



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE**

**Centro de Ciências Exatas e da Terra**

**Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas**

**Tese de Doutorado**

**DINÂMICA DAS CONFIGURAÇÕES DE FORMAÇÃO E  
INIBIÇÃO DAS CHUVAS NO RIO GRANDE DO NORTE:  
CARACTERIZAÇÃO HIDROCLIMÁTICA DO ESTADO**

**DARLAN MARTÍNES SCHMIDT**

**Natal**

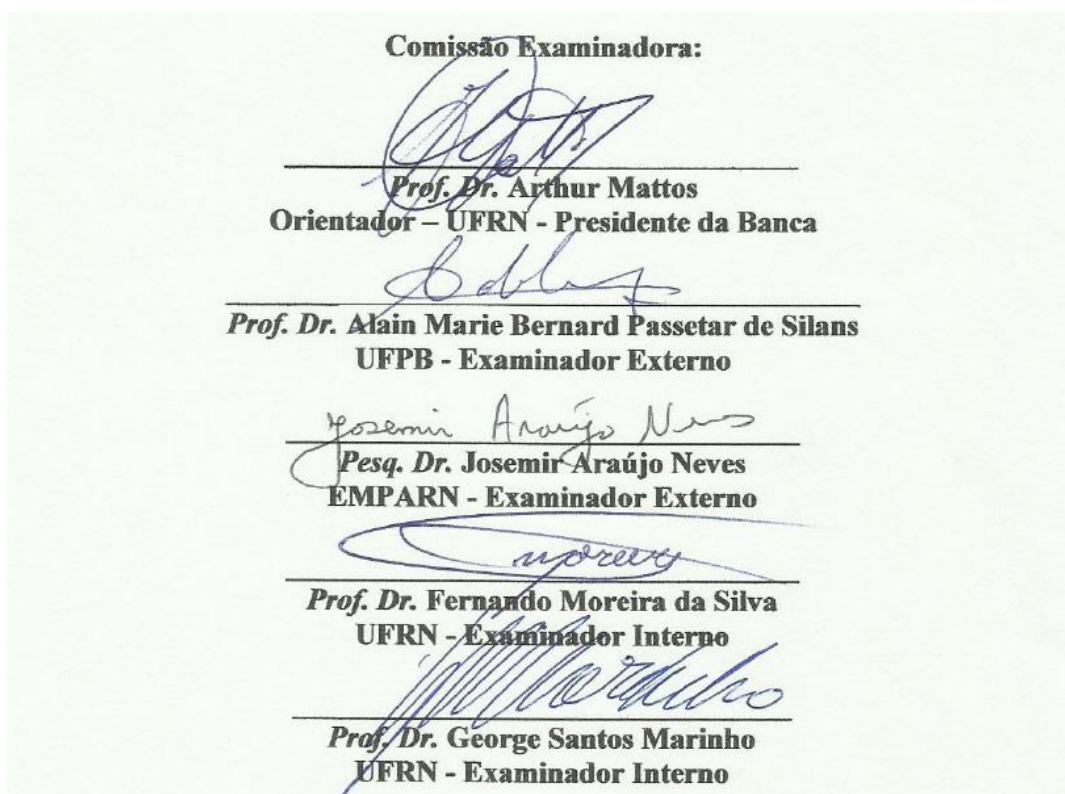
**2014**

# DARLAN MARTÍNES SCHMIDT

## DINÂMICA DAS CONFIGURAÇÕES DE FORMAÇÃO E INIBIÇÃO DAS CHUVAS NO RIO GRANDE DO NORTE: CARACTERIZAÇÃO HIDROCLIMÁTICA DO ESTADO

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Climáticas.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Mattos.



NATAL

2014

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / SISBI / Biblioteca Setorial  
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET.

Schmidt, Darlan Martines.

Dinâmica das configurações de formação e inibição das chuvas no Rio Grande do Norte: caracterização hidroclimática do estado / Darlan Martines Schmidt. - Natal, 2014.

136 f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Mattos.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas.

1. Climatologia – Tese. 2. Sistemas meteorológicos - Tese. 3. Ciclo anual das chuvas – Tese. 4. Semiárido brasileiro – Tese. I. Mattos, Arthur. II. Título.

RN/UF/BSE-CCET

CDU: 551.58

## **PENSAMENTO**

*A vida sem ciência é uma espécie de morte...*

*Existe apenas um bem, o saber, e apenas um mal, a ignorância...*

*“O GRANDE SEGREDO PARA A PLENITUDE É MUITO SIMPLES: COMPARTILHAR...”*

*Sócrates*

*Julho/2014.*



## **DEDICATÓRIA**

*Dedico este trabalho à meus pais, Darci e Ines pelo amor, força e compreensão dedicados, aos meus irmãos, Daniel e Douglas pela motivação e apoio, a meus amigos pelo incentivo e a meus familiares que mesmo quando distantes de alguma maneira me apoiaram e colaboraram ao longo de mais um passo na minha trajetória.*

*Obrigado!*

## AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos:

Ao Professor e amigo Dr. Arthur Mattos pela valiosa orientação, confiança e paciência durante o curso e execução deste estudo, sem tal apoio, não seria possível a realização do mesmo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas – PPGCC, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, pela disponibilidade de infraestruturas de material e de recursos humanos.

Ao CNPq e ao projeto MEVEMUC pelo incentivo financeiro durante este trabalho de pesquisa.

Ao setor de Meteorologia da EMPARN, pela disponibilidade do banco de dados utilizados na pesquisa, que foi de valiosíssima importância, sem o qual não seria possível a execução do mesmo.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Ciências Climáticas pelos ensinamentos, sugestões, contribuições e conselhos concedidos.

E aos colegas e amigos do Programa de Pós-graduação em Ciências Climáticas, em especial a Rênio Leite, João Gualberto, Francisco Raimundo (Lampadinha), Marcos Aurélio, Prof. Dr. Francisco Alexandre, Prof. Dr. Fernando Moreira (Cabavéi), Allan Silva, Ueliton Pinheiro, Edmir de Jesus e Paulo Guerra, pela amizade dedicada.

A todos o meu muito obrigado

## RESUMO

---

Neste estudo teve - se como objetivo, avaliar qual a influência dos principais mecanismos meteorológicos formadores e inibidores de precipitação, e as interações entre diferentes escalas de atuação, na variabilidade espacial e temporal do ciclo anual da precipitação no Rio Grande do Norte. Considerando ainda particularidades locais e regionais, criando assim uma base científica de apoio para ações futuras no manejo da demanda hídrica no Estado. Foram utilizados dados de precipitação mensal de 45 anos, compreendidos entre 1963 e 2007, dados cedidos pela EMPARN. A metodologia aplicada para se atingir os resultados foi composta inicialmente da análise estatística descritiva dos dados históricos, para comprovar a estabilidade da série, posteriormente, foi aplicada a geoestatística como ferramenta base para a plotagem dos mapas das variáveis, dentro da geoestatística optou-se pelo método de interpolação por Krigagem pois foi o método que apresentou os melhores resultados e menores erros de plotagem. Dentre os resultados, destaca-se o ciclo anual da precipitação do Estado que é influenciado por mecanismos meteorológicos das diferentes escalas espaciais e temporais, onde os principais mecanismos moduladores desse ciclo são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atuando de meados de fevereiro a meados de maio em todo o Estado, Ondas de Leste (OL), Linhas de Instabilidade (LI), Sistemas de Brisas e Chuvas Orográficas atuando principalmente na faixa Litorânea entre fevereiro e julho. Juntamente com Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e chuvas orográficas em qualquer região do Estado principalmente na primavera e verão. Em termos de fenômenos de maior escala destacaram-se EL NIÑO e LA NIÑA, ENOS na bacia do Pacífico Tropical, em episódios de LA NIÑA, geralmente ocorrem anos normais a chuvosos, já quando da ocorrência de períodos prolongados de escassez de chuvas são pela influência de EL NIÑO. Na bacia do oceano Atlântico o padrão de Dipolo também interfere na intensidade do ciclo das chuvas. O ciclo das chuvas no Rio Grande do Norte é dividido em dois períodos, um compreendendo as mesorregiões Oeste, Central e Porção Oeste da Agreste Potiguar a oeste da Chapada da Borborema, provocando chuvas de meados de fevereiro a meados de maio e um segundo período de ocorrência de chuvas, compreendido entre fevereiro a julho, onde as chuvas ocorrem na mesorregião Leste e restante da Agreste, situada a barlavento da Chapada da Borborema, ambos intercalados por períodos secos sem ocorrência de precipitações significativas e por períodos de transição de chuvoso-seco e de seco-chuvoso, onde podem ocorrer precipitações isoladas. Aproximadamente 82% das estações pluviométricas do Estado o que corresponde a 83,4% da área total do Rio Grande do Norte, não registram volumes anuais acima de 900 mm. Devido a oferta hídrica do Estado ser mantida por pequenos reservatórios, que já encontram – se em estado de eutrofização avançado, quando ocorrem as chuvas, atuam

para lavar e substituir as águas dos reservatórios, melhorando a qualidade dessas, diminuindo o processo de eutrofização. Pois quando as mesmas não ocorrem significativamente ou longos períodos de escassez, o processo de deterioração das águas e eutrofização dos açudes aumenta significativamente. Através do conhecimento do comportamento anual do ciclo das chuvas se pode ter uma noção prévia de como poderá ser a tendência do período seguinte, tanto chuvoso ou propenso a escassez, principalmente observando as tendências dos fenômenos de maior escala.

**PALAVRAS – CHAVE:** sistemas meteorológicos, ciclo anual das chuvas, semiárido Brasileiro.

## **ABSTRACT**

---

This study aimed to evaluate the influence of the main meteorological mechanisms trainers and inhibitors of precipitation, and the interactions between different scales of operation, the spatial and temporal variability of the annual cycle of precipitation in the Rio Grande do Norte. Além disso, considerando as circunstâncias locais e regionais, criando assim uma base científica para apoiar ações futuras na gestão da demanda de água no Estado. Database from monthly precipitation of 45 years, ranging between 1963 and 2007, data provided by EMPARN. The methodology used to achieve the results was initially composed of descriptive statistical analysis of historical data to prove the stability of the series, were applied after, geostatistics tool for plotting maps of the variables, within the geostatistical we opted for by Kriging interpolation method because it was the method that showed the best results and minor errors. Among the results, we highlight the annual cycle of rainfall the State which is influenced by meteorological mechanisms of different spatial and temporal scales, where the main mechanisms cycle modulators are the Conference Intertropical Zone (ITCZ) acting since mid-February to mid May throughout the state, waves Leste (OL), Lines of instability (LI), breeze systems and orographic rainfall acting mainly in the Coastal strip between February and July. Along with vortice of high levels (VCANs), Complex Mesoscale Convective (CCMs) and orographic rain in any region of the state mainly in spring and summer. In terms of larger scale phenomena stood out El Niño and La Niña, ENSO in the tropical Pacific basin. In La Niña episodes usually occur normal or rainy years, as upon the occurrence of prolonged periods of drought are influenced by EL NIÑO. In the Atlantic Ocean the standard Dipole also affects the intensity of the rainfall cycle in State. The cycle of rains in Rio Grande do Norte is divided into two periods, one comprising the regions West, Central and the Western Portion of the Wasteland Potiguar mesoregions of west Chapada Borborema, causing rains from mid-February to mid-May and a second period of cycle, between February-July, where rains occur in mesoregions East and of the Wasteland, located upwind of the Chapada Borborema, both interspersed with dry periods without occurrence of significant rainfall and transition periods of rainy - dry and dry-rainy where isolated rainfall occur. Approximately 82% of the rainfall stations of the state which corresponds to 83.4% of the total area of Rio Grande do Norte, do not record annual volumes above 900 mm. Because the water supply of the State be maintained by small reservoirs already are in an advanced state of eutrophication, when the rains occur, act to wash and replace the water in the reservoirs, improving the quality of these, reducing the eutrophication process. When rain they do not significantly occur or after long periods of shortages, the process of eutrophication and deterioration of water in dams increased significantly. Through knowledge of the behavior of the annual cycle of rainfall can have an

intimate knowledge of how it may be the tendency of rainy or prone to shortages following period, mainly observing the trends of larger scale phenomena.

**KEY - WORDS:** weather systems, annual cycle of rainfall, Brazilian semiarid

## SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	11
LISTA DE FIGURAS .....	13
LISTA DE TABELAS .....	17
LISTA DE SÍMBOLOS E SIGLAS .....	18
1 INTRODUÇÃO .....	19
1. 1 Motivações e Justificativa do Estudo.....	22
1. 2 Hipóteses .....	23
1.3 Objetivo Geral .....	23
Objetivos Específicos:.....	24
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	25
2.1 Precipitação .....	25
2.2 Sistemas Meteorológicos Atuantes no Nordeste Brasileiro: Uma Síntese Bibliográfica.....	28
2.2.1 Zona de Convergência Intertropical – ZCIT .....	30
2.2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis - VCANs.....	33
2.2.3 Remanescentes de Sistemas Frontais ou Frontólises.....	36
2.2.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS.....	37
2.2.5 Zona de Convergência do Leste do Nordeste - ZCEN .....	39
2.2.6 Brisas Marítima e Terrestre.....	39
2.2.7 Distúrbios Ondulatórios de Leste ou Ondas de Leste - OL.....	41
2.2.8 Linhas de Instabilidade - LI.....	43
2.2.9 Complexos Convectivos de Mesoescala - CCMs.....	44
2.2.10 Chuvas Orográficas, ou Circulação de Vale-Montanha.....	45
2.3 Influência dos oceanos nos mecanismos meteorológicos atuantes no Nordeste .....	46
2.3.1 Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico – Dipolo do Atlântico .....	46
2.3.2 Temperatura da superfície do Oceano Pacífico – ENOS .....	47
2.3.3 Oscilação Decadal do Pacífico - ODP .....	51
2.3.4 Oscilação Madden e Julian - OMJ .....	52
2.4 Evento Extremo.....	55
2.5 Estatística aplicada à Precipitação .....	56
2.5.1 Tabela de frequência .....	56
2.5.2 Histograma e Polígono de Frequência .....	57
2.5.3 Análise estatística (Medidas de Tendência).....	58
2.5.4 Probabilidade .....	58
2.5.5 Curva de Distribuição Normal .....	59
2.5.6 Geoestatística.....	59
2.6 Método de Interpolação.....	60

3. MATERIAL E PROCEDIMENTOS .....	61
3.1 Localização e descrição da região de estudo .....	61
3.2 Mesorregiões Geográficas do Rio Grande do Norte .....	67
3.2.1 Mesorregião Oeste Potiguar .....	67
3.2.2 Mesorregião Central Potiguar .....	67
3.2.3 Mesorregião Agreste Potiguar .....	68
3.2.4 Mesorregião Leste Potiguar .....	68
3.3 Dados Utilizados.....	70
3.4 Procedimentos .....	71
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	77
4.1 Análise variográfica da Precipitação.....	77
4.2 Análise estatística da precipitação .....	79
4.3 Comportamento climatológico da precipitação no estado do Rio Grande do Norte .....	80
4.4 Precipitação média mensal no Rio Grande do Norte .....	82
4.5 Influência da topografia na dinâmica das chuvas no Rio Grande do Norte .....	96
4.6 Determinação das épocas do ciclo das chuvas em cada mesorregião Potiguar .....	105
4.7 Comportamento dos mecanismos formadores de precipitação atuantes no Rio Grande do Norte .....	110
4.7.1 Principais Sistemas que atuam nas Mesorregiões Central e Oeste Potiguares .....	110
4.7.2 Principais Sistemas que atuam nas Mesorregiões Leste e Agreste Potiguares .....	112
5 CONCLUSÕES e RECOMENDAÇÕES .....	120
REFERÊNCIAS .....	123



## LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Esquemática do Ciclo Hidrológico. Fonte PEDRAZZI, 2004.	25
Figura 02	Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (adaptada de SATYAMURTY et al., 1998).	29
Figura 03	Posicionamento médio da ZCIT em Março e Abril. Fonte: DSA/CPTEC/INPE.	32
Figura 04	Esquemática da formação do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) de 1 – 3 e a nebulosidade associada ao Vórtice em 4. Fonte: VAREJÃO-SILVA, 2006.	34
Figura 05	Atuação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). Fonte: DSA/CPTEC/INPE 12.11.2013 as 18:30 TMG.	36
Figura 06	Nebulosidade associada ao Sistema Frontal atuando no NEB e RN. Fonte: DSA/CPTEC/INPE 04.06.2010 as 18:00 TMG.	37
Figura 07	Nebulosidade associada a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Fonte: DSA/CPTEC/INPE 21.11.2013 as 20:00 TMG.	38
Figura 08	Corte vertical da atmosfera, onde as linhas horizontais mostram altura (km) das isóbaras e as setas representam a direção do vento, Brisa Marítima em a) e Brisa Terrestre em b). Fonte: VAREJÃO-SILVA, 2006.	40
Figura 09	Nebulosidade associada à Ondas de Leste sobre o Nordeste. Fonte: DSA/CPTEC/INPE 03.07.2013 as 14:00 TMG	42
Figura 10	Linhas de Instabilidade atuando sobre a costa do Nordeste brasileiro. Fonte: DSA/CPTEC/INPE 08.06.2011 as 18:30 TMG.	43
Figura 11	Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Norte e Nordeste do Brasil. Fonte: DAS/CPTEC/INPE 09.04.2014 as 19:30 TMG.	44
Figura 12	Esquema de formação de chuvas orográficas.	45
Figura 13	Esquema do padrão oceânico e atmosférico sobre a bacia do Oceânico Atlântico, em: a) anos secos ou muito secos e b) anos normais, chuvosos e muito chuvosos. Fonte: NCEP-NOAA.	47

Figura 14	Esquemática da Célula de Walker modificada em associação ao episódio El Niño sobre o Oceano Pacífico. Fonte: CPTEC – INPE/ENOS.	48
Figura 15	Esquemática da circulação atmosférica de grande escala no sentido zonal (Célula de Walker) sobre a Bacia do Pacífico Tropical, em condições normais/La Niña. Fonte: CPTEC – INPE/ENOS.	49
Figura 16	Histograma e polígono de frequência (fonte ASSIS et al., 1996).	57
Figura 17	Mapa da localização geográfica do estado do Rio Grande do Norte.	61
Figura 18	Espacialidade dos relevos predominantes no RN. Fonte: IDEMA, 2010.	62
Figura 19	Classificação Climática do Rio Grande do Norte - Segundo Thornthwaite.	63
Figura 20	Espacialidade da atuação das formações vegetais no RN. Fonte: IDEMA, 2010.	65
Figura 21	Distribuição dos açudes em cada bacia hidrográfica do Rio Grande do Norte. Fonte: SEMARH-RN.	66
Figura 22	Mapa das Mesorregiões geográficas do estado do Rio Grande do Norte. Fonte: IBGE 2010, Adaptado.	69
Figura 23	Distribuição espacial da rede pluviométrica utilizada e o nome de alguns municípios para melhor localização.	70
Figura 24	Variogramas exemplificando a variância não estabilizada (a), típico de fenômenos não estacionários e com variância estabilizada (b), típico de fenômenos estacionários. Fonte: PANNATIER, 1996.	72
Figura 25	Variogramas da série de totais anuais médios com variância estabilizada e isotropia. Em a) 0°, b)45°, c)90° e d) 135° de direção, ambos com tolerância de 22,5°.	77
Figura 26	Mapa de resíduos do variograma de interpolação dos totais anuais médios para o Rio Grande do Norte.	78
Figura 27	Histograma de distribuição de frequência relativa e calculada por Gauss dos valores totais anuais médios para o estado do Rio Grande do Norte.	79

Figura 28	Distribuição da precipitação média total anual no estado do Rio Grande do norte, apresentada em faixas de amplitude de milímetros precipitados.	81
Figura 29	a) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Janeiro	84
	b) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Fevereiro	85
	c) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Março	86
	d) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Abril	87
	e) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Maio	88
	f) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Junho	89
	g) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Julho	90
	h) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Agosto	91
	i) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Setembro	92
	j) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Outubro	93
	k) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Novembro	94
	l) Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Dezembro	95
Figura 30	Mapa topográfico e da amplitude da precipitação média anual do estado do Rio Grande do Norte em 3 Dimensões.	96
Figura 31	Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Oeste Potiguar.	98
Figura 32	Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Central Potiguar.	100
Figura 33	Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Agreste Potiguar.	102
Figura 34	Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Leste Potiguar.	104
Figura 35	Ciclo anual das chuvas nas quatro mesorregiões do estado.	106

Figura 36	Ciclo anual das chuvas nas mesorregiões Oeste Potiguar e Central Potiguar.	107
Figura 37	Ciclo anual das chuvas nas mesorregiões Agreste Potiguar e Leste Potiguar.	108
Figura 38	Precipitação média climatológica em cada mesorregião Potiguar. Dados do período 1963 – 2007.	109
Figura 39	Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Central Potiguar.	111
Figura 40	Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Oeste Potiguar.	111
Figura 41	Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Leste Potiguar.	114
Figura 42	Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Agreste Potiguar.	114
Figura 43	Mosaico mostrando os dois principais períodos de ocorrência das chuvas no estado Fevereiro a Março (linhas ortogonais) e Fevereiro a Julho (quadrículas).	116
Figura 44	Mosaico com o ciclo anual das chuvas das quatro mesorregiões do estado (Gráficos) e os dois principais períodos de ocorrência das chuvas no Estado, Fevereiro a Março (linhas ortogonais) e Fevereiro a Julho (quadrículas).	117

**LISTA DE TABELAS**

---

Tabela 01	Quantidade de estações pluviométricas em função da área de drenagem. Fonte: WMO, 2008.	27
Tabela 02	Distribuição de probabilidade estatística da série de totais anuais médios.	79
Tabela 03	Precipitação média mensal em cada mesorregião Potiguar.	106
Quadro 01	Épocas em que cada sistema atua nas mesorregiões Oeste e Central.	112
Quadro 02	Épocas em que cada sistema atua nas mesorregiões Leste e Agreste.	115

## LISTA DE SÍMBOLOS E SIGLAS

---

AB	Alta da Bolívia
ANE	Ventos Alísios de Nordeste
AS	América do Sul
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASE	Ventos Alísios de Sudeste
ASPA	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
ATN	Oceano Atlântico Norte
ATS	Oceano Atlântico Sul
ATSM	Alteração na Temperatura da Superfície dos Mares
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CO	Chuva Orográfica
EMPARN	Empresa de Pesquisas Agropecuárias do Rio Grande do Norte
ENOS	El Niño Oscilação Sul
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
LI	Linhas de Instabilidade
NEB	Nordeste Brasileiro
NNE	Norte do Nordeste
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OL	Ondas de Leste
OMJ	Oscilação Madden Julian
PDA	Padrão Dipolo do Atlântico
POAS	Perturbações Ondulatórias dos Alísios
RN	Rio Grande do Norte
ROL	Radiação de Onda Longa
SB	Sistema de Brisas
TSM	Temperatura da Superfície dos Mares
VCANs	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCEN	Zona de Convergência do Leste do Nordeste

# 1 INTRODUÇÃO

Em função do seu posicionamento, a região equatorial é abundantemente favorecida pelo aquecimento radioativo solar. Isso implica em altas temperaturas e altos índices de evapotranspiração anual, influenciando mecanismos desde a escala local até eventos de escala global, assim como esses mecanismos de maior escala influenciam os de menor escala, que dependendo das configurações ou interação entre eles, auxiliam ou inibem a formação de nuvens causadoras de chuvas em determinadas áreas da região.

Climatologicamente (AZEVEDO et al., 1998), com exceção da faixa litorânea Leste (Zona da Mata) e porção Norte, a região Nordeste do Brasil (NEB) é considerada semiárida por apresentar substanciais variações temporal e espacial da precipitação pluviométrica e elevadas temperaturas ao longo do ano. As regiões semiáridas têm como característica principal a alta variabilidade temporal e espacial da precipitação (BALME et al., 2006).

Encontram-se no NEB uma grande diversidade climatológica principalmente em relação ao regime pluviométrico, desde o clima semiárido no interior com precipitação acumulada inferior a 500 mm.ano<sup>-1</sup>, até precipitações acumuladas anuais superiores a 1500 mm.ano<sup>-1</sup> na costa Leste a índices variando de 1000 a 1200 mm anuais na parte Norte (KOUSKY; CHU, 1978; HASTENRATH; HELLER, 1977).

O estado do Rio Grande do Norte se enquadra nestas características, mesmo que no litoral e em algumas áreas mais elevadas do interior, devido à orografia os índices pluviométricos atingirem maiores valores, a maior parte do Estado tem baixas quantidades precipitadas, temperaturas elevadas durante todo ano e altos índices de evapotranspiração, deixando a região em déficit hídrico considerável ao longo do ano.

A ocorrência de eventos extremos de precipitação, segundo Moscati e Gan (2007), muitas vezes ocorre devido à justaposição de vários sistemas de escala sinótica. Essa interação entre os diferentes sistemas dificulta bastante os estudos diagnósticos de previsão.

Segundo Alves (2006), movimentos verticais podem ser inibidos ou induzidos por variações nas características ou condições em superfície de cada região, como aquecimento desigual da superfície, que induz a convecção profunda, a variações no albedo, orografia, a disponibilidade de umidade e o balanço de radiação local.

Também para Molion (1987) e Molion e Bernardo (2002), nas regiões de baixos totais pluviométricos ocorrem movimentos subsidentes. Esses são parte de uma circulação Leste-

Oeste, onde o ramo ascendente atua associado à convecção Amazônica e o descendente sobre o Atlântico Sul, portanto, parte desse ramo descendente atua sobre a região Nordeste, logo, inibindo a formação de precipitação.

O estado do Rio Grande do Norte estatisticamente é caracterizado por pouca chuva e em poucos meses do ano, apresentando uma distribuição pluviométrica bastante irregular no espaço e no tempo, podendo chover consideravelmente em uma determinada região, causando até mesmo grandes transtornos econômicos e sociais.

No ano de 2005 no município de Patu, os governantes estavam prestes a decretar estado de calamidade por seca, já que vinha ocorrendo um longo período de escassez de chuvas, em um único dia, 25 de março precipitou 110 mm no município, alterando o decreto de *seca* para *enchente*, pois inundou e causou diversos danos socioeconômicos na região, conforme informado pelo Prof. Dr. Arthur Mattos.

Estas condições estão diretamente associadas aos sistemas atmosféricos que atuam na região e pela complexidade com que estes se configuram simultâneos ou separadamente para ocasionar precipitações significativas ou períodos de estiagens prolongadas no Estado.

Vários estudos já foram realizados a fim de se compreender a complexidade da atuação desses sistemas e como afetam o regime de precipitação na região do Nordeste Brasileiro, tais como os de Kousky e Gan, (1981); Alves e Kayano, (1991); Uvo e Berndtsson, (1996); Alves (2006); Sousa e Ambrizzi (2006); Alves, (2008; 2010).

Estatísticas em termos globais da World Meteorological Organization (WMO, 1975), citadas por Askew (1997), mostram que os excessos ou a escassez de água são responsáveis por 54% dos danos significativos, 65% das pessoas afetadas e 29% das mortes provocadas por desastres naturais, devidas às inundações ou às estiagens.

Estiagens e inundações sempre ocorreram e ocorrerão, por esta razão é essencial que ações diagnósticas sejam desenvolvidas para o melhor entendimento dos padrões que governam os mecanismos do tempo e do clima de regiões afetadas por intempéries naturais recorrentes. Diminuindo seus impactos e até mesmo prevendo-os com alguma antecedência.

A construção de reservatórios, de contenção ou regularização de vazões geralmente fornece uma alternativa para amenizar eventuais consequências causadas por eventos extremos de secas ou cheias. Reservatórios de contenção tem a finalidade de armazenar água para suprir a demanda em períodos de estiagens, enquanto os de regularização de vazões auxiliam na



diminuição das descargas de pico a jusante, porém, provocam inundações geralmente de grandes áreas, e com isso provocam impactos ambientais irreversíveis, alterações morfológicas e ocasionalmente desocupações. O ideal seria que estes fossem dimensionados de maneira a garantir as duas finalidades, mas na maioria das vezes não é essa a ação efetuada.

O estado do Rio Grande do Norte possui aproximadamente 57% de sua área sobre rochas do embasamento cristalino e 43% por rochas sedimentares nas quais as condições climáticas e geológicas do semiárido favorecem a escassez de água superficial (SERHID, 1998). Por esse motivo é comum que sejam construídos reservatórios de contenção, os quais armazenam as águas provenientes das chuvas e represam rios intermitentes que escoam apenas em certos períodos do ano, todos com a preocupação de armazenar água para abastecimento e irrigação, suprindo com isso os períodos de estiagem.

No entanto, mesmo sendo uma região com períodos que ocorrem prolongadas secas, e com grande variabilidade tanto espacial e temporal de chuvas, em certas épocas ocorrem grandes volumes precipitados.

Em anos chuvosos podem ocorrer grandes vazões de deflúvio, ocasionando dependendo das condições do relevo da região a jusante do reservatório, enchentes e alagamentos, causando danos ambientais, monetários e até perdas humanas. Parte destes problemas poderia ser evitada se tais reservatórios tivessem em seus projetos de construção a dupla finalidade, contenção e cota de reserva para amortecimento de ondas de cheia.

A região do Baixo Açu por exemplo de tempos em tempos é assolada por enchentes e inundações que afetam todos os setores sócio econômicos. Como em 2004, que devido ao padrão da ocorrência da precipitação na bacia do Rio Piranhas-Açu, as chuvas iniciaram com algumas semanas de antecedência na parte alta da bacia, em suas nascentes no estado da Paraíba. Portanto, esses grandes volumes que precipitaram neste ano, aos poucos encheram todos os reservatórios do complexo, quando por sua vez as chuvas iniciaram no estado do Rio Grande do Norte, com os reservatórios já em cota máxima, não havendo capacidade disponível para reterem mais água e com altos índices de precipitação ocorrendo, ocasionou o transbordamento do reservatório Armando Ribeiro Gonçalves, alagando grande parte da micro região do Baixo Açu, causando danos e prejuízos de diferentes magnitudes nos mais diversos setores.

Segundo Schmidt e Mattos (2013), estudando o comportamento dos regimes de precipitação e vazão na bacia hidrográfica do Alto Piranhas-Assú no período entre 1969 a 2007,

chegaram à conclusão de que estes apresentam um comportamento cíclico normal em relação a climatologia regional, de forma que o ciclo anual da vazão é dependente direto do ciclo de precipitações, mesmo com um certo retardo como se é esperado, devido às particularidades fisiográficas e morfológicas locais.

Assim, o uso racional destes reservatórios poderiam diminuir os conflitos, com base em estudos direcionados a bacia hidrográfica vertente. Estes estudos poderiam mapear os sistemas meteorológicos influentes e suas épocas de atuação, juntamente com as condições de drenagem da bacia, gerar previsões da tendência de como poderia vir a ser o comportamento dos períodos futuros em função dos períodos passados e presente, auxiliando sistemas de monitoramento e de alertas junto aos órgãos de apoio competentes, e com o manejo adequado evitar maiores transtornos às áreas atingidas.

Esta interação entre o conhecimento do regime hidrometeorológico e tomada de decisões é de fundamental importância para evitar transtornos ocasionados pelas cheias ou evitar possível falta de água para suprir a demanda necessária às regiões de influência.

## **1. 1 Motivações e Justificativa do Estudo**

A expansão de projetos de construção de reservatórios de água como oferta hídrica na região Nordeste foi feita ao longo dos anos de maneira pouco planejada, não existindo um plano de manejo adequado às eventuais alterações climáticas sazonais, mas sim um olhar apenas no sentido de alimentar uma problemática de décadas, popularmente conhecida como “*indústria da seca*”. Sem se ter uma ideia prévia de como poderá ser o comportamento do período seguinte no tocante ao regime de precipitação, que é fortemente influenciado por variabilidades interanuais e sazonais.

Pela necessidade de se compreender como os mecanismos meteorológicos atuam nas diferentes escalas de espaço e tempo no ciclo anual das chuvas do Estado, desde a escala local até a escala global e entre as variabilidades sazonais, interanuais e até mesmo interdecadais, assim como dos processos de interação oceano-atmosfera, surgiu o interesse em se estudar a modulação da variabilidade da precipitação, elemento meteorológico condicionante do clima na região Nordeste Brasileira.

A integração entre o conhecimento da dinâmica meteorológica regional e tomada de decisões é de fundamental importância para evitar transtornos ocasionados pelas cheias ou evitar possível falta d'água para suprir a demanda necessária às regiões de influência.

## 1. 2 Hipóteses

Soluções pontuais, não resolvendo na maioria das vezes a situação em que cada região se encontra em determinada época, em relação a necessidade da demanda hídrica, a construção de reservatórios apenas com a finalidade de oferta hídrica é a solução mais apropriada para minimizar os efeitos da variabilidade do ciclo das chuvas? Ou seria necessária uma melhor adequação à configuração do comportamento prévio dos fenômenos que condicionam essa variável de fundamental importância?

O conhecimento de como o ciclo da chuva é influenciado pelos mecanismos governantes do clima regional e características locais, podem significar melhorias na qualidade de alertas aos eventos extremos tanto de secas quanto de cheias, dependendo da configuração em que se apresentam tais mecanismos em períodos precedentes?

## 1.3 Objetivo Geral

Neste estudo foi desenvolvida uma análise do comportamento espacial e temporal do regime das chuvas do estado do Rio Grande do Norte associado aos elementos meteorológicos que governam tal regime.

O *objetivo geral* do trabalho consistiu em avaliar a importância relativa dos sistemas meteorológicos e as interações entre diferentes escalas de atuação e variabilidades no ciclo anual da precipitação no Rio Grande do Norte, considerando particularidades regionais e locais, criando uma base de apoio científica para ações futuras no manejo dos recursos hídricos do Estado.

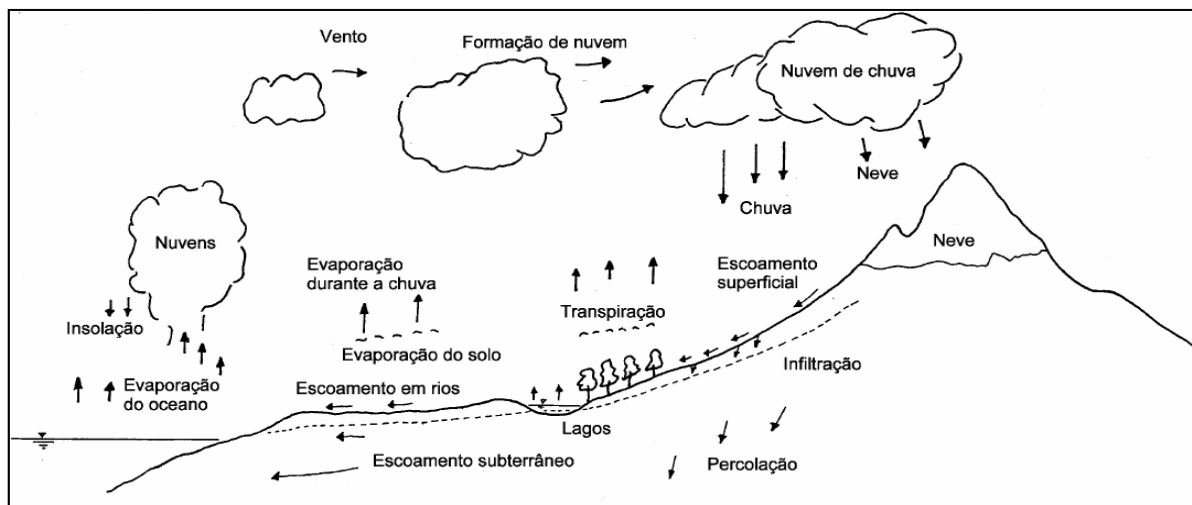
**Objetivos Específicos:**

- Identificar os mecanismos meteorológicos condicionantes do regime de precipitação do Nordeste Brasileiro especificamente no Rio Grande do Norte;
- Analisar o regime climatológico anual das chuvas no estado do Rio Grande do Norte;
- Identificar como e onde o regime de chuvas é afetado pelo efeito orográfico em cada mesorregião do Rio Grande do Norte;
- Identificar e analisar os períodos do ciclo das chuvas em cada mesorregião potiguar, e compreender como os mecanismos meteorológicos e configurações regionais interferem na modulação da ocorrência de precipitação;

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Precipitação

A água existe em praticamente todo o planeta, na atmosfera, na superfície dos continentes, nos mares, oceanos, no subsolo e nos seres vivos, estando continuamente em transformação e circulação (SANTOS et al., 2001). Quanto a sua ocorrência, transformações e relações com a vida pode ser caracterizado através do conceito de ciclo hidrológico (VILLELA; MATTOS, 1975). A **Figura 01** esquematiza como se dá esse processo de circulação da água no planeta.



**Figura 01. Esquematização do Ciclo Hidrológico. Fonte PEDRAZZI, 2004.**

O ciclo hidrológico basicamente se divide em quatro etapas:

- Evaporação (na superfície das águas e no solo) e transpiração dos vegetais e animais;
- Precipitações (chuva, granizo e neve);
- Escoamentos superficiais (torrentes, rios e lagos);
- Escoamentos subterrâneos (infiltração, águas subterrâneas).

Para melhor compreensão se pode visualizar este ciclo iniciando pela evaporação da água pelos oceanos, este vapor é transportado pelo deslocamento de massas de ar, o qual dependendo das condições pode condensar, formar nuvens e resultar em precipitação (VILLELA; MATTOS, 1975).

Segundo PEDRAZZI (2004) precipitação é a água proveniente do vapor d'água da atmosfera, que chega à superfície terrestre, sob a forma de: chuva, granizo e neve. No Brasil, de acordo com suas condições climáticas a chuva é a mais significativa em termos de frequência e volume.

Segundo TUCCI (2001) a formação da precipitação segue o seguinte processo: o ar úmido das camadas baixas da atmosfera é aquecido por condução, torna-se mais leve que o ar das vizinhanças e sofre uma ascensão adiabática. Essa ascensão do ar provoca um resfriamento que o faz atingir o seu ponto de saturação. A partir desse nível, há condensação do vapor d'água em forma de minúsculas gotas que se mantem em suspensão, como nuvens ou nevoeiros. Essas gotas não possuem ainda massa suficiente para vencer a resistência do ar, sendo, portanto, mantidas em suspensão, até que, por um processo de crescimento, ela atinja tamanho suficiente para precipitar.

As chuvas são classificadas de acordo com as condições em que ocorre a ascensão da massa de ar (VILLELA; MATTOS, 1975; TUCCI, 1997; 2001).

Tipos de chuvas:

- Chuvas frontais: originadas pelo avanço de “frentes”;
- Chuvas orográficas: provocadas por barreiras topográficas (por exemplo: montanhas);
- Chuvas convectivas (“chuvas de verão”): provocada pelo forte aquecimento de camadas próximas a superfície da terra, resultando numa rápida ascensão do ar aquecido, consequentemente tem-se um rápido resfriamento da massa de ar que se condensa quase que instantaneamente.

As chuvas convectivas por serem de curta duração e de grande intensidade podem causar grandes picos de escoamento. Esse tipo é o de maior interesse em pequenas bacias hidrográficas, como é o caso da maioria das bacias nordestinas.

A chuva é quantificada pela altura de água acumulada sobre uma superfície plana. A unidade mais utilizada é o milímetro, e se caracteriza pela altura da lamina d'água por metro quadrado de área. Dados pluviométricos são um conjunto de valores de precipitações ao longo do tempo, esses valores são chamados de série histórica, podendo ser dados horários, diários,

mensais ou anuais. Nas estações pluviométricas são realizadas as medições de precipitações através de pluviômetros e/ou pluviógrafos. Podem ser convencionais ou automatizadas.

A Organização Mundial de Meteorologia (OMM) estabeleceu regras gerais para o dimensionamento das redes hidrométricas, com recomendações para densidades mínimas correlacionando à área em km<sup>2</sup>, para diferentes zonas climáticas e geográficas. A **Tabela 01** apresenta quantidade mínima recomendada de estações pluviométricas em uma bacia hidrográfica em função da sua área de drenagem.

**Tabela 01 – Quantidade de estações pluviométricas em função da área de drenagem**

<b>Características fisiográficas</b>	<b>Superfície (em km<sup>2</sup>) por estação</b>
Costeiras	600 – 900
Montanhosas	100 - 250
Planas e interiores	575
Montanhosas / onduladas	250 - 575

**Fonte: WMO, 2008.**

Santos et al. (2001) comentam ainda que o local mais adequado para instalação de estações pluviométricas é em terreno plano, relativamente protegido e livre de obstáculos tais como árvores, casas e muros. O mesmo autor recomenda uma distância para instalação de no mínimo duas vezes a altura do obstáculo e que não haja nenhuma interferência à chuva num raio de 5 metros.

Segundo Tucci (1997) as linhas indicativas de mesma altura pluviométrica são chamadas isoietas. Podem ser consideradas como “curvas de nível de chuva”. O espaçamento entre essas linhas podem ser de 5 em 5 mm, 10 em 10 mm ou maiores intervalos, dependendo do objetivo do estudo.

## 2.2 Sistemas Meteorológicos Atuantes no Nordeste Brasileiro: Uma Síntese Bibliográfica

Costuma-se descrever o clima de um lugar citando-se as médias aritméticas de temperatura, pluviosidade, umidade relativa, relevo, tipo de solos, entre outros, que são registradas em um determinado local. Mas importante também é conhecer a dinâmica atmosférica dessa região e suas variações.

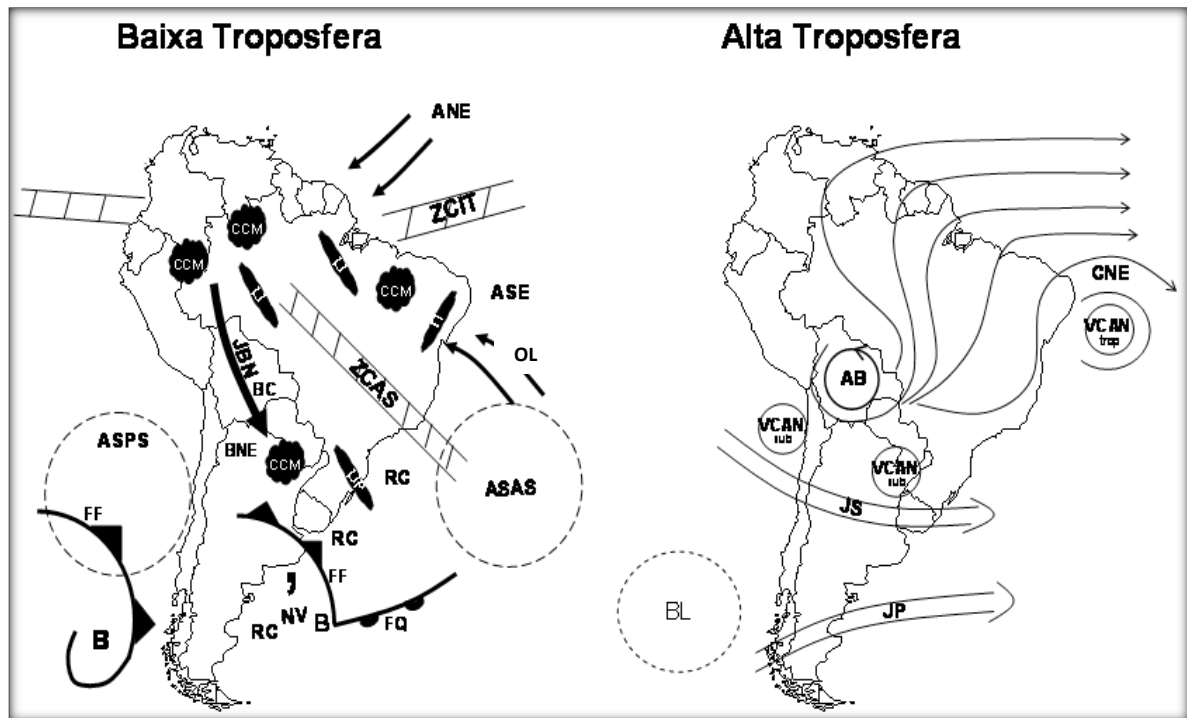
A localização do Nordeste Brasileiro (NEB) faz com que a influência de vários sistemas meteorológicos, atuando de forma diferenciada em relação à sua frequência e intensidade, torne a climatologia da região complexa, uma vez que esta região parece ser o fim de trajetórias de alguns destes mecanismos. A atividade e intensidade desses sistemas são condicionadas à circulação atmosférica que é determinada pela condição térmica dos oceanos (FIGUEIREDO, 2002).

Essa dinâmica é bastante complexa, sendo portanto influenciada por diversos mecanismos controladores do tempo e do clima, e em todas as escalas temporais e espaciais, pois além de alguns sistemas de menor escala, também é fortemente influenciada por sistemas de escala global que atuam diretamente no comportamento desses sistemas menores. Os mecanismos de formação desses sistemas sinóticos também são diversificados, alguns sendo impulsionados por gradientes de temperatura da superfície dos Oceanos, outros por influência da atuação de sistemas frontais vindos de latitudes altas, como por mecanismos da circulação Global como os ventos Alísios que predominam na região Tropical. Neste contexto ainda se pode mencionar grandes células de alta pressão semiestacionárias, tanto no oceano Atlântico como sobre o continente. Sobre o continente destaca-se a Alta da Bolívia, que influencia o transporte de umidade sobre grande parte do continente. Enquanto a do oceano dependendo do seu posicionamento transporta umidade para o continente intensificando sistemas já em atuação ou em formação (GALLEGO et al., 2005).

Na **Figura 02** estão representados esquematicamente os principais sistemas meteorológicos e suas regiões de atuação na América do Sul. Em relação à baixa troposfera tem-se: ANE (Ventos Alísios de Nordeste), ASE (Ventos Alísios de Sudeste), ASAS (Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul), ASPS (Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul), B (Baixa Pressão), BC (Baixa do Chaco) – região de baixas térmicas, BNE (região de Baixas Térmicas no Noroeste Argentino), CCM (Complexo Convectivo de Mesoescala), FF (Frente Fria), FQ (Frente Quente), JBN (Jato de Baixos Níveis) a Leste dos Andes, LI (Linha de Instabilidade Tropical), LIP (Linha de Instabilidade Pré-frontal), NV (Nuvem Vírgula), RC



(Regiões de Ciclogêneses), ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), OL (Ondas de Leste) e ZCIT (Zona de Convergência Intertropical). Já em relação à alta troposfera tem-se: AB (Alta da Bolívia), BL (região de Bloqueios Atmosféricos), CNE (Cavado do Nordeste do Brasil), JS (Jato Subtropical), JP (Jato Polar), VCAN sub (Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais), VCAN trop (Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Tropicais). É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (GALLEGO et al., 2005).



**FIGURA 02.** Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (adaptada de SATYAMURTY et al., 1998).

Segundo Uvo (1996), quatro mecanismos principais governam o regime de chuvas na região Nordeste do Brasil: a Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico, o Padrão Dipolo do Atlântico, Eventos El Niño-Oscilação Sul na bacia do Oceano Pacífico e Vórtices Ciclônicos de Ar Superior, Oscilação Decadal do Pacífico, e um mecanismo de escala planetária conhecido como Oscilação Madden Julian (30 – 60).

Além destes, vale destacar a influência de outros fenômenos de menor escala, tais como: as Ondas de Leste, as Linhas de Instabilidade, os Complexos Convectivos de Mesoescala, Frontólise de Frentes Frias, Brisas Marítima e Terrestre.

### **2.2.1 Zona de Convergência Intertropical – ZCIT**

O semiárido brasileiro é a região nordestina que apresenta os menores índices pluviométricos, com chuvas concentradas no verão e outono e pouca precipitação no inverno. Esses baixos totais pluviométricos são devidos, principalmente, à circulação Leste-Oeste, essa circulação geralmente posiciona parte de seu ramo descendente sobre a região, ocasionando movimentos de subsidência e inibindo a formação de nuvens (MOLION, 1987; MOLION e BERNARDO, 2002).

No inverno, com o posicionamento da ZCIT mais ao Norte, e devido a circulação de Hadley, promover movimentos de subsidência associados aos movimentos subsequentes da circulação Leste-Oeste, inibem mais ainda a convecção, tornando, portanto, a estação mais seca (MOLION e BERNARDO, 2002). Já em meados do verão e outono, a ZCIT se posiciona mais ao Sul, enfraquecendo os centros de pressão, e associados à presença dos alísios, aumentam o transporte de umidade favorecendo a convecção e geração de precipitação.

Segundo Varejão-Silva (2006) a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT é parte da circulação geral atmosférica formando-se dentro do ramo ascendente da célula de Walker. Região de baixas pressões em torno do equador geográfico onde ocorre a confluência dos ventos alísios de Nordeste (vindos do Hemisfério Norte - HN), e dos alísios de Sudeste (vindos do Hemisfério Sul - HS), com sua posição coincidente com o equador térmico.

Portanto, baixas pressões, altas temperaturas da superfície do mar, intensa atividade convectiva configuram a formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), formando uma banda de nebulosidade e chuvas no sentido Leste-Oeste (HASTENRATH, 1991).

Em meados do verão e outono, a ZCIT se posiciona mais ao Sul, enfraquecendo os centros de pressão e, associada à presença dos alísios, aumenta o transporte de umidade favorecendo a convecção e geração de precipitação no Nordeste Brasileiro - NEB (MOLION e BERNARDO, 2002). Sobre o Atlântico a ZCIT migra de sua posição mais ao Norte, cerca de 14°N em agosto-setembro, para a posição mais ao Sul, cerca de 5°S durante fevereiro-abril (ALVES, 2008). Se tornando o principal mecanismo responsável pelas chuvas que ocorrem no Norte do Nordeste do Brasil (NNE), durante sua estação chuvosa principal, entre fevereiro e maio (HASTENRATH, 1991; ALVES, 2008).

Estudos sugerem que a ZCIT alcança sua posição mais austral geralmente entre março e abril (HASTENRATH e LAMB, 1977; NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA et al.,1998;

XAVIER et al., 2000; SOUSA et al., 2004). É considerado o principal sistema responsável pela modulação do regime de chuvas no NEB (UVO, 1989).

Aspectos diagnósticos direcionados à formação e atuação da ZCIT no que se refere na variabilidade pluviométrica do NEB, foram avaliados por diversos pesquisadores (XAVIER et al., 2000; COELHO et al., 2004).

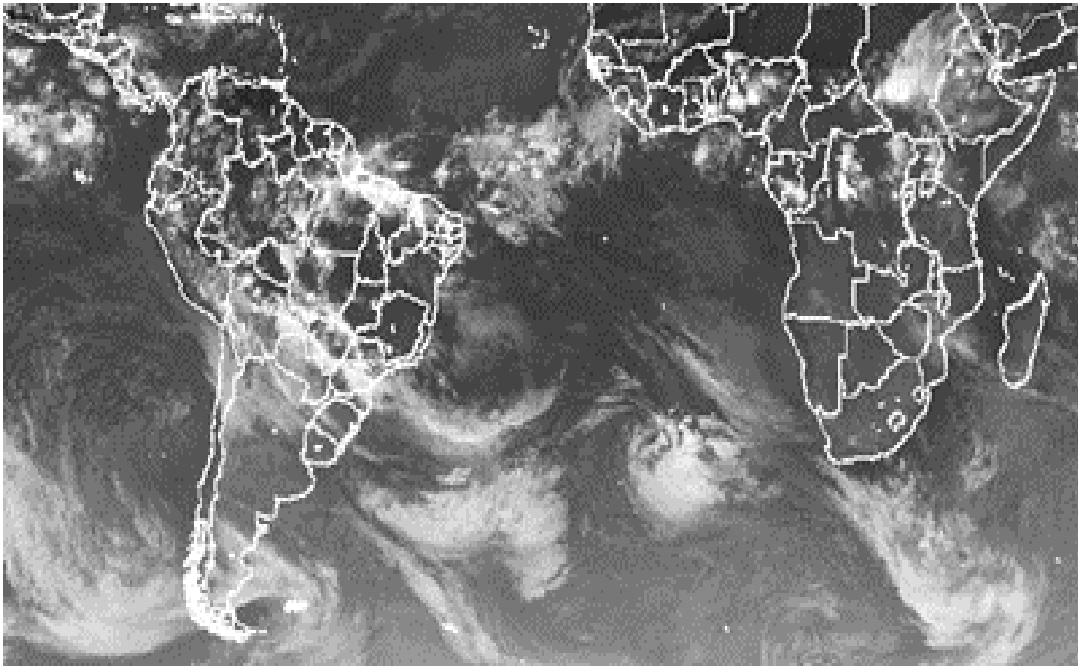
Observações de imagens de satélites indicaram que a intensidade da ZCIT parece aumentar em anos em que os sistemas frontais, tanto do HS como do HN, penetram até as latitudes equatoriais, como é o caso dos anos de eventos La Niña (FERREIRA et al., 2005).

De acordo com Fedorova (2001) as estações chuvosas, frequentemente desastrosas nas regiões tropicais, estão associadas com o deslocamento da ZCIT.

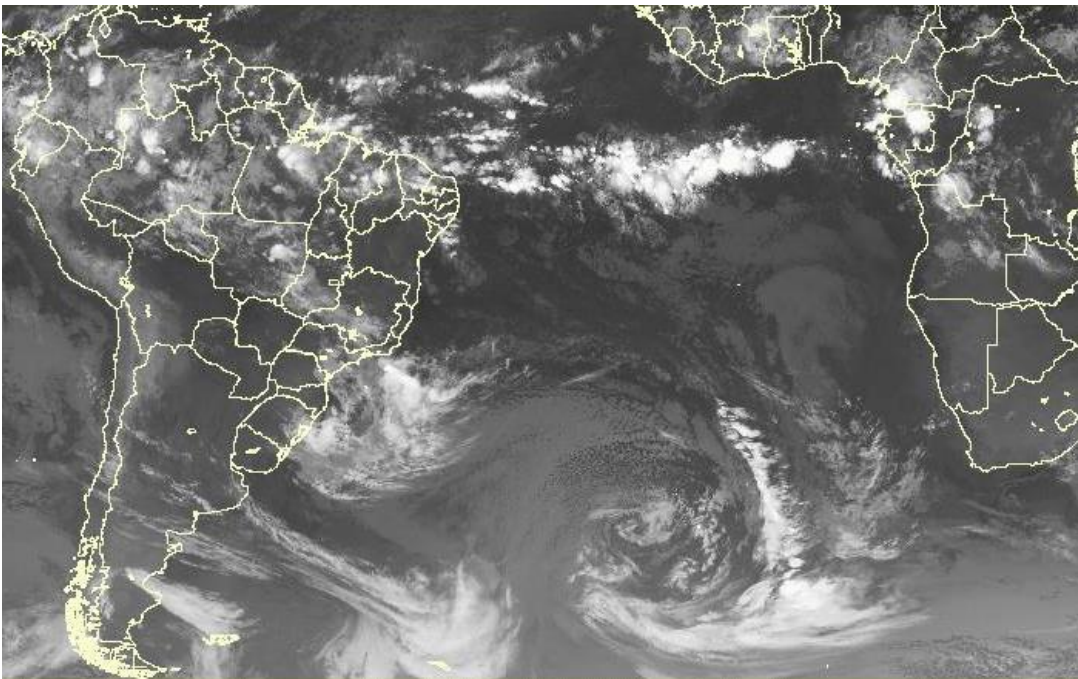
Segundo Nobre e Molion (1987) em anos de seca no NEB, a ZCIT fica bloqueada mais ao Norte de sua posição normal, ficando então debaixo de uma região de subsidência que inibe a precipitação. Em anos chuvosos, ao contrário, a ZCIT move-se até cerca de 5°S e torna-se intensa com o aumento da convergência. As chuvas (secas) no NEB, portanto, coincidem com o posicionamento da ZCIT mais para o Sul (Norte) (LOBO, 1982; UVO et al., 1988).

Embora atue principalmente sobre o NNE, quando muito ativa a ZCIT aumenta o gradiente de pressão entre o equador e os subtrópicos. Com o gradiente aumentado facilita uma maior penetração de sistemas frontais em latitudes equatoriais que produzem precipitação (NOBRE; MOLION, 1988).

Na **Figura 03 (a e b)** é possível observar o posicionamento médio da ZCIT nos meses de março e abril, meses em que se inicia o período de chuvas no estado do Rio Grande do Norte, onde também é possível notar a inclinação com que a ZCIT adentra no continente americano, sendo que na sequência, a mesma se estabiliza no sentido Leste – Oeste.



a) ZCIT no dia 13/03/2012, às 11:00 TMG



b) ZCIT no dia 17/04/2012, às 12:15 TMG

**Figura 03 – Posicionamento médio da ZCIT observado em a) Março e b) Abril.  
Fonte: DSA/CPTEC/INPE.**

Segundo estudos de Moura e Shukla (1981) e Nobre e Shukla (1996), as variações das chuvas no Leste do NEB, podem ser atribuídas às anomalias da posição e intensidade da ZCIT,

causadas por anomalias de temperatura da superfície do Atlântico Sul, e pela ocorrência do fenômeno ENOS no Pacífico Equatorial.

A aproximação da ZCIT de dezembro a março também contribui para a intensificação das LI (CAVALCANTI, 1982). Segundo Cohen et al. (1989) as linhas de instabilidade contribuem com 45% da precipitação durante o período chuvoso no Norte do NEB.

Quando as águas superficiais do Atlântico Norte estão mais frias que as do Atlântico Sul, a pressão atmosférica torna-se maior na bacia Norte e provoca a intensificação dos ventos alísios de Nordeste e o enfraquecimento da componente meridional dos alísios de Sudeste. Como consequência, a ZCIT se desloca em direção às latitudes Sul. Esse padrão, chamado de Dipolo Negativo do Atlântico, é favorável às chuvas para o setor Norte do Nordeste do Brasil, como visto por Souza et. al., (1997) e Souza et. al., (1998).

No chamado Dipolo Positivo do Atlântico, ocorre o contrário. Conforme os resultados de Xavier & Xavier (1999), a maior pressão atmosférica sobre o Atlântico Sul, decorrente da menor temperatura relativa à superfície, impede que a ZCIT desça abaixo da linha do Equador pela intensificação dos alísios de Sudeste, influenciando negativamente no volume de chuvas no NEB.

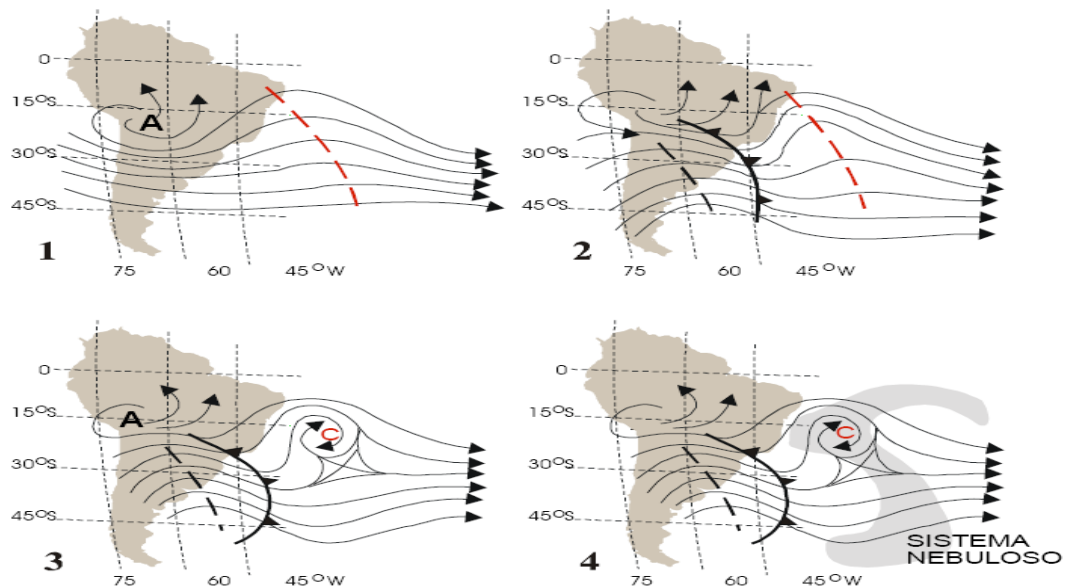
### **2.2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis - VCANs**

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) também favorecem as chuvas na região Nordeste, observados principalmente nos meses de setembro a abril, com maior ocorrência em janeiro, provocando chuvas na região Norte e Nordeste do NEB, na periferia do vórtice e tempo limpo na parte central e Sul do NEB, no centro do vórtice (GAN, 1982).

Atuando tanto na formação quanto na inibição da convecção, dependendo de seu posicionamento, onde em seu interior com movimentos subsidentes inibe totalmente a precipitação e em suas periferias grandes volumes precipitados podem ocorrer, são os VCANs, sistemas que se movem no sentido Leste-Oeste preferencialmente (ALVES, 2001). O mesmo autor estudou um intenso e persistente VCAN, entre 04 e 12 de janeiro de 1999, sobre o oceano Atlântico Tropical Sul e proximidades. Tal sistema causou chuvas intensas em várias áreas do semiárido nordestino, com valores superiores a 100 mm.

É um mecanismo de escala sinótica definido como centros fechados de baixa pressão situados na alta troposfera que atua sobre parte do NEB, podendo atuar durante 4 a 8 semanas sobre algumas regiões, é conhecido como Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) ou de Ar Superior (VCAS). Seu aparecimento está relacionado com a circulação geral da atmosfera, com um centro de alta pressão localizado sobre a Bolívia, chamado Alta da Bolívia (AB), com a posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a penetração de Sistemas Frontais oriundos do Sul (MOLION e BERNARDO, 2002; SILVA 2005; CAVALCANTE et. al. 2009).

Atuam tanto na formação quanto na inibição da convecção, o centro do vórtice ciclônico é mais frio do que sua borda, havendo subsidência de ar frio e seco no centro e ascendência de ar úmido e quente na periferia, caracterizando uma circulação termicamente direta (GAN, 1982). Em seu interior com movimentos subsidentes inibe totalmente a precipitação e em suas periferias grandes volumes precipitados podem ocorrer (**Figura 04**). Silva (2005) relacionou a nebulosidade e a precipitação associadas a VCAN e confirmou que o centro do vórtice inibe a chuva enquanto que a periferia do vórtice a precipitação aumenta.



**Figura 04 – Esquemática da formação do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) de 1 – 3 e a nebulosidade associada ao Vórtice em 4. Fonte: VAREJÃO-SILVA, 2006.**

Calbete e Satyamurty (1996) sugerem que os vórtices ciclônicos de altos níveis são um dos principais sistemas meteorológicos que provocam alterações no tempo do Nordeste. Quando os vórtices invadem o Brasil, na maioria das vezes próximo a Salvador (BA),

favorecesse a ocorrência de chuvas no setor norte-nordeste e de céu claro no setor sul e central do Nordeste. Ao se deslocar para oeste, os vórtices, com o centro sobre o interior do continente, inibem a ocorrência de chuvas na sua parte central. Os vórtices também influenciam o deslocamento para norte dos sistemas frontais, contribuindo para a permanência de frentes frias sobre a região Sudeste, onde causam precipitações persistentes.

Ocorrem preferencialmente entre os meses de novembro a março (**Figura 05**). Estes se movem para Oeste com velocidade de 4° a 6° de longitude por dia e têm sua maior frequência no mês de janeiro (GAN, 1983; ALVES, 2001; VAREJÃO-SILVA, 2006).

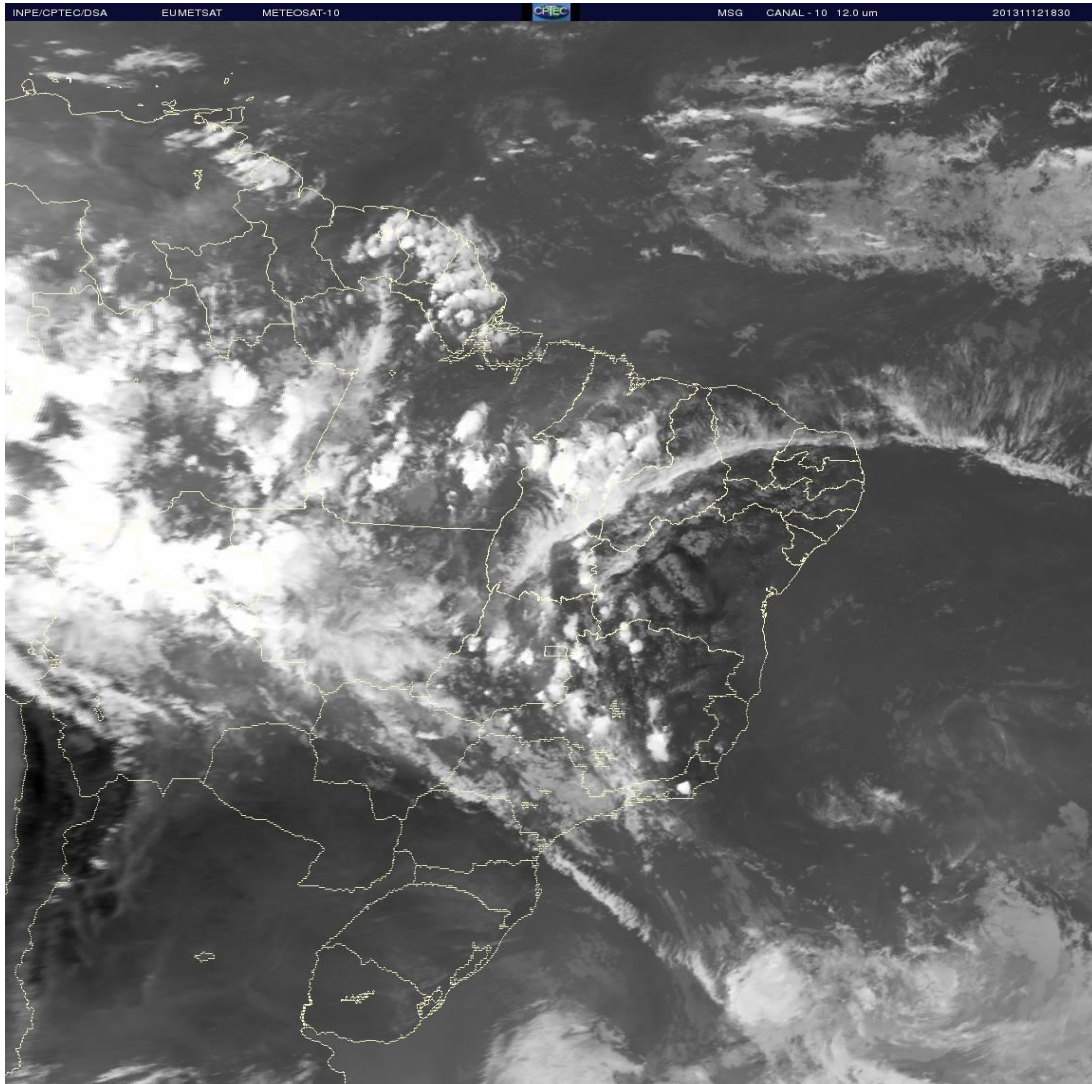
Um dos primeiros estudos abordando os VCANs na América do Sul (AS) foi feito por Aragão (1975), que observou uma circulação ciclônica fria próxima à costa Leste do Nordeste do Brasil.

Estudos têm mostrado que a formação dos VCANs ocorre devido à intensificação da Alta da Bolívia (AB), associada à penetração de sistemas frontais vindos das altas latitudes (KOUSKY; GAN, 1981) e como provável mecanismo dissipador do aquecimento do continente sobre a área de atuação destes.

Uma maior atuação dos VCANs observada por Kousky e Gan (1981) foi nos meses de verão, por causa do padrão do escoamento nesta estação estar predominantemente associado a uma fonte de aquecimento no continente. Já nos meses de inverno não foi observada, pois a circulação em altos níveis torna-se um padrão zonal, devido a ausência de uma fonte de aquecimento. Os autores notaram a existência de uma nebulosidade em forma de “S” associada à circulação em altos níveis sobre o NEB, Ramirez (1996) explicou que o deslocamento dos VCANs pode ser regular e irregular, regular no sentido Leste-Oeste e irregular no sentido contrário.

Para a sua manutenção, os VCANs transformam energia potencial em energia cinética, através do movimento descendente no centro frio e ascendente na sua periferia (KOUSKY e GAN, 1981). E de acordo com o mecanismo de formação dos VCANs, os mesmos sugeriram serem gerados pela intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), causando a intensificação da Alta da Bolívia (AB). Outros autores também estudaram e geraram informações sobre os VCANs tropicais: Ramirez (1996), Paixão (1999), Mishra e Rao (2001), Silva (2005), Mishra et al. (2007), Coutinho (2008) e Costa (2009).





**Figura 05 – Atuação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN).  
Fonte: DSA/CPTEC/INPE 12.11.2013 as 18:30 TMG.**

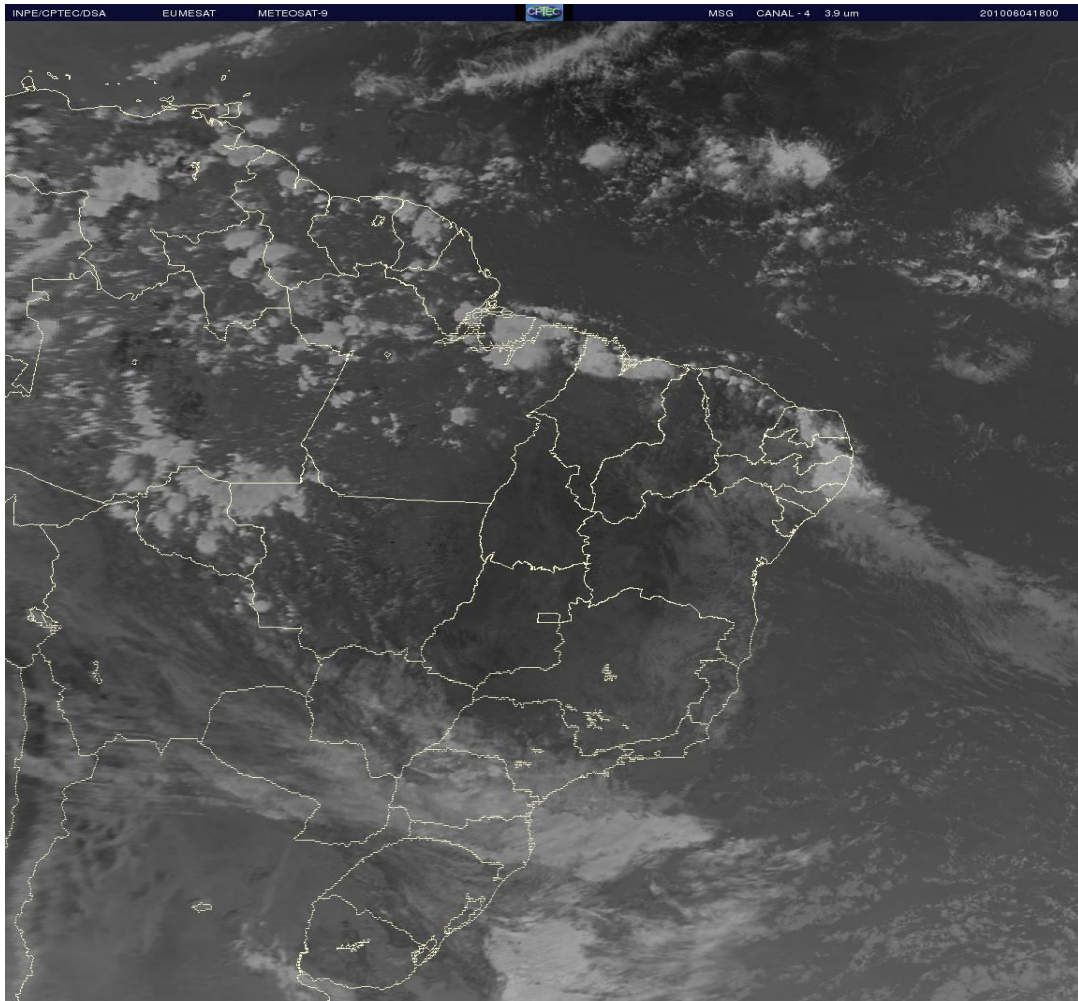
### **2.2.3 Remanescentes de Sistemas Frontais ou Frontólises**

Kousky (1979) afirmou que os sistemas frontais são importantes na geração e alimentação da precipitação, atuando basicamente na região Sul do NEB. Tais sistemas auxiliam no máximo de precipitação principalmente na parte Sul da Bahia, diminuindo sua atuação ao se deslocar para Norte.

Estudos mostraram que o maior número de passagens de sistemas frontais correspondem a uma maior precipitação nas áreas Sul e Oeste do NEB. A penetração de sistemas frontais, ou seus remanescentes, atua entre as latitude 18°S a 5°S. A penetração até latitudes equatoriais ocorre mais frequentemente no inverno do Hemisfério Sul (HS) (**Figura 06**), pois o



posicionamento médio da ZCIT, no equador meteorológico, é em torno de 10°N a 14°N nessa época (KOUSKY, 1979; OLIVEIRA, 1986)



**Figura 06 - Nebulosidade associada ao Sistema Frontal atuando no NEB e RN. Fonte: DSA/CPTEC/INPE 04.06.2010 as 18:00 TMG.**

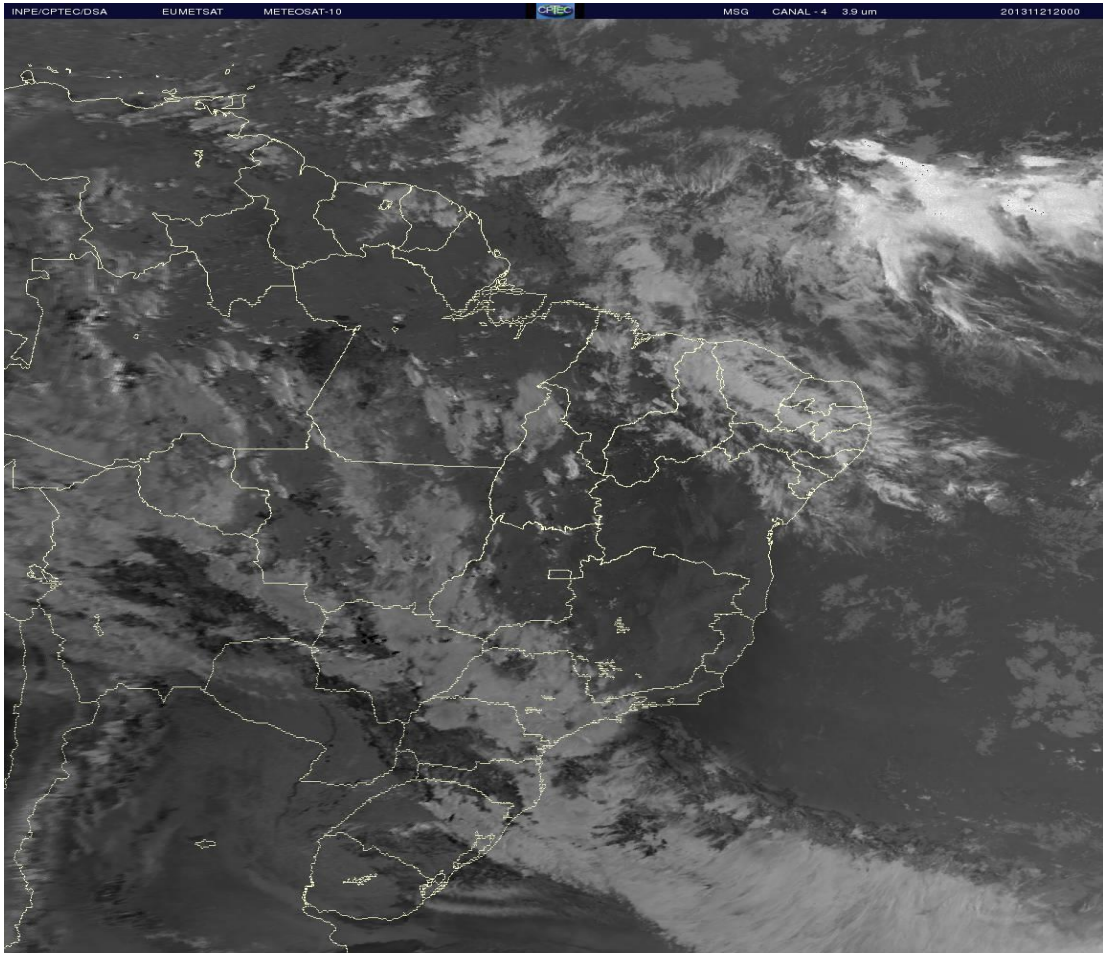
Dependendo das configurações, pode ocorrer a penetração de sistemas frontais ou seus remanescentes, auxiliando na formação de precipitação no início do outono (KOUSKY, 1979).

Durante a primavera-verão do HS, os sistemas frontais se posicionam sobre a parte central do continente Sul-Americano, com inclinação de NW-SE preferencialmente, dando origem a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

#### **2.2.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS**

A zona de convergência do Atlântico Sul, é um importante sistema climático atuante principalmente na estação de verão na América do Sul. Segundo Kodama (1992, 1993),

Satyamurti et. al., (1998) e Carvalho et al., (2002) foi definida como uma banda de nebulosidade de grande atividade convectiva, atuante no sentido noroeste - sudeste, desde a região amazônica até a região subtropical do Oceano Atlântico (**Figura 07**). Juntamente com a intensa atividade convectiva que ocorre na bacia amazônica, pode ser considerado um dos principais sistemas de monção atuante na América do Sul (SMAS) (JONES; CARVALHO, 2002).



**Figura 07 – Nebulosidade associada a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).**

**Fonte: DSA/CPTEC/INPE 21.11.2013 as 20:00 TMG.**

Segundo Molion e Bernardo (2002) os sistemas frontais posicionados sobre a parte central da AS durante a primavera e o verão, se orientam de NW-SE, configurando a ZCAS. Enquanto seu deslocamento para latitudes mais baixas entre 12° - 15° S persiste, causa a estação chuvosa no Sul do NEB, que tem como principais mecanismos causadores de precipitação a estacionaridade dos sistemas frontais pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas terrestres e marítimas. A partir de abril, com a dissipação as ZCAS se deslocam para a costa leste do NEB.

### **2.2.5 Zona de Convergência do Leste do Nordeste - ZCEN**

Entre abril e julho, observa-se que uma zona de convergência se instala sobre a costa leste do NEB, configurando uma nova zona chamada Zona de Convergência do Leste do Nordeste (ZCEN) e constitui-se em um dos mecanismos dinâmicos mais importantes para a produção de chuvas sobre o ENE, que apresenta seus quatro meses mais chuvosos nesse período (MOLION e BERNARDO, 2002).

Existem duas hipóteses de formação da ZCEN. A primeira hipótese é que ZCEN nada mais seja que a ZCAS deslocada para latitudes baixas, já que a ZCIT começa a se dirigir para o HN a partir de abril, porém de estrutura vertical rasa (até 700 hPa). Nesse caso, de acordo com Gan (1983), para a ZCEN se formar, é necessária a penetração de uma frente fria, ou um cavado em altos níveis, para organizar a convecção tropical. A segunda hipótese é que a ZCEN seja resultante da interação da convecção tropical e convergência de umidade, transportada pelos Alísios, em baixos níveis que aconteceria preferencialmente nesse período.

Segundo Molion e Bernardo (2002), em anos chuvosos, 30 a 40% dos totais pluviométricos do período mais úmido (AMJJ), são devidos à convecção causada pelo deslocamento da Zona de Convergência do Leste do NE (ZCEN), alimentada pela convergência de umidade direcionada pelos Alísios. Ainda segundo os autores, perturbações ondulatórias nos ventos Alísios (POAs) e as brisas marítima e terrestre, associadas à topografia e à convergência de umidade, completam o quadro de fenômenos de escala menor, responsáveis por 60 a 70 % do total pluvial da quadra chuvosa.

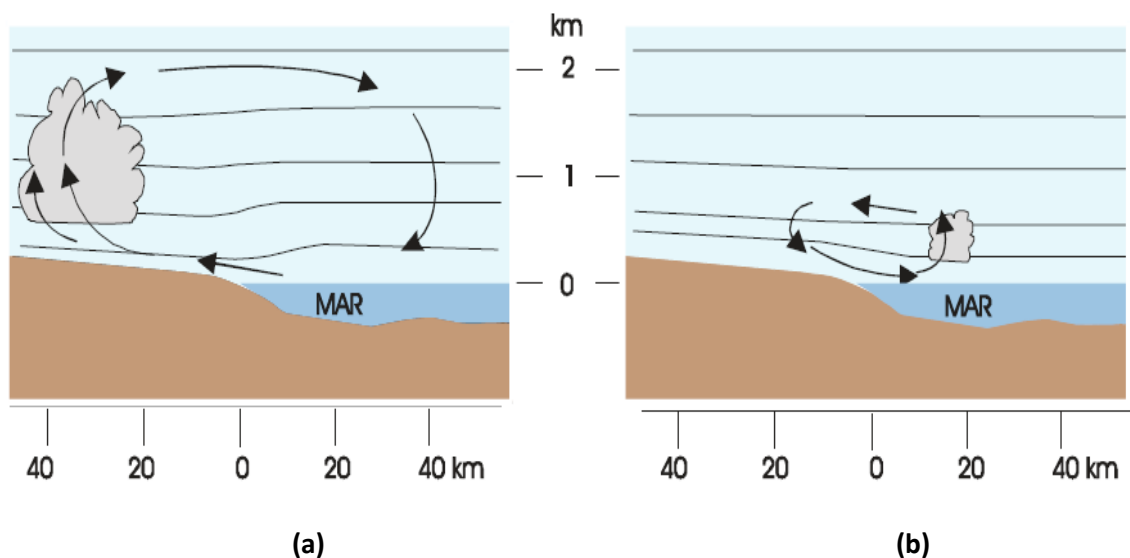
### **2.2.6 Brisas Marítima e Terrestre**

Na região costeira Leste o máximo de precipitação também está ligada a maior atividade de circulação de brisas que advectam bandas de nebulosidade para o continente e à ação de frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa entre os meses de maio a julho (KOUSKY, 1979).

Kousky (1980) também notou que os máximos de precipitação na região Leste do NEB, entre maio e julho também podem estar associados à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, que deve ser mais intensa durante o outono e inverno, quando os contrastes de temperatura entre a terra e o mar são maiores.

Na costa Leste do NEB a ocorrência de uma zona de convergência noturna associada à brisa terrestre, parece ser favorecida pelos ventos de sudeste nos meses de abril a julho, que sopram perpendiculares à costa durante o outono e inverno no Hemisfério Sul.

Segundo Fedorova (2001) e Varejão-Silva (2006), devido ao aquecimento diferencial das superfícies, ocorrem inversões na componente horizontal do gradiente de pressão, resultando na formação de ventos que mudam de direção com certa periodicidade, também chamados de brisas, marítimas e terrestres. Durante o dia o continente se aquece mais rapidamente que o oceano adjacente, fazendo com que a pressão sobre o continente seja mais baixa que sobre o oceano. Isto faz com que o vento à superfície sopre do oceano para o continente, vento esse denominado de brisa marítima como visto na **Figura 08**.



**Figura 08 – Corte vertical da atmosfera, onde as linhas horizontais mostram altura (km) das isóbaras e as setas representam a direção do vento, Brisa Marítima em a) e Brisa Terrestre em b). Fonte: VAREJÃO-SILVA, 2006.**

Fedorova (2001) afirma que brisa marítima chega a penetrar até 100 km para dentro do continente dependendo das distribuições orográficas no entorno da faixa costeira. No período da noite o continente perde calor mais rapidamente que o oceano, fazendo com que esse fique com temperaturas mais elevadas se comparadas às do continente. Dessa forma a pressão fica maior sobre o continente, fazendo com que o vento sopre do litoral para o oceano, vento esse chamado de brisa terrestre. A brisa terrestre tem menos magnitude, logo, avança menos quilômetros para dentro do mar.

As brisas terrestre e marítima nem sempre são percebidas. No Nordeste do Brasil, onde os ventos alísios são persistentes e intensos durante todo o ano, quase sempre as brisas apenas contribuem para mudar um pouco a direção e a velocidade desses. Dependendo da orientação da costa, a velocidade do vento, resultante da superposição alísio-brisa, pode ser maior ou menor que a do alísio (VAREJÃO-SILVA, 2001, 2006).

Mota (1997) verificou que ocorre acoplamento com brisas marítimas e terrestres e de vale-montanha, dependendo da hora e local, o que gera convecção e precipitação.

### **2.2.7 Distúrbios Ondulatórios de Leste ou Ondas de Leste - OL**

Estudos observacionais realizados na região tropical atestam a existência de distúrbios ondulatórios de escala sinótica deslocando-se de leste para oeste desde a costa da África até a costa Brasileira levando grande quantidade de chuvas para tal (**Figura 09**).

Gandú (1996) em seus estudos sugere que as anomalias da precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil também estão relacionadas à ação destas ondas de leste. Formadas no campo da pressão ao longo dos alísios, na faixa tropical do globo. Tendo um período médio de 4 a 5 dias e com uma velocidade de cerca de  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Esses distúrbios, que ocorrem tanto no Oceano Pacífico (PALMER, 1952; CHANG, 1970; YANAI et al., 1968; WALLACE & CHANG, 1969; TAI & OGURA, 1987) quanto no Oceano Atlântico Tropical (REED et al., 1988; MERRIT, 1964), são conhecidos por mais de meio século.

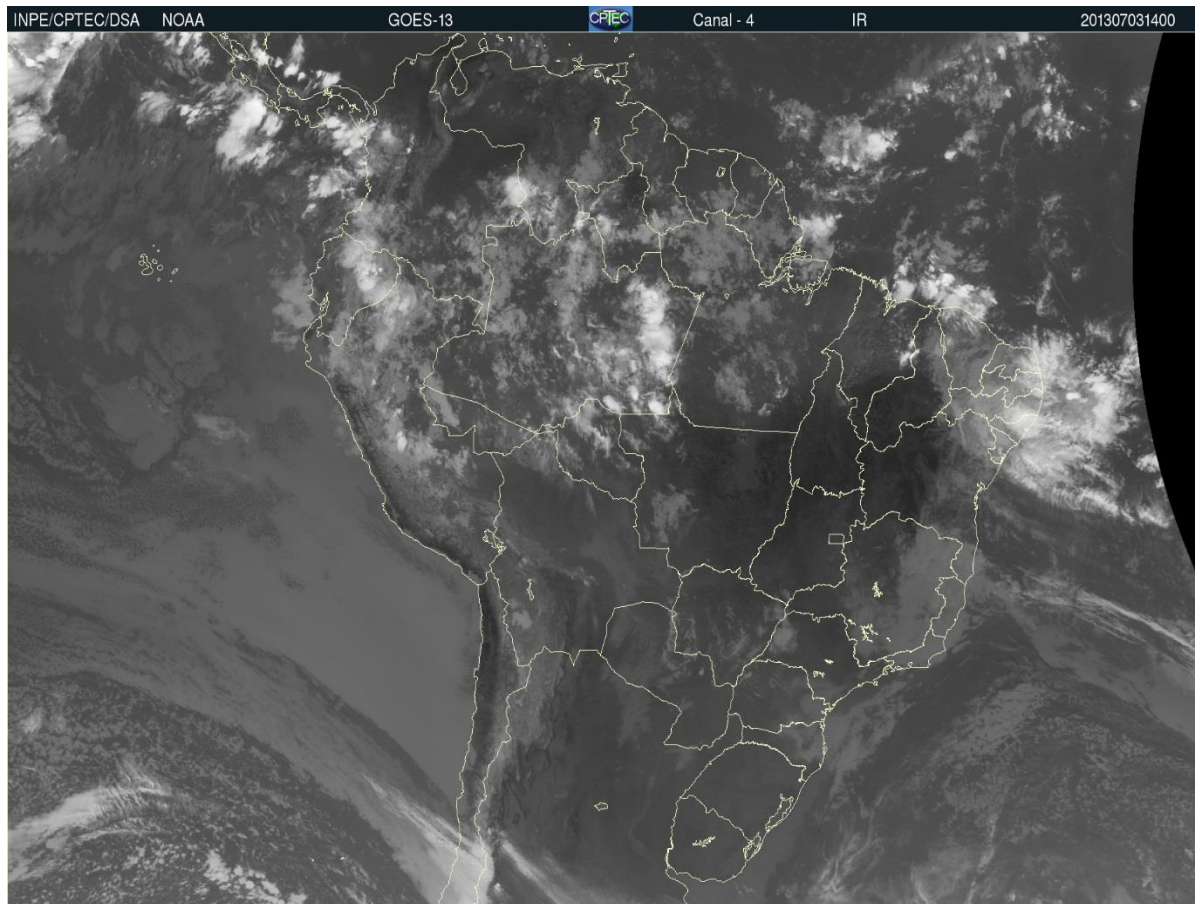
As OL podem atingir o continente brasileiro, principalmente na faixa equatorial, são regiões intercaladas por Nebulosidade (NIETO FERREIRA; SCHUBERT, 1997). São sistemas que atuam desde o Norte do Rio Grande do Norte até a Bahia, no período de maio a agosto (outono e inverno) (MOTA; GANDU, 1998).

São comuns na maioria dos anos, e sua intensidade depende da temperatura da superfície do Mar (TSM), do cisalhamento do vento, dos efeitos da orografia e da circulação de brisa marítima e terrestre, de forma que intensificam ou dissipam esse tipo de sistema.

Segundo Ratisbona (1976) um dos primeiros pesquisadores a investigar a ocorrência dos distúrbios de Leste foi Visser em 1925. Estes distúrbios costumam atuar em duas regiões distintas, uma sobre o Oceano Atlântico Norte (ATN) e outra sobre o Oceano Atlântico Sul (ATS), ambas atuam na mesma época do ano, de maio a agosto. Com seu máximo de atuação



em junho sobre o litoral Leste do NEB, indo do Rio Grande do Norte até a Bahia, são massas de ar instáveis, profundas e úmidas, por causa da atuação dos ventos alísios de Sudeste.



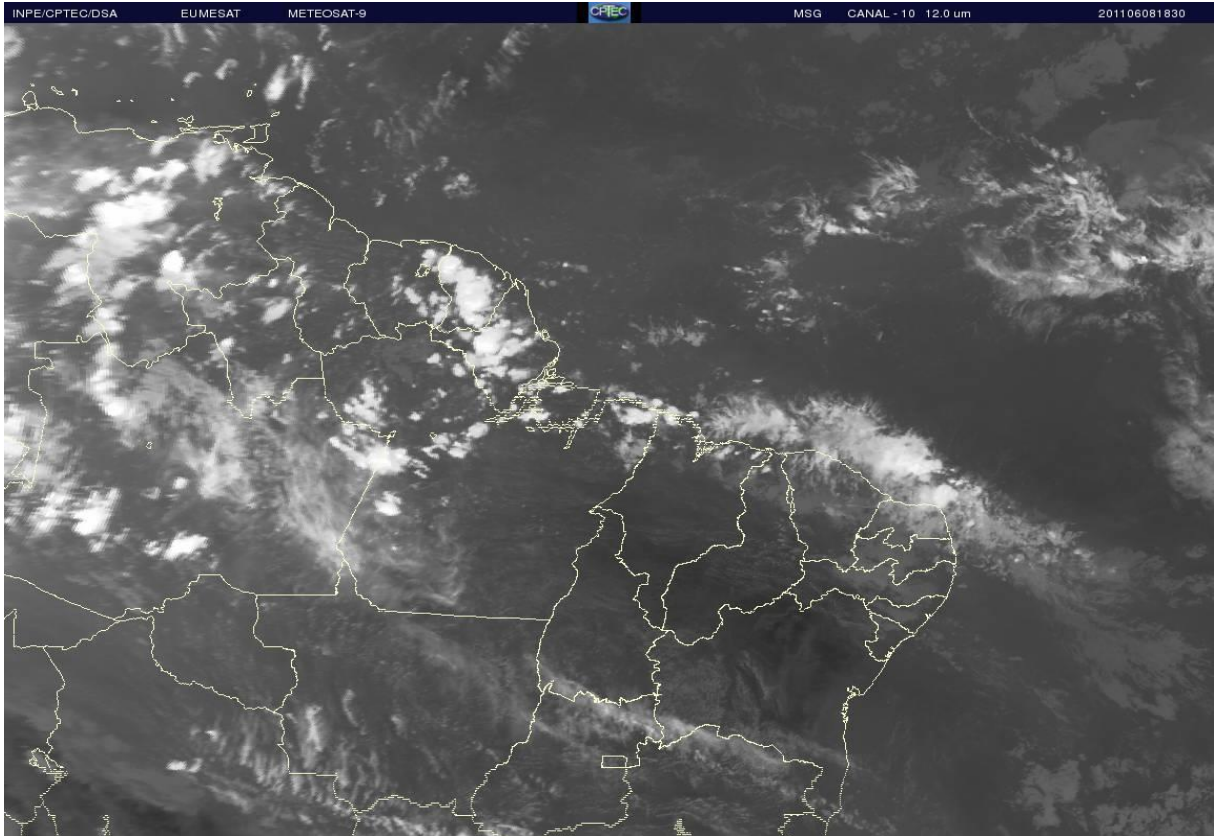
**Figura 09 – Nebulosidade associada à Ondas de Leste sobre o Nordeste.**

**Fonte: DSA/CPTEC/INPE 03.07.2013 as 14:00 TMG.**

Reis et al. (2000) observaram um acoplamento entre um VCAN e um distúrbio de Leste, influenciando intensamente no regime de precipitação no NEB naquela ocasião. Paiva Neto (2003) observou que no Atlântico, em particular, as temperaturas da superfície do mar (TSM) podem influenciar diretamente o desenvolvimento dos distúrbios de Leste, já que anomalias de TSM positivas, aliadas a outros fatores locais, podem propiciar maior evaporação e, conseqüentemente, áreas de nebulosidade mais extensas e com nuvens mais profundas. O autor afirmou também que os distúrbios de Leste afetam a estrutura termodinâmica da atmosfera, em geral, com aumento na umidade e na espessura da camada. Por outro lado, a magnitude desse aumento depende das condições reinantes no ambiente por ocasião da chegada do distúrbio. A existência de convergência de umidade em baixos níveis, associada ao escoamento médio (alísios) parece ser um fator decisivo para a ocorrência de totais pluviométricos acima da média no Leste do NEB.

## 2.2.8 Linhas de Instabilidade - LI

Outro fenômeno relevante na contribuição dos regimes pluviométricos, principalmente da região da costa norte do Nordeste brasileiro, são as linhas de instabilidade, que são formadas inicialmente por circulação de brisa marítima e a interação com os alísios, induzindo a formação de uma linha de nuvens cumulunimbos paralela à costa, **Figura 10**.



**Figura 10 – Linhas de Instabilidade atuando sobre a costa do Nordeste brasileiro.**

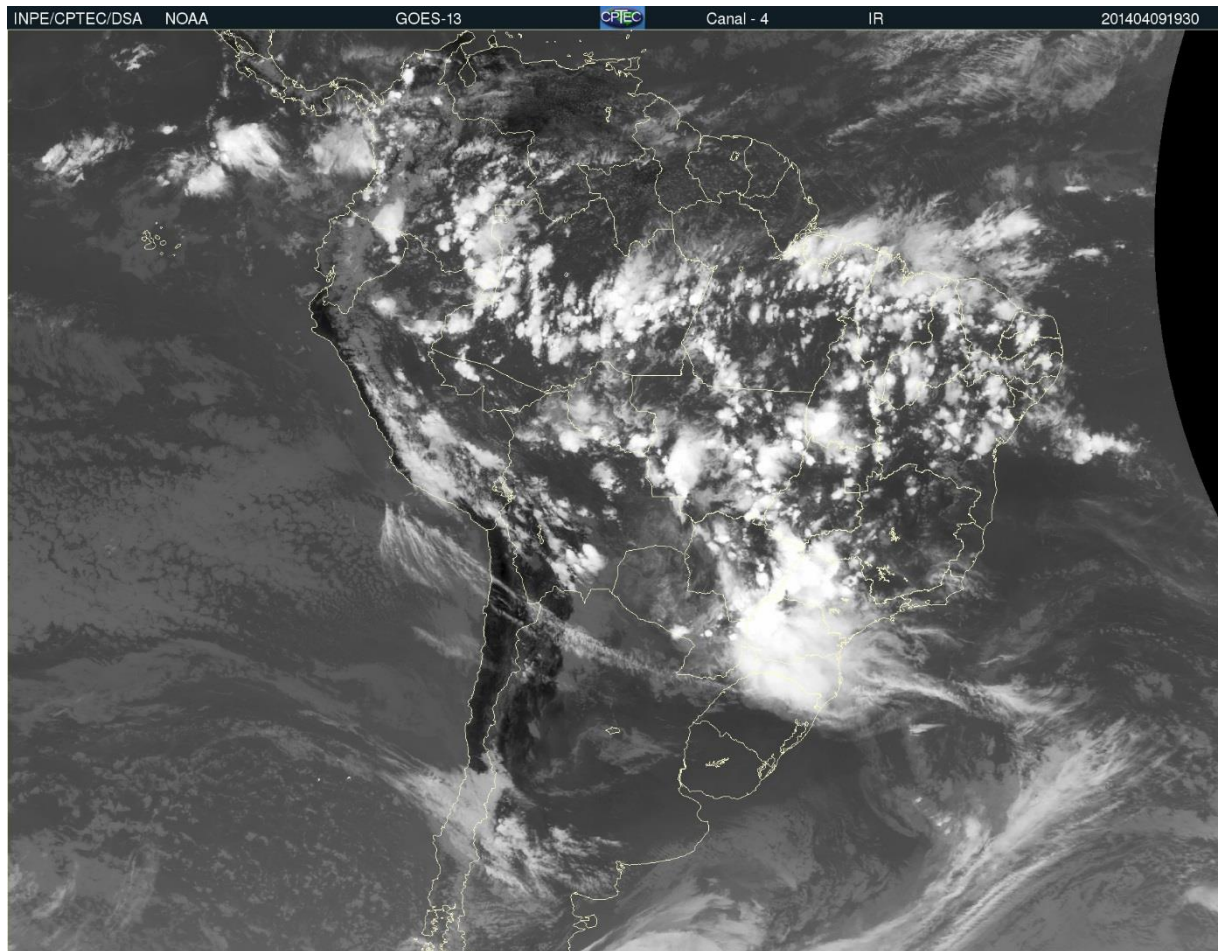
**Fonte: DSA/CPTEC/INPE 08.06.2011 as 18:30 TMG.**

De acordo com Cavalcanti (1982), formam-se basicamente pela maior quantidade de radiação que chega à região tropical, com isso maior evaporação, acarretando no desenvolvimento de nuvens, estas formam-se em maior quantidade no final do período da tarde e anoitecer, quando a convecção torna-se mais ativa, conseqüentemente provocando chuvas no litoral Norte do Nordeste. A aproximação da ZCIT de dezembro a março também contribui para a intensificação das LI. O mesmo autor mostrou que as linhas de instabilidade têm maior frequência nos meses de outono e inverno austral.

Segundo Cohen et al. (1989) as linhas de instabilidade contribuem com 45% da precipitação durante o período chuvoso no Norte do NEB.

### 2.2.9 Complexos Convectivos de Mesoescala - CCMs

O aquecimento radiativo da superfície gera atividade convectiva que contribui para o desenvolvimento de CCMs, sistemas que são responsáveis por intensa precipitação, **Figura 11**.



**Figura 11 – Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Norte e Nordeste do Brasil.**

**Fonte: DAS/CPTEC/INPE 09.04.2014 as 19:30 TMG.**

Souza et al. (1998) os descreve como aglomerados de nuvens cúmulos e cumulonimbos chamados de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) formam-se devido às condições locais favoráveis como temperatura, umidade, relevo e pressão, gerando grande atividade convectiva provocando chuvas intensas e de curta duração, normalmente acompanhadas de fortes rajadas de vento.

Geralmente as chuvas associadas a este fenômeno meteorológico ocorrem de forma isolada, atuando entre os meses de primavera e de verão no hemisfério Sul, formando-se no período noturno com um ciclo de vida entre 10 e 20 horas (SOUSA FILHO, 2003; BARBOSA; CORREIA, 2005).

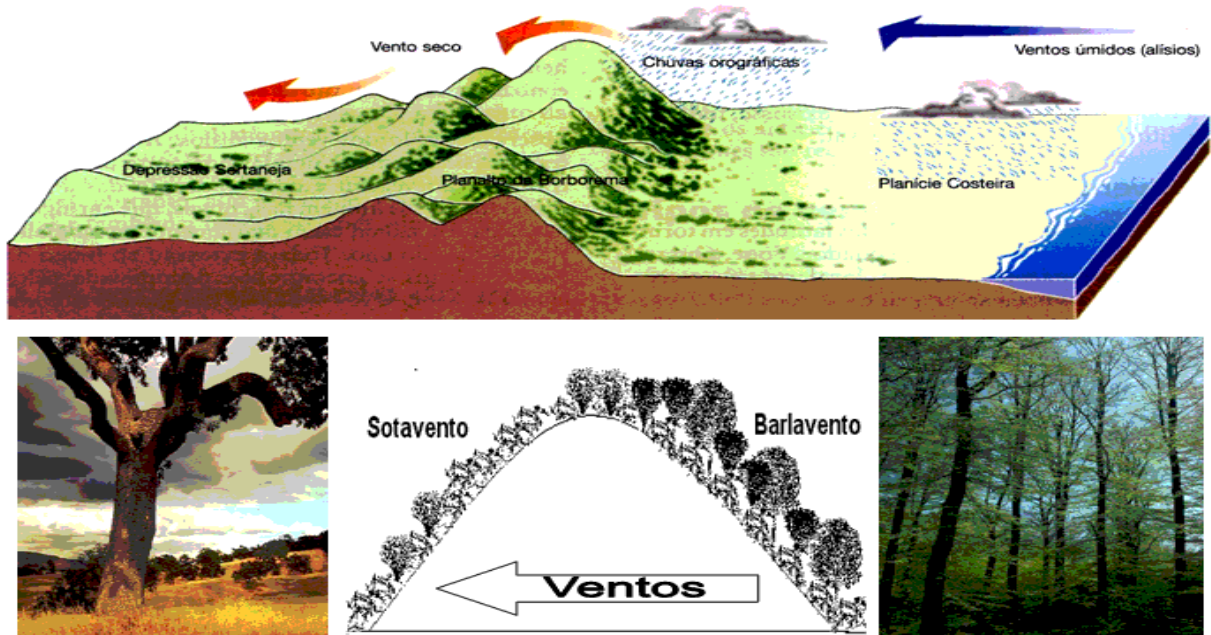


Portanto, pode - se dizer que os CCMs constituem num importante mecanismo gerador de grandes volumes precipitados em anos chuvosos sobre a maior parte do semiárido nordestino (SILVA ARAGÃO *et al.*, 2007).

Estudos evidenciam que CCMs se formam a partir de condições favoráveis em grande escala. No ano de 1985, por exemplo provocou chuvas intensas durante o período chuvoso, levando em conta o fato da estação chuvosa do ano ter sido acima da normal climatológica, principalmente para a região semiárida do Nordeste do Brasil (RAO et al, 1997; ROUCOU et al, 1996; RAO et al, 1995).

### 2.2.10 Chuvas Orográficas, ou Circulação de Vale-Montanha

O NEB possui uma Serra estendida no sentido Sul-Norte conhecida como Chapada Diamantina ou da Borborema (**Figura 12**), que interfere na atuação de mecanismos formadores de precipitação, responsável pelos grandes contrastes entre os volumes de chuva em cada lado da barreira montanhosa.



**Figura 12 – Esquema de formação de chuvas orográficas.**

Barbosa (1998) argumenta que algumas das áreas mais secas do NEB, as quais recebem 300 mm/ano, são vales localizados à sotavento da barreira topográfica que se eleva até 1000 m de altura, onde os ventos chegam secos (sem umidade). Por outro lado, à barlavento das barreiras existem áreas bastante úmidas, propícias á agricultura.

Segundo Moscati e Gan (2007) seguindo o pressuposto de que a ocorrência de eventos extremos de precipitação na região semiárida sejam modulados pela justaposição simultânea de sistemas, quando os ventos de Leste e Sul em 850 hPa se intensificam, a precipitação tende a diminuir. Entretanto, se tais ventos diminuem de intensidade ou se tornam de Norte ou de Oeste, a precipitação aumenta.

Por parecer contraditório, já que ventos de Leste e Sul tendem a transportar umidade para o interior do continente, explicam que, esse fato é verdadeiro em relação à faixa litorânea, porém, devido à orografia, pela existência de uma serra no interior do continente acompanhando o Litoral, quando os ventos de Leste encontram essa barreira topográfica, ascendem e provocam precipitação orográfica, logo, esses ventos chegam secos na região do sertão. Além disso, esses ventos de Leste carregam ar mais frio do que o presente na região, portanto, como o ar frio retém menos umidade, sugere-se que ao penetrar é aquecido e a umidade relativa diminui. Nesse caso, o ar tem que ir para níveis mais altos para saturar, havendo, portanto, menos precipitação (REBOITA et al. 2010).

Mota (1997) verificou que ocorre acoplamento com brisas marítimas e terrestres e de vale-montanha, dependendo da hora e local, o que gera convecção e precipitação.

## **2.3 Influência dos oceanos nos mecanismos meteorológicos atuantes no Nordeste**

### **2.3.1 Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico – Dipolo do Atlântico**

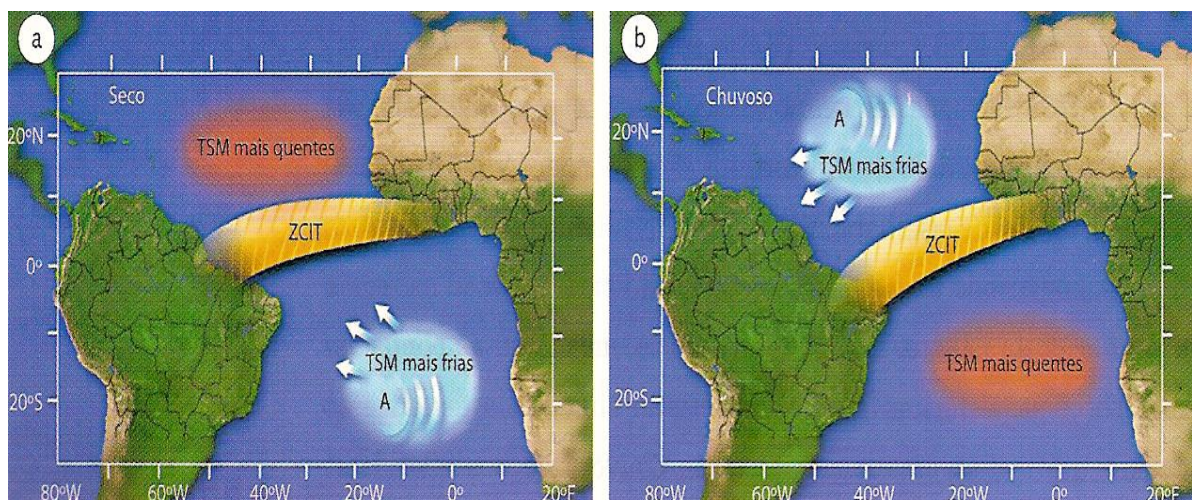
O modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala dominante sobre a bacia do Atlântico Tropical, conhecido como Padrão Dipolo do Atlântico (HASTENRATH & HELLER, 1977; UVO et al. 1994; MOURA; SHUKLA, 1981 e NOBRE; SHUKLA, 1996), é caracterizado pela configuração espacial de sinais opostos de anomalias de TSM na bacia Norte-Sul do Atlântico Tropical.

Esse padrão inverso gera um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico sobre o Atlântico Equatorial (WAGNER, 1996), que, por sua vez, exerce influência no deslocamento Norte-Sul da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT (HASTENRATH; GREISCHAR, 1993), o qual constitui-se no principal sistema meteorológico controlador de precipitação na região semiárida do Nordeste.

Quando as águas superficiais do Atlântico Norte estão mais frias que as do Atlântico Sul, a pressão atmosférica torna-se maior na bacia Norte e provoca a intensificação dos ventos alísios de Nordeste e o enfraquecimento da componente meridional dos alísios de Sudeste. Como consequência, a ZCIT se desloca em direção às latitudes Sul. Esse padrão, chamado de Dipolo Negativo do Atlântico, é favorável às chuvas para o setor Norte do Nordeste do Brasil, como visto por Souza et. al.,(1997; 1998).

No chamado Dipolo Positivo do Atlântico, ocorre o contrário. Conforme os resultados de Xavier e Xavier (1999), a maior pressão atmosférica sobre o Atlântico Sul, decorrente da menor temperatura relativa à superfície, impede que a ZCIT desça abaixo da linha do Equador pela intensificação dos alísios de Sudeste, influenciando negativamente no volume de chuvas no NEB.

Conforme Sousa et. al., (1997), em anos onde não se configura um padrão de dipolo gradiente, mas sim uma homogeneidade entre as bacias Sul e Norte do Atlântico, o que se observa são anos de aquecimento (resfriamento) associados a chuvas variando de normal a abaixo da normal climatológica (normal a acima da normal climatológica). **Figura 13.**



**Figura 13 - Esquema do padrão oceânico e atmosférico sobre a bacia do Oceânico Atlântico, em: a) anos secos ou muito secos e b) anos normais, chuvosos e muito chuvosos. Fonte: NCEP-NOAA.**

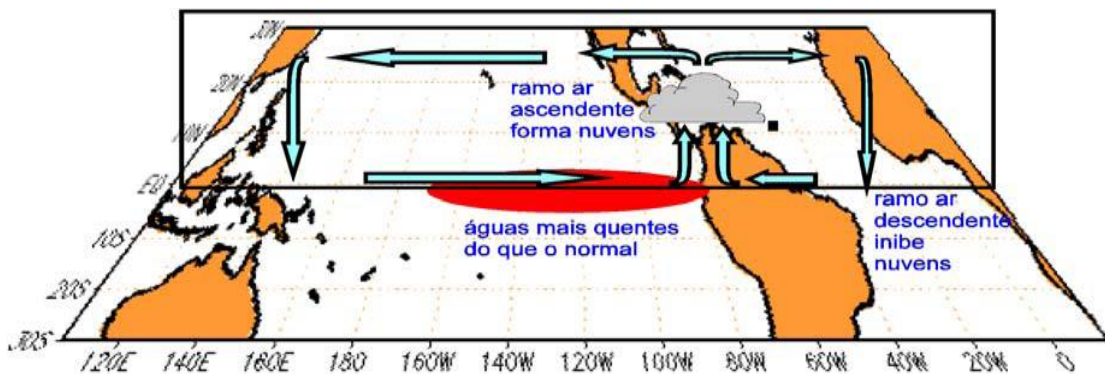
### 2.3.2 Temperatura da superfície do Oceano Pacífico – ENOS

A bacia do oceano Pacífico também exerce influência sobre o regime de precipitação do NEB, partindo de um efeito conhecido como gangorra barométrica entre duas regiões sobre

o Pacífico Tropical, chamado Índice de Oscilação Sul – IOS. Uma localizada próximo a Austrália e Polinésia (Darwin) e a outra sobre o Pacífico Tropical central e leste (Tahiti), onde devido ao gradiente de pressão criado entre essas regiões reformula a magnitude dos ventos locais (Alísios). Esses ventos movimentam as águas superficiais do oceano Pacífico Tropical criando duas condições principais, uma elevando as temperaturas das águas superficiais do Pacífico Leste, pelo enfraquecimento dos ventos alísios, e outra resfriando as águas, devido à ressurgência provocada quando tais ventos se intensificam e ainda uma situação ou fase neutra, sem anomalias na temperatura (VAREJÃO-SILVA, 2006).

O fenômeno ENOS influencia diretamente o regime hídrico de todo o continente Sul Americano. Este fenômeno apresenta fases distintas, uma positiva EL NIÑO, uma negativa LA NIÑA e uma fase neutra, ambas em relação à TSM (temperatura da superfície do mar) do oceano Pacífico Tropical.

Quando se encontra na fase quente conhecida por El Niño (**Figura 14**), a convecção se instala sobre o Pacífico Leste, e a subsidência sobre o Nordeste Brasileiro. Enquanto na fase oposta, fase em que as águas do Pacífico Leste se encontram anormalmente mais frias que o normal, chamada La Niña (**Figura 15**), sobre o Pacífico central-leste se instala um centro de alta pressão e conseqüentemente movimento vertical dos ventos descendente, sobre a região amazônica e parte do NEB se configura um centro de baixa pressão, provocando convecção e favorecendo a ocorrência de precipitação na região (MOLION; BERNARDO, 2002).

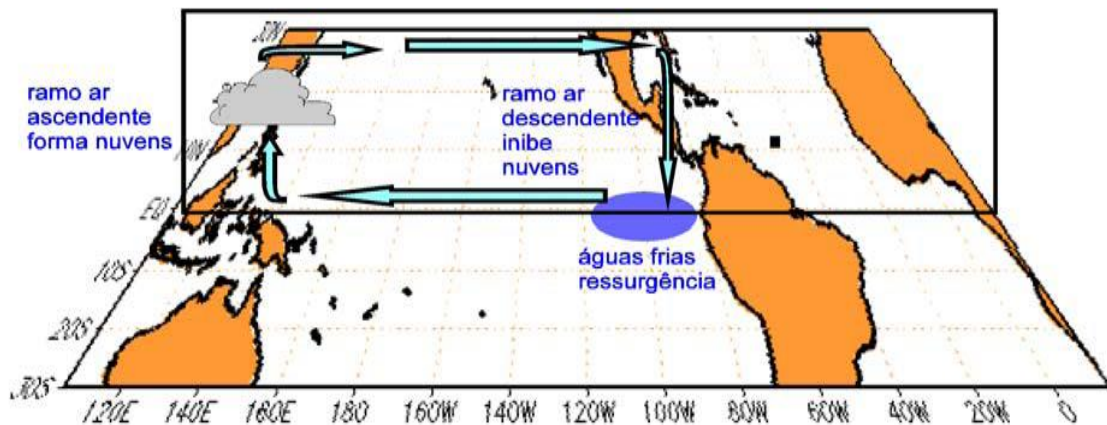


**Figura 14 - Esquemática da Célula de Walker modificada em associação ao episódio El Niño sobre o Oceano Pacífico. Fonte: CPTEC – INPE/ENOS.**

Em anos de El NIÑO, quando as águas superficiais da bacia do Pacífico em torno do Equador estão mais aquecidas, a convecção equatorial desloca-se para o Leste, alterando o posicionamento da célula de Walker. Dependendo da intensidade dessa célula pode haver inibição da formação de nuvens e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se para Norte e, conseqüentemente, favorece a ocorrência de períodos secos ou muito secos na região do NEB.



O oposto ocorre em anos de La Niña. Quando o resfriamento das águas do Oceano Pacífico em associação ao Dipolo Negativo do Atlântico, o qual fortalece o centro de Alta Pressão do Atlântico Norte (AAN), soprando ventos de Nordeste que empurram a ZCIT para uma posição mais ao Sul. É normalmente responsável por anos considerados normais, chuvosos ou muito chuvosos na região Nordeste dependendo da intensidade. O oposto novamente ocorre, salvo algumas particularidades (GRIMM e TEDESCHI, 2004).



**Figura 15 - Esquemática da circulação atmosférica de grande escala no sentido zonal (Célula de Walker) sobre a Bacia do Pacífico Tropical, em condições normais/La Niña. Fonte: CPTEC – INPE/ENOS.**

Anos de La Niña, moderado ou forte, juntamente com a superposição de outros fenômenos auxiliam e favorecem para a ocorrência de chuvas e até mesmo eventos extremos causadores de grandes danos aos mais diversos setores. Na fase neutra, o comportamento ocorre de forma climatologicamente normal (MOLION; BERNARDO, 2002; GRIMM; TEDESCHI, 2004; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Zhang et al. (1997) separaram a variabilidade temporal da temperatura da superfície do Oceano Pacífico em duas componentes: uma relacionada à escala de variabilidade interanual do ciclo ENOS, e a outra linearmente independente incluindo toda a variabilidade interdecadal, na qual destacou-se uma oscilação decadal no Pacífico. Outros estudos comprovaram que anomalias de precipitação relacionadas ao ENOS em certas regiões do globo podem ser moduladas por modos de clima de baixa frequência, ou seja, longos períodos para ocorrer um próximo evento (GERSHUNOV; BARNETT, 1998; McCABE; DETTINGER, 1999; GUTZLER et al., 2002; KRISHNAN; SUGI, 2003).

Como efeito da interação dos fenômenos meteorológicos das bacias do Atlântico e do Pacífico, observa-se que o fenômeno El NIÑO é um dos responsáveis pela redução das chuvas

no NEB, principalmente quando ocorre simultaneamente com o padrão Dipolo Positivo do Atlântico. Por outro lado, em uma situação de Dipolo Negativo, juntamente com águas do Pacífico cujas temperaturas estão normais ou abaixo da média, observa-se chuva abundante na região (ALVES et al., 1997).

ENOS e ATSMs significativas no Atlântico Tropical simultaneamente atuam para aumentar ou diminuir as anomalias de precipitação no NEB. Em anos de LA NIÑA (ENOS (-)) e ATSM (+) no Atlântico Sul, por exemplo, atuam para aumentar a precipitação no NEB, e o contrário também é verdadeiro. ATSMs de mesmo sinal no ATS (Atlântico Sul) e Pacífico Leste, enfraquecem os padrões causadores de precipitação no NEB como foi proposto por Andreoli e Kayano (2002).

Segundo Andreoli & Kayano, (2002, 2005), na ausência de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSMs) significativas no AT (Atlântico Tropical), durante a fase inicial e de desenvolvimento do ENOS, em dezembro, janeiro e fevereiro, as anomalias na precipitação são ocasionadas, possivelmente, por padrões de teleconexões associados ao rearranjo da Célula de Walker, e em março, abril e maio, por padrões de teleconexões extratropicais.

Segundo Rao et al. (1995), a principal estação chuvosa do Nordeste, que inclui as regiões Norte e Leste, com 60% das chuvas anuais, é de abril a julho. Cavalcanti (1982) mostrou que as linhas de instabilidade contribuem para a precipitação na costa Norte/Nordeste da América do Sul, tendo maior frequência nos meses de outono e inverno no HS e menor na primavera e verão atuando com maior intensidade no setor Norte. Ainda segundo o mesmo autor, a presença da ZCIT próxima à região, associada a baixas pressões, favorece o desenvolvimento de cumulonimbus na costa Norte, sugerindo esta forma de complementação entre os sistemas locais e de grande escala.

Já Hastenrath & Lamb (1977), afirmam que o máximo de precipitação na região Norte Nordeste, seria de fevereiro a maio, devido ao deslocamento anual da ZCIT, para latitudes mais ao Sul ainda no Hemisfério Norte, principalmente no período de março a maio.

De modo geral a ocorrência de “*invernos chuvosos*” na região semiárida está condicionada à ação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é responsável pela precipitação que acontece em grande parte do Rio Grande do Norte, sobretudo na região do Seridó (BRITO, 2007).

Nobre e Molion (1988) sugeriram que, na fase quente dos eventos ENSO, o ramo ascendente da Circulação Hadley-Walker, usualmente sobre a Amazônia, seja deslocado sobre as águas anormalmente quentes do Pacífico Leste ou Central, produzindo centros ciclônicos nos altos níveis sobre o Norte/Nordeste da América do Sul e uma forte subsidência sobre essa região e sobre o Atlântico tropical. Essa subsidência enfraqueceria a ZCIT e a convecção sobre o NEB, portanto, diminuindo as chuvas.

O evento EL NINÕ de 1983 (RAO et al, 1986), em particular, foi muito forte, provocando reduções de até 80% nos totais pluviométricos durante março-maio daquele ano. Por outro lado, parece existir uma relação oposta entre a fase fria (La Niña) e as chuvas, que seriam intensificadas durante esse período como, por exemplo, nos anos de 1974 e 1985. Porém, nem todos estudiosos concordam que ENOS influenciem as chuvas do NE.

Rao et al. (1995) analisaram a seca do ano de 1993, mostrando ter sido uma das mais severas do século, comparável às estiagens de 1915 e 1958. Atribuíram ao El Niño daquele ano e às mudanças do ramo Sul-Americano da Circulação de Hadley-Walker, associadas ao episódio.

Molion (1994), estudando os eventos dos dois últimos séculos, mostrou a coincidência que existe entre grandes erupções vulcânicas, secas e eventos El Niño. O provável mecanismo produtor de secas é o aumento do albedo planetário, devido à presença dos aerossóis, que resfria toda coluna troposférica, criando uma alta pressão e subsidência, e reduz a evaporação do Atlântico e a convergência de umidade sobre a Amazônia e NEB. Uma atmosfera mais fria e mais seca é mais estável e produz menos chuvas.

Dependendo das configurações, pode ocorrer a penetração de sistemas frontais ou seus remanescentes, auxiliando na formação de precipitação no início do outono (KOUSKY, 1979).

### **2.3.3 Oscilação Decadal do Pacífico - ODP**

Entre esses modos climáticos de baixa frequência, a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) exerce um papel importante (MANTUA et al., 1997). Dettinger et. al, (2001), sugerem que a variabilidade interdecadal do regime de chuvas na região tropical Sul Americana está correlacionada com a Oscilação Decadal do Pacífico.

Segundo Gershunov e Barnett (1998) e Andreoli e Kayano, (2005), a ODP e o ENOS podem ter efeitos combinados na distribuição anômala de precipitação em algumas regiões, agindo “construtivamente”, com anomalias fortes e bem definidas quando elas estão na mesma fase e “destrutivamente”, com anomalias fracas e mal definidas quando elas estão em fases opostas.

Durante a ocorrência da fase positiva da ODP, há a tendência de maior número de episódios de El Niño e mais intensos. Menor número de La Niña, e menos intensas. Já durante a fase negativa da ODP, há maior ocorrência de episódios de La Niña, que tendem a ser mais intensos, e menor frequência de El Niños, os quais tendem a ser curtos e rápidos (ANDREOLI; KAYANO, 2005).

O regime de chuvas sobre o NEB, é portanto afetado pela interação entre fenômenos de grande escala das bacias do Atlântico e Pacífico. Quando o Pacífico se encontra na fase quente (El Niño), simultaneamente com situação de Dipolo Positivo do Atlântico (águas mais quentes sobre o Atlântico Norte), a ZCIT se localiza sobre latitudes mais ao norte, desfavorecendo a ocorrência de chuvas. Por outro lado, em anos em que as águas do Atlântico Norte estão mais frias (Dipolo Negativo do Atlântico) a alta pressão do Atlântico Norte (AAN), fortalece os ventos alísios de Nordeste deslocando a ZCIT para latitudes mais ao Sul. Logo, configurando assim o principal mecanismo causador de chuvas sobre o Nordeste Brasileiro (ALVES et al., 1997; GRIMM et al., 2004).

Na ausência de anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) significativas no Atlântico Tropical, durante a fase de desenvolvimento do ENOS (dezembro a fevereiro), as precipitações anômalas são ocasionadas possivelmente, por padrões de teleconexões associados ao rearranjo da Célula de Walker, e de março a maio, por padrões de teleconexões extratropicais (ANDREOLI; KAYANO, 2002; 2005).

### **2.3.4 Oscilação Madden e Julian - OMJ**

No início da década de 70, Madden e Julian (1971, 1972) aplicando análises espectrais nos dados diários de radiossondagem de quase 10 anos de algumas estações no Pacífico Tropical Oeste, detectaram e documentaram oscilações entre a intensificação e desintensificação dos sistemas meteorológicos atuantes com períodos de 30 a 60 dias.



Mais recentemente Madden e Julian (1994) produziram um amplo trabalho de revisão sobre o tema. Descrevendo que, as OMJ caracterizam-se por um deslocamento para leste de uma célula zonal de grande escala com variabilidade de baixa frequência termicamente direta, que causa variações na convecção tropical, intensificando ou desintensificando os sistemas que atuam na região.

Alguns trabalhos documentaram a propagação para leste de anomalias de radiação de onda longa (ROL) relacionadas com as OMJ, estendendo-se desde o oceano Índico até o Pacífico Equatorial Central (KAYANO; KOUSKY 1992; KOUSKY; KAYANO, 1994).

Sobre a América do Sul, a OMJ tem sido relacionada às variações na posição e intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) por sua vez associadas às flutuações na escala de tempo intrasazonal da circulação atmosférica global da alta troposfera e da convecção tropical. Sendo assim, a OMJ influencia na variabilidade mensal das chuvas no Nordeste do Brasil, que em condições favoráveis intensifica a convecção sobre as áreas onde atua, intensificando no verão e o contrário ocorre no inverno (KNUTSON; WEICKANN 1987; NOBRE; MELO 2001).

Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a influência da oscilação 30-60 dias ou oscilação Madden – Julian, na precipitação da região tropical do Brasil, e puderam constatar que, na escala global, a OMJ é o principal mecanismo atmosférico modulador das variações pluviométricas na escala de tempo mensal no leste da Amazônia e Nordeste do Brasil.

Kayano e Kousky (1992) descrevem que a série temporal de amplitudes da OMJ apresenta flutuações mais pronunciadas durante o verão e o outono austral, com períodos variando de 40 a 55 dias com marcada variabilidade interanual.

Hsu e Lee (2005), propuseram que uma onda de Kelvin equatorial forçada pela convecção profunda no oeste do Pacífico tropical deveria se propagar através das regiões mais frias e secas do Pacífico leste e disparar a atividade convectiva na AS. Esta propagação da OMJ influencia na modulação e persistência da ZCAS (CARVALHO et al., 2004; CASTRO, 2009).

Carvalho et al. (2004) e Cunningham e Cavalcanti (2006) verificaram que quando a convecção tropical está inibida sobre a Indonésia, verifica-se um aumento da convecção no centro-leste da AS tropical em associação com a atuação e persistência da ZCAS. A fase final do ciclo de vida da OMJ mostra que após disparar a convecção tropical no leste da AS tropical, a célula de circulação zonal alcança a porção tropical da África e encaminha-se em direção ao

centro-oeste do Índico onde completa o seu ciclo de vida e inicia uma nova propagação tropical (MADDEN E JULIAN, 1994; CASTRO, 2009).

Moscatti e Gan (2007) investigaram os mecanismos responsáveis pela ocorrência de eventos extremos de precipitação, e verificaram que estes podem ser modulados pela justaposição simultânea de dois ou mais sistemas de escala sinótica (por exemplo, sistemas frontais, OL, VCAN, ZCIT e CCMs).

Moscatti e Gan (2007) também verificaram que quando os ventos de Leste e Sul em 850 hPa (baixos níveis) se intensificam, a precipitação na região diminui. Entretanto, se tais ventos diminuem de intensidade ou se tornam de Norte ou de Oeste, a precipitação aumenta. O resultado de Moscati e Gan (2007) em que a precipitação diminui, quando os ventos de Leste e Sul se intensificam, parece ser contraditório com o exposto, em que a precipitação no litoral do Nordeste é favorecida quando tais ventos são intensificados.

*No entanto, tais resultados foram considerados coerentes, baseando-se na análise visual de imagens de satélite, no período em que a ZCIT começa a se aproximar e adentrar na porção Norte do território brasileiro, se pode verificar uma inclinação bastante pronunciada no sentido de Nordeste, portanto, é nesse primeiro momento em que inicia a quadra chuvosa das regiões Oeste e Norte, enquanto que nas regiões da porção Leste, com ventos de Sul e Leste devido ao centro de Alta Pressão do Atlântico Sul predominantes, serem mais frios e secos. Ao tempo em que os ventos oriundos de Norte, transportando porções de nebulosidade da ZCIT e de Oeste vindos da região Amazônica serem mais úmidos provocam os primeiros volumes precipitados. O que corrobora com os resultados expostos por Moscati e Gam (2007).*

Como há uma serra no interior do continente que acompanha o litoral do Nordeste do Brasil, os ventos de Leste, ao encontrarem esta barreira topográfica, ascendem e favorecem a precipitação orográfica, portanto, tais ventos chegam secos na região do sertão. Além disso, esses ventos de Leste carregam ar mais frio do que o presente na região, portanto, como o ar frio retém menos umidade, sugere-se que ao penetrar é aquecido e a umidade relativa diminui. Nesse caso, o ar tem que ir para níveis mais altos para saturar, havendo, portanto, menos precipitação (REBOITA et al. 2010).

Assim, de acordo com os resultados encontrados o período mais úmido entre fevereiro a maio nas quatro mesorregiões do estado, está relacionado diretamente à atuação da ZCIT em latitudes sul, enquanto no setor sul das mesorregiões OP e CP o período pré-chuvoso ou de transição seco-chuvoso de precipitação também estaria associado à penetração de frentes frias

oriundas da região Sul do país que alcançam latitudes mais baixas. Na região do sertão, secas de inverno, podem fugir dos padrões climatológicos normais, chegando a ultrapassar períodos de mais de nove meses, com período mais seco entre junho e agosto normalmente.

Após o período de atuação da ZCIT no estado a partir de meados de fevereiro até maio, a mesma retoma sua migração para latitudes Norte. Já nas mesorregiões AP e LP as chuvas continuam, mesmo depois de uma pequena queda nos índices precipitados, as chuvas retornam a atingir índices elevados devido a maior atuação das OL e FF somadas as LI. Ocorrendo mais comumente no sentido do Litoral ao continente adentro, à barlavento das regiões mais elevadas, ocasionando máximos de precipitação entre outono e inverno e mínimos entre a primavera e meados de verão. Configurando assim a única região brasileira onde a estação com maiores índices precipitados ocorre no outono e inverno e os menores no verão (SILVA et.al., 1999).

## 2.4 Evento Extremo

Grimm e Pscheidt (2001) consideraram um evento extremo de precipitação aquele em que o percentil médio de chuva durante quatro dias foi igual ou maior a 80%. Carvalho et. al. (2002) definem um extremo de chuva diário como aquele que produz 20% do total climatológico sazonal. Já em Liebmann et. al. (2001), um evento extremo de chuva para cada estação meteorológica, ocorre quando a precipitação diária excede uma certa porcentagem de sua média sazonal ou anual. A porcentagem limiar é escolhida de forma a assegurar que os eventos extremos sejam relativamente raros.

Cayan et. al. (1999) utilizaram como limite para a escolha de evento severo o percentil 90, enquanto Gershunov e Barnett (1998) utilizaram o percentil 75. Muza (2005) usou a técnica dos quantis para obter extremos, assumindo que a série de dados de pântadas de precipitação obedece a lei de probabilidades da distribuição Gamma extraíndo o valor correspondente ao quartil superior a 75%.

Segundo Camargo e Camargo (2000), globalmente, nas regiões áridas e semiáridas a irregular distribuição espaço-temporal das chuvas, rotineiramente aumenta os impactos socioeconômicos causados pelo déficit hídrico.

Nas últimas décadas são destacados diversos estudos enfatizando os impactos relacionados às Mudanças Climáticas (AMBRIZZI *et al.*, 2007; MARENGO *et al.*, 2006) regiões críticas deverão tornar-se ainda mais preocupantes, pois o semiárido deverá ficar ainda

mais árido assim como eventos extremos ocorrerão com mais frequência e intensidade (eventos frios, ondas de calor, secas e enxurradas mais intensos).

## **2.5 Estatística aplicada à Precipitação**

Para Righetto (1998), qualquer variável hidrológica, quando analisada experimentalmente, assumirá valores dependentes do local e do tempo e sujeitos às leis probabilísticas. Por isso, a análise estatística é de fundamental importância para estudos hidrológicos.

A aleatoriedade intrínseca dos fenômenos hidrológicos força a uma necessidade de se utilizar conceitos de probabilidade e estatística na análise desses fenômenos.

Para tratamento estatístico de variáveis hidrológicas, é necessário perceber que para sua quantificação, seus fenômenos desenvolvem-se no tempo e no espaço de forma contínua, isto é, podem assumir qualquer valor numérico real em um dado intervalo (NERILO, 1999).

Ainda segundo Nerilo (1999), um processo estocástico é um fenômeno governado pela lei da aleatoriedade (“*low of chance*”), ou seja, um método que descreve variáveis em frequências aleatórias, utilizando-se de aplicação das teorias probabilísticas para investigá-las.

A estatística não é utilizada para realizar previsão do tempo. Este tem como base os princípios físicos da meteorologia dinâmica aplicados na análise do estado atual da atmosfera e da sua evolução a curto prazo (ASSIS et al., 1996).

Assis et al. (1996) também afirmam que a aplicação de técnicas estatísticas a dados meteorológicos tem a vantagem de “compactar” o enorme volume de dados obtidos em uma estação em uma simples tabela, ou uma equação, capaz de sumariar todas as informações de modo a facilitar as deduções sobre os dados.

### **2.5.1 Tabela de frequência**

Para Assis et al. (1996), a distribuição de frequência é o resumo tabular de um conjunto de dados arranjados em classes ou categorias onde é determinado o número de elementos pertencentes a cada uma das classes, chamado de frequência de classe ( $f$ ).

Este tipo de agrupamento dos dados oferece a vantagem de evidenciar certas propriedades da variável em estudo que não seria possível identificar através da simples análise dos dados brutos.

A média aritmética entre os limites de classe é chamada de ponto médio de classe. O número de classes ( $NC$ ) é uma escolha arbitrária, mas um número de classes muito pequeno ou excessivo pode ocultar certas propriedades da distribuição de frequência que seriam evidenciadas com a escolha mais adequada do número de classes (ASSIS et al. 1996).

A frequência relativa ( $fr$ ) de uma classe é a frequência ( $f$ ) desta classe dividida pelo número de observações ( $N$ ).

Segundo Assis et al. (1996), A frequência acumulada é a soma das frequências relativas da classe com as classes anteriores. Este tipo de representação tem a vantagem de mostrar os eventos que são maiores do que (ou menores do que) um certo valor. O gráfico com as frequências acumuladas é denominado de polígono de frequência acumulada.

### 2.5.2 Histograma e Polígono de Frequência

Histograma de frequência é a representação gráfica da distribuição de frequência (Figura 16). Consiste em um conjunto de retângulos com as bases, localizadas sobre um eixo horizontal, tendo-se seu centro no ponto médio das classes e as larguras são iguais a amplitude de classe (ASSIS et al. ,1996).

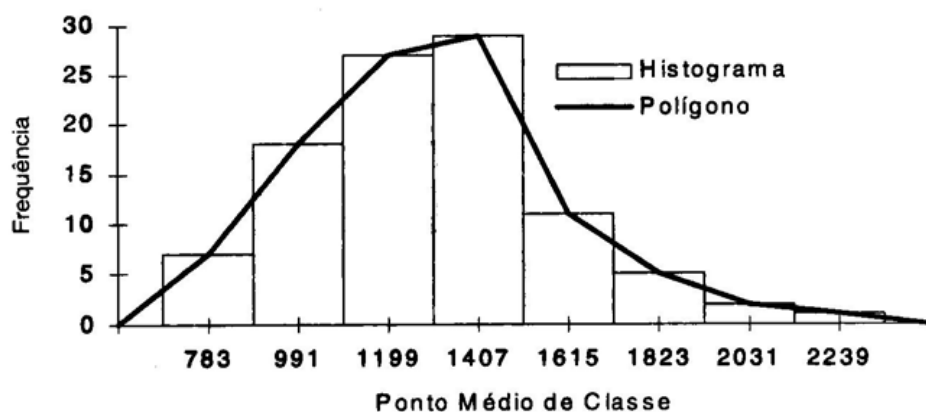


Figura 16 – Histograma e polígono de frequência: Fonte ASSIS et al., 1996.

### 2.5.3 Análise estatística (Medidas de Tendência)

A Média é a medida de tendência mais usada em estatística. É definida como sendo a soma Aritmética de todos os valores de uma série divididos pelo número de dados.

A Moda é o valor mais frequente na amostra, sendo o valor que mais se repete, portanto o mais provável. A moda não existe quando nenhum valor se repete em toda a amostra.

A Mediana é o ponto central em uma série de valores dispostos por ordem de magnitude. Para dados agrupados pode ser estimada através das frequências acumuladas, a classe da mediana é aquela correspondente ao valor de  $N/2$ , ou seja, na classe onde está a metade acumulada da amostra.

A Variância ( $S^2$ ) é a medida de dispersão mais utilizada na prática e mede quanto os valores da distribuição distam de sua média.

O desvio padrão ( $s$  ou  $\sigma$ ) de um conjunto de observações é a diferença entre um dado valor e a média da amostra, ou a raiz quadrada da variância. Este tem a mesma unidade da média, e reunidos podem ser utilizados para algumas inferências probabilísticas a respeito dos dados.

O Coeficiente de Variação (CV) é o valor obtido pela divisão do desvio padrão pela média.

### 2.5.4 Probabilidade

Segundo Assis et al. (1996), frequência relativa é uma estimativa da probabilidade (P) de determinado evento e pode ser expressa por uma fração ou em porcentagem. Naturalmente a probabilidade de ocorrer um evento varia entre 0 e 1 ou entre 0 a 100%. A frequência é estabelecida com base no conceito de período de retorno ( $t=1/P$ ), como sendo o intervalo de tempo médio, em anos, para que um evento seja igualado ou superado.

Para tanto, realizam-se análises estatísticas de eventos registrados no passado, verificando-se a frequência associada a cada magnitude. Há distribuições probabilísticas teóricas tipicamente ajustáveis a grandezas hidrológicas como os totais precipitados anuais e máximos e mínimos anuais.

### 2.5.5 Curva de Distribuição Normal

Tem-se verificado que quando a série de observações pluviométricas anuais é bastante longa, a frequência se adapta bem à lei de Normalidade da série, segundo a qual a probabilidade,  $FN(x)$ , de um total anual qualquer ser inferior a  $x$ ;  $x$  um determinado total anual de Precipitação e  $FN(x)$  corresponde à integral da curva normal de distribuição de probabilidade e é simétrica em relação à média (ASSIS et al. 1996).

### 2.5.6 Geoestatística

Segundo Landim (2003), Krige em 1951 observou que as variâncias de dados de mineração de ouro obtidas por meio da abordagem clássica de amostragem, não faziam sentido se não considerasse as distâncias entre as amostras.

As vantagens reconhecidas da Geoestatística sobre outras técnicas convencionais de predição são o estudo da variabilidade espacial, a suavização, o desagrupamento, a determinação da anisotropia, a precisão e a incerteza. São justamente nos problemas onde a estatística clássica tem limitações, que o uso da Geoestatística tem suas maiores aplicações (VIEIRA, 2000).

Segundo Trangmar et al. (1985), uma variável aleatória é uma medida de particularidade que se espera variar de acordo com a lei de distribuição de probabilidade, sendo caracterizada por parâmetros da distribuição, tais como valor esperado e variância. Quando a variável aleatória assume diferentes valores em função da localização onde é amostrada no campo, caracteriza-se uma variável regionalizada, como é o caso da variável precipitação.

Uma variável regionalizada estacionária deve possuir as mesmas características qualitativas do fenômeno que ela representa e representar um único fenômeno.

Para descrever qualitativamente a variância de qualquer fenômeno regionalizado no espaço utiliza-se a função *variograma*  $\gamma(h)$ . Que pode ser expressa em termos de variância  $C(0)$  e covariância  $C(h)$  entre pontos separados por uma distância  $h$  (YAMAMOTO, 2001).

A análise da dependência espacial é feita usualmente através de correlogramas e variogramas (TRANGMAR et al. 1985). Segundo Libardi et al. (1986), o variograma permite, através do alcance, obter a distância de separação entre amostras, nos quais os valores observados são relacionados uns aos outros, mostrando a potencialidade de tal função.

Os fundamentos teóricos da Geoestatística podem ser encontrados nos trabalhos desenvolvidos por Matheron (1963).

Em linhas gerais podemos dizer que a geoestatística está interessada em determinar a dependência espacial das observações de uma variável e recebeu tal denominação devido aos trabalhos desenvolvidos por Krige na África do Sul. Este pesquisador é homenageado com o nome do método de interpolação utilizado na geoestatística, a Krigagem.

## **2.6 Método de Interpolação**

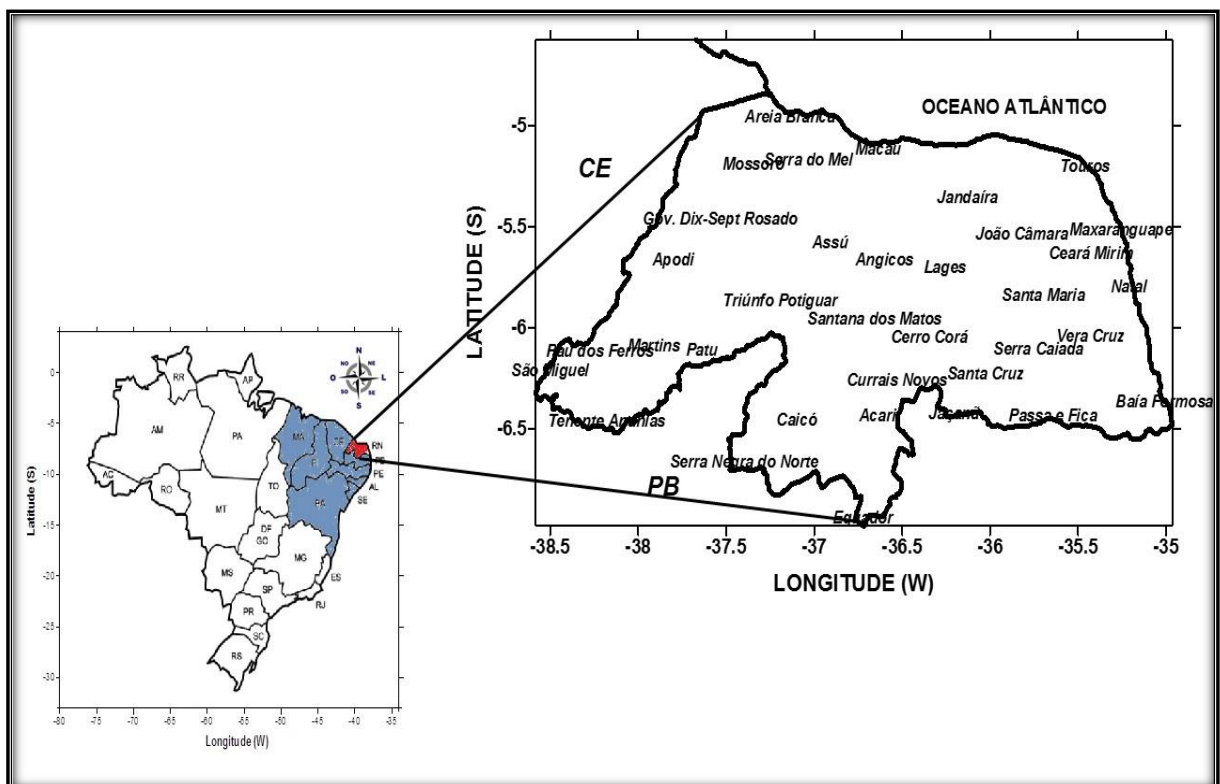
O método da Krigagem, ou Kriging: é um método Geoestatístico que fornece meios para interpolar valores para os pontos não amostrados fisicamente usando o conhecimento sobre as relações de base espacial de um determinado conjunto de dados (SILVA, 2003). Para isso, utiliza uma série de técnicas de análises de regressão que procura minimizar a variância estimada tomando por base um modelo prévio que leva em conta a dependência estocástica entre os dados distribuídos no espaço, cujo valor esperado para o erro seja nulo e apresentem variância mínima (CARUSO; QUARTA, 1998). A Krigagem ordinária é um procedimento estocástico de inferência espacial que permite calcular médias locais, limitando o domínio de estacionariedade da média à vizinhança local centrada no ponto a ser estimado (GOOVAERTS, 1997, 2001). Assim, os valores da cota  $z$  são estimados em localizações espaciais  $(x_j, y_j)$  não observadas, sem a necessidade de se conhecer a média estacionária, a partir de uma combinação linear dos valores de um subconjunto amostral local (STEIN, 1999).



### 3. MATERIAL E PROCEDIMENTOS

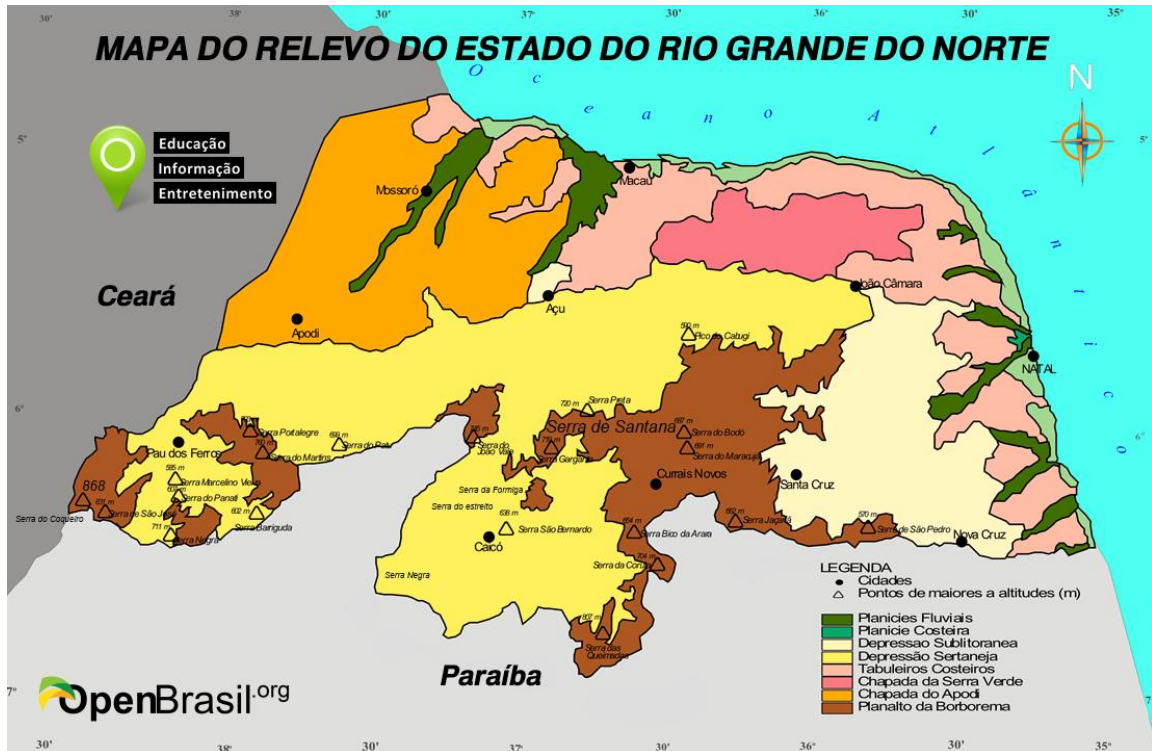
#### 3.1 Localização e descrição da região de estudo

O estado do Rio Grande do Norte, ocupa uma área territorial de 52.796,79 km<sup>2</sup>, estando posicionado de forma privilegiada, situado nos extremos das porções Leste e Norte da região Nordeste do Brasil, também conhecida como esquina da América do Sul. Entre os paralelos 4° 49' 53" e 6° 58' 57" de latitudes Sul, e os meridianos de 35° 58' 03" e 38° 36' 12" a Oeste de Greenwich. Tendo como limites o estado da Paraíba ao Sul, Ceará ao Oeste e o Oceano Atlântico a Leste e Norte (IBGE, 2000). **Figura 17.**



**Figura 17 - Mapa da localização geográfica do estado do Rio Grande do Norte.**

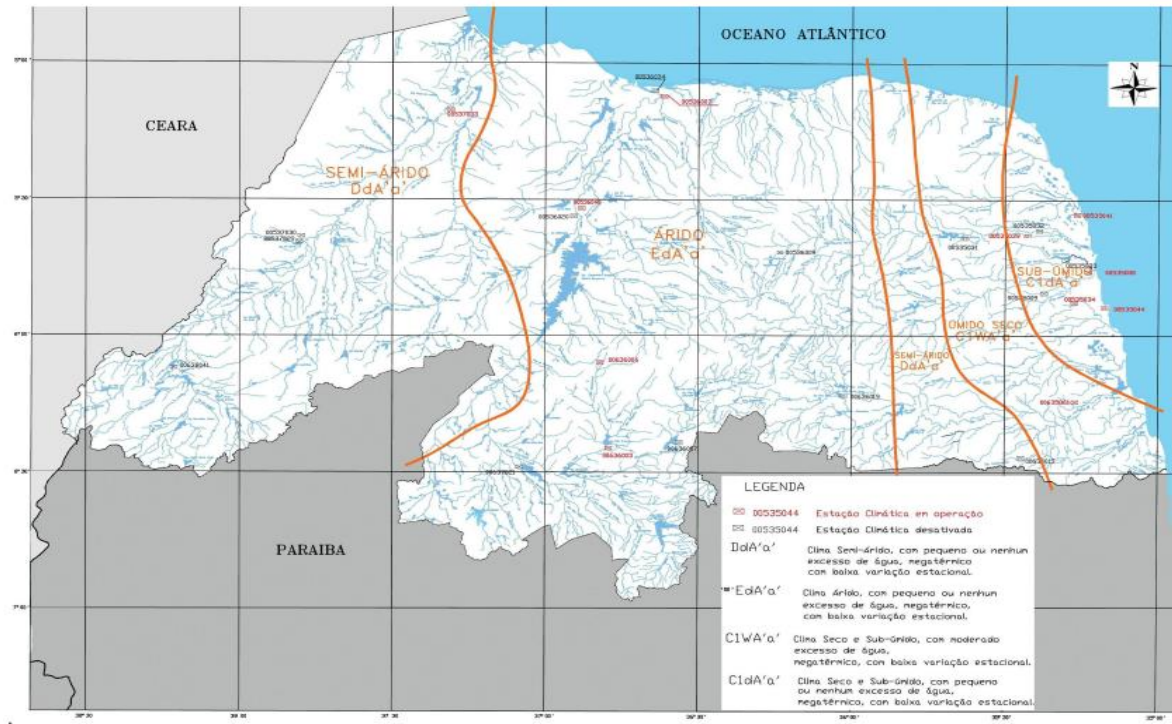
O relevo apresenta as seguintes formações: planícies fluviais e costeiras, depressões, tabuleiros costeiros, chapadas do Apodi e Serra verde, depressões Sublitorâneas e planaltos como o da Borborema. As maiores altitudes (serras), com variação de aproximadamente 580 m a 830 m, localizam-se nas microrregiões Serra de São Miguel, Pau dos Ferros, Umarizal, Médio Oeste, Serra de Santana, Seridó Oriental e Borborema Potiguar (**Figura 18**).



**Figura 18.** Espacialidade dos relevos predominantes no RN. Fonte: IDEMA, 2010.

De acordo com a classificação climática de KOEPPEN (IDEMA, 2010), o Estado engloba cinco tipos climáticos. *I - Clima Tropical Chuvoso com verão seco*, e com a estação chuvosa prolongando-se até os meses de julho/agosto. Engloba uma pequena área do litoral do Estado que vai do município de Baía Formosa até de Nísia Floresta, onde a média anual de chuvas fica acima de 1.200 milímetros; *II - Clima tropical chuvoso com inverno seco*, e com a estação chuvosa prolongando-se até o mês de julho. Vai do litoral de Parnamirim/Natal até o litoral de Touros, abrange também trechos da região serrana de Luís Gomes, Martins, Portalegre e as partes mais elevadas da serra João do Vale. As médias pluviométricas anuais situam-se entre 800 e 1.200 milímetros; *III - Clima subúmido seco*, equivale à transição entre o Tropical Típico (Aw) e o Semiárido (BS), abrange áreas da Chapada do Apodi e das Serras de Santana, São Bernardo e Serra Negra do Norte. As médias de precipitação situam-se entre 600 e 800 milímetros de chuvas por ano. *IV - Clima semiárido (BS)*, abrange o Vale do Açu, parte do Seridó e do Sertão Central e o litoral que vai de São Miguel do Gostoso ao município de Areia

Branca. Portanto, é o de maior abrangência no território Estadual. Neste clima as médias de precipitação variam de 400 a 600 milímetros de chuvas por ano. *V – Clima Árido (Bw)*, também chamado de semiárido rigoroso, é o clima mais seco do Estado, pois a média anual fica em torno 400 de milímetros de chuvas. Abrangem os territórios municipais de Equador, Parelhas e Carnaúba dos Dantas no Seridó e São Tomé, Lajes, Pedro Avelino, Fernando Pedrosa, Angicos e Afonso Bezerra. Já segundo a classificação de Thornthwaite são quatro tipos climáticos : Subúmido, úmidoseco, semiárido e árido (**Figura 19**).



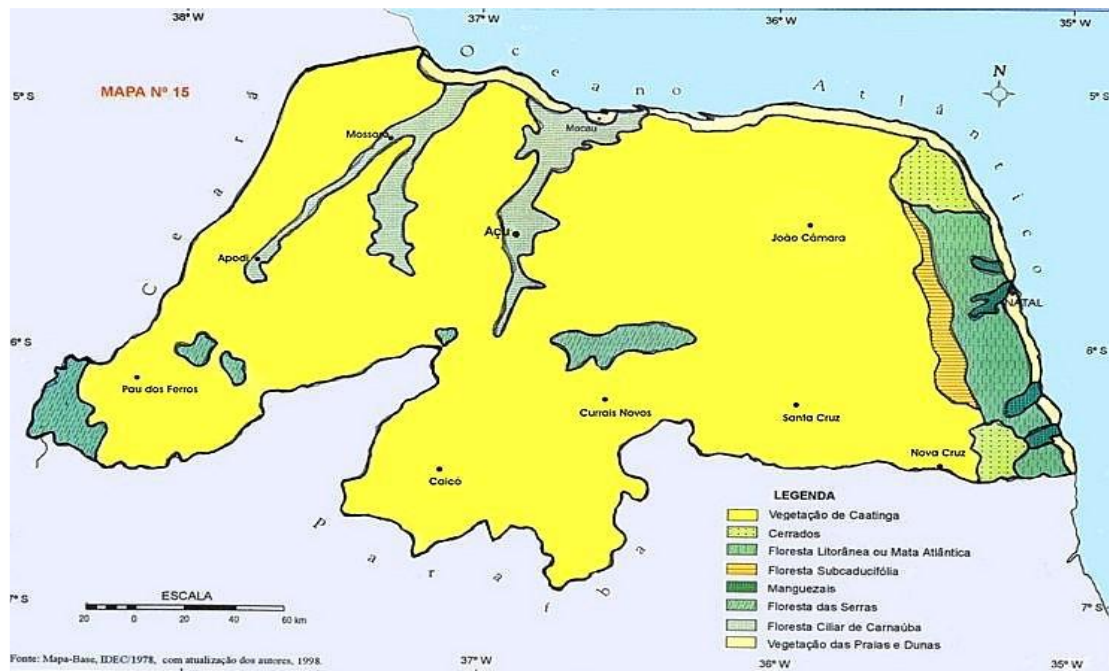
**Figura 19 – Classificação Climática do Rio Grande do Norte - Segundo Thornthwaite.**

As formações vegetais estão diretamente relacionadas aos fatores climáticos, ao tipo de solo e ao relevo. No Rio Grande do Norte, é composto por sete ambientes ecossistemas, os quais são: Caatinga, Mata Atlântica, Cerrado, Floresta das Serras, Floresta Ciliar de Carnaúba, Vegetação das Praias e Dunas e os Manguezais. Ao longo do tempo a cobertura vegetal original foi praticamente toda destruída, restando hoje apenas uma vegetação secundária, apresentando um porte bastante inferior em relação ao passado.

Segundo IDEMA (2010) são: *I - Caatinga*: vegetação composta por pequenos arbustos e árvores de baixa estatura, característica do semiárido Norterriograndense, predominante em aproximadamente 80% da cobertura vegetal no Estado. O clima Semiárido prevalece na maior parte do território estadual constituído predominante de solos pedregosos: Litólicos Eutróficos

e os Brunos não cálcicos sendo elementos determinísticos para a adequação da caatinga. Os solos são rasos, bem drenados, situados em relevo plano a ondulado, originados a partir de diversas rochas, como calcárias, graníticas e magmáticas. Nos períodos de chuva, aparece alguma folhagem, que caem durante a estação seca, com exceção de algumas variedades da flora que conseguem suportar maiores períodos de estiagem mantendo a folhagem por maiores períodos. Nestas condições climáticas a oferta d'água crítica, os rios ou riachos presentes nesse ecossistema são intermitentes, estando secos em boa parte do ano; *II - Mata Atlântica*: ecossistema que se estende ao longo de toda a costa brasileira, do Rio Grande do Norte até o Rio Grande do Sul, avançando pelo interior, ocupando os Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. No Rio Grande do Norte essa mata originalmente estendia-se pela costa litorânea, de Baía Formosa até Maxaranguape, hoje está restrita a pequenos fragmentos em decorrência do intenso desmatamento. São florestas perenifólias, e sua ocorrência está ligada à pluviosidade e à umidade que condicionam a uma formação vegetal de maior porte e densidade, possibilitando que uma variedade de espécies se adaptem a essas condições; *III - Cerrado*: conhecidos regionalmente como “tabuleiros” ou “tabuleiros costeiros”. Os aspectos fisionômicos característicos são de árvores tortuosas, esparsas, e intercaladas por um manto inferior de gramíneas e caracterizada por dois ambientes, um arbóreo-arbustivo, com elementos isolados ou em grupos formando ilhas de vegetação como a mangabeira, a lixeira, o cajueiro; e um herbáceo ralo e descontínuo, caracterizado basicamente por gramíneas (capim). Ocorre em manchas muitas vezes associadas com vegetação de restinga e Caatinga. Pode ser encontrada na porção sudeste do Rio Grande do Norte, em Canguaretama, Baía Formosa, Tibau do Sul e Pedro Velho e também na porção nordeste, próximo a Touros; *IV – Serras*: são terrenos elevados com fortes desníveis, esse ambiente é composto por um ecossistema bastante diversificado, caracterizado pela Floresta das Serras, também chamada brejos de altitude, composta de vegetais de grande porte. Ocorre nas partes mais altas das serras de topo plano, como as Serras de João do Vale, Santana, Martins, São Miguel e Luiz Gomes, e também numa estreita faixa entre a zona úmida e o Agreste do Estado, na região chamada Borborema Potiguar. Sua flora é relacionada ao tipo de clima e ao relevo, podendo ser de Caatinga arbórea no Sertão, ou por formações associadas à Mata Atlântica, como os brejos de altitude nas serras mais úmidas Estado; *V - Floresta Ciliar de Carnaúba*: também chamada de mata de galeria, é um domínio vegetal na região formado pela palmeira carnaúba. Ocorrem nas baixadas mais úmidas e nas várzeas dos rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu. Envolvem árvores de grande porte, isoladas ou agrupadas e entremeadas por uma vegetação herbácea não muito densa, ocorrendo sobre solos arenosos num relevo de plano a suave ondulado. Pode ocorrer também em pequenas várzeas da zona úmida costeira oriental. De fácil adaptação em solos de

várzea, mesmo aqueles salinos. Vale ressaltar que uma quantidade expressiva dessa mata de carnaúbas foi submersa com a construção da barragem Armando Ribeiro Gonçalves, nas várzeas dos rios Piranhas-Açu; *VI – Dunas*: são ecossistemas frágeis diante das ações modificadoras impostas pela ação homem e do tempo, comprometendo o equilíbrio ecológico pela função de área de recarga das águas subterrâneas. É constituída pela acumulação de areias, denominadas Quartzosas Distróficas Marinhas, depositadas pela ação dos ventos provenientes dos solos desestruturados. A cobertura vegetal que se fixa nas dunas é rasteira e resistentes às condições ambientais: umidade, nutrientes escassos e evaporação intensa. À medida que se afasta da praia, subindo as dunas, a vegetação aumenta de porte, surgindo arbustos que às vezes formam matas fechadas ou de pouca densidade. Encontrada ao longo de toda a costa, de Baía Formosa, no Litoral Oriental até Tibau no Litoral Norte; *VII – Manguezais*: ecossistema costeiro composto por vegetais essencialmente arbóreos, e ocorrem na zona de transição entre os ambientes terrestres e marinhos. Característicos de regiões tropicais e subtropicais da terra estão sujeitos ao regime das marés. Os solos são salinos e ricos em matéria orgânica. Ocorrem nas margens de baías, enseadas, barras, desembocaduras de rios, lagunas e reentrâncias costeiras, onde haja encontro das águas dos rios e do mar, ou diretamente exposto à linha da costa. A cobertura vegetal, ao contrário do que acontece nas praias arenosas e nas dunas, instala-se em substratos de formação recente, de pequena declividade, sendo inundados por água salgada água doce alternadamente, como apresentado na **Figura 20**.



**Figura 20.** Espacialidade da atuação das formações vegetais no RN. Fonte: IDEMA, 2010.



Quanto à hidrografia o estado do Rio Grande do Norte é composto por 16 Bacias Hidrográficas. São elas: Apodi/Mossoró, Piranhas/Açu, Boqueirão, Punaú, Maxaranguape, Ceará-Mirim, Doce, Potengi, Pirangi, Trairí, Jacú, Catú, Curimataú, Guaju, Faixas Litorâneas Norte e Leste de escoamentos difusos, nestas na grande maioria apenas com rios intermitentes (Figura 21).

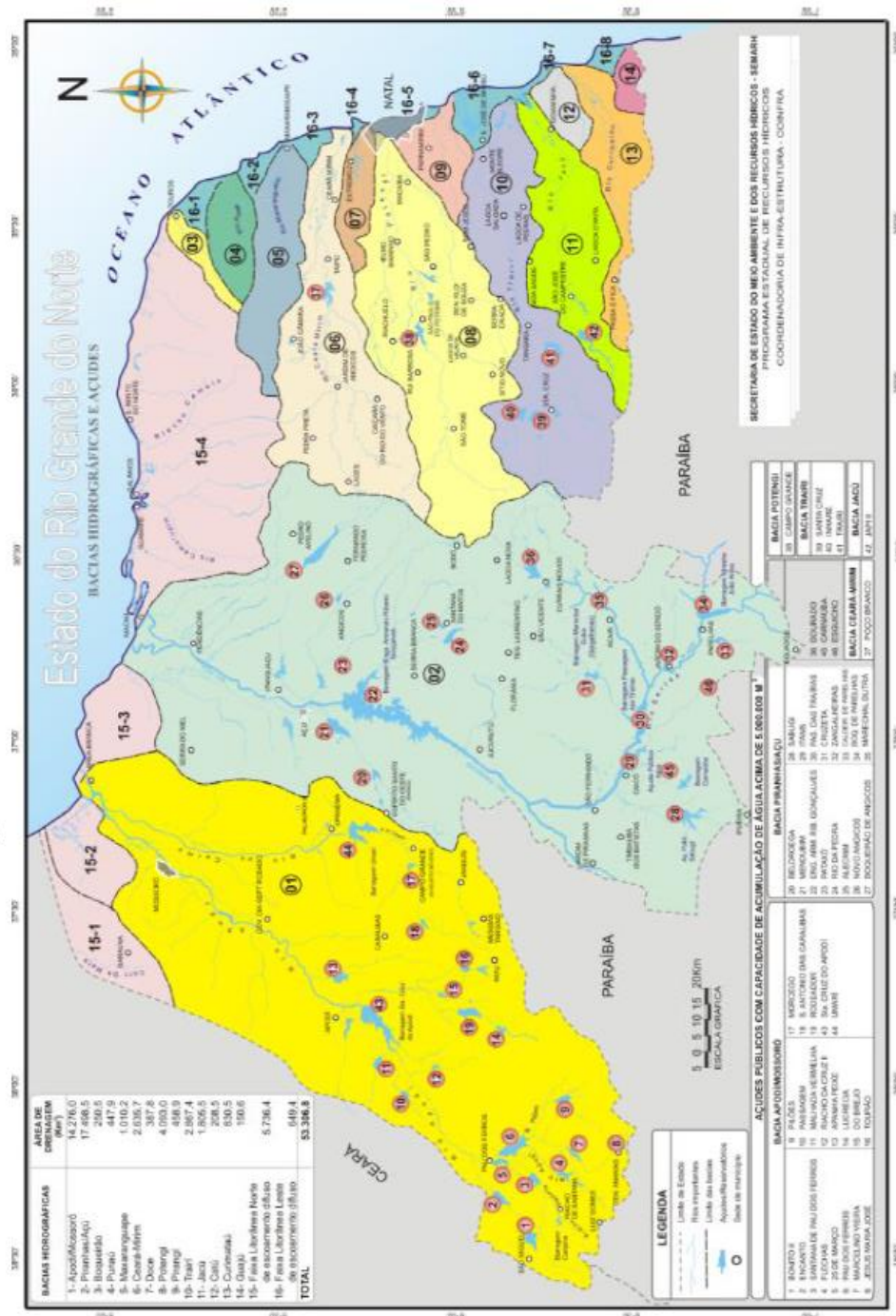


Figura 21 – Distribuição dos açudes em cada bacia hidrográfica do Rio Grande do Norte. Fonte: SEMARH-RN.

Nestas existem diversos reservatórios construídos para reserva hídrica, afim de abastecer a população e atender as demandas de irrigação. Também possui reservas de água subterrâneas no litoral, no sistema Dunas-Barreiras e na Chapada do Apodi, no Arenito Açú. O estado do Rio Grande do Norte conta com 46 açudes monitorados pela Secretaria de Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. Com destaque ao açude Armando Ribeiro Gonçalves no rio Piranhas-Açu, que se configura como a quarta maior barragem do Nordeste, com capacidade de acumulação de 2,4 bilhões de m<sup>3</sup>, sendo que 90% das reservas hídricas do Estado estão concentradas nos dois maiores rios: Piranhas-Açu e Apodi.

### **3.2 Mesorregiões Geográficas do Rio Grande do Norte**

No ano de 1989, o IBGE realizou uma divisão regional onde o Estado do RN foi dividido em quatro mesorregiões geográficas, Oeste Potiguar, Central Potiguar, Agreste Potiguar e Leste Potiguar, (**Figura 22**). Estas subdivididas em microrregiões que agrupam os municípios, apresentando semelhanças em seus aspectos físicos e humanos.

#### **3.2.1 Mesorregião Oeste Potiguar**

Porção mais ocidental do estado do Rio Grande do Norte, tendo como limites ao norte o Oceano Atlântico, a noroeste o estado do Ceará, ao sul o estado da Paraíba, e a sudeste a mesorregião Central Potiguar. Abrange uma área de 21.167,130 km<sup>2</sup>. Porção com topografia bastante diferenciada, abrangendo desde a chapada do Apodi, inserido no clima semiárido, até a região litorânea ao norte inserido no clima semiúmido, composta por 62 municípios agrupados em sete microrregiões: Chapada do Apodi, Médio Oeste, Mossoró, Pau dos Ferros, Serra de São Miguel, Umarizal, Vale do Açú.

#### **3.2.2 Mesorregião Central Potiguar**

Porção mais central do estado do Rio Grande do Norte, tem como limites ao norte o Oceano Atlântico, a oeste a mesorregião Oeste Potiguar, ao sul o estado da Paraíba, a leste a mesorregião Agreste Potiguar e um pequeno contato com a mesorregião Leste Potiguar. Com uma área de 15.810,43 km<sup>2</sup>. Porção com topografia mais plana caracterizada como sertão, porém abrangendo topografias acentuadas como a Serra de Santana, assim como na porção

sudeste, a Chapada da Borborema, principal barreira topográfica responsável pelos baixos totais pluviométricos registrados nas regiões a sotavento, já que os ventos predominantes na região são de quadrante Nordeste e Leste. Já nas regiões mais elevadas e na faixa litorânea se encontra o clima semiúmido, composta por 37 Municípios agrupados em cinco microrregiões: Angicos, Macau, Seridó Ocidental, Seridó Oriental, Serra de Santana.

### **3.2.3 Mesorregião Agreste Potiguar**

Porção de transição entre o clima úmido litorâneo e o clima semiárido do interior, onde o divisor principal desses climas é a chamada zona da Mata. Tendo como limites as porções Central e Leste Potiguares e ao sul o estado da Paraíba. Integrando uma área de 9.367,384 km<sup>2</sup>. Apresentando relevo do tipo planalto da Borborema como também tabuleiros litorâneos. Como é uma região de transição entre o sertão e o litoral, apresenta uma vegetação natural de mata e do tipo caatinga. Integrada por 43 Municípios agrupados em três microrregiões: Agreste Potiguar, Baixa Verde, Borborema Potiguar três (3) microrregiões Potiguares.

### **3.2.4 Mesorregião Leste Potiguar**

Porção Litorânea Leste do Estado, onde se situa a Capital do Estado do Rio Grande do Norte, Natal. Formada pelos tabuleiros costeiros sedimentares, com vegetação rasteira e manguezais em sua maior parte. Abrangendo 25 Municípios agrupados em quatro microrregiões: Litoral Nordeste, Litoral Sul, Macaíba, Natal e área de 6.451,841 km<sup>2</sup>.



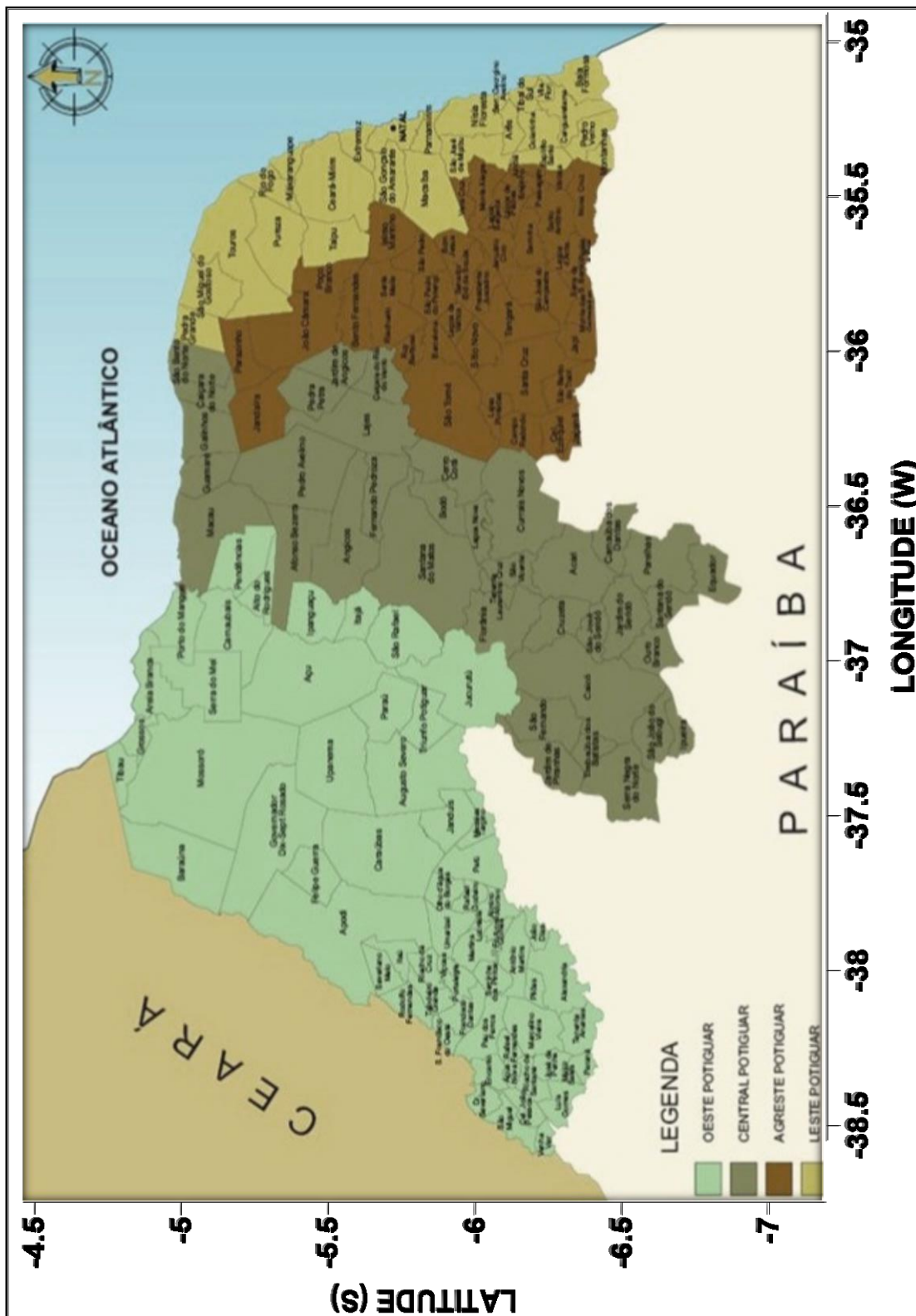
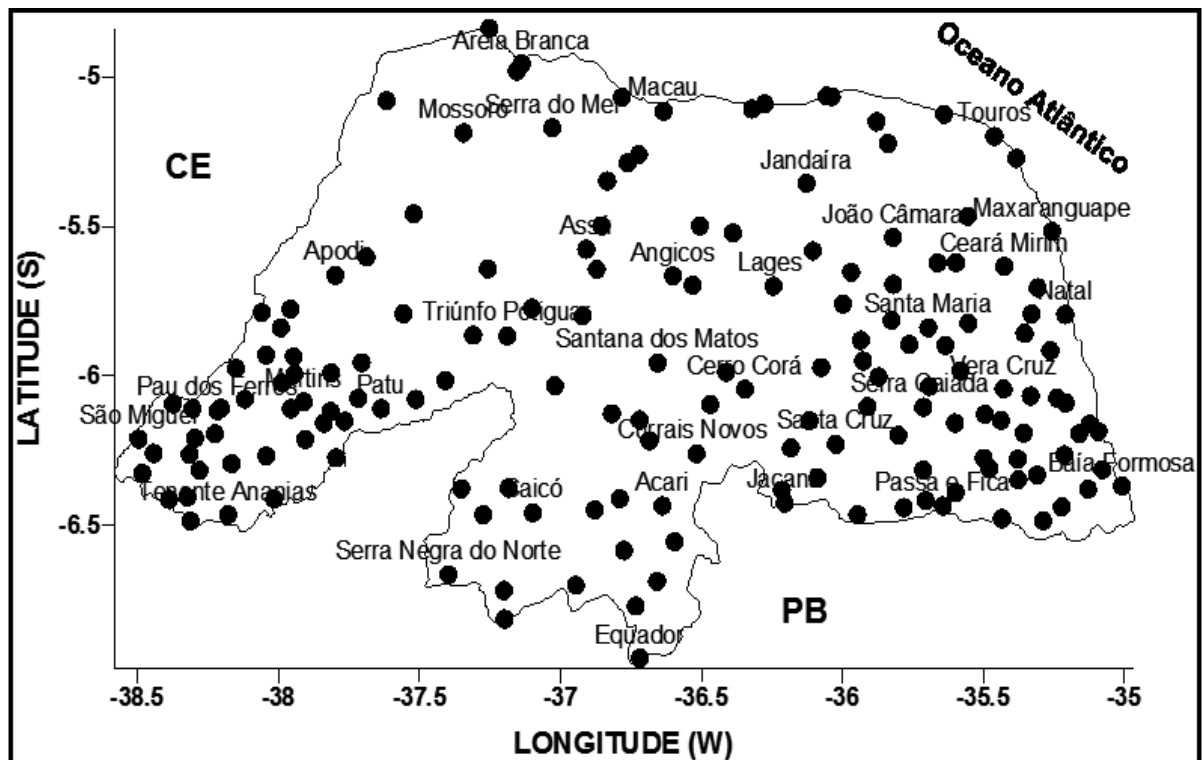


Figura 22 - Mapa das Mesorregiões geográficas do estado do Rio Grande do Norte.  
 Fonte: IBGE 2010, Adaptado.

### 3.3 Dados Utilizados

Para a realização deste estudo da análise do regime Climático da precipitação do estado do Rio Grande do Norte foi utilizada a série de dados obtida de estações Meteorológicas de Superfície monitoradas pelo 3º DISME (Distrito de Meteorologia - INMET), e de estações pluviométricas monitorados pela Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN), os quais correspondem a 45 anos de dados no período de 1963 a 2007. Foram utilizados dados de precipitação diária de 166 estações pluviométricas, distribuídas de forma homogênea pelo estado do Rio Grande do Norte, afim de representar da melhor maneira cada mesorregião. Inicialmente dados diários, transformados em dados médios mensais, para a extração da climatologia do regime de chuvas de cada mesorregião assim como do estado do Rio Grande do Norte como um todo. Na **Figura 23** é mostrada pontualmente a distribuição das estações para melhor compreensão espacial da rede de coleta em todo o estado.



**Figura 23– Distribuição espacial da rede pluviométrica utilizada e o nome de alguns municípios para melhor localização.**

### 3.4 Procedimentos

Identificar os sistemas meteorológicos condicionantes da variabilidade pluviométricas do Nordeste brasileiro, bem como a influência da interação oceano-atmosfera, estes fenômenos foram imprescindíveis. A informação sobre interferência e interação entre os mecanismos meteorológicos moduladores do regime de chuvas nestas regiões foram extraídos e analisados a partir da literatura existente.

Os estudos climatológicos foram desenvolvidos utilizando-se séries de dados de precipitação com 45 anos de observação, partindo de dados diários, transformados em dados mensais, pôde-se calcular as médias climatológicas mensais e anuais para o estado do Rio Grande do Norte, assim como de cada mesorregião Potiguar. A análise descritiva das séries de dados disponibilizadas, foi realizada com o auxílio de softwares apropriados, foram extraídos os principais parâmetros estatísticos, possibilitando uma melhor adequação aos métodos de interpolação e geração de gráficos e mapas. Depois de realizada a análise descritiva dos dados das séries de precipitação, foram feitos testes para verificar a consistência dos dados da amostra que descrevem o comportamento das séries.

O semivariograma é a representação gráfica da função variograma, a partir dele pode-se observar algumas propriedades que descrevem o comportamento de variáveis regionalizadas. De acordo com Yamamoto (2001) o variograma possui as seguintes propriedades:

Amplitude – distância até onde ocorre independência das amostras.

Patamar – valor máximo da variância.

Efeito pepita – descontinuidade própria à origem do variograma.

Variância espacial – diferença entre o patamar e o efeito pepita.

O semivariograma é definido como:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2} \{ \text{Var}[Z(\mathbf{t}) - Z(\mathbf{t} + \mathbf{h})] \} \quad (1)$$

Note que  $\text{Var}[Z(\mathbf{t}) - Z(\mathbf{t} + \mathbf{h})]$  é a variância dos dados separados por uma distância  $h$ , mas, na expressão acima, esta variância está sendo dividida por dois, então utiliza-se o prefixo “semi” para distinguir da variância e daí vem o nome semivariância para  $g(h)$  e semivariograma para o gráfico de  $g(h)$  em função de  $h$ .

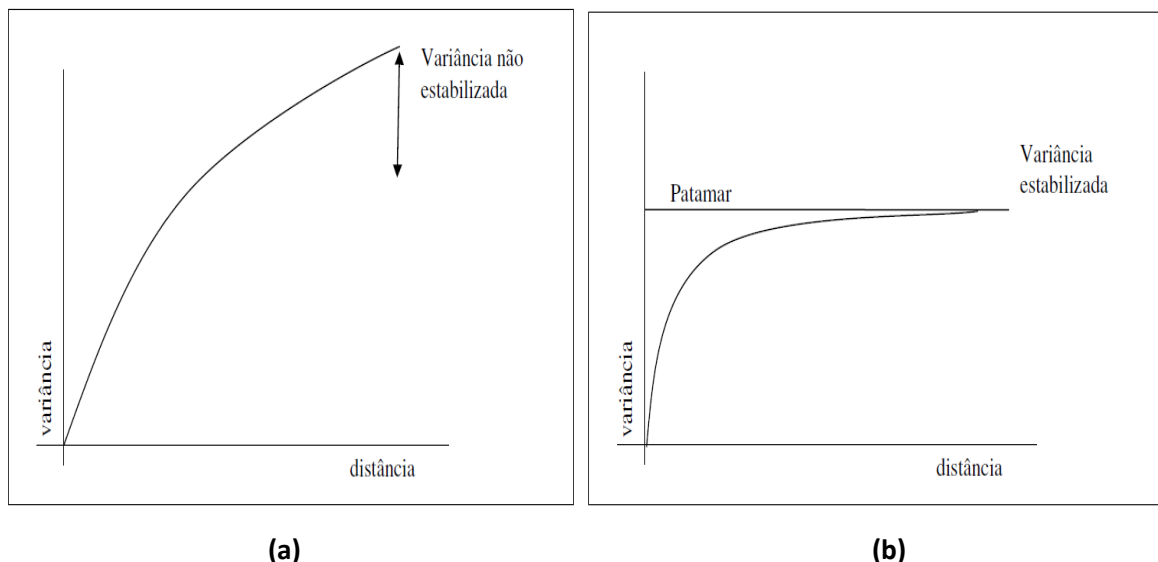
Analisando a expressão da função semivariância, pode-se imaginar que quanto mais próximos estiverem os pontos amostrados, maior será a semelhança entre eles e, portanto, menor a semivariância; e quanto mais distantes estiverem os pontos amostrados menor será a semelhança e, conseqüentemente, maior a dispersão (variância). Na teoria tem-se que para a distância  $h=0$  a semivariância  $\gamma(0) = 0$  e, a semivariância  $\gamma(h)$  cresce com o incremento de  $h$ , até atingir um valor constante para  $\gamma(h)$  que corresponde às variações aleatórias, ou seja, variações que não são justificadas pela semelhança de um ponto com outro.

A distância  $h$  a partir da qual  $\gamma(h)$  se torna aproximadamente constante é chamada de alcance da dependência espacial ( $a$ ) sendo que as medições realizadas a distâncias maiores que  $a$ , tem distribuição espacial aleatória e, portanto, são independentes entre si. O valor de  $\gamma(h)$  constante é chamado de patamar ( $C$ ).

A utilização de dados amostrais na estimativa da semivariância e na construção do semivariograma, revela que, frequentemente, para  $h = 0$  a semivariância  $\gamma(0)$  difere de zero.

Quando  $\gamma(0) \neq 0$ , surge um novo termo no semivariograma chamado de efeito pepita ( $C_0$ ) e, neste caso, o patamar é dado por:  $C_0 + C$ .

Fenômenos não estacionários não podem ser representados por variogramas com variância finita, pois não estabiliza no patamar e a variância cresce indefinidamente (**Figura 24. a**). No caso de fenômenos estacionários como é o caso da precipitação, o variograma deve apresentar variância estabilizada, como representado na **Figura 24. b**).



**Figura 24 – Variogramas exemplificando a variância não estabilizada (a), típico de fenômenos não estacionários e com variância estabilizada (b), típico de fenômenos estacionários. Fonte: PANNATIER, 1996.**

De acordo com Soares (2000) nos fenômenos não estacionários a variável a ser estimada não tem comportamento homogêneo dentro da área amostrada, com os valores crescendo de modo sistemático em dada direção ou um ponto com valores altos concentrados e valores baixos ao redor decrescendo de forma radial.

Note que  $h$  é um vetor e, conseqüentemente, o semivariograma depende da magnitude e da direção de  $h$ . Quando o semivariograma é idêntico para qualquer direção de  $h$  ele é chamado de isotrópico e quando o semivariograma apresenta os parâmetros  $C$ ,  $C_0$ ,  $a$  e/ou modelo diferenciado dependendo da direção de  $h$ , ele é chamado anisotrópico.

Pode-se classificar a anisotropia em anisotropia geométrica ou anisotropia zonal, Se o semivariograma é anisotrópico ele deve sofrer transformações antes de ser usado. Vieira (1995) alega que, em geral, a precisão da interpolação ou o tipo de hipótese satisfeita, não são afetados se, ao invés de se preocupar com a escolha de método de transformação de anisotropia, apenas limitar a faixa de distância na qual se utiliza o semivariograma. As principais direções de  $h$  que são examinadas são:  $0^\circ$  (na direção X),  $90^\circ$  (na direção Y),  $45^\circ$  e  $135^\circ$  (nas duas diagonais principais).

Quando os dados forem coletados em uma transeção (linha), o semivariograma é unidimensional e nada pode ser dito sobre anisotropia.

A Krigagem é um processo de estimativa de valores de variáveis distribuídas no espaço, e/ou no tempo, a partir de valores adjacentes enquanto considerados como interdependentes pelo semivariograma. Trata-se, em último caso, de um método de estimativa por médias móveis.

A krigagem pode ser usada, como algoritmo estimador, para:

a) previsão do valor pontual de uma variável regionalizada em um determinado local dentro do campo geométrico; é um procedimento de interpolação exato que leva em consideração todos os valores observados, o qual pode ser a base para cartografia automática por computador quando se dispõe de valores de uma variável regionalizada dispostos por uma determinada área;

b) cálculo médio de uma variável regionalizada para um volume maior que o suporte geométrico como, por exemplo, no cálculo do teor médio de uma jazida a partir de informações obtidas de testemunhas de sondagens;

Em todas essas situações o método fornece, além dos valores estimados, o “erro” associado a tal estimativa, o que o distingue dos demais algoritmos existentes. A krigagem usa

informações a partir do semivariograma para encontrar os pesos ótimos a serem associados às amostras que irão estimar um ponto, uma área ou um bloco.

Como o semivariograma é uma função da distância entre locais de amostragens, mantendo o mesmo número de amostras, os pesos são diferentes de acordo com o seu arranjo geográfico. O uso do semivariograma para a estimativa por krigagem não exige que os dados tenham distribuição normal, mas a presença de distribuição assimétrica, com muitos valores anômalos, deve ser considerada, pois a krigagem é um estimador linear.

A metodologia geoestatística apresenta diversas técnicas de estimativas disponíveis e a mais usual é a krigagem ordinária, seja um ponto que se deseja estimar, sendo o valor real desconhecido representado por  $z$ . O valor estimado ( $z^*$ ) é calculado, utilizando  $n$  amostras localizadas segundo coordenadas ou realizações conhecidas  $z(t_1), z(t_2), \dots, z(t_n)$  da variável  $z(t)$ , nos locais  $t_1, t_2, \dots, t_n$ ; que o semivariograma da variável já tenha sido determinado; e que o interesse seja estimar um valor  $z^*$  na posição  $t_0$ .

O valor estimado  $z^*(t_0)$  é dado por:

$$z^*(t_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(t_i). \quad (2)$$

em que:  $n$  é o número de amostras de  $Z(t)$  envolvidas na estimativa de  $z^*(t_0)$ , e  $\lambda_i$  são os pesos associados a cada valor medido,  $z(t_i)$ .

**Observação:** Se existe a dependência espacial, os pesos  $\lambda_i$  são variáveis de acordo com a distância entre o ponto a ser estimado  $z^*(t_0)$  e os valores  $z(t_i)$  envolvidos nas estimativas. Se ocorre a independência espacial, então:  $\lambda_i = 1/n$  e, portanto tem-se a média aritmética simples.

É evidente que existe a esse estimador um erro  $\varepsilon = z - z^*$ . Se os erros, apresentarem valores próximos a zero, o estimador é de confiança e isso pode ser verificado pela distribuição desses valores.

Logo, a melhor estimativa de  $z^*(t_0)$  é obtida quando:

- a) o estimador é não tendencioso

$$\mathbf{E}\{z^*(t_0) - z(t_0)\} = \mathbf{0} \quad (3)$$

b) a variância da estimativa é mínima

$$\mathit{Var} [z^*(t_0) - z(t_0)] = \mathit{mínimo} \quad (4)$$

Para que  $z^*$  seja uma estimativa não tendenciosa de  $z$ , a soma dos pesos das amostras tem que se igualar a 1.

$$\sum \lambda_i = 1 \quad (5)$$

A partir do bando de dados, foram confeccionados gráficos das médias mensais climatológicas de precipitação para cada mesorregião Potiguar. Como também mapas com os totais anuais de cada mesorregião, ilustrando espacialmente a magnitude do seu comportamento. Utilizando o método de interpolação espacial por Krigagem (Ordinária) foram confeccionados mapas de isoietas mensais e anuais.

Em um segundo momento foram elaborados mapas altimétricos de cada mesorregião e dos totais anuais médios em cada estação, afim de identificar qual a possível interferência da orografia na climatologia do regime de chuvas de cada mesorregião do Estado, em relação aos sistemas meteorológicos de menor escala temporal e espacial, e assim identificar o comportamento desses sistemas ao longo do ano.

Com o auxílio dos gráficos das médias mensais de cada mesorregião, foi possível dividir o ciclo anual das chuvas em dois períodos, um compreendendo o período em que ocorrem os maiores volumes precipitados, chamado de período chuvoso, ou período das chuvas e outro período em que não ocorre precipitação, chamado de período seco ou período de estiagem, como também os períodos de transição.

Posteriormente, cada período foi analisado em relação aos sistemas meteorológicos que atuam modulando o regime das chuvas, tanto os que provocaram ou inibem a precipitação dependendo da configuração em que tais sistemas se apresentam, e em qual época do ano, para cada uma das mesorregiões Northeriogradense. Possibilitando a elaboração de um mapa apontando as quadras secas e chuvosas de cada mesorregião do Estado.

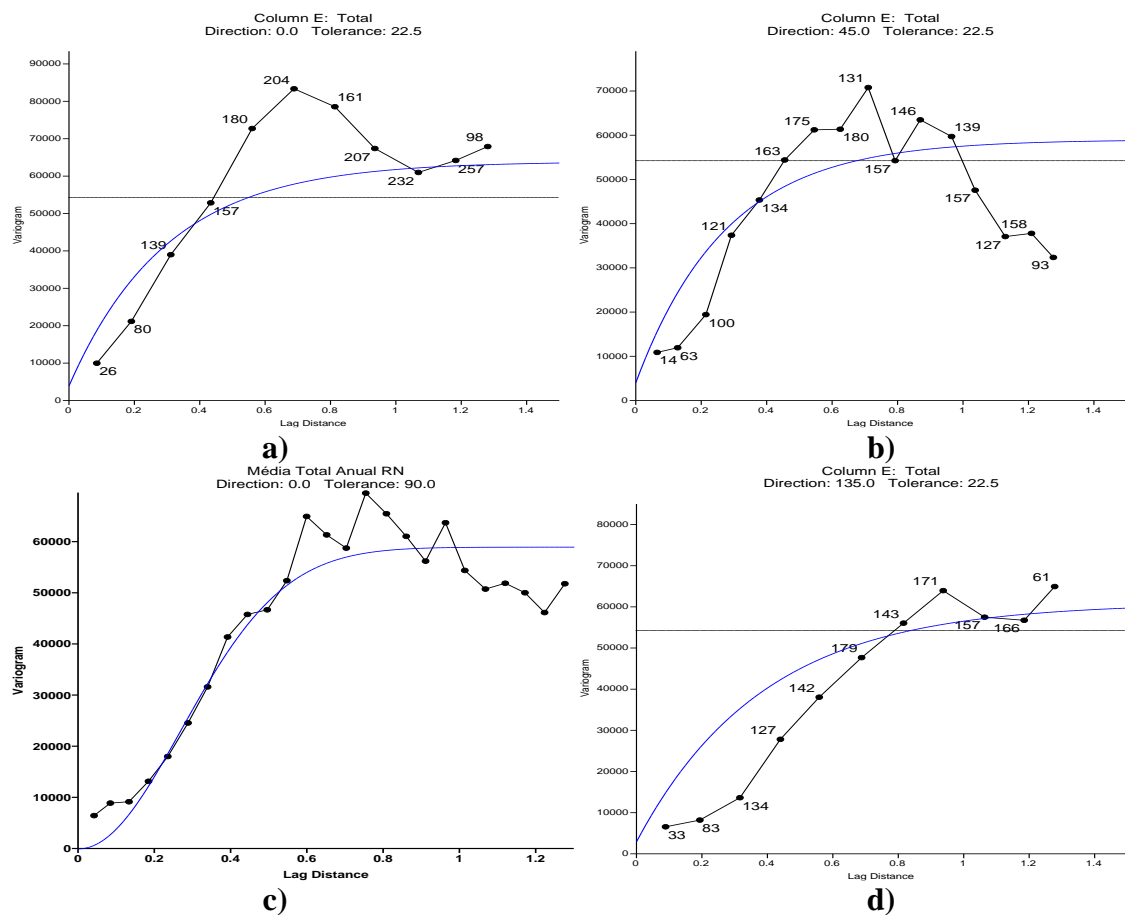
A partir dos resultados gerados e analisando-os em conjunto e separados, tentou-se descrever como essa dinâmica meteorológica se comporta de acordo com as configurações que podem vir a ocorrer no futuro, servindo de ferramenta de alerta ou de apoio em previsões de médio prazo (sazonais e anuais), tanto em se tratando de períodos mais propensos a chuvas como para períodos propensos a estiagens, em um estado brasileiro que rotineiramente sofre com ambas as situações de enchente ou estiagem.



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Análise variográfica da Precipitação

Com base na série de totais anuais médios de precipitação, foram confeccionados semivariogramas nas direções, 0°, 45°, 90° e 135° todos com tolerância de 22,5°, obtendo-se como resultados que em todas as direções o comportamento da série de dados anuais médios foi isotrópico (**Figura 25**), nas direções de 0°, 45° e 135° ajustados ao modelo Exponencial, apresentando um pequeno efeito pepita, já na direção de 90° o semivariograma se ajustou ao Modelo GAUSSIANO com variância estabilizada e sem efeito pepita (Como sugere PANNATIER, 1996), que justifica o uso da Krigagem como método de interpolação mais adequado para o estudo.



**Figura 25 - Variogramas da série de totais anuais médios com variância estabilizada e isotropia. Em a) 0°, b)45°, c)90° e d) 135° de direção, ambos com tolerância de 22,5°.**

Descartou-se a necessidade de se gerar um variograma referente a cada mês, já que visualmente o comportamento anual em termos de interpolação é semelhante em relação aos meses chuvosos. Já nos meses de estiagem, devido a ocorrência de valores nulos em determinadas regiões do estado a interpolação ocorre somente nas regiões onde se tem valores absolutos, não sendo útil a análise variográfica.

Ainda em relação a análise variográfica, confeccionou-se o mapa de resíduos do variograma (Figura 26) dos totais anuais médios, onde mostra os valores residuais plotados distribuídos espacialmente pelo estado do RN, que significam os erros de estimativa na interpolação por Krigagem. Novamente comprovando que o método de interpolação utilizado é apropriado ao estudo, já que tais erros para a maior parte do Estado foram considerados baixos ou próximo de nulos. Apenas em poucas regiões onde se tem estações mais distantes umas das outras ocorrem os maiores erros estimados de interpolação.

### Mapa de Resíduos do Variograma

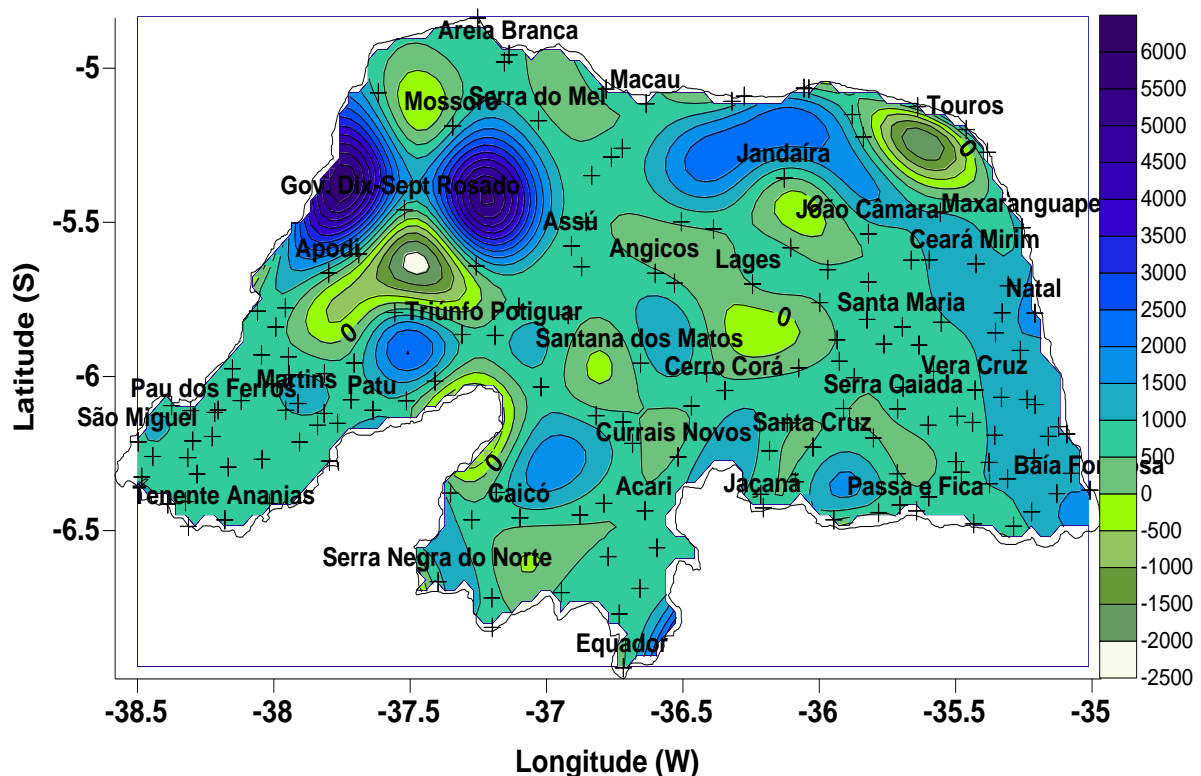


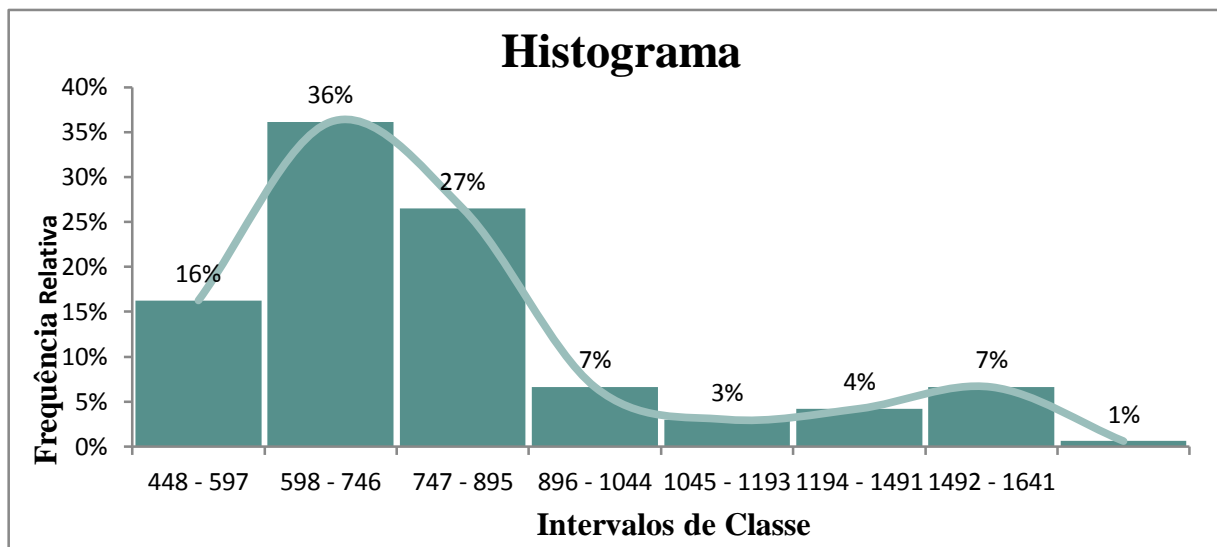
Figura 26 – Mapa de resíduos do variograma de interpolação dos totais anuais médios para o Rio Grande do Norte.

## 4.2 Análise estatística da precipitação

Na **Tabela 02** são apresentados os valores da distribuição de probabilidade e o histograma (**Figura 27**), referentes aos valores da precipitação média total anual. Na tabela de distribuição de frequência são mostrados os intervalos das classes, valores médios de cada intervalo de classe ( $X_i$ ), com os quais se obteve a distribuição de frequência relativa e calculada. Esses resultados são melhor apresentados no Histograma, visualizando a distribuição dos valores precipitados em valores absolutos.

**Tabela 02 – Distribuição de probabilidade estatística da série de totais anuais médios**

L inf	L sup	$X_i$	$Z_i$	CLASSES	FreqAbsol	FreqRelat (%)
448	597	523	-1,152	448 – 597	27	16%
598	746	672	-0,539	598 – 746	60	36%
747	895	821	0,074	747 – 895	44	27%
896	1044	970	0,688	896 – 1044	11	7%
1045	1193	1119	1,301	1045 – 1193	5	3%
1194	1342	1268	1,914	1194 – 1342	7	4%
1343	1491	1417	2,528	1343 – 1491	11	7%
1492	1642	1566,4	3,143	1492 - 1641	1	1%



**Figura 27 – Histograma de distribuição de frequência relativa e calculada por Gauss dos valores totais anuais médios para o estado do Rio Grande do Norte.**

### 4.3 Comportamento climatológico da precipitação no estado do Rio Grande do Norte

Gráficos e mapas da distribuição espacial e temporal da precipitação a fim de auxiliar na leitura descritiva e discutida em cada abordagem são discutidos a seguir.

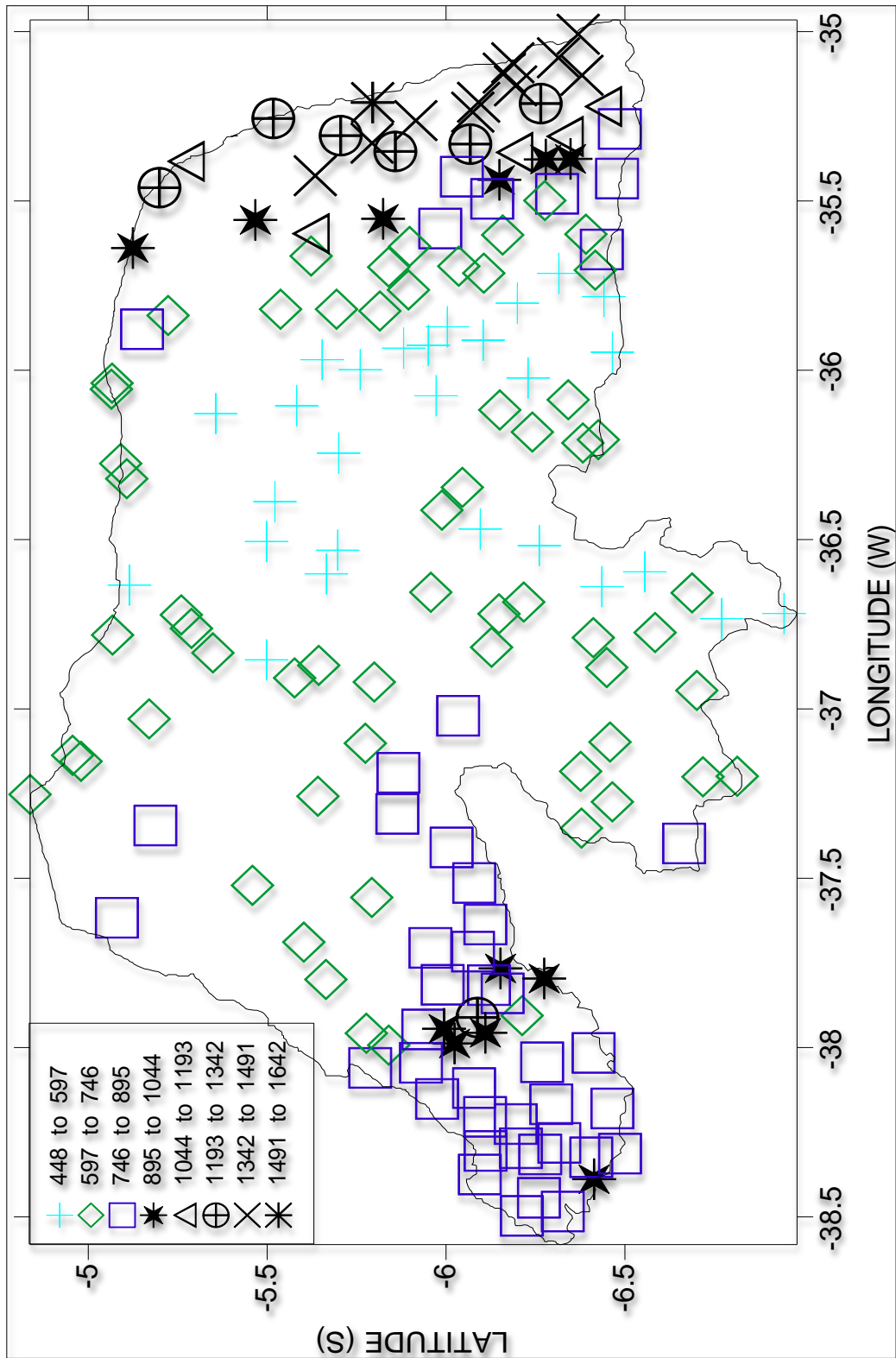
Em relação a distribuição espacial da precipitação no Estado em função de cada intervalo de classe apresentado no histograma de frequência, a **Figura 28** mostra essa espacialização, onde foi observada uma grande variabilidade, em 82% das estações pluviométricas do estado do Rio Grande do Norte (83,4% da área do Estado) a precipitação média anual não ultrapassa os 900 mm.

A precipitação na região tropical é a variável meteorológica de maior importância, pois apresenta maior variação em termos de mudanças sazonais, sendo também o principal fator utilizado na subdivisão do clima numa região (MORAES, 2003). Segundo Ribeiro (2001) a precipitação é também um dos principais componentes do balanço hídrico. Sendo de suma importância para aprimorar o conhecimento sobre os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados aos sistemas atmosféricos locais, de meso e grande escala que atuam em uma determinada região.

O estado do RN possui grande variabilidade na distribuição pluviométrica devido a sua localização geográfica, orografia e sistema de ventos locais. No estado, a precipitação média anual é de 802 mm, estes totais anuais médios variam entre as diferentes regiões, desde menos de 448 mm no município do Equador, mesorregião Central Potiguar, a mais de 1.642 mm na cidade do Natal, Capital do Estado situada na região Litorânea, mesorregião Leste Potiguar.

A **Figura 28** apresenta por faixas volumétricas, a distribuição da precipitação média anual no estado do Rio Grande do Norte, mostrando desde as regiões onde os maiores valores de precipitação ocorrem, englobando a maior parte da faixa litorânea Leste, onde a precipitação em média anual é superior a 1250 mm, reduzindo gradualmente à medida que se aproxima da costa Norte. Como também, outra porção situada ao sudoeste do Estado nas proximidades do Município de Martins, onde os índices chegam a atingir 1150 mm.ano<sup>-1</sup>.

Já as áreas mais secas do estado as quais podem não superar os 650 mm.ano<sup>-1</sup> precipitados, estão localizadas nas mesorregiões Agreste e Central Potiguares, onde se destaca o município de Equador, no qual não ultrapassa 450 mm.ano<sup>-1</sup> em média. Já as porções Noroeste até a costa Norte do RN apresentam índices precipitados variando entre 650 e 850 mm.ano<sup>-1</sup> em média.



**Figura 28 – Distribuição da precipitação média total anual no estado do Rio Grande do norte, apresentada em faixas de amplitude de milímetros precipitados.**

É importante lembrar, a precipitação que contribui para o total anual não é, na maior parte do estado, regularmente distribuída ao longo dos meses.

#### 4.4 Precipitação média mensal no Rio Grande do Norte

Além da grande variação espacial anual da precipitação no Estado, é importante considerar a sazonalidade da precipitação, assim, a partir dos dados mensais médios de precipitação igualmente do período entre 1963 e 2007, foi gerada a **Figura 29 de a) até l)**, que apresenta as isoietas mensais para o estado do Rio Grande do Norte.

Nestes mapas se pode observar que o comportamento mensal médio se difere notavelmente de um mês para outro. Assim se pode ter uma ideia de como se comportam as épocas do ciclo das chuvas em relação aos períodos em que tais chuvas ocorrem. Observa – se que nos meses de março a julho, são os meses que em média ocorrem os maiores índices precipitados em todo o estado, enquanto entre agosto e novembro os índices são extremamente baixos ou praticamente nulos. Já, a partir de meados de dezembro são observados alguns índices precipitados nas porções menos elevadas do Alto Oeste, áreas a barlavento da serra de Martins, áreas da porção central da mesorregião Central Potiguar nas proximidades do município de Caicó devido principalmente a intrusão de remanescentes de Frentes Frias nessas áreas de menor altitude. Na Mesorregião Leste Potiguar, em dezembro ocorrem valores entre 25 a 40 milímetros, aumentando gradativamente os volumes precipitados na sequência do período chuvoso até atingir os maiores volumes em junho.

Para as porções mais elevadas das mesorregiões Oeste e Central Potiguares as chuvas que se intensificam a partir de dezembro, devido a um escoamento de Oeste, que alimenta a região com umidade transportada da região amazônica, o que gera um fortalecimento e cria uma Linha de Instabilidade puramente convectiva devido as regiões mais elevadas, ocasionando convecção forçada responsável por estes primeiros volumes precipitados, ainda a atuação de remanescentes de sistemas, oriundas das altas latitudes. Em continuação ao período chuvoso atinge os maiores índices em meados de março, sob a atuação da ZCIT principalmente. Nessas regiões, as chuvas cessam a partir de julho, e retornarão somente em meados de novembro, salvo algumas chuvas isoladas que podem vir a ocorrer devido a orografia.

No mês de julho se verifica um maior contraste entre a mesorregião Leste e a Agreste Potiguar, devido aos sistemas que transportam umidade atuarem de Leste, precipitando a maior parte da umidade transportada à barlavento da serra da Borborema, que se encontra em sentido Norte - Sul no interior da Central Potiguar. Com exceção dos meses de janeiro a março, a mesorregião Leste Potiguar apresenta sempre as maiores precipitações, e isso também é verificado durante o período seco propriamente dito, devido principalmente a proximidade com

a costa Leste Litorânea abundantemente favorecida com a umidade que provêm do Oceano Atlântico.

Mesmo nas porções centrais do Estado, parte da umidade oriunda de Leste, chega até elas, porém a ausência de mecanismos formadores de convecção vertical inibe a ocorrência de precipitação.

A mesorregião Agreste Potiguar possui uma particularidade, durante a maior parte do ano, parte dela, região situada a Oeste do Planalto da Borborema apresenta um comportamento semelhante ao das mesorregiões Central e Oeste em relação ao regime das chuvas, enquanto a segunda metade, a Leste da região montanhosa apresenta um comportamento idêntico ao da mesorregião Leste Potiguar, principalmente durante o período das chuvas, mesmo que efetivamente os índices precipitados sejam inferiores. Sendo portanto a mesorregião que apresenta em relação ao período do ciclo das chuvas um divisor, isto será melhor detalhado posteriormente.

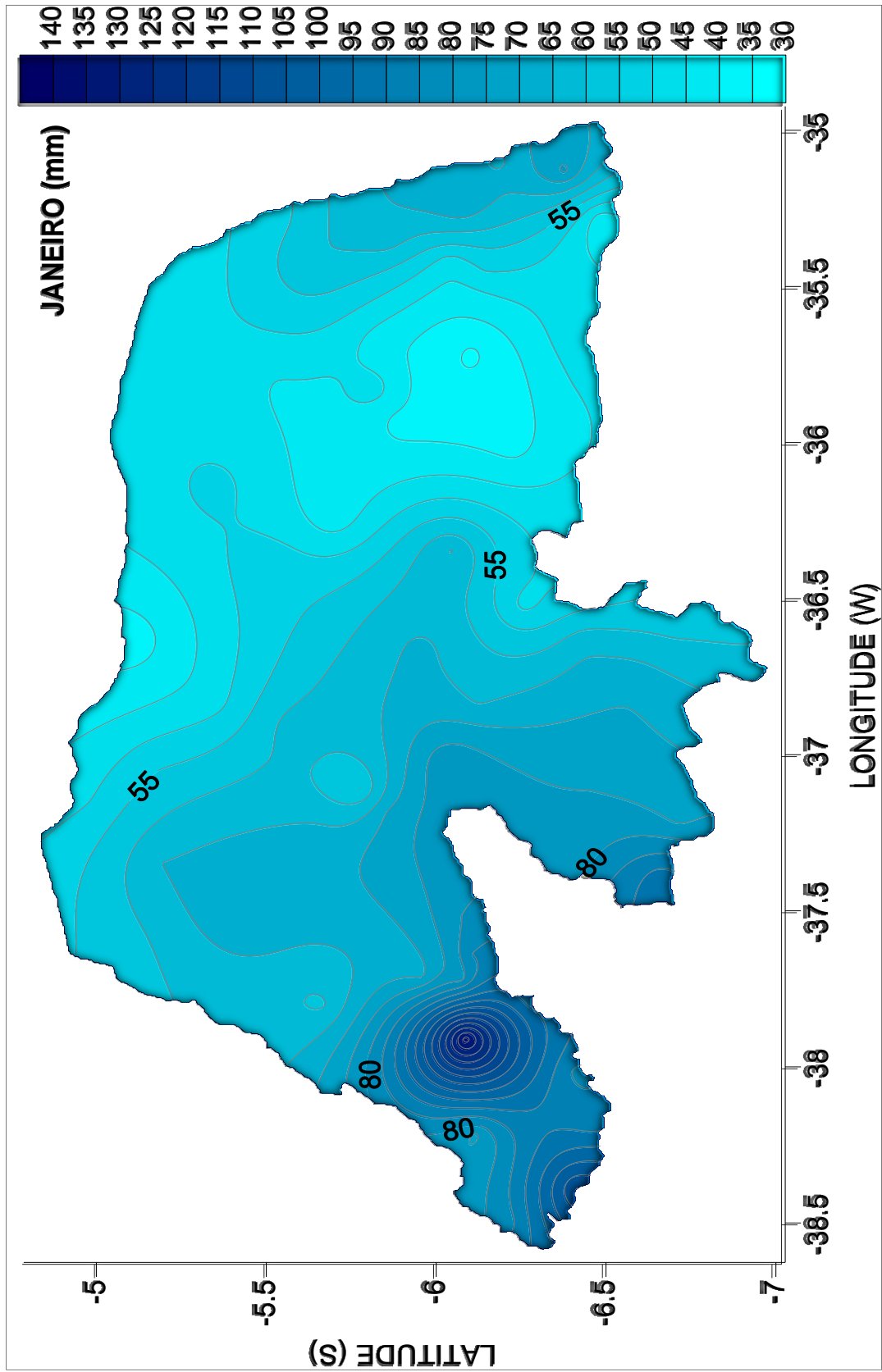


FIGURA 29. a) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Janeiro.



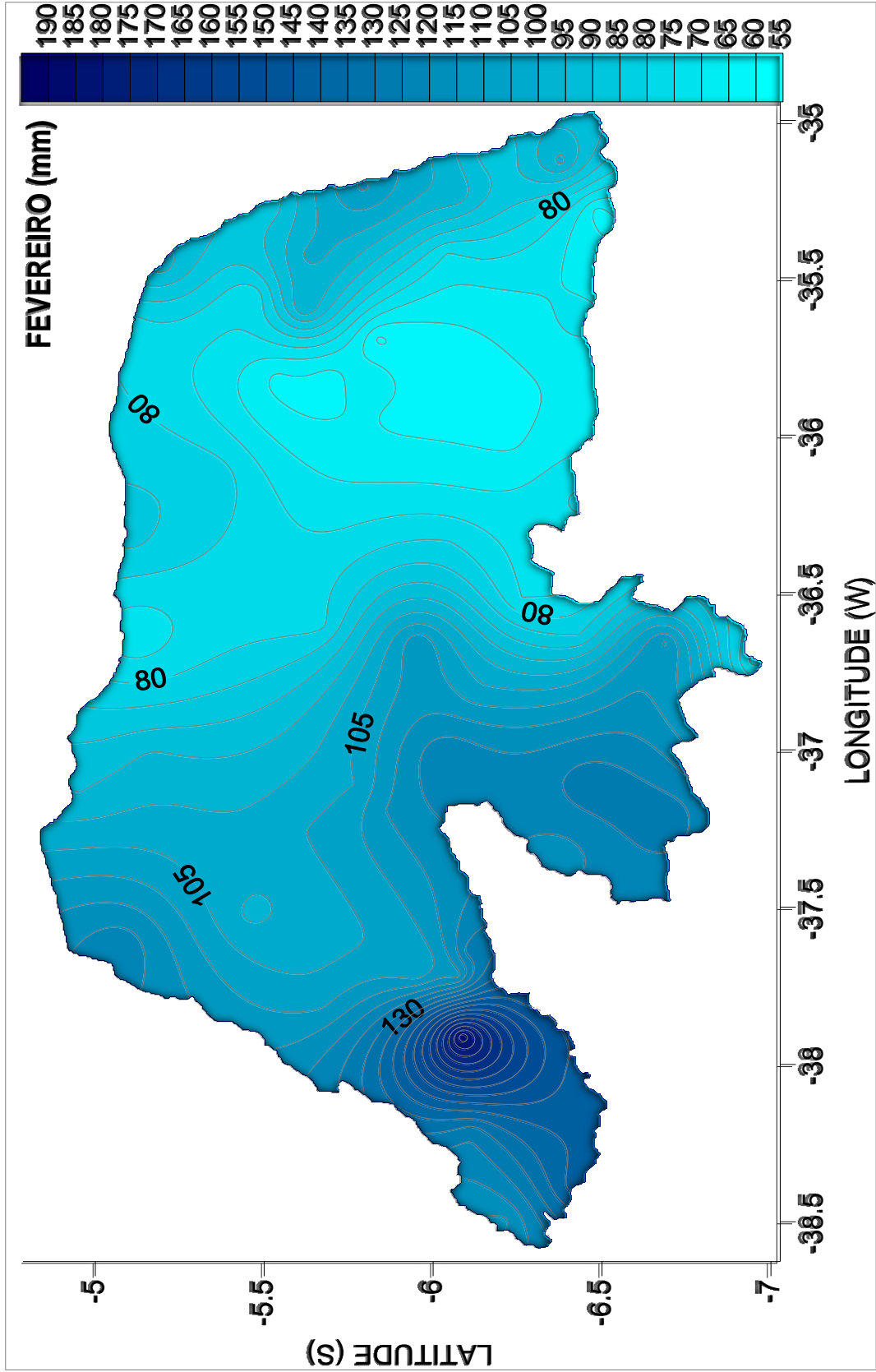


FIGURA 29. b) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Fevereiro.

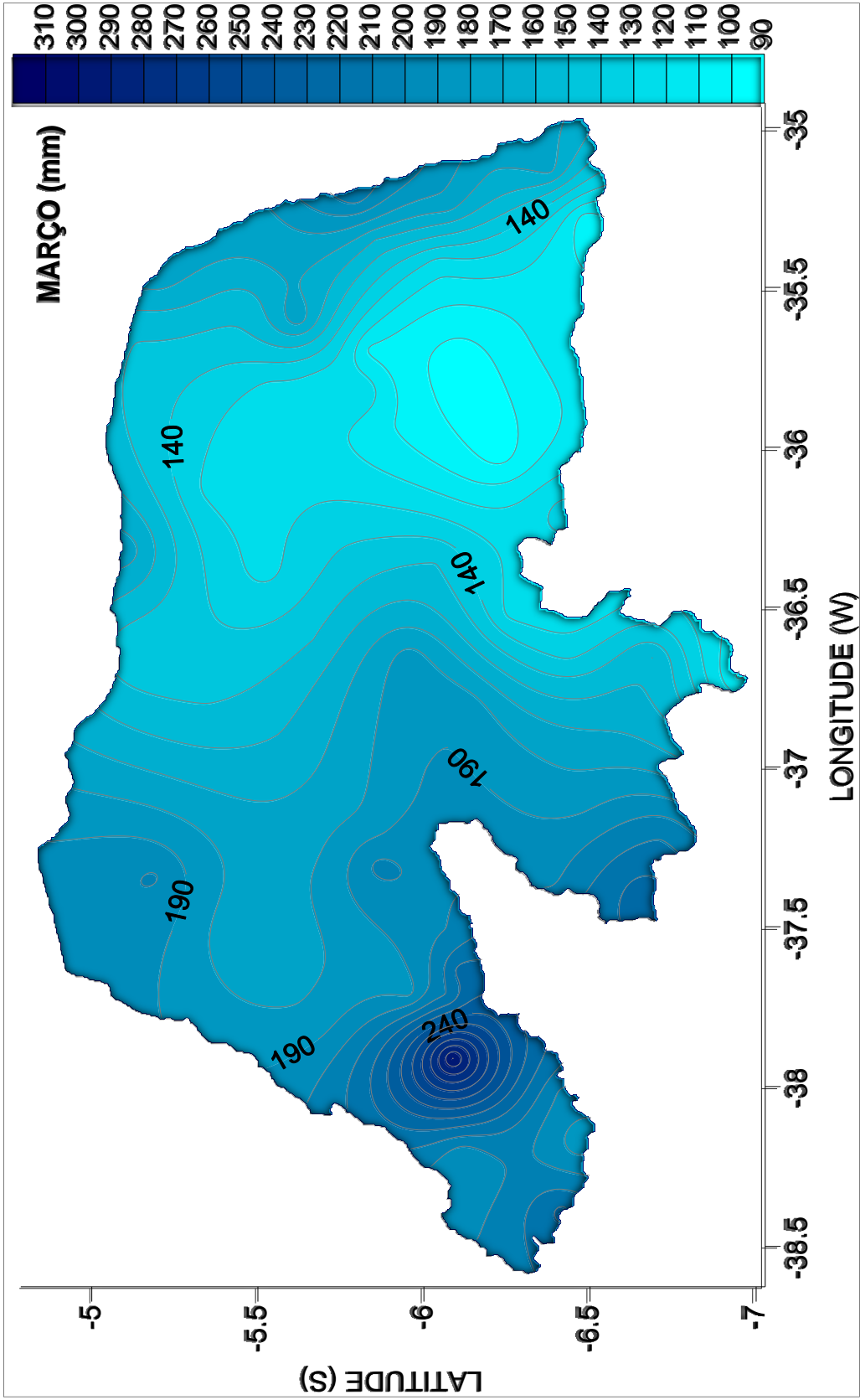


FIGURA 29. c) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Março.

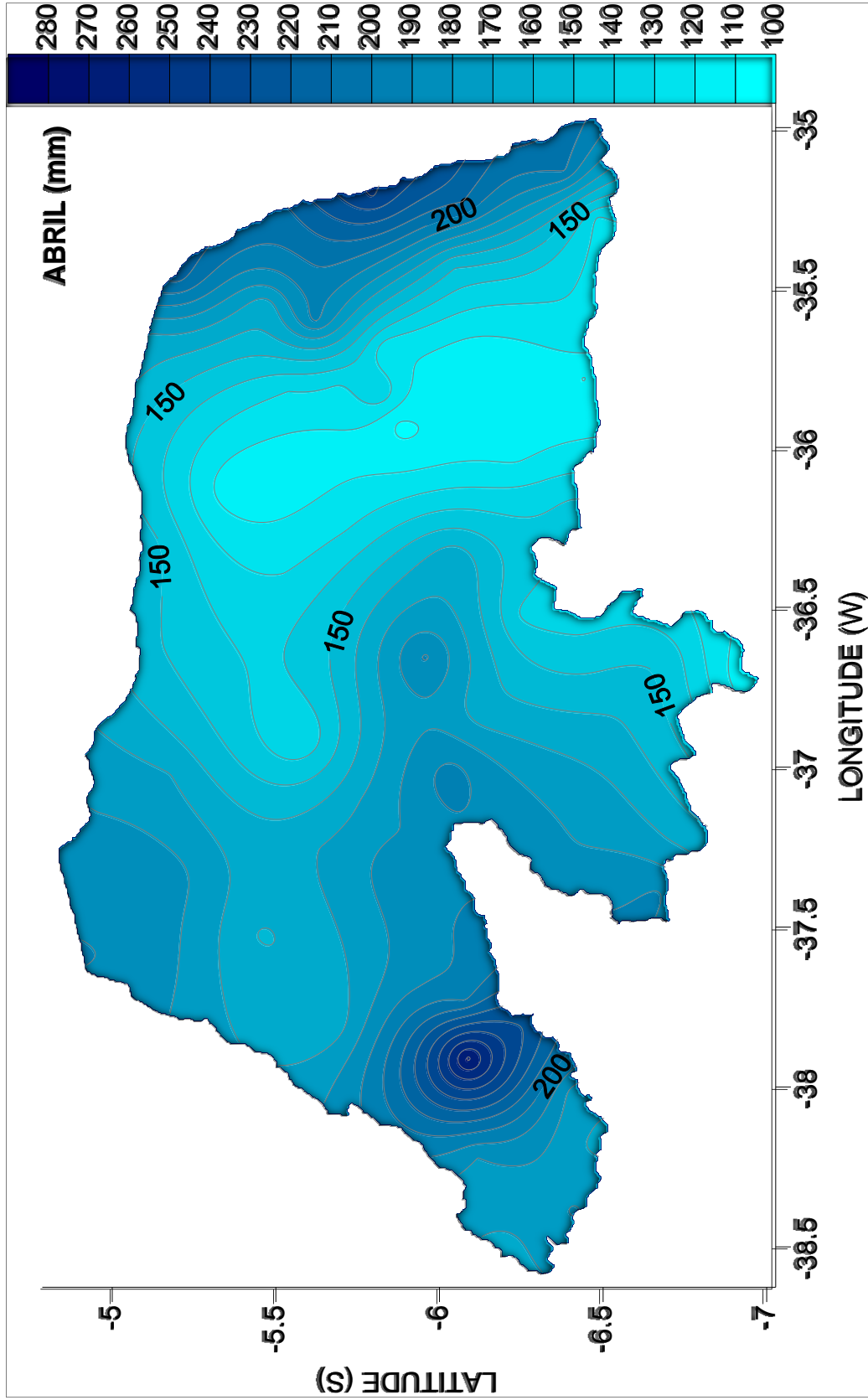


FIGURA 29. d) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Abril.

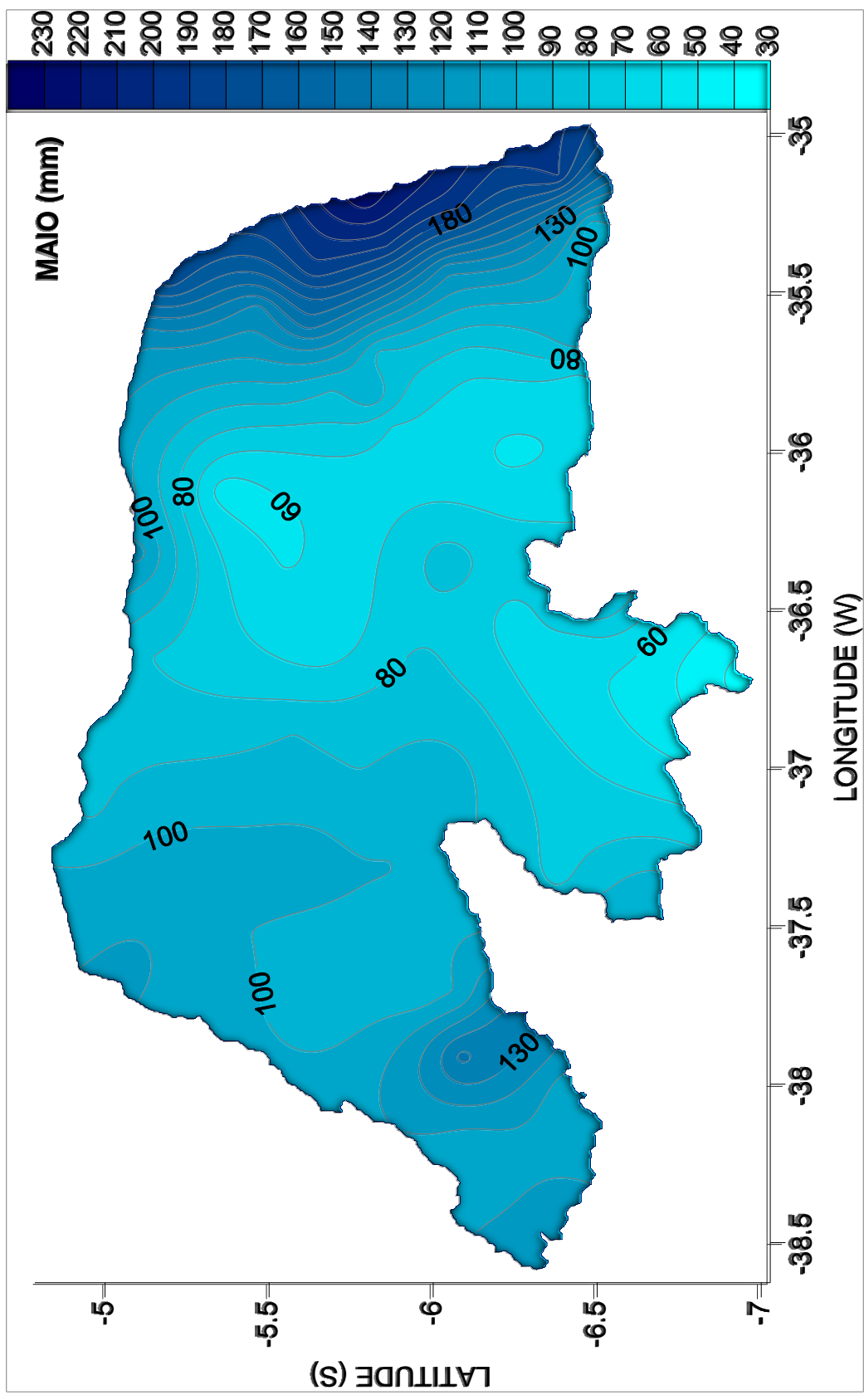


FIGURA 29. e) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Maio.

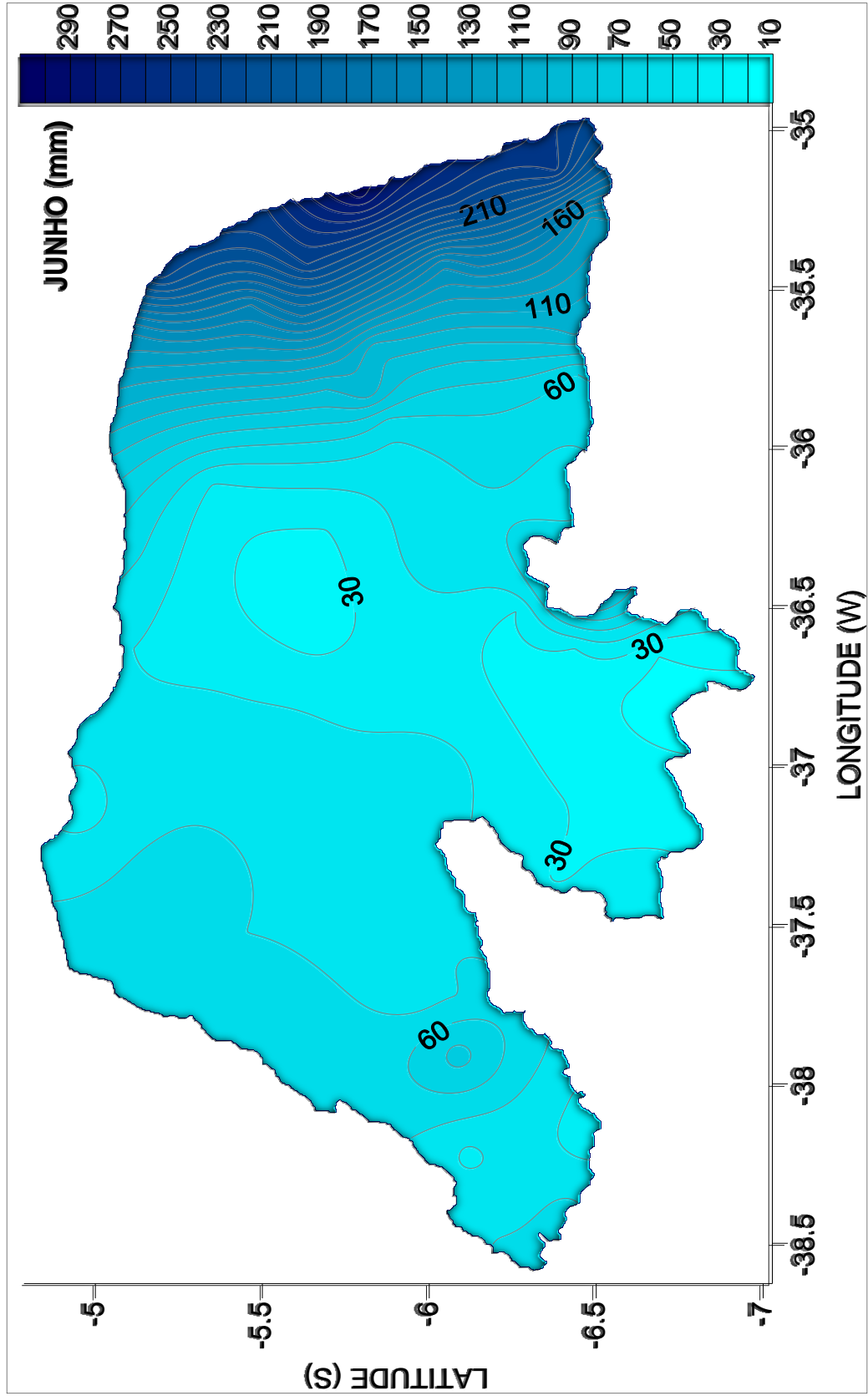


FIGURA 29. f) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Junho.

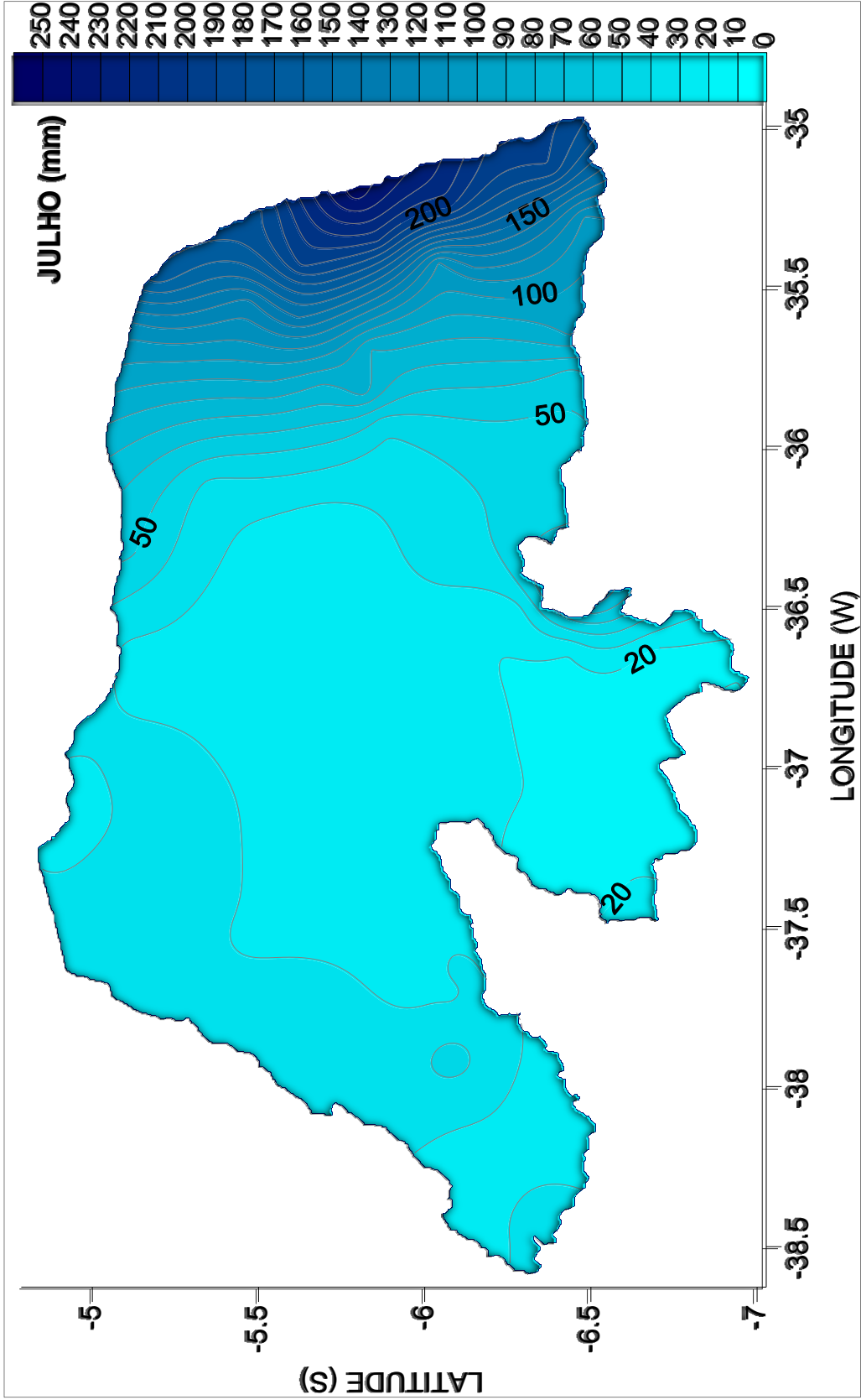


FIGURA 29. g) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Julho.

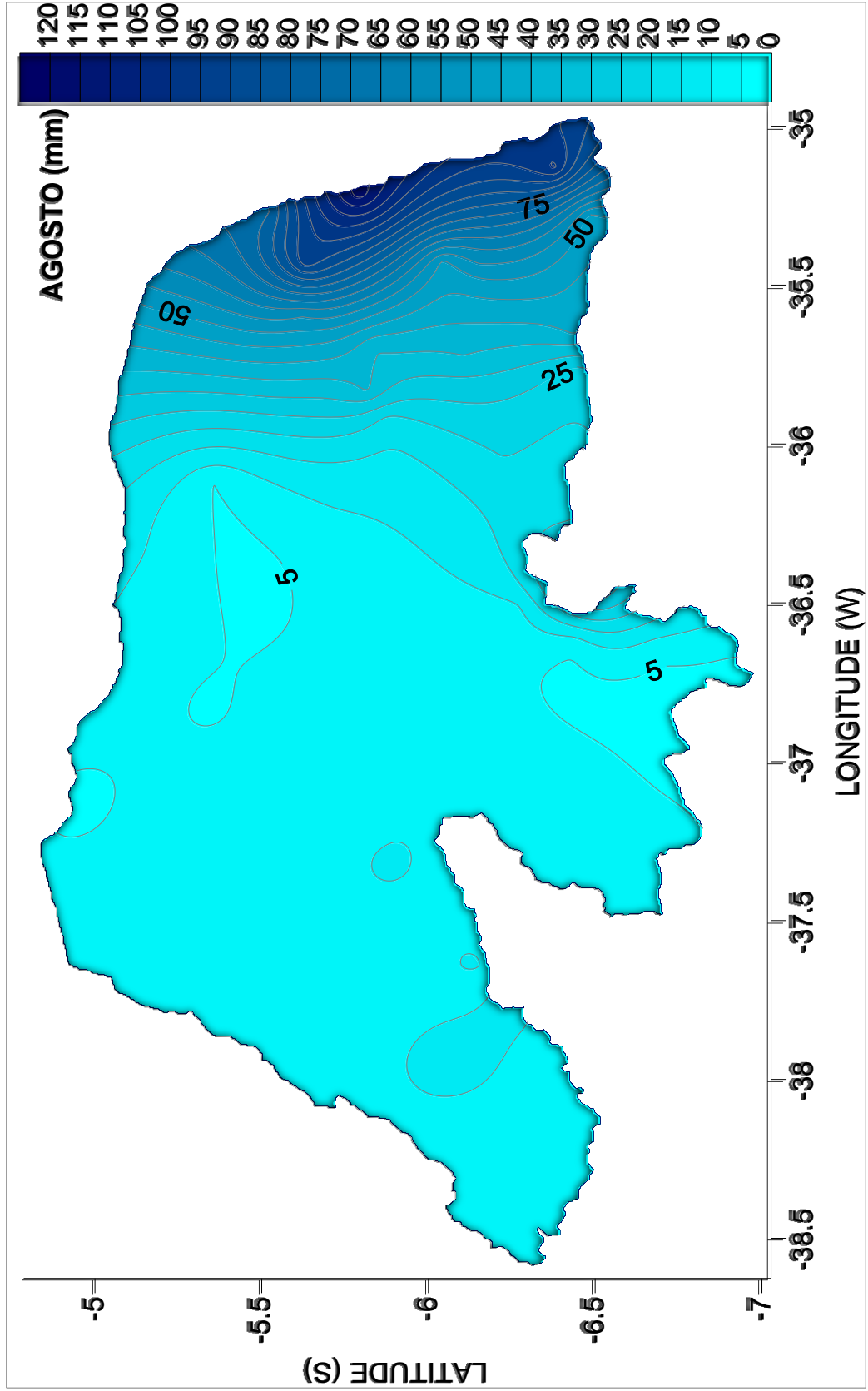


FIGURA 29. h) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Agosto.

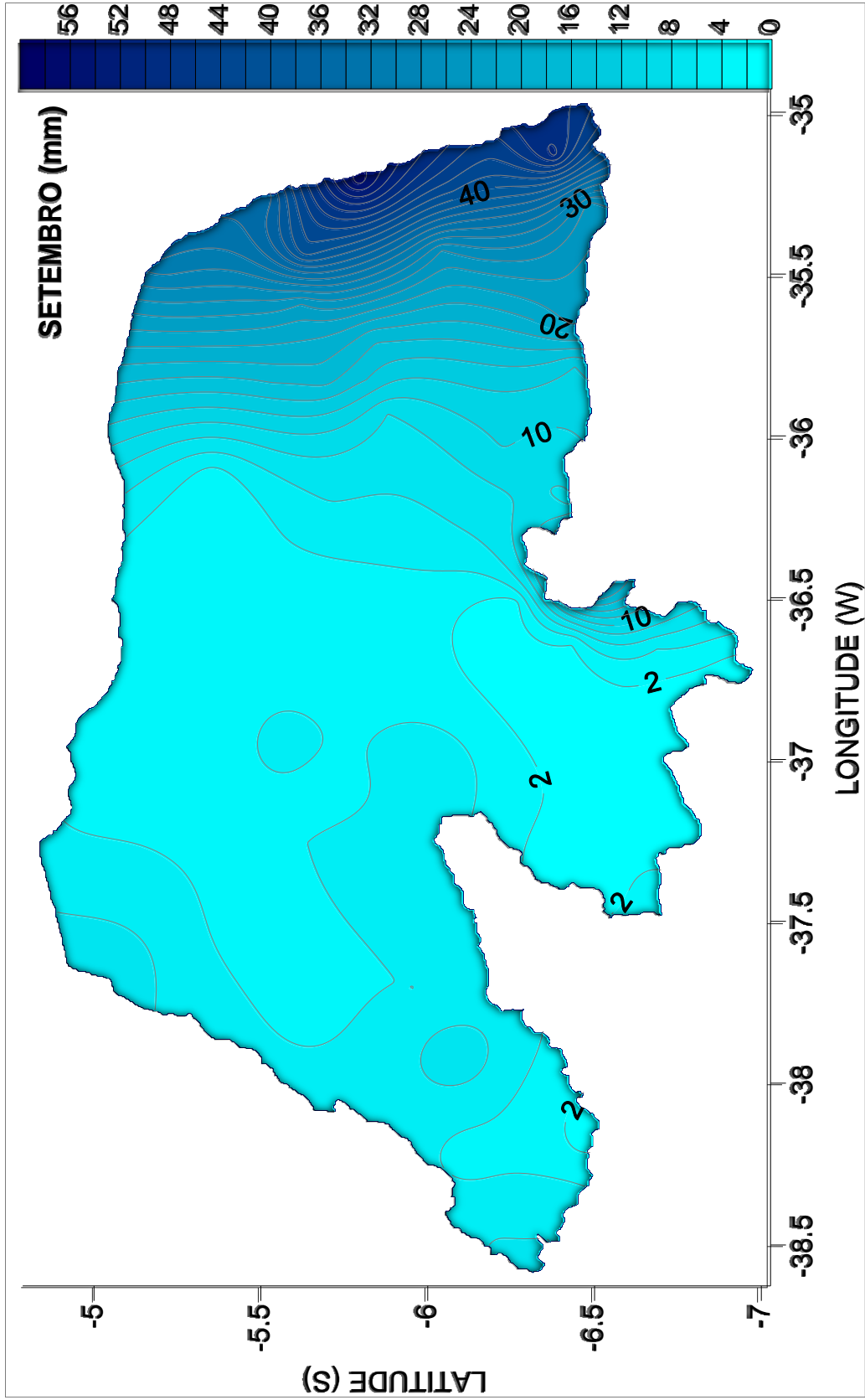


FIGURA 29. i) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Setembro.



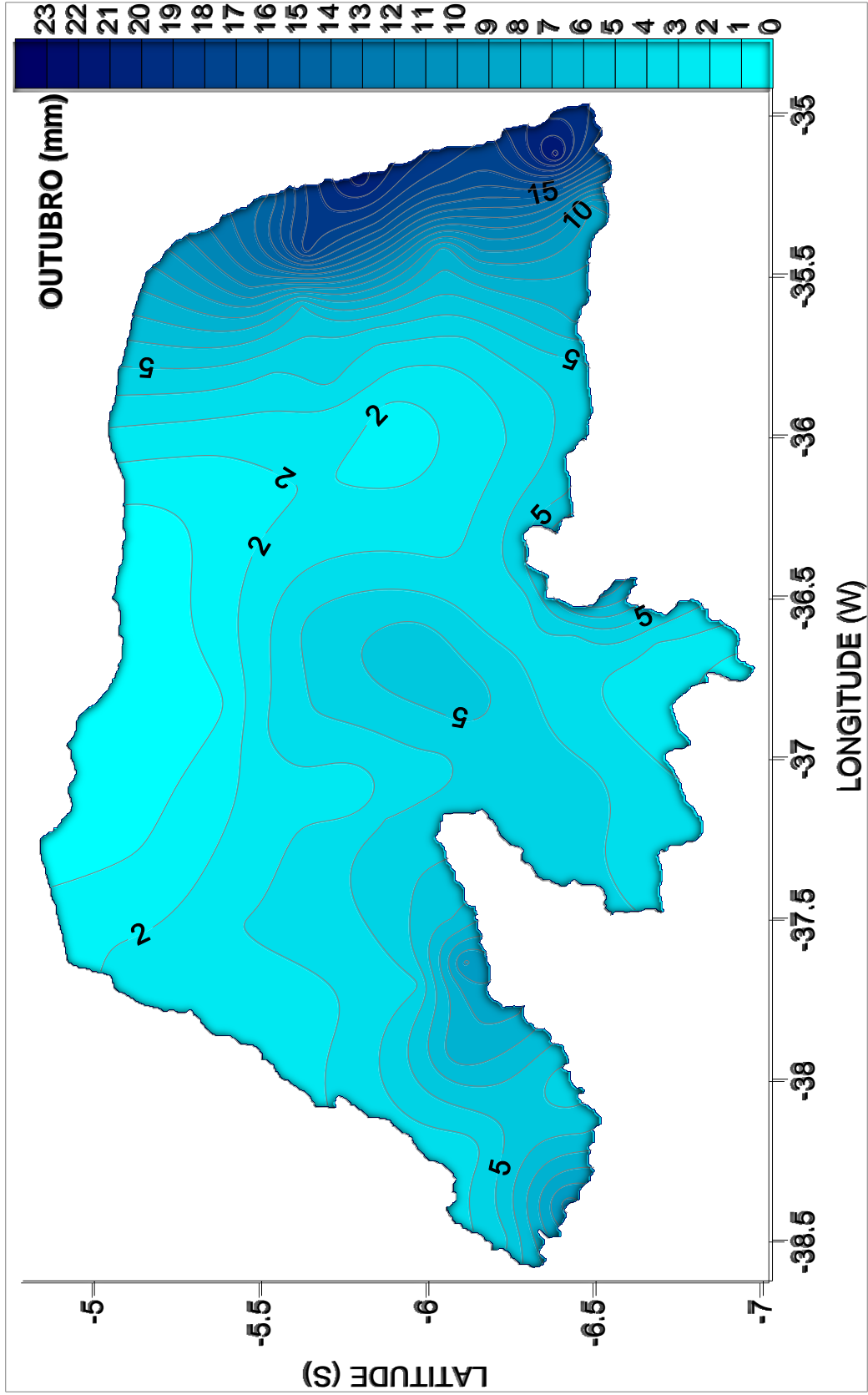


FIGURA 29. j) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Outubro.

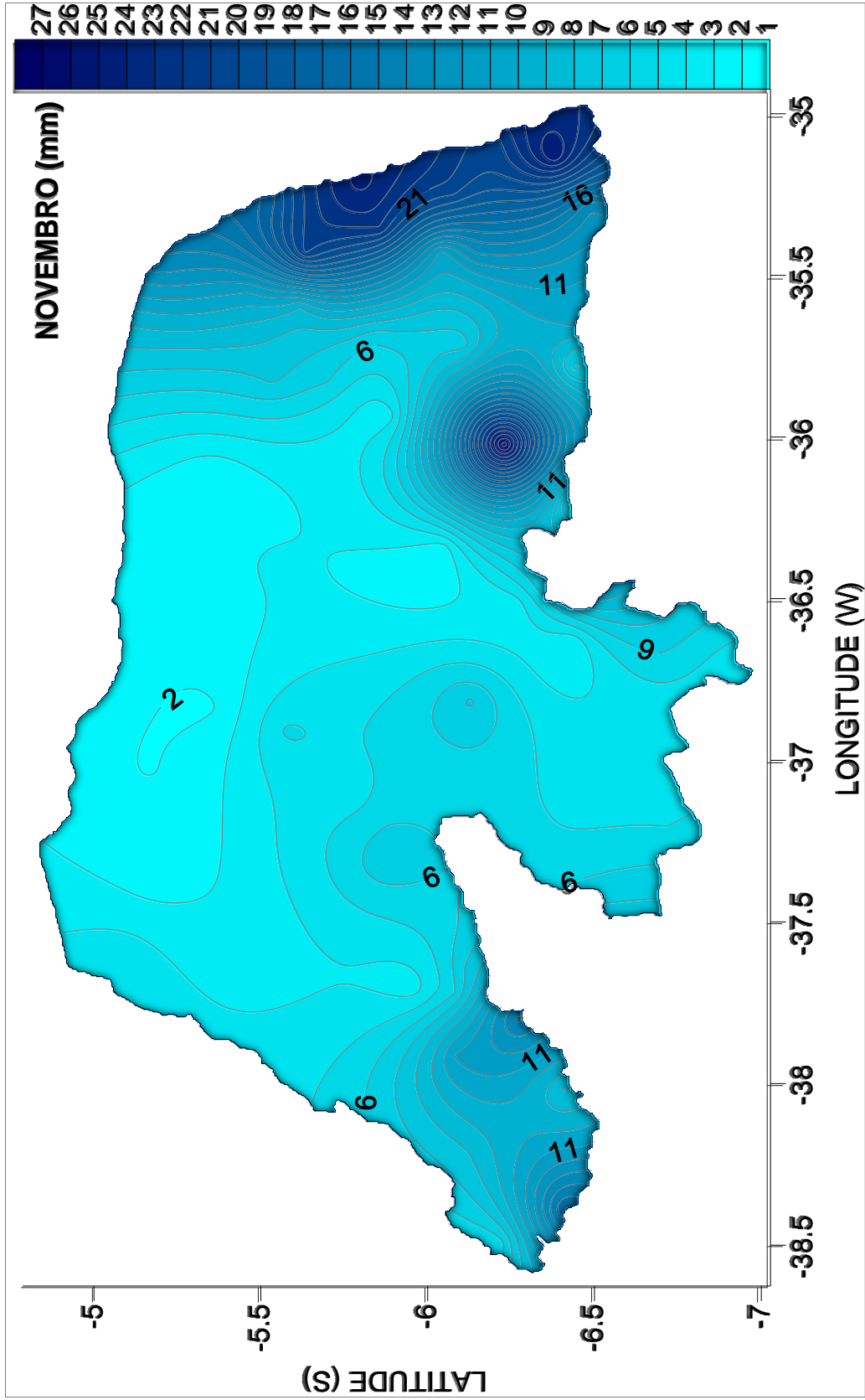


FIGURA 29. k) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Novembro.

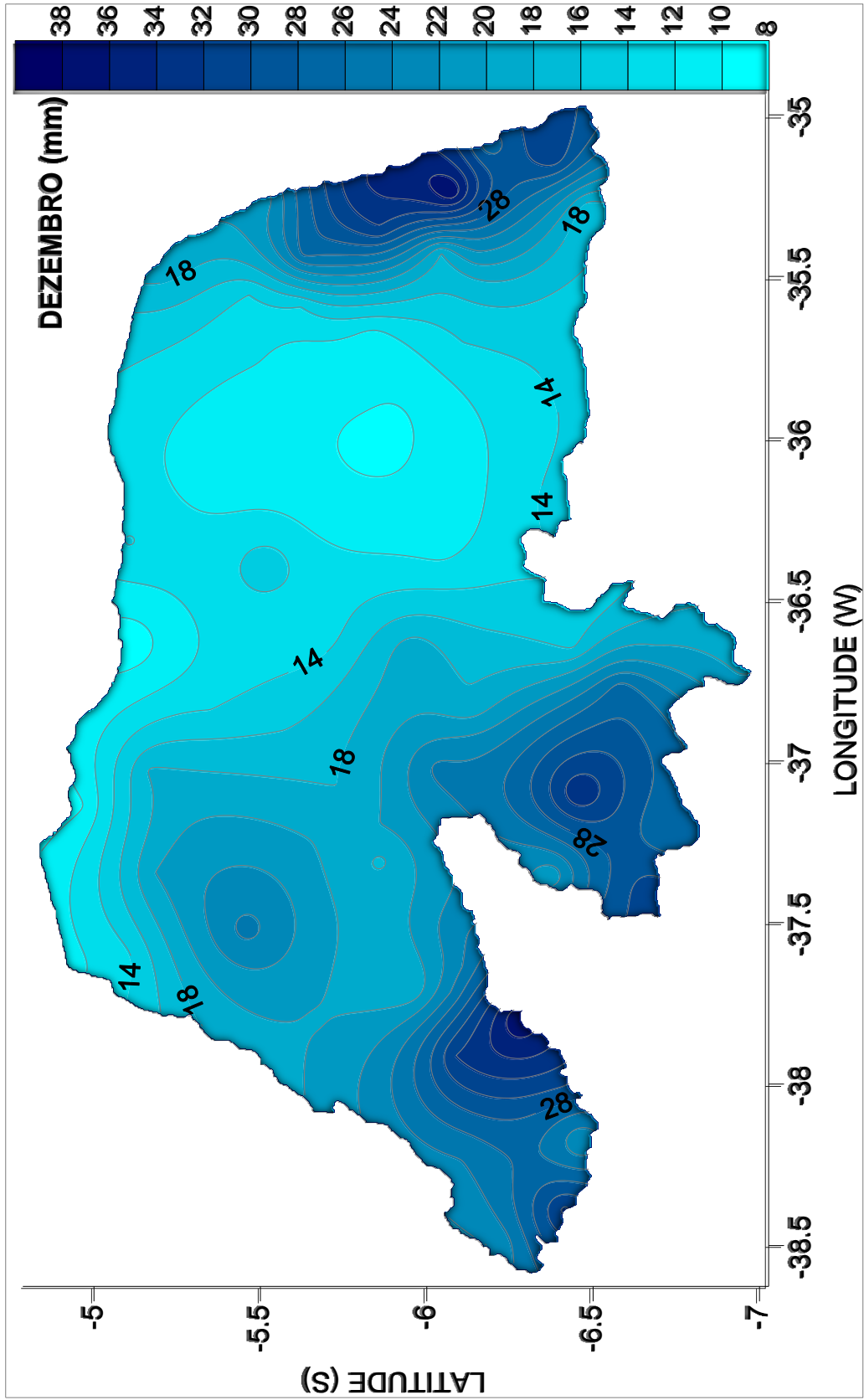


FIGURA 29.1) - Isoietas mensais do Rio Grande do Norte para o mês de Dezembro.

#### 4.5 Influência da topografia na dinâmica das chuvas no Rio Grande do Norte

Na **Figura 30** são apresentados os mapas topográfico e da média anual da precipitação do estado do Rio Grande do Norte, onde são mostradas as áreas de igual altitude assim como as de precipitação em 3 Dimensões, possibilitando uma prévia visualização espacial para identificar como, onde e quando a topografia interfere localmente no regime de chuvas durante o ano, sendo melhor discutido em relação a cada mesorregião do Estado em sequência.

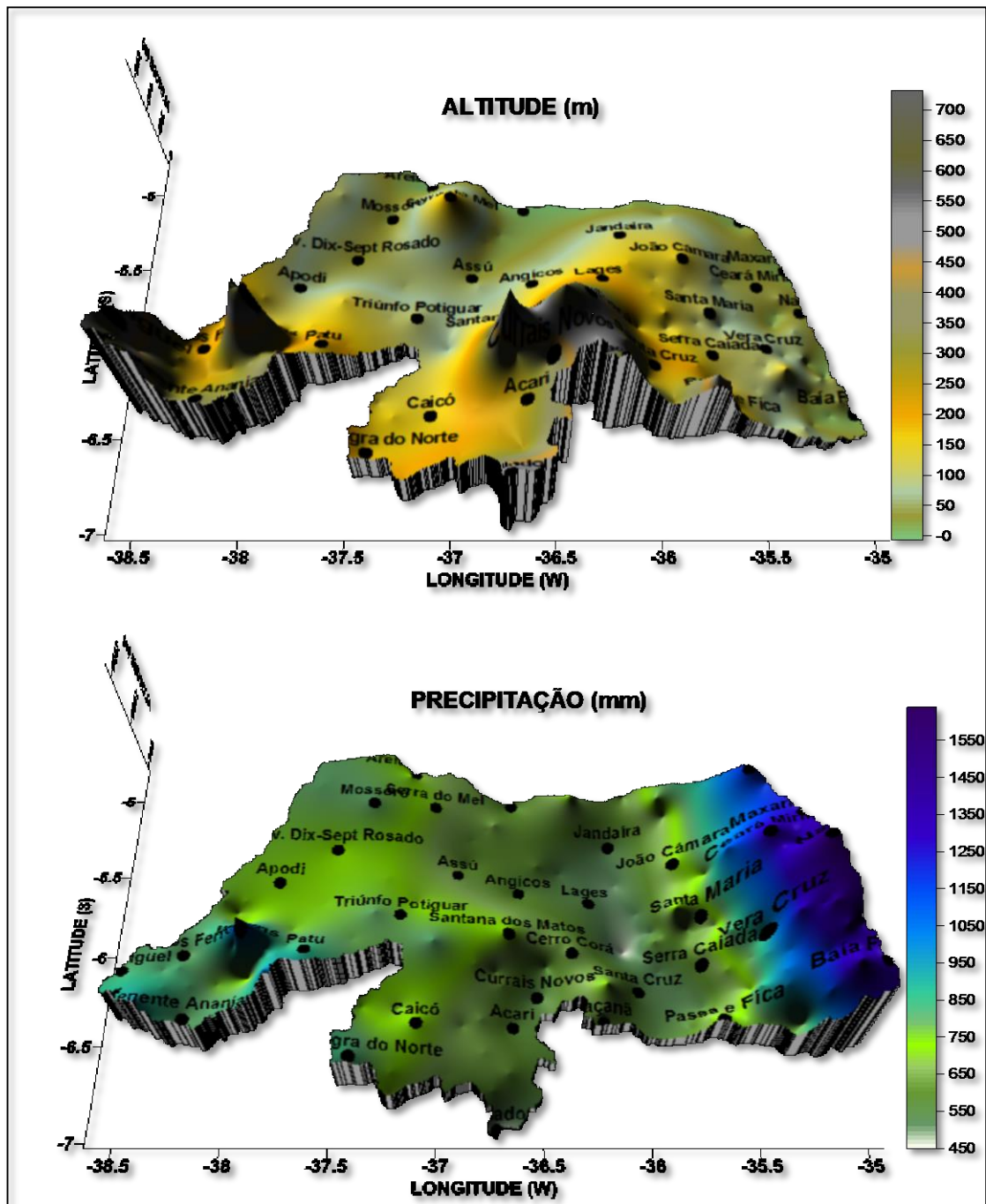


Figura 30 – Mapa topográfico e da amplitude da precipitação média anual do estado do Rio Grande do Norte em 3 Dimensões.

Para identificar como ocorre o comportamento médio da precipitação no estado em função da topografia e assim comentar de maneira particularizada cada setor do estado se optou pela subdivisão do estado do Rio Grande do Norte nas mesorregiões geográficas sendo: Oeste Potiguar (OP), Central Potiguar (CP), Agreste Potiguar (AP) e Leste Potiguar (LP).

Esta análise leva em consideração os efeitos locais causados pelo relevo e a interferência deste no deslocamento de massas de ar e no transporte de umidade. Para isso da mesma maneira como foi gerado o mapa da distribuição espacial da magnitude da precipitação do estado do RN como um todo, foram gerados mapas individuais para cada mesorregião. Nestes mapas se pode observar como a precipitação se comporta de acordo com influência da altitude de cada mesorregião.

Na região Oeste Potiguar (OP) (**Figura 31**), nas proximidades dos municípios de São Miguel e Martins por exemplo, são observados os maiores totais anuais de precipitação da mesorregião, entre 800 e 1200 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente, isso devido a ser uma região elevada onde os mecanismos transportadores de umidade, principalmente convecção forçada ou remanescentes penetrarem na região, ao encontrarem a região mais elevada a convecção ascende essa umidade provocando chuvas orográficas ou de vale-montanha, favorecendo a ocorrência de valores pronunciados de precipitação durante algumas épocas do ano, enquanto nas regiões que rodeiam os picos elevados ou a sotavento da região montanhosa, o ar descende com menor umidade e não provoca grandes volumes de chuva acarretando em menores totais anuais médios, como é o caso da maior parte da mesorregião Oeste Potiguar, se estendendo desde Apodi até a costa Norte do estado onde não ocorrem chuvas orográficas, porém os totais anuais precipitados são devido a outros sistemas sinóticos, como ZCIT, VCANs, CCMs e LI principalmente.

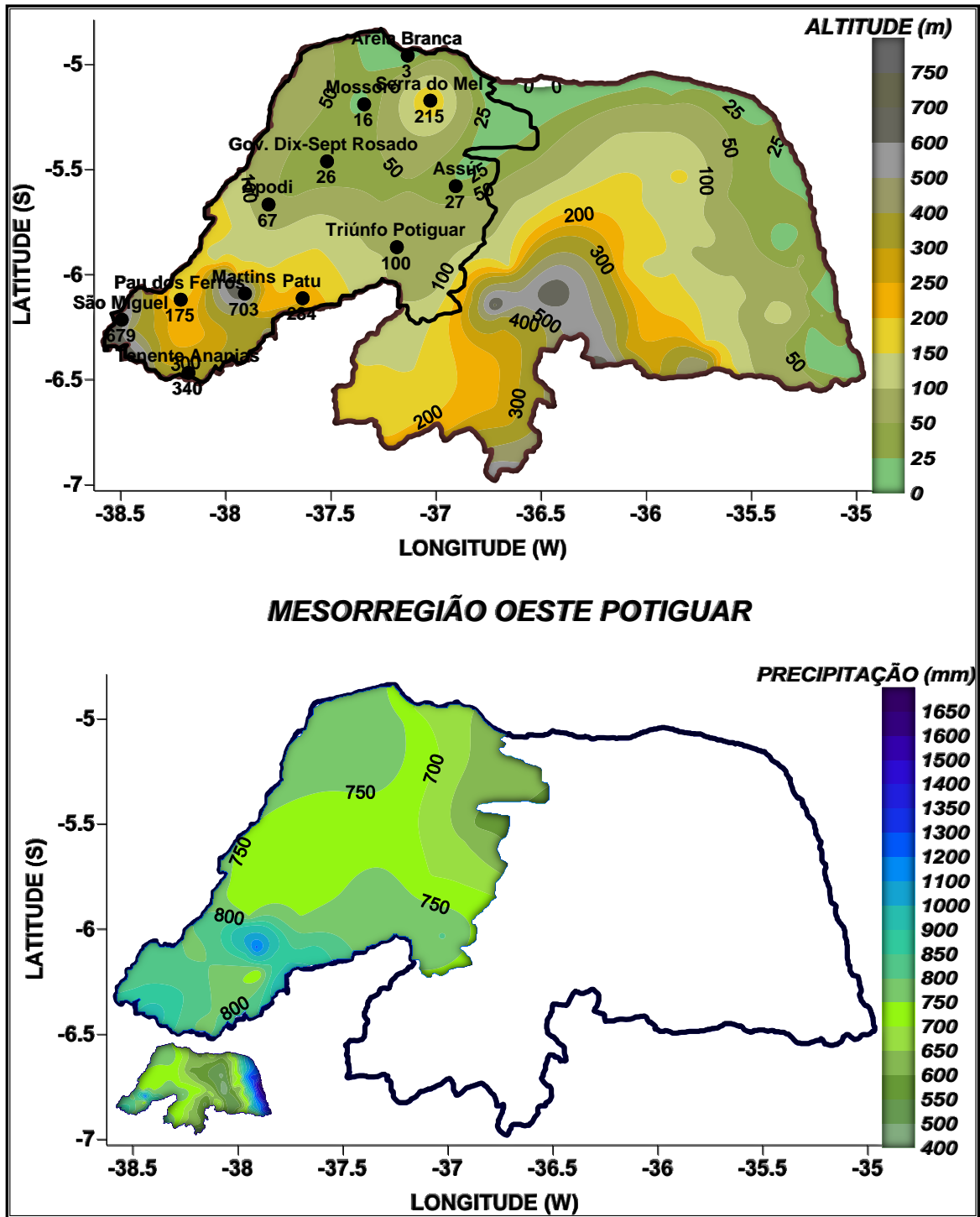


Figura 31 – Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Oeste Potiguar.

Já na mesorregião Central Potiguar (CP) (**Figura 32**) mesmo contemplando grandes elevações em parte da mesorregião até mesmo picos elevados como nos municípios de Cerro Corá, Tenente Laurentino Cruz e Lagoa Nova os valores precipitados são menos pronunciados. O município de Equador que também está situado em grande altitude, é o município do estado no qual acumula os menores valores anuais precipitados (448 mm), a chegada de escoamentos de oeste é bastante rara, logo, o relevo local contribui para inibir a formação até mesmo de chuvas orográficas, já que a umidade não é suficiente para gerar precipitações por convecção forçada. Por se tratar de uma região situada a sotavento ou à sombra de uma cadeia de montanhas (Chapada da Borborema), também os ventos de Leste, mais secos pois descarregaram a umidade contida a barlavento da cadeia montanhosa ao chegar não contem condições para formar precipitação.

Apenas nas proximidades do município de Serra Negra do Norte, ocorrem maiores índices anuais de precipitação (837 mm) devido então a ação de escoamentos de Oeste e da ZCIT, pela proximidade e similaridade com a região mais elevada da mesorregião OP.

No restante da mesorregião, regiões menos elevadas, se estendendo de Angicos até a costa Norte a influência orográfica não afeta na formação de precipitações.

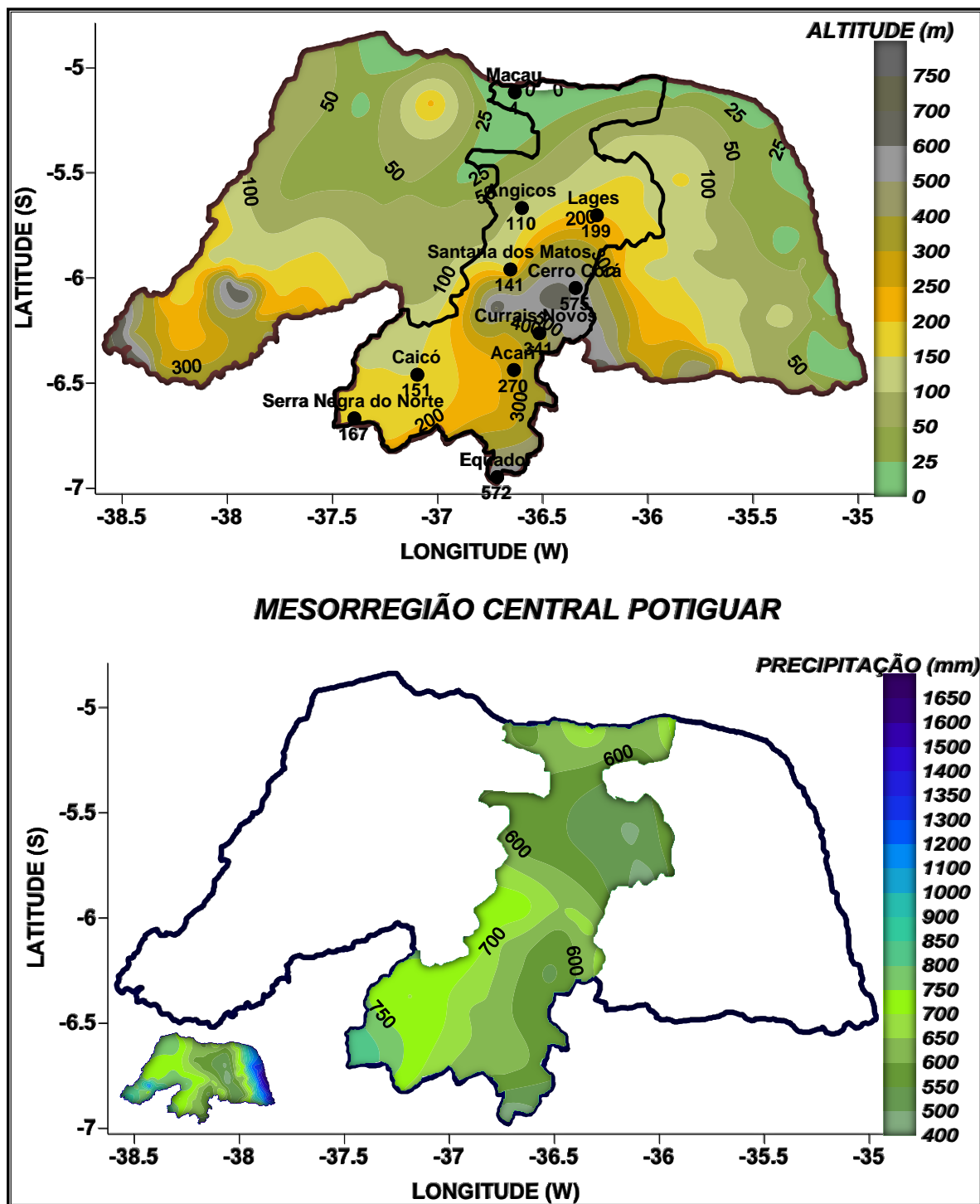


Figura 32 - Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Central Potiguar.



A mesorregião Agreste Potiguar (AP) (**Figura 33**), apresenta uma característica diferenciada em relação às demais mesorregiões, pois observando no sentido Norte – Sul ela é cortada pela Chapada Borborema, sendo os ventos que transportam umidade oriundos de Leste, ao encontrarem a barreira topográfica ascendem e ocasionam as chuvas orográficas à barlavento desta, descarregando praticamente toda a umidade contida. Logo, a parte alta da mesorregião é considerada a região mais seca do estado conhecida como agreste potiguar propriamente dito, este se alastra até o município de Lages na mesorregião Central Potiguar onde ocorrem valores menores de  $600 \text{ mm.ano}^{-1}$ .

Porém, uma menor parte, porção Leste desta mesorregião, cerca de um terço é mais chuvosa com valores mais expressivos de precipitação devido justamente as chuvas orográficas que ocorrem antes da região elevada, concentrando acumulados anuais médios acima de 700 mm. Principalmente por ser uma região constantemente favorecida com o incremento de umidade transportada pelos escoamentos de Leste, e atuação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste, ou Ondas de Leste.

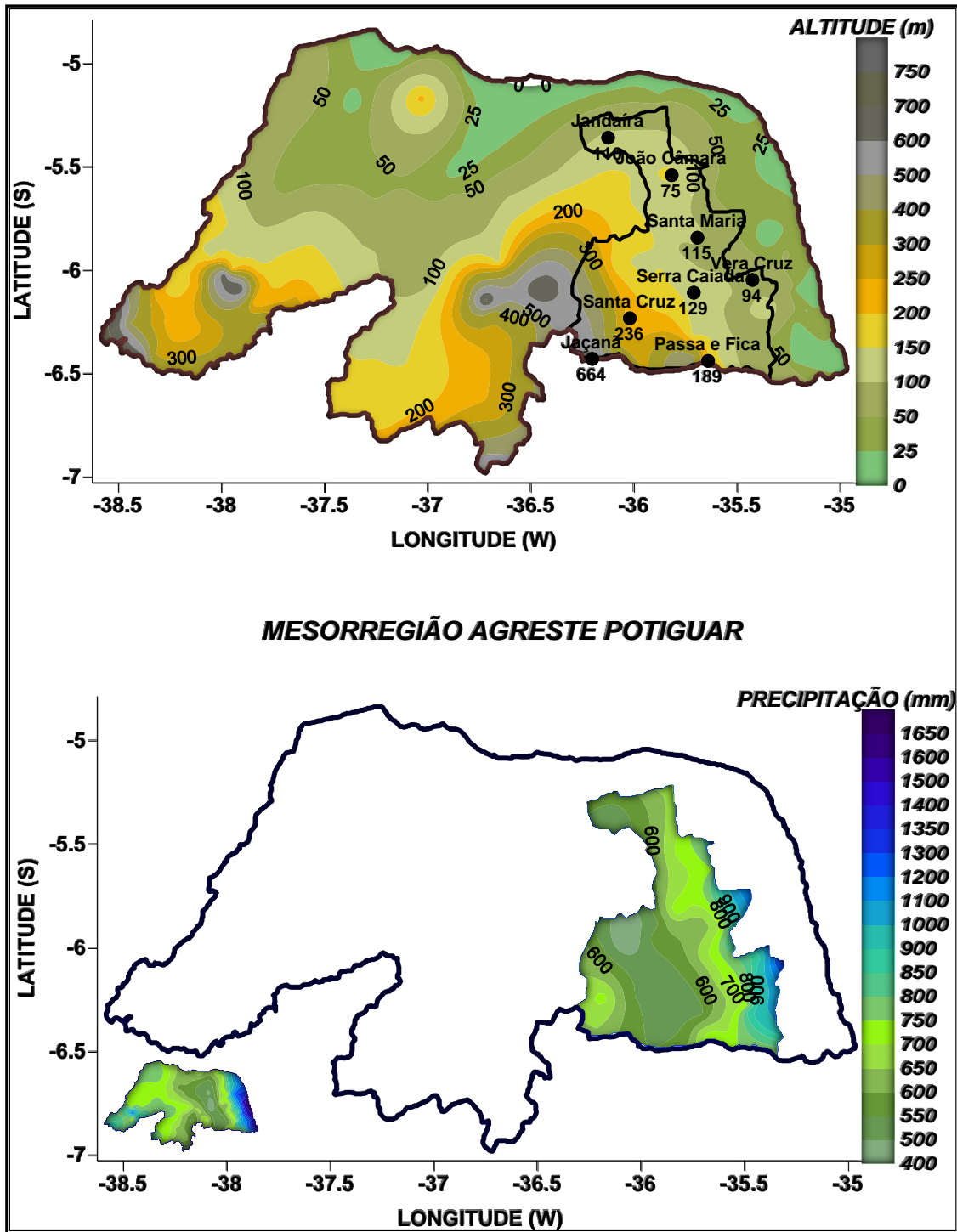


Figura 33 - Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Agreste Potiguar.

Mesmo a CP e AP sendo regiões influenciadas pela ação dos ventos alísios, estes conseguem transportar umidade para as regiões semiáridas, porém, mesmo com umidade disponível, o que faz com que não chova nessas regiões são justamente os processos dinâmicos, verticais e de expansão que não ocorrem.

Diferentemente das demais, a mesorregião Leste Potiguar (LP) (**Figura 34**) onde se encontra a capital do Estado, Natal e região metropolitana, abundantemente favorecida pela umidade vinda do oceano transportada principalmente pelos ventos dos quadrantes Nordeste e Sudeste (Ventos Alísios), favorecendo a ocorrência dos maiores volumes precipitados no estado ao longo do ano, mais precisamente durante a estação chuvosa compreendida entre fevereiro e julho.

Nota-se que existe um forte decaimento nos índices de precipitação de Leste para Oeste, aproximadamente reduzindo de 1650 para 800 mm anuais entre os municípios de Natal e Montanhas, respectivamente, devido a mecanismos que interferem localmente conhecidos como sistemas de brisas, mais precisamente a brisa marítima que provoca essas chuvas localmente principalmente no início da manhã, que quando os primeiros raios do sol começam a aquecer o continente, provocam um gradiente de pressão no qual ventos úmidos vindos do oceano, ao encontrar esse ar mais aquecido ascendem e provocam a formação de nuvens que precipitam nos primeiros quilômetros continente a dentro. Juntamente com as brisas, auxiliando na intensificação das mesmas, distúrbios ondulatórios de leste e VCANs ajudam a incrementar os maiores índices precipitados.

Ao se deslocar para Norte e interior, devido ao sentido da costa e serem regiões planas os valores precipitados diminuem, pois os ventos predominantes não encontram nenhuma alteração de relevo, passando direto paralelos à costa.

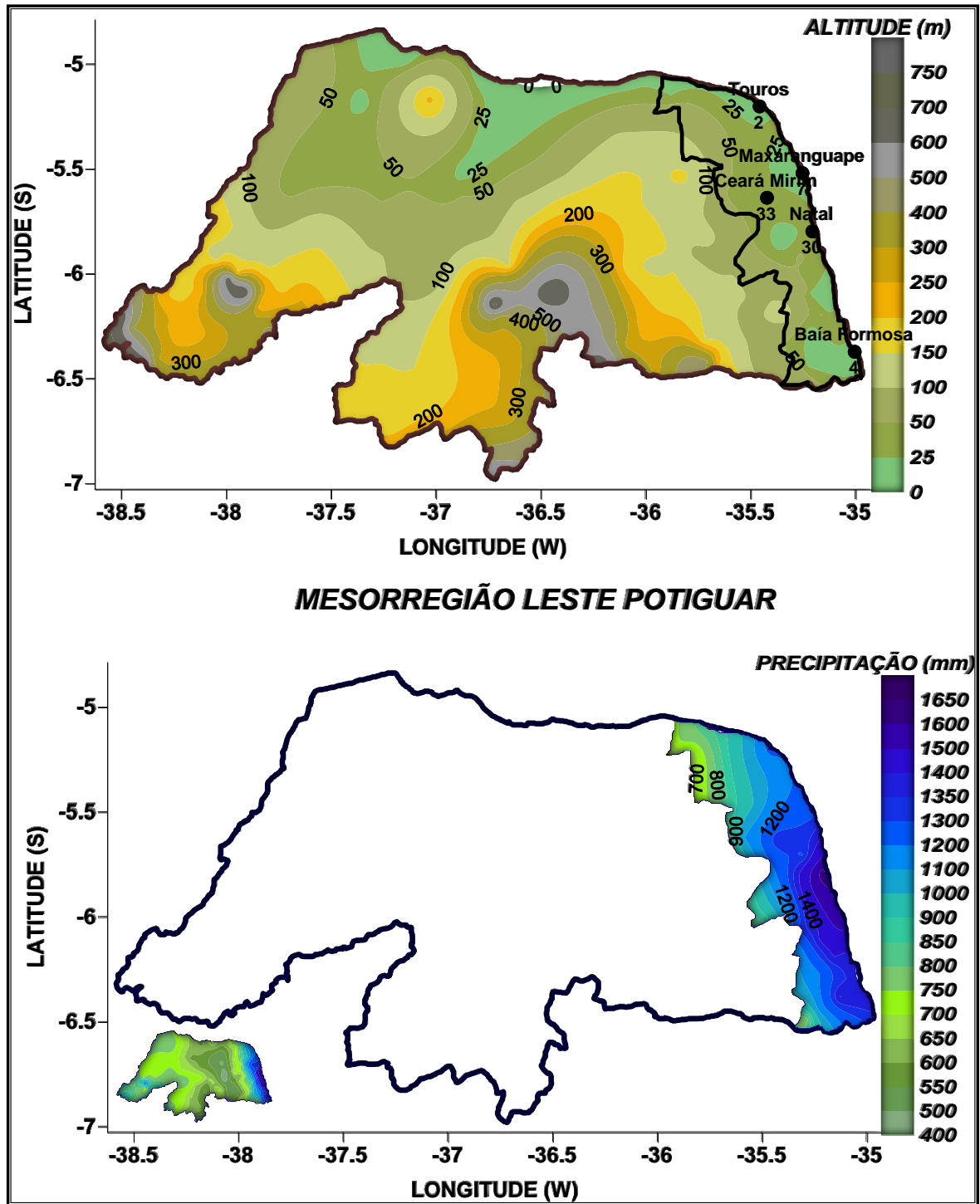


Figura 34 - Mapas de Altitude e Precipitação anual para a mesorregião Leste Potiguar.

#### **4.6 Determinação das épocas do ciclo das chuvas em cada mesorregião Potiguar**

Aqui apresenta-se a variabilidade do ciclo das chuvas nas mesorregiões geográficas do estado do Rio Grande do Norte. Colocando em foco o regime de chuvas, os fenômenos meteorológicos que induzem ou inibem a ocorrência dessas chuvas em cada época e as condições oceânico-atmosféricas que interferem em tal variabilidade.

O contraste entre os totais mensais precipitados entre regiões próximas exigiu que o estudo a partir de dados pluviométricos fosse desenvolvido levando-se em consideração particularidades regionais e interferências globais. Outra característica particular dos mecanismos meteorológicos que ocorrem sobre o estado, é o comportamento temporal da precipitação.

O controle climático exercido por fenômenos de grande escala é de fundamental importância para a avaliação da qualidade dos ciclos das chuvas. Entretanto, o semiárido nordestino possui suas particularidades e somente um conhecimento mais aprofundado das condições locais e uma análise de séries temporais pôde avaliar as características e tendências da variável meteorológica e dos elementos climáticos de uma forma mais regionalizada e criteriosa.

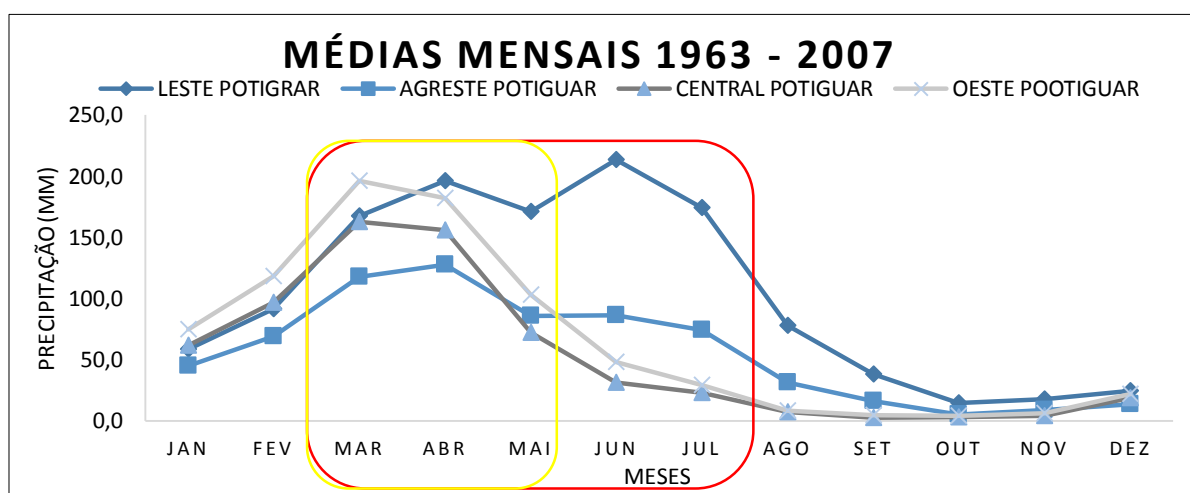
As mesorregiões como dito anteriormente apresentam dois principais períodos do ciclo das chuvas, o chuvoso e o seco. Climatologicamente a partir de fevereiro até julho ocorrem os maiores valores precipitados e de setembro a novembro o período seco propriamente dito, com pouquíssima ou nenhuma precipitação. Principalmente nas mesorregiões do interior, já que na faixa litorânea alguma precipitação pode ocorrer ao longo de todo o ano devido à proximidade com o Oceano, e umidade trazida por ventos locais adentrando alguns quilômetros causando chuvas orográficas localmente, pela presença de regiões elevadas e do contraste ao encontro do oceano com a própria costa.

Primeiramente uma análise do ciclo anual das chuvas foi feita a partir dos dados mensais médios de precipitação (**Tabela 03**) de cada mesorregião adotada.

**Tabela 03 – Precipitação média mensal em cada mesorregião Potiguar.**

<i>Mês</i>	<i>Oeste Potiguar</i>	<i>Central Potiguar</i>	<i>Agreste Potiguar</i>	<i>Leste Potiguar</i>
<b>Janeiro</b>	<i>74,7</i>	<i>61,9</i>	<i>45,2</i>	<i>58,2</i>
<b>Fevereiro</b>	<i>118,2</i>	<i>96,8</i>	<i>68,9</i>	<i>91,5</i>
<b>Março</b>	<i>196,2</i>	<i>162,5</i>	<i>117,6</i>	<i>167,1</i>
<b>Abril</b>	<i>182,1</i>	<i>155,7</i>	<i>127,8</i>	<i>195,9</i>
<b>Mai</b>	<i>103,0</i>	<i>72,3</i>	<i>85,8</i>	<i>170,9</i>
<b>Junho</b>	<i>47,9</i>	<i>31,5</i>	<i>86,3</i>	<i>213,4</i>
<b>Julho</b>	<i>29,1</i>	<i>23,0</i>	<i>74,2</i>	<i>173,9</i>
<b>Agosto</b>	<i>8,1</i>	<i>7,0</i>	<i>31,4</i>	<i>78,1</i>
<b>Setembro</b>	<i>4,4</i>	<i>2,7</i>	<i>15,9</i>	<i>37,9</i>
<b>Outubro</b>	<i>4,4</i>	<i>3,1</i>	<i>5,1</i>	<i>14,5</i>
<b>Novembro</b>	<i>6,2</i>	<i>4,2</i>	<i>8,7</i>	<i>17,7</i>
<b>Dezembro</b>	<i>21,9</i>	<i>18,8</i>	<i>13,5</i>	<i>24,7</i>

Para melhor visualização, partir da **Tabela 03** confeccionou-se a **Figura 35**, afim de demonstrar como se comporta o ciclo anual médio da precipitação ao longo do ano em cada mesorregião. Destacando os valores médios mensais de precipitação, sendo estes a média da precipitação de todas as estações de coleta de dados utilizadas em cada mesorregião. Configurando o ciclo anual médio das chuvas para cada mesorregião Potiguar. Onde se pode observar que os maiores valores precipitados ocorrem entre meados de fevereiro a meados de julho, destacando o valor de 213,4 mm precipitados no mês de junho na mesorregião Leste Potiguar, enquanto os menores índices ocorrem de agosto a janeiro, sendo possível perceber que as épocas do ciclo das chuvas são coincidentes nas mesorregiões Oeste e Central Potiguar e para a Agreste e Leste Potiguar.

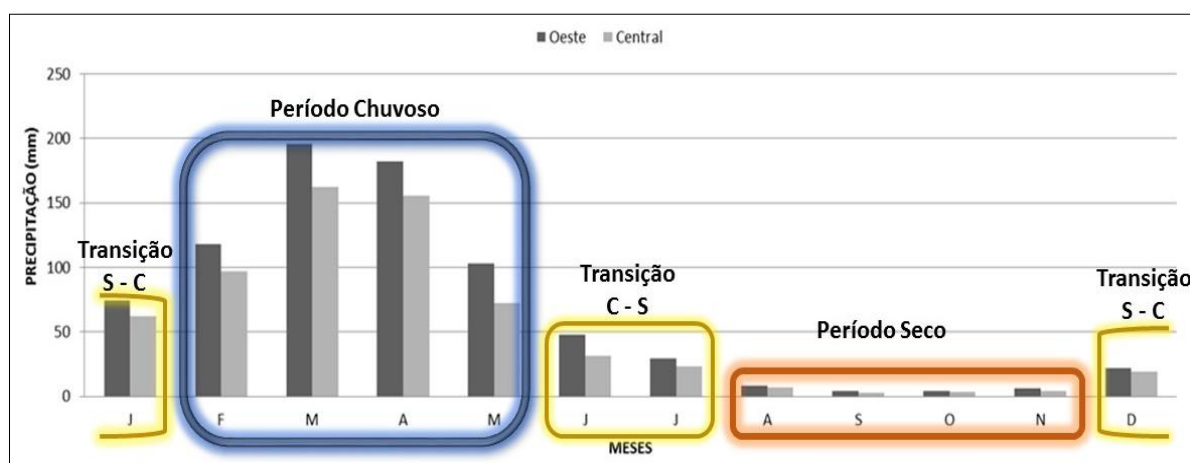


**Figura 35 – Ciclo anual das chuvas nas quatro mesorregiões do estado.**

Para a análise mais detalhada optou-se por dois subgrupos, onde o primeiro, **Figura 36**, é composto pelas mesorregiões Oeste Potiguar (OP) e Central Potiguar (CP). Nestas mesorregiões o período chuvoso está compreendido de Fevereiro a Maio, e o período de escassez de chuvas de Junho a Janeiro, considerando também que o período propriamente dito seco, está compreendido entre Agosto e Novembro. Porém, nos meses de transição, do seco ao chuvoso que são Dezembro e Janeiro, climatologicamente já existe a ocorrência de chuvas, assim como entre Junho e Julho que é o período de transição entre o período chuvoso e o seco, ainda ocorrem precipitações com menores índices.

O período foi considerado chuvoso nas regiões OP e CP, ocorrendo índices mensais mínimos acima de 100 e 75 mm precipitados respectivamente, mesmo que ocorram variações localizadas em relação a cada estação de coleta de dados, devido principalmente a fatores orográficos e aos mecanismos que mais influenciam e cada local. Já para o período seco se considerou índices em torno de zero milímetro precipitado para ambas as regiões do subgrupo.

Logo, tais épocas coincidem nas duas mesorregiões, com uma variação média mensal podendo chegar a 50 mm, em que a região Central Potiguar precipita menos do que a Oeste Potiguar.



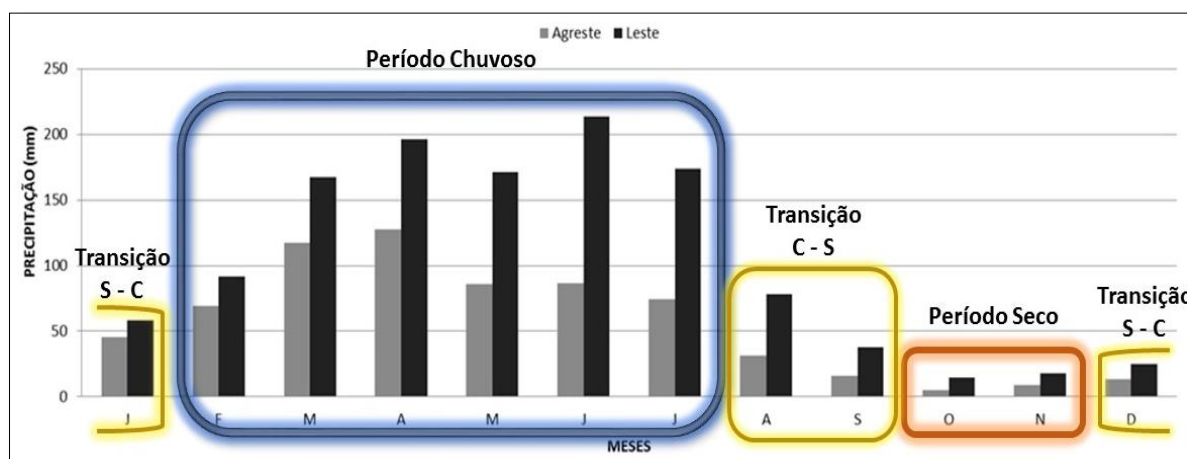
**Figura 36 – Ciclo anual das chuvas nas mesorregiões Oeste Potiguar e Central Potiguar.**

O segundo subgrupo, contendo as mesorregiões do Agreste Potiguar (AP) e a Leste Potiguar (LP), **Figura 37**, sendo de Fevereiro a Julho o período chuvoso, e o período de escassez de chuvas de Agosto a Janeiro, considerando que o período propriamente dito seco, está compreendido basicamente nos meses de Outubro e Novembro. Portanto, os meses de transição, do seco ao chuvoso que são Dezembro e Janeiro, climatologicamente já existindo a

ocorrência de chuvas, assim como entre Agosto e Setembro que é o período de transição entre o período chuvoso e o seco, ainda ocorrem precipitações com menores índices.

O período foi considerado chuvoso na região AP, considerando um limiar mínimo mensal a partir de 75 mm precipitados, enquanto para a região LP, se considerou índices mínimos em torno de 100 mm. Novamente considerando variações pontuais dentro das mesorregiões devido a fatores orográficos e sistemas propulsores de interferência regional. Já, o período seco considerado 8 mm para região Agreste e 20 mm para a região Leste Potiguar.

A diferença na magnitude entre estas mesorregiões se dá principalmente pela mesorregião LP está localizada geograficamente na faixa costeira Leste e porção Norte, onde a grande maioria dos sistemas ocorrem com maior magnitude, principalmente pela interferência dos ventos alísios predominantes e a proximidade com o Oceano Atlântico, de onde advêm maiores índices de umidade trazida pelos ventos, que ao adentrarem no continente, já descarregaram parte da umidade que transportavam, propiciando assim menores índices precipitados para a mesorregião AP.



**Figura 37 - Ciclo anual das chuvas nas mesorregiões Agreste Potiguar e Leste Potiguar.**

Para simplificar a maneira de se visualizar as quadras do ciclo das chuvas em cada mesorregião Potiguar, elaborou-se a **Figura 38**. Onde se pode verificar o ciclo anual do regime de chuvas, mesmo que as amplitudes sejam desiguais, o ciclo é observado em cada quadro pelos índices mensais médios precipitados em cada mesorregião do Estado.



# RIO GRANDE DO NORTE - MESORREGIÕES

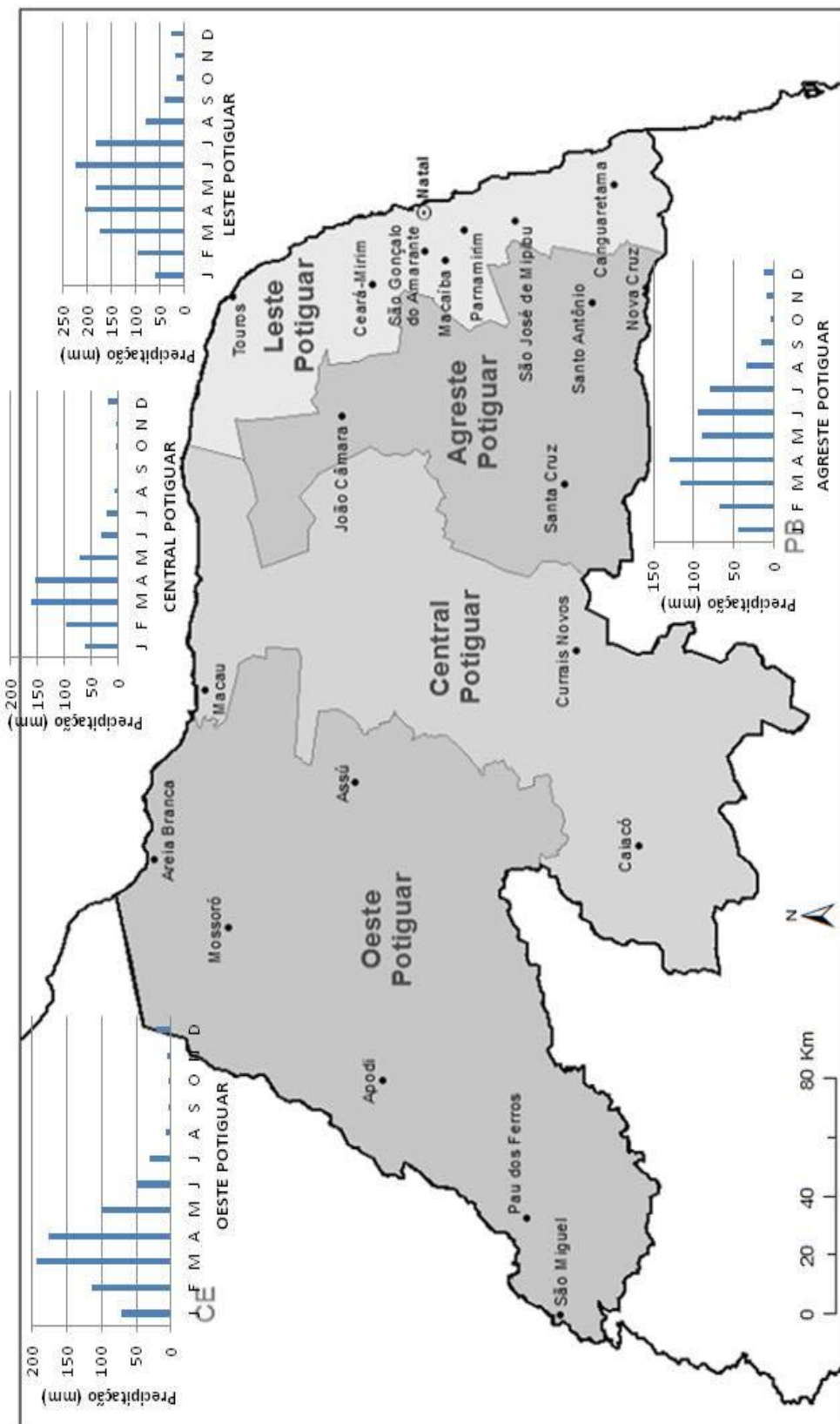


Figura 38 – Precipitação média climatológica em cada mesorregião Potiguar. Dados do período 1963 – 2007.

## **4.7 Comportamento dos mecanismos formadores de precipitação atuantes no Rio Grande do Norte**

A Região Nordeste do Brasil assim como o estado do Rio Grande do Norte nela inserido, apresenta dois principais períodos distintos, um período de chuva e outro de estiagem, onde na maioria dos anos se pode, a partir das configurações de atuação e até superposição de sistemas se ter uma ideia prévia de como será o período subsequente, já que estes são geralmente intercalados climatologicamente em termos da sazonalidade e periodicidade. Observando ainda a configuração dinâmica da circulação global atuante e fortemente influenciadora na variabilidade das chuvas em tal região que é também, afetada pela influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

Principalmente numa região, onde sistemas meteorológicos das diversas escalas de tempo e espaço atuam justapostos, sistemas de grande escala e com variabilidade sazonal e interanual são os maiores influenciadores na climatologia local.

Para melhor compreender como se comportam e em que épocas atuam cada mecanismo provedor ou inibidor de chuvas no estado, além da descrição já feita anteriormente de cada um deles, plotou – se para cada mesorregião um gráfico com algumas estações onde se pode visualizar a coincidência entre os ciclos assim como a diferença de amplitude para uma mesma região.

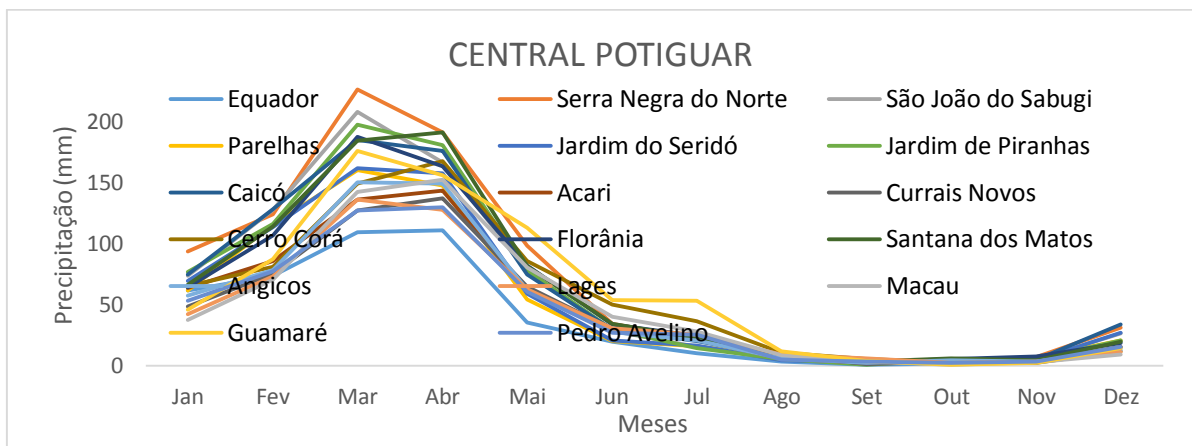
### **4.7.1 Principais Sistemas que atuam nas Mesorregiões Central e Oeste Potiguares**

Como pode ser notado nas **Figuras 39 e 40**, referentes as mesorregiões Central e Oeste respectivamente, onde algumas séries anuais são plotadas de estações utilizadas de cada mesorregião, os períodos como já dito anteriormente, coincidem em ambas, porém nota – se que existe uma diferença de amplitude entre as curvas de uma estação de coleta e outra, o que comprova o exposto nos mapas da distribuição espacial da precipitação em cada mesorregião, discutido no item 4.5, um visível gradiente, em que nas estações com menores altitudes situadas mais ao norte das mesorregiões OP e CP, precipitam menos.

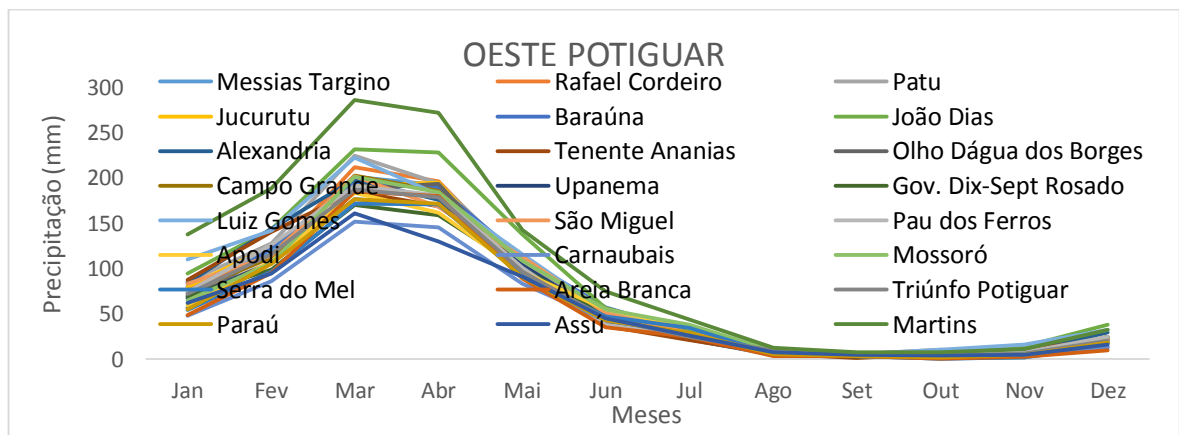
Nas mesorregiões Central e Oeste Potiguar, as chuvas se concentram desde meados de fevereiro até maio, sendo a Zona de Convergência Intertropical o principal mecanismo provedor de chuvas, como também chuvas orográficas, Complexos Convectivos de Mesoescala, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis e Linhas de Instabilidade principalmente nas porções Norte destas

mesorregiões, atuam com menor expressão nos volumes precipitados. As chuvas praticamente cessam a partir de maio, devido a migração da ZCIT para latitudes norte, deixando de influenciar nas regiões interioranas do estado, mesmo que pequenos volumes precipitados ainda podem vir a ocorrer por mais algumas semanas dependendo da configuração atmosférica em que se encontra a região.

Em parte da mesorregião OP, na região do Alto Oeste devido a altitude, podem ocorrer precipitações em outras épocas do ano, ocasionadas principalmente por chuvas orográficas, sendo este o principal mecanismo responsável pelos valores precipitados no período de transição entre a estação seca e a chuvosa compreendido de dezembro a fevereiro. Já o período seco para as duas mesorregiões, CP E OP, se concentra aproximadamente no período de agosto a novembro.



**Figura 39 – Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Central Potiguar.**



**Figura 40 - Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Oeste Potiguar.**

Construiu-se também o **Quadro 01**, apresentando os principais sistemas que ocorrem em cada período para as mesorregiões OP e CP.

**Quadro 01 – Épocas em que cada sistema atua nas mesorregiões Oeste e Central.**

<b>QUADRA</b>	<b>PERÍODO</b>	<b>ÉPOCA</b>	<b>SISTEMAS</b>
<b>CHUVOSA</b>	<b>FEV-MAI</b>	<b>FEV</b>	<i>ZCIT; LI; Frontogênese; CCMs; OMJ; VCANs; Chuvas Orográficas</i>
		<b>MAR</b>	<i>ZCIT; LI; CCMs; OMJ; VCANs</i>
		<b>ABR</b>	<i>ZCIT; LI; CCMs; VCANs</i>
		<b>MAI</b>	<i>ZCIT; OL</i>
<b>CHUVOSA</b> <b>SECA</b>	<b>JUN-JUL</b>	<b>JUN</b>	<i>OL; FF (Frontogênese)</i>
		<b>JUL</b>	<i>OL; FF (Frontogênese)</i>
<b>SECA</b>	<b>AGO-NOV</b>	<b>AGO</b>	
		<b>SET</b>	
		<b>OUT</b>	
		<b>NOV</b>	<i>LI; Deslocamentos de Oeste e Chuvas Orográficas</i>
<b>SECA</b> <b>CHUVOSA</b>	<b>DEZ-JAN</b>	<b>DEZ</b>	<i>LI; Deslocamentos de Oeste e Chuvas Orográficas,</i>
		<b>JAN</b>	<i>LI; CCMs; OMJ; VCANs e Chuvas Orográficas</i>

#### 4.7.2 Principais Sistemas que atuam nas Mesorregiões Leste e Agreste Potiguares

Na mesorregião Leste Potiguar as chuvas são abundantes mesmo que irregulares, concentrando-se nos meses de março a julho. Na distribuição mensal da precipitação nessa mesorregião assim como nas mesorregiões OP e CP, é notável a diferença na magnitude dos índices precipitados entre estações da mesma mesorregião (**Figura 41**). Esse período chuvoso é devido principalmente a influência da Zona de Convergência Intertropical entre março e maio, assim como as Ondas de Leste, Sistema de Brisas e as Linhas de Instabilidade no decorrer do período chuvoso que segue até julho. Como também a máxima convergência dos Alísios, Zona de Convergência Noturna, e Zona de Convergência do Leste do Nordeste que podem provocar chuvas quando somados aos sistemas acima citados como em outras épocas do ano.

Na mesorregião Agreste Potiguar, o período das chuvas coincide com o da mesorregião Leste, porém com menores índices precipitados, mesmo a Zona de Convergência Intertropical atuando de forma pronunciada entre março e maio. Apresentando em ambas as regiões LP e AP uma queda nos índices precipitados no mês de maio, devido a época em que a ZCIT começa a

se deslocar para latitudes Norte, influenciando menos a precipitação nestes setores potiguares. Enquanto em continuidade a atuação de Distúrbios Ondulatórios de Leste, sistemas de brisas e acoplamento dos alísios retornam e intensificam a ocorrência de chuva nestas regiões no período sequencial a maio, que ao adentrarem na região, transportam umidade e consequentemente favorecendo a ocorrência de precipitação pronunciada até final de julho.

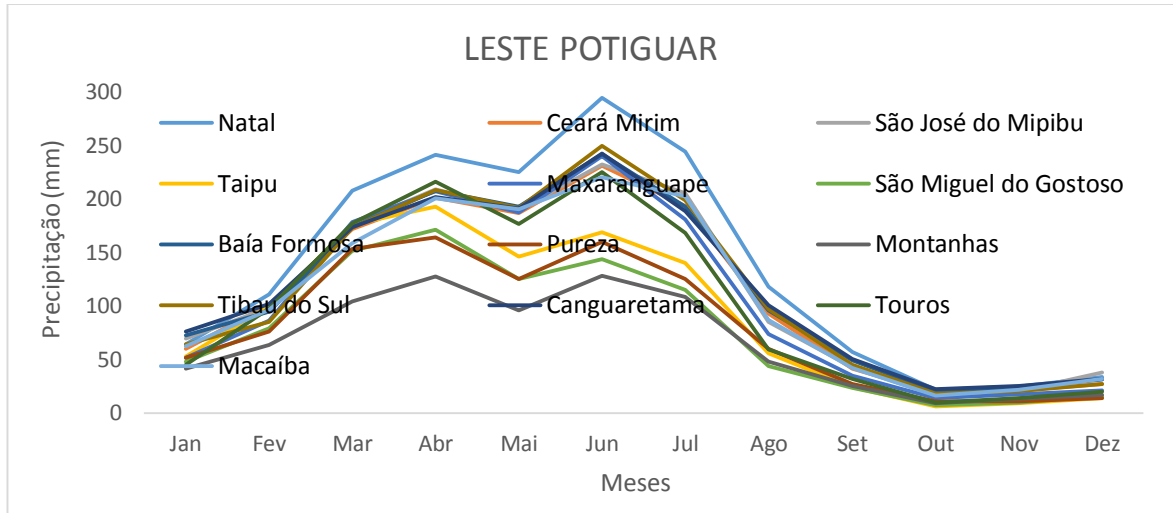
A sequência da temporada de chuvas da mesorregião Agreste Potiguar (entre meados de maio a julho), como os principais eventos pluviométricos provêm de Leste, uma barreira topográfica localizada na mesorregião AP divide essa em dois níveis, onde um, a barlavento da barreira o período coincide com o da mesorregião LP até julho, e o segundo, a sotavento da barreira topográfica é semelhante ao período das mesorregiões adjacentes, CP e OP diminuindo os índices precipitados a partir de maio, mesmo continuando até julho, porém com valores menos pronunciados em relação aos valores do restante da mesorregião que segue um padrão similar ao da mesorregião LP.

Essa diminuição é visível na **Figura 42** Pode – se destacar como exemplo alguns municípios como Jandaíra, Jaçanã, Santa Cruz, Rui Barbosa e Monte das Gameleiras que representam as curvas em queda mais pronunciada a partir do mês de maio. Isso ocorre por que ao encontrar a serra, conhecida como chapada Borborema, que pelo sentido dos ventos que trazem umidade, vindos principalmente de Leste, ao encontrarem essa barreira topográfica, ascendem formando nuvens e consequentemente precipitando na região frontal da encosta. Resultando que apenas ventos menos densos logo, mais secos conseguem ultrapassar a orografia, chegando na região mais elevada com pouca umidade, resultando nesses menores totais médios mensais em junho e julho. Esporadicamente podem ocorrer precipitações devido a atuação de Frentes Frias oriundas de latitudes altas que também atuar nessas mesorregiões.

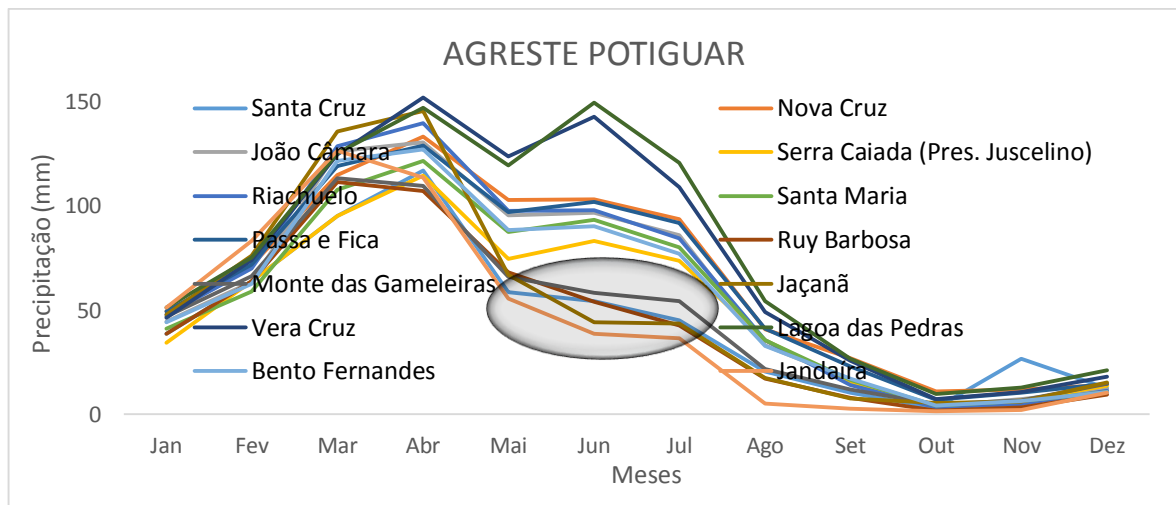
O período seco nestas mesorregiões (Leste e Agreste), compreendido aproximadamente entre outubro e dezembro. Nota-se que mesmo as épocas sendo coincidentes, existe uma grande diferença na amplitude das médias mensais, chegando a atingir 130 mm principalmente no mês mais chuvoso climatologicamente, junho.

Além das chuvas orográficas e remanescentes de frentes frias, ocasionalmente atuam Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), assim como no restante do Estado dependendo da área da atuação destes sistemas. Ainda na faixa Leste, ocorre a configuração da Zona de Convergência do Leste do Nordeste atuando em épocas propensas, já que esta é uma porção da Zona de Convergência que atua no interior do continente Americano (ZCAS), que

ao se deslocar para nordeste empurrada por um sistema frontal intenso, provoca chuvas na costa Leste Nordestina. Ocorrem anos em que o estado do RN é atingido por VCANs, que quando se instalam sobre o estado, geralmente favorece a precipitação em duas ou mais mesorregiões, ao se deslocar pelo continente.



**Figura 41 – Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Leste Potiguar.**



**Figura 42 – Ciclo anual de precipitação de algumas estações de coleta utilizadas da mesorregião Agreste Potiguar.**

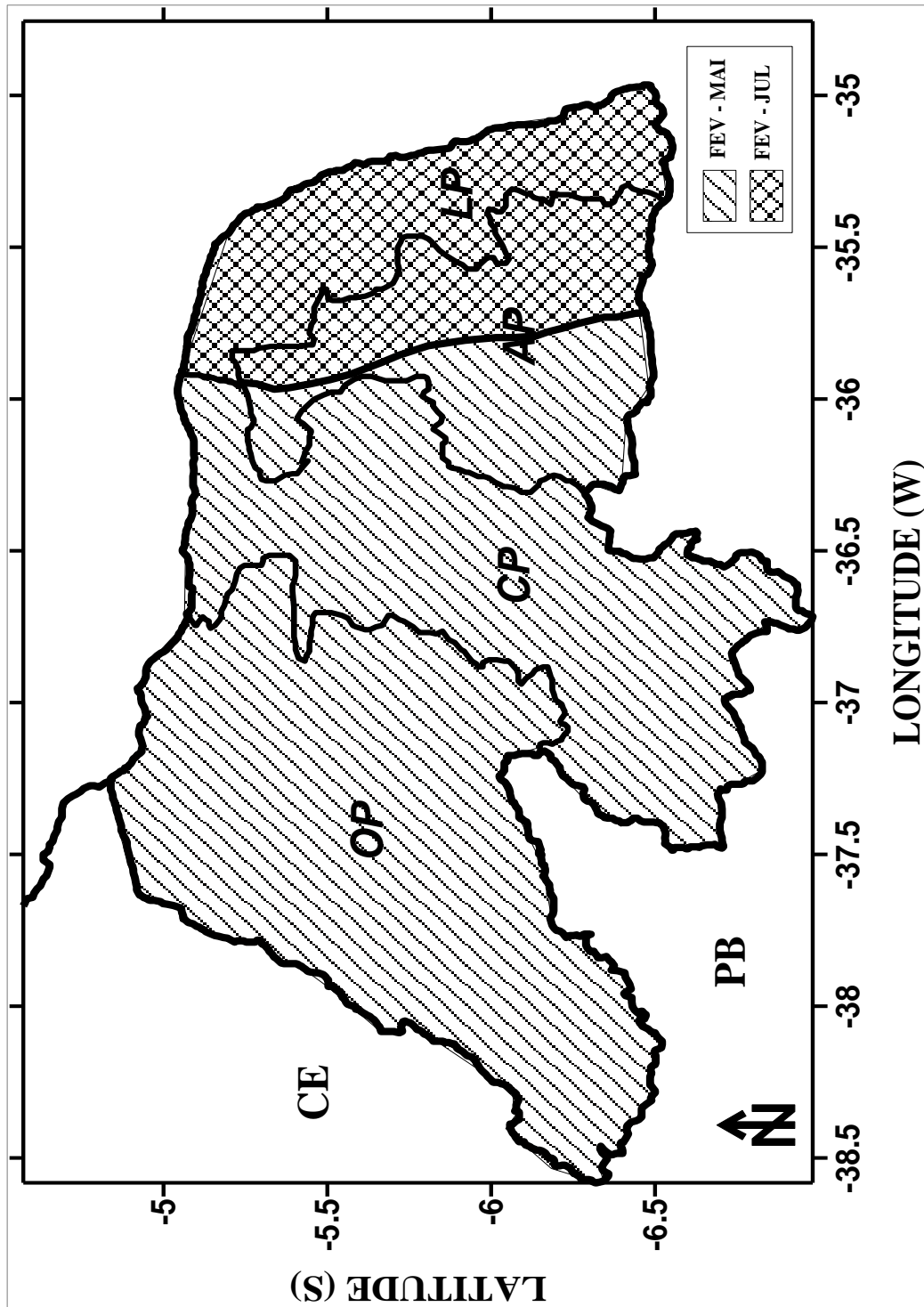
Assim como para as mesorregiões OP e CP, se construiu o **Quadro 02**, apresentando os principais sistemas que ocorrem em cada período para as mesorregiões AP e LP.

**Quadro 02 – Épocas em que cada sistema atua nas mesorregiões Leste e Agreste.**

<b>QUADRA</b>	<b>PERÍODO</b>	<b>ÉPOCA</b>	<b>SISTEMAS</b>
<b>CHUVOSA</b>	<b>FEV-JUL</b>	<b>FEV</b>	<i>ZCIT; FF; CCMs; OMJ; VCANs; ZCEN; Chuvas Orográficas</i>
		<b>MAR</b>	<i>ZCIT; LI; CCMs; MAX. CONV. ALISIOS; OMJ; VCANs</i>
		<b>ABR</b>	<i>ZCIT; LI; CCMs; BRISA; VCANs; MAX. CONV. ALISIOS; Zona de Convergência Noturna</i>
		<b>MAI</b>	<i>ZCIT; LI; OL; CCMs; BRISA; MAX. CONV. ALISIOS; Zona de Convergência Noturna</i>
		<b>JUN</b>	<i>OL; LI; CCMs; BRISA; MAX. CONV. ALISIOS; Zona de Convergência Noturna</i>
		<b>JUL</b>	<i>OL; BRISA; MAX. CONV. ALISIOS; Zona de Convergência Noturna</i>
<b>CHUVOSA</b>	<b>AGO-SET</b>	<b>AGO</b>	<i>OL; MAX. CONV. ALISIOS; BRISA</i>
		<b>SET</b>	<i>MAX. CONV. ALISIOS; BRISA; CCMs; VCANs</i>
<b>SECA</b>	<b>OUT-NOV</b>	<b>OUT</b>	<i>LI; VCANs; CCMs</i>
		<b>NOV</b>	<i>LI; Remanescentes; Chuvas Orográficas; VCANs</i>
<b>SECA</b>	<b>DEZ-JAN</b>	<b>DEZ</b>	<i>VCANs; LI; CCMs; OMJ; VCANs; FF; ZCEN; Chuvas Orográficas</i>
		<b>JAN</b>	<i>VCANs; LI; CCMs; OMJ; VCANs; FF; ZCEN; Chuvas Orográficas</i>

Um relato de agricultores da região do Seridó diz que quando as primeiras chuvas da estação ocorrem no estado do Maranhão, em torno de dez dias após ocorrem as primeiras chuvas no estado do Rio Grande do Norte, na região de Apodi e Alto Oeste. O que pode ser explicado pelo início do período em que a ZCIT atua no Nordeste Brasileiro provocando chuvas, isso pela inclinação no sentido Sudoeste/Nordeste na qual migra Nordeste adentro. Assim, seguindo sua migração em poucos dias as chuvas chegam as outras regiões do Estado, até praticamente estabilizar sua inclinação no sentido Leste – Oeste, onde desse modo permanecerá de meados de fevereiro a maio, influenciando a precipitação em todo o RN.

Para representar visualmente os principais períodos de ocorrência das chuvas no estado do Rio Grande do Norte como um todo, formulou – se a **Figura 43**. Apresentando os dois principais períodos em que ocorrem os maiores volumes médios precipitados no estado durante o ano. Tais períodos sendo de fevereiro a maio ocorrendo precipitação em todas as mesorregiões do estado e um segundo período de sequência das chuvas, que segue até julho compreendendo a mesorregião Leste Potiguar e parte da Agreste Potiguar.



**Figura 43 – Mosaico mostrando os dois principais períodos de ocorrência das chuvas no estado Fevereiro a Março (linhas ortogonais) e Fevereiro a Julho (quadrículas).**



Para representar de maneira unificada tanto os períodos propensos a ocorrência dos maiores volumes precipitados no Estado, assim como das quadras das chuvas em cada mesorregião do Rio Grande do Norte, foi confeccionada a **Figura 44**, apresentando o ciclo das chuvas e os períodos das chuvas em cada Mesorregião.

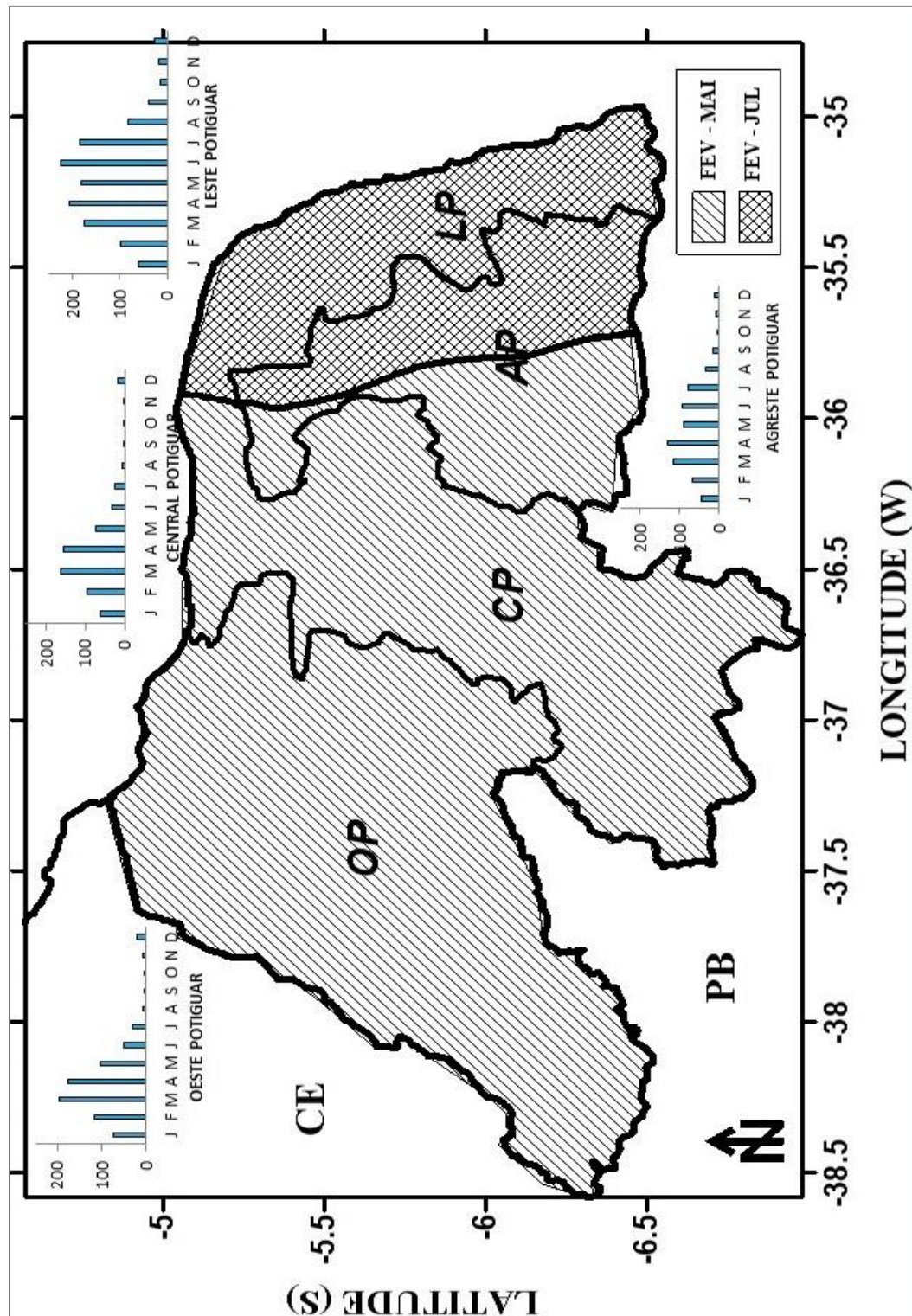


Figura 44 – Mosaico com o ciclo anual das chuvas das quatro mesorregiões do estado (Gráficos) e os dois principais períodos de ocorrência das chuvas no Estado, Fevereiro a Março (linhas ortogonais) e Fevereiro a Julho (quadrículas).

De acordo com os resultados expostos neste estudo, alguns fenômenos com variabilidade interanual e sazonal que fazem parte da circulação atmosférica global como é o caso dos influenciados pela temperatura dos Oceanos, ODP, OMJ e eventos El Niña e El Niño no Pacífico e Dipolos de TSM do Atlântico, podem apresentar sinais de como períodos futuros em média de três a quatro meses podem se comportar, assim como a configuração formada por outros mecanismos, mesmo que não apontem um possível comportamento futuro, mas quando atuam simultaneamente ou intensificados como é o caso da ZCIT, Linhas de Instabilidade e Ondas de Leste, podem mostrar indícios de como será o período em questão, sendo ele propenso a grandes volumes precipitados ou escassez de chuvas em caso de períodos já prolongados de seca.

Assim sendo, com base na configuração em que climatologicamente se encontra a atmosfera e os sistemas meteorológicos atuantes, responsáveis ou não por provocarem precipitação no estado do Rio Grande do Norte, se pode diagnosticar boletins para períodos futuros baseando – se em configurações dinâmicas recorrentes, afim de, por exemplo alertar órgãos responsáveis pelo monitoramento de reservatórios que são comuns no estado do RN, como em casos de possível período de excesso de chuvas previsto, regulando os níveis, rebaixando – os no caso de estarem em cota alta no início do período de chuvas, para que possam receber as águas, não causando danos a jusante, principalmente alagamentos de áreas baixas e planas que muitas vezes os prejuízos são de grande monta.

No caso de anos propensos a períodos de escassez chuvas, adotarem medidas referentes ao uso das reservas hídricas existentes, para que não se esgotem pelo maior prazo possível, como exemplo, pode – se adotar um monitoramento do uso para a irrigação, principal consumidor de águas armazenadas nas regiões semiáridas, pois mesmo sendo um setor de grande importância econômica, o que na maioria das vezes ocorre é um alto desperdício nesse setor, que com medidas apropriadas poderia ser aprimorado e como consequência economizariam águas contidas para reservas estratégicas, que no caso da legislação brasileira a prioridade é de se disponibilizar água para abastecimento humano e dessedentação animal.

Devido a oferta hídrica do Estado ser mantida principalmente por açudes e pequenos reservatórios os quais quase em sua totalidade encontram – se em estado de eutrofização avançado, quando ocorrem as chuvas, estas atuam de forma a lavar ou substituir as águas dos reservatórios, melhorando portanto a qualidade dessas águas, diminuindo o processo de eutrofização. Pois sem a ocorrência de chuvas significativas em anos secos ou longos períodos de escassez de chuvas, o processo de deterioração das águas e eutrofização dos açudes aumenta significativamente. Justificando a necessidade de se conhecer como os principais sistemas

atuam separados e simultaneamente em cada época do ano, para uma melhora significativa na gestão Hídrica do Estado.

Por exemplo, se a tendência a partir de novembro é de LA NIÑA, e se confirmar junto com uma situação de PDA (-) em Janeiro, é provável que a quantidade de chuvas para a estação seja em torno ou acima da média climatológica. *(Considerando a intensidade desses fenômenos e desconsiderando situações de Bloqueios).*

Segundo o Centro de Previsão de Clima / NCEP em seu relatório de Evolução e Previsão de ENSO divulgado em 21 de julho de 2014. A chance de ser EL NIÑO é cerca de 80% durante a próxima primavera e verão do HS.

*Sendo este um grande indicador de que pode-se ter em 2015 mais um ano com precipitações abaixo da média climatológica, principalmente no semiárido e interior do estado do Rio Grande do Norte. Considerando as incertezas resta se saber o comportamento do oceano Atlântico nos meses que antecedem o período de chuvas.*

## 5 CONCLUSÕES e RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos no presente estudo revelaram a complexidade de se compreender a variável precipitação, e seu comportamento no estado do Rio Grande do Norte, apresentando as seguintes conclusões:

Os principais mecanismos meteorológicos que interferem no regime de chuvas do Rio Grande do Norte em escala de influência são, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) de fevereiro a maio em todo o Estado, Ondas de Leste (OL) de junho a dezembro principalmente na região Agreste e Leste, deslocamentos de oeste e Chuvas Orográficas de novembro a janeiro na região Oeste e porções elevadas da região Central.

Ocorrem também chuvas a barlavento da Chapada da Borborema pela convecção forçada provocada pela orografia, Linhas de Instabilidade (LI) na porção norte do Estado principalmente, podem se formar em praticamente o ano todo e são intensificadas pela convergência dos alísios que alimentam-na com umidade. Sistema de Brisas novamente atuando em praticamente todo o ano, na região litorânea leste, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) ocorrem na primavera e verão, podem atuar em todo o Estado e geralmente são responsáveis por grandes volumes precipitados e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) que podem ocorrer em praticamente todo o Estado e em qualquer época do ano, são pequenos aglomerados de nuvens que provocam chuvas de grande intensidade e curta duração.

As chuvas no estado do Rio Grande do Norte ocorrem em dois principais períodos, sendo um que abrange as mesorregiões Oeste, Central e parte da Agreste Potiguar, porção oeste, ou a sotavento da Chapada da Borborema, compreendido entre fevereiro e maio. Essas chuvas são ocasionadas principalmente pela atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Além da ZCIT, Chuvas Orográficas, Linhas de Instabilidade (LI), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) atuam com menor influência.

O outro período, abrangendo a mesorregião Leste Potiguar e parte da Agreste, porção a barlavento da Chapada da Borborema, onde as chuvas ocorrem de fevereiro a julho. Nestas regiões a influência do Oceano Atlântico é predominante, onde Distúrbios Ondulatórios de Leste ou Ondas de Leste (OL), sistemas de brisas pelo contraste entre o Oceano e o continente favorecem a ocorrência desses expressivos volumes precipitados na sequência da atuação da ZCIT, que é de fevereiro a maio

De maneira semelhante, ocorrem dois principais períodos secos, um compreendido de outubro a novembro para as mesorregiões Leste e Agreste Potiguar e outro estendendo-se de

agosto a novembro para as mesorregiões Oeste, Central e porção a sotavento da Chapada da Borborema da mesorregião Agreste Potiguar.

Além dos já citados períodos chuvosos e secos propriamente ditos, entre eles intercaladamente, ocorrem períodos de transição, sendo do chuvoso ao seco, onde ainda podem ocorrer precipitações em determinadas épocas por fenômenos de atuação local, principalmente nas regiões litorâneas. E outro entre o seco e o chuvoso, onde já podem ocorrer precipitações em praticamente todas as regiões do Estado, também por mecanismos de menor escalas ou já pelo início da influência dos principais mecanismos provedores de chuvas em cada região do Estado.

Aproximadamente 82% das estações pluviométricas do Estado o que corresponde a 83,4% da área total do Rio Grande do Norte, não registram volumes anuais precipitados acima de 900 mm.

Em termos de escala Global, além da influência do Oceano Atlântico, onde padrões de temperatura da superfície de suas águas afetam diretamente na precipitação do Nordeste, a influência do Oceano Pacífico Tropical, tanto as Oscilações Decadais do Pacífico (ODP), Oscilação Madden Julian (OMJ), como o fenômeno ENOS (EL NIÑO e LA NIÑA), afetam o regime de chuvas no continente Americano como um todo, tendo grande influência na precipitação do Nordeste em anos de LA NIÑA, assim como na ocorrência de períodos prolongados de escassez de chuvas quando da ocorrência de EL NIÑO.

Situações de bloqueios podem ocorrer em episódios de justaposição de EL NIÑO com águas mais frias no Oceano Atlântico Sul gerando uma circulação anticiclônica sobre o Atlântico Sul, bloqueando a migração da ZCIT para latitudes Sul, o esperado nesses casos é de anos secos para o Rio Grande do Norte, o contrário também é verificado, em anos de predominância de águas mais quentes no Oceano Atlântico Sul e evento LA NIÑA, são favoráveis aos anos chuvosos para o RN. Pois além dos ventos Alísios predominantes na região Equatorial transportarem continente adentro umidade do Atlântico, um padrão de Dipolo se configura no Atlântico Tropical, com águas mais frias devido a um anticiclone no Atlântico Norte, ajudam a empurrar a ZCIT para latitudes Sul, intensificando ainda mais os volumes precipitados no RN e Nordeste brasileiro.

Tendências para períodos futuros são possíveis, mesmo com incertezas, para se ter uma ideia prévia da estação das chuvas que se inicia em meados de fevereiro, observando a evolução da temperatura do Oceano Pacífico a partir de novembro padrão ENSO, juntamente com o Padrão Dipolo do Atlântico a partir de janeiro. Esses padrões influenciam principalmente o

comportamento as ZCIT, que é o mecanismo mais importante na formação de chuvas na região semiárida do Estado.

Diante desses resultados, sugerem – se algumas recomendações na sequência deste estudo:

Recuperar as áreas com a vegetação original e matas ciliares destruídas, afim de reter os nutrientes carregados pelo escoamento superficial para os corpos d'água que acabam chegando aos reservatórios, provocando e acelerando o processo de eutrofização e piorando a qualidade de suas águas;

Melhorar o sistema de manejo e uso da oferta hídrica no Estado como um todo, afim de diminuir os problemas provocados pela falta de água em tempos de secas prolongadas;

Desenvolver estudos sequenciais a este, priorizando chuvas diárias juntamente com a análise em menor escala, afim de compreender como cada reservatório deva ser administrado em decorrência tanto de períodos chuvosos como de períodos secos, para poder amenizar impactos provocados tanto por cheias como por estiagens.

## REFERÊNCIAS

ALVES, J. M. B. Análises preliminares de possíveis efeitos de mudanças climáticas no NEB. **ICID+18 and International Conference: Climate, Sustainability and Development in Semi-arid Regions** August 16 - 20, 2010, Fortaleza - CE, Brazil 2010.

ALVES, J. M. B. **Estudo do regime hidrológico no semiárido brasileiro por modelagem dinâmica acoplada**: Aplicações em gerenciamento de reservatórios. Tese de Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos. UFC – A479e. 176 fls. 2008.

ALVES, J. M. B. Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o nordeste do Brasil durante janeiro/2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.1, p. 56-76, 2006.

ALVES, J. M. B. Um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Adjacente no Verão de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n.1, p. 115-122, 2001.

ALVES, J. M. B.; KAYANO, M. T. Estudo preliminar da precipitação no Sul do Ceará durante a pré-estação chuvosa. **Climanálise**, v.6, p.41-50, 1991.

ALVES, J.M.B., E.B. DE SOUZA, C. A REPELLI, M. I. VITORINO E FERREIRA, N.S. Episódios de La Niña na Bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a Distribuição de Chuvas no Setor Norte do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 12, 63-76. 1997.

AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.; MARENGO J, A. I.; PISNITCHENKO, L. ALVES, FERNANDEZ, J. P.: Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS –SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – **DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade** - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro, 2007.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Previsões de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical usando análise de correlações canônicas. In: XII. Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fóz do Iguaçu-PR, Brasil, 2002. [CD ROM].

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Previsões de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical usando análise de correlações canônicas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.20, n.1, p.84-93, 2005.

ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 219 pg.,1975.

ASKEW, A. J. **Water in international decade for natural disaster reduction**. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON DESTRUCTIVE WATER – CAUSED NATURAL DESASTERS THEIR ABATEMENT AND CONTROL. Ananeim. Proceedings. Wallinford: IAHS. p. 3-11 (Publication n. 239). 1997.

ASSIS, F. N., ARRUDA, H. V., PEREIRA, A. R. **Aplicações de estatística à climatologia: teoria e prática**. Pelotas, RS, Ed. Universitária/UFPEL, 161p, 1996.

AZEVEDO, P.V.; DA SILVA, B.B.; RODRIGUES, M.F.G. Previsão Estatística das Chuvas de Outono no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, no. 1, 19-30. 1998.

BALME, M.; VISCHEL, T.; LEBEL, T.; PEUGEOT, C.; GALLE, S. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1: Rainfall variability analysis. **Journal of Hydrology**, v.33, p.336-348, 2006.

BARBOSA, H. A. **Análise Espaço Temporal de Índice de Vegetação AVHRR/NOAA e Precipitação na Região Nordeste do Brasil**, em 1982-85. Dissertação (Mestrado) em Sensoriamento Remoto, INPE – 7237-TDI/690. 1998.

BARBOSA, T. F.; CORREIA, M. F. Sistemas convectivos intensos no semiárido brasileiro: o controle da grande escala ('Intense convective systems in semi-arid Northeast Brazil: the large-scale control'). **Revista Brasileira de Meteorologia**. 20(3): 395–410. 2005.

BRITO, J. I. B. de. **Recursos Climáticos**. Especialização em desenvolvimento Sustentável para o semiárido brasileiro. Módulo 3. Brasília: ABEAS. 2007.

CALBETE, N. O.; SATYAMURTY, P.: Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera que atuam Sobre a Região Nordeste do Brasil. **Climanálise Especial 10 anos**, p. 168-172, 1996.

CARUSO, C.; QUARTA, F. **Interpolation methods comparison**. Computers & Mathematics With Applications, San Giovanni, (35-12), pp. 109-126. 1998.



CARVALHO, L.M.; JONES, C.; LEIBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.15, n. 17, p. 2377-2394, 2002.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v.17, p.88-108, 2004.

CASTRO, C. A. C. **Interações trópicos-extratrópicos na escala de tempo intrassazonal durante o verão austral e seus efeitos na América do Sul**. 2002. 162 p. (INPE-16604-TDI/1590). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009.

CAVALCANTI, I. F. A. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

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

CAYAN, D.R.; REDMOND, K.; RIDDLE, L. G.: ENOS and hydrologic extremes in the western United States. **Journal of Climate**, 12, 2881-2893. 1999.

CHANG, C.P. Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 133-138, 1970.

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

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos Climatológicos das Linhas de Instabilidade na Amazônia. **CLIMANÁLISE** - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, v. 4, p. 34-40, 1989.

COSTA, S. B. **Balances de Vorticidade e Energia aplicados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, IAG-USP, 85 pg., 2009.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 119 pg., 2008.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, UK, v.26, n.9, p.1165-1180, 2006.

DETTINGER, M.D.; CAYAN, D.R.; DIAZ, H.F.; STEWART, I. **Decadal variations and trends in snowmelt and streamflow timing--Global and North American patterns in the 20th Century**. International HIGHEST II Conference-Climate Change at High Elevation Sites: Emerging Impacts, June 2001.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. 1 ed. Pelotas, RS, Editora Gráfica Universitária. 242p., 2001.

FERREIRA, N. S.; REPELLI, C. A.; ALVEZ, J. M. B.; SOUZA, E. B. LocZCIT um procedimento numérico para localização do eixo central da zona de convergência intertropical no atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 159-164, 2005.

FIGUEIREDO, J. O. G. “**Distribuição espacial em Alagoas com ênfase à variabilidade causada pelos padrões de temperatura da superfície do mar**”. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. UFAL. pp. 148. 2002.

GALLEGO, D.; RIBERA, P.; GARCÍA, R.; GIMENO, L.; HERNANDEZ, E. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, vol. 24, p. 607–621 2005.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. Rel. INPE-2595-TDL/125, INPE, São José dos. Campos (SP), 1983.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, INPE -2685-TDL/126. 1982.

GANDÚ, G. V. M. W.: **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste que Afetam o Nordeste Brasileiro: Um Estudo de Caso**. In: IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, v.1, p. 450-454, 1996.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T.P. ENSO Influence on Intraseasonal Extreme Rainfall and Temperature Frequencies in the Contiguous United States: Observations and Model Results. **Journal of Climate**, 11, 1575-1586. 1998.

GOOVAERTS, P. **Geostatistical modelling of uncertainty in soil science**. Geoderma, v. 103, p. 3-26, 2001.

GOOVAERTS, P. **Geostatistics for natural resources evaluation**. New York: Oxford University Press, 1997.

GRIMM, A. M.; PSCHEIDT, I. Padrões atmosféricos associados a eventos severos de chuva na primavera durante El Niño, La Niña e anos neutros. **Anais do IX Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia (CD, n° 269)**, Buenos Aires, maio de 2001, Centro Argentino de Meteorólogos e Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia. 2001.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R.G. Influência de eventos el niño e la niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. **CD rom**. 2004.

GUTZLER D.S.; KANN, D.M.; THORNBRUGH, C. Modulation of ENSO-based long-lead outlooks of southwestern U.S. winter precipitation by the Pacific decadal oscillation. **Weather and Forecasting**, 17: 1163-1172. 2002.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazard in the Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103, 77-92. 1977.

HASTENRATH, S. **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 p., 1991.

HASTENRATH, S.; LAMB, P.: **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University of Wisconsin Press, 113 pp. 1977.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, 98(D3): 5093-5102, 1993.

HSU, H. H.; LEE, M. Y. Topographic effects on the eastward propagation and initiation of the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 18, p.795-809, 2005.

IBGE. **Área territorial oficial**: Resolução n. 5 de 10 de outubro de 2002. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/areaterritorial/resolucao.shtm?c=5>>. Acesso em 12 julho de 2010.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v.15, p.905-914, 2002.

KAYANO, M. T. & V. E. KOUSKY: Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 7. 593-602, 1992.

KNUTSON, T., R., WEICKMANN, K. M. 30-60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **American Meteorological Society**, 115:1407-1436, 1987.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 70, 813-835. 1992.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 71, 581-610. 1993.

KOUSKY, V.E. **Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil**. Monthly Weather Review, 108, 488-498. 1980.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, 7, 1131-1143, 1994.

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

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.

KOUSKY, V.E.; CHU, P.S. Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v 56, p. 457- 465. 1978.

KRISHNAN, R.; SUGI, M. Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall. **Climatic Dynamic**, 21, 233–242. 2003.

LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. [S.l.]: 2 Edição revista ampliada. São Paulo, 2003.

LIBARDI, P.L.; PREVEDELLO, C.L.; PAULETTO, E. A.; MORAES S.O. Variabilidade espacial da umidade, textura e densidade de partículas ao longo de uma transeção. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.10, n.2, p.85-90, 1986.

LIEBMANN B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual Variability of Daily Extreme Precipitation Events in the State of Sao Paulo, Brazil. **Journal of. Climate**, 14, 208-218. 2001.

LOBO, P. R. V. **Um estudo climatológico da zona de convergência intertropical(ZCIT) e sua influência sobre o Nordeste do Brasil**. INPE-2534-TDL/101, INPE, São José dos Campos, 93p. 1982.

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

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

MADDEN, R.A.; JULIAN, P. R. **Observations of the 40-50 day tropical oscillation** - a review. *Monthly Weather Review*, 122, 814-837, 1994.

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**, Vol. 78, pp. 1069-1079. 1997.

MATHERON, G. **Principles of geostatistics**. *Economic Geology*, v. 58, p. 1246–1266, 1963.

MARENGO, J., SILVA DIAS, P. **Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos**. Capítulo 3 em *Águas Doces do Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*, pp.63-109. Eds. A. Rebouças, B., Braga e J. Tundisi. Editora Escrituras, SP. 2006.

McCABE, G. J.; DETTINGER, M. D. Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. **International Journal of Climatology**. 19, 1399-1410. 1999.

MERRITT, E. S. Easterly waves and perturbations: a reappraisal. **Journal of Applied Meteorology**, 3:367-382, 1964.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 577, p. 2329-2351, 2001.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S.H. Genesis of the Northeast Brazil Upper Tropospheric Cyclonic Vortex: A primitive equation barotropic instability study. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 64, n. 4, p. 1379-1392, 2007.

MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.

MOLION, L. C. B. **Efeito dos Vulcões no Clima**. Caderno de Geociência, 12, IBGE-Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro. p. 13-23, 1994.

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

MORAES, M. C. S. “**Distribuição de Gotas e a Relação Z-R para Radar na Costa Leste do Nordeste do Brasil**”. Dissertação de Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas. Maceió-AL, pp.10-36. 2003.

MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, n. 27, p. 493-512, 2007.

MOTA, G. V.; GANDU, A. W. **Análise dos padrões ondulatórios de leste no nordeste brasileiro durante o inverno de 1994**. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998.

MOTA, G.V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro**. São Paulo. 93 p. Dissertação (Mestrado) – DCA – IAG – USP. 1997.

MOURA, A.D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in the northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal Atmospheric. Sciences**, 38, 2653-2675. 1981.

MUZA, M.N. **Variabilidade Intrasazonal e Interanual dos Eventos Extremos de Precipitação e Seca no Sul e Sudeste do Brasil durante o Verão Austral**. Dissertação de Mestrado. DCA/IAG / USP. São Paulo – SP. 2005.

NERILO, N. **Pluviometria e chuvas intensas no Estado de Santa Catarina**, Florianópolis. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina. 1999.

NIETO FERREIRA, R.; SCHUBERT, W. H. Barotropic Aspects of ITCZ Breakdown. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 261-285, 1997.

NOBRE, C. A.; MOLION, L.C.B. **The Climatology of Droughts and Drought Prediction**. In: Impacts of Climatic Variations on Agriculture, v.2 : Assesments in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N. T. Konijn (eds.). D. Reidel Pub. Co., 764p. 1988.

NOBRE, P.; MELO, A. B. C.B. Variabilidade climática Intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. **Climanálise**, 16 (12), 42-54. 2001.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal Climate**, in press. 1996.

OLIVEIRA, A. S. de. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. INPE-4008-TDL/239, INPE, São José dos Campos, 115p. 1986.

PAIVA NETO, A. C. **Distúrbios de leste: Diagnóstico e relação com a precipitação no estado da Paraíba em períodos de contraste**. Dissertação de Mestrado. Campina Grande, Paraíba, 2003.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, IAG-USP, 89 pg., 1999.

PALMER, C.E. Tropical Meteorology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 78: 126-163, 1952.

PANNATIER, Y. Variowin – Software for spatial data analysis in 2D. Lausanne, **Springer**, 91p. 1996.

PEDRAZZI, J.A. FACENS – **Hidrologia Aplicada**. Disponível em: <<http://www.facens.br/site/alunos/download/hidrologia>>. Acesso em 15 fev. 2014.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 109 pg., 1996.

RAO, V. B.; HADA, K.; HERDIES, D.L. On the severe drought of 1993 in North-east Brazil. **International Journal of Climatology**. 15: 697–704. 1995.

RAO, V. B.; S´A LDA, FRANCHITO, S. H.; HADA, K. Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil. **Agriculture Forest Meteorologic**. 85: 63–74. 1997.

RAO, V. B.; SATYAMURTI, P.; BRITO, J. J. B. On the 1983 drought in Northeast Brazil, **Journal of. Climate**. 6, p.43-51, 1986.

RAO, V.B.; HADA, K.; HERDIES, D. L. **On the severe drought of 1993 in Northeast Brazil**, INPE, São José dos Campos (SP), 1995.

RATISBONA, L. R. **The climate of Brazil**, in W. Schwerdtfeger. Ed., World Survey of Climatology, Vol. 12. Climates of Central and South America, Elsevier, Amsterdam. 1976.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. DA; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. vol.25 no.2 São Paulo June, 2010.

REED, R. J.; KLINKER, E.; HOLLINGSWORTH, A. The structure and characteristics of African easterly wave disturbances as determined from the ECMWF Operational Analysis/Forecast System. **Meteorology Atmospheric. Physics**, 38: 22-33, 1988.

REIS, A. S., PONTES, E. G. S.; ARAÚJO, E. J. R.; ABREU, R. A. **Ocorrência de um vórtice ciclônico acoplado a uma onda de leste sobre o leste do NEB no período de 13 à 16 de fevereiro de 2000**. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 2000.

RIBEIRO, J. B. M. “**Micrometeorologia do manguezal e o impacto do desmatamento em Bragança-Pa**”. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental). Universidade de São Paulo- Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos. pp. 130. 2001.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. São Carlos: EESC/USP, 840 p. 1998.



ROUCOU, P.; ARAGÃO, JOR.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; JANICOT, S. Vertical motion changes related to Northeast Brazil rainfall variability: A GCM simulation. **International Journal of Climatology**. 16: 879–891. 1996.

SANTOS, I. dos, et al. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 372p. 2001.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. Eds. Karoly D. J.; Vicent, D. G. **American Meteorological Society**, Meteorological Monographs, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

SCHMIDT, D. M.; MATTOS, A. Dinâmica dos regimes de precipitação e vazão da bacia Hidrográfica do Alto Piranhas-Açu / PB. **Sociedade e Território**. Natal, v.25, nº.2, EDIÇÃO ESPECIAL, p. 67-77, jul/dez. 2013.

SERHID – RN – Secretaria Estadual de Recursos Hídricos. Plano Estadual de Recursos Hídricos. **Relatório Síntese**. Hidroservice Engenharia Ltda. 267p. 1998.

SILVA ARAGÃO, M. R.; MENDES, M. C. D.; CAVALCANTI, I. F. A.; CORREIA, M. F. Observational study of a rainy January day in the Northeast Brazil semi-arid region: synoptic and mesoscale characteristics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. 133: 1127-1141. 2007.

SILVA, F. M.; COSTA, A. M. B.; SOUSA, B. L. Q. Circulação Global e sua influência nos sistemas atuantes no Nordeste do Brasil – Fase 1. **Sociedade e Território**, Natal, v.13, n.1, p 44-49, jan/jun. 1999.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 131 pg., 2005.

SILVA, A. B. **Sistemas de informações georreferenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas, SP: Editora da Unicamp, 183 p. 2003.

SOARES, A. **Geoestatística para ciências da terra e do ambiente**. I.S.T. Press; 206p. 2000.

SOUZA FILHO, F. A. **Variabilidade e mudança climática nos semiáridos brasileiros**. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**. Coleção ABRH, 2003.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. **International Journal of Climatology**, 26: 1759–1776. 2006.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. **International Journal of Climatology** Int. J. Climatol. 26: 1759–1776 (2006) Published online 24 April 2006 in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1331 MODULATION OF THE INTRASEASONAL RAINFALL OVER TROPICAL BRAZIL BY THE MADDEN–JULIAN OSCILLATION. 2006.

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

SOUZA, E.B.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. Um Complexo Convectivo de Mesoescala Associado à Precipitação Intensa sobre Fortaleza - CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, 01-14. 1998.

SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. **Uma Revisão sobre a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Variabilidade Pluviométrica do Semiárido Nordestino**. Monitor Climático, 11 (122): 7-17, Maio de 1997.

STEIN, M. L. Interpolation of spatial data: some theory for kriging. Nova York: **Springer**, 243 p. 1999.

TAI, K. S.; OGURA, Y. An observational study of easterly waves over the Eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 44(2):339-361, Jan. 1987.

TRANGMAR, B. B.; YOST, R. S.; UEHARA, G. **Applications of geostatistics to spatial studies of soil properties**. Advances in Agronomy, Kent, v. 38, p.45-94, 1985.

TUCCI, C.E.M. (Org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH, (Coleção ABRH de Recursos Hídricos; v.4). 1997.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Org. 2ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 2001.

UVO, C. R. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região norte do Nordeste Brasileiro**, (dissertação de Mestrado em Meteorologia) São José dos Campos – Instituto de Pesquisas Espaciais. 79f, 1989.

UVO, C. R. B., NOBRE, C. A.; CITRAN, J. Análise da posição da zona de convergência intertropical (ZCIT) no Atlântico equatorial e sua relação com a precipitação no Nordeste do Brasil. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 11, Rio de Janeiro (RJ), p.323-327. 1988.

UVO, C. R. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIACK, S.; KUSHINIR, Y. A Study on the influence of the Pacific and Atlantic on the Northeast Brazil Monthly Precipitation Using Singular Value Decomposition (SVD). To be submitted to **Journal of Climate**. 1994.

UVO, C.R. B.; BERNDTSSON, R. Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil. *Journal Geophysic. Resource*, vol. 101, no. D2, 4221-4233. 1996.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia-Ministério da Agricultura. PAX Gráfica e Editora Ltda, 2ª Edição, 532 págs. 2001.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia: Versão Digital – 2**. Recife, 449 págs. 2006.

VIEIRA, S. R. **Curso de atualização em conservação do solo - Uso de geoestatística**. Campinas, IAC, v. 1 e 2, 1995.

VIEIRA, S. R. **Geoestatística em estudos de variabilidade espacial**. 2000.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. SãoPaulo, McGraw-Hill do Brasil, 245p. 1975.

VISHER, S. S. **Tropical cyclones of the Pacific**. Honolulu, Bernice T.Bissop Museum. Bulletin n° 20, 163, 1925.

WAGNER, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, 9(7): 2010-2019, 1996.

WALLACE, J.M.; CHANG, C.P. Spectrum analysis of large scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 26: 1010-1025, Sep. 1969.

WMO - WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting**. Operational Hydrology – Report n° 7. Geneva: WMO. 1975.

WMO - No. 168. Chairperson, Publications Board. Geneva, 296p. 2008.

XAVIER, T. de Ma. B. S.; XAVIER, A. F. S (1998a), Análise do Papel das Temperaturas Oceânicas no Atlântico e Pacífico, e Outras Covariáveis, nas Chuvas no Ceará, X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da FLISMET, **Anais** em CD-ROM, Brasília, Outubro 1999.

XAVIER, T. de Ma. B. S.; XAVIER, A. F. S.; SILVA DIAS, P. L. da.; SILVA DIAS, M. A. F. da. **A Zona de Convergência Intertropical-ZCIT e suas Relações com a Chuva no Ceará (1964-98)**. Revista Brasileira de Meteorologia/Brazilian J. Meteorology, vol. 15, n. 1: 27-43. 2000.

YAMAMOTO, J, K. **Análise Geoestatística**. In: Yamamoto, J, K. (org.). Avaliação e classificação de reservas minerais. São Paulo, EDUSP. p. 49 – 68, 2001.

YANAI, M.; MARUYAMA, T.; NITTA, T.; HAYASHI, Y. Power spectra of large scale disturbances over the Tropical Pacific. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 46(4): 308-323, 1968.

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