

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

N.º de ordem: MET - UFAL - MS –002

ISELA LEONOR VÁSQUEZ PANDURO.

**MÉTODO DE PREENCHIMENTO DE FALHAS DE PRECIPITAÇÃO: O
NORDESTE E OS INDICES OCEÂNICOS**

MACEIÓ - ALAGOAS

2013

ISELA LEONOR VÁSQUEZ PANDURO

N.º de ordem: MET - UFAL - MS –002

**MÉTODO DE PREENCHIMENTO DE FALHA DE PRECIPITAÇÃO: O NORDESTE
E OS INDICES OCEÂNICOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas como requisito para obtenção do título de Mestre em Meteorologia

**Orientador: Prof. Dr. Humberto Alves
Barbosa**

MACEIÓ - ALAGOAS

2013

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Fabiana Camargo dos Santos

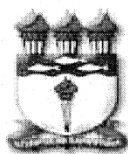
V335m Vásquez Panduro, Isela Leonor.
Método de preenchimento de falhas de precipitação : o nordeste e os índices oceânicos / Isela Leonor Vasquez Panduro. – 2013.
81 f. : il.

Orientador: Humberto Alves Barbosa.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2013.

Bibliografia: f. 66-74.
Apêndices: f. 75-81.

1. Dados pluviométricos – Preenchimento de falhas. 2. Precipitação – Variações. 3. Índices oceânicos. 4. Brasil – Região nordeste. I. Título.

CDU: 551.583.1:551.588.16



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

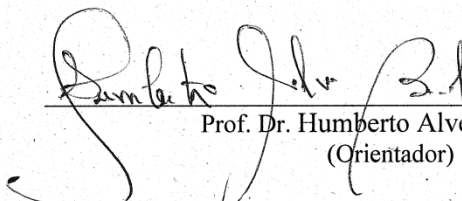
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-106.

**“MÉTODO DE PREENCHIMENTO DE FALHAS DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO: O
NORDESTE E OS ÍNDICES OCEÂNICOS”**

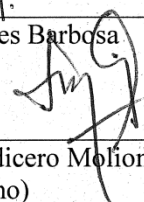
Isela Leonor Vásquez Panduro

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

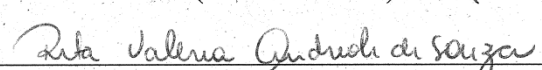
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa
(Orientador)



Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Membro Interno)



Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza
(Membro Externo – UEA)

Agosto/2013

*Dedico, com muito amor e carinho, a meus Pais,
Segundo Juan Vásquez Cerquera e Meolita Panduro
Iruyari a minha irmã Maribel a minha sobrinha Zoé;
e memórias, a meu avô Atilano Vásquez Ají.*

AGRADECIMENTOS.

Ao Professor Dr. Humberto Barbosa Alves pela orientação, contínuo estímulo e dedicação na edição e discussões dos resultados, fatores fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao professor Dr. Luiz Carlos Molion, pela paciência, dedicação em sanar minhas dúvidas e pelo inestimável incentivo nessa etapa de mestrado e por aceitar participar da Banca Examinadora contribuindo de forma valorosa para que este trabalho fosse concluído.

À Professora Dra. Rita Vália Andreoli de Sousa, por aceitar ser parte da Banca Examinadora colaborando de forma valorosa na conclusão deste trabalho.

Aos professores Drs.: Marco Maringolo Lemes, José Leonaldo de Sosa e Frederico Tejo di Pace, por compartilhar seus conhecimentos.

Ao Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, pela oportunidade de estudos e ao Laboratório LAPIS pela utilização de suas instalações.

Ao Professor Dr. Pablo Lagos, por seu amizade e continuo estímulo durante estos anos.

A minha família, por me apoiar e me incentivar em minha carreira acadêmica, especialmente, aos meus pais, Segundo Juan e Meolita, a minha irmã Maribel e minha sobrinha Zoé Valeria, que chegou para aproximar ainda mais a nossa família.

A Jessica, Marleny, Rebeka, Odon, Patrícia, Arturo Jiménez, Rosilene, Melissa, Arturo Sanches, João Lessa, Ruth, Walter, Iacyel, Yesica, Ana Izabela e André Flávio pelo companheirismo e amizade, nunca me deixando desanimar mesmo nas horas mais difíceis.

Meu agradecimento a meus amigos e colegas do curso de Meteorologia, em especial aos colegas dos laboratórios LAPIS e Climatologia pelo convívio fraterno durante estes dois anos.

Agradeço sobre tudo a Deus pelo amor da família e por tudo que me concedem a cada dia.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES.

RESUMO

A região do Nordeste Brasileiro (NEB) é uma região conhecida por apresentar grande variabilidade quanto à distribuição espacial e temporal da precipitação pluviométrica. Estudos da dita variabilidade se vêm limitados pela quantidade e qualidade de informação pluviométrica disponível. A maioria das estações pluviométricas possuem períodos sem observações ou alguns de seus dados devem ser eliminados por serem inconsistentes, surgindo a necessidade de se obter uma base de dados com estações pluviométricas que não apresentem falhas. Este trabalho tem como objetivo principal o desenvolvimento de um método para o preenchimento de falhas baseado no cálculo da Transformada Inversa de Ondoleta de Haar mediante a Análise de Multiresolução (AMR). Para o estudo foram selecionados dados de 82 estações pluviométricas, provenientes do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e a Agência Nacional de Água (ANA) entre os anos de 1975-2010. Analisando os resultados das series preenchidas observou-se que o método permitiu obter resultados que conservam as características estatísticas e de intermitência dos campos de precipitação real, mostrando que o método é uma alternativa eficiente para o preenchimento das falhas. A partir dos dados preenchidos, avaliou-se a influência das anomalias de temperatura da superfície do Mar (ATSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico na intensidade das chuvas do NEB. A análise de agrupamento aplicada a os dados de precipitação identificou três grupos homogêneos Norte do NEB, Leste do NEB e Sul do NEB. A análise das series sazonais padronizadas de ATSM e precipitações para as regiões Norte e Leste do NEB mostraram uma grande influencia do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), associado às fases frias e quentes da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), na precipitação. Ou seja, quando ENOS e a ODP atuam no mesmo sentido El Niño e fase quente da ODP ou La Niña e fase fria da ODP há uma maior probabilidade de que os efeitos das fases extremas do ENOS sejam os esperados. Entretanto, quando estes dois modos de variabilidade agem em sentidos opostos El Niño e a fase fria da ODP ou La Niña e a fase quente da ODP o número de episódios de EL Niño (La Niña) com ocorrência de condições secas (chuvosas) tendem a ser reduzidos.

Palavras-chave: séries temporais, preenchimento de falhas, variáveis climatológicas, métodos estatísticos.

ABSTRACT

The Brazilian Northeast (NEB) is a region marked by great variability of rainfall both in time and space. Studies of variability are limited by the quantity of available data on rainfall. Most rainfall stations present time periods without observations or, in some cases, of data have to be eliminated because they are inconsistent. So, there is the need to assemble a rainfall database without missing data or gaps. This work has, as main goal, the development of a method for filling up gaps based on the calculation of the inverse transform of Haar wavelet analysis through the Multiresolution Analysis (AMR). For the study we selected data from 82 rainfall stations of the National Institute of Meteorology (INMET) and the National Water Agency (ANA) in the period 1975-2010. Analyzing the results of filling up series, it was observed that the method yielded results that preserve the statistical characteristics and intermittency of real rainfall fields, showing that the method is an efficient alternative to fill up the missing data. With the data filled, we evaluated the influence of sea surface temperature anomalies (SSTA) of the Pacific and Atlantic Oceans in the NEB rainfall totals. The cluster analysis applied to rainfall dataset identified three homogeneous groups within NEB territory, Northern, Eastern and Eastern. The results of the analysis of the standardized seasonal ASST series and rainfall for the Northern and Eastern of NEB showed a strong influence of El Niño-Southern Oscillation (ENSO), associated with cold and warm phases of the Pacific Decadal Oscillation (PDO), on rainfall totals. When ENSO and PDO are in phase - El Niño and PDO warm phase (ENWP) or La Niña and ODP cold phase (LNCP)- there is a greater likelihood that the impacts of extreme ENSO events are in opposite phases - El Niño and PDO cold phase (ENCP) or La Niña and ODP warm phase (LNMP)- the impacts of the ENSO episodes tend to be reduced, with less drier (wetter) conditions for ENCP (LNWP)

Key Word: temporal series, missing data, climatology variable and statistic method.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Esquema das características de circulação ZCIT durante anos extremadamente secos e extremadamente úmidos na região Nordeste do Brasil (NEB).Fonte: Adaptado de HASTENRATH, 2012.	22
Figura 2.2 - Distribuição dos principais regimes de chuva sobre o Nordeste Brasileiro.Fonte: NOBRE E MOLION (1988).....	24
Figura 2.3 - Regiões dos índices Niños 4, 3, 3.4 e 1+2 sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: <i>IRI</i>	25
Figura 2.4 - Mostra às condições associadas aos eventos El Niño e La Niña. Fonte: NCEP...26	
Figura 2.5 - Série temporal do índice da Oscilação Pacífico Decadal (ODP). Fonte: <i>jisao. Washington.edu/ODP</i>	27
Figura 2.6 - Processos principais implicados na variabilidade climática do Atlântico. Fonte: <i>Hurrell, 2006</i>	28
Figura 3.1- Áreas de estudo: Pacífico Equatorial (Niño 3.4), ATSM do Mar de Caribe (ATSMC), ATSM do Mar da Noruega (ATSMN); Nordeste Brasileiro (NEB).....	31
Figura 3.2 - Localização geográfica das estações meteorológicas selecionadas no estudo. Fonte: http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/	32
Figura 3.3 - Ondeletra Haar.	35
Figura 3.4 - Processo de reconstrução de Chuva. Series de dados mensais de precipitação de chuva (L), a) Estação com falha, b) Estação auxiliar. O sinal (S), se descompõe aplicando a transformada da ondeleta e AMR, até o nível de decomposição (N=4). As setas descrevem o processo de reconstrução por nível decomposição.....	38
Figura 3.5 - Gráfico de uma distribuição acumulada de variável contínua.	41
Figura 3.6 - Fluxograma mostrando como estão estruturadas as etapas da metodologia.....	46
Figura 4.1 - Estação Eusébio n° 339034: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados.Dados estimados para o mês 05/1989 em que ocorreram falhas.....	47
Figura 4.2 - Estação São Luís do Curu n° 339028: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados. Dado estimado para os meses 10/1985- 03/1989 e 02/1987- 05/1987.....	48

Figura 4.3 - Estação Aracaú nº 240007: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados. Dado estimado para o mês 07/2003-10/2003.....	49
Figura 4.4 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 20 estações no NEB. Grupo 1: sub- região Norte do NEB .Utilizou-se o algoritmo de Ward.....	51
Figura 4.5 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 8 estações no NEB. Grupo 2: sub- região Leste do NEB .Utilizou-se o algoritmo de Ward.....	53
Figura 4.6 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 8 estações no NEB. Grupo3: sub- região Sul do NEB. Utilizou-se o algoritmo de Ward.....	54
Figura 4.7 - Comparação das médias sazonais (fevereiro a maio) de anomalias normalizadas de TSM na região do Niño 3.4 , ODP e de precipitação do primeiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA1) no Norte do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....	57
Figura 4.8 - Comparação das médias sazonais (maio a julho) de anomalias normalizadas de TSM na região do Niño 3.4 , ODP e de precipitação do segundo grupo encontrado pela Análise de Agrupamento (AA2) no Leste do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....	58
Figura 4.9 - Comparação das médias sazonais (novembro a fevereiro) de anomalias normalizadas de TSM na região do Niño 3.4 , ODP e de precipitação do terceiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamento (AA3) no Leste do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....	59
Figura 4.10 - Distribuição das anomalias normalizadas de TSM no Oceano Atlântico Norte em relação à média e desvio padrão para o período de estudo (1975-2010). As linhas tracejadas representam anomalias negativas.....	60
Figura 4.11- Comparação das médias sazonais (fevereiro a maio) de anomalias normalizadas de TSM, no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e de precipitação do primeiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA1) no Norte do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....	61
Figura 4.12 - Comparação das médias sazonais (abril a maio) de anomalias normalizadas de TSM, no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e de precipitação do segundo grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA2) no Leste do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....	62

Figura 4.13 - Comparação das médias sazonais (novembro a dezembro) de anomalias normalizadas de TSM, no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e de precipitação do terceiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA1) no Norte do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).....62

LISTA DE TABELA

Tabela 4.1- Matriz de valores de validação e ajuste com 95% de significância para as Estações Meteorológicas consideradas do INMET.	50
Tabela 4.2 - Estações Meteorológicas segundo a ordem do dendrograma. Grupo 1: sub-região Norte do NEB.	52
Tabela 4.3 - Estações Meteorológicas segundo a ordem do dendrograma. Grupo 1: sub-região Leste do NEB.	54
Tabela 4.4 - Estações Meteorológicas segundo a ordem do dendrograma. Grupo 1: sub-região Leste do NEB.....	55
Tabela 4.5 - Índice de precipitação para os grupos homogêneos no NEB.	55

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

ANA	Agencia Nacional de gua
AT	Oceano Atlântico Tropical
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
ATSM	Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar
ATSMN	ATSM do Atlântico Norte (Noruega)
ATSMC	ATSM do Atlântico Tropical (Caribe)
CCW	Célula da Circulação de Walker
CLIVAR	Climate Variability and Predictability
Ceff	Relação entre o erro quadrático médio e a variância
DJFM	dezembro a março
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
FMAM	fevereiro a maio
FDA	Função de Distribuição Acumulada
IOS	ndice Oscilação Sul
NEB	Nordeste Brasileiro
NNE	Norte do NE
NDJF	novembro a fevereiro
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
CMO	Circulação Meridional do Atlântico
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte
POA	Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios

PNM Pressão Atmosférica ao Nível do Mar

SNE sul do NE

TSM Temperatura da Superfície do Mar

TAV Variabilidade do Atlântico Tropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	Relevância do Estudo	18
1.2	Objetivos	18
1.3	Estruturas da Dissertação.....	19
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
2.2	Influência de fenômenos climáticos sobre o Nordeste	21
2.3	El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e suas relações com as chuvas no NEB.	24
2.4	Oscilação Décadal do Pacífico (ODP).....	27
2.5	Variabilidade climática de grande escala no Atlântico Norte e Tropical.....	28
3	DADOS E METODOLOGIA	30
3.1	Origem da Base de Dados	30
3.2	Metodologia: Preparação dos dados.....	30
3.3	Transformada de Ondeletas.....	33
3.4	Ondeleta mãe Haar.	34
3.5	Transformada de Ondeleta Discreta (TWD).....	36
3.6	Algoritmo para a obtenção das falhas dos dados de precipitação	37
3.7	Validação de dados com falhas.....	39
3.8	Ajuste de dados com falhas.....	41
3.10	Aplicação da análise de agrupamento às series de precipitação.	42
3.10.1	Princípio Básico da Análise de Componentes Principais.....	42
3.11	Análise de agrupamento	44
3.12	Padronização	45
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	47
4.1	Modelo de reconstrução de dados de precipitação: Avaliação de desempenho.....	47
4.2	Análise de agrupamento de precipitação.....	50
4.3	Impactos do ENOS nos índices de precipitação para as três Sub-região do NEB em fase ODP.....	56
4.4	Distribuição das anomalias normalizadas de TSM no Oceano Atlântico Norte.....	60
4.5	Anomalias de TSM do Oceano Atlântico e precipitação sobre o NEB.....	61

5	CONCLUSÕES E SUGESTÕES	64
	REFERÊNCIAS	66
	APÊNDICE	75

1 INTRODUÇÃO

Uma das grandes dificuldades nos estudos climáticos é a qualidade dos dados meteorológicos, em especial os dados de precipitação. Para caracterizar a climatologia média das chuvas de uma região, como também para estudos de mudanças, tendências e extremos climáticos, é necessária uma boa base de dados pluviométricos, que não apresentem falhas ou tenham o menor número possível de falhas. Porém, se faz necessária uma boa técnica de preenchimento de falhas para a obtenção de series temporais completas e com dados confiáveis. Neste trabalho, propõe-se um método para o preenchimento de falhas baseado no cálculo da Transformada Inversa de Ondeleta de Haar mediante à Análise de Multiresolução (AMR) para as series temporais de precipitação localizadas na região Nordeste do Brasil (NEB) cedidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e a Agência Nacional de Água (ANA).

A região do Nordeste Brasileiro (NEB) é uma região reconhecida por apresentar grande variabilidade quanto à distribuição de seus regimes pluviométricos. Tal variabilidade é complexa, levando-se em conta que a variabilidade de um oceano pode estar relacionada com outro nas escalas interanual a multidecadal. Os oceanos Pacífico e Atlântico têm um papel importante na variabilidade da precipitação, sendo o Nordeste Brasileiro (NEB) uma das principais regiões da América do Sul que sofre com as influências de seus modos de variabilidade (HASTENRATH E HELLER, 1977; HASTENRATH, 2012). Os episódios de seca e chuva no NEB estão, respectivamente, associados com os eventos El Niño e La Niña, apesar das correlações em longo prazo serem baixas (KANE, 1997). A distribuição da precipitação no NEB depende de um conjunto de fenômenos como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) (KAYANO E ANDREOLI, 2007), Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte (OMA) (GRAY, 2003; MCCABE, 2004) a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), influenciada pelo padrão dipolo de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical (AT) (HASTENRATH E HELLER, 1977; UVO, 1989), assim como a passagem de frentes frias oriundas das altas latitudes influenciando no padrão de precipitação na parte Sul e Sudoeste da região (MOLION e KOUSKY, 1981).

1.1 Relevâncias do Estudo

O Nordeste Brasileiro (NEB) tem como característica grande irregularidade na precipitação, cujo comportamento é decorrente de um conjunto de fatores, tais como características fisiográficas e da influência de vários sistemas atmosféricos, fenômenos transientes, que são caracterizados pela grande variabilidade espacial e sazonal das chuvas na região, causando impactos negativos nas localidades atingidas, pois, tanto podem provocar enchentes, alagamentos, inundações, como secas, atingindo direta ou indiretamente grande parte das atividades econômicas desenvolvidas na região, especialmente aquelas ligadas aos setores de agricultura, pecuário, social e hídrico. Com o devido entendimento das características do clima na grande escala relacionada às anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico, realiza-se um estudo dessa influência climática nas chuvas do Nordeste Brasileiro, utilizando séries temporais relativamente longas (1975-2010) e chuvas subdividas em grupos homogêneos de estações pluviométricas.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral elaborar um modelo para o preenchimento de falhas com base ao Método de Transformada de ondeleta contínua, com o intuito de ter, no mínimo, uma base de dados de séries de precipitação mensais completas relativamente longas para a região do NEB. Em particular, se propõe:

- Apresentar uma revisão de literatura da influência de fenômenos climáticos de grande escala (El Niño, La Niña) na intensidade das chuvas do NEB;
- Criar séries completas em um conjunto de dados de precipitação para o período de 1975-2010;
- A partir da base de dados completa e verificar a influência das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) dos Oceanos Pacífico e Atlântico nos totais pluviométricos do Nordeste do Brasil.
- Avaliar o desempenho dos resultados obtidos;

1.3 Estruturas da Dissertação

Este trabalho de dissertação foi organizado em cinco capítulos incluindo a presente introdução mais bibliografia e apêndices.

No Capítulo 2, fez-se uma revisão bibliográfica sobre a climatologia da precipitação do NEB e os fenômenos oceânico-atmosféricos em escalas sazonais, interanual e decadal. No Capítulo 3, foram apresentados e descritos os dados utilizados e os passos seguidos no desenvolvimento das metodologias utilizadas para realizar as análises. No Capítulo 4, foram apresentados os resultados. Por último, no Capítulo 5, foram apresentadas as conclusões da pesquisa, mediante uma discussão geral e algumas recomendações para futuros trabalhos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Métodos para o preenchimento de falhas

O INMET e a ANA disponibilizam series pluviométricas nas quais se observam falhas diárias, mensais e anuais, muitas vezes inviabilizando a utilização dessas series. A existência de falhas ou observações incompletas nas series históricas se devem, por exemplo, às falhas nos mecanismos de registros, perda de anotações ou das transcrições dos registros pelos operadores. Como existe a necessidade de se trabalhar com series contínuas, essas falhas necessitam ser preenchidas. Para lidar com essa dificuldade, pesquisadores tem se dedicado a desenvolver e usar uma variedade de procedimentos para estimar as falhas dos dados.

Alexandre et al (2008) utilizaram modelo hidrológico para obter dados sintéticos para um local específico com series pequenas de dados observados a fim de se estender o período de observação ou corrigir falhas. No entanto, a dificuldade para a utilização de modelos hidrológicos decorre das limitações referentes aos dados disponíveis, tanto em termos de densidade da rede de dados coletados como do pequeno período de observações e das falhas existentes nas series (Silva et al, 2002; Oliveira et al 2008).

Conforme Zeilhofer et al (2003), para o preenchimento de falhas nas series temporais das vazões diárias e de precipitação deve-se escolher pares de pontos com correlação máxima, definindo uma região linear entre os conjuntos de dados permitindo, assim, preencher a falha e concluir empregando-se o modelo ajustado. Fill (1987) e Bertoni e Tucci (2007) utilizaram varias metodologias empregadas para o preenchimento de falhas e concluíram que nenhuma se presta ao preenchimento de falhas diárias, sendo mais recomendadas no preenchimento de falhas mensais ou anuais.

2.2 Influências de fenômenos climáticos sobre o Nordeste

Devido a sua localização no extremo leste da América do Sul, o NEB está submetido à influência de diversos sistemas meteorológicos e climáticos (KOUSKY et al 1984; MOLION e BERNARDO, 2002). Hastenrath e Heller (1977), Souza (2004), Molion e Bernardo (2002) e Hastenrath (2012) mostraram que a variabilidade das chuvas no NEB na época chuvosa é diretamente influenciada pelas temperaturas das superfícies de ambos os oceanos tropicais, Atlântico e Pacífico, que modulam o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o principal sistema causador de precipitação do Norte do NEB (Figura 2.1).

A ZCIT encontra-se, em média, situada a norte do equador e não apresenta uma distribuição zonal. O seu deslocamento sazonal acompanha o deslocamento zenital do sol com um atraso de cerca de seis semanas. Em julho, ela atinge a sua posição extrema setentrional, junto à costa da África Ocidental e toda a zona costeira, desde o Senegal até à Mauritânia fica submetida aos ventos Alísios. A partir da primavera, o Anticiclone dos Açores migra para Norte e, no verão, a ZCIT atinge cerca de 15°N na costa africana. É também no verão do Hemisfério Norte que ela se apresenta mais bem definida, cobrindo a extensão longitudinal da bacia Atlântica. Como a ZCIT é uma região de grande atividade convectiva, sob ela ocorre precipitação abundante.

A ZCIT é um dos principais sistemas a influenciar a área mais ao norte do Nordeste do Brasil, principalmente o Piauí, Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e interior da Paraíba e Pernambuco, que atingem seu máximo de precipitação em março e em abril, por causa do deslocamento mais para sul da ZCIT. Chung (1982) e Hastenrath (1977) sugeriram que o aumento da TSM do Atlântico Sul e o enfraquecimento dos Alísios de sudeste permitem um deslocamento mais para sul da ZCIT, causando chuvas mais intensas no norte do Nordeste do Brasil.

Um dos aspectos marcantes do regime de ventos existente no Atlântico é a grande variabilidade sazonal observada no Hemisfério Norte quando comparada com a existente no Hemisfério Sul. Uvo (1989) fez uma análise observacional da influência do deslocamento da ZCIT que permanece próxima de suas posições mais ao sul e que define a qualidade da estação chuvosa no Norte do Nordeste do Brasil (NNE). Observou que, em anos secos, a ZCIT inicia sua migração para o norte no final de fevereiro ou início e, em anos chuvosos, ela migra para o norte no final de abril e início de maio (HASTENRATH, 2012). Os episódios de El Niño- Oscilação Sul (ENOS) modulam a intensidade e a posição da ZCIT.

Segundo HASTENRATH e HELLER (1977), o Dipolo do Atlântico é o fenômeno oceano-atmosférico que inibe ou intensifica a formação de nuvens, diminuindo ou aumentando os índices pluviométricos e o vento no litoral Norte do Nordeste Brasileiro (NNE). Esse fenômeno é observado juntamente com uma mudança anômala na TSM, ou seja, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias, a chamada fase positiva do Dipolo, e com ventos mais intensos, a ZCIT se posiciona mais ao norte de sua posição normal e o NNE sofre redução de chuva. A fase negativa do Dipolo apresenta configuração oposta, que se manifesta com ventos fracos e chuvas mais abundantes (ARAGÃO, 1986). O Dipolo do Atlântico e fenômeno El Niño-La Niña podem agir conjuntamente para influenciarem na posição e intensidade da ZCIT. A Figura 2.1 apresenta um esquema do posicionamento médio da ZCIT para anos secos e úmidos extremos, em março-abril está a ZCIT mais propensa a sobrepor o Brasil, incluindo a costa do Nordeste.

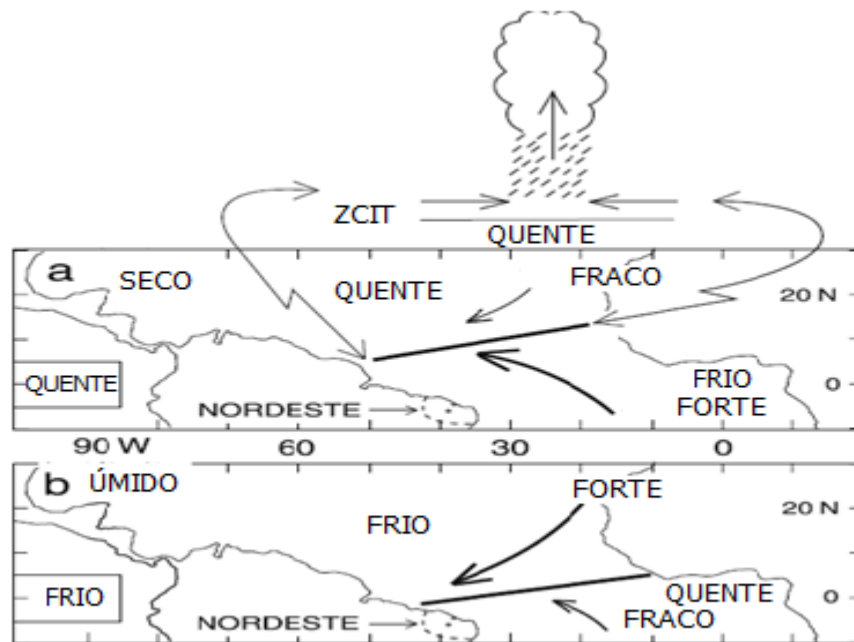


Figura 2. 1 - Esquema das características de circulação da ZCIT durante anos extremamente secos e extremamente úmidos na região Nordeste do Brasil (NEB). Adaptado de HASTENRATH, 2012.

Para Molion e Bernardo (2002), a existência de três regimes de precipitação distintos no Nordeste sugere que mais de um mecanismo da circulação geral seja responsável pela precipitação pluvial regional. No NEB, podem se identificar três regimes básicos quanto à distribuição espacial das precipitações. No norte do NE (NNE), os quatro meses mais chuvosos são fevereiro a maio (FMAM). Nesse período, a ZCIT atinge seu posicionamento máximo mais ao sul (março-abril) e se caracteriza como o principal mecanismo de grande escala produtor de chuvas para essa região.

O sul do NE (SNE) tem seu período mais chuvoso compreendido entre os meses novembro a fevereiro (NDJF), sul da Bahia entre os meses de dezembro a março (DJFM). Tem, como principal mecanismo de precipitação, a estacionaridade dos sistemas frontais, alimentados pela convergência do fluxo de umidade proveniente do Atlântico Norte e da Amazônia, que definem a Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS). Os mecanismos de escalas menores são as linhas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral. Na faixa costeira do ENE (até 300 km do litoral), o período mais chuvoso vai de abril a julho (AMJJ). Molion e Bernardo (2002) sugerem que o mecanismo de grande escala seja a ZCAS que se desloca para o ENE, seguindo o ciclo anual do sol, como o fazem as configurações da circulação planetária. Mecanismos de mesoescala importantes são as Perturbações Ondulatórias no campo dos ventos Alísios (POA) e as brisas marinha e terrestre. Quando as temperaturas da superfície do mar (TSM) são superiores a 27°C, a convergência do fluxo de umidade se intensifica, produzindo grandes totais pluviométricos sobre a região. Na Figura 2.2 mostrou-se a distribuição dos principais regimes de chuva sobre o Nordeste Brasileiro.

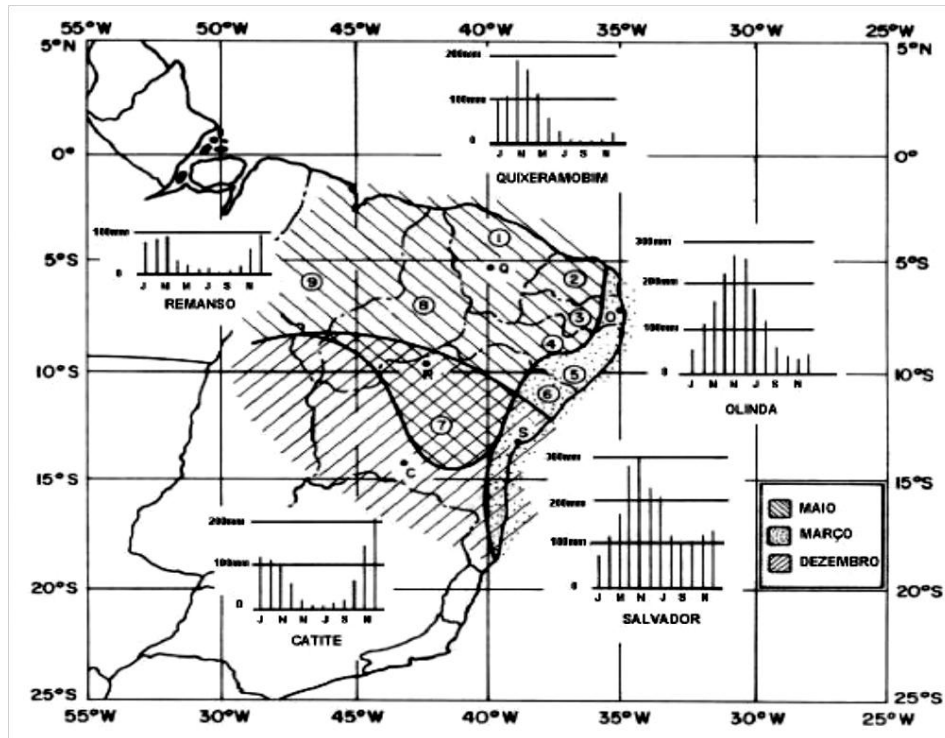


Figura 2. 2 - Distribuição dos principais regimes de chuva sobre o Nordeste Brasileiro. Fonte: NOBRE e MOLION (1988).

2.3 El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e suas relações com as chuvas no NEB.

O ENOS é um fenômeno oceânico-atmosférico de grande escala em que o oceano, ao interagir com a atmosfera, altera os campos de pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) e de ventos sobre o Pacífico Equatorial, mudando seus padrões nas escalas regional e global. O ENOS tem uma oscilação não periódica, podendo variar entre 2 e 7 anos. Na fase quente do ENOS (El Niño), a PNM exibe valores acima da média histórica no Pacífico Oeste e abaixo no Pacífico centro-leste, ao mesmo tempo em que os ventos Alísios ficam mais fracos que o normal. Dessa forma, as regiões leste e central do Pacífico apresentam temperaturas mais elevadas que o normal (KOUSKY et al 1984; ANDREOLI E KAYANO, 2005).

Na fase fria do ENOS (La Niña), as características de PNM, TSM e ventos são aproximadamente inversas às observadas na fase quente. Uma forma de determinar a fase e intensidade do ENOS por meio do Índice Oscilação Sul (IOS), que é definido como a diferença entre as anomalias padronizadas de PNM entre Tahiti e Darwin (BJERKNES, 1969; RASMUSSEN e CARPENTER, 1982).

Em geral, nos casos de El Niño, os IOS são negativos e as ATSM do Pacífico Equatorial Leste são positivas (quentes). E nos casos de La Niña, os IOS são positivos e as anomalias de TSM são negativas (frias) nessa mesma região. Outra maneira de determinar a fase e intensidade do ENOS é por meio dos índices de TSM de regiões do Pacífico Equatorial, tais como Niño 4, Niño 3.4, Niño 3 e Niño 1+2, mostrado na Figura 2.3.

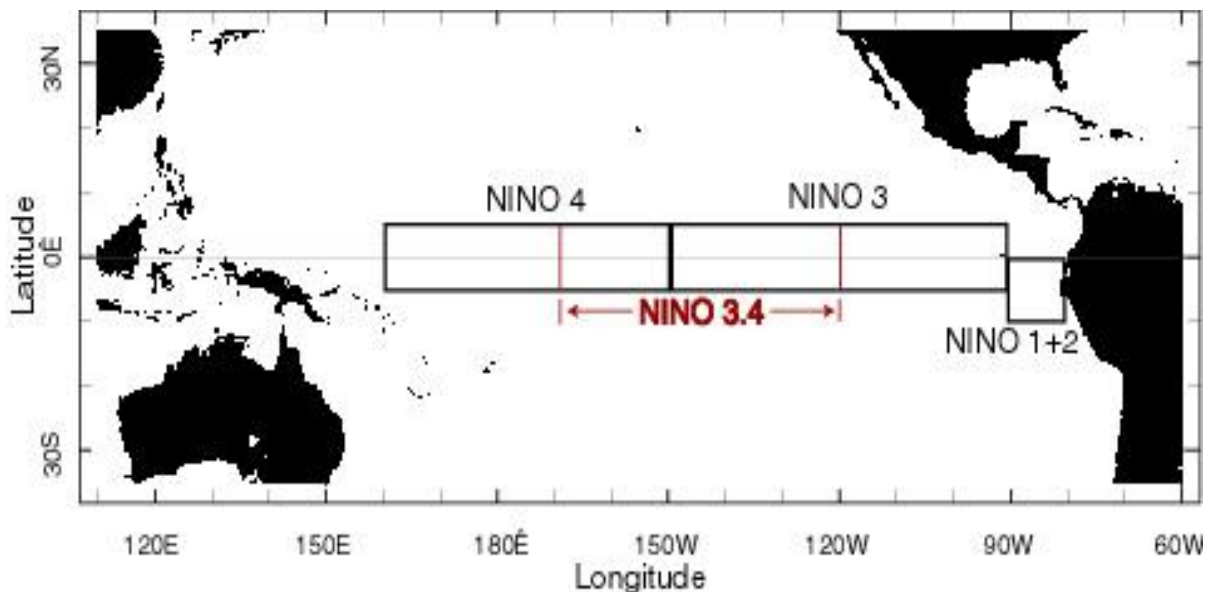


Figura 2. 3 - Regiões dos índices Niños 4, 3, 3.4 e 1+2 sobre o Oceano Pacífico Equatorial.
Fonte: *IRI*.

O ENOS faz parte de uma variação irregular em torno das condições normais do oceano e da atmosfera na região do oceano Pacífico Tropical. Segundo Kousky et al (1984), o déficit de precipitação no NEB durante eventos de El Niño é devido ao aumento da subsidência atmosférica sobre o norte da América do Sul, associado com o deslocamento para leste da Célula da Circulação de Walker (CCW) sobre o oceano Pacífico.

Por outro lado, Giannini et al (2000) observaram que na região NEB, El Niño pode causar secas devido à alteração na Célula de Walker e pela resposta no Atlântico Tropical Norte (ATN) à teleconexão do ENOS, caracterizada por o aumento na TSM. Giannini et al (2004), Andreoli e Kayano (2005) mostraram que a precipitação no NEB está relacionada ao ENOS e depende das condições do Atlântico Tropical. Ocorrem casos em que a variabilidade de TSM do Atlântico Tropical e ENOS podem discordar, de forma que o Atlântico Tropical pode limitar ou reverter o impacto do ENOS na precipitação sobre essa região.

Eventos La Niña têm sido associados à ocorrência de estações chuvosas mais úmidas que o normal na região do Nordeste do Brasil. Souza et al (1997) mostraram que, para três tipos de La Niña, forte, moderado e fraco, observados na Bacia do Oceano Pacífico Tropical, a distribuição de chuvas sazonais (fevereiro a maio) e intra-sazonais no setor norte do Nordeste do Brasil configuram-se em torno ou acima da média climatológica que é aproximadamente 850 mm para esse período.

Pezzi e Calvalcanti (2001) observaram que, em condições de El Niño sobre o Oceano Pacífico e o dipolo positivo, ou seja, (TSM) mais alta que a normal no ATN e baixa no Atlântico Tropical Sul (ATS), são observadas condições de seca sobre o NEB.

Também, a presença de dipolo negativo observa-se precipitação acima da media no Norte do NEB. Em condições de La Niña e dipolo positivo/negativo, o NEB apresenta precipitação abaixo/acima do normal. Esses autores mostraram que nem sempre condições de El Niño ou La Niña sobre o Pacífico são suficientes para determinar as condições seca/chuvosa sobre a região. Na Figura 2.4. ilustraram-se as condições associada ao ENOS.

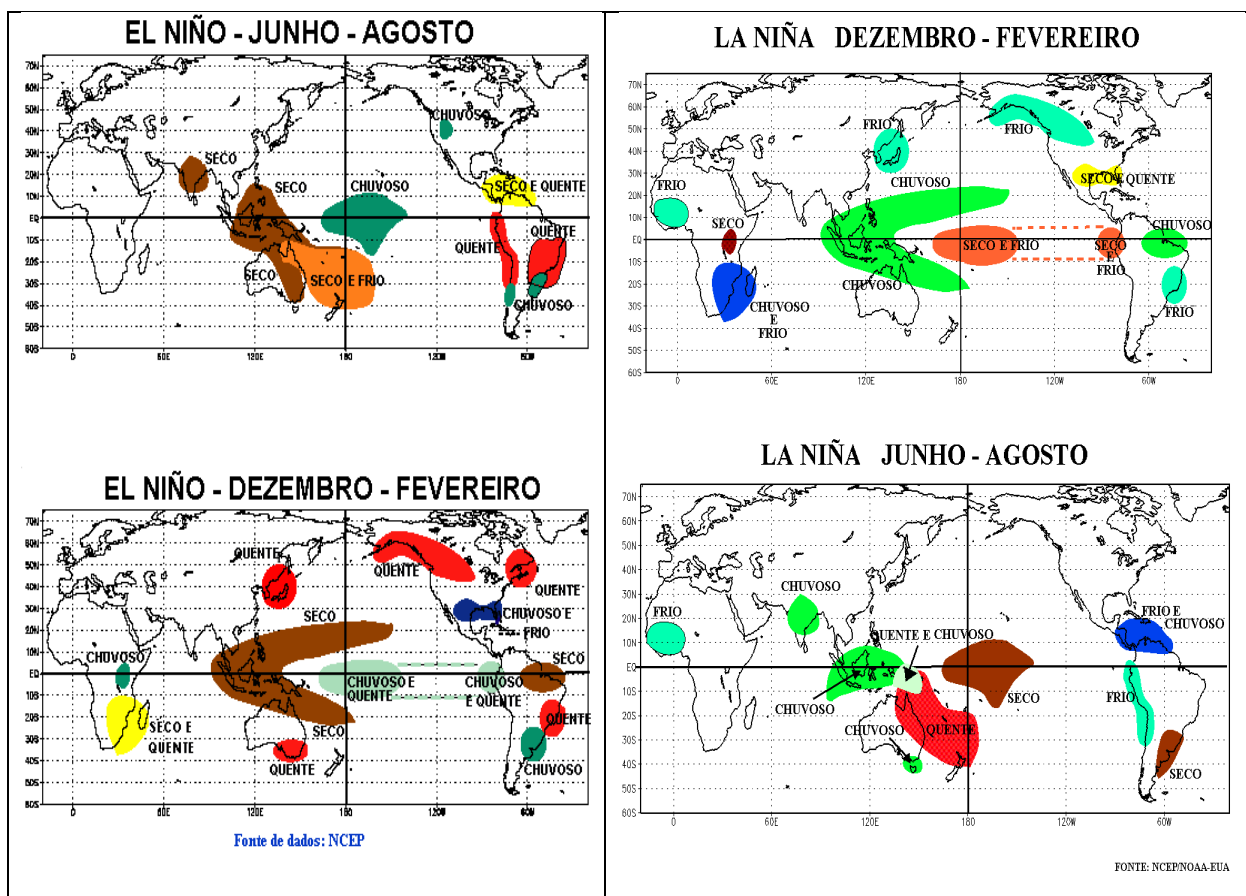


Figura 2. 4 - Mostra às condições associadas aos eventos El Niño e La Niña. Fonte: NCEP

2.4 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

As flutuações de baixas frequências no Pacífico são conhecidas como Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). O padrão da ODP é similar à variabilidade de TSM associada ao ENOS, mas a ODP possui maiores amplitudes em latitudes médias que em latitudes baixas e uma maior extensão meridional das anomalias equatoriais que àquelas referentes referêntes ao ENOS (MANTUA, 1997).

A fase quente da ODP está associada com ar seco e inverno mais quente na região Nordeste do Pacífico, com águas aquecidas no Pacífico Tropical Leste e na estreita banda ao longo da costa do Alasca e do oeste dos estados Unidos e do Canadá, e com águas mais frias que normal em uma grande área do Pacífico Norte. Assim, essa fase da ODP apresenta uma configuração com ATSM positiva no Pacífico Tropical e negativo no Pacífico Extratropical norte e sul. A fase fria possui uma configuração contrária (ZHANG et al 1997). Na Figura 2.5, mostrou-se a serie temporal dos índices da Oscilação Pacífico Decadal no período 1900 a 2010.

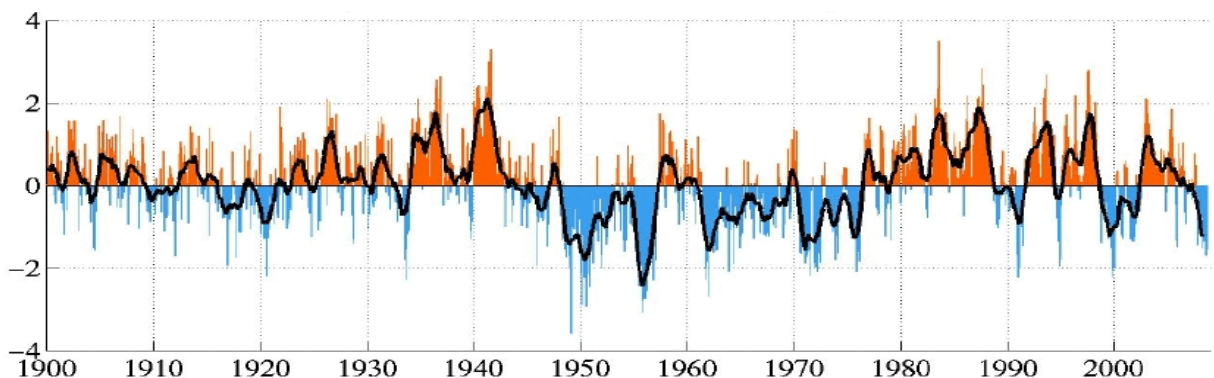


Figura 2. 5 - Série temporal do índice da Oscilação Pacífico Decadal (ODP). Fonte: jisao. Washington.edu/ODP.

Molion (2005), por meio de decomposições, calculada mediante a média de ATSMs durante o período de março-maio do ano de El Niño, observou que há um comportamento distinto entre El Niño durante as fases positiva e a fase negativa da ODP. El Niño que ocorreram na fase negativa da ODP iniciaram com o aquecimento próximo às costas do Perú e Equador, e a área aquecida se expandiu para oeste. El Niños que ocorreram na ODP (+) iniciaram com o aquecimento no lado oeste do Pacífico Tropical, e a área aquecida se expandiu para o leste.

Siqueira e Molion (2008) demonstraram que, durante os eventos La Niñas de fase fria da ODP, os totais pluviométricos, sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil, foram abaixo da normal climatológica em relação à média do período que compreendeu as duas fases da ODP. Os eventos El Niño se apresentam forma semelhante nas duas fases quente da ODP, causando redução de precipitação, porém menor na fase fria, sobre essas regiões.

2.5 Variabilidade climática de grande escala no Atlântico Norte e Tropical

CLIVAR identificou três fenômenos que são responsáveis da variabilidade climática de grande escala no oceano Atlântico: Variabilidade do Atlântico Tropical (VAT), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Circulação Meridional do Atlântico (CMO). (Figura 2.6, HURRELL; DESER, 2009; MARSHALL et al 2001).

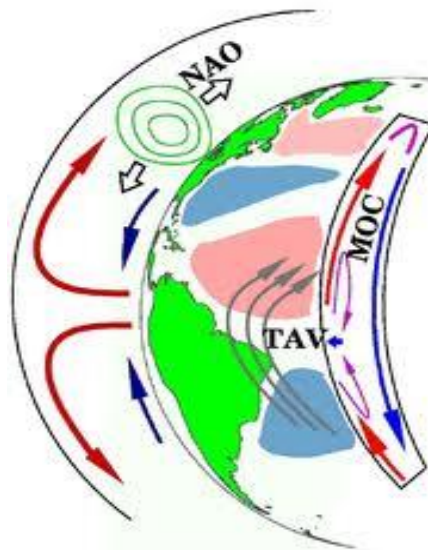


Figura 2. 6 - Processos principais implicados na variabilidade climática do Atlântico. Fonte: Hurrell, 2006.

Hastenrath (1976) e Moura e Shukla (1981) mostraram que grande parte da variância explicada da anomalia de TSM no Atlântico Tropical é devido a uma estrutura antissimétrica, com um centro no Atlântico Tropical Norte (ATN) e outro de sinal oposto no Atlântico tropical Sul (ATS). Em contraposição, Enfield (1999) observou que esse dipolo não explica grande parte da variância total do Atlântico Tropical. Houghton e Tourre (1992), usando funções ortogonais empíricas (FOE), com o critério Varimax, encontraram que o primeiro modo da anomalia da temperatura superficial do mar explica 34% da variância total e tem

valores significativos ao sul da ZCIT e que o segundo modo, a norte da ZCIT, explica 28,6% da variância total. Em concordância, Enfield (1999), mostrou que o Atlântico Norte e Atlântico Sul apresentam variabilidade independente um do outro.

A partir de análise da variabilidade de multiescalas, com a Ondeleta de Morlet, Andreoli e Kayano (2004) comprovaram que grande porcentagem da variância explicada de anomalias de TSM no Atlântico tropical na escala decenal é consequência da oscilação decadal forte das anomalias de TSM do ATN ou ATS, porém não em ambos ao mesmo tempo.

Por outro lado, na região Nordeste do Brasil (NEB), El Niño pode causar secas devido às alterações na Célula de Walker e pela resposta da ATN à teleconexão do ENOS, caracterizada por aumento na TSM (GIANNINI et al 2000). Na fase quente do ENOS, as áreas de TSM mais elevadas no Pacífico Tropical Oeste deslocam-se para leste, o que faz com que a convecção mais forte esteja mais a leste no Pacífico Equatorial. Nessas condições, a célula de Walker tem seu ramo ascendente na parte central do Pacífico e descendente sobre o leste da região Amazônica, sobre o NEB e Atlântico tropical adjacente. Isso inibe a convecção local, diminuindo a precipitação (KOUSKY et al 1984; ROPELEWSKI e HALPERT 1987). Concordante com esse aspecto, Lima (1991) Giannini et al (2004) e Andreoli e Kayano (2007) concluíram que, aparentemente, não há uma associação de causa e efeito muito definida entre eventos de El Niño e secas no leste da região NEB. Ocorrem casos em que a variabilidade de TSM do Atlântico Tropical e ENOS podem ser discordantes, de forma que o Atlântico Tropical pode limitar ou reverter o impacto do ENOS na precipitação sobre essa região.

Lamb e Pepler (1987) observaram que, no Atlântico Norte e continentes adjacentes, um dos principais padrões de variabilidade de tempo e clima no período de inverno está associado ao OAN. A OAN deve-se à redistribuição de massa atmosférica entre o Ártico e a região subtropical do Atlântico Norte. Giannini et al (2001) mostraram que a OAN pode mudar a temperatura em superfície, o vento e a precipitação sobre o Atlântico e os continentes adjacentes, bem como afetar indiretamente as regiões tropicais, como o Caribe. Hurrell e Deser (2009) observaram que a OAN também afeta o oceano pela mudança do fluxo de calor oceano-atmosfera, o giro da circulação subtropical do Atlântico Norte e a profundidade da termoclina.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Origem da Base de Dados

As bases de dados utilizadas neste trabalho de dissertação foram:

- i.) Base de dados de ATSM do projeto Ocean-Atmosphere Data (COADS), de janeiro 1975 a dezembro de 2010, Kaplan SST V2 dados do National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) disponível no site <http://www.cdc.noaa.gov>. Os dados de ATSM estão espaçados em ponto de grade de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ e disponibilizados no formato NetCDF.
- ii.) Base de dados do índice Niño 3.4, série de janeiro 1975 a dezembro de 2010, disponível no site http://www.cicimar.ipn.mx/oacis/Indices_Climaticos.php.
- iii.) Base de dados pluviométricos das Estações Meteorológicas do INMET e da Agência Nacional de Água (ANA). Foram utilizados dados de 82 Estações Meteorológicas distribuídas sobre o Nordeste do Brasil.

3.2 Preparação dos dados

A primeira etapa do trabalho constitui no levantamento, coleta e organização dos dados mensais das três bases de dados. Essa etapa foi realizada a partir do desenvolvimento de um programa em FORTRAN, e o resultado foi trabalhado no GrADS e MATLAB®, através de rotinas específicas. Na Figura 3.1, foi apresentada a localização das áreas de estudo: ODP, ATSM do Mar de Caribe (ATSMC), ATSM do Mar da Noruega (ATSMN), Nordeste Brasileiro (NEB).

As áreas oceânicas utilizadas para as séries mensais, climatologia num período de janeiro de 1975 a dezembro de 2010, do ATSMC (Caribe) e ATSMN (Noruega) estão definidas entre as áreas ($74^{\circ}\text{W}-62^{\circ}\text{W};12^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$) e ($6^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E};60^{\circ}\text{N}-72^{\circ}\text{N}$), respectivamente. Paralelamente, foram utilizadas as série do índice Niño 3.4 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S};120^{\circ}\text{W}-170^{\circ}\text{W}$). De acordo com Trenberth (1997), as classes mensais de TSM no Niño 3.4 são classificadas, como as médias móveis de 5 meses na região Niño 3.4 $> 0,4^{\circ}\text{C}$ (El Niño) e Niño 3.4 $< -0,4^{\circ}\text{C}$ (La Niña).

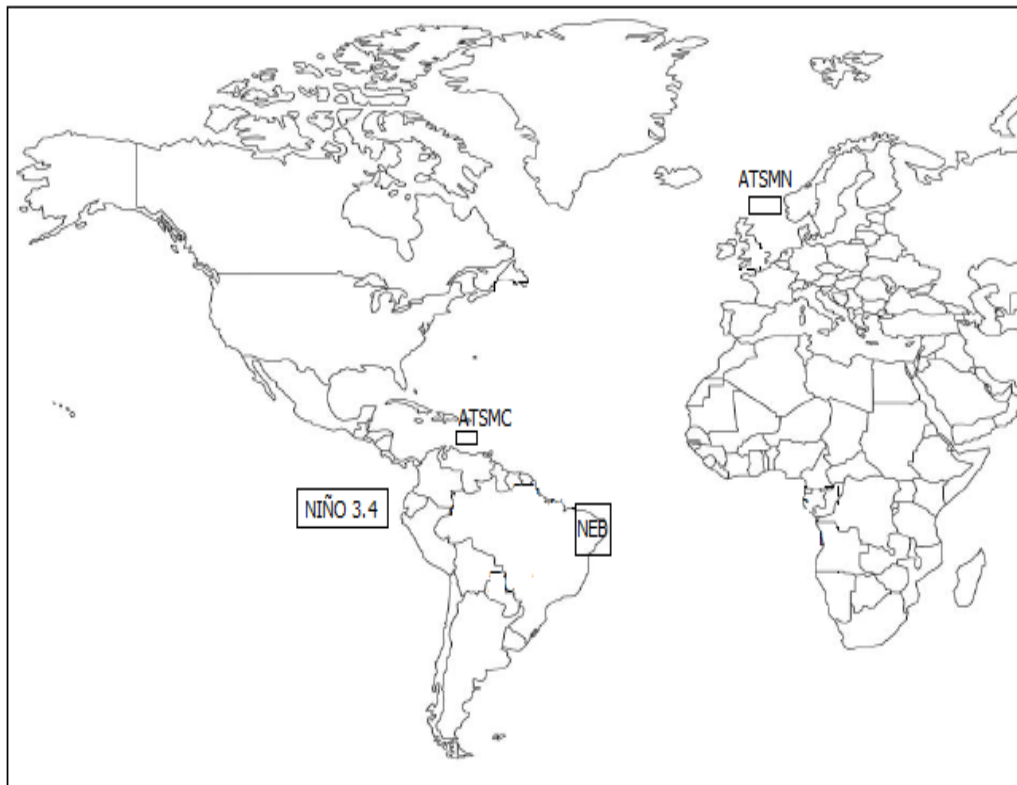


Figura 3. 1 - Áreas de estudo: Pacífico Equatorial (Niño 3.4), ATSM do Mar de Caribe (ATSMC), ATSM do Mar da Noruega (ATSMN); Nordeste Brasileiro (NEB).

Cada série apresenta um cabeçalho de identificação com a respectiva localização (latitude, longitude), ano e mês. A partir desses dados, torna-se possível verificar a influência do El Niño, La Niña, ATSMC e ATSMN na intensidade das chuvas subdivididas em grupos homogêneos. Para isso, foram utilizados dados de chuva sobre o NEB, com base na avaliação pluviométrica realizada para o período de janeiro 1975 a dezembro 2010. Com esse objetivo, a análise dos dados de chuvas é imprescindível através da aplicação de procedimentos de controle de qualidade das 82 séries de chuvas. Na Figura 3.2, apresentou-se a localização geográfica das 82 estações consideradas nesta pesquisa de dissertação.



Figura 3. 2 - Localização geográfica das estações meteorológicas selecionadas no estudo. Fonte: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa>.

A Organização Mundial de Meteorologia (OMM) recomenda, para se trabalhar com médias climatológicas, a utilização de séries de dados com 30 anos consecutivos, porém, dada a grande quantidade de falhas nas séries de estações meteorológicas sobre o NEB, optou-se por estender o período trabalhado, garantido com isso no mínimo de 30 anos de dados sem falhas em cada série. As séries seleccionadas para o estudo cobrem o período de 1975 a 2010 totalizando 36 anos de observações sem ausência de dados.

Inicialmente, foram escolhidos métodos de preenchimento de falhas nos dados de chuva. O método proposto neste trabalho foi a análise de reconstrução utilizando a Transformada de Ondeletas Discreta Haar (HAAR, 1910). Esse método constitui na substituição das falhas nos dados uma única vez por um valor obtido em um dos métodos de preenchimento único: média/mediana/moda, regressão linear, entre outros.

É possível definir linhas gerais para escolha da abordagem e do método de preenchimento de dados com falhas, em função da percentagem das falhas nos dados em qualquer uma das variáveis, da seguinte forma (HARREL, 2001).

1. Se o percentagem de falhas nos dados $\leq 5\%$, neste caso pode-se utilizar o preenchimento único ou analisar somente os dados completos;
2. Se $5\% < \text{percentagem de falhas nos dados} < 15\%$, o preenchimento único pode ser utilizado, todavia o preenchimento múltiplo é indicado;
3. Se o percentagem de falhas nos dados $\geq 15\%$, o preenchimento múltiplo é indicado na maior parte dos casos.

Os detalhes dos procedimentos da Transformada de Ondeletas Discreta Haar foram apresentados nas secções 3.3, 3.4 e 3.5.

3.3 Transformada de Ondeletas

A análise *Ondeletas* é uma ferramenta matemática relativamente simples com grande variedade de aplicações, como análise de sinais, análises numéricas, entre outras. O conceito pode ser visto como uma síntese de ideias originadas durante os últimos 30 anos em Física e Matemática.

O fator mais interessante e útil das *Ondeletas* é que elas são localizadas no tempo-espaco e frequência simultaneamente criando uma família de *Ondeleta* $\psi_{a,b}$. Esta é o conjunto de funções elementares formadas por translações e dilatações (ou compressões) de uma função $\psi(x) \in L^2(\mathbb{R})$ chamada *Ondeleta-mãe* (FOUFOULA-GEORGIU E KUMAR, 1994)

$$\psi_{a,b}(x) = |a|^{-1/2} \psi\left(\frac{x-b}{a}\right) \quad a, b \in \mathfrak{R}, \quad a \neq 0 \quad (3.1)$$

onde a é o fator de dilatação e b o de deslocamento, que variam continuamente. O fator $|a|^{-1/2}$ se deve à normalização da base, ou seja, $\|\psi(x)\| = 1$.

Aqui, $\psi(x) \in L^2(\mathbb{R})$ para qualquer intervalo $a \leq x \leq b$, $\psi: [a, b] \rightarrow \mathbb{C}$, tal que:

$$\int_a^b |\psi(x)|^2 dx < \infty \quad (3.2)$$

Essas funções são ditas quadrática-integráveis. Nesse espaço, o produto interno de duas funções f, g é definido como:

$$\langle f, g \rangle = \int_a^b f(x) \overline{g(x)} dx \quad (3.3)$$

3.4 Ondeleta-mãe de Haar.

A base Haar é conhecida desde 1909 (HAAR, 1910). Considere a base de Haar em \mathbb{R} . A seguir, descrevem-se algumas de suas propriedades que serão úteis para a construção de conjuntos *Ondeleta* mais gerais. Seja $L^2(\mathbb{R})$ o espaço das funções complexas f sobre \mathbb{R} em que sua norma em L^2 seja finita, isto é:

$$\|f\|_2 = \left(\int_{-\infty}^{\infty} |f(x)|^2 dx \right)^{1/2} < \infty \quad (3.4)$$

Esse espaço está dotado com o produto escalar

$$\langle f, g \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \overline{g(x)} dx \quad (3.5)$$

onde $\overline{g(x)}$ denota o conjugado complexo de $g(x)$. Diz-se que $f, g \in L^2(\mathbb{R})$ são ortogonais entre si se $\langle f, g \rangle = 0$. Nesse caso, $f \perp g$.

Um conjunto de funções $\{\varphi_k, k \in \mathbb{Z}\}$, $\varphi_k \in L^2(\mathbb{R})$ é chamado de base ortonormal se

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varphi_k \overline{\varphi_j} dx = \delta_{jk} \quad (3.6)$$

onde δ_{jk} é o delta de Kronecker.

Um conjunto ortogonal $\{\varphi_k, k \in \mathbb{Z}\}$ é chamado ortonormal de um subespaço V para a função $f \in V$ tem uma representação.

$$f(x) = \sum_k c_k \varphi_k(x) \quad (3.7)$$

onde os coeficientes c_k satisfazem $\sum_k |c_k|^2 < \infty$.

Considere o seguinte subespaço V_0 de $L^2(\mathbb{R})$:

$$V_0 = \{f \in L^2(\mathbb{R}) : f \text{ é constante em }]k, k+1], k \in \mathbb{Z}\}$$

Portanto,

$$f \in V_0 \Leftrightarrow f(x) = \sum_k c_k \varphi_k(x - k) \quad (3.8)$$

Pois $\sum_k |c_k|^2 < \infty$, a série converge em $L^2(\mathbb{R})$ e

$$\varphi(x) = I_{\{x \in]0,1]\}} = \begin{cases} 1, & x \in]0,1] \\ 0, & x \notin]0,1] \end{cases}$$

Denota-se: $\varphi_{0k} = \varphi(x - k)$, $k \in \mathbb{Z}$

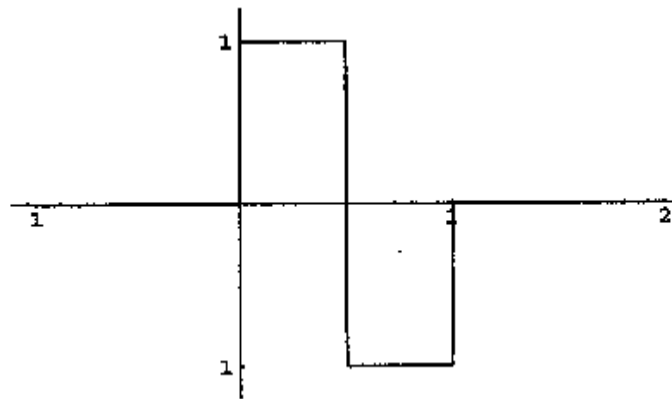


Figura 3 3 - Ondaleta Haar.

3. 5 Transformada de Ondelela Discreta (TOD)

Para obter a Transformada Ondelela Discreta são utilizados parâmetros de dilatação e translação que não variam continuamente, mas sim discretamente. Na análise de sinais, pode-se restringir os valores dos parâmetros a, b da equação (3.9).

$$a = a_0^{-j}, \quad a = kb_0 a_0^{-j}$$

onde: $j, k \in \mathbb{Z}$ e $a_0 > 1, b_0 > 0$.

A família de *Ondelela* de interesse torna-se então:

$$\psi_{j,k}(x) = a_0^{1/2} \psi\left(\frac{x - kb_0 a_0^j}{a_0^j}\right) = a_0^{\frac{j}{2}} \psi(a_0^j x - kb_0) \quad (3.9)$$

Note que o parâmetro de translação b depende da taxa de dilatação que foi escolhida. Assim, quando ψ é bastante dilatada, os passos de traslacao são grandes e quando ψ é bastante contraída, os passos de translação são pequenos (FOUFOULA-GEORGIU e KUMAR, 1994). Se se restringir $a_0 = 2$ e $b_0 = 1$, então existe ψ com propriedades de localização tempo – frequência, tal que:

$$\psi_{j,k}(x) = 2^{j/2} \psi(2^j x - k) \quad (3.10)$$

onde $\psi_{j,k}(x)$ constitui uma base ortonormal para $L^2(\mathbb{R})$.

A transformada de Ondelela Discreta e sua inversa podem, então, ser definidas respectivamente para $j, k \in \mathbb{Z}$, como:

$$W(i, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \psi_{j,k} f(x) dx = \langle f(x), \psi_{j,k} \rangle \quad (3.11)$$

$$f(x) = \sum_{-\infty}^{\infty} \sum_{-\infty}^{\infty} W(i, k) \psi_{j,k} \quad (3.12)$$

3.6 Algoritmo para a obtenção das falhas dos dados de precipitação

O algoritmo utilizado para preenchimentos de falhas está baseado no cálculo da Transformada Inversa de Ondeletra Haar e se usa um algoritmo rápido de cálculo baseado no esquema clássico já conhecido como Análise de Multiresolução (AMR), cujo passo consiste em introduzir simultaneamente o sinal discreto para os filtros (um passa baixo e outro passa alto) para analisar o sinal a diferentes escalas. Nas saídas do ramo do passa baixo obtêm-se os coeficientes de aproximação ao nível 1 de decomposição $cA1$, e na outra saída obtêm-se os coeficientes que contêm a informação dos detalhes do sinal ao nível 1 $cD1$. Esse processo pode se repetir sucessivamente sobre os coeficientes de aproximação que vão sendo obtidos, até decompor o sinal ao nível desejado. Na continuação, se detalham os passos para realizar a estimativa:

- (a) Selecionar duas séries. A primeira será chamada estação principal, ou estação com falhas, e a segunda será chamada estação secundária, ou auxiliar, a qual representará climatologia mais próxima possível e dados consistentes no período com falha da estação principal.
- (b) Decomposição do sinal aplicando AMR, até certo nível N , onde o número de decomposição será L (Longitude do sinal) $/2^N$.
- (c) Usar o sinal no nível N e todos os ruídos dos níveis $N, (N-1), \dots, 1$.
- (d) Na Figura 3.4, mostra-se o processamento de reconstrução, o qual consiste em aplicar a inversa da transformada da ondeleta para as duas séries. Inicia-se selecionando o último nível de reconstrução, a parte ruído da estação secundária (NCD_S), e a parte aproximação do sinal (NCA_F) descrito pelas “setas verticais” até o nível inicial. O algoritmo para o preenchimento de dados de chuva foi programado no Matlab (Apêndice A)

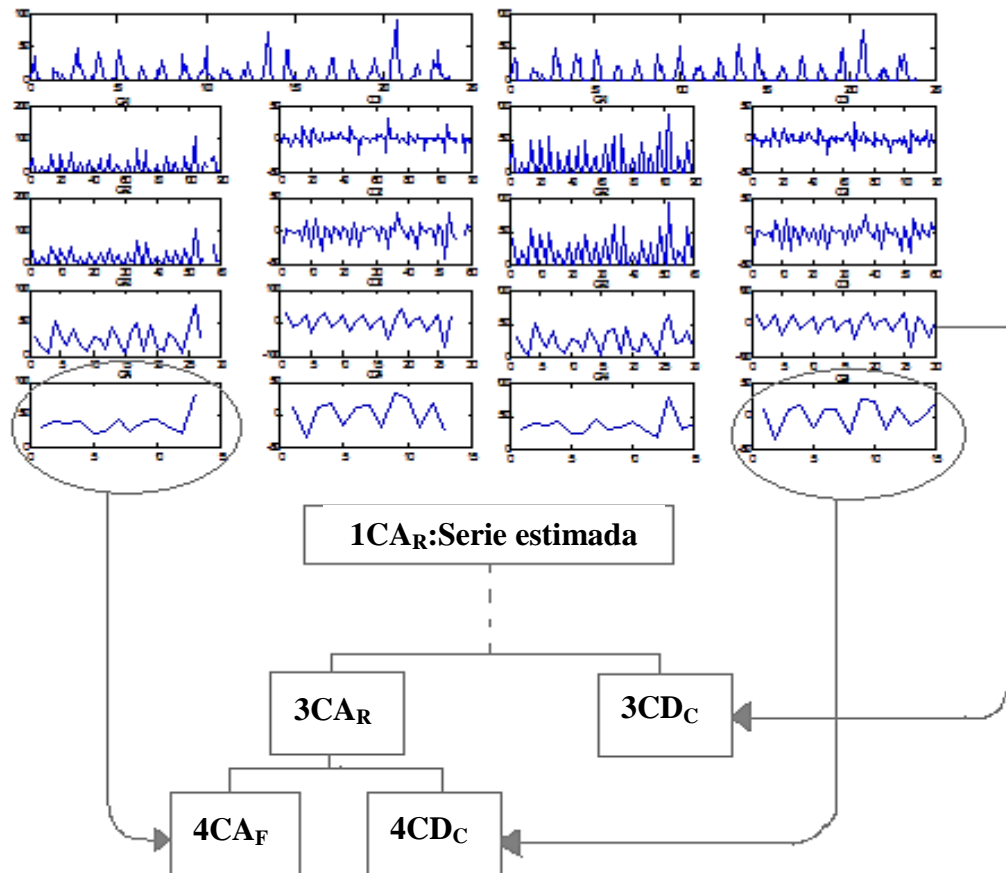


Figura 3. 4 - Processo de reconstrução de Chuva. Series de dados mensais de precipitação de chuva (L), a) Estação com falha, b) Estação auxiliar. O sinal (S), se descompõe aplicando a transformada da ondeleta e AMR, até o nível de decomposição (N=4). As setas descrevem o processo de reconstrução por nível decomposição.

3.7 Validações de dados com falhas

A validação dos dados consistiu na aplicação de procedimentos de controle de qualidade de preenchimento de dados de chuva com falhas. Nesta pesquisa, adotou-se a recomendação de Legates e McCabe (1999) para verificar a capacidade preditiva do modelo de preenchimento de falhas nas séries mensais de chuva.

O erro do modelo foi quantificado em termos das unidades da variabilidade calculada através da raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE). Esse indicador, usado frequentemente em pesquisas meteorológicas, é definido por:

$$\mathbf{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [O_i - P_i]^2}{N}} \quad (3.13)$$

onde O_i e P_i representam a amostra (tamanho amostral N) dos valores observados e os calculados pelo modelo, respectivamente. Um valor de $\mathbf{RMSE} = 0$ indica um ajuste perfeito. Como indicador adimensional da precisão do ajuste, selecionou-se o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970). Trata-se de um indicador caracterizado por sua flexibilidade na aplicação de diversos tipos de modelos matemáticos e hidrológicos (MCCUEN, 2006). Esse indicador é calculado conforme a equação 3.14.

$$\mathbf{Ceff} = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [O_i - P_i]^2}{\sum_{i=1}^N [O_i - \bar{O}]^2}} \quad (3.14)$$

De acordo com Nash e Sutcliffe (1970), o \mathbf{Ceff} apresenta o complemento à unidade da relação entre o erro quadrático médio e a variância dos valores observados. Tomando valores $-\infty \leq \mathbf{Ceff} \leq 1$, um $\mathbf{Ceff}=1$ indica um ajuste perfeito, enquanto um $\mathbf{Ceff} \leq 0$ sugere que a média dos valores observados (\bar{O}) é melhor preditor que o próprio modelo utilizado.

Para interpretar os valores de $Ceff$, neste trabalho, utilizou-se a sugestão de Sign (2004), que afirma que valores de RMSE, inferiores a metade do desvio padrão (SD) dos valores observados, podem ser considerados baixos ($RMSE = 0.5 SD$). De acordo com isso, pode-se interpretar esse critério como valores “baixos” sendo satisfatórios. Tomando em conta que o $Ceff$ pode ser definido com as variáveis anteriores, então:

$$Ceff = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD} \right)^2 \quad (3.15)$$

Deduz-se que os valores de $Ceff \leq 0.75$ são satisfatórios ou aceitáveis. Essa dedução é aplicada para caracterizar a precisão do ajuste dentro do intervalo $0.75 \geq Ceff \geq 1$, tendo assim, estabelecido um total de quatro classes, mostradas na Tabela 3.1.

Tabela 3. 1: Critérios para a evolução qualitativa do ajuste.

Avaliação	$\frac{RMSE}{SD} \times 100$	$Ceff$
Ótimo	$\leq 30\%$	≥ 0.91
Boa.	30 – 40%	0.84-0.91
Aceitável.	40-50%	0.75 – 0.84
No aceitável.	$> 50\%$	< 0.75

O processo de validação foi também analisado com o coeficiente de correlação de Pearson, Erro Absoluto Medio (Mean Absolute Error - MAE), e a comparação da Função de Distribuição Acumulada (FDA) das variáveis de precipitação observada e estimada com o objetivo de quantificar estatisticamente a eficiência do método de estimação utilizado. A vantagem de avaliar o RMSE é que seus valores têm a mesma dimensão física que os valores observados e simulados e, além disso, pode ser analisado como a magnitude do erro do modelo.

3.8 Ajuste de dados com falhas

Após a validação acima descrita, procedeu-se o ajuste de dados através do erro absoluto médio (Median Absolute Error – MAE). Esse ajuste foi calculado, utilizando os dados já validados, aqueles que foram considerados “falhas”. Abaixo, apresenta-se o detalhamento do ajuste através da aplicação de procedimentos de controle de qualidade.

O MAE indica o afastamento (desvio) médio absoluto dos valores previos em relação aos valores observados.

$$\text{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{n} \quad (3.16)$$

onde P_i representa o valor estimado, O_i representa o valor observado e n indica o número de observações.

3.9 A função de distribuição acumulada (FDA)

$F(x)$ de uma variável aleatória contínua em X com função de densidade $f(t)$, mostrada na Figura 3.5, se define por:

$$F(x) = P[X \leq x] = \int_{-\infty}^x f(t) dt, \text{ para } -\infty < x < +\infty \quad (3.17)$$

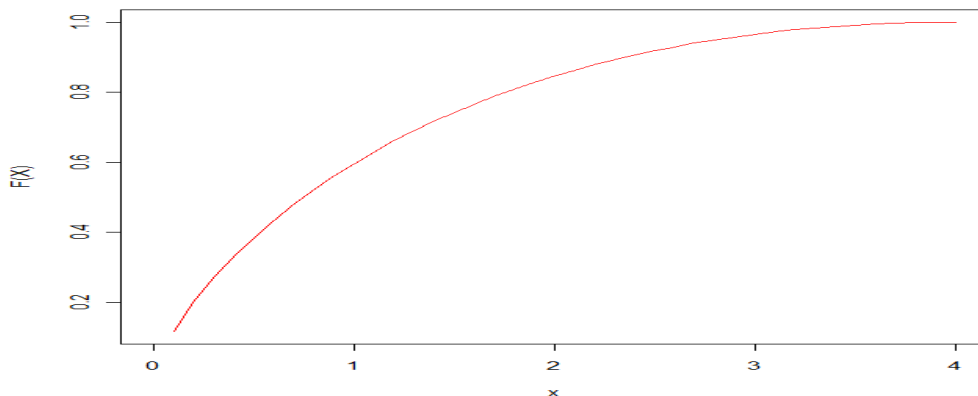


Figura 3. 5 - Gráfico de uma distribuição acumulada de variável contínua.

3.10 Aplicação da análise de agrupamento às series de precipitação

Com objetivo de agrupar as estações pluviométricas completas em regiões homogêneas, foram aplicados os seguintes métodos:

1. Análise de Componentes Principais (ACP), método multivariante, cujo objetivo é converter um problema de informação estatística muito complexo (muitas variáveis) em outro quase equivalente, mas mais tratável (poucas variáveis) sem perda significativa da informação (Wilks, 1962; Souza, 1992; Ceballos e Bottino, 1997).
2. Após a aplicação da APC, foi realizado o método agrupamento (Cluster Analysis) hierárquicos de Wardcom distância euclidiana através da similaridade média (Group Average) do primeiro componente.

3.10.1 Princípio Básico da Análise de Componentes Principais

A análise de Componentes Principais (ACP) é um método matemático cujo objetivo é transformar um conjunto de variáveis originais em outro conjunto chamado de componentes principais (Pearson, 1901). Os componentes apresentam as seguintes características: cada componente principal é uma combinação linear de todas as variáveis originais, os componentes são independentes entre si e retêm, em ordem de estimação, o máximo de informação relacionada à variação dos dados originais. A análise permite a redução dimensional de um grande número de variáveis, a partir da rotação do eixo original dos dados, transformando-os em um novo sistema de coordenadas (Fung e LeDREW, 1997; Marullo, 1999).

A aplicação da ACP pode ser resumida nos passos citados a seguir:

- Padronização das variáveis para que adquiram média zero e variâncias unitárias.
- Cálculo da matriz de covariância.
- Cálculo dos autovalores e autovetores correspondentes.
- Descarte dos componentes que expliquem uma pequena proporção da variabilidade dos dados. Foram descartadas as variáveis com contribuições menores que a média dos componentes.

Com base em um conjunto de η variáveis X_1, X_2, \dots, X_η , deseja-se obter índices Z_1, Z_2, \dots, Z_η não correlacionados na ordem de sua importância. A não correlação dos índices implica na medição de dimensões diferentes dos dados e a variância total é representada pela variância de cada um dos componentes, de modo que $var(Z_1) \geq var(Z_2) \geq \dots \geq var(Z_\eta)$.

O primeiro componente Z_1 é a combinação linear das variáveis X_1, X_2, \dots, X_η , assim o primeiro componente é dado por (3.18).

$$Z_1 = \alpha_{11}X_1 + \alpha_{12}X_2 + \dots + \alpha_{1n}X_n \quad (3.18)$$

Z_1 representa a maior variabilidade possível dos dados, com autovetores $\alpha_{11}, \alpha_{12}, \dots, \alpha_{1n}$. O segundo componente principal Z_2 é apresentado por (3.19):

$$Z_2 = \alpha_{21}X_1 + \alpha_{22}X_2 + \dots + \alpha_{2n}X_n \quad (3.19)$$

Igualmente, o segundo componente representa a maior variabilidade possível restante, com autovetores $\alpha_{21}, \alpha_{22}, \dots, \alpha_{2n}$, de modo que Z_1 e Z_2 não estão correlacionados. Igualmente, o η -ésimo componente principal é dado por (3.20).

$$Z_n = \alpha_{n1}X_1 + \alpha_{n2}X_2 + \dots + \alpha_{nn}X_n \quad (3.20)$$

3.11 Análise de agrupamento

Depois de ter sido aplicado o processo de padronização, procedeu-se à Análise de Agrupamento das 36 estações meteorológicas. A Análise de Agrupamentos é uma forma estatística multivariada para a classificação de grande quantidade de informação. Tal ferramenta tem se mostrado satisfatória para estudos climáticos quando comparada pontualmente com série histórica de dados observados de estações meteorológicas. É uma ferramenta estatística de agregação de grupos homogêneos. Grupos homogêneos ou distintos podem ser delineados, baseados na avaliação da distância, ou como no caso do método (algoritmo) de Ward (WARD, 1963). A distância medida é uma avaliação da similaridade ou dissimilaridade entre os elementos do conjunto. Na Análise de Agrupamento, uma pequena distância significa uma grande similaridade. Por exemplo, na Figura 3.9, são apresentados os resultados do dendrograma de agrupamentos para 11 estações sobre o NEB. No dendrograma, uma pequena distância significa uma grande similaridade. Os algoritmos de agrupamentos definem as regras de como as distâncias são medidas entre os grupos (MINGOTI, 2005). Neste trabalho, utilizou-se o algoritmo de Ward, para o qual o membro de um grupo é determinado pela variância dos elementos, ou seja, a soma dos desvios quadrados da média dos grupos (SQD).

$$SQD = \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i)^2 \quad (3.19)$$

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

A partir desses dados, torna-se possível verificar a influência do índice Niño 3.4, ATSMC (Caribe) e ATSMN (Noruega) na intensidade das chuvas sobre os grupos homogêneos sobre o NEB. A correlação com esses indicadores climáticos pode dar uma idéia do poder explanatório do fenômeno oceânico-atmosférico que diminui ou aumenta os índices pluviométricos que está atuando. Um simples gráfico bidimensional pode ser a melhor forma de ilustrar essa correlação. Na Figura 3.6 descreve-se esquematicamente como estão estruturadas as etapas da metodologia deste trabalho de dissertação.

3.12 Padronização

Após a avaliação de desempenho dos dados de chuva com falhas, tornou-se necessário recorrer à padronização para cada estação (total 36), para obter finalmente uma base de dados de chuva. A normalização é uma etapa necessária antes de qualquer agregação dos grupos homogêneos, principalmente em conjunto de dados com grande variância dos dados. O método utilizado para isso consistiu na anomalia normalizada pelo desvio padrão. Esse método consiste na diferença entre um dado elemento de uma amostra e o valor médio desta, dividido pelo seu desvio padrão.

O cálculo das anomalias padronizadas pelo desvio padrão de uma variável x , de uma estação meteorológica i no ano j e mês k é feito com

$$X_{ijk} = (x_{ijk} - x_{ik})/\sigma_{ik} \quad (3.18)$$

onde:

i - estação meteorológica;

j - ano;

k -mês;

x_{ijk} - variável x da estação i no ano j e mês k ;

x_{ik} - média da variável x , em todo período, para estação i no mês k ;

X_{ijk} – anomalia normalizada pelo desvio padrão da variável x para estação i no ano j e mês k ;

σ_{ik} – desvio padrão da variável x para estação i do mês k .

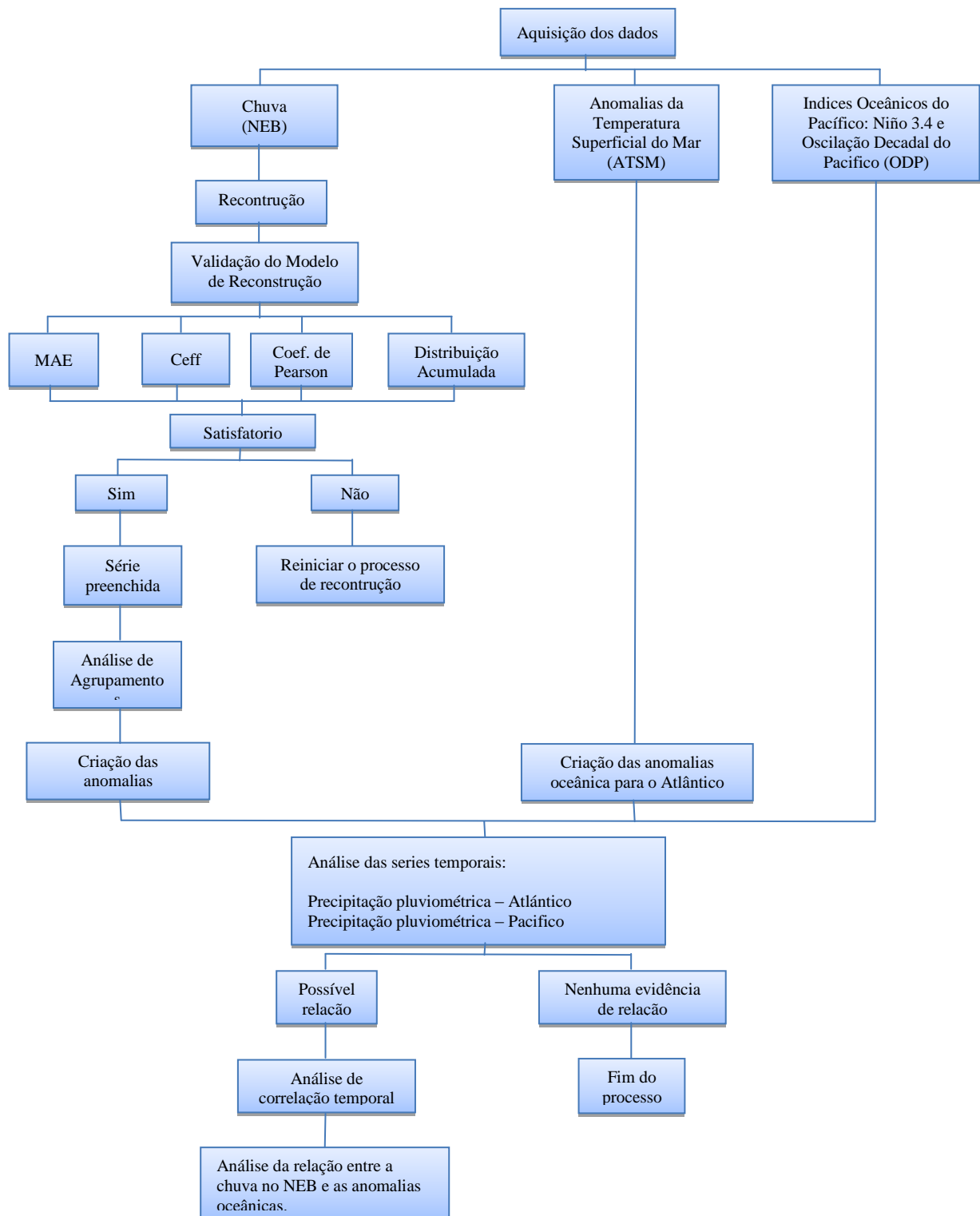


Figura 3. 6 - Fluxograma mostrando como estão estruturadas as etapas da metodologia.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Modelo de reconstrução de dados de precipitação: Avaliação de desempenho

Nas Figuras 4.1, 4.2, e 4.3, foram apresentados exemplos dos resultados da validação pluviométrica, utilizando a Transformada de Ondeleita Discreta de Haar, de estações meteorológicas do INMET, com base na avaliação pluviométrica realizada para o período de janeiro de 1975 a dezembro de 2010. Os valores estimados se apresentaram muito próximos aos observados para todas as series estudadas com falha de dados de chuva. Assim, para permitir a avaliação dos resultados, consideraram-se as seguintes classes: “ótima”, “boa”, “aceitável” e “não aceitável”. Logo, quando se comparam os resultados obtidos com o coeficiente de correlação r , a MAE e o Ceff, verificou-se a predominância das classes: “aceitável”, “boa” e “ótima” (Tabela 4.1)

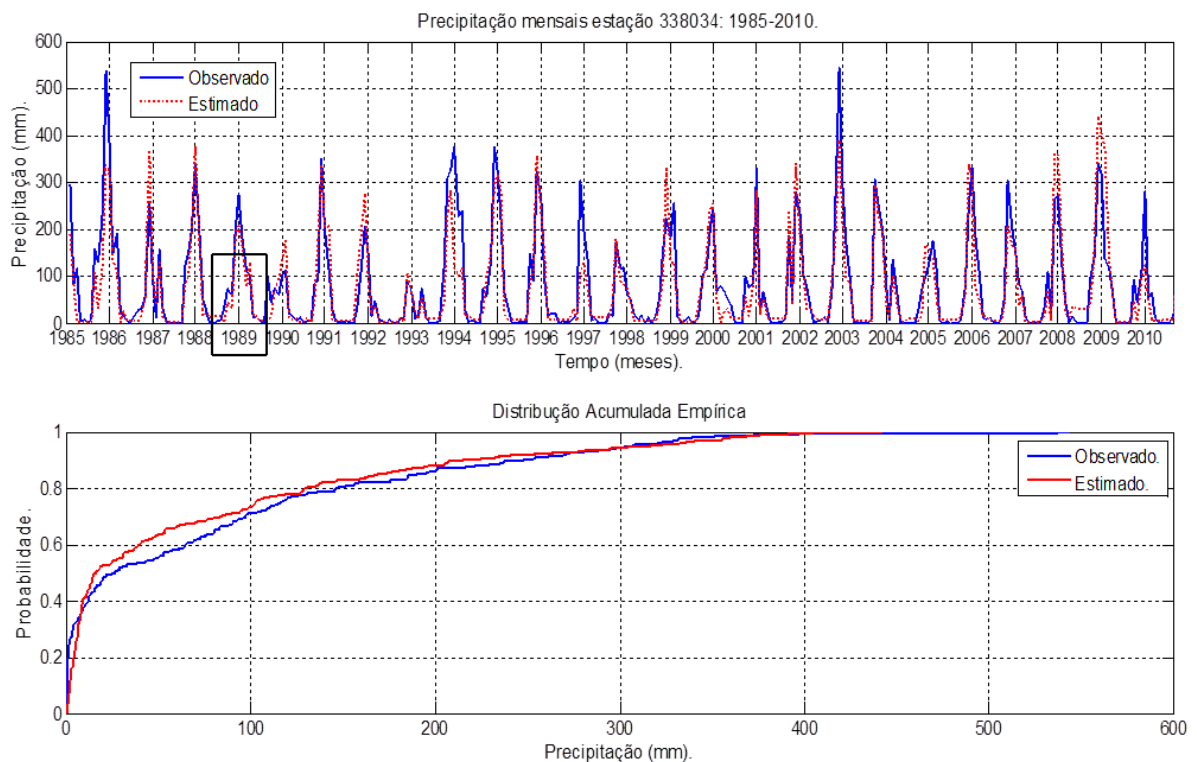


Figura 4. 1 - Estação Eusébio n° 339034: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados. Dados estimados para o mês 05/1989 em que ocorreram falhas.

De acordo com a Tabela 4.1, a Estação Eusébio (CE) mostrada na Figura 3.6 apresenta coeficiente de correlação $r = 0.90$, $MAE = 15,16$ e $C_{eff} = 0.95$. Verificando-se, tanto visualmente como quantitativamente, que os valores da série estimada ao longo da série apresentaram um ajuste satisfatório, tendo como erro o 22,39% da variabilidade dos dados observados nessa estação. A validação é classificada como “aceitável”.

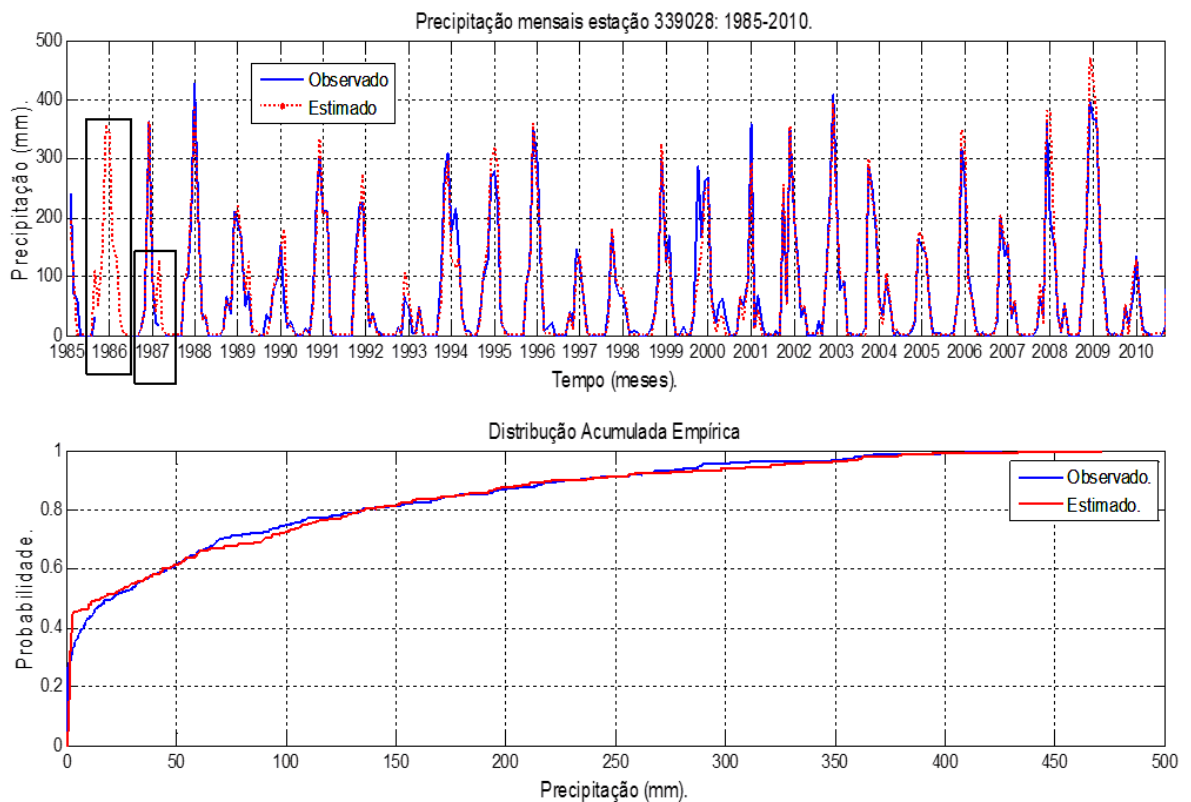


Figura 4. 2 - Estação São Luís do Curu n° 339028: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados. Dado estimado para os meses 10/1985- 03/1989 e 02/1987-05/1987.

Nas Figuras 4.2 e 4.3, as estimativas apresentam melhores resultados, os quais têm, como erro, 22,39% e 24,93% da variabilidade dos dados observados nas estações Acaraú e São Luis de Curu, respectivamente. Observou-se que, tanto visual como quantitativamente, as estimativas dessas estações capturaram grande parte da variabilidade dos dados observados ao longo da série. Portanto, de uma forma geral, a estação de Acaraú, apresentou uma “ótima” validação em relação a todas as estações, como mostrado na Tabela 4.1.

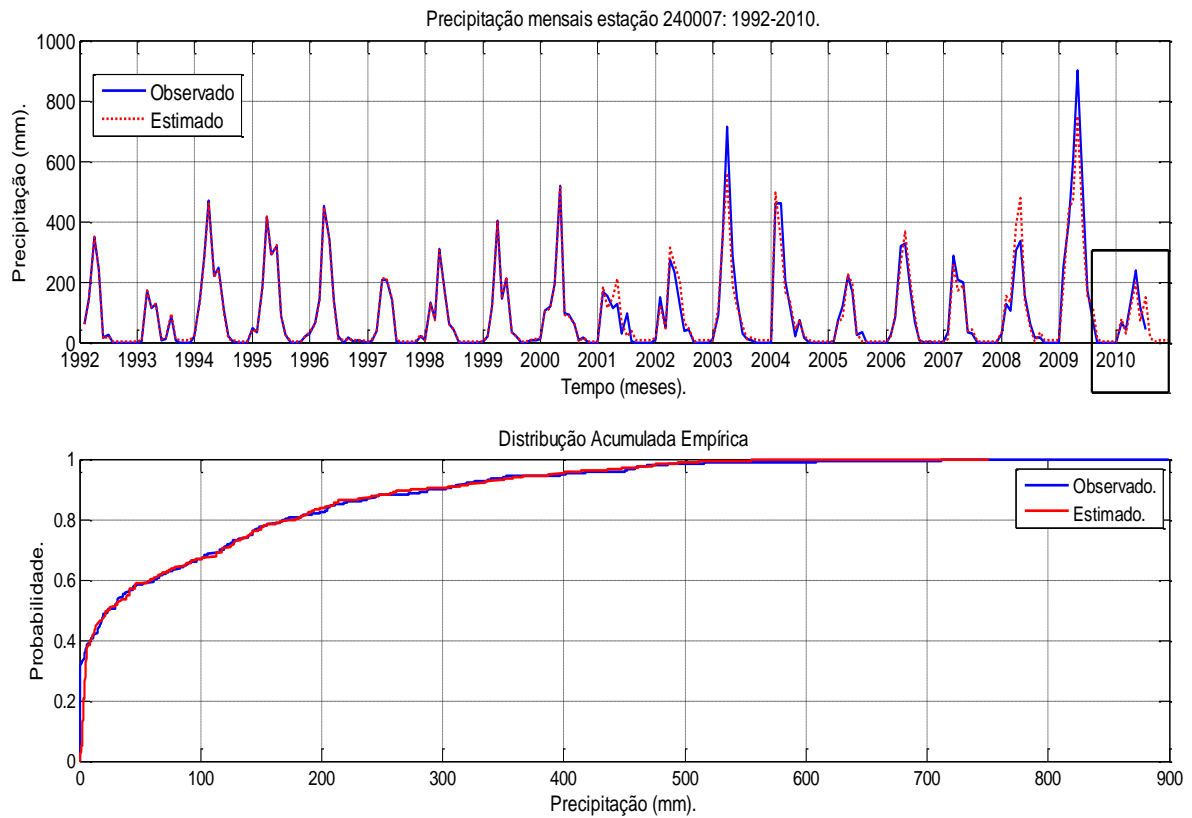


Figura 4. 3 - Estação Aracaú nº 240007: a) comparação entre os dados observados (azul) e estimados (vermelho) de chuva. b) Função de distribuição acumulada (FDA) para os dados observados e estimados. Dado estimado para o mês 07/2003-10/2003.

Tabela 4. 1 - Matriz de valores de validação e ajuste com 95% de significância para as Estações Meteorológicas consideradas do INMET.

Estações.	r	MAE	<i>Ceff.</i>	$\frac{RMSE}{SD} \cdot 100$	Avaliação
ARACAÚ	0,98	15,16	0,95	22,39 %	Ótima
MARACANAU	0,91	24,28	0,80	44,71 %	Aceitável.
MARANGUAPE	0,89	38,94	0,78	47,00 %	Aceitável.
EUSÉBIO	0,90	27,54	0,80	44,64 %	Aceitável
SÃO LUÍS DO CURU	0,96	24,62	0,94	24,93 %	Ótima
ITAPIOCA	0,88	45,75	0,64	49,97 %	Aceitável.
UPANEMA	0,88	26,46	0,82	42,51 %	Aceitável.
ENGENHO SÍTIO	0,92	28,11	0,81	43,12 %	Aceitável.
ESTÂNCIA	0,89	28,21	0,86	37,77 %	Boa
ESPERANTINA	0,89	14,26	0,92	31,23 %	Boa

4.2 Análise de agrupamento de precipitação

A seguir, mostram-se os dendrogramas para as três regiões, avaliando os resultados obtidos por Nobre e Molion (1988) onde sugerem que a distribuição espacial da precipitação na região do NEB é dividida em pelo menos três regimes básicos (Figura 2.2). Neste trabalho, o NEB foi dividido em áreas que tentam reproduzir essas sub-regiões (Tabelas 4.2, 4.3, 4.4).

AA1: No dendrograma, se observam três grupos formados da seguinte maneira: a informação de um primeiro grupo formado pelas estações ((((((4(1,2)((5,7) (6,8))) (9,11))(3,12))(15,16))20)10)17) agrupadas a uma distância de 0,16 ou 84% de similaridade se une com ((13(14,18)19) com uma distância de 0,26 ou 74% de similaridade entre ambos como se observa na Figura 4.5.

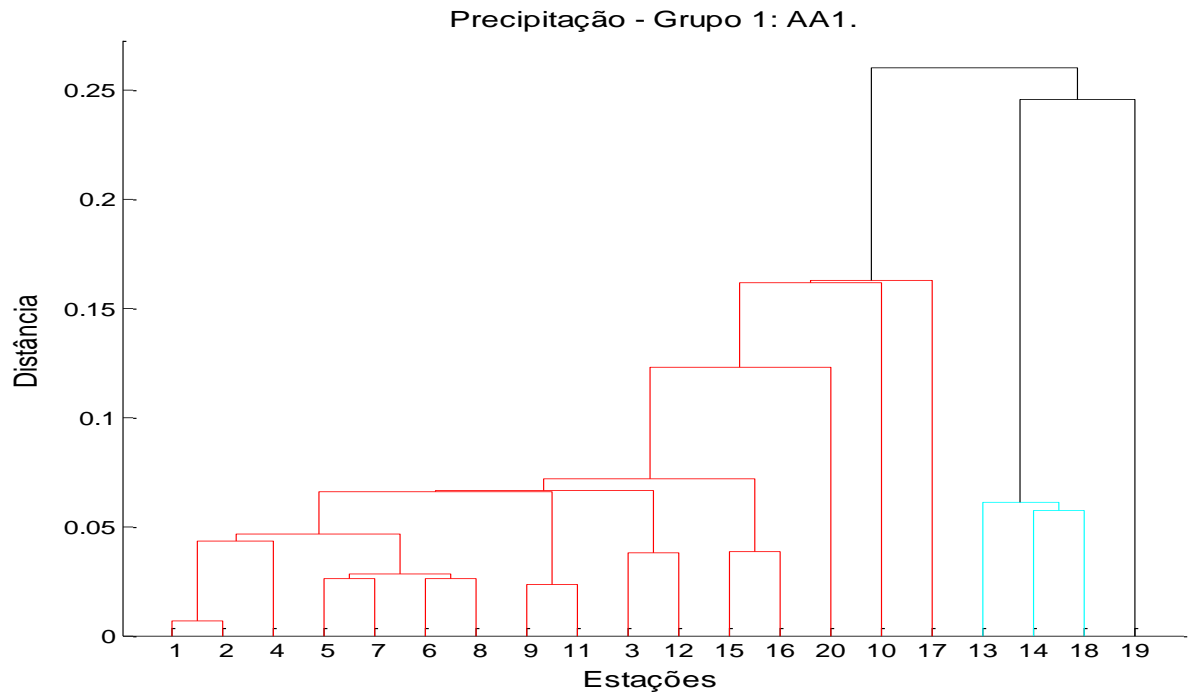


Figura 4. 4 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 20 estações no NEB. Grupo 1: sub- região Norte do NEB .Utilizou-se o algoritmo de Ward.

Na Tabela 4.2 mostra o nome das estações do grupo que representa a sub- região Norte do NEB. Como se pode observar na análise de agrupamento para essa região, as estações pluviométricas apresentaram no total um grau de 74% de similaridade, sendo o grupo de maior grau de homogeneidade entre os três sub- regiões analisadas.

Tabela 4. 2 - Estações meteorológicas segundo a ordem do dendrograma. Grupo 1: sub- região Norte do NEB.

Estação	Código	Nome	Latitude	Longitude
1	240002	CAMOCIM - CE	-2,91	-40,83
2	240007	ACARAÚ - CE	-2,88	-40,11
3	340008	MARTINOPOLE - CE	-3,23	-40,68
4	339084	ITAPIPOCA - CE	-3,5	-39,56
5	339015	UMARITUBA - CE	-3,66	-38,98
6	338034	URUBURETAMA - CE	-3,61	-39,5
7	339037	ITAPAJE - CE	-3,68	-39,58
8	339078	SÃO LUÍS DO CURU - CE	-3,66	-39,26
9	338005	MARACANAU - CE	-3,9	-38,63
10	338007	AQUIRAZ - CE	-3,9	-38,38
11	338016	MARANGUAPE - CE	-3,9	-38,66
12	342002	ESPERANTINA - PI	-3,9	-42,22
13	741003	ITAINÓPOLIS - PI	-7,4	-41,47
14	741009	SANTA CRUZ DO PIAUÍ II - PI	-7,18	-41,76
15	537019	UPANEMA - RN	-5,64	-37,26
16	638044	AÇUDE BONITO - RN	-6,21	-38,43
17	737023	AFOGADOS DA INGAZEIRA	-7,73	-37,63
18	82571	BARRA DO CORDA - MA	-5.5	-45.23
19	82765	CAROLINA - MA	-7.33	-47.46
20	82280	SAO LUIS - MA	-2.53	-44.21

AA2: No dendrograma, se observam dois grupos conformados da seguinte maneira: a informação do primeiro grupo formado pelas estações (((6,8)3) (1,2)5) agrupadas a uma distância de 0,25 ou 75% de similaridade se une com (4,7) com uma distância de 0,49 ou 51% de similaridade como se observa na Figura 4.6.

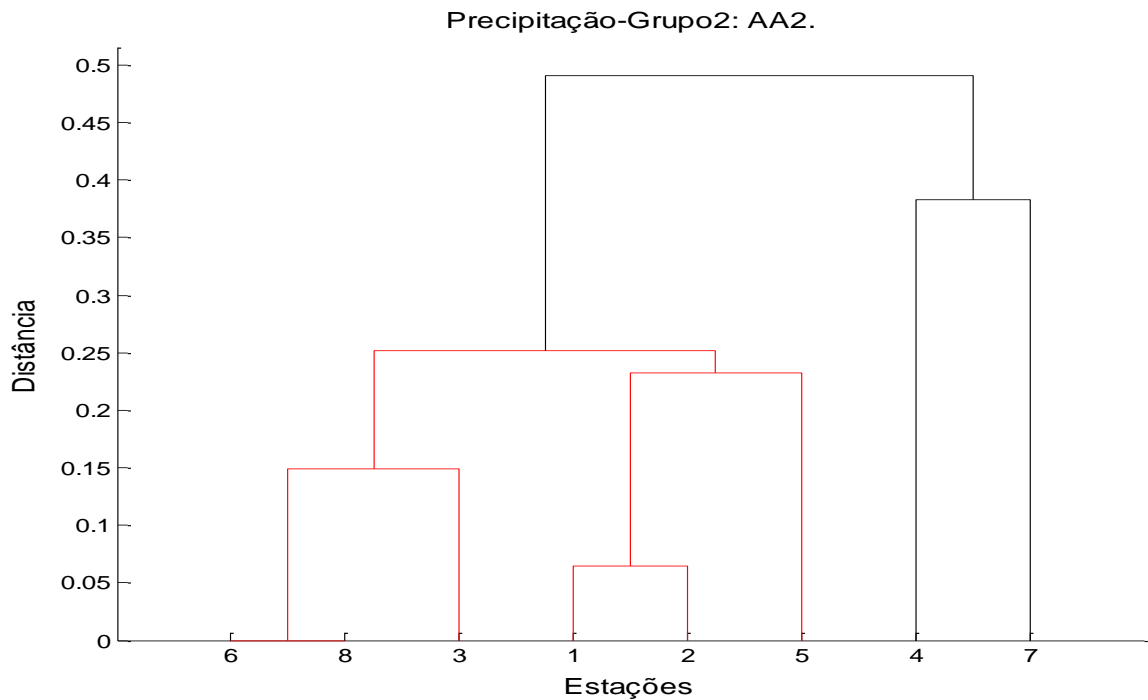


Figura 4. 5 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 8 estações no NEB. Grupo 2: sub-região Leste do NEB .Utilizou-se o algoritmo de Ward.

Na Tabela 4.3, mostra-se o nome das estações do grupo que representa a sub- região Leste do NEB. Como se pode observar na análise de agrupamento para essa região, as estações pluviométricas apresentaram no total um grau de 51% de similaridade.

Tabela 4. 3 - Estações meteorológicas segundo a ordem do dendrograma. Grupo 1: sub- região Leste do NEB.

Estação	Código	Nome	Latitude	Longitude
1	735050	ENGENHO SÍTIO - PE	-7,97	-35,15
2	735066	PAUDALHO - PE	-7,88	-35,17
3	1037007	FAZENDA BELÉM - SE	-10,94	-37,34
4	1037049	SANTA ROSA DE LIMA - SE	-10,65	-37,19
5	936076	TRAIPU - AL	-9,97	-37,00
6	936115	QUEBRANGULO - AL	-9,31	-36,47
7	1037017	ESTÂNCIA - SE	-11,266	-37,44
8	535038	FAZENDA POTENJI - RN	-5,85	-35,52

AA3: No dendrograma, se observam dois grupos formados da seguinte maneira: a informação do primeiro grupo formado pelas estações ((3,4) (1,7) (5,8)) agrupadas a uma distância de 0,24 ou 76% de similaridade se une com 2 com uma distância de 0,35 ou 65% de similaridade . Finalmente, o grupo (((3,4) (1,7) (5,8))2) se une com 6 a uma distância de 0.47com 53% de similaridade entre ambos como se observa na Figura 4.7 .

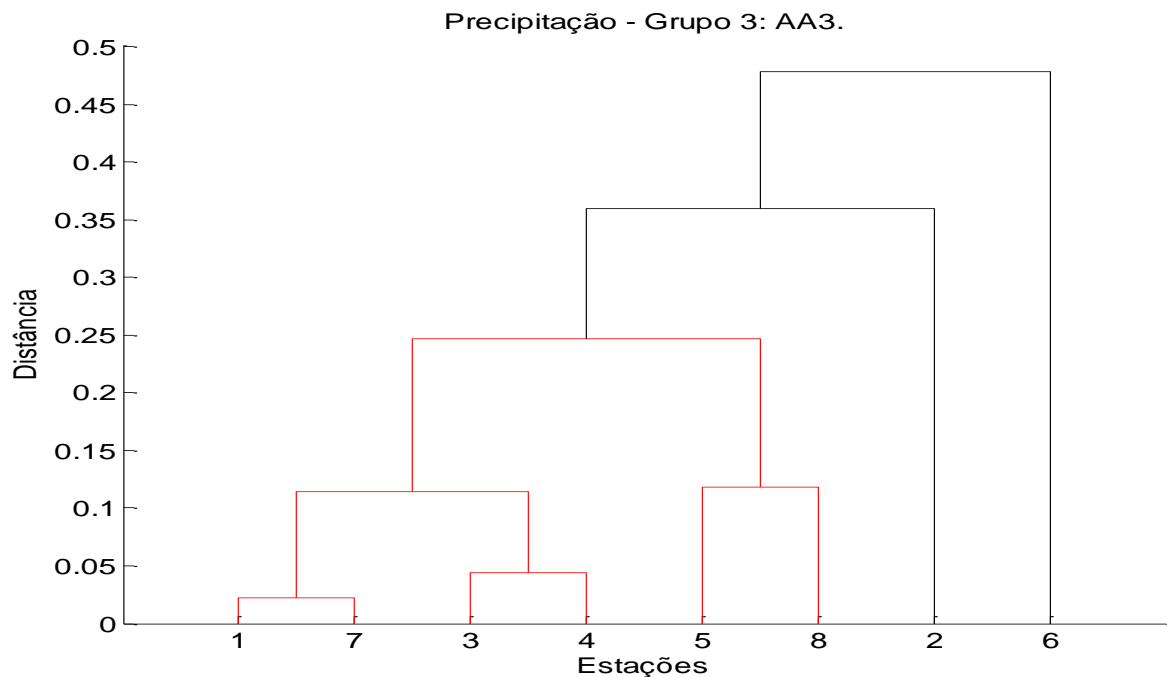


Figura 4. 6 - Exemplo de dendrograma de agrupamento de 1 a 8 estações no NEB. Grupo3: sub-região Sul do NEB. Utilizou-se o algoritmo de Ward.

Na Tabela 4.4 mostra o nome das estações do grupo que representa a sub-região Sul do NEB. Como se pode observar na análise de agrupamento para essa região, as estações pluviométricas apresentaram no total um grau de 53% de similaridade.

Tabela 4. 4 - Estações Meteorológicas segun o orden do dendrograma. Grupo 1: sub- região Sul do NEB.

Estação	Código	Nome	Latitude	Longitude
1	83192	CIPO - BA	-11.08	-38.51
2	83249	ALAGOINHAS - BA	-12.14	-38.42
3	1040006	MIRANGABA - BA	-10.95	-40.58
4	1140013	AÇUDE QUICE - BA	-10.40	-40.01
5	1143005	BARRA - BA	-11.08	-43.14
6	1338007	SALVADOR – ONDINA - BA	-13,02	-38,88
7	1039019	QUEIMADAS - BA	-10,97	-39,62
8	1141014	IRECÊ - BA	-11,30	-41,87

Os resultados da Análise de Agrupamento para todas as estações e para o período de 1975-2010 identificaram três grupos homogêneos AA1, AA2, e AA2, mostrados na Tabela 4.5, o que demonstra o bom nível de balanceamento das dimensões que constituem as regiões homogêneas sobre o NEB. Para cada grupo homogêneo, foi calculado um índice pluviométrico mensal, computado pela média de cada conjunto e padronizado. A partir das séries temporais mensais desses índices, foram calculadas suas médias sazonais.

Tabela 4. 5 - Índice de precipitação para os grupos homogêneos sobre NEB.

Grupo	Período chuvoso	Índice.
Norte do NEB	fevereiro a maio (FMAM).	AA1
Leste do NEB	abril a julho (AMJJ).	AA2
Sul do NEB	novembro a fevereiro (NDJF).	AA3

4.3 Impactos do ENOS na precipitação das três sub-regiões do NEB com as fases da ODP

Os resultados da comparação das médias sazonais de anomalias padronizadas da TSM na região do Niño 3.4 e da precipitação dos três grupos da Análise de Agrupamentos (AA1, AA2, e AA3) para os períodos chuvosos sobre o NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010) foram mostrados nas Figuras 4.8, 4.9 e 4.10.

Na Figura 4.7a, AA1 representa o Norte do NEB. Pode se observar nos períodos de 1984-1986, 1988-1989, 1994-1996, 2008-2009, são anos de La Niña com ocorrência de anomalias positivas sazonais de precipitação acima das normais. Nos anos El Niño 1983, 1990-1993, 1998 representam condições extremamente secas. Analisando as duas fases da ODP na Figura, observa-se que, durante a ODP (+), ocorreram 4 eventos El Niño no total, com ocorrência de anomalias negativas de precipitação coincidentes com condições de secas em AA1. Durante a ODP (-), só 1 episódio El Niño (2009-2010) foi observado, coincidente com uma estação seca. É interessante notar que os eventos El Niño coincidem com secas durante a ODP (+), enquanto os episódios de La Niña coincidem com chuvas excessivas na AA1.

Na Figura 4.7b, pode se observar que os coeficientes de correlação apresentam valores negativos altos durante La Niña 1985 e 2008 estão relacionados com chuvas acima da normal. Os coeficientes de correlação altos e positivos durante El Niño de 1983, 1992 e 1998 estão relacionadas com chuvas abaixo da normal AA1.

No geral, das análises se observa que, durante a ODP(-) , ocorreram, no total, 4 eventos La Niña e ODP(+) somente 1 evento com chuva excessiva. Um aspecto interessante é que, além da frequência de La Niña ter sido maior durante a ODP (-), a maioria dos episódios como efeito esperado da La Niña (excesso de precipitação no AA1) ocorreu durante essa fase.

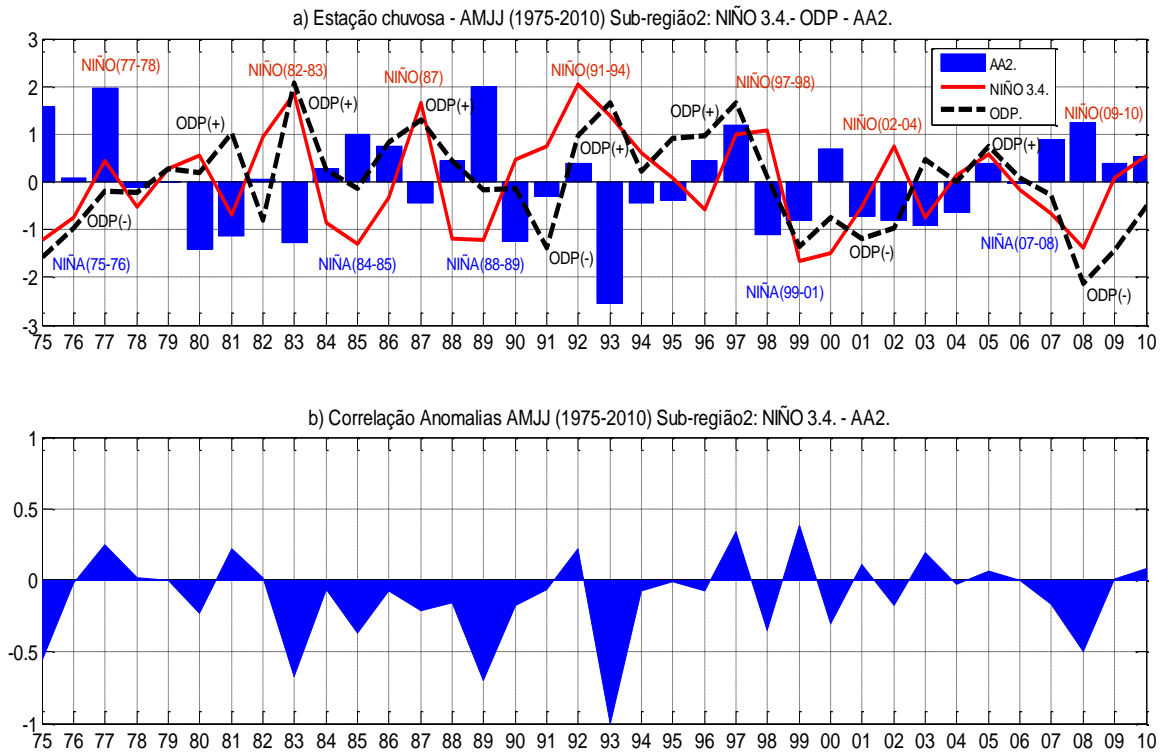


Figura 4. 8 - Comparação das médias sazonais (maio a julho) de anomalias normalizadas de TSM na região do Niño 3.4 , ODP e de precipitação do segundo grupo encontrado pela Análise de Agrupamento (AA2) no Leste do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).

Na Figura 4.9a, pode se observar o padrão de variabilidade anual das anomalias sazonais de precipitação no Sul do NEB (AA3), que é diferente do da distribuição do Leste do NEB (AA2) e do Norte do NEB. Um dos aspectos mais marcantes no padrão de variabilidade de precipitação no Sul do NEB é o fato de os eventos La Niñas de 1996 e 2008 não terem causado tanto impacto nessa região. Nota-se que a forte anomalia negativa observada em 1976 e a positiva ocorrida em 2006 não seriam explicadas pelos eventos ENOS. Aparentemente, isso ocorre porque os mecanismos de produção de chuvas mais importantes são os sistemas frontais semi-estacionários, ou seja, a Zona de Convergencia da America do Sul (ZCAS). Se a ZCAS estaciona mais ao norte de sua posição normal, o Sul do NEB apresenta um ano seco. (Molion e Bernardo, 2002).

Na Figura 4.9 b pode se avaliar as magnitudes dos coeficientes de correlação entre as anomalias sazonais de Niño 3.4 e precipitação (AA3). No evento La Niña de 1999, os coeficientes de correlação apresentaram valores altos positivos. Já, na continuidade do mesmo evento, em 2000, os coeficientes de correlação foram negativos. Com raras exceções, os eventos El Niño (La Niña) apresentaram chuvas abaixo (acima) da média no Sul do NEB. Com exceção de 1975, os módulos mais elevados dos coeficientes de correlação ocorreram durante a fase quente da ODP, entre 1976-1998.

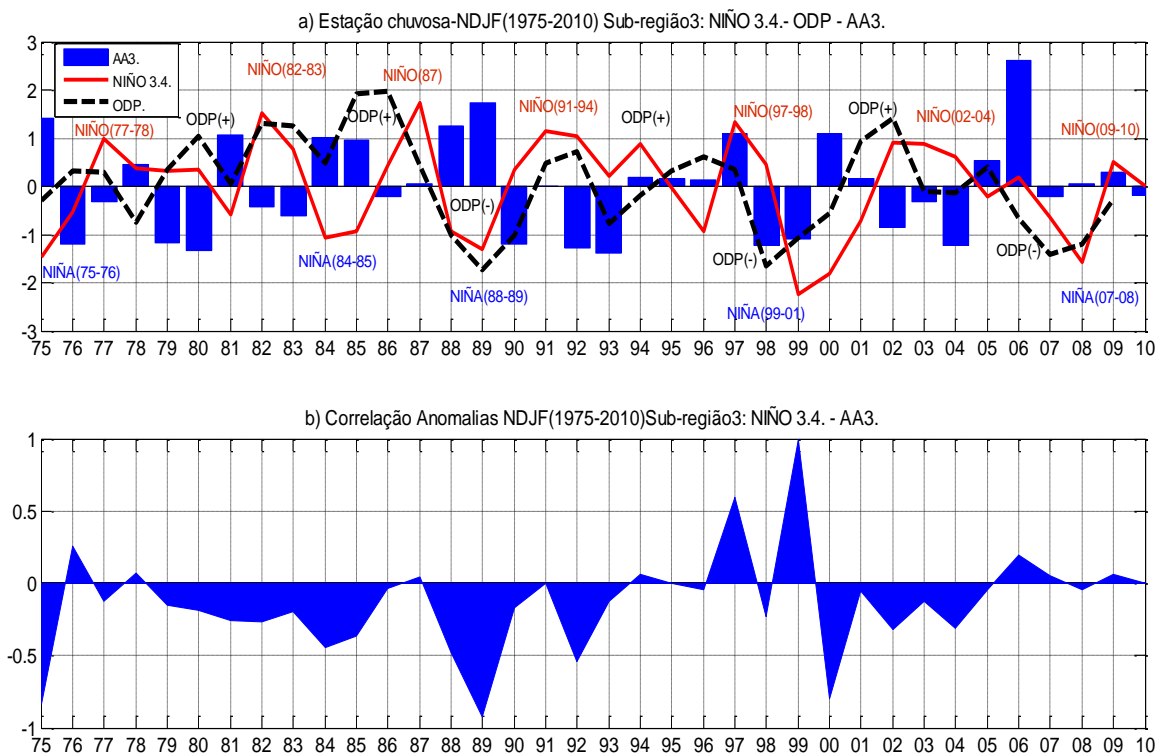


Figura 4. 9 - Comparação das médias sazonais (novembro a fevereiro) de anomalias normalizadas de TSM na região do Niño 3.4 , ODP e de precipitação do terceiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamento (AA3) no Sul do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).

4.4 Distribuição das anomalias normalizada de TSM no Oceano Atlântico Norte

Na Figura 4.10, mostra-se a distribuição média da anomalias normalizadas TSM no Oceano Atlântico Norte para o período de estudo (1975-2010). O contraste existente entre as anomalias negativas da bacia do Atlântico Tropical Norte e anomalias positivas da bacia do Atlântico Subtropical Norte é nítido. Em 45°N, identifica-se o núcleo positivo de anomalias de TSM. Esse contraste espacial é observado como uma mudança anômala na TSM, ou seja, quando as águas do Atlântico ao norte de 30°N estão aquecidas, no lado equatorial estão resfriadas. Isso resulta do maior transporte de calor sensível para o polo. Quer dizer, o menor transporte de calor deixa o Mar do Caribe (Noruega) mais quente (frio). Isto se explica pelo fato de as séries das anomalias sazonais de TSM têm fases opostas entre o Mar do Caribe e o Mar da Noruega. As diferenças observadas no padrão de distribuição de ATSM do Atlântico são consistentes com os resultados de Nobre e Shukla (1996) e Chiang e Koutavas (2004).

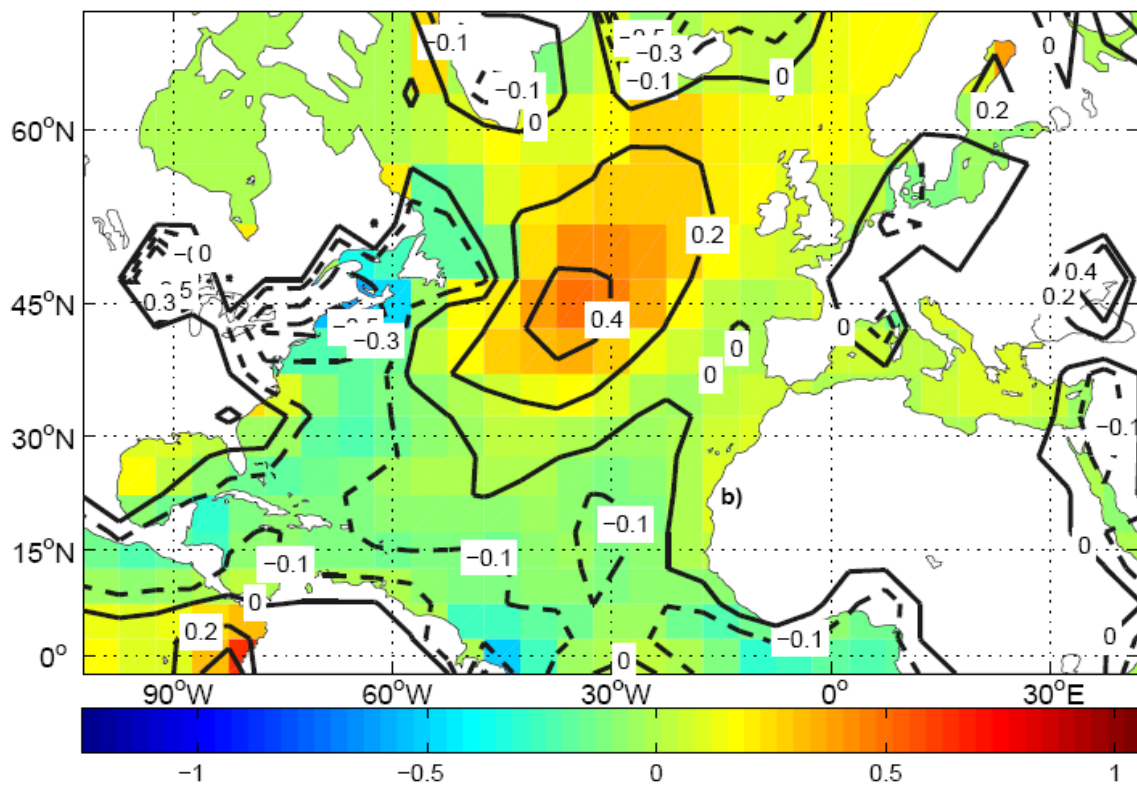


Figura 4. 10 - Distribuição das anomalias normalizadas de TSM no Oceano Atlântico Norte em relação à média e desvio padrão para o período de estudo (1975-2010). As linhas tracejadas representam anomalias negativas.

4.5 Anomalias de TSM do Oceano Atlântico e precipitação sobre o NEB

Os resultados da comparação das médias sazonais de anomalias normalizadas de TSM nas regiões selecionadas do Mar do Caribe (MC) e do Mar da Noruega (MN) com a variabilidade da precipitação dos três grupos da Análise de Agrupamentos (AA1, AA2, e AA3) sobre o NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010), são mostrados nas Figuras 4.11, 4.12 e 4.13, respectivamente.

Observa-se nas séries sazonais das anomalias de TSM nos Mar do Caribe e Mar da Noruega uma significativa tendência de aumento das anomalias de TSM. Uma comparação visual das duas séries de ATSM mostram sistematicamente anomalias negativas antes de 1989 e positivas no período posterior 2001.

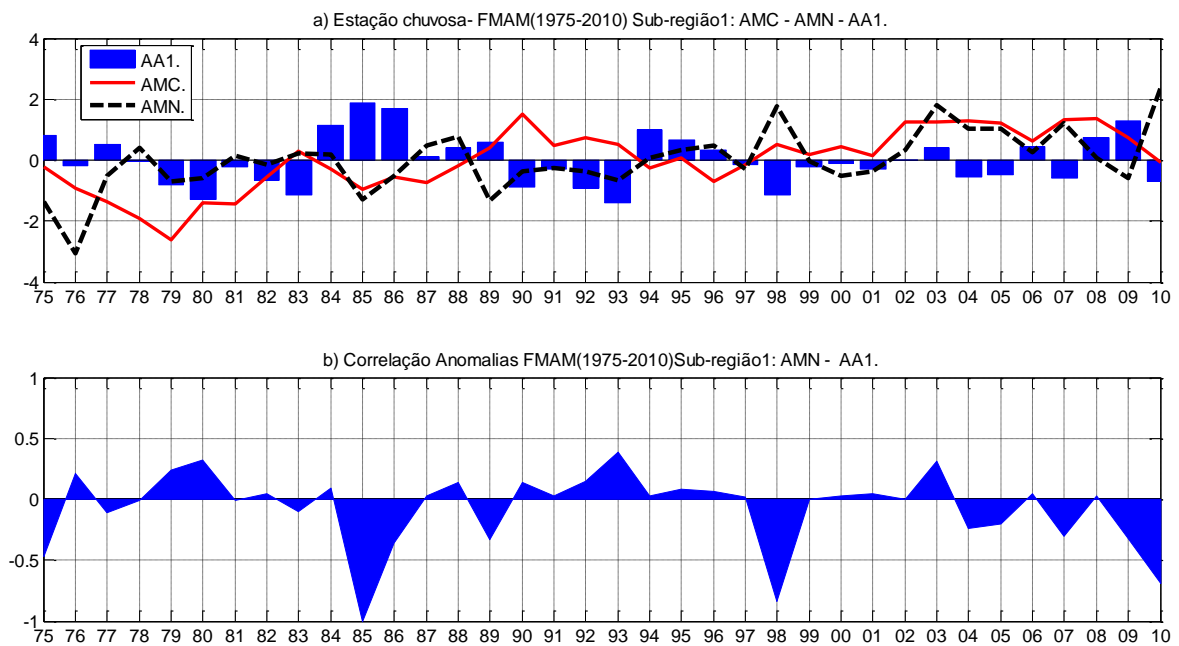


Figura 4 11 - Comparação das médias sazonais (fevereiro a maio) de anomalias normalizadas de TSM no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e de precipitação do primeiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA1) no Norte do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).

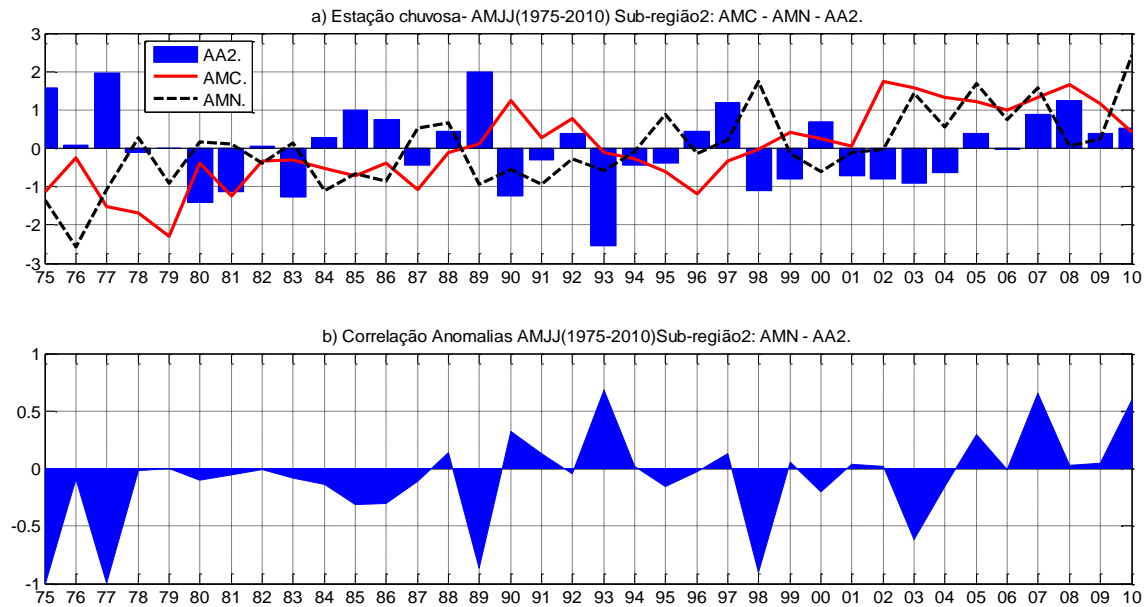


Figura 4. 12 - Comparação das médias sazonais (abril a julho) de anomalias normalizadas de TSM no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e da precipitação do segundo grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA2) no Leste do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).

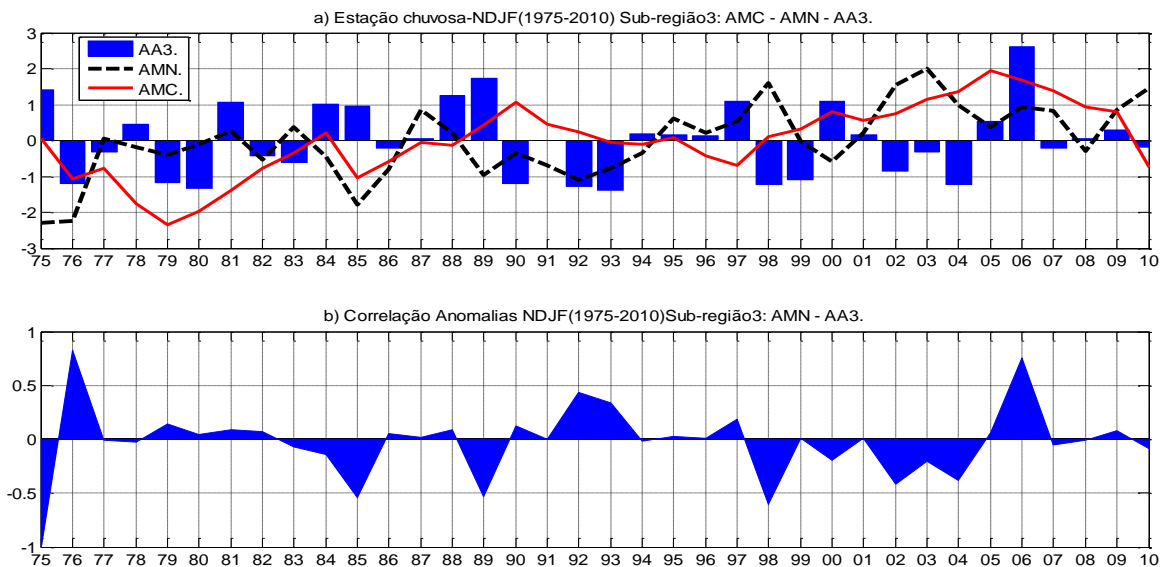


Figura 4. 13 - Comparação das médias sazonais (novembro a fevereiro) de anomalias normalizadas de TSM no Mar do Caribe (AMC) e Mar da Noruega (ANM), e da precipitação do terceiro grupo encontrado pela Análise de Agrupamentos (AA3) no Sul do NEB para cada ano do período de estudo (1975-2010).

Observa-se, nas séries sazonais do grupo AA1 (Norte do NEB), uma leve tendência de decréscimo nas magnitudes das anomalias de precipitação a partir de 1996 (Figura 4.11a), enquanto o comportamento das magnitudes das anomalias dos grupos AA2 (Leste do NEB) e AA3 (Sul do NEB) são similares e regulares (Figuras 4.12a, Figura 4.13a). Uma comparação visual das anomalias de TSM e precipitação, o grupo AA1 é o mais influenciado pelas anomalias positivas e negativas de TSM no Atlântico durante a estação chuvosa que vai de fevereiro a maio.

Nas Figuras 4.11b, 4.12b e 4.13b, apresentaram-se a distribuição média sazonal das correlações entre as anomalias de TSM no Mar do Caribe e os grupos AA1, AA2 e AA3. Em geral, observa-se que o sinal sazonal apresenta flutuações positivas e negativas na sua ocorrência e têm a mesma intensidade.

Esses resultados corroboram com vários autores que ressaltaram a teleconexão entre o Pacífico Tropical Equatorial e o Atlântico Tropical Norte (MOURA e SHUKLA, 1981; MARSHALL et al., 2001). O El Niño influencia negativamente a precipitação no Norte do NEB devido ao deslocamento zonal do ramo descendente da célula de Walker sobre a região, causa, assim, a inibição da formação de nuvens convectivas e o déficit na precipitação (FISCH et al., 1998).

5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A metodologia proposta neste trabalho, baseada na Transformada da Ondoleta Discreta de Haar para o preenchimento de falhas das series de precipitação mensal das estações, permitiu obter resultados que conservam as características estatísticas e de intermitência dos campos de precipitação real dentro de um intervalo estatisticamente admissível. Portanto, o modelo de reconstrução é uma alternativa eficiente para o preenchimento das falhas.

A análise de agrupamento realizada nos dados de precipitação para os três grupos Norte do NEB, Leste do NEB e Sul do NEB revelou um grau significativo de homogeneidade, sendo o Norte do NEB o grupo que apresentou maior grau de homogeneidade.

Através da análise das estações chuvosas para as três regiões do NEB e das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) dos Oceanos Pacífico e Atlântico se evidenciou as seguinte características:

- i.) Para as regiões Norte e Leste do NEB, os resultados mostraram uma grande influencia do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), associado às fases frias e quentes da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), na precipitação pluvial. Observa-se uma frequência maior de eventos El Niño (La Niña) com ocorrências de condições secas (úmidas) durante a fase ODP (quente) ODP (fria). Isso sugere que, quando ENOS e a ODP atuam no mesmo sentido, El Niño e ODP (quente) ou La Niña e ODP (fria), há uma maior probabilidade de os impactos climáticos serem mais intensos. Entretanto, quando esses dois modos de variabilidade agem em sentidos opostos, El Niño e ODP (fria) ou La Niña e ODP (quente), o número de episódios de El Niño (La Niña) com ocorrência de condições secas (úmidas) severas tende a ser reduzido. É interessante notar que as anomalias da precipitação intensas sobre o Sul do NEB, em geral, não apresentam relação com os eventos ENOS.
- ii.) Observou-se uma leve relação entre o Mar do Caribe, da Noruega e a estação chuvosa das três regiões do NEB.

Em síntese, verificou-se que as técnicas estatísticas utilizadas neste trabalho são ferramentas eficazes para preencher falhas nas series de dados de precipitação e caracterizar a influência de fenômenos climáticos nas variabilidades sazonais e interanuais das chuvas no NEB.

Sugestões para trabalhos futuros.

Para uma melhor compreensão da variabilidade climática no NEB, sugere-se uma análise considerando anos anteriores ao período de 1975 – 2010 utilizado neste trabalho. De antemão, sabe-se que a dificuldade maior será obter séries de dados de precipitação que estejam disponíveis em forma digital e que contenham poucas falhas.

Tambem seria importante fazer estudos de mecanismos sinóticos que afetam a variabilidade do NEB nas duas fases da ODP e em anos El Niño/La Niña agrupados em fase da ODP. Talvez, com isso, possam ser identificados novos aspectos inerentes desses mecanismos físicos de alta frequência, modulados por fenômenos de frequência baixa ou maior escala temporal. Resultados advindos desses estudos poderão auxiliar na previsão da precipitação nas três regiões do NEB.

REFERÊNCIAS

ALFRED HAAR, Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme, **Math.** v. 3, p. 331–371, 1910.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2017-2030, 2005.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 1, p. 63-74, 2007.

BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1–82, 1964.

CEBALLOS, J.C. Y BOTTINO, M.J. The Discrimination of Scenes By Principal Components Analysis of Multi-Spectral Imagery, **International Journal of Remote Sensing**, Vol. 18, nº 11: 2437-2449, 1997.

CHUNG, J. C., Correlations between the Tropical Atlantic trade winds and precipitations in northeast Brazil. **Journal of Climatology**, v.2, p.35-46. 1982.

DIAZ, A. F.; STUDINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 251-271, 1998.

ENFIELD, D.B, & ALFARO, E.J. The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific oceans. **Journal of Climate**, 12 (7), 2093-2103. 1999.

FISCH, G.; MARENGO, J.M.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FOUFOULA-GEORGIU, E. and KUMAR P. Wavelets in Geophysics, **editorial Academic Press Inc.**, First Edition. 1994

FU, R.; DICKINSON, R.E.; CHEN, M.; WANG, H. How the tropical Sea Surface Temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the Equatorial Amazon. **Journal of Climate**, v. 14, n. 20, p. 4003-4026, Oct. 2001.

FUNG, T.; LeDREW, E. Application of Principal Components Analysis To Change Detection. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, vol. 53, n. 12, p. 1649-1658, 1987.

GIANNINI, A.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A Interannual Variability of Caribbean rainfall ENSO, and the Atlantic ocean. **Journal of Climate**, V. 13, p. 297 -311, 2000.

GIANNINI, A.; CHANG, J. C.H; CANE, M. A; KUSHNIR, Y. SEAGER, R. THE ENSO Teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas. **Journal of climate**, V. 14, p. 4530-311, 2001.

GIANNINI, A; SARAVANAN, R; CHANG, P. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the OSEN teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v.22, p. 839-855, 2004.

GRAY, S. T.; BETANCOURT, J. L.; FASTIE, C. L.; JACKSON, S. T. Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 6, p. 14, 2003.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. **Quarterly journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S. Variations in low – latitude circulation and extreme climatic events in the tropical America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.33, p. 202- 215, 1976.

HASTENRATH, S. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: A review. **Climate Change**, v.112, n2, p. 243-251, 2012.

HARELL JR, FRANK E. Regression modeling strategies: with applications to linear models, logistic regression and survival analysis. New York. Ed.: **Springer-Verlag**, 2001.

HURRELL, J. W.; DESER, C. North Atlantic variability: Role of the North Atlantic oscillation. **Journal of Marine Systems**, v. 78, p.28-41, 2009.

HOUGHTON, R.W., TOURRE, Y.M., Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v.5, p.765-771, 1992.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v.27, p.531-540, 2007.

KANE, R. P. Prediction of droughts in Northeast Brazil: Role of ENSO and use of Brazil: Role of ENSO and use of periodicities. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 6, p. 655-665, 1997.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, n. 5, p. 490-504, 1984.

LAMB, P. J.; PEPPLER, R. A. North Atlantic Oscillation: concept and an application. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 68, p.1218-1225, 1987.

LEGATES, D.R. Y McCABE, JR., G.J. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Res.** v.35, p. 233-241, 1999.

LIMA, M. C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região nordeste do Brasil**. 1991. 222 p. (INPE-5283 – TDI/453). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, 1997.

MARULLO, S.; SANTOLERI, R.; RIZZOL, P. M.; BERGAMASCO, A. The sea surface temperature field in the Eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer AVHRR data Part II. Interannual variability. **Journal of Marine Systems**, 20, p. 83-112, 1999.

MARSHALL, J.; KUSHNIR, Y.; BATTISTI, D., CHANG P, C.A.; DICKSON, R.; HURRELL, J.; MCCARTNEY, M.; SARAVANAN, R.; VISBECK, M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1863-1898, 2001.

MINIBE, S. A 50-70 years climate oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 6, p. 683, 1997

MINGOTI, S. A. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: Uma abordagem aplicada**. Belo Horizonte: Editora da UFMG, 2005.

MOLION, L. C. B, BERNARDO, S. O. Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XI, 2000, Rio de Janeiro. Janeiro: **SBMET**, 2000.

MOLION, L. C. B. BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1-10, 2002.

MOLION, L.C.B. Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico, **Climanalise**, agosto, CPTEC/INPE. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/molion0805.pdf>. 2005.

MOURA, A. D. SHUKLA, J. On the dynamics of drought in Northeast Brazil: Observation, theory and numerical experiments with a General Circulation Model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

McCABE, G. J.; PALECKI, M. A.; BETANCOURT, J. L. Pacific and Atlantic ocean influences on multidecadal drought frequency in the United State. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 101, n. 12, p. 4137 – 4141, 2004.

NASH, J.E. Y SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models, part I: A discussion of principles. **J. Hidrol**, v 10, p.282-290, 1970.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The climatology of droughts and drought prediction, the effect of climatic variation on agriculture. assessments in semiarid regions. **Dordrecht: Kluwer Ac. Pub.**, v. 2, 1988.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

PEARSON, K. On lines and planes of closets fit to systems of points in the space. **Philosophical Magazine**, v. 2, p.559-572. 1901.

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

SOUZA, E.B.; ALVES, J.M.B. & REPELLI, C.A.. Uma Revisão sobre a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Variabilidade Pluviométrica do Semi-Árido Nordestino. **Monitor Climático**, v. 11, p. 7-17, 1997.

OMM. **Manual de Claves: Claves internacionales**, Volumen I.1 (Parte A). Organización Meteorológica Mundial, Ginebra. Disponível em: http://www.wmo.ch/web/www/DPS/NewCodesTables/WMO_306_vol-I-1PartA.pdf. 1995.

PEZZI, L. P.; CALVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENOS and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in the tropical sea surface temperature and wind field associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354-384, 1982.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M.S. Global e regional scale pattern associated with the El Niño/South Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606 – 1626, 1987.

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

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T.; COELHO, C. A. S. Two episodes with reversed impacts on the regional precipitation of the northeastern South America. **Meteorologica**, v.29, n. 1-2, p. 5-16, 2004.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

UVO, C. A **Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação da região Norte do Nordeste do BRASIL**, p99 (INPE-4887), Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

XIE, S.-P. AND S.G.H. PHILANDER, A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. **Tellus**, 46A, 340-350, 1994.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTITSI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, n. 5, p. 1004-1020, 1997.

WARD, J. H. Hierarchical grouping of optimize na objective funtion. **J. American Statistical Association**, v. 58, p. 236-244, 1963.

Wilks, S.S. **Mathematical Statistics**, John Wiley & Sons, Inc., p.664, 1962.

APÊNDICE

Decomposição

Esse programa faz a decomposição do sinal da estação auxiliar aplicando AMR, até certo nível N, onde o numero de decomposição será L (Longitude do sinal) /2N. No exemplo, o nível de decomposição é três.

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
clear, clc
```

```
%Dados Completos(Estação auxiliar)
```

```
X=xlsread('CEARA.xls','80-85','K2:K105');
```

```
[CA1X1,CD1X1] = DWT(X,'Haar');
```

```
[CA2X1,CD2X1] = DWT(CA1X1,'Haar');
```

```
[CA3X1,CD3X1] = DWT(CA2X1,'Haar');
```

```
%Descomposição por nivel.
```

```
figure(1);
```

```
subplot(4,1,1); plot(X); title ('Serie Completa 340003')
```

```
subplot(4,2,3); plot(CA1X1); title ('CA1'); subplot(4,2,4); plot(CD1X1); title ('CD1')
```

```
subplot(4,2,5); plot(CA2X1); title ('CA2'); subplot(4,2,6); plot(CD2X1); title ('CD2')
```

```
subplot(4,2,7); plot(CA3X1); title ('CA3'); subplot(4,2,8); plot(CD3X1); title ('CD3')
```

```
saveas(1,'Serie 340003')
```

```
%Guardando o ruido
```

```
xlswrite(['CA1X1.xls'],CA1X1)
```

```
xlswrite(['CA2X1.xls'],CA2X1)
```

```
xlswrite(['CD1X1.xls'],CD1X1)
```

```
xlswrite(['CD2X1.xls'],CD2X1)
```

```
xlswrite(['CA3X1.xls'],CA3X1)
```

```
xlswrite(['CD3X1.xls'],CD3X1)
```

%% **Descomposição 2** %%%

Esse programa faz a descomposição do sinal da estação com falhas aplicando AMR, até certo nível N. onde o numero de decomposição será L (Longitude do sinal) /2N. No ejemplo o Nivel de descomposição é três.

%%

clear, clc

%Dados imcompletos (Estação principal)

X=xlsread('CEARA.xls','80-85','J2:J105');

[CA1X2,CD1X2] = DWT(X,'Haar');

[CA2X2,CD2X2] = DWT(CA1X2,'Haar');

[CA3X2,CD3X2] = DWT(CA2X2,'Haar');

%Descomposição por nivel.

figure(1);

subplot(4,1,1); plot(X); title ('Serie incompleta 340005')

subplot(4,2,3); plot(CA1X2); title ('CA1'); subplot(4,2,4); plot(CD1X2); title ('CD1')

subplot(4,2,5); plot(CA2X2); title ('CA2'); subplot(4,2,6); plot(CD2X2); title ('CD2')

subplot(4,2,7); plot(CA3X2); title ('CA3'); subplot(4,2,8); plot(CD3X2); title ('CD3')

saveas(1,'Serie 340005')

%Guardando a sinal

xlswrite(['CA1X2.xls'],CA1X2);

xlswrite(['CA2X2.xls'],CA2X2);

xlswrite(['CD1X2.xls'],CD1X2);

xlswrite(['CD2X2.xls'],CD2X2);

xlswrite(['CA3X2.xls'],CA3X2);

xlswrite(['CD3X2.xls'],CD3X2);

%% **Reconstrução** %%%

Esse programa faz o processamento de reconstrução por nível. No exemplo, mostra-se o processo de reconstrução para o Nível 2.

%%

```
clear, clc
```

```
ca3=xlsread('TCA3.xls','Plan1','A1:A13'); % Serie 1
```

```
cd3=xlsread('CD3.xls','Plan1','A1:A13'); % Serie 2
```

```
CA2= idwt(ca3,cd3,'Haar');
```

```
CA2=CA2';
```

```
xlswrite(['CA2.xls'],CA2')
```

%% **Validação 1** %%%

Esse programa faz o calculo de os estatísticos RMSE, MAE, BIAS, Ceff.

%%

```
clear, clc
```

```
variable='pre'
```

```
x0=xlsread('339028.xls','Plan1','D1:D72'); %observado
```

```
y0=xlsread('339028.xls','Plan1','C1:C72'); %estimado
```

```
[m n]=size(x0);
```

```
estadisticos=0;
```

```
x=x0;
```

```
y=y0;
```

```
% RMSE/SD=VC
```

```
RMSE=sqrt(nansum((y-x).^2)/m);
```

```
MAE=nansum(abs(y-x)/m);
```

```
BIAS=nansum(y-x)/m;
```

```

RR=nancov(x,y)./(nanstd(x)*std(y));
VC=(RMSE./nanstd(x))*100;
Ceff=1-(RMSE./nanstd(x)).^2;

estadisticos339028(1,1:6)=[ RR(1,2) RMSE MAE BIAS VC Ceff];

xlswrite('estadisticos339028',estadisticos339028,'estadisticos339028');

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Validação 2 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

Esse programa visualiza a comparação da series temporais e a distribuição acumulada da serie
observada e preenchida.

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

clear, clc
variable='Precipitação'
uni='mm';

data1=xlsread('339028.xls','Plan1','D1:D72'); %Observado
data2=xlsread('339028.xls','Plan1','C1:C72'); %Estimado

[m n]=size(data1);
x=data1;
y=data2;
%
clf
t=[1:length(x)]';

figure(1)

subplot(2,1,1); F=plot(t,x);
hold on
G=plot(t,y);
set(F,'LineWidth',1)

```

```

set(G,'LineWidth',1,'Color','r','linestyle','--')
    xlabel('Tempo (meses).')
    legend([F G],'Observado','Estimado','Location','NE')
    ylabel([variable,' ('uni,')'])
    title(['Precipitação mensais estação 339028: 1980-1985.'])
    set(gca,'xtick',0:12:72);
    set(gca,'xticklabel',['1980';'1981';'1982';'1983';'1984';'1985']);
hold off
subplot(2,1,2); F=cdfplot(x);
hold on
G=cdfplot(y);
set(F,'LineWidth',1)
set(G,'LineWidth',1,'Color','r')
title(['Distribuição Acumulada Empírica' ])
ylabel('Probabilidade.')
xlabel('Precipitação (mm).')
legend([F G],'Observado.','Estimado.','Location','NE')
hold off
saveas(1,'fig339028')

```

%%%%%%%%%% **Agrupamento** %%%%%%%%%%

Esse programa faz análise de Componentes Principais e Agrupamentos.

%%%%%%%%%%

```

load Ceara.dat;
X1=Ceara;
[pc, zscores, pcvars] = princomp(X1);
cumsum(pcvars./sum(pcvars) * 100);
X=pc(:,1:2);
axis on
grid on
N = size(X,1);

```



```

for i=1:N
hold on
h=text(X(i,1)-0.1, X(i,2), sprintf('%d', i));
set(h,'fontsize',9,'color','r')
end
axis([-1 9 -0.8 2])
Y= pdist(X); % Euclidean distance
Z = linkage(Y); % single link
[H,T] = dendrogram(Z,'colorthreshold','default');
title(['Precipitação: Ceara.' ])

```

%%%%%%%%%%%%%% **Correlação** %%%%%%%%%%

Esse programa visualiza a correlação temporal.

%%%%%%%%%%%%%%

```

C=xlsread('chuva.xls','sstN1','G2:G37');
R1=xlsread('chuva.xls','region1','K2:K37');
N=xlsread('chuva.xls','sstC1','G2:G37');

```

%autocorrelacion

```
AR1=R1.*conj(R1);
```

```
AN=N.*conj(N);
```

%correlacion cruzada

```
x=N.*conj(R1);
```

%correlacion

```
M4= x- mean(N).*mean(R1);
```

```
M0=mean(N).^2;
```

```
M2=mean(R1).^2;
```

```
M1=AN-M0;
```

```
M3=AR1-M2;
```

```
v=sqrt(M1.*M3);
```

```
CNR1= M4/v;
```

```
figure (1)
```

```
subplot(2,1,1);grid; plot(N,'-');grid;hold on;plot(R1,'-'); plot(C,'-');
```

```
legend('AMN.','AA1.','AMC.')
```

```
set(gca,'xtick',1:1:36)
```

```
set(gca,'xticklabel',['75';'76';'77';'78';'79';'80';'81';'82';'83';'84';'85';'86';'87';'88';'89';'90';'91';'92';  
93';'94';'95';'96';'97';'98';'99';'00';'01';'02';'03';'04';'05';'06';'07';'08';'09';'10'],'FontSize',12)
```

```
xlim([1 36])
```

```
ylabel('a'),'Rotation',0,'FontSize',12);
```

```
title(['Estação chuvosa- FMAM(1975-2010) Sub-região3: AMC - AMN -  
AA1.'],'FontSize',12)
```

```
subplot(2,1,2); plot(CNR1,'Color','k');grid;
```

```
set(gca,'xtick',1:1:36)
```

```
set(gca,'xticklabel',['75';'76';'77';'78';'79';'80';'81';'82';'83';'84';'85';'86';'87';'88';'89';'90';'91';'92';  
93';'94';'95';'96';'97';'98';'99';'00';'01';'02';'03';'04';'05';'06';'07';'08';'09';'10'],'FontSize',12)
```

```
xlim([1 36])
```

```
ylim([-1 1])
```

```
ylabel('b'),'Rotation',0,'FontSize',12);
```

```
title(['Correlação Anomalias FMAM(1975-2010)Sub-região3: AMC - AMN -  
AA1.'],'FontSize',12)
```

```
save('CNP1.mat', 'CNR1');
```