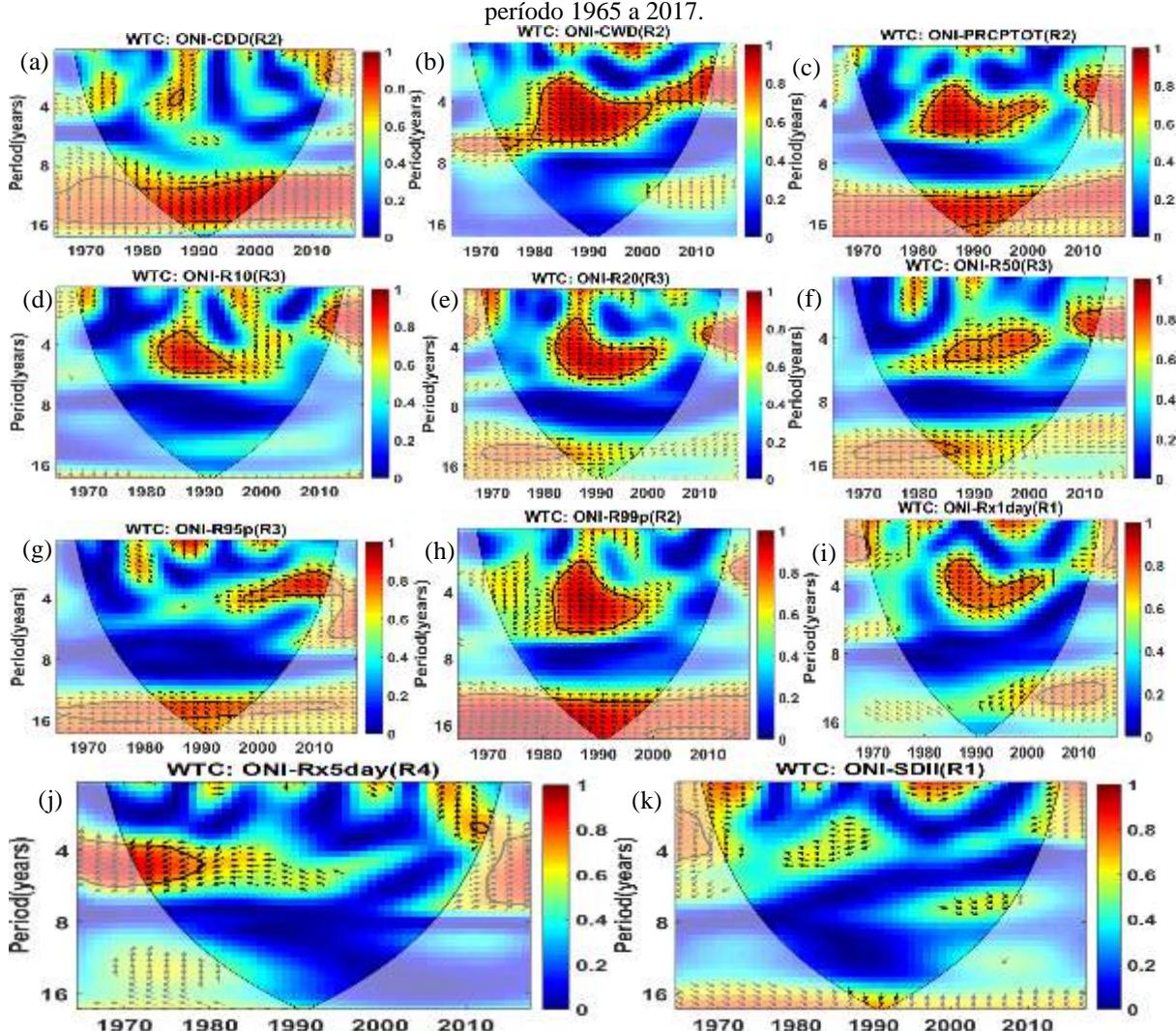




O índice CDD, Figura 160(a), apresenta periodicidade de 12 a 15 anos, em 1980-2005, com o CDD avançado 45° do ONI que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 160(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-2002 e em 2004-2012, com o ONI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 160(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-2000, com o ONI e o PRCPTOT em fase opostas; e periodicidade de 4 anos, em 2008-2012, e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1980-2000, com o ONI avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período. O índice R10, Figura 160(d), apresenta periodicidade de 1983-1995, e periodicidade de 3 anos, em 2010-2012, com o ONI e o R10 em fase opostas. O índice R20, Figura 160(e), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1984-2002, com o ONI e R20 em fase opostas. O índice R50, Figura 160(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-2003 e 2009-2012, com o ONI e R50 em fase opostas. O índice R95p, Figura 160(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1998-2012, com o ONI e R95p em fase opostas; e periodicidade de 14 anos, em 1982-2000, com o ONI avançado 135° do R95p que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 160(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2000, com o ONI e o R99p em fase opostas; e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1982-2000, com o ONI avançado 135° do R99p que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 160(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1984-2002, com o ONI e Rx1day em fase opostas, e a partir de 1992, o ONI avança 135° do Rx1day que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 160(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1970-1980, com o Rx5day avançado 135° do ONI que responde

a 3/8 do período. O SDII e o ONI, Figura 160(k), não apresentam coerência significante ao nível de 5%.

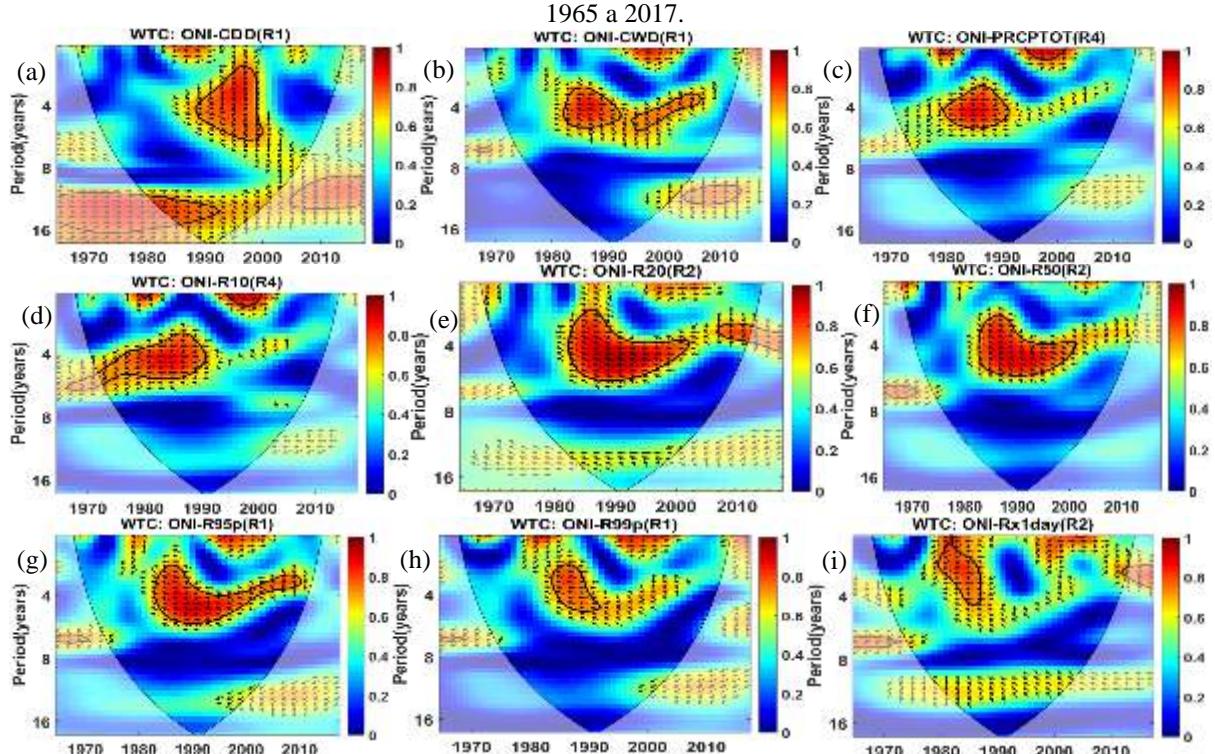
Figura 160- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

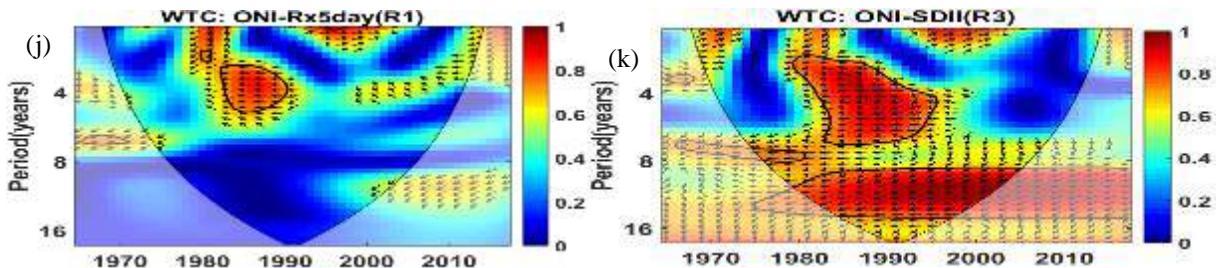


O índice CDD, Figura 161(a), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1990-2000, com o CDD avançado 90° do ONI que responde a 1/4 do período; e periodicidade de 14 anos, em 1980-1990, com o CDD avançado 45° do ONI que responde a 1/8 do período. O índice CWD, Figura 161(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o ONI e CWD em fase opostas; e em 1995-2005, com o ONI avançado 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 161(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o ONI e PRCPTOT em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 1996-2000, com o ONI e PRCPTOT em fase. O índice R10, Figura 161(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em

1975-1990, com o R10 avançado 135° do ONI que responde a 3/8 do período, e a partir de 1982, o ONI e R10 encontram-se me fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 1998-2000, com o ONI e R10 em fase. O índice R20, Figura 161(e), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2002, com o ONI e R20 em fase opostas; e em 1998-2012, com o ONI avançado 135° do R20 que responde a 3/8 do período. O índice R50, Figura 161(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1986-2002, com o ONI avançado 135° do R50 que responde a 3/8 do período. O índice R95p, Figura 161(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2010, com o ONI e R95p em fase opostas, e a partir de 2000, o ONI avança 135° do R95p que responde a 3/8 do período. O índice R99p, Figura 161(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1986-1992, com o ONI e R99p em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 161(i), apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 1980-1988, com o ONI e Rx1day em fase oposta. O índice Rx5day, Figura 161(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-1990, e o ONI e Rx5day em fase opostas. O SDII, Figura 161(k), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-1995, e de 8 anos, em 1976-1980, com o ONI e SDII em fase opostas; e periodicidade de 14 anos, em 1980-2005, com o SDII avançado 135° do ONI que responde a 3/8 do período.

Figura 161- Espectro da coerência wavelet do ONI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95p(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

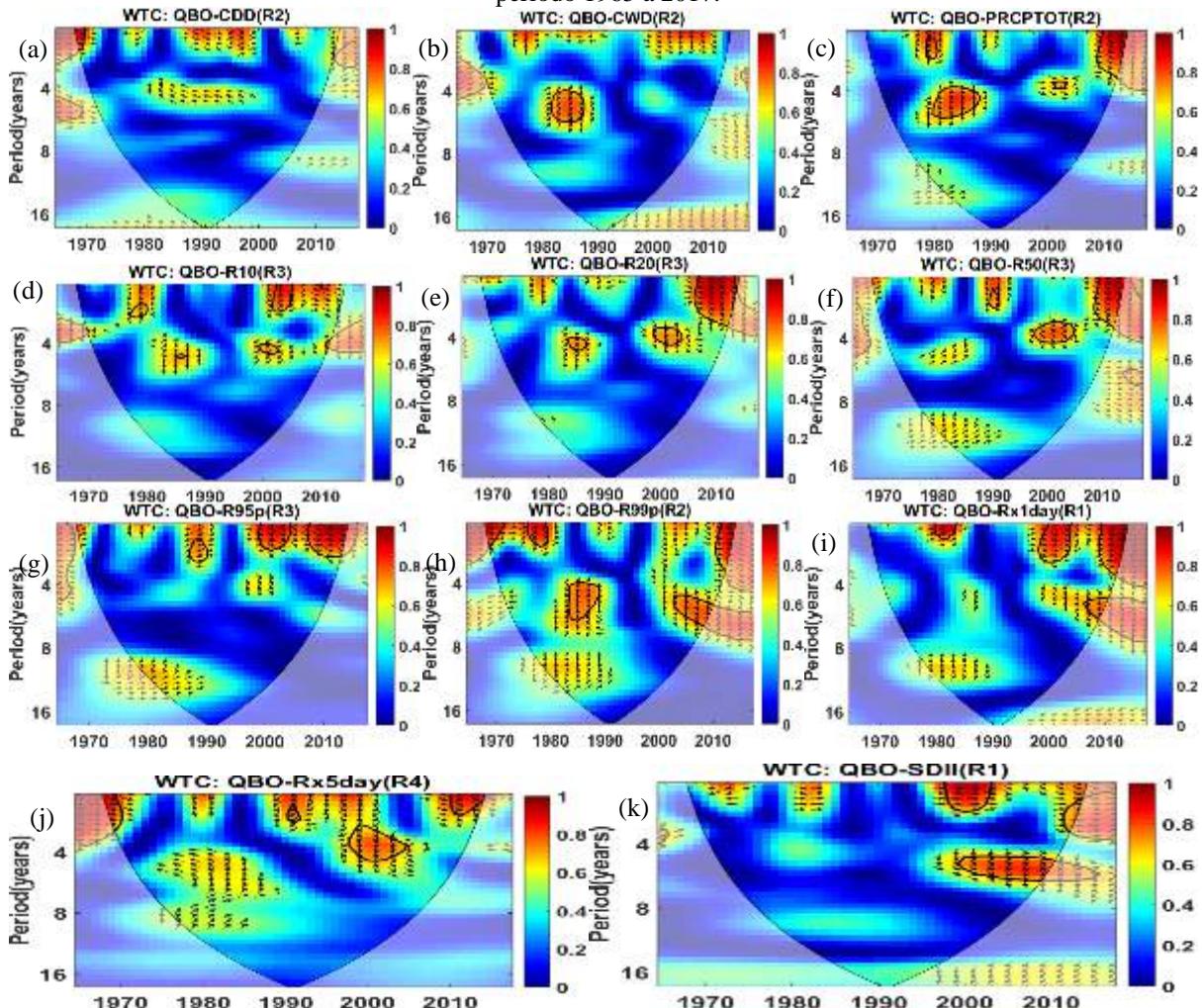




As periodicidades da oscilação quase bienal são amplamente consideradas como uma variação da atividade solar, associada ao processo do dínamo solar (HERRERA et al., 2018). Além disso, a intensidade dessas periodicidades é mais importante em torno dos anos de atividade solar máxima, porque as periodicidades de oscilação quase bienal são moduladas pelo ciclo solar, onde o Sol é energeticamente melhorado durante a atividade máxima (HERRERA et al., 2018). A coerência da wavelet dos índices climáticos com a QBO apresenta coerência variando de 0,6 a 1, indicando que a QBO influencia episódios de chuvas a curto prazo no NEB. O índice CDD e a QBO, Figura 162(a), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%. O índice CWD, Figura 162(b), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1982-1988, com o índice CWD defasado 45° da QBO e o CWD responde a 1/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 162(c), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, e, 1980-1990, com o índice PRCPTOT defasado 90° da QBO, com a PRCPTOT respondendo a 1/4 do período; e na escala de 2 anos, em 2010-2012, com o índice PRCPTOT avançada 45° da QBO que corresponde a 1/8 do período. O índice R10, Figura 162(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2004-2006, com o R10 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R20, Figura 162(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, com o índice R10 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R50, Figura 162(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2000-2005, e na escala de 2 anos, em 2010-2012, com o índice R10 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R95p, Figura 162(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2001 e 2008-2011, com o índice R95p avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R99p, Figura 162(h), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1970-1973 e 2010-2012, com o índice R99p avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; na escala de 2 anos, em 1978-1980, com o R99p defasado 45° da QBO e o R99p respondendo a 1/8 do período; na escala de 4 a 6 anos, em 1985-1990, com o R99p defasado 90° da QBO e o R99p respondendo a 1/4 do período; e em 2003-2010, com o R99p avançado 90° da QBO que responde a 1/4 do período. O índice Rx1day, Figura 162(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1982-1985, com o índice Rx1day defasado 45° da QBO e o Rx1day respondendo a 1/8 do

período; na escala de 2 anos, em 2000-2005 e 2010-2012, com o Rx1day avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice Rx5day, Figura 162(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1972, com a QBO e o Rx5day em fase, e em 2010-2013, com o Rx5day avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 4 anos, em 1998-2006, com o Rx5day avançado 90° da QBO que responde a 1/4 do período. O SDII, Figura 162(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2005, com a QBO e o Rx5day em fase; e periodicidade de 5 anos, em 2000-2010, com o SDII avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período.

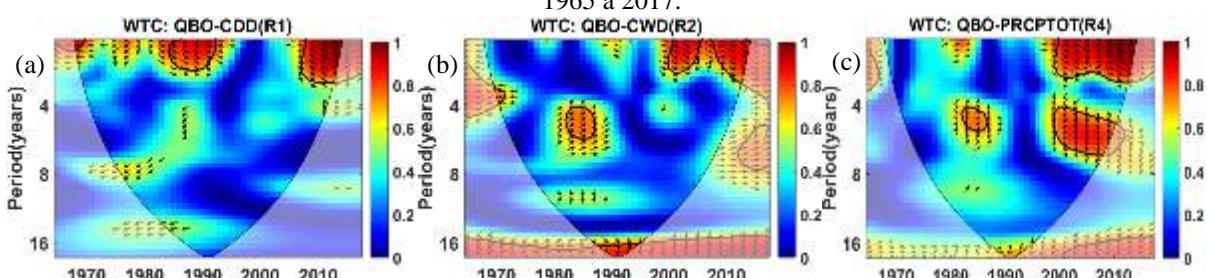
Figura 162- Espectro da coerência wavelet da QBO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

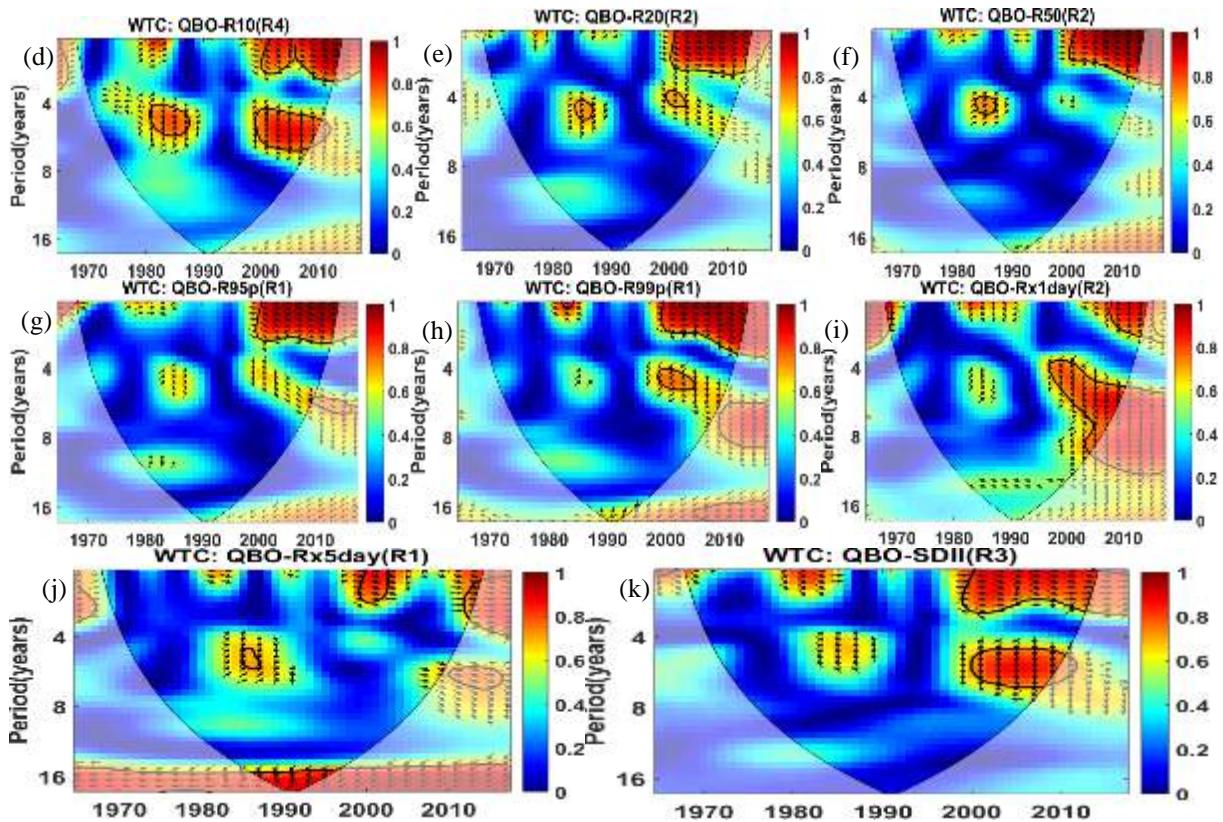


O índice CDD, Figura 163(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1985-1990, com o índice CDD avançado 45° da QBO que responde 1/8 do período, em 2007-2012, com a QBO avançada 135° do CDD que responde a 3/8 do período. O índice CWD, Figura 163(b),

apresenta periodicidade de 2 anos, em 1999-2002 e 2006-2012, com o CWD avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 5 anos, em 1985-1988, com o CWD defasado 45° da QBO e o CWD respondendo a 1/8 do período; também verifica-se periodicidade na escala de 16 anos, em 1988-1995, com o CWD avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 163(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com a PRCPTOT avançada 45° da QBO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-1988, com a PRCPTOT defasada 90° da QBO e o PRCPTOT respondendo a 1/4 do período, e em 2000-2010, com a PRCPTOT avançada 90° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R10, Figura 163(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com o R10 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; periodicidade de 4 anos, em 1980-1988, com o R10 defasado 90° da QBO e o R10 respondendo a 1/4 do período; e periodicidade de 5 anos, em 2000-2010, com o R10 avançado 90° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R20, Figura 163(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com o R20 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice R50, Figura 163(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2012, com o R50 avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período. Os índices R95p e R99p, Figuras 163(g, h), apresentam periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com o R95p e R99p avançados 45° da QBO que responde a 1/8 do período. O índice Rx1day, Figura 163(i), apresentam periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, e periodicidade de 4 a 10 anos, em 1998-2010, com o Rx1day avançado 90° da QBO que responde a 1/4 do período. O índice Rx5day, Figura 163(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o Rx5day avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 16 anos, em 1985-1998, com a QBO e o Rx5day apresentando diferenças aleatórias nos vetores de fase. O SDII, Figura 163(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com o SDII avançado 45° da QBO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 6 anos, em 2000 a 2010, com o SDII avançado 90° da QBO que responde a 1/4 do período.

Figura 163- Espectro da coerência wavelet da QBO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

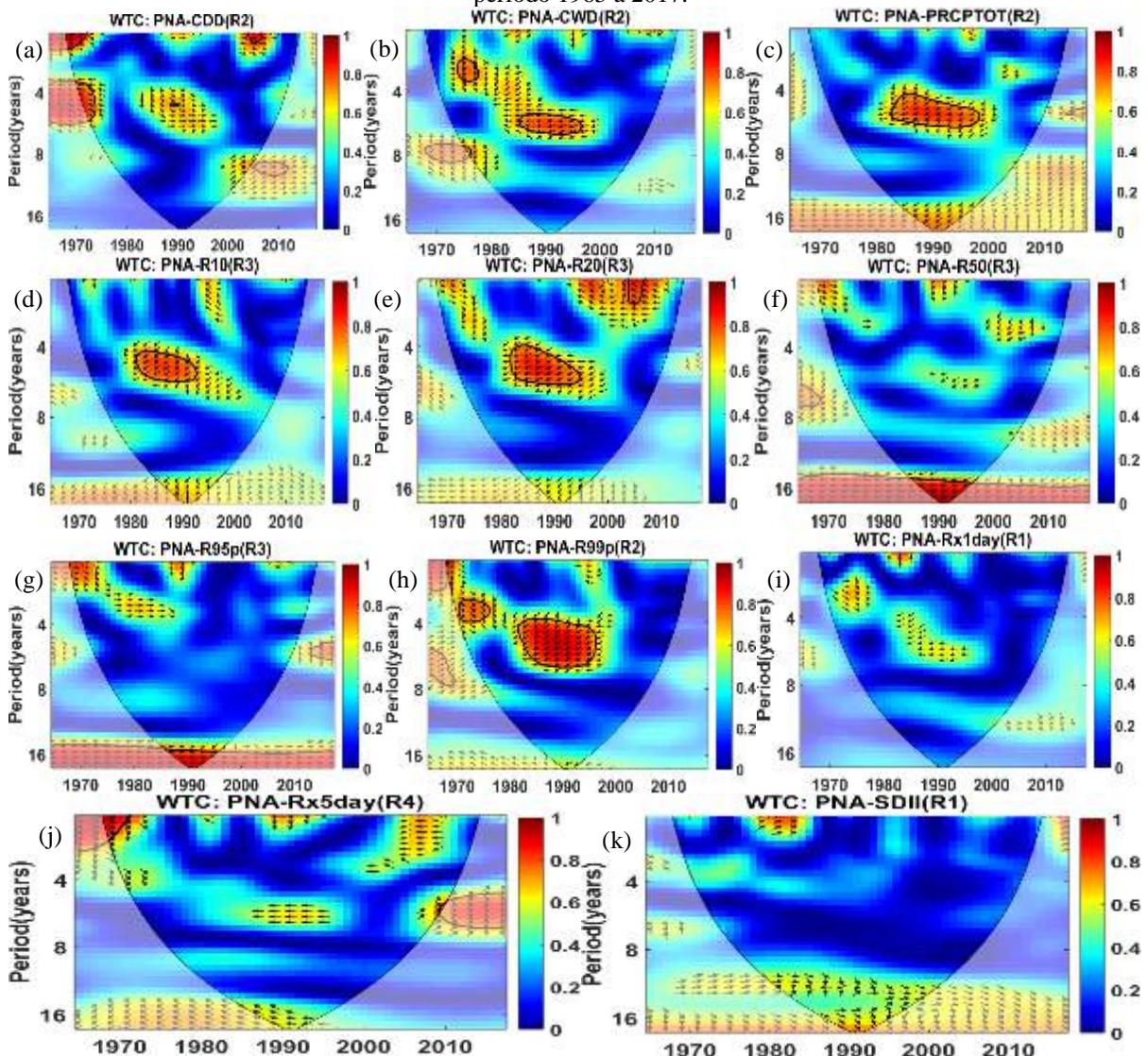




O índice CDD, Figura 164(a), apresenta periodicidade de 2 anos em, 1970-1972, com o CDD avançado 45° do PNA que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1972-1974, com o PNA avançado 135° do CDD que responde a $3/8$ do período. O índice CWD, Figura 164(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1977, com o CWD avançado 45° do PNA que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 6 anos, em 1985-1998, com o PNA e o CWD em fases opostas. O índice PRCPTOT, Figura 164(c), apresenta periodicidade de 6 anos, em 1985-2000, com o PRCPTOT avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice R10, Figura 164(d), apresenta periodicidade de 5 anos, em 1982-1992, com o R10 avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 164(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2004-2006, com o PNA avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 5 anos, em 1985-1996, com o R20 avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 164(f), apresenta periodicidade de 16 anos, em 1985-1997, com o R50 avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 164(g), apresenta periodicidade de 16 anos, em 1988-1998, com o PNA e o R95p em fases opostas. O índice R99p, Figura 164(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1973-1978, com o R99p avançado 45° da PNA que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-1998, com o R99p avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 164(j),

apresenta periodicidade de 2 anos, em 1969-1972, com o Rx5day avançado 45° do PNA que responde a 1/8 do período. Os índices Rx1day e SDII, Figuras 164(i, k), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5% com o PNA.

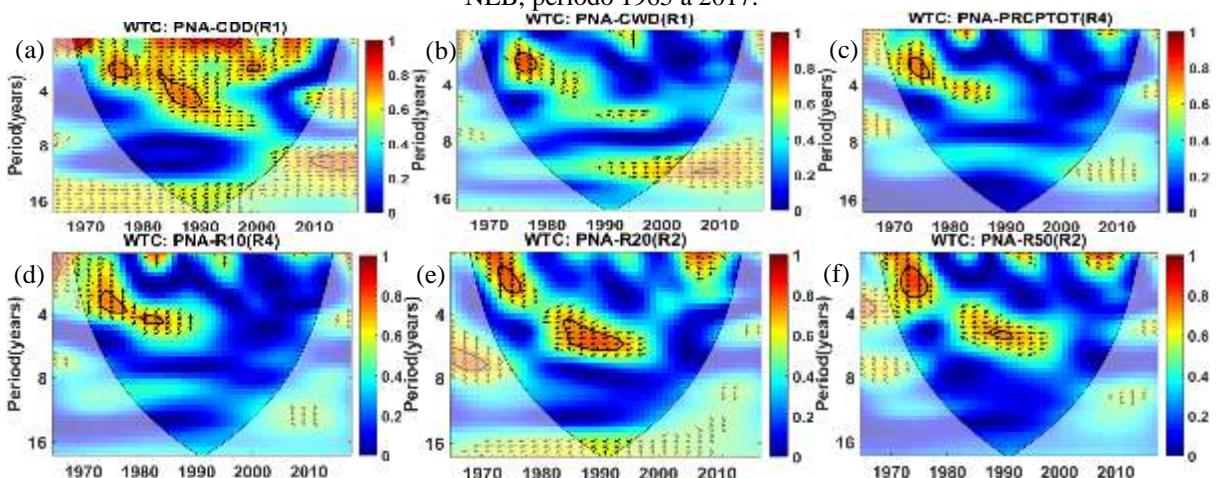
Figura 164- Espectro da coerência wavelet do PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

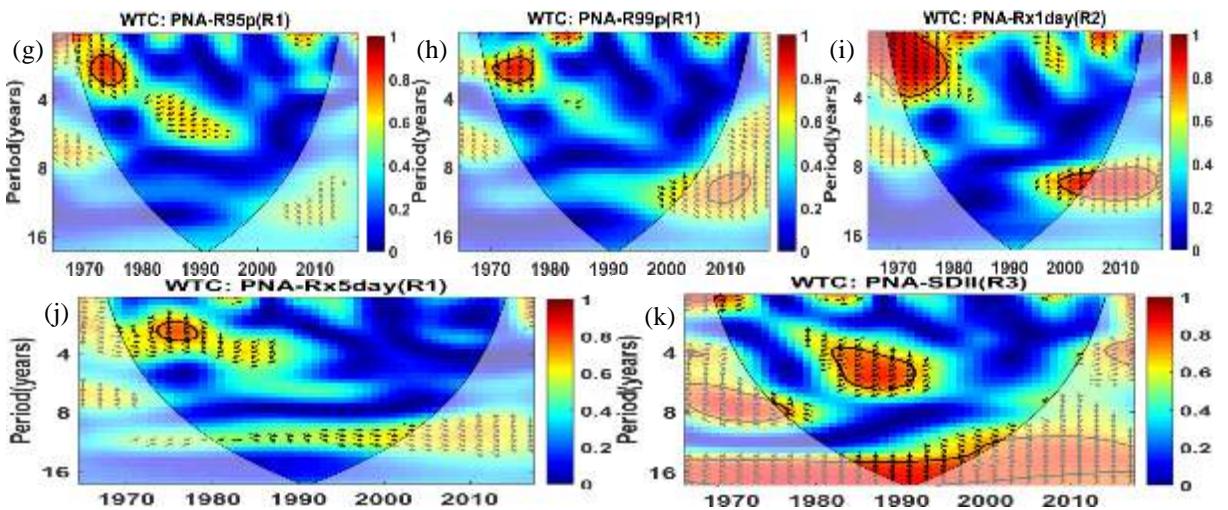


O índice CDD, Figura 165(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1969-1971, com o PNA avançado 135° do CDD que responde a 3/8 do período; em 1988-1998, com o CDD avançado 45° do PNA que responde a 1/8 do período; em 1974-1977, com o CDD avançado 45° do PNA e o CDD responde a 1/8 do período; e periodicidade de 4 anos, em 1982-1988, com o CDD avançado 45° do PNA e o CDD responde a 1/8 do período. Os índices CWD e PRCPTOT, Figura 165(b,c), apresentam periodicidade de 2 anos, em 1975-1977, com o CWD

e PRCPTOT avançados 45° do PNA que responde a $1/8$ do período. O índice R10, Figura 165(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1978, com o R10 avançado 90° do PNA que responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1980-1985, com o R10 avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 165(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1978, com o índice R10 avançado 45° do PNA que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 6 anos, em 1985-1995, com o índice R20 e o PNA em fases opostas. O índice R50, Figura 165(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1980, com o índice R50 avançado 90° do PNA que responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 5 anos, em 1988-1991, com o PNA e o R50 em fases opostas. Os índices R95p e R99p, Figuras 165(g,h), apresentam periodicidade de 2 anos, em 1973-1978, com o índice R95p e R99p avançados 45° do PNA que responde a $1/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 165(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1980, com o índice Rx1day avançado 45° do PNA que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 9 anos, em 1999-2005, com o Rx1day avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 165(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1980, com o índice Rx5day avançado 90° do PNA que responde a $1/4$ do período, e a partir de 1978, o índice Rx5day encontra-se avançado 45° do PNA que responde a $1/8$ do período. O SDII, Figura 165(k), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1982-1992, com o SDII avançado 135° do PNA que responde a $3/8$ do período.

Figura 165 - Espectro da coerência wavelet da PNA e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

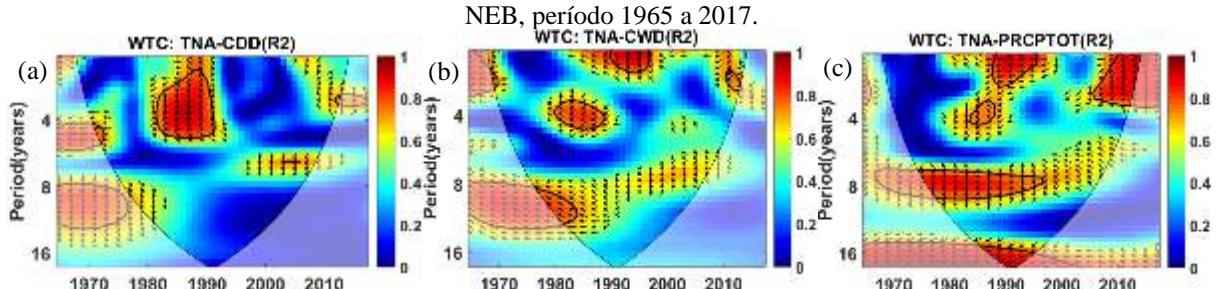


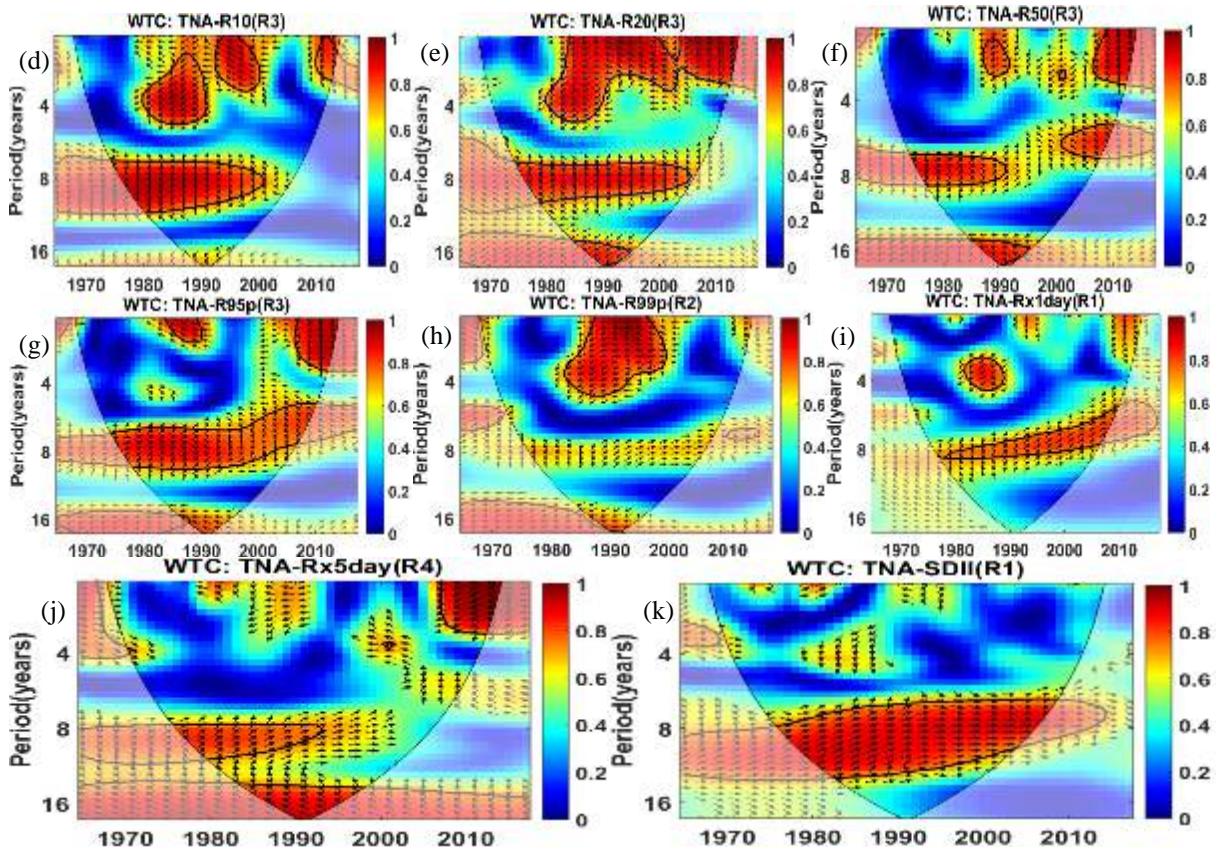


O índice CDD, Figura 166(a), apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 1982-1990, com os vetores de fase apresentando diferenças aleatórias, no inicio do período o CDD avança 90° do TNAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período, e a partir de 1985, o CDD avança 45° do TNAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice CWD, Figura 166(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-1995, e periodicidade de 8 anos, em 1978-1985, com o TNAI avançado 135° do CWD que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o CWD avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 166(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1995, com o TNAI e o PRCPTOT em fases opostas; e periodicidade de 2 a 4 anos, em 2006-2012, com o PRCPTOT avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; periodicidade de 8 anos, em 1977-1997, com o PRCPTOT defasado 90° do TNAI e o PRCPTOT respondendo a $\frac{1}{4}$ do período; e periodicidade de 16 anos, em 1988-1995, com o PRCPTOT avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice R10, Figura 166(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1995-2000, com o TNAI avançado 135° do índice R10 que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e em 2008-2010, com o R10 avançado 90° do TNAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período; periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o R10 avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e periodicidade de 8 a 10 anos, em 1975-2000, com o R10 defasado 90° do TNAI e o R10 respondendo a $\frac{1}{4}$ do período. O índice R20, Figura 166(e), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 2000 a 2012, com o índice R20 avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 2 a 4 anos, em 1980-2000, com o índice R20 avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período e a partir de 1990 o TNAI avança 135° do índice R20 que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 8 anos, em 1975-2005, com o TNAI avançado 135° do índice R20 que responde a $\frac{3}{8}$ do período e a partir de 1985 o índice R20 encontra-se defasado 90° do TNAI e o índice R20

correspondendo a $\frac{1}{4}$ do período; e na escala 16 anos, em 1985-1995, com o R20 avançado do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice R50, Figura 166(f), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1989-1992, com o R50 avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 2 anos, em 2008-2012, com o R50 avançado 90° do TNAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período; na escala de 6 anos, em 2000-2010, com o TNAI avançado 135° do R50 que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e na escala de 8 anos, em 1975-1990, com o R50 defasado 45° da TNAI e o R50 respondendo a $\frac{1}{8}$ do período; e na escala de 16 anos, em 1985-1995, com o TNAI e o R50 em fases opostas. O índice R95p, Figura 166(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1984-1990, com o TNAI avançado 135° do índice R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e na escala de 2 anos, em 2007-2012, com o R95p avançado 90° do TNAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período; na escala de 8 anos, em 1975-2010, o R95p encontra-se defasado 45° do TNAI e o R95 responde a $\frac{1}{8}$ do período, e a partir do ano 2000, o TNAI avança 135° do R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice R99p, Figura 166(h), apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 1985-2000, no início do período o R95p avança 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e a partir de 1990, o TNAI e o R99p encontram-se em fases opostas. O índice Rx1day, Figura 166(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o Rx1day e TNAI em fase opostas; e periodicidade de 8 anos, em 1980-2010, com o Rx1day e TNAI em fase. O índice Rx5day, Figura 166(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, com o Rx5day avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; periodicidade de 8 anos, em 1975-1992, com o Rx5day defasado 45° do TNAI e o Rx5day respondendo a $\frac{1}{8}$ do período; e periodicidade de 16 anos, em 1982-1998, com o TNAI avançado 135° do Rx5day que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O SDII, Figura 166(k), apresenta periodicidade de 8 a 12 anos, em 1975-2008, com o SDII e o TNAI em fase.

Figura 166- Espectro da coerência wavelet da TNAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

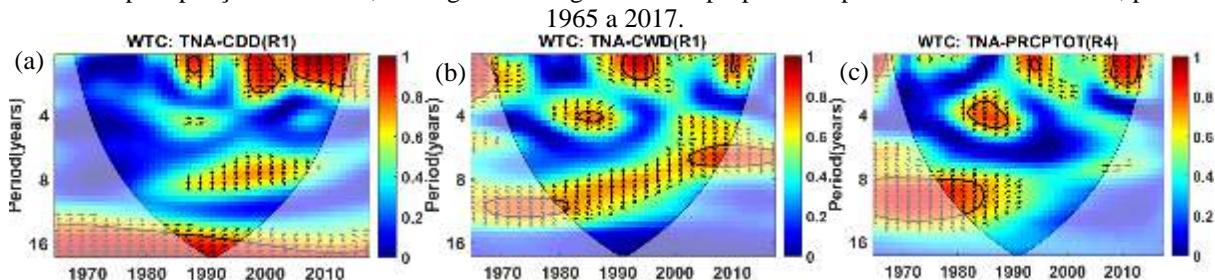


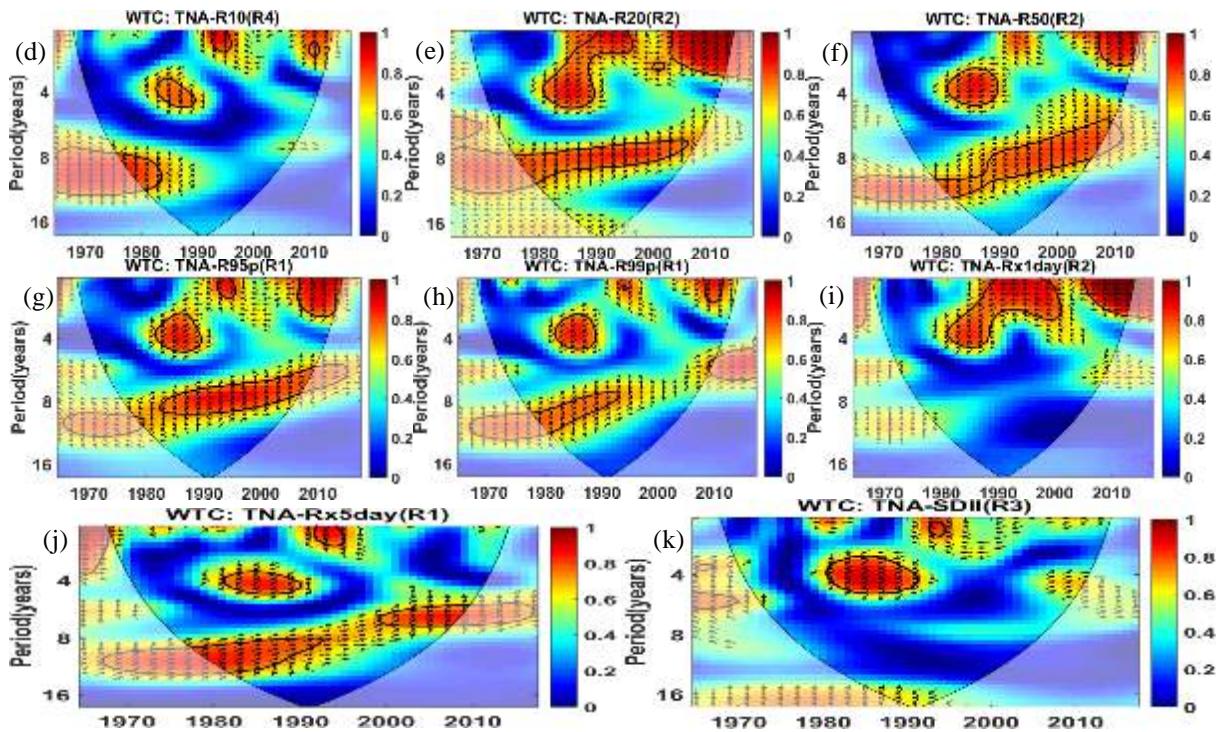


O índice CDD, Figura 167(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o CDD e o TNAI em fase; e em 2005-2012, com o CDD defasado 45° do TNAI, com o CDD respondendo a $1/8$ do período; e periodicidade na escala de 16 anos, em 1985-1995, com o CDD defasado 45° do TNAI, com o CDD respondendo a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 167(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-1995, com o TNAI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período; e na escala de 6 anos, em 2005-2010, com o TNAI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, e na escala de 4 anos, em 1985-1990, com o PRCPTOT avançado 135° do TNAI que responde a $3/8$ do período; e na escala de 8 a 12 anos, com o TNAI e o PRCPTOT apresentando mudanças aleatórias nos vetores de fase, Figura 167(c). O índice R10, Figura 167(d), apresenta periodicidade, na escala de 2 anos, em 1995-1998, com o índice R10 defasado 90° do TNAI e o R10 responde a $1/4$ do período; na escala de 4 anos, em 1985-1990, com o R10 avançado 135° do TNAI que responde a $3/8$ do período; e na escala de 8 a 12 anos, em 1975-1983, com o R10 avançado 45° do TNAI que responde a $1/8$ do período. O índice R20, Figura 167(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005-2012, com o R20 avançado 135° do TNAI que responde a $3/8$ do período; na escala de 2 a 4 anos, em 1980-1995, com o R20 avançado 135° do TNAI que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1990 o TNAI encontra-se avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do

período; e na escala de 8 anos a 10 anos, com o R20 defasado 90° do TNAI e o R20 responde a $\frac{1}{4}$ do período. O índice R50, Figura 167(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, e periodicidade de 4 anos, em 1984-1990, com o R50 avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e periodicidade de 12 anos, em 1980-2010, com o R50 defasado 90° do TNAI e o R50 responde a $\frac{1}{4}$ do período. O índice R95p, Figura 167(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1993-1995, com o TNAI avançado 135° do índice R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e periodicidade, na escala de 2 anos, em 2008-2012, e na escala de 4 anos, em 1985-1990, com o índice R95p avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e na escala de 8 anos, em 1985-2010, com o índice R95p defasado 90° do TNAI e o R95p responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice R99p, Figura 167(h), apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 2008-2010, e na escala de 4 anos, em 1985-1990, com o R99p avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e na escala de 12 anos, em 1978-1992, com o R99p defasado 45° do TNAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice Rx1day, Figura 167(i), apresenta de 2 anos, em 2005-2012, com o TNAI e o Rx1day em fases opostas; e na escala de 2 a 4 anos, em 1982-2002, com o Rx1day avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e a partir de 1990-1995, o Rx1day e o TNAI encontram-se em fases opostas, e a partir de 1996, o TNAI avança 135° do Rx1day que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice Rx5day, Figura 167(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1992-1995, com o TNAI avançado 135° do Rx5day que responde a $\frac{3}{8}$ do período; periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o Rx5day avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; periodicidade de 6 anos, em 2000-2010, e periodicidade de 10 anos, em 1978-1992, com o Rx5day defasado 45° do TNAI e o Rx5day responde a $\frac{1}{8}$ do período. O SDII, Figura 167(k), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o SDII avançado 135° do TNAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período.

Figura 167- Espectro da coerência wavelet da TNAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

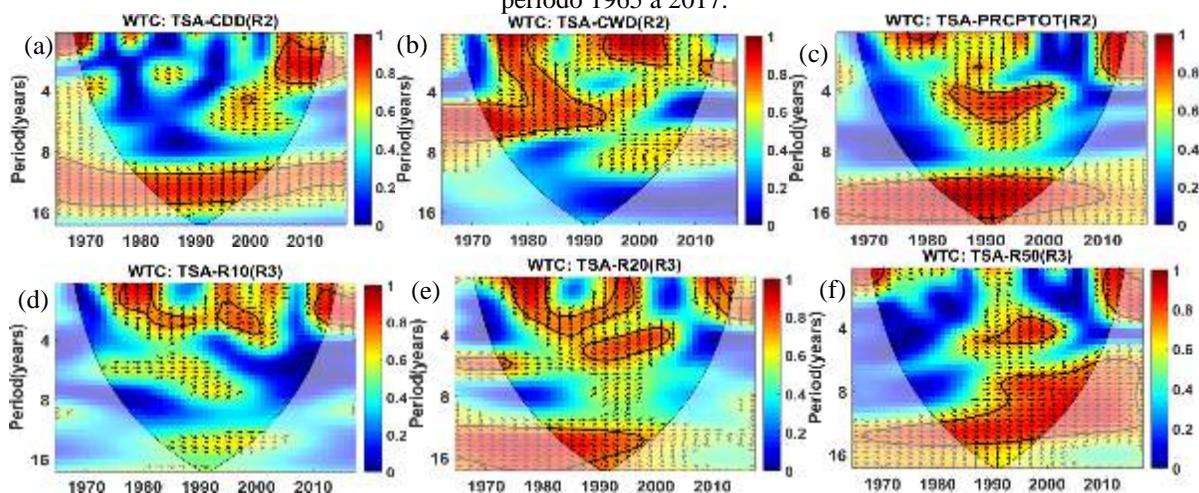


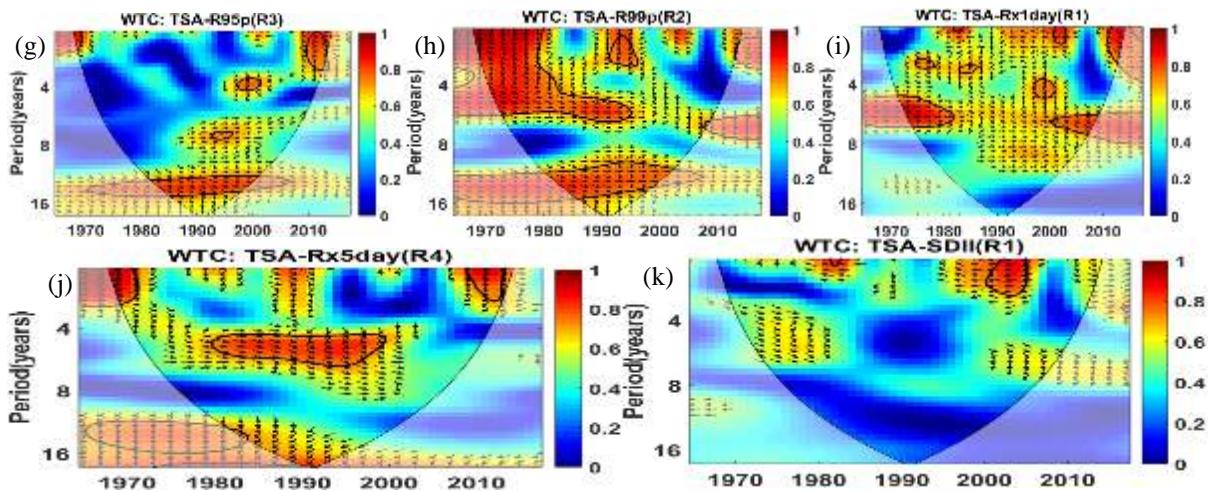


O índice CDD, Figura 168(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005-2012, com o TSAI avançado 135° do CDD que responde a $3/8$ do período, e a partir de 2009 o CDD encontra-se defasado 90° do TSAI e o CDD responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 8 a 15 anos, com o CDD defasado 90° do TSAI e o CDD respondendo a $1/4$ do período. O índice CWD, Figura 168(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1994-2008, com o TSAI e o CWD em fases opostas; e periodicidade de 2 a 7 anos, em 1972-1995, com o CWD avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 168(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1978-1982 e 2010-2012, com o CWD avançado 90° do TSAI que responde a $1/4$ do período; periodicidade de 4 anos, em 1988-2004, com o TSAI e o PRCPTOT em fase; e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1980-2000, com o PRCPTOT avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período. O índice R10, Figura 168(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1975-1990, com o R10 avançado 90° do TSAI que responde a $1/4$ do período; em 1993 a 2001, com o R10 avançado 135° do TSAI que responde a $3/8$ do período; e em 2010-2012, com o R10 avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período. O índice R20, Figura 168(e), apresenta periodicidade em diferentes escalas, na escala de 2 anos, em 1975-1997, no início do período, o R20 avança 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período; e em 1982-1985, o R20 avança 90° do TSAI que responde a $1/4$ do período, e a partir de 1986, o R20 avança 135° do TSAI que responde a $3/8$ do período; na escala de 2 anos, em 2008-2012, o R20 avança 90° do TSAI que responde a $1/4$ do período; na escala de 5 anos, em 1980-2004, e na

escala de 10 a 16 anos, em 1980-1998, o R20 avança 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período. O índice R50, Figura 168(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, e na escala de 4 anos, em 1990-2000, com o R50 avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período; na escala de 8 a 16 anos, em 1980-2010, apresentando diferenças nos vetores de fase, no início do período, o R50 avança 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período, e a partir do ano 2000, o TSAI e o R50 encontram-se em fase. O índice R95p, Figura 168(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, na escala de 4 anos, em 1998-2001, na escala de 15 anos, em 1980-2000, com o índice R95p avançado 45° do TSAI que responde a $1/4$ do período. O índice R99p, Figura 168(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-1995, com o índice R99p avançado 135° do TSAI que responde a $3/8$ do período; periodicidade de 2 a 6 anos, em 1970-1995, com o R99p avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 10 a 15 anos, em 1980-2002, com o TSAI e o índice R99p em fase. O índice Rx1day, Figura 168(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, e na escala de 6 anos, em 2000-2009, com o Rx1day avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período; e na escala de 6 anos, em 1973-1982, com o Rx1day e TSAI em fase. O índice Rx5day, Figura 168(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1972, e na escala de 5 anos, em 1980-2000, com o Rx5day avançado 45° do TSAI que responde a $1/8$ do período; e na escala de 2 anos, em 2008-2012, com o Rx5day avançado 90° do TSAI que responde a $1/4$ do período. O SDII, Figura 168(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2005, com o TSAI e o SDII em fases opostas.

Figura 168- Espectro da coerência wavelet da TSAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

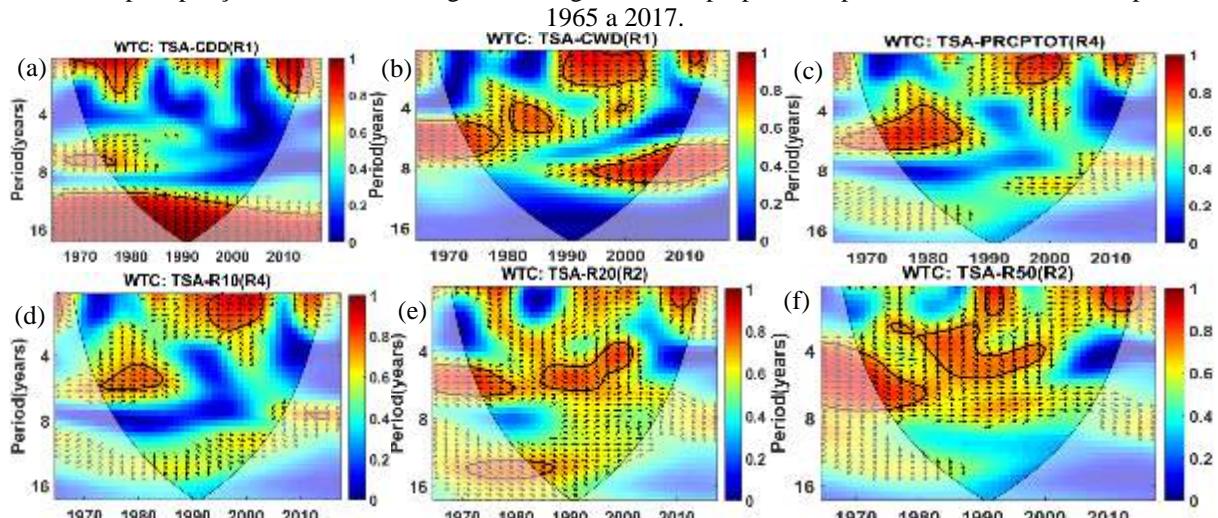


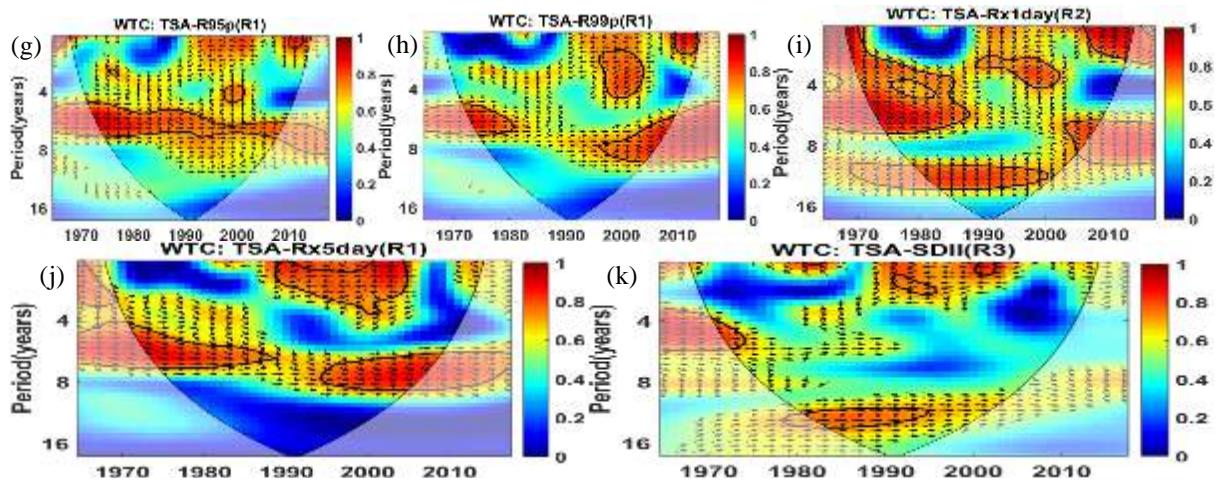


A coerência da wavelet do TSAI e dos índices de extremos climáticos varia de 0,7 a 1 e mostra mudanças no sentido dos vetores de fase, evidenciando a covariabilidade das regiões espectrais em diferentes escalas espaciais e temporais ao nível de significância de 5%. O índice CDD, Figura 169(a), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1970-1983 e 2008-2012, com o CDD defasado 90° do TSAI e o CDD respondendo a $\frac{1}{4}$ do período; e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com o TSAI avançado 135° do CDD que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice CWD, Figura 169(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-2000, com o TSAI e o CWD em fases opostas; na escala de 4 anos, em 1982-1986, e na escala de 5 a 7 anos, em 1972-1980, com o CWD avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período; e na escala de 8 anos, em 1995-2010 com os vetores de fase apresentando mudanças aleatórias. O índice PRCPTOT, Figura 169(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o TSAI e o PRCPTOT em fases opostas; e periodicidade de 6 anos, em 1972-1988, com o PRCPTOT avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice R10, Figura 169(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1995-2005, com o TSAI e o índice R10 em fases opostas; na escala de 6 anos, em 1975-1985, com o índice R10 avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice R20, Figura 169(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2010, com o índice R20 avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período; na escala de 6 anos, em 1975-1980, com o TSAI e o índice R20 em fases; na escala de 4 a 6 anos, em 1988-2005, com o índice R20 avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período, e a partir de 1998, o índice R20 avança 90° do TSAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período. O índice R50, Figura 169(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1992-1994, com o índice R50 avançado 135° do TSAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 2 anos, em 2008-2012, com o R50 avançado 90° do TSAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período, e a partir de 2010, o R50 avança 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período; na escala de 4 anos, em 1980-2000, com

o R50 avançado 90° do TSAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período, e a partir de 1990-1995, o R50 avança 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período, e a partir de 1996 o R50 avança 90° do TSAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período; na escala de 4 a 7 anos, em 1972-1982, com o R50 avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice R95p, Figura 169(g), apresenta periodicidade de 6 anos, em 1970-2010, com o TSAI e o R95p em fase, e alguns vetores mostrando que o R95p avança 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice R99p, Figura 169(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, com o R99p avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período; na escala de 2 a 4 anos, em 1998-2002, com o R99p avançado 135° do TSAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 6 anos, em 1972-1980, com o R99p e o TSAI em fase; e na escala de 8 anos, em 1995-2010, com o R99p avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O índice Rx1day, Figura 169(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-2002 e 2007-2012, com o Rx1day avançado 135° do TSAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período; na escala de 2 a 4 anos, em 1970-1988, e na escala de 8 anos, em 2005-2008, com o Rx1day avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período; e na escala de 10 anos, em 1980-2000, com o Rx1day avançado 90° do TSAI que responde a $\frac{1}{4}$ do período. O índice Rx5day, Figura 169(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1990-2008, com o TSAI e o Rx5day em fases opostas; na escala de 6 anos, em 1972-1990, com o TSAI e o Rx5day em fase; e na escala de 8 anos, em 1995-2010, com o Rx5day avançado 45° do TSAI que responde a $\frac{1}{8}$ do período. O SDII, Figura 169(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1992-1998, com o SDII avançado 135° do TSAI que responde a $\frac{3}{8}$ do período, e em 2000-2002, com o TSAI e SDII em fase opostas; na escala de 4 anos, em 1972-1975, e na escala de 14 anos, em 1982-1996, com o TSAI e SDII em fase.

Figura 169- Espectro da coerência wavelet da TSAI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diáários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

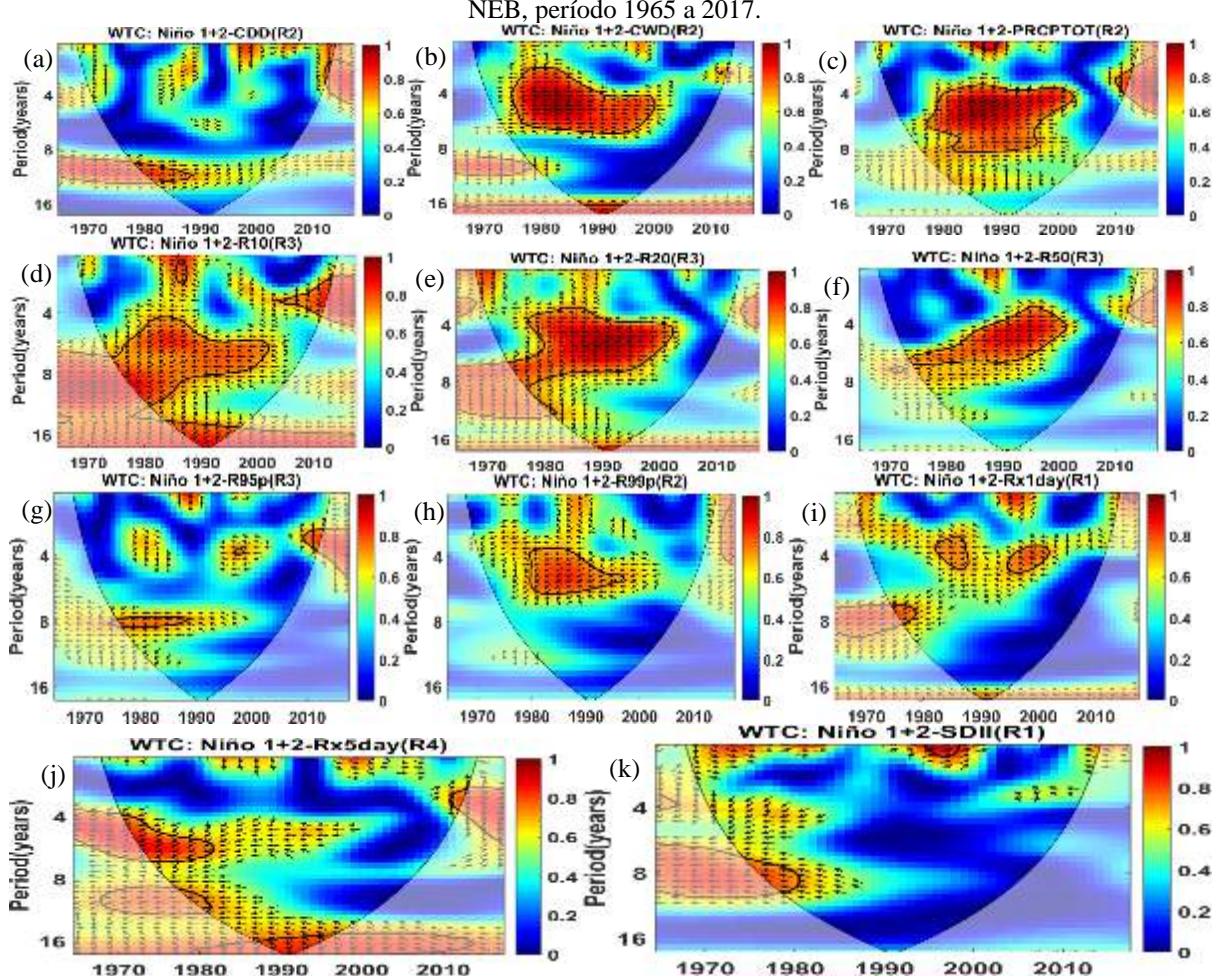




O índice CDD, Figura 170(a), apresenta periodicidade de 9 anos, em 1980-1990, com o CDD defasado 45° do Niño 1+2 que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 170(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-2000, com o CWD e o Niño 1+2 em fase opostas. O índice PRCPTOT, Figura 170(c), apresenta periodicidade de 4 a 8 anos, em 1980-2000, com o PRCPTOT avançado 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período. O índice R10, Figura 170(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2005-2012, com o índice R10 avançado 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período; na escala de 4 a 15 anos, em 1975-2000, o índice avança 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período, a partir de 1990, o índice R10 e o Niño 1+2 encontram-se em fase opostas; e na escala de 16 anos, em 1982-1998, o índice R10 avança 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 170(e), apresenta periodicidade de 4 a 10 anos, em 1975-2000, com o índice R10 avançado 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1985, o índice R20 e o Niño 1+2 encontram-se em fase oposta. O índice R50, Figura 170(f), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1975-2000, com o Niño 1+2 avançado 135° do índice R50 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1990, o Niño 1+2 e o índice R50 encontram-se em fase opostas. O índice R95p, Figura (g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2008-2011, com o índice R95p defasado 90° do Niño 1+2 e o R95p responde a $1/4$ do período; na escala de 8 anos, em 1978-1990, com o Niño 1+2 e o R95p em fase opostas. O índice R99p, Figura 170(h), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-1995, com o R99p avançado 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 170(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1988, com o Niño 1+2 e o Rx1day em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o Niño 1+2 avançado 135° do Rx1day que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 170(j), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1971-1981, com o índice Rx5day avançado 135° do Niño 1+2 que responde a $3/8$ do

período; e na escala de 16 anos, em 1988-1998, o Niño 1+2 avança 135° do Rx5day que responde a $3/8$ do período. O SDII, Figura 170(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1996-1998, com o SDII defasado 90° do Niño 1+2 que responde a $1/8$ do período; e na escala de 8 anos, em 1976-1980, com o Niño 1+2 avançado 135° do SDII que responde a $3/8$ do período.

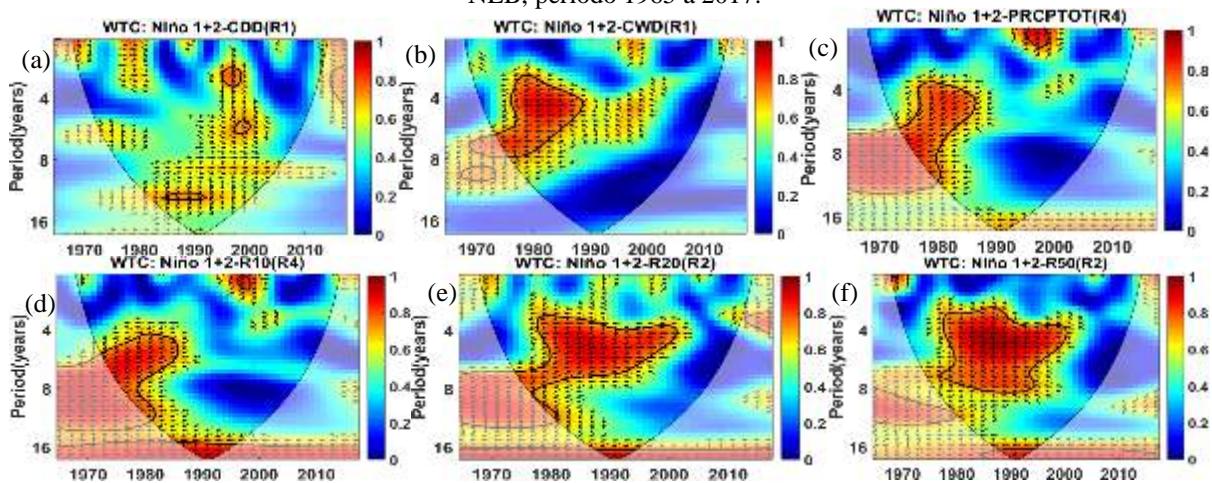
Figura 170- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

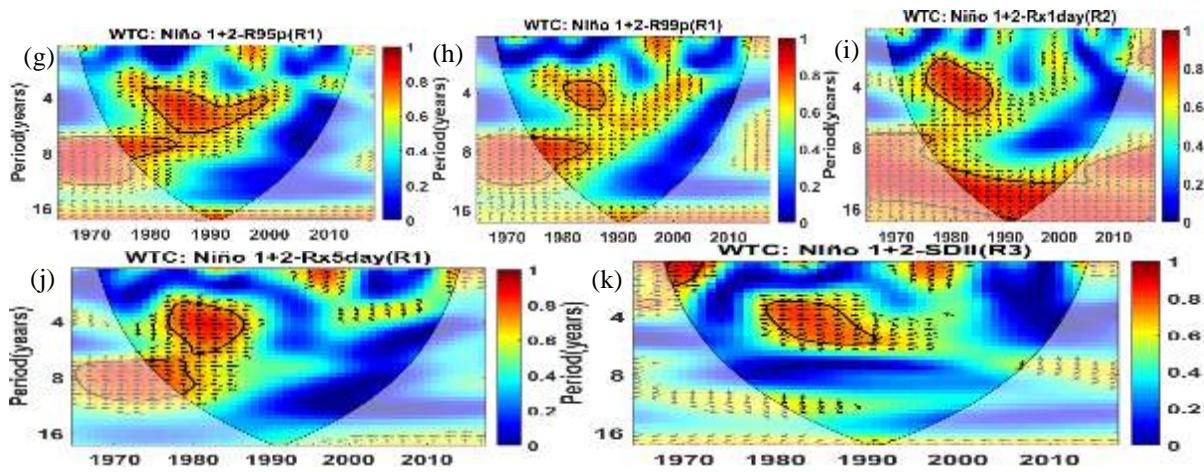


O índice CDD, Figura 171(a), apresenta periodicidade na escala de 2 anos, em 1996-1998, na escala de 6 anos, em 1998-2000, com o CDD avançado 45° do Niño 1+2 que responde a $1/8$ do período; e na escala de 13 anos, em 1987-1991, com o CDD defasado 45° do Niño 1+2 e o CDD respondendo a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 171(b), apresenta periodicidade de 4 a 8 anos, em 1975-1990, com o CWD e o Niño 1+2 em fase opostas. O índice PRCPTOT, Figura 171(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2000, com o PRCPTOT defasado 45° do Niño 1+2 e o PRCPTOT respondendo a $1/8$ do período; e periodicidade de 8 anos, em 1972-1988, com o PRCPTOT avançado 135° do Niño

1+2 que responde a 3/8 do período. O índice R10, Figura 171(d), apresenta periodicidade de 8 anos, em 1972-1988, e na escala de 16 anos, em 1988-1995, com o R10 avançado 135° do Niño 1+2 que responde a 3/8 do período. O índice R20, Figura 171(e), apresenta periodicidade de 8 anos, em 1975-2000, com o R20 e o Niño 1+2 em fase oposta; e na escala de 16 anos, em 1988-1995, o R20 avança 135° do Niño 1+2 que responde a 3/8 do período. O índice R50, Figura 171(f), apresenta periodicidade de 4 a 8 anos, em 1980-2000, com o Niño 1+2 e o R50 em fase oposta e com mudanças aleatórias nos vetores de fase; e na escala de 16 anos, em 1988-1995, o R50 avança 135° do Niño 1+2 que responde a 3/8 do período. O índice R95p, Figura 171(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-2000, e na escala de 8 anos, em 1976-1985, com o Niño 1+2 e o R95p em fase opostas. O índice R99p, Figura 171(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1984-1998, e na escala de 8 anos, em 1978-1988, com o Niño 1+2 e o R99p em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 171(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1978-1990, com o Rx1day e o Niño 1+2 em fase opostas; e na escala de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com o Rx1day avançado 135° do Niño 1+2 que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day, Figura 171(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1978-1988, e na escala de 8 anos, em 1975-1980, com o Niño 1+2 e o Rx5day em fase opostas. O SDII, Figura 171(k), apresenta periodicidade de 2 anos em 1970-1974, com o SDII e o Niño 1+2 em fase, e na escala de 4 anos, em 1978-1992, com o SDII e o Niño 1+2 em fase opostas, e a partir de 1988, o SDII avança 135° do Niño 1+2 que responde a 3/8 do período.

Figura 171- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 1+2 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

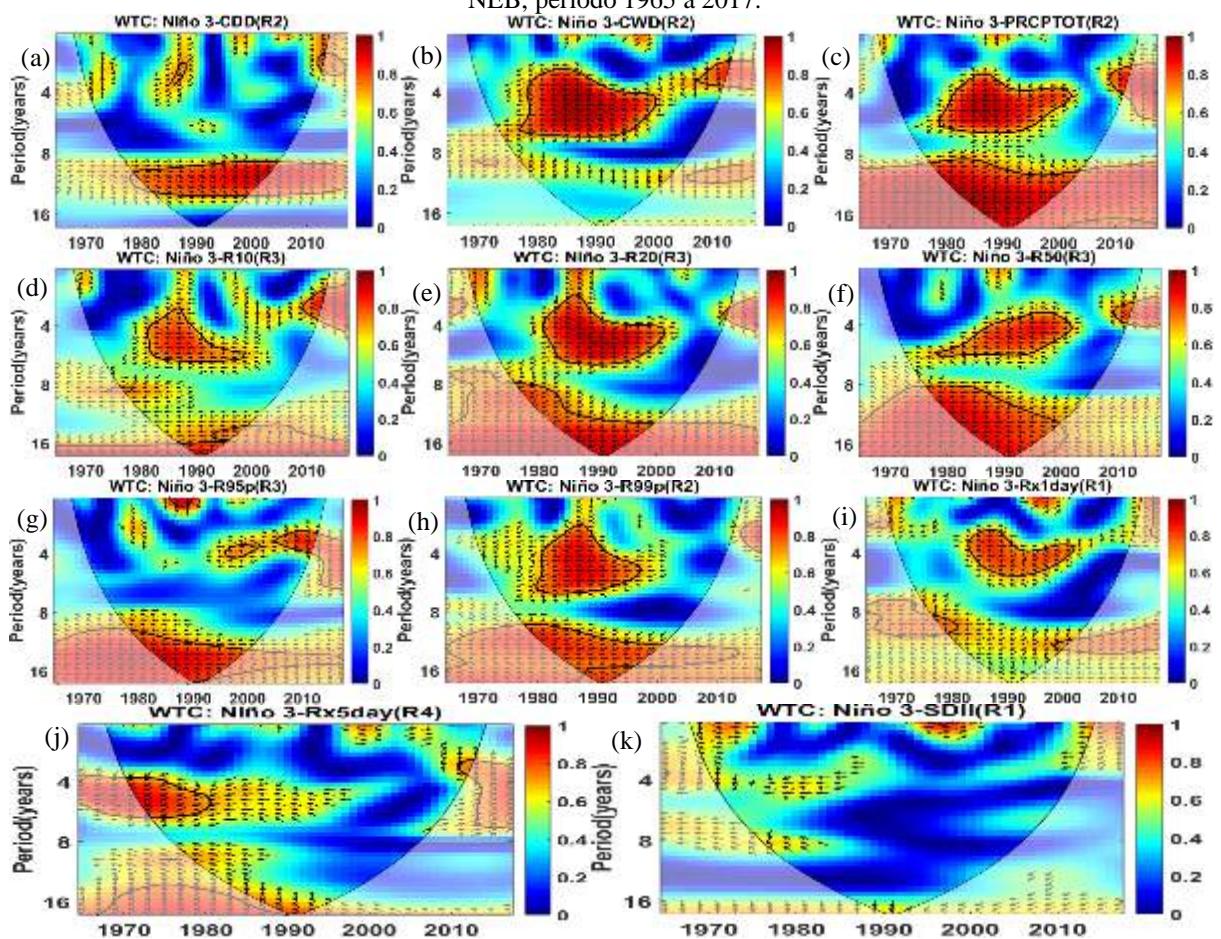




O índice CDD, Figura 172(a), apresenta periodicidade de 12 anos, em 1980-2006, com o índice CDD avançado 45° do Niño 3. O índice CWD, Figura 172(b), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-2000, com mudanças aleatórias nos vetores de fase, com o CWD e o Niño 3 em fase opostas, e com o Niño 3 avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 2 anos, com o CWD defasado 90° do Niño 3 e o CWD responde a $1/4$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 172(c), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, com o Niño 3 e o PRCPTOT em fase opostas, e a partir de 1990, o PRCPTOT avança 135° do Niño 3 que responde a $3/8$ do período; periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o Niño 3 avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 9 a 16 anos, em 1980-2002, com o Niño 3 e o PRCPTOT em fase opostas. O índice R10, Figura 172(d), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-2002, com o índice R10 e o Niño 3 em fase opostas; periodicidade na escala de 2 anos, em 2010-2012, com o Niño 3 avançado 135° do R10 que responde a $3/8$ do período; na escala de 16 anos, em 1988-1992, o R10 avança 135° do Niño 3 que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 172(e), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-2000, com o Niño 3 e o R20 em fase opostas; na escala de 8 a 16 anos, em 1978-2000, o R20 avança 135° do R20 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1988 o Niño 3 e o R20 encontram-se em fase opostas. O índice R50, Figura 172(f), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-2000, com o Niño 3 avançado 135° do R50 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1988 o Niño 3 e o R50 encontram-se em fase opostas; na escala de 2 anos, em 2009-2012, o Niño 3 avançado 135° do R50 que responde a $3/8$ do período; e na escala de 8 a 16 anos, em 1978-2000, o R50 e o Niño 3 encontram-se em fase opostas, com alguns vetores indicando que o Niño 3 avança 135° do R50 que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 172(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o R95p defasado 90° do Niño 3 e o R95p

responde a $\frac{1}{4}$ do período; na escala de 4 anos, em 1998-2002, o Niño e o R95p encontram-se em fase opostas, e em 2008-2012, o Niño 3 avança 135° do R95p que responde a $\frac{3}{8}$ do período; e na escala de 10 a 16 anos, em 1980-2000, o Niño 3 e o R95p encontram-se em fase opostas. O índice R99p, Figura 172(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1998, e periodicidade de 8 a 16 anos, em 1980 a 2000, com o Niño 3 e o R99p em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 172(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2002, no início do período o Niño 3 e o Rx1day encontram-se em fase opostas, e a partir de 1990, o Niño 3 avança 135° do Rx1day que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O índice Rx5day, Figura 172(j), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1970-1980, com o Rx5day avançado 135° do Niño 3 que responde a $\frac{3}{8}$ do período. O SDII, Figura 172(k), não apresenta periodicidade significante ao nível de 5%.

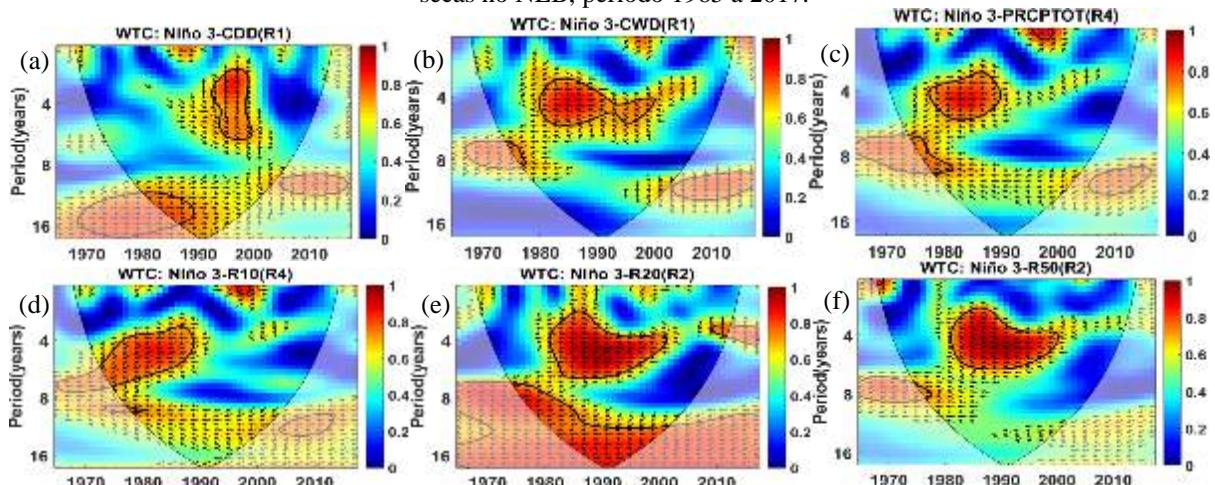
Figura 172- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

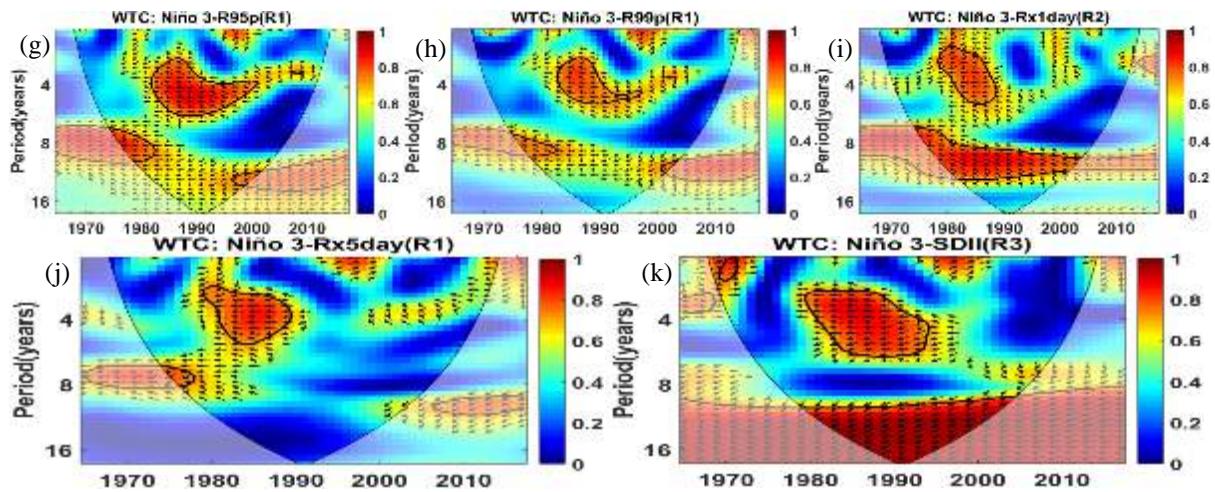


O índice CDD, Figura 173(a), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1994-2000, com o CDD avançado 90° do Niño 3 que responde a $\frac{1}{4}$ do período, e na escala de 1980-1990,

com o Niño 3 e o CDD em fase. O índice CWD, Figura 173(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-2000, no início do período o Niño 3 e o CWD encontram-se em fase opostas, e a partir de 1990 o Niño 3 avança 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 173(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o Niño 3 e o PRCPTOT em fase opostas. O índice R10, Figura 173(d), apresenta periodicidade de 4 a 7 anos, em 1978-1988, no início do período, o R10 avança 135° do Niño 3 que responde a 3/8 do período, e a partir de 1985 o Niño 3 e o R10 encontram-se em fase opostas. O índice R20, Figura 173(e), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1980-2000, com o Niño 3 e o R20 em fase opostas; e periodicidade de 8 a 16 anos, apresentando diferenças aleatórias nos vetores de fase. O índice R50, Figura 173(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2000, com o Niño 3 avançado 135° do R50 que responde a 3/8 do período. O índice R95p, Figura 173(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-2000, e na escala de 8 anos, em 1975-1983, com o Niño 3 e o R95p em fase opostas. O índice R99p, Figura 173(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1998, com o Niño 3 e o R99p em fase opostas; e periodicidade de 8 anos, em 1978-1982, com o Niño 3 avançado 135° do R99p que responde a 3/8 do período. O índice Rx1day, Figura 173(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o Niño 3 e o Rx1day em fase opostas; e periodicidade de 8 anos, em 1975-2005, com o Niño 3 avançado 135° do Rx1day que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day apresenta periodicidade de 4 anos, em 1980-1990, com o Niño 3 e o Rx5day em fase opostas, Figura 173(j). O SDII, Figura 173(k), apresenta periodicidade de 4 a 10 anos, em 1980-1992, com o Niño 3 e o SDII em fase opostas; e periodicidade de 10 a 16 anos, com o SDII avançado 135° do Niño 3 que responde a 3/8 do período.

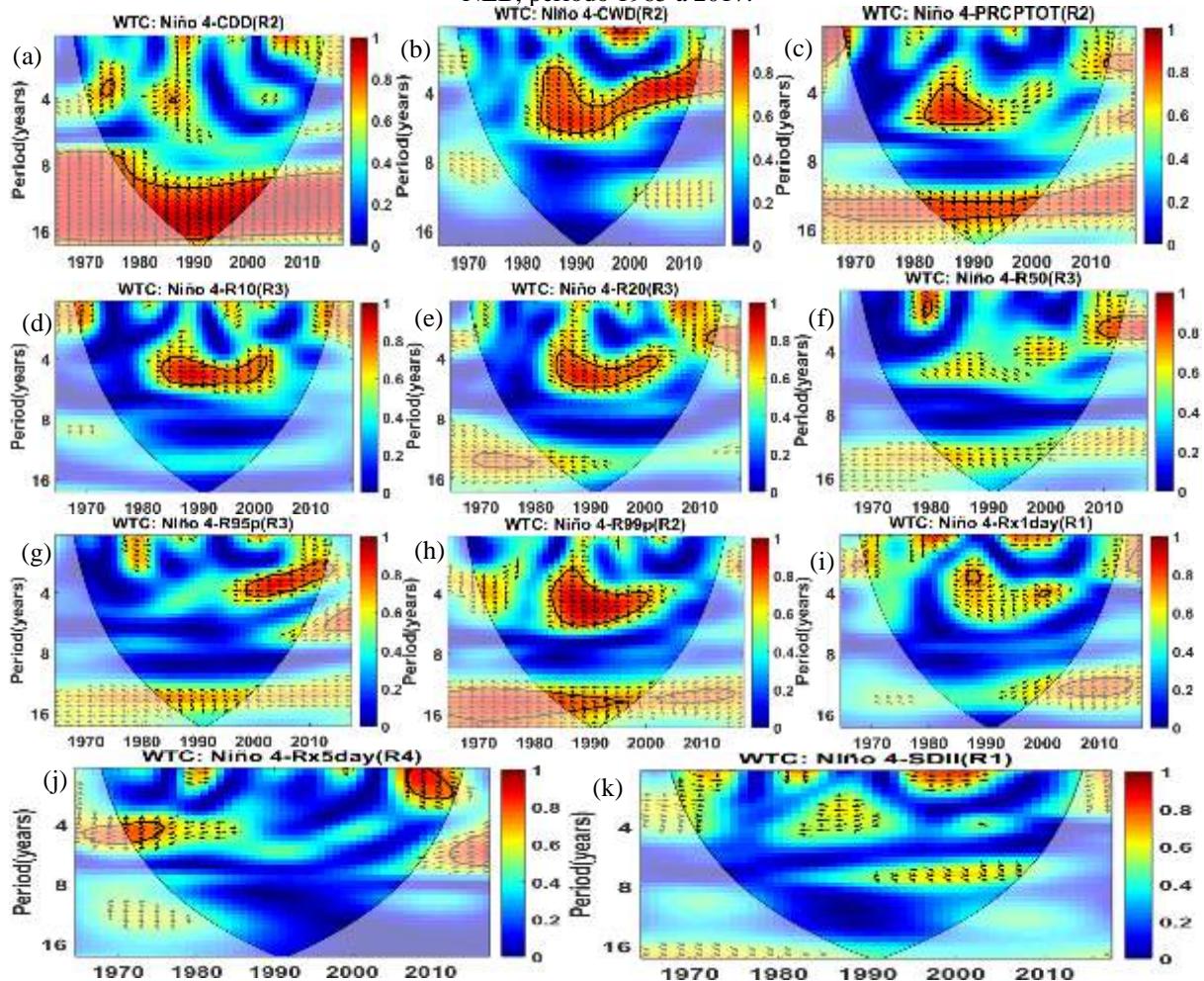
Figura 173- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95p(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.





O índice CDD, Figura 174(a), apresenta periodicidade de 8 a 16 anos, em 1975-2005, com o CDD avançado 45° do Niño 4 que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 174(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2012, com o Niño 4 avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 174(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1992, e na escala de 8 anos, em 1982-2000, com o Niño 4 avançado 135° do PRCPTOT que responde a $3/8$ do período. Os índices R10 e R20, Figuras 174(d, e), apresentam periodicidade de 5 anos, em 1985-2000, com o Niño 4 avançado 135° dos índices R10 e R20 que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 174(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, e o índice R95p, Figura 174(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1998-2012, com o Niño 4 e os índices R50 e R95p em fase opostas. O índice R99p, Figura 174(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2000, e periodicidade de 15 anos, em 1985-1998, com o Niño 4 avançado 135° do R99p que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 174(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o Niño 4 e o Rx1day em fase opostas. O índice Rx5day, Figura 174(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2012, com o Rx5day defasado 90° do Niño 4 e o Rx5day responde a $1/4$ do período, e a partir de 2011, o Niño 3 avança 135° do Rx5day que responde a $3/8$ do período; e na escala de 4 anos, em 1972-1978, com o Rx5day avançado 135° do Niño 4 que responde a $3/8$ do período. O SDII, Figura 174(k), não apresenta periodicidade significante ao nível de 5%.

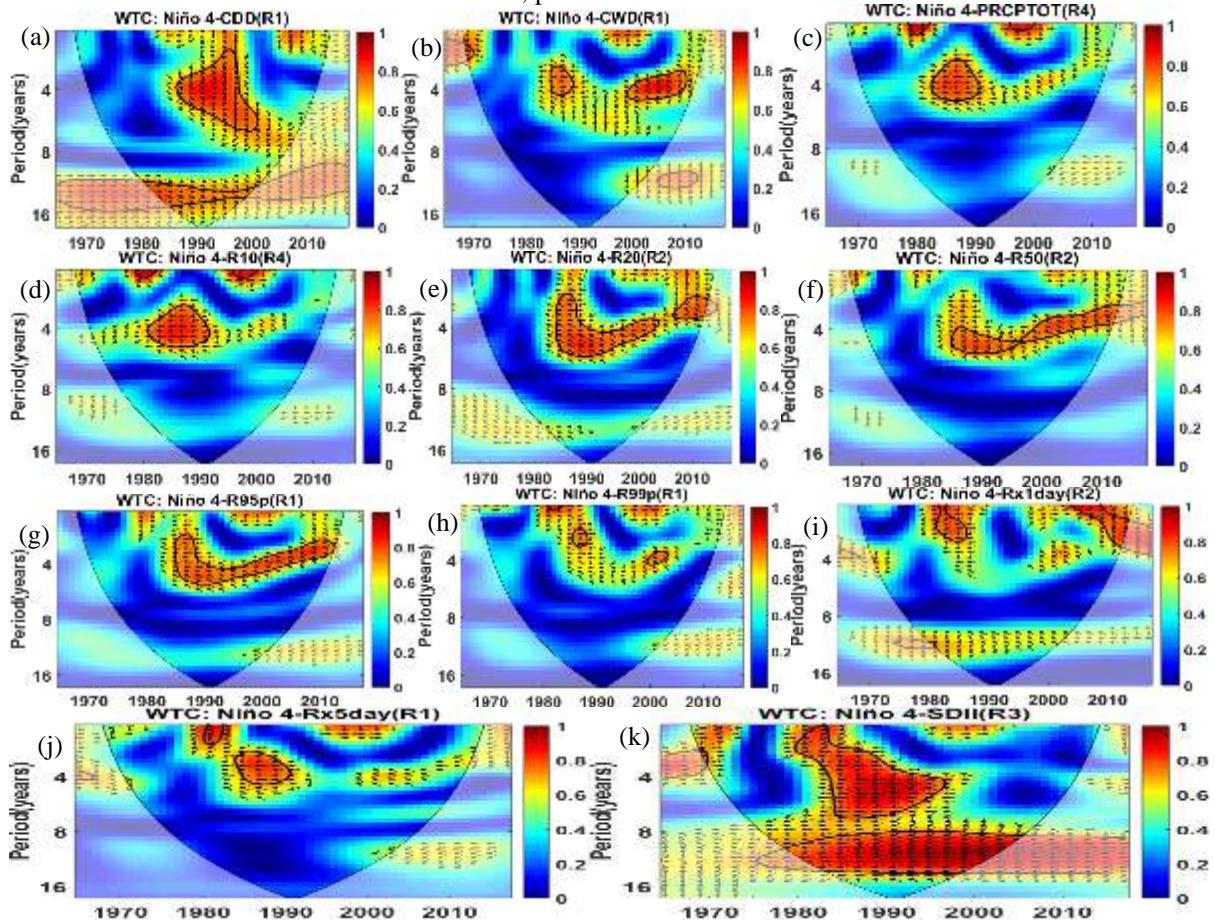
Figura 174- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.



O índice CDD, Figura 175(a), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1988-2002, com CDD avançado 45° do Niño 4, e a partir de 1995, o CDD avança 90° do Niño 4 que responde a 1/4 do período; e periodicidade de 14 anos, em 1980-2000, com o CDD avançado 45° do Niño 4 que responde a 1/8 do período. O índice CWD, Figura 175(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o Niño 4 e o CWD em fase opostas; e em 2000-2010, com o Niño 4 avançado 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 175(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, e o índice R10, Figura 175(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o Niño 4 e os índices PRCPTOT e o R10 em fase opostas. O índice R20, Figura 175(e), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1988-2002, e periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, com o Niño 4 avançado 135° do índice R20 que responde a 3/8 do período. Os índices R50 e R95p, Figuras 175(f, g), apresentam periodicidade de 4 anos, em 1988-2012, com o Niño 4 avançado 135° dos índices R50 e R95p que respondem a 3/8 do período. O índice R99p, Figura 175(h), apresenta periodicidade de 3

anos, em 1988-1990, com o Niño 4 e o R99p em fase opostas; e periodicidade de 4 anos, em 2000-2002, com o Niño 4 avançado 135° do R99p que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 175(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1985-1989 e 2006-2012, com diferenças aleatórias nos vetores de fase. O índice Rx5day, Figura 175(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1980-1982, com o Rx5day avançado 135° do Niño 4 que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1986-1990, com o Niño 4 e o Rx5day em fase opostas. O SDII, Figura 175(k), apresenta periodicidade de 2 a 6 anos, em 1980-1998, e periodicidade de 8 a 12 anos, em 1980-2007, com o Niño 4 e o SDII em fase opostas.

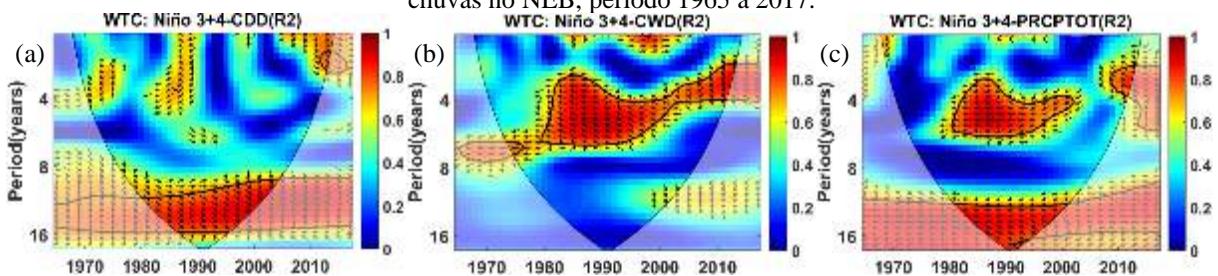
Figura 175- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

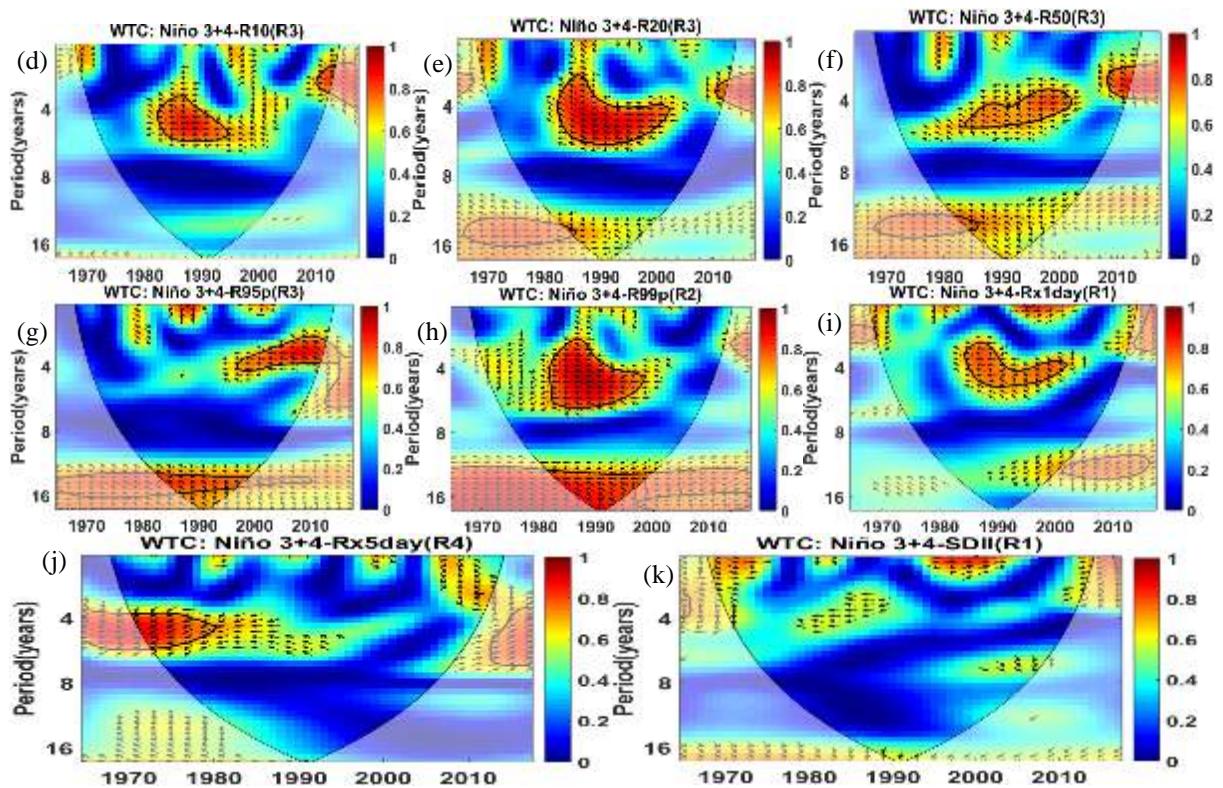


O índice CDD, Figura 176(a), apresenta periodicidade de 15 anos, em 1980-2005, com o CDD avançado 45° do Niño 3+4 que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 176(b), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, e 1982-2012, com o Niño 3+4 avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período, e a partir de 2010, o CWD avança 135° do Niño 3+4

que responde a 3/8 do período, verifica-se também vetores de fase com o CWD e o Niño 3+4 em fases opostas. O índice PRCPTOT, Figura 176(c), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1982-2002, com o Niño 3+4 e o PRCPTOT em fase opostas, e a partir de 1998, o PRCPTOT avança 135° do Niño 3+4 que responde a 3/8 do período; periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, e periodicidade de 10 a 16 anos, em 1980-2000, com o Niño 3+4 avançado 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice R10, Figura 176(d), apresenta periodicidade de 6 anos, em 1985-1995, com o Niño 3+4 e o R10 em fase opostas. O índice R20, Figura 176(e), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1982-2000, com o Niño 3+4 avançado 135° do R20 que responde a 3/8 do período, e a partir de 1995 o Niño 3+4 e o R10 encontram-se em fase opostas. O índice R50, Figura 176(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2000, e em 2008-2012, com o Niño 3+4 avançado 135° do R50 que responde a 3/8 do período. O índice R95p, Figura 176(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1998-2012, com o Niño 3+4 e o em fase opostas, e a partir de 2008, o Niño 3+4 avança 135° do R95p que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 14 anos, em 1984-2000, com o Niño 3+4 avançado 135° do R95p que responde a 3/8 do período. O índice R99p, Figura 176(h), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2000, e periodicidade de 12 a 16 anos, em 1980-2000, apresentando diferenças aleatórias nos vetores de fase, com o Niño 3+4 e o R99p em fase opostas, e o Niño 3+4 avançado 135° do R99p que responde a 3/8 do período. O índice Rx1day, Figura 176(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2002, com o Niño 3+4 e o Rx1day em fase opostas, e a partir de 1995, o Niño 3+4 avança 135° do Rx1day. O índice Rx5day, Figura 176(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1970-1980, com o Rx5day avançado 135° do Niño 3+4 que responde a 3/8 do período. O índice SDII, Figura 176(k), não apresenta periodicidade significante ao nível de 5%.

Figura 176- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

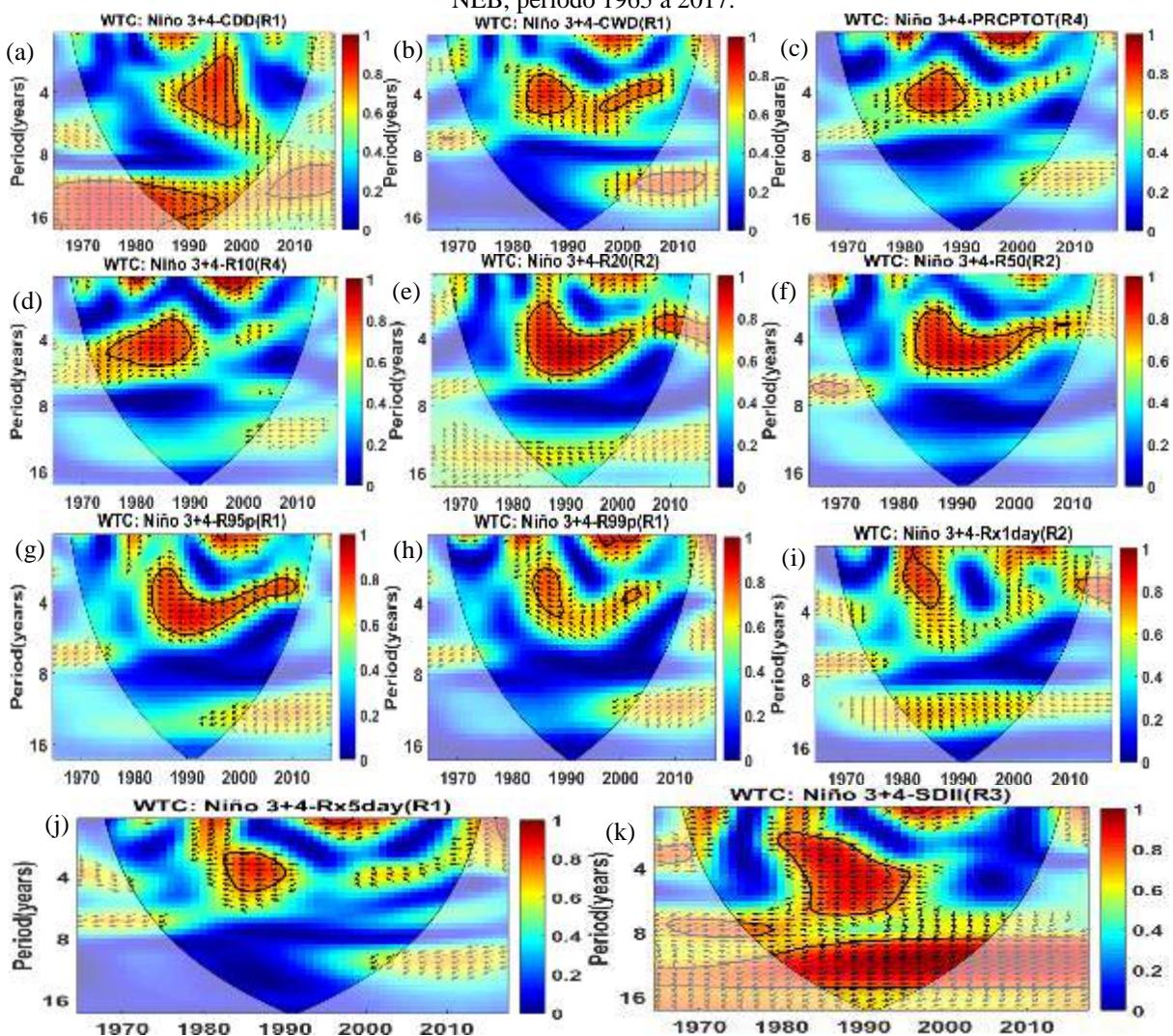




O índice CDD, Figura 177(a), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1990-2000, com o CDD avançado 45° do Niño 3+4 que responde a $1/8$ do período, e a partir de 1995 o CDD avança 90° do Niño 3+4 que responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 14 a 16 anos, em 1980 a 1996, com o CDD avançado 45° do Niño 3+4 que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 177(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o Niño 3+4 e o CWD em fase opostas, e em 1998-2008, com o Niño 3+4 avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 177(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1996-2002, com o Niño 3+4 e o PRCPTOT em fase; e periodicidade de 4 anos, em 1982-1990, com o Niño 3+4 e o PRCPTOT em fase oposta. O índice R10, Figura 177(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1995-2000, com o Niño 3+4 e o R10 em fase, e periodicidade de 4 anos, em 1978-1990, com o R10 avançado 135° do Niño 3+4 que responde a $3/8$ do período, e a partir de 1981, o Niño 3+4 e o R10 em fase opostas. O índice R20, Figura 177(e), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1984-2002, com o Niño 3+4 avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período; e em 2008-2012, com o R20 defasado 90° do Niño 3+4 e o R20 responde a $1/4$ do período. O índice R50, Figura 177(f), apresenta periodicidade de 1985-2007, com o R50 avançado 135° do Niño 3+4 que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 177(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2010, com o Niño 3+4 em fase opostas, e a partir de 1992, o Niño 3+4 avança 135° do R95p que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 177(h), apresenta periodicidade de 4 anos,

em 1988-1990, com o Niño 3+4 e o R99p em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 177(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1983-1988, com o Niño 3+4 e o Rx1day em fase opostas. O índice Rx5day, Figura 177(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1983-2000, com o Niño 3+4 e o Rx5day em fase opostas. O SDII, Figura 177(k), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1982-1995, com o Niño 3+4 e o SDII em fase opostas; e periodicidade de 10 a 14 anos, em 1980-2005, com o SDII avançado 135° do Niño 3+4 que responde a 3/8 do período.

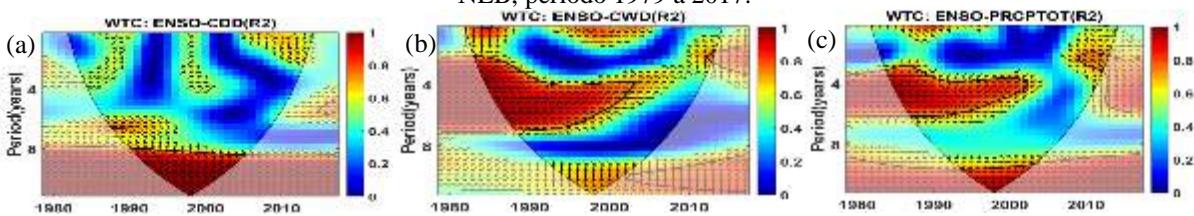
Figura 177- Espectro da coerência wavelet do índice Niño 3+4 e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.

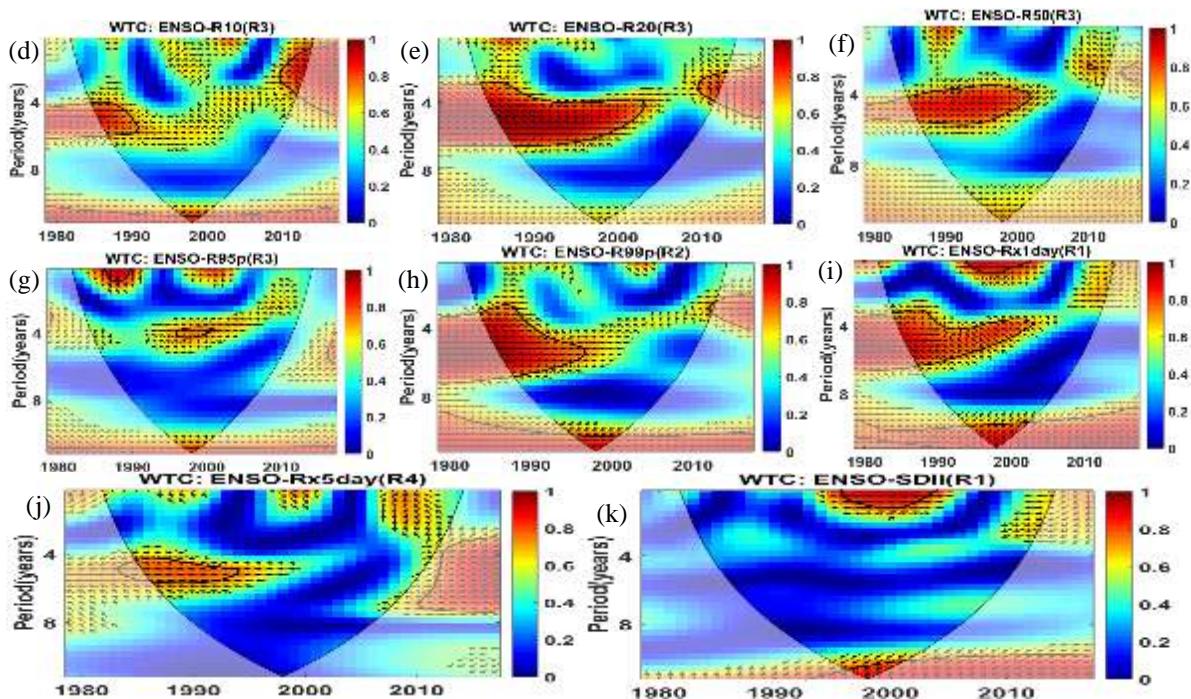


A região de covariabilidade dos índices de extremos climáticos com o ENSO mostram coerência variando de 0,6 a 1. A coerência da wavelet do ENSO e do índice CDD, Figura 178(a), apresenta periodicidade de 8 anos, em 1990-2005, e mostra que o índice CDD está avançado 45° do ENSO que responde a 1/8 do período. O índice CWD, Figura 178(b),

apresenta periodicidade de 3 a 7 anos, em 1985-2005, com o ENSO e o CWD em fase opostas, e a partir de 1995, o ENSO avança 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 178(c), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2003, com o ENSO e PRCPTOT em fase opostas, e a partir de 1995, o PRCPTOT avança 135° do ENSO que responde a 3/8 do período; verifica-se periodicidade de 4 anos, em 2010 a 2013; e periodicidade de 12 anos, em 1995-2003, com o ENSO e o PRCPTOT em fase opostas. O índice R10, Figura 178(d), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1987-1992, com o ENSO e o R10 em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o ENSO avançado 135° do R10 que responde a 3/8 do período. O índice R20, Figura 178(e), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2002, com o ENSO e o R20 em fase opostas; e periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o ENSO avançado 135° do índice R20, que responde a 3/8 do período. O índice R50, Figura 178(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1988-2002, e o índice R50 e o ENSO encontram-se em fase opostas. O índice R95p, Figura (g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o R95p defasado 90° do ENSO, e o R95p respondendo a 1/4 do período; e periodicidade de 4 anos, em 1998-2002, com o ENSO e o R95p em fase oposta. O índice R99p, Figura 178(h), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-1998, e 13 anos, em 1996-2000, com o ENSO e o R99p em fase opostas. O índice Rx1day, Figura 178(i), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1996-2002, e o ENSO e o Rx1day em fase; e periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2002, com o ENSO e Rx1day em fase opostas, e a partir de 1990, o ENSO avança 135° do Rx1day que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 12 anos, em 1995-2002, com o Rx1day avançado 135° do ENSO que responde a 3/8 do período. O índice Rx5day, Figura 178(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1998-2005, com o ENSO e Rx1day em fase opostas. O SDII, Figura 178(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1996-2003, com o ENSO e o SDII em fase, e periodicidade de 12 anos, em 1998-2002, com o SDII avançado 135° do ENSO que responde a 3/8 do período.

Figura 178- Espectro da coerência wavelet do índice ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1979 a 2017.

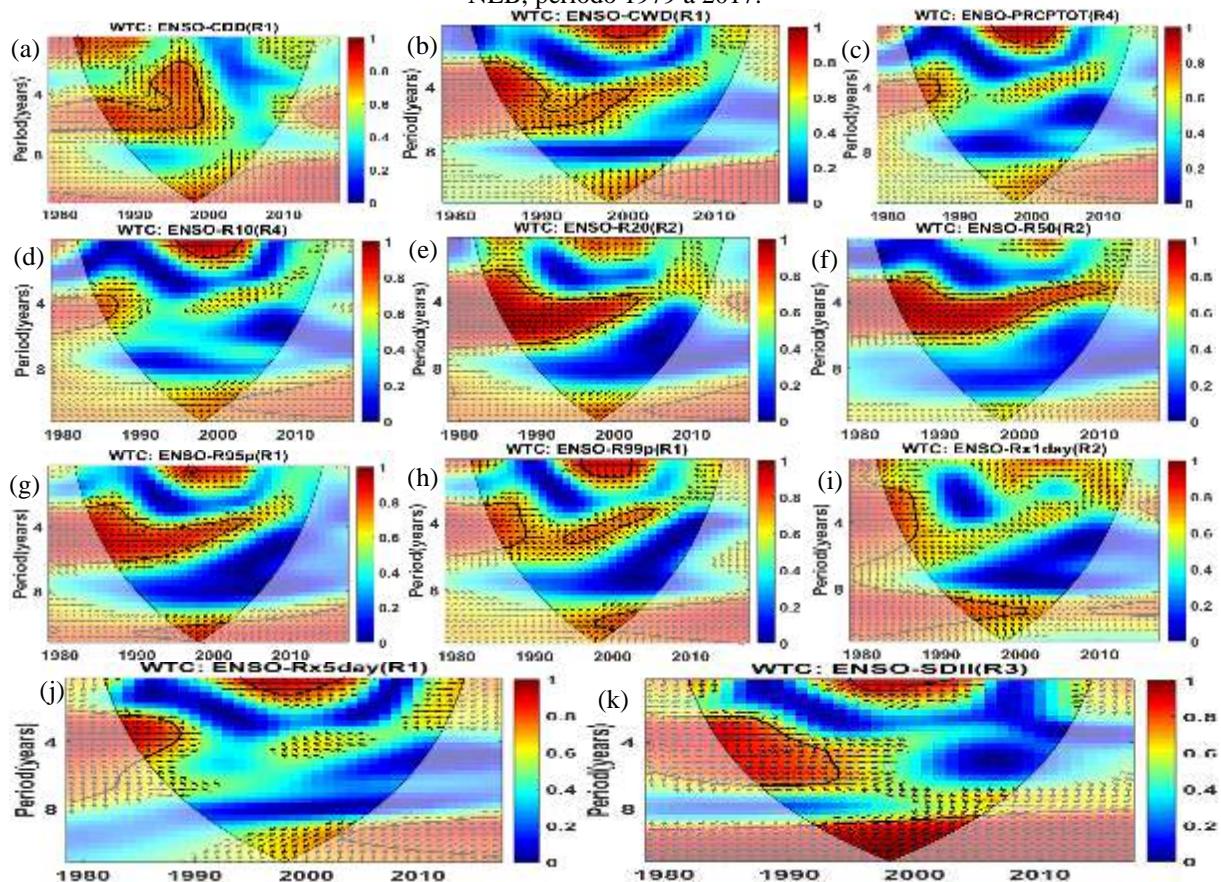




O ENSO e o índice CDD, Figura 179(a), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1988-2000, e o CDD avançando 45° do ENSO que responde a $1/8$ do período, verifica-se também vetores de fase indicando que o CDD avança 90° do ENSO que responde a $1/4$ do período. O índice CWD, Figura 179(b), apresenta periodicidade de 4 a 7 anos, em 1985-2000, apresentando mudanças aleatórias nos vetores de fase, com o CWD e o ENSO em fase opostas, e o ENSO avançando 135° do CWD que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o ENSO e CWD em fase opostas. Os índices PRCPTOT e R10, Figuras 179(c,d), apresentam periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com os índices PRCPTOT e R10 e o ENSO em fase; e periodicidade de 4 anos, em 1985-1988, com o ENSO e os índices PRCPTOT e R10, em fase opostas. O índice R20, Figura 179(e), apresenta periodicidade de 4 a 7 anos, em 1985-2005, com o R20 e o ENSO em fase opostas. O índice R50, Figura 179(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1985-2010, e o ENSO avançando 135° do R50, que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 179(g), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-2005, com o ENSO e R95p em fase opostas; e periodicidade de 12 anos, em 1996-2002, com o R95p avançando 135° do ENSO que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 179(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o ENSO e R99p em fase; periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o ENSO e o R99p em fase opostas, e em 1995-2005, com o ENSO avançando 135° do R99p que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 10 anos, em 1998-2004, com o R99p avançando 135° do ENSO que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 179(i), apresenta

periodicidade de 4 anos, em 1985-1988, com o Rx1day e o ENSO em fase opostas; e periodicidade de 8 anos, em 1992-2000, com o ENSO avançado 135° do Rx1day, que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day, Figura 179(j), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1995-2002, com o Rx5day e o ENSO em fase; e periodicidade de 4 anos, em 1985-1990, com o Rx5day e o ENSO em fase opostas. O SDII, Figura 179(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2002, com o ENSO e SDII em fase; periodicidade de 4 a 6 anos, em 1985-1995, com o ENSO e SDII em fase opostas; e periodicidade de 12 anos, em 1992-2005, com o SDII avançado 135° do ENSO que responde a $3/8$ do período. As regiões de covariabilidade do ENSO e dos índices de extremos climáticos apresentam coerência variando de 0,6 a 1.

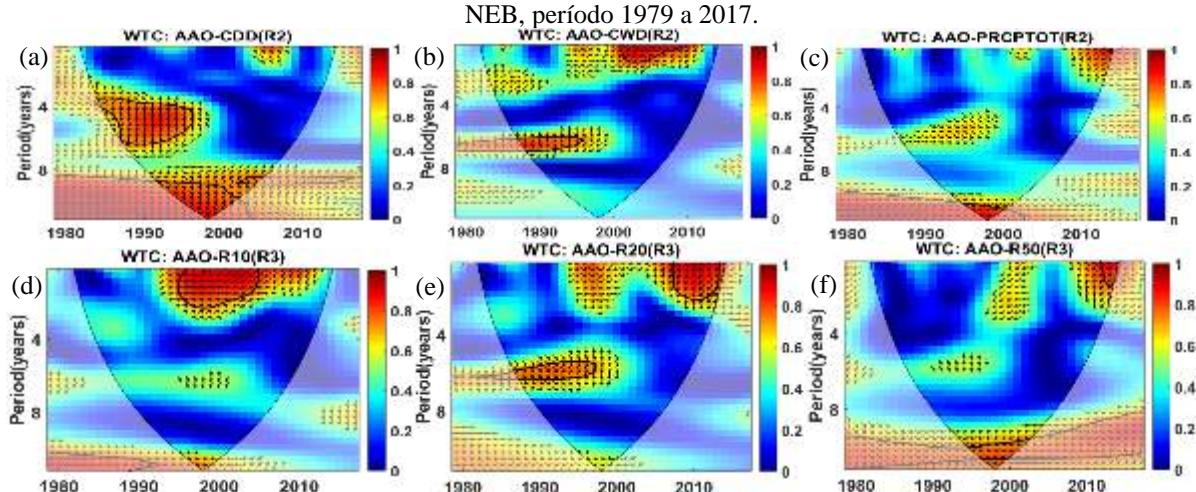
Figura 179- Espectro da coerência wavelet do índice ENSO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1979 a 2017.

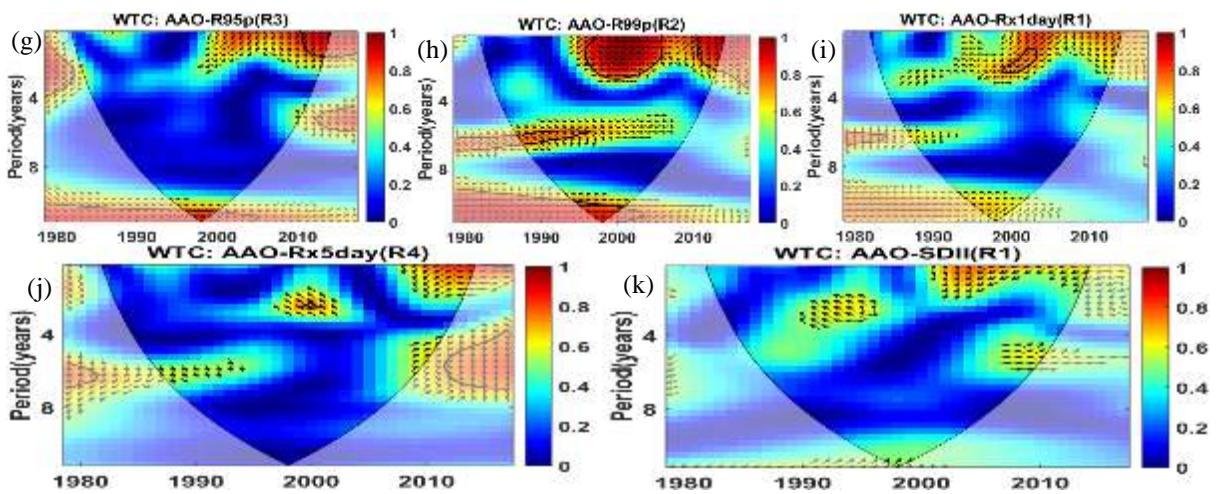


O índice CDD, Figura 180(a), apresenta periodicidade de 4 a 6 anos, em 1986-1998, com o CDD defasado 90° da AAO e o CDD responde a $1/4$ do período; e periodicidade de 8 a 16 anos, em 1993-2002, com a AAO avançada 135° do CDD que responde a $3/8$ do período. O índice CWD, Figura 180(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2010, com o CDD avançado 135° da AAO que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 7 anos, em 1988-

1998, com o CWD avançado 90° da AAO que responde a 1/4 do período. O índice PRCPTOT, Figura 180(c), apresenta periodicidade de 16 anos, em 1996-2000, com o PRCPTOT avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período. O índice R10, Figura 180(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2008, com a AAO e o R10 em fase opostas e apresentando mudanças aleatórias nos vetores de fase com o R10 avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período. O índice R20, Figura 180(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2007-2012, com o R20 avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 6 anos, em 1998-2000, com o R20 avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período. O índice R50, Figura 180(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2010, com o R50 avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 14 anos, em 1996-2004, com o R50 avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período. O índice R95p, Figura 180(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2010-2012, com o R95p avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 16 anos, em 1998-2000, com o R95p avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período. O índice R99p, Figura 180(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2005, com a AAO e o R99p em fase opostas, e em 2010-2012, com o R99p avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período; periodicidade de 6 anos, em 1988 a 1998, com o R99p avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 16 anos, em 1995-2000, com a AAO e o R99p em fase. O índice Rx1day, Figura 180(i), apresenta periodicidade de 2000-2005, com o Rx1day avançado 135° da AAO que responde a 3/8 do período. Os índices Rx5day e SDII, Figuras 180(j,k), não apresentam periodicidade sgnificante ao nível de 5%.

Figura 180- Espectro da coerência wavelet do índice AAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1979 a 2017.

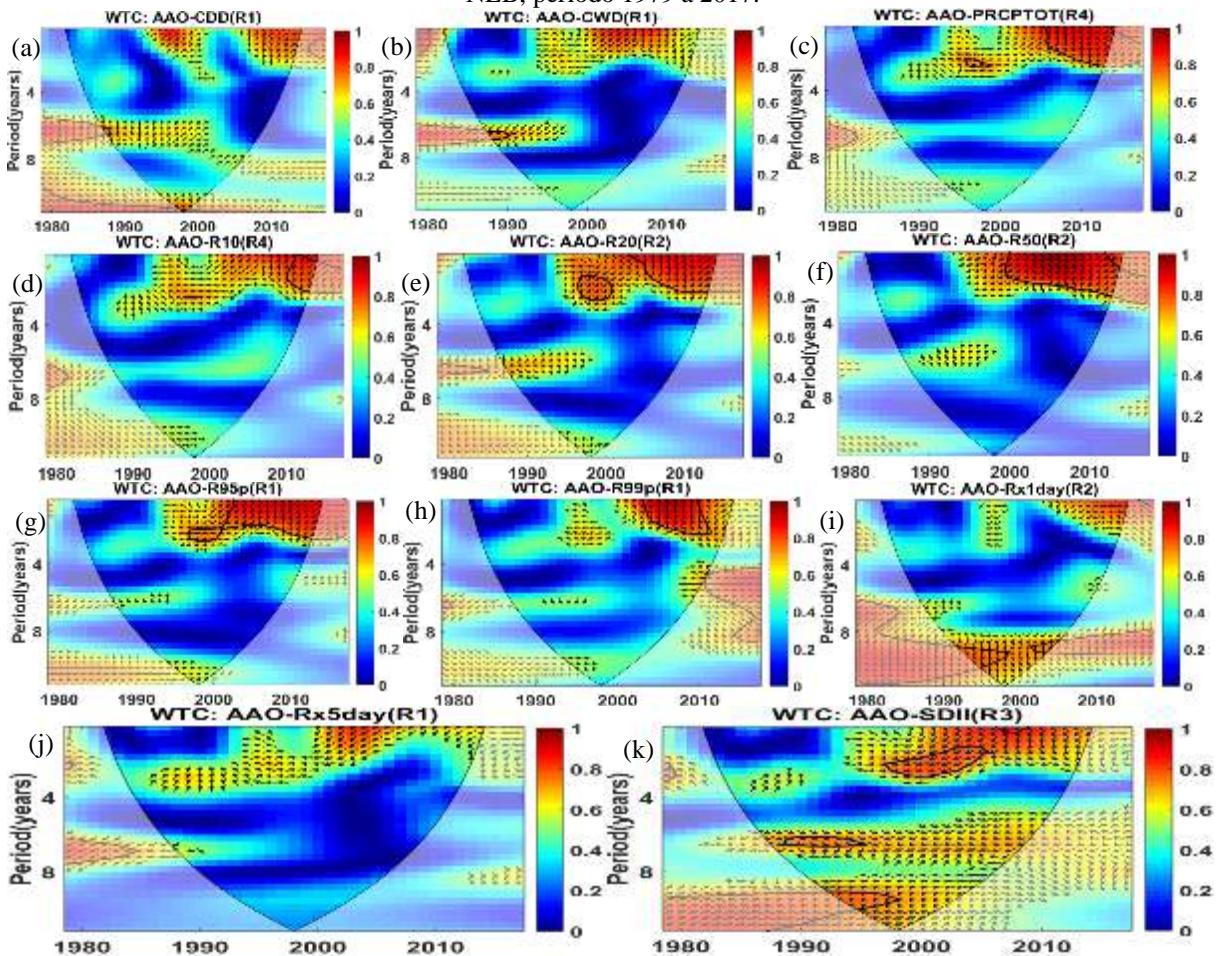




O índice CDD e a AAO, Figura 181(a), não apresenta periodicidade significante ao nível de 5%, nas áreas mais propícias a episódios de seca no NEB. O índice CWD, Figura 181(b), apresenta periodicidade de 6 anos, em 1989-1992, com o CWD avançando 135° da AAO que responde a $3/8$ do período, a coerência apresenta coeficiente de 0,6. O índice PRCPTOT, Figura 181(c), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005-2012, com o índice PRCPTOT avançado 90° da AAO que responde a $1/4$ do período, e a partir de 2010 o índice PRCPTOT avança 135° da AAO que responde a $3/8$ do período. O índice R10, Figura 181(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2012, com o índice R10 avançado 90° da AAO que responde a $1/4$ do período, e a partir de 2010 o índice R10 avança 135° da AAO que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 181(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2001, com a AAO e o índice R20 em fase opostas; e em 2003-2012, com o índice R20 avançado 90° da AAO que responde a $1/4$ do período, e a partir de 2008 o índice R20 avança 135° da AAO que responde a $3/8$ do período. O índice R50, Figura 181(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2012, com o índice R50 avançado 135° da AAO que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 181(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2001, com a AAO e o R95p, em fase opostas; e em 2002-2012, com o índice R95p avançado 135° da AAO que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 181(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2004-2010, com o índice R99p avançado 90° da AAO que responde a $1/4$ do período. O índice Rx1day, Figura 181(i), apresenta periodicidade de 10 anos, em 1994-2000 e 2002-2006, com o índice Rx1day avançado 90° da AAO que responde a $1/4$ do período. O índice Rx5day e a AAO, Figura 181(j), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%. O SDII, Figura 181(k), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998-2005, com a AAO e o SDII em fase opostas, e a partir de 2001, o SDII avança 135° da AAO que responde a $3/8$ do período; periodicidade de 6 anos, em 1990-1997, com o SDII

avançado 45° da AAO que responde a 1/8 do período; e periodicidade de 10 anos, em 1993-1998, com a AAO e SDII em fase.

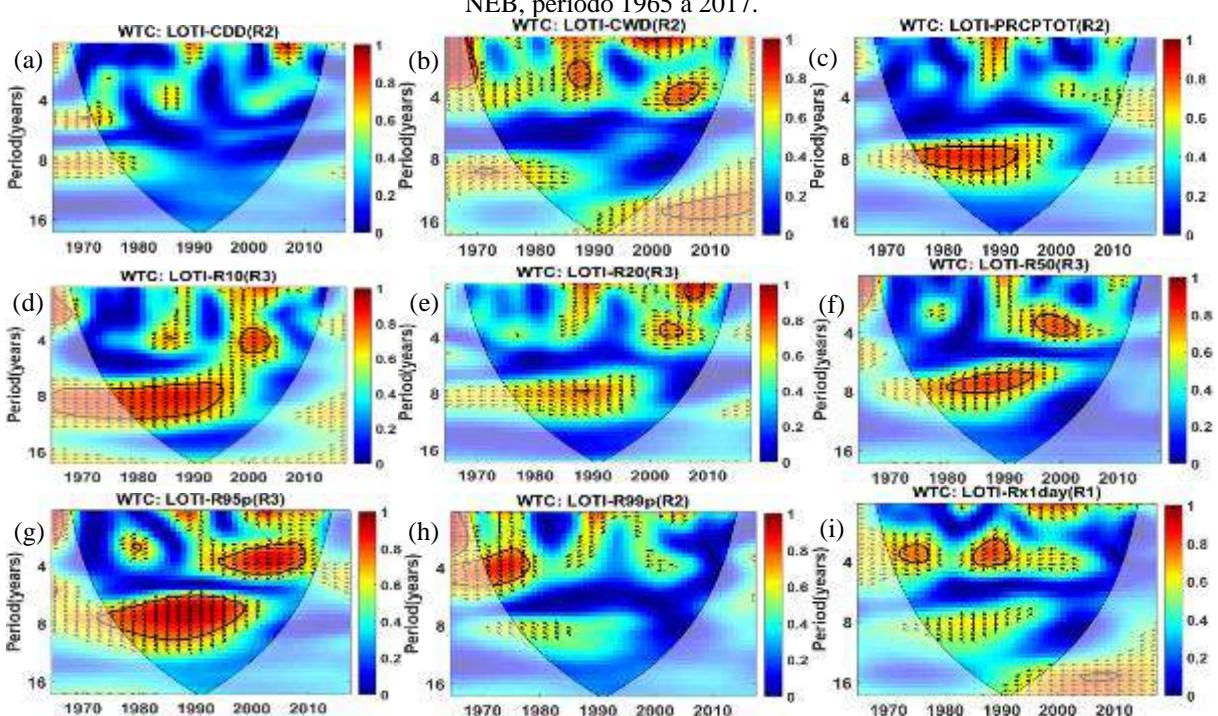
Figura 181- Espectro da coerência wavelet do índice AAO e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1979 a 2017.

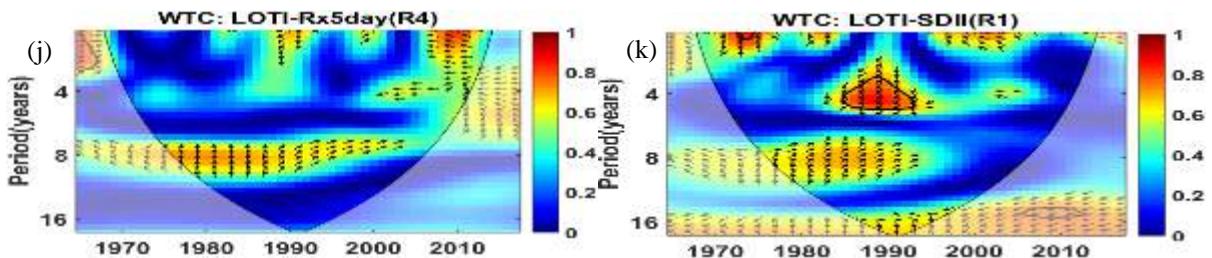


O índice CDD e o LOTI, Figura 182(a), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%. O índice CWD, Figura 182(b), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o CWD avançado 135° do LOTI que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 4 anos, em 2004-2008, com o LOTI avançado 135° do CWD que responde a 3/8 do período. O índice PRCPTOT, Figura 182(c), apresenta periodicidade de 8 anos, em 1988-1994, com o LOTI avançado 135° do índice PRCPTOT que responde a 3/8 do período. O índice R10, Figura 182(d), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2000-2004, e periodicidade de 8 anos, em 1978-1995, com o LOTI avançado 135° do R10 que responde a 3/8 do período. O índice R20, Figura 182(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2008-2010, com o LOTI avançado 135° do R20 que responde a 3/8 do período; e periodicidade de 4 anos, em 2002-2004, com a

AAO e o R20 em fase. O índice R50, Figura 182(f), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1996-2002, com o R50 avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 8 anos, em 1982-1996, com o R50 defasado 45° do LOTI e o R50 respondendo a $1/8$ do período. O índice R95p, Figura 182(g), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1996-2008, com o R95p avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 8 anos, em 1973-2000, com o R95 defasado 90° do LOTI e o R95p respondendo a $1/4$ do período. O índice R99p, Figura 182(h), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1972-1980, com o R99p avançado 45° do LOTI que responde a $1/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 182(i), apresenta periodicidade de 4 anos, 1973-1977, com o Rx1day avançado 45° do LOTI que responde a $1/8$ do período; e em 1985-1990, com o Rx1day avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período. O índice Rx5day e o LOTI, Figura 182(j), não apresentam periodicidade significante ao nível de 5%. O SDII, Figura 182(k), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1986-1992, com o SDII avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período.

Figura 182- Espectro da coerência wavelet do índice LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de chuvas no NEB, período 1965 a 2017.

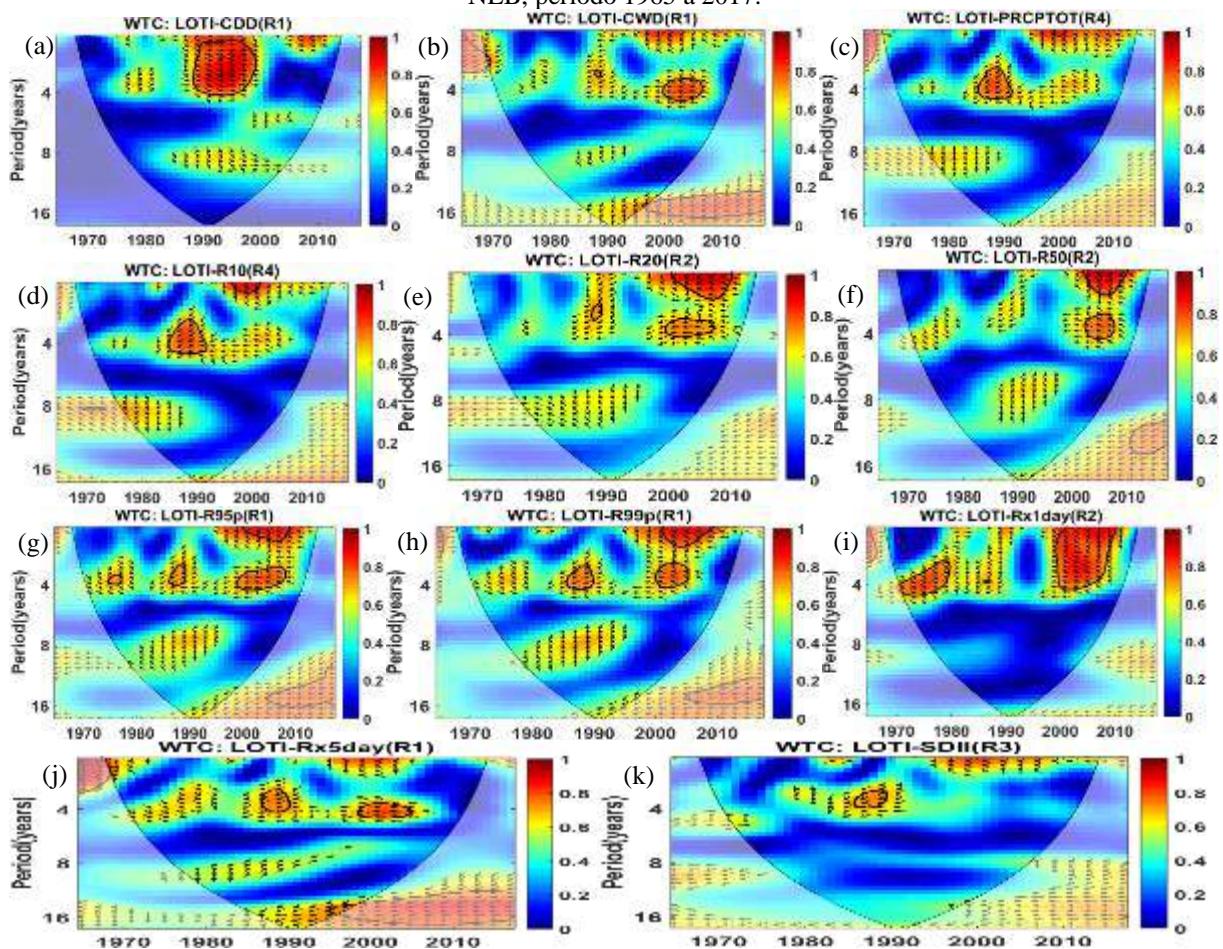




O índice CDD, Figura 183(a), apresenta periodicidade de 2 a 4 anos, em 1990-2000, com o CDD avançado 45° do LOTI que responde a $1/8$ do período. O índice CWD, Figura 183(b), apresenta periodicidade de 4 anos, em 2000-2006, com o LOTI avançado 135° do CWD que responde a $3/8$ do período. O índice PRCPTOT, Figura 183(c), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1987-1990, com o índice PRCPTOT avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período. O índice R10, Figura 183(d), apresenta periodicidade de 2 anos, em 1998 a 2000, com o LOTI avançado 135° do R10 que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1988-1992, com o R10 avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período. O índice R20, Figura 183(e), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2000-2010, com o LOTI avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 2000-2008, com o LOTI e o R20 em fase oposta. O índice R50, Figura 183(f), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2005-2010 e 2004-2008, com o LOTI avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período. O índice R95p, Figura 183(g), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2008, com o LOTI avançado 135° do R20 que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 2 anos, em 1988-1990, com o R95p avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 2002-2008 com o LOTI e R95p em fase opostas, e a partir de 2006, o LOTI avança 135° do R95p que responde a $3/8$ do período. O índice R99p, Figura 183(h), apresenta periodicidade de 2 anos, em 2002-2008, e periodicidade de 4 anos, em 2000-2004, com o LOTI avançado 135° do R99p que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 4 anos, em 1986-1990, com o R99p avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período. O índice Rx1day, Figura 183(i), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1972-1980, com o Rx1day avançado 45° do LOTI que responde a $1/8$ do período; e periodicidade de 2 a 4 anos, em 2000-2008, com o LOTI avançado 135° do Rx1day que responde a $3/8$ do período, e a partir de 2006, o Rx1day encontra-se defasado 90° do LOTI e o Rx1day respondendo a $1/4$ do período. O índice Rx5day, Figura 183(j), apresenta periodicidade de 4 anos, em 1986-1988, com o Rx5day avançado 135° do LOTI que responde a $3/8$ do período; e periodicidade de 5 anos, em 2000-2006, com o LOTI e o Rx5day, com o LOTI avançado 135° do Rx5day que responde a $3/8$ do período. O SDII, Figura 183(k),

apresenta periodicidade de 4 anos, em 1988-1990, com o SDII avançado 135° do LOTI que responde a 3/8 do período.

Figura 183- Espectro da coerência wavelet do índice LOTI e dos índices de extremos climáticos CDD(a), CWD(b), PRCPTOT(c), R10(d), R20(e), R50(f), R95(g), R99p(h), RX1day(i), RX5day(j), SDII(k), derivados de dados diários de precipitação observada, nas regiões homogêneas mais propícias a episódios de secas no NEB, período 1965 a 2017.



5 Conclusões

A presente pesquisa teve como objetivo avaliar a influência de teleconexões atmosféricas de escala global em índices de extremos climáticos, uma vez que devido a eventos severos de secas e escassez hídrica no NEB, torna-se importante avaliar a variabilidade espaço-temporal da precipitação resultante de mudanças nos padrões das teleconexões atmosféricas e da circulação atmosférica.

Os dados de precipitação diária oriundos da composição de dados observados de sensoriamento remoto do satélite TRMM 3B42; dados de precipitação mensal interpolada a partir de observações de superfície, provenientes do GPCC e os dados de precipitação observada de pluviômetros oriundos da ANA e INMET, mostram que a diferença de grade e o período de tempo da cobertura observacional apresentam diferenças significativas nos índices de extremos climáticos, ressaltando que os dados de do TRMM 3B42 e do GPCC são uniformes e os dados observados da ANA e INMET são escassos e a geração de falhas nas séries históricas dificultam resultados consistentes.

A aplicação da PCA e a análise de Cluster extraíram os padrões distintos dos eventos extremos dominados pelo sistema oceano e atmosfera e mostrou-se adequada na identificação da variabilidade da precipitação e nas diferenças regionais dos índices de extremos climáticos. O número maior de componentes principais extraídos para explicar a variância dos índices de extremos climáticos oriundos da precipitação observada em relação aos índices oriundos do satélite TRMM 3B42, possivelmente é decorrente da suavização espacial da precipitação oriunda do TRMM 3B42 em relação aos dados observados. A análise de wavelet identificou diferentes periodicidades significantes entre o acoplamento dos índices de extremos climáticos e os padrões oceânicos e atmosféricos, ou seja, as teleconexões atmosféricas influenciam os índices de extremos climáticos derivados da precipitação pluvial, em diferentes escalas espaço-temporal e impactam a variabilidade climática no NEB.

Os resultados indicam que as teleconexões atmosféricas afetam a intensidade da precipitação, contribuindo para o aumento de dias com chuva e também contribuem para o aumento da duração de períodos de estiagem. Nas áreas mais propícias a estiagem, os índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária do satélite TRMM 3B42 indicam que: a precipitação de intensidade extrema (R95p) e o índice Rx1day que reflete a intensidade de chuvas que pode causar inundações bruscas, são impactados pela PDO, QBO, SOI, TNAI, TSAI e AAO, em escala interanual; a precipitação muito extrema (R99p) é impactada pela PDO, QBO, TNAI e TSAI; o Rx5day é impactado em escala interanual pela QBO, TSAI e

AAO e a duração de períodos de estiagem e períodos chuvosos são impactadas pela QBO, SOI, TNAI e TSAI, em escala interanual. E nas áreas mais propícias a chuvas, os índices oriundos do satélite TRMM 3B42 indicam que: a AAO não impacta a precipitação de intensidade extrema; a precipitação muito extrema (R99p) apresenta periodicidade em escala interanual, sendo impactada pela PDO, SOI e TNAI; o índice Rx5day que é um indicador de chuvas máxima em 5 dias consecutivos que podem provocar deslizamento, é impactado pela QBO, SOI, TNAI e TSAI, em escala interanual; a intensidade da precipitação (SDII) e a duração de períodos chuvosos são impactadas pela PDO, SOI, QBO, TNAI, TSAI e AAO, em escala interanual; o Rx1day é impactado pela QBO, TSAI e AAO, em escala interanual; e a PDO, SOI, TNAI, TSAI afetam a variabilidade dos dias consecutivos secos, em escala interanual.

Com base na região homogênea R1, área mais chuvosa do NEB, o índice PRCPTOT derivados de dados mensais do GPCC mostram que a PDO+AMO, PNA, MEI, NAO, ENSO, TSAI, TNAI e ONI exercem maior influência nos índices de extremos climáticos. E na região R2, área mais propícia a períodos de estiagem, a QBO, AAO, TSAI e TNAI são as oscilações climáticas que exercem maior influência na convecção local, em escala interanual. As diferentes oscilações climáticas atuam simultaneamente e afetam os padrões climáticos. O acoplamento das fases não cruzadas, primeira fase fria da PDO+AMO, 1901-1924, modula a precipitação em quase todo o NEB, exceto no setor sul do estado da Bahia, e durante a segunda fase quente da PDO+AMO, 1995-1998, a precipitação oscilou irregularmente no norte do Maranhão (região R1) e no centro-oeste e leste do NEB (regiões R2 e R4) e o acoplamento das fases cruzadas da PDO+AMO apresentam pouca influência na modulação da precipitação no NEB.

Levando-se em consideração os índices de extremos climáticos derivados da precipitação diária observada no NEB, a região R2 do índice CDD, área com menor frequência de períodos de estiagem, a PDO+AMO apresenta periodicidade interanual, e a PDO+AMO e o CDD encontram-se em fase. Nas áreas mais chuvosas do NEB, a PDO+AMO e os índices de extremos climáticos apresentam elevada variabilidade, com periodicidade interanual, em diferentes escalas, e o TNAI, TSAI, MEI, ONI e SOI impactam os índices de extremos climáticos, em escala interanual e interdecadal, indicando influência das condições oceânicas na variabilidade da precipitação. A QBO impacta os índices de extremos climáticos, em escala interanual, com maior influência nas áreas mais propícias a estiagem. Os índices Niño 1+2, Niño 3, Niño 3+4 e Niño 4 impactam os índices de extremos climáticos em escala interanual e interdecadal, com maior influência nas áreas mais propícias a secas; a

região R1 do SDII, área de maior abrangência de precipitação intensa, não apresenta periodicidade significante com os índices Niño (3, 3+4 e 4). A coerência da wavelet mostra que as regiões mais propícias a estiagem, são mais impactadas AAO e LOTI, em relação as áreas mais propícias a chuvas.

Diante o exposto, os modos climáticos de grande escala PDO, MEI, SOI, QBO, ENSO e LOTI influenciam significativamente os índices de extremos climáticos do NEB, resultantes das mudanças na circulação provenientes da TSM do Oceano Pacífico e da variabilidade atmosférica interna, sendo que o oceano Pacífico exerce maior influência nas condições climáticas do NEB, em relação aos padrões de circulação do oceano Atlântico. Observou-se que as oscilações climáticas PDO, AMO, MEI, PNA, NAO, ONI, AAO, TNAI, ENSO, LOTI e os índices Niño (1+2, 3, 4, 3+4) contribuem para o aumento da duração de períodos de estiagem no NEB, e a QBO e TSAI contribuem para o aumento da precipitação total anual. Portanto, essas informações se tornam úteis para melhorias nas previsões climáticas a longo prazo; implantação de estratégias de adaptação e mitigação de eventos extremos, como secas e inundações e planejamento agrícola.

6 Sugestões para Trabalhos Futuros

Para uma melhor compreensão da interação entre as teleconexões atmosféricas e os índices de extremos climáticos e seus impactos na variabilidade climática, diante do estudo apresentado, citam-se como sugestões para estudos futuros:

- I. A detecção dos índices de extremos climáticos derivados da temperatura do ar recomendados pelo ETCCDI a fim de identificar a relação dos padrões de teleconexões com a variabilidade espaço-temporal da temperatura do ar no NEB;
- II. Monitoramento da dinâmica da vegetação através de índices espectrais e sua relação com as teleconexões atmosféricas e possíveis mudanças no sistema climático;
- III. Investigar as variações da atividade solar associada ao aquecimento ou resfriamento estratosférico e sua relação com a QBO;
- IV. Identificar tendências em períodos úmidos e secos e possíveis relações com as teleconexões e mudanças na TSM;
- V. Utilizar modelos climáticos para melhor entendimento das interações das teleconexões atmosféricas e dos índices de extremos climáticos e avaliar a variabilidade climática por meio dos cenários propostos pelo IPCC.
- VI. Investigar a relação dos índices de extremos climáticos com a estimativa de um índice global das oscilações AMO+PDO+NAO+SOI+QBO+AAO+ENSO.

7 REFERÊNCIAS

- ALCANTARA, C.R.; SOUZA, E.P. Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 23(1), 1-11. ISSN 0102-7786, 2008. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862008000100001>.
- ALVES, J.M.B.; DE SOUZA E.B.; REPELLI, C.A.; VITORINO, M.I.; FERREIRA, N.S. Episódios de La Niña na Bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a Distribuição de Chuvas no Setor Norte do Nordeste Brasileiro, **Revista Brasileira de Meteorologia**, 12, 63-76, 1997.
- ANDREOLI, R.V.; DE OLIVEIRA, S.S.; KAYANO, M.T.; VIEGAS, J.; DE SOUZA, R.A.F.; CANDIDO, L.A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall, **The International Journal of Climatology**, 37: 1374–1390, 2017. doi:10.1002/joc.4783
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T., A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade da precipitação do Nordeste do Brasil, **Revista Brasileira de Meteorologia**, 22(1), 63–74, 2007. doi: 10.1590/S0102-77862007000100007
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T.; GUEDES, R.L; OYAMA, M. .D.; ALVES, M.A. S.; A.influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19(2), 113-122, 2004.
- ANYAMBA A.; TUCKER C.; EASTMAN J.R. NDVI anomaly patterns over Africa during the 1997/98 ENSO warm event. **International Journal of Remote Sensing**, 22(10), 1847-1859, 2001. doi: 10.1080/01431160010029156
- APPENZELLER, C.; STOCKER T. F.; ANKLIN M. North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores, **Science**, 282(5388), 446–449, 1998. doi:10.1126/science.282.5388.446

ARAÚJO, W. S.; SOUZA, 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**, 4(2), 741-760, 2012. doi: 10.26848/rbgf.v5i4.232842

BALDWIN, M. P.; GRAY, L. J.; DUNKERTON, T.J.; HAMILTON, K.; HAYNES, P.H.; RANDEL, W.J.; HOLTON, J.R.; ALEXANDER, M.J.; HIROTA, I.; HORINOUCHI, T.; JONES, D. B. A.; KINNERSLAY, J.S.; MARQUARDT, C.; SATO, K.; TARAHASHI, M. The Quasi-Biennial Oscillation, **Reviews of Geophysics**. 39(2), 170–229, 2001. doi:10.1029/1999RG000073

BARBOSA, A.C.B.; BLITZKOW, D. **Ondaletas : Histórico e Aplicação**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – IAG/USP; (2) Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – EPUSP – PTR – LTG. Maio, 2008.

BETHERE, L.; SENNIKOVS, J.; BETHERS, U. Climate indices for the Baltic states from principal component analysis, **Earth System Dynamics**, 8(4), 951-962, 2017, <https://doi.org/10.5194/esd-8-951-2017>.

BOIASKI, N.T.; FERRAZ, S.E.T.; TATSCH, J.D. Padrão espacial da Oscilação Antártica no modelo HADGEM2-ES. **Ciência e Natura**, v. Especial, 403-405, 2013. doi: [p://dx.doi.org/10.5902/2179460X11665](https://doi.org/10.5902/2179460X11665)

BRITO, J.I.B.; NOBRE, C.A.; SILVA, A.M. (1994). Modelo de Previsão Estatística da Precipitação de Inverno no Leste do Nordeste. **Anais...** VII Congresso Brasileiro de Meteorologia CPTEC/INPE.

BRÖNNIMANN, S.; XOPLAKI, E.; CASTY, C.; PAULING, A.; LUTERBACHER, J. ENSO influence on Europe during the last centuries. **Climate Dynamics**, 28(2), 181–197, 2007. DOI: 10.1007/s00382-006-0175-z

CALBETE, N. O.; AND SATYAMURTY, P. Vórtices Ciclônicos Em Altos Níveis Que Atuaram Na Região Nordeste No Período de 1987 A 1995. **Revista Climanálise- Edição especial**, Cachoeira Paulista, SP, 168-172, 1996.

CALVO, N. GIORGETTA, M.A. GARCIA-HERRERA, R. AND MANZINI, E. Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM5 simulations. **Journal of Geophysical Research**, 114(13), 1-11, 2009. doi: 10.1029 / 2008JD011445

CAPOTONDI, A.; WITTENBERG, A.; NEWMAN, M.; DI LORENZO, E.; YU, JIN-YI.; BRACONNOT, P.; COLE, J.; DEWITTE, B.; GIESE, B.; GUILYARDI, E.; JIN, F.F.; KARNAUSKAS, K.; KIRTMAN, B.; LEE, T.; SCHNEIDER, N.; XUE, Y.; YEH, S.W. Understanding ENSO diversity. **Bulletin of the American Meteorological Society**. 96(6), 921-938, 2015. doi:10.1175/BAMS-D-13-00117.1

CARVALHO, L. M. V; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, 17(1), 88–108, 2004. doi: [10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSAICZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSAICZI>2.0.CO;2)

CAVALCANTI, I.F.A. The influence of extratropical atlantic ocean region on wet and dry years in north northeastern Brazil. **Frontiers in environmental science**, 3(34), 1-10, 2015. doi: 10.3389/fenvs.2015.00034

CAYAN, D.R.; DETTINGER, M.D.; DIAZ, H.F.; GRAHAM, N.E. Decadal variability of precipitation over western North America. **Journal of Climate**, 11(12), 3148–3166, 1998. doi:10.1175/1520-0442(1998)011,3148:DVOPOW.2.0.CO;2.

CAZELLES, B.; CHAVEZ, M.; BERTEAUX, D.; MÉNARD, F.; VIK, J.O.; JENOUVRIER S.; STENSETH N.C. Wavelet analysis of ecological time series. **Oecologia**, 156(2), 287-304, 2008. doi:<https://doi.org/10.1007/s00442-008-0993-2>

CHAVES, R. R. Conexões entre a TSM do Atlântico Sul e a convecção de verão sobre a América do Sul? Análise observacional. **Revista Brasileira de Geofísica**, 29(1), 5-20, 2011. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2011000100001>

CHAVES, R.R.; AMBRIZZI, T. Atmospheric response for two convection schemes in sensitivity experiments using SST anomalies over the South Atlantic Ocean. **Clivar Newsletter Exchanges**, 10(2), 25-28, 2005.

CHEN, J.; DEL GENIO, A.D.; CARLSON, B.E.; BOSILOVICH, M.G. The spatio-temporal structure of twentieth-century climate variations in observations and re-analyses. Part II: Pacific pan-decadal variability. **Journal of Climate**. 21(11), 2634–2650, 2008. doi: 10.1175/2007JCLI2012.1

CHIANG, J.C.H.; KUSHNIR, Y.; GIANNINI, A. Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, 107(D1), 3-19, 2002. doi:10.1029/2000JD000307.

CHYLEK, P., KLETT, J.D., LESINS, G., DUBEY, M.K., HENGARTNER, N. The Atlantic Multidecadal Oscillation as a dominant factor of oceanic influence on climate. **Geophysical Research Letters**, 41(5), 1689–1697, 2014. doi:10.1002/2014GL059274

CIDA (Canadian International Development Agency). Canada-Brazil Development Cooperation 2001. 2004, Disponível em: http://www.acdi-cida.gc.ca/cida_ind.nsf

CORRAR, L.J.; PAULO, E.; FILHO, J.M.D. **Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia.** Ed. Atlas. São Paulo, 2007.

COY, L.; WARGAN, K.; MOLOD, A.M.; MCCARTY, W.R.; PAWSON, S. Structure and dynamics of the quasi-biennial oscillation in MERRA-2. **Journal of Climate**, 29 (14), 5339–5354, 2016. doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0809.1>.

D'ALEO, J.; TAYLOR, G. Temperature Cycles in North America, Greenland and the Arctic, Relationship to Multidecadal Ocean Cycles and Solar Trends. 2007. Disponível em: <http://ruby.fgcu.edu/courses/twimberley/EnviroPhilo/TempCyclesUS.pdf>. Acesso em 2017

DERGACHEV, V.A., TYASTO, M.I., DMITRIEV, P.B. Palaeoclimate and solar activity cyclicity 100–150 million years ago. **Advances in Space Research**. 57(4), 1118–1126, 2016. doi: 10.1016/j.asr.2015.12.014

DUFEK, A.S.; AMBRIZZI, T. Precipitation variability in São Paulo State, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, 93(3-4), 167-178, 2008. **Doi:**<https://doi.org/10.1007/s00704-007-0348-7>

EASTERLING, D.R., WEHNER M.F. Is the climate warming or cooling? **Geophysical Research Letters**, 36(8), L08706, 2009. doi:10.1029/2009GL037810.

ERICKSEN, P.J. Conceptualizing food systems for global environmental change research. **Global Environmental Change**. 18(1), 234–245, 2008. doi:10.1016/j.gloenvcha.2007.09.002

FAN, K.; WANG, H. J. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. **Geophysical Research Letters**. 31(10), L10201, 2004. doi:<https://doi.org/10.1029/2004GL019465>

FARAJZADEH, J., ALIZADEH, F. A hybrid linear–nonlinear approach to predict the monthly rainfall over the Urmia Lake watershed using wavelet-SARIMAX-LSSVM conjugated model. **Journal of Hydroinformatics**, 20 (1), 246-262, 2017. Doi: <https://doi.org/10.2166/hydro.2017.013>

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**, 1, 15-28, 2005. doi: 10.5380/abclima.v1i1.25215

FERREIRA, G.M.L. Atlas geográfico: espaço mundial. 3. Ed. São Paulo: Moderna, 2010, p. 123.

FOLLAND, C.K.; COLMAN, A.K.; ROWELL, D.P.; DAVEY, M. Note on “Predictability of Northeast Brazil Rainfall and Real-Time Forecast Skill, 1987–98. **Journal of Climate**. 14(9), 1937-1958, 2001. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1937:PONBRA>2.0.CO;2.

FOLLAND, C.K.; KNIGHT, J.; LINDERHOLM, H.W.; FEREDAY, D.; INESON, S.; HURRELL, J.W. The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future. **Journal of Climate**, 22(5), 1082-1103, 2009. doi:10.1175/2008JCLI2459.1.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L.R.L.; RAO, V.B. **Monção na América do Sul**. In: Iracema F. A. Cavalcanti; Nelson J. Ferreira; Maria Assunção F. Dias; Maria Gertrudes A. Justi. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. 1ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, v. 1, p. 297-316.

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

GARAYALDE, E.J.G.; DA SILVA, M.G.A.; TAVARES, A. DE SÁ. (1986). Classificação meso-climática da região sul do Brasil pela análise de Componentes Principais. **Anais...** In: Congresso Interamericano de Meteorologia, 1, Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília. p. 119-124.

GARCIA, R.R.; DUNKERTON T, J.; LIEBERMAN, R.S.; Vincent R.A. Climatology of the semiannual oscillation of the tropical middle atmosphere, **Journal of Geophysical Research**, 102(D22), 26019-26032, 1997. doi:10.1029/97JD00207.

GAUCHEREL, C. Use of wavelet transform for temporal characterisation of remote watersheds. **Journal of Hydrology**. 269(4). 101-121, 2002. doi:10.1016/S0022-1694(02)00212-3.

GIANNINI, A., SARAVANAN R., CHANG P. The preconditioning role of Tropical Atlantic variability in the prediction of Nordeste rainfall during ENSO events. **Climate Dynamics**, 22(8), 839–855, 2004. doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-004-0420-2>

GIORGETTA, M.A.; MANZINI, E.; ROECKNER E.; ESCH, M.; BEGTTSSON, L. Climatology and forcing of the Quasi-Biennial oscillation in the MAECHAM5 model. **Journal of Climate**, 19(16), 3882–3901, 2006. doi: 10.1029/2002GL014756

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Analysis of precipitation and drought data in Serbia over the period 1980–2010. **Journal of Hydrology**. 494, 32-42, 2013. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.044>

GONG, D.Y.; KIM, S.J.; HO, C.H. Arctic and Antarctic oscillation signatures in tropical coral proxies over the South China Sea. **Annales Geophysicae**. 27(5), 1979-1988, 2009. doi: [10.5194/angeo-27-1979-2009](https://doi.org/10.5194/angeo-27-1979-2009)

GREGORY, K. Out-going Longwave Radiation and the Greenhouse Effect. Friends of Science Society, 2011. Disponível em: <https://friendsofscience.org/assets/documents/OLR&NGFJune 2011.pdf>. Acesso em dezembro de 2017.

GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon system in Brazil: regional process versus remote influences. **Journal of Climate**, 16(2), 263-280, 2003. Doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2)

GRIMM, A.M.; SABOIA, J.P.J. Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season. **Journal of Climate**. 28(2), 755–775, 2015. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00046.1>.

GRINSTED A.; MOORE J.C.; JEVREJAVA S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, 11(5/6), 561-566, 2004. doi: 10.5194/npg-11-561-2004

GRUZDEV, A.N.; BEZVERKHNY V.A. Two regimes of the quasi-biennial oscillation in the equatorial stratospheric wind. **Journal of Geophysical Research**, 105(D24), 29435-29443, 2000. doi: [10.1029/2000JD900495](https://doi.org/10.1029/2000JD900495).

GPCC. 2011. ISLSCP II Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) Monthly Precipitation. Data set. Available on-line [<http://daac.ornl.gov/>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi:[10.3334/ORNLDAAAC/995](https://doi.org/10.3334/ORNLDAAAC/995)

GUEDES, R.V.S.; LIMA, F.J.L.; AMANAJAS, J.C.; BRAGA, C.C. Análise em componentes principais da precipitação no estado do Piauí e agrupamentos pelo método de Ward. **Revista de Geografia (Recife)**, 27(1), 218-233, 2010.

HANSEN, J.; SATO M.; RUEDY, R.; LO K.; DAVID, W.L.; MARTÍN, M.E. Global temperature change. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. 103(39), 14288-14293, 2006.
doi:<https://doi.org/10.1073/pnas.0606291103>

HAO, X.; HE, S.; WANG, H.; HAN, T. The impact of long-term oceanic warming on the Antarctic Oscillation in austral winter. **Scientific Reports**. 7(1), 12321, 2017.
doi:[10.1038/s41598-017-12517-x](https://doi.org/10.1038/s41598-017-12517-x)

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, 112(6), 1097-107, 1984. doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<1097:IVAACM>2.0.CO;2

HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**. 35(12), 2222-2231, 1978. doi: 10.1175/1520-0469(1978)035<2222:OMOTCA>2.0.CO;2

HASTENRATH, S. The relationship of highly reflective clouds to tropical climate anomalies. **Journal of Climate**, 3(3), 353-365, 1990. doi:[10.1175/15200442\(1990\)003<0353:TROHRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(1990)003<0353:TROHRC>2.0.CO;2)

HASTENRATH, S.; GREISCHAR L. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies, **Journal of Geophysical Research**, 98(D3), 5093-5102, 1993. doi: 10.1029/92JD02646

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazard in the Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103(435), 77-92, 1997. doi: 10.1002/qj.49710343505

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University of Wisconsin Press, 113 pp, 1977.

HAYASHI, M.; FARROW, R.C. Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada). **Hydrogeology Journal**. 22(8). 1825-1839, 2014. doi:10.1007/s10040-014-1176-3.

HEAPS, A.; LAHOZ, W.; O'NEILL, A. **The quasi-biennial zonal Wind oscillation (QBO)**. Centre for Global Atmospheric Modelling, Department of Meteorology, University of Reading, UK, 2000.

HERRERA, V.M.V; PÉREZ-PERAZA J.; , SOON, W.; MÁRQUEZ-ADAME, J.C .The quasi-biennial oscillation of 1.7 years in ground level enhancement events. **New Astronomy**. 60(1), 7-13, 2018. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.newast.2017.09.007>

HIGUCHI, K.; HUANG, J.; SHABBAR, A. A wavelet characterisation of the North Atlantic Oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature, **International Journal of Climatology**, 19(10), 1119–1129, 1999. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199908)19:103.0.CO;2-7

HOEGH-GULDBERG O., MUMBY P.J., HOOTEN AJ, STENECK R.S., GREENFIELD P., GOMEZ E., HARVELL C.D., SALE P.F., EDWARDS A.J., CALDEIRA K., KNOWLTON N., EAKIN C.M., IGLESIAS-PRIETO R., MUTHIGA N., BRADBURY R.H., DUBI A., HATZIOLOS M.E. Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. **Science**. 318(5857), 1737-1742, 2007. DOI: 10.1126/science.1152509

HOLMGREN, M.; STAPP, P.; DICKMAN, C.; GRACIA, C.; GRAHAM, S.; GUTIERREZ, J.; HICE, C.; JAKSIC, F.; A KELT, D.; LETNIC, M.; LIMA, M.; LÓPEZ, B.C.; MESERVE, P.; BRYAN, M.W.; POLIS, A.G.; PREVITALI, A.; RICHTER, M.; SABATÉ, S.; SQUEO, F. Extreme climatic events shape arid and semiarid ecosystems. **Frontiers in Ecology and the Environment**. 4(2), 87-95, 2006. doi:10.1890/15409295(2006)004[0087:ECESAA]2.0.CO;2.

HOLTON, J.R.; LINDZEN, R.S. An updated theory for the Quasi-Biennial cycle of the tropical stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 29(6): 1076-1080, 1972. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1076:AUTFTQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1076:AUTFTQ>2.0.CO;2)

HOREL, J.D.; WALLACE, J.M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, 109(4): 813-829, 1981. doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2

HOUZE, R.A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, 42(4), 1-43, 2004. doi:10.1029/2004RG000150

HURRELL, J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. **Science**, 269(5224), 676–679, 1995. doi: 10.1126/science.269.5224.676#_blank
IBGE. Censo Demográfico 2010. **Características da população e dos domicílios Resultados do universo**. Rio de Janeiro, 2011.

IPCC- Intergovernmental Panel On Climate Change (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge & New York: Cambridge University Press. Disponível em: http://www.ipcc.ch/pdf/assessmentreport/ar4/wg1/ar4_wg1_full_report.pdf. Acesso em novembro de 2017.

IPCC. Summary for Policymakers. In Stocker, T. F.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Tignor, M.; Allen, S. K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P.M. (Eds.). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013.

IRPA - Instituto Regional da Pequena Agropecuária Apropriada (2019). A água subterrânea. Disponível em: <https://irpaa.org/ebookbr/page6.htm>. Acesso março de 2019

JACOX, M.G.; HAZEN, E.L.; ZABA, K.D.; RUDNICK, D.L.; EDWARDS, C.A.; MOORE, A.M.; BOGRAD, S.J. Impacts of the 2015–2016 El Niño on the California Current System:

Early assessment and comparison to past events, **Geophysical Research Letters**, 43(13), 7072–7080, 2016. doi:10.1002/2016GL069716.

JEMAI, S.; ELLOUZE, M.; ABIDA, H. Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: case study of watershed of gabes in South-East Tunisia. **Atmosphere**, 8(9), 178, 2017. doi:10.3390/atmos8090178

JUSTINO, F.B.; PELTIER, R. Climate anomalies induced by the Arctic and Antartics Oscillations: Glacial Maximum and presente-day perspectives. **Journal of Climate**, 21(3), 459-475, 2008. doi:<https://doi.org/10.1175/2007JCLI1703.1>

KAISER, H.F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. **Psychometrika**, 23(3), 187-200, 1958. doi:<https://doi.org/10.1007/BF02289233>

KAYANO, M.T., ANDREOLI, R.V., GARCIA S.R., SOUZA, R.A.F. How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**. 38(10), 3927-3941, 2018. Doi: <https://doi.org/10.1002/joc.5545>

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque [et al] (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 213-218p

KAYANO, M.T.; CAPISTRANO, V.B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, 34(1), 162-178, 2014. doi: 10.1002/joc.3674

KIEM, A. S.; FRANKS, S.W.; KUCZERA G. Multi-decadal variability of flood risk, **Geophysical Research Letters**, 30(2), 1035, 2003. doi:10.1029/2002GL015992

KIEM, A.S.; FRANKS, S.W. Multi-decadal variability of drought risk, eastern Australia. **Hydrological Processes**, 18(11), 2039-2050, 2004. doi:10.1002/hyp.1460

KNIGHT, J.R.; FOLLAND, C.K.; SCAIFE, A.A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, **Geophysical Research Letters**, 33(17), L17706, 2006. doi:10.1029/2006GL026242.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 70(4), 813–836, 1992. doi: https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.4_813

KONAPALA, G.; VALIYA, A.V.; MISHRA, A.K. Teleconnection between low flows and large-scale climate indices in Texas River basins. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 1-14, (2017). <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1460-6>

KOUADIO, Y.K., SERVAIN, J., MACHADO, L.A.T.; LENTINI, C.A.D. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, 2012(369567), 16, 2012. doi:10.1155/2012/369567

KOUSKY, V.E. Frontal influences on Northeast Brazil, **Monthly Weather Review**, 107(9), 1140- 1153, 1979. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1140:FIONB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2)

KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic, **Tellus**, 33(6), 538-551, 1981. doi: 10.1111/j.2153-3490.1981.tb01780.x

KUNDZEWICZ, Z.W.; HIRABAYASHI, Y.; KANAE, S. River floods in the changing climate-Observations and projections. **Water Resources Management**. 24(11), 2633-2646, 2010. doi: <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9571-6>

LABAT, D. **Recent advances in wavelet analyses: Part I. A review of concepts**, **Journal of Hydrology**, 314 (4), 275-288, 2005. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.04.003

LABAT, D.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J.L. Recent advances in wavelet analyses: Part 2–Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability, **Journal of Hydrology**, 314(4), 289–311, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.004>

LACERDA, F. F.; DIAS, H.; ASSAD, E. D.; SANTOS, A. de. A. 2009. Detecção de Sinais de Mudanças Climáticas para Algumas Localidades do Sertão do Pajeú - PE. In: XVI CBA - Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2009, Belo Horizonte. Mudanças Climáticas, Recursos Hídricos e Energia para uma Agricultura Sustentável, CD-ROM.

LAKHANPAL, A.; SEHGAL, V., MAHESWARAN, R.; KHOSA, R.; SRIDHAR V. A non-linear and non-stationary perspective for downscaling mean monthly temperature: a wavelet coupled second order Volterra model. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**. (2017) 31(9), 2159-2181, 2017. <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1444-6>

LAU, K.-M., YANG, S. Walker circulation. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, J.R. Holton, J.A. Pyle, and J.A. Curry, Eds. Academic Press, 2505–2510, 2003. doi:10.1006/rwas.2002.0450

LENG, G.; TANG, Q.; RAYBURG, S. Climate change impacts on meteorological, agricultural and hydrological droughts in China. **Global and Planetary Change**, 126, 23-34, 2015. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.003>

LI, F.; HE, L. The effects of dominant driving forces on summer precipitation during different periods in Beijing. **Atmosphere**. 8(3), 44, 2017. doi:10.3390/atmos8030044

LI, Y.; LAU, N.-C. Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late winter—role of the transient eddies. **Journal of Climate**, 25(1), 320–342, 2012. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00037.1

LIEBMANN, B.; KILADIS, G.N.; ALLURED, D.; VERA, C.S.; JONES, C.; CARVAHLO, L.M.V.; BLADÉ, I.; GONZÁLEZ, P.L.M. Mechanisms associated with large daily rainfall events in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, 24(2), 376-396, 2011. doi:10.1175/2010JCLI3457.1

LIEBMANN, B.; KILADS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, 12(7), 1877-1891, 1999. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2

LIN, C.-C.; LIOU, Y.-J.; HUANG, S.-J. Impacts of two-type ENSO on rainfall over Taiwan. **Advances in Meteorology**. 2015(23), 658347, 2015. doi: 10.1155/2015/658347.

LINDEMANN, D.S; JUSTINO, F.B. A influência dos modos de variabilidade climática na temperatura em superfície na Antártica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 30(2), 214-222, 2015. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620120534>

LOBODA, N.S.; GLUSHKOV, A.V.; KHOKHLOV, V.N.; LOVETT, L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. **Journal of Hydrology**. 322(4), 14-24, 2006. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.029>

LUCENA, D.B.; SERVAIN, J.; GOMES FILHO, M.F.R. Avaliação do Impacto de Eventos Climáticos Extremos nos Oceanos Pacífico e Atlântico sobre a Estação Chuvosa no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26(2), 287-294, 2011. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862011000200013>

MA, LIHUA. Possible solar modulation of global land-ocean temperature. **Acta Geodynamica et Geomaterialia**. 14(2), 251-254, 2017. doi:10.13168/AGG.2017.0008.

MACDONALD, G.M.; CASE, R.A. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. **Geophysical Research Letters**, 32(8), L08703, 2005. doi:10.1029/2005GL022478.

MARQUES, F. A.; NASCIMENTO, A. F. DO; ARAUJO FILHO, J. C. DE; SILVA, A. B. **Solos no Nordeste**. Recife: Embrapa Solos, 2014, 8p.

MARSHALL, G.J. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, 16(24), 4134-4143, 2003. doi:10.1175/15200442(2003)016<4134:TITSAIM>2.0.CO;2

MARSHALL, J.; PLUMB, A.R. **Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text**. Boston, MA: Elsevier Academic Press. ISBN: 9780125586917. 2007

MASSEI, N.; DIEPPOIS, B.; HANNAH, D. M.; LAVERS, D. A.; FOSSA, M.; LAIGNEL, B.; DEBRET, M. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. **Journal of Hydrology**, 546, 262-275. 2017. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.01.008

MASSEI, N.; DURAND, A.; DELOFFRE, J.; DUPONT, J.P.; VALDES, D.; LAIGNEL, B. Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**. 112(D9), 10, 2007. doi:10.1029/2005JD007000.

MCPHADEN, J.M.; ZEBIAK, E.S.; GLANTZ, M.H. ENSO as an integrating concept in earth Science. **Science**, 314(5806), 1740-1745, 2006. doi:<https://doi.org/10.1126/science.1132588>

MEINKE, H.; VOIL, P.; HAMMER, G.L.; POWER, S.; ALLAN, R.; STONE, R.C.; FOLLAND, C.; POTGIETER, A. Rainfall variability at decadal and longer time scales: Signal or noise? **Journal of Climate**, 18, 89-96, 2005. doi:10.1175/JCLI-3263.1.

MENDOZA, B.; VELASCO, V. High-latitude methane sulphonic acid variability and solar activity: the role of the total solar irradiance. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 71(1), 33-40, 2009. doi: 10.1016/j.jastp.2008.09.034

MESTAS-NUÑEZ, A.M.; ENFIELD, D.B. (1999). Rotated global modes of non-ENSO sea surface temperature variability. **Journal of Climate**, 12(9), 2734–2746, 2009. doi:10.1175/15200442(1999)012,2734:RGMONE.2.0.CO;2

MINOBE, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific, **Progress in Oceanography**, 47(1-4), 381-408, 2000. doi:[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00042-2](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00042-2)

MIYAHARA, H.; YOKOYAMA, Y.; MASUDA, K. Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. **Earth and Planetary Science Letters**, 272(1-2), 290–295, 2008. doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.050

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 17(1), 1-10, 2002.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O.; OLIVEIRA, C.P. Variabilidade da circulação de grande escala sobre o atlântico Subtropical. *Anais...*In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza.

MORON, V.; GOUIRAND, I. Seasonal modulation of the El Niño–Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October–March 1873–1996. *International Journal of Climatology*, 23(2), 143–155, 2003. doi:10.1002/joc.868

MOSCATI, M.C.L.; GAN, M.A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. *International Journal of Climatology*, 27(4), p. 493-512, 2007. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.1408>

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(1), 2653–2675, 1981. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<2653:OTDODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<2653:OTDODI>2.0.CO;2)

MOURA, G.B.A.; ARAGÃO, J.O.R.; MELO, J.S.P.; SILVA, A.P.N.; GONGO, P.R.; LACERDA F.F. Relationship between the rainfall of the eastern Northeast of Brazil and ocean temperature. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 13(4):462-469, 2009. doi:10.1590/S1415-43662009000400014

NALLEY, D.; ADAMOWSKI, J.; KHALIL, B.; BISWAS, A. Inter-annual to inter-decadal streamflow variability in Quebec and Ontario in relation to dominant large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 536, 426-446, 2016. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.049>

NCDC- National Climatic Data Center. Teleconnections. Available in: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/>. Accessed in: 02 april 2019.

NEVES, D.J.D.; ALCÂNTARA, C.R.; SOUZA, E.P. Estudo de caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o Estado do Rio Grande do Norte- Brasil. *Revista Brasileira de*

Meteorologia, 31(4), 490-505, 2016. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631231420150075>

NIU, J; CHEN, J.; WANG, K.; SIVAKUMAR, B. Coherent modes in multi-scale variability of precipitation over the headwater catchments in the Pearl River basin, South China. **Hydrological Processes**. 31(4), 948–955, 2017. doi: [10.1002/hyp.11078](https://doi.org/10.1002/hyp.11078)

NOAA- National Oceanographic Data Center, (2017). Multivariate ENSO Index (MEI). Disponível em: <<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/> MEI/>. Acesso em 2017.

NOBRE, C.A., MOLION, L.C.B. (1998). The Climatology of Droughts and Drought Prediction,. In: **Impacts of Climatic Variations on Agriculture**, v.2 : Assessemnts in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N.T. Konijn (eds.), 1988, D. Reidel Pub. Co., 764p. doi:https://doi.org/10.1007/978-94-009-2965-4_12

NOBRE, P. (1996). **Variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul**. Climanálise - Edição Comemorativa.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, 9(10), 2464-2479, 1996. doi:[10.1175/1520-0442\(1996\)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2)

NÓBREGA, R.S.; SANTIAGO, G. A. C. F. ; SOARES, D. B. . Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, 18(12), 276-292, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v18i0>

NOVELLO, V.F.; CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; BURNS, S.J.; STRÍKIS, NICOLÁS M.; VUILLE, M.; CHENG, H.; LAWRENCE E.R.; SANTOS, R.V.; FRIGO, E.; BARRETO, E.A.S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, 39(23), L23706, 2012. doi:[10.1029/2012GL053936](https://doi.org/10.1029/2012GL053936)

OGURTSOV, M.; LINDHOLM, M.; JALKANEN, R.; VERETENENKO, S.V. New evidence of solar variation in temperature proxies from Northern Fennoscandia. **Advances in Space Research**, 52(9), 1647-1654, 2012. doi:10.1016/j.asr.2013.07.039

OLIVER J.E. (2005) Pacific North American Oscillation (Pna). In: Oliver J.E. (eds) Encyclopedia of World Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht

OOPC- Ocean Observations Panel for Climate. State of the Ocean Climate, Available in: <https://stateoftheocean.osmc.noaa.gov/sur/atl/>. Accessed in: 02 april 2019.

PARK, J.; BYRNE, R.; BÖHNEL, H. The combined influence of Pacific decadal oscillation and Atlantic multidecadal oscillation on central Mexico since the early 1600s. **Earth and Planetary Science Letters**, 464(15), 1-4, 2017. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.013>

PIETRAFESA L.J.; DICKEY D.A.; GAYES P.T.; YAN T.; EPPS J.M.; HAGAN M.; BAO S.; PENG M. On atmospheric-oceanic-land temperature variability and trends. **International Journal of Geoscience**. 4(2), 417–443, 2013. doi:[10.4236/ijg.2013.42040](https://doi.org/10.4236/ijg.2013.42040)

POLONSKII A.B.; BASHARIN D.V.; VOSKRESENSKAYA E.N.; WORLEY S.J.; YUROVSKY A.V. Relationship between the North Atlantic Oscillation, Euro-Asian climate anomalies and Pacific variability. **Marine Meteorology Pacific Oceanography**, 2(1-2), 52-66, 2004.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil's nordeste and tropical atlantic sector: Preferred time scales of variability. **Revista Brasileira Meteorologia**, 29(2), 153–160, 2014. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862014000200001>

QUADRO, M.F.L.; MACHADO, L.H.R.; CALBETE, S.; BATISTA, N.N.M.; SAMPAIO, G. **Climatologia e Precipitação e Temperatura no período de 1986 a 1996**. Climanálise - Edição Comemorativa de 10 anos, CPTEC/INPE, 1996.

RANDEL, W.J.; WU, F. Isolation of the ozone QBO in SAGE II data by singular decomposition, **Journal of the Atmospheric Sciences**. 53(17), 2546–2559, 1996. doi:10.1175/1520-0469(1996)053<2546:ITOQI>2.0.CO;2

RANDEL, W.J.; WU, F.; RUSSEL III, J.M.; ROCHE, A.; WATERS, J. Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. **Journal of the Atmospheric Sciences**. 55(2), 163-185, 1998. doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0163:SCAQVI>2.0.CO;2

RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; FRANCHITO, S.H. Decadal variation of atmosphere-ocean in the tropical Atlantic and its relationships to the northeast Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. 77(1), 63-75, 1999. doi:http://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1_63

RAO, V.B.; LIMA, M.; FRANCHITO, S.H. Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, 6(9), 1754-1763, 1993. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1754:SAIVOR>2.0.CO;2

RASMUS, E.B. (2006), **Solar Activity and Earth's Climate**. Springer, Jointly published with Praxis Publishing, UK, 316 pp

RATHINASAMY, M.; AGARWAL, A.; PARMAR, V.; KHOSA, R.; BAIRWA, A. Partial wavelet coherence analysis for understanding the standalone relationship between Indian Precipitation and Teleconnection patterns. **Atmospheric and Oceanic Physics**, 2017, doi:arXiv preprint arXiv:1702.06568

REBOITA, M.S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), 25(2), 185-204, 2010.

REBOITA, M.S.; SANTOS, I.A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, 15(10), 28-48, 2015. doi: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v15i0.37686>

ROGERS, J.C. North Atlantic storm track variability and its association with the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. **Journal of Climate**, 10(7), 1635-1647, 1997. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2)

SAGIR, S.; ATICI, R.; OZCAN, O.; YÜKSEL, N. The effect of the stratospheric QBO on the neutral density of the D region. **Annales Geophysicae**. 58(3), A0331-8, 2015. doi: 10.4401/ag-6491

SAMPAIO, G., **O El Niño e Você - o fenômeno Climático**. 1. ed. São José dos Campos - SP: Transtec Editorial, 2001. 116p

SANKARAN, A. Unveiling the multiscale teleconnection between Pacific Decadal Oscillation and global surface temperature using time-dependent intrinsic correlation analysis. **International Journal of Climatology**. 37(1). 548–558, 2016. doi:10.1002/joc.4713

SANTOS, C.A.C; BRITO, J.I.B. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 22(3), 303-312, 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862007000300003>

SANTOS, I.; BUCHMANN, J. Uma Revisão Qualitativa Enfatizando Aspectos Climáticos da Amazônia e da Região Nordeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**. 33(2), 09-23, 2010.

SCAIFE, A.A.; ARRIBAS, A.; BLOCKLEY, E.; BROOKSHAW, A.; CLARK, R.T.; DUNSTONE, N.; EADE, R.; FEREDAY, D.; FOLLAND, C.K.; GORDON, M.; HERMANSON, L.; KNIGHT, J.R.; LEA, D.J.; MACLACHLAN, C.; MAIDENS, A.; MARTIN, M.; PETERSON, A.K.; SMITH, D.; VELLINGA, M.; WALLACE, E.; WATERS, J.; WILLIAMS A. (2014), Skilful long-range prediction of European and North American winters. **Geophysical Research Letters**. 41(7), 2514-2519, doi: [10.1002/2014GL059637](https://doi.org/10.1002/2014GL059637).

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, 96(C8), 15137–15146, 1991. doi: [10.1029/91JC01046](https://doi.org/10.1029/91JC01046).

SILVA DIAS, M.A.F.; SILVA DIAS, P.L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D.R.; DENNING, A.S. River breeze circulation in eastern Amazônia: observation and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, 78(1-3), 111-121, 2004. doi: 10.1007/s00704-004-0047-6

SILVA, V.P.R.; GUEDES, M.J.F.; LIMA, W.F.A.; CAMPOS, J.H.B.C. Modelo de previsão de rendimento de culturas de sequeiro, no semiárido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, p.83-87, 2002.

SILVA, V.P.R.; PEREIRA, E.R.R.; AZEVEDO, P.V.; SOUSA, F.A.S.; SOUSA, I.F. (2011). Análise da pluviometria e dias chuvosos na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 15(2), 131-138. doi: 10.1590/S1415-43662011000200004.

SILVESTRI, G.E.; VERA, C.S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**. 30(21), 2115, 2003. doi:<https://doi.org/10.1029/2003GL018277>

SMITH, D.M.; SCAIFE, A.A.; EADE, R.; KNIGHT, J.R. Seasonal to decadal prediction of the winter North Atlantic Oscillation: Emerging capability and future prospects. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 142(695), 611-617, 2014. doi: 10.1002/qj.2479

SONG, F.F.; ZHANG, G.J. Impact of tropical SSTs in the North Atlantic and Southeastern Pacific on the Eastern Pacific ITCZ. **Journal of Climate**. 30(4), 1291-1305, 2017. doi: [10.1175/jcli-d-16-0310.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0310.1)

SOUZA, E.P.; RENNÓ, N.O.; SILVA DIAS, M.A.F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of The Atmospheric Sciences**. 57(17), 2915-2922, 2000. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<2915:CCIBSH>2.0.CO;2

STEIROU, E.; GERLITZ, L.; APEL, H.; MERZ, B. Links between large-scale circulation patterns and streamflow in Central Europe: A review. **Journal of Hydrology**. 549, 484-500, 2017. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.04.003.

SU, L.; MIAO, C.; BORTHWICK, A.; DUAN, Q. Wavelet-based variability of Yellow River discharge at 500-, 100-, and 50-year timescales. **Gondwana Research**. 49(9), 94-105, 2017. doi:10.1016/j.gr.2017.05.013.

SUN, J.Q.; WANG, H.J.; YUAN, W. A possible mechanism for the co-variability of the boreal spring Antarctic oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall. **International Journal of Climatology**. 29(9):1276-1284, 2009. doi:10.1002/joc.1773

TAN, X.; GAN, T.Y.; SHAO, D. Wavelet analysis of precipitation extremes over Canadian ecoregions and teleconnections to large-scale climate anomalies: Large Precipitation & Climate Anomalies. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. 121(24), 469-486, 2016. doi:<https://doi.org/10.1002/2016JD025533>

TANAJURA, C.A.S.; GENZ, F.; ARAUJO, H.A. Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HadRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. **Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)**. 25(3), 345-358, 2010.

THOMPSON, D.W.J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, 296(5569), 895-899, 2002. doi:10.1126/science.1069270

THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, 13(5), 1000-1016, 2000. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)

THORNTON, P.K.; ERICKSEN, P.J.; HERRERO, M.; CHALLINOR, A.J. Climate variability and vulnerability to climate change: a review. **Global Change Biology**, 20(11), 3313–3328, 2014. <http://doi.org/10.1111/gcb.12581>

TONIAZZO, T.; SCAIFE, A.A. The influence of ENSO on winter North Atlantic climate. **Geophysical Research Letters**, 33(24), L24704, 2006. doi: [10.1029/2006GL027881](https://doi.org/10.1029/2006GL027881)

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal Changes in the ESNO-Monsoon System, **Journal of Climate**, 12(8), 2679–2690, 1999. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2)

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 79(1), 61-78, 1998. Doi: [10.1175/15200477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

TOVAR, C.; SÁNCHEZ INFANTAS, E.; TEIXEIRA ROTH, V. Plant community dynamics of lomas fog oasis of Central Peru after the extreme precipitation caused by the 1997-98 El Niño event. **PLoS ONE**, 13(1), e0190572, 2018. doi: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0190572>

TRENBERTH, K. E. (1997). The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 78(12), 2771-2777. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdeno>2.0.co;2

TRENBERTH, K. E. Framing the way to relate climate extremes to climate change. **Climatic Change**, 115(2), 283-290, 2012. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0441-5>

TRENBERTH, K. **The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI)**. National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 02 Feb 2016. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>. Acessado em: dezembro de 2017.

TRENBERTH, K.E. Changes in precipitation with climate change. **Climate Research**. 47:123–138, 2011. Doi:<https://doi.org/10.3354/cr00953>

TRENBERTH, K.E. Framing the way to relate climate extremes to climate change. **Climatic Change**. 115(2), 283-290, 2012. Doi:<https://doi.org/10.1007/s10584-012-0441-5>

TRENBERTH, K.E., Dai A., Rasmusson RM, Parsons D.B. The changing character of precipitation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 84(9), 1205-121, 2003. Doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-9-1205>

TRENBERTH, K.E.; CARON, J.M. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. **Journal of Climate**. 13, 4358-4365, 2000. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2)

TRENBERTH, K.E.; DAI, A.; VAN DER SCHRIER, G.; JONES, P.D.; BARICHIVICH, J.; BRIFFA, K.R.; SHEFFIELD, J. Global warming and changes in drought. **Nature Climate Change**. 4(1), 17–22, 2014. doi: [10.1038/srep06651](https://doi.org/10.1038/srep06651)

TRENBERTH, K.E.; FASULLO J.T. An apparent hiatus in global warming? **Earth's Future** 1(1), 19-32, 2013. doi: 10.1002/2013EF000165

TRENBERTH, K.E.; HURRELL, J.W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. **Climate Dynamics**. 9(6), 303-319, 1994. doi: 10.1007/BF00204745

TRENBERTH, K.E.; JONES, P.D.; AMBENJE, P.; BOJARIU, R.; ESTERLING, D.; KLEIN TANK, A.; PARKAER, D.; RAHIMZADEH, F.; RENWICK, J.A.; RUSTICUCCI, M.; SODEN, B.; ZHAI, P. Observations: surface and atmospheric climate change. In **Climate Change 2007. The Physical Science Basis**, SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYAT, K.B.; TIGNOR, M.; MILLER, H.L. (eds). Cambridge University Press: Cambridge, UK, 235–336, 2007.

TRENBERTH, K.E.; STEPANIAK, D.P. Indices of El Niño evolution. **Journal of Climate**. 14(8), 1697-1701, 2001. doi:[https://doi.org/10.1175/15200442\(2001\)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2)

TRIGO, R.; OSBORN, T.J.; CORTE-REAL, J. Influência da Oscilação do Atlântico Norte no clima do Continente Europeu e no caudal dos rios Ibéricos Atlânticos. **Finisterra**, 37(73), 5-31, 2002. doi: <https://doi.org/10.18055/Finis1606>

TSONIS, A.A., HUNT, A.G.; ELSNER, J.B. On the relation between ENSO and global climate change. **Meteorology and Atmospheric Physics**. 84(3/4), 229-242, 2003. doi: 10.1007/s00703-003-0001-7

TURNER, J. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica-Review. **International of Journal Climatology**, 24(1), 1-31, 2004. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.965>

VAN DEN BROEKE, M.R.; VAN LIPZIG, N.P.M., Changes in Antarctic temperature, wind and precipitation in response to the Antarctic Oscillation. **Annals of Glaciology**, 39(1), 119-126, 2004. doi: 10.3189/172756404781814654

VECCHI, G.A.; SODEN, B.J. Global warming and the weakening of the tropical circulation. **Journal of Climatology**, 20(17), 4316–4340, 2007. doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI4258.1>

VECCHI, G.A.; SODEN, B.J.; WITTENBERG, A.T.; HELD, I.M.; LEETMAA, A.; HARRISON, M.J. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. **Nature**, 441(7089), 73-76, 2006. doi: 10.1038/nature04744

VERDON, D.C.; WYATT, A.M.; KIEM, A.S.; FRANKS, S.W. Multidecadal variability of rainfall and streamflow: Eastern Australia. **Water Resources Research**, 40(10), W10201, 2004. doi:[10.1029/2004WR003234](https://doi.org/10.1029/2004WR003234).

WALLACE, J.M. On the Role of the Arctic and Antarctic Oscillations in Polar Climate. ECMWF Seminar on Polar Meteorology, 4–8 September, 2006. Disponível em: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2007/12980-role-arctic-and-anarctic-oscillations-polar-climate.pdf>

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, 109(4), 784-812, 1981. doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2

WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño–Southern oscillation. **Journal of Climate**, 15, 399-419, 2002. Doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0399:ACCAWT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0399:ACCAWT>2.0.CO;2)

WANG, H.J., FAN, K. Relationship between the Antarctic oscillation and the western North Pacific typhoon frequency. **Chinese Science Bulletin**, 52(4), 561-565, 2007. doi: 10.1007/s11434-007-0040-4

WANG, H.J.; CHEN, Y.N.; PAN, Y.P. Characteristics of drought in the arid region of northwestern China. **Climate Research**. 62(2), 99–113, 2015. doi: 10.3354/cr01266

WANG, S.; HUANG J.; HE, Y.; GUAN Y. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes. **Scientific Reports**. 4(1), 6651, 2014. doi:10.1038/srep06651.

WANG, X., LIU, H., FOLTZ, G.R. Persistent influence of tropical North Atlantic wintertime sea surface temperature on the subsequent Atlantic hurricane season. **Geophysical Research Letters**. 44(15), 7927-7935, 2017. Doi: <https://doi.org/10.1002/2017GL074801>

WATSON, P.A.; GRAY, L.J. How does the quasi-biennial oscillation affect the stratospheric polar vortex? **Journal of the Atmospheric Sciences**. 71(1), 391-409, 2014. doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-096.1>.

WEISHEIMER, A.; SCHALLER, N.; O'REILLY, C.; MACLEOD, D.A.; PALMER, T. Atmospheric seasonal forecasts of the twentieth century: multi-decadal variability in predictive skill of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and their potential value for extreme event attribution. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 143(703), 917-926, 2017. doi:10.1002/qj.2976

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2^a Edition. California: Elsevier Science & Technology Books. Academic Press, 2006.

WOLTER, K. The Southern Oscillation in Surface Circulation and Climate over the Tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as Captured by Cluster Analysis. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. 26(4), 540-541, 1987. doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0540:TSOISC>2.0.CO;2.

WOLTER, K.; TIMLIN, M.S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). **International Journal of Climatology**, 31(7), 1074-1087, 2011. doi: 10.1002/joc.2336

XAVIER, T.M.B.S.; XAVIER, A.F.S. A ODP-Oscilação Decadal do Pacífico (PDO-Pacific Decadal Oscillation) e Eventos no Atlântico Intertropical e no Nordeste Setentrional do Brasil. **Anais...**In: XIII CBMET-Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, FORTALEZA-CEARÁ-BRASIL. Anais em CD-ROM. Rio de Janeiro/Brasília: SBMET-Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004. v. unico. p. 1-16

YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 55(2), 205-207, 1977. doi: <https://doi.org/10.2151/jmsj.1965.55.2.205>

YAN, H.; ANTHES, R.A. The effect of latitude on the sea breeze. **Monthly Weather Review**. 115(5), 936-956, 1987. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2

YAN, H.; SUN, L.; WANG, Y.; HUANG, W.; QIU, S.; YANG, C. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2000 years from precipitation proxies. **Nature Geoscience**, 4(9), 611-614, 2011. DOI:10.1038/NGEO1231

YU, B.; ZWIERS, F.W. The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate: a 1,000-year climate modeling study. **Climate Dynamics**, 29(7-8), 837–851, 2007. doi: 10.1007/s00382-007-0267-4

YU, J.-Y.; KAO, P.-K.; PAEK, H.; HSU, H.-H.; HUNG, C.-W.; LU, M.-M.; AN, S.-I. Linking emergence of the central Pacific El Niño to the Atlantic multidecadal oscillation. **Journal of Climate**, 28(2), 651–662, 2015. doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00347.1>.

ZAR, J. H. **Biostatistical Analysis**. 4th ed. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1999. 663 p.
 Zhang, W., Brandt, M., Tong, X., Tian, Q., Fensholt, R.: Impacts of the seasonal distribution of rainfall on vegetation productivity across the Sahel, **Biogeosciences**, 15(1), 319-330, 2018.
 Doi;<https://doi.org/10.5194/bg-15-319-2018>

ZHANG, X; YANG, F. **RClimDex (1.0) User Manual**. Ontario, Canada: Climate Research Branch Environment Canada Downsview, 2004. Disponível em:<http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>

ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D.S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, 10(5), 1004–1020, 1997. doi:[10.1175/15200442\(1997\)010,1004:ELIV.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(1997)010,1004:ELIV.2.0.CO;2)

ZHOU, J.; LAU, M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, **International Journal of Climatology**, 21(13), 1623-1644, 2001. doi:<https://doi.org/10.1002/joc.700>

ZHOU, Z.; XIE, S.; ZHENG, X.; LIU, Q.; WANG, H. Global Warming- Induced Changes in El Niño Teleconnections over the North Pacific and North America. **Journal of Climate**, 27(24), 9050–9064, 2014. doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00254.1>

ZIN, W. Z. W., JAMALUDIN, S., DENI, S. M., JEMAIN, A. A. Recent changes in extreme rainfall events in Peninsular Malaysia: 1971 – 2005. **Theoretical and Applied Climatology**, 99(3), 303-314, 2010. doi: <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0141-x>