MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.07.18.04-TDI

CLASSIFICAÇÃO CLIMATOLÓGICA DAS NUVENS PRECIPITANTES NO NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO DADOS DO RADAR A BORDO DE UM SATÉLITE TRMM

Rayana Santos Araújo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Daniel Alejandro Vila, aprovada em 05 de agosto de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JQLD2S>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.07.18.04-TDI

CLASSIFICAÇÃO CLIMATOLÓGICA DAS NUVENS PRECIPITANTES NO NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO DADOS DO RADAR A BORDO DE UM SATÉLITE TRMM

Rayana Santos Araújo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Daniel Alejandro Vila, aprovada em 05 de agosto de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JQLD2S>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Araújo, Rayana Santos.

Ar15c Classificação climatológica das nuvens precipitantes no nordeste brasileiro utilizando dados do radar a bordo de um satélite TRMM / Rayana Santos Araújo. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxiv + 102 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.07.18.04-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientador : Dr. Daniel Alejandro Vila.

1. Climatologia. 2. Satélite TRMM. 3. Radar de precipitação. 4. Classificação de nuvens. 5. Nordeste do Brasil. I.Título.

CDU 551.576(812/813)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em

Meteorologia

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel Alejandro Vila

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Nelson Jesuz Ferreira

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. Diego Oliveira de Souza

Convidado(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(x) unanimidade

Título: "Classificação climatológica das nuvens precipitantes no Nordeste Brasileiro utilizando dados do radar a bordo do satélite TRMM".

Aluno (a): ***Rayana Santos Araujo***

São José dos Campos, 05 de Agosto de 2015

Tudo tem o seu tempo determinado, e há tempo para todo o propósito debaixo do céu.

Eclesiastes 3:1

À minha Família.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e meus anjinhos da guarda, por guiar meus passos e sempre me proteger;

A meus pais e irmã, por me ensinarem os valores que possuo;

Ao meu noivo, por ser tão paciente e me apoiar em todos os momentos;

A duas amigas em especial, por me ajudarem a crescer espiritualmente;

Aos colegas de cozinha, por trazerem momentos tão agradavéis e de descontração por meio de conversas prazerosas;

Aos professores, por ministrarem aulas de suma importância para a minha formação;

Ao professor Daniel, por me conceder uma adorável orientação;

Aos colegas de curso, por toda ajuda concedida;

Ao pessoal de suporte em TI, por todos os chamados atendidos;

Ao senhor da jardinagem, que me dá bom dia todos os dias de forma tão resplandecente que me dá energia para trabalhar e estudar o dia inteiro;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior (CAPES), pelo fomento concedido para que esta pesquisa fosse desenvolvida;

A todos que de alguma forma contribuíram para que eu me tornasse a pessoa que sou hoje, eu agradeço.

RESUMO

O presente trabalho visa analisar a classificação climatológica das nuvens precipitantes do Nordeste Brasileiro utilizando o radar a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Este satélite quando em órbita, tinha como escopo medir a quantidade de chuva em regiões tropicais. Um dos principais instrumentos a bordo deste satélite é um radar ativo de varredura eletrônica que tem por objetivo detectar a estrutura tridimensional das nuvens. Sendo assim, para este estudo foi analizada uma série de 15 anos de dados do satélite TRMM (período 1998-2012), com o intuito de identificar que tipos de nuvens geram a precipitacão estimada pelo *Precipitation Radar*(PR) e com que frequência essas nuvens ocorrem. A partir dos resultados deste trabalho foi possível estimar os valores médios de frequência relativa cada tipo de nuvem presente nos sistemas meteorológicos que mais influenciam a região Nordeste do Brasil. Em modo geral as nuvens estratiformes e as nuvens convectivas rasas (nuvens quentes) são as mais recorrentes na região, porém a precipitação associada não é tão impactante como a precipitação provocada por nuvens convectivas profundas. Verifica-se também que sobre as áreas costeiras do Nordeste do Brasil e oceano adjacente há um forte sinal de nuvens convectivas rasas que modulam a precipitação dessas áreas. Desta forma, o principal objetivo desta dissertação é contribuir para um melhor entendimento dos padrões de tipos de nuvens associadas com a precipitação da região Nordeste do Brasil, construindo uma análise climatológica a partir da classificação dessas nuvens.

Palavras-chave: Climatologia. Satélite TRMM. Radar de precipitação. Classificação de nuvens. Nordeste do Brasil.

CLIMATOLOGICAL CLASSIFICATION OF PRECIPITATING CLOUDS IN THE BRAZILIAN NORTHEAST USING RADAR DATA ONBOARD THE TRMM SATELLITE.

ABSTRACT

This study aims to analyze the climatological classification of precipitating clouds in Northeast Brazil using radar on board the satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). This satellite while in orbit, had the scope to measure the amount of rainfall in tropical regions. One main instrument aboard this satellite is an active radar scanning electron which aims to detect the three-dimensional structure of clouds. Thus, for this study was analyzed a series of 15 years of TRMM satellite data (period 1998-2012), in order to identify what types of clouds produce precipitation estimated by Precipitation Radar (PR) and how often these clouds occur. From the results of this work was possible to estimate the average frequency values concerning each type of cloud present in weather systems that influence the Northeast region of Brazil. In general, the stratiform clouds and shallow convective clouds (hot clouds) are the most frequent in the region, but the associated rainfall is not as impactful as precipitation caused by deep convective clouds. Also appears that over the coastal areas of Brazil and adjacent Northeast ocean there is a strong signal of shallow convective clouds that modulate rainfall in these areas. Thus, the main objective of this dissertation is to contribute to a better understanding of the patterns of cloud types associated with precipitation of northeastern Brazil, building a climatological analysis from the classification of clouds.

Keywords: Climatology. Satellite TRMM. Precipitation Radar . Cloud classification. Northeast of Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Distribuição dos regimes de precipitação no Nordeste Brasileiro: i) Norte (Março); ii) Sul (Dezembro) e iii) Faixa litorânea (Maio) de acordo com a máxima precipitação média mensal. Dados do período de 1931-1960 obtidos na Superintendencia do Desenvolvimento do Nordeste.
Fonte: Kousky,(1979) 6

2.2 Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul.
Fonte: Hoffmann 1975, adaptada por Reboita et al (2010). 7

2.3 Interpolação dos dados de precipitação pluviométrica média diária provenientes de 2283 estações meteorológicas convencionais da Região Nordeste de Brasil no período de 1904 a 1998. Com escala de 0 a 50 milímetros.
Fonte: Adaptada de Barbosa et al (2014). 8

2.4 Representação esquemática dos sistemas meteorológicos atuantes no NEB. ZCIT: Zona de Convergência Intertropical; LI: Linhas de Instabilidade; SCM: Sistemas Convectivos de Mesoescala; VCAN: Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis; ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; FF: Frente Fria; ASAS: Alta Subtropical do Atlântico Sul; ASE: Alísio de Sudeste; ANE: Alísio de Nordeste.
Fonte: Produção do autor (2015). 9

2.5 Representação da posição da Zona de Convergência Intertropical mais a sul e mais ao norte nos meses de Janeiro e Julho.
Fonte: © The COMET Program, (2015). 10

2.6 Ilustração esquemática da nebulosidade associada a um VCAN clássico.
Fonte: Gan, (1982). 11

2.7 Modelo conceitual da estrutura do escoamento de uma LI tropical.
Fonte: Houze, (1977). 11

2.8 Representação de um Sistema Convectivo de Mesoescala: Imagem do Satélite Meteosat-4 no canal infra vermelho para o dia 01/04/93 às 04:00h local.
Fonte: Funceme, (2015). 12

2.9 Esquema representando o sistema de brisa marítima e terrestre.
Fonte: © The COMET Program, (2015). 13

2.10 Represenção de um DOL: Imagem do Satélite Meteosat-7 mostrando nebulosidade que está se deslocando desde a costa da África até o litoral leste do Brasil.
Fonte: Funceme, (2015). 14
2.11 Representação dos sistemas de alta pressão semipermanentes sobre os oceanos Atlântico e Pacífico.
Fonte: © The COMET Program, (2015). 14
2.12 Representação de um modelo conceitual de frente fria.
Fonte: USP/IAG, (2015). 15
2.13 Exemplo de ZCAS definida pelo contorno da isolinha de 200 W/m². Os níveis de cinza indicam intensidade de ROL(W/m²).
Fonte: Carvalho, Jones e Liebmann, (2004). 15
2.14 Representação esquemática da varredura dos sensores acoplados ao satélite TRMM.
Fonte: Kummerow et al (1998). 20

3.1 Representação da área de interesse com a escala de topografia em metros. As áreas demarcadas A1 = Norte; A2 = Interior; A3 = Leste e A4 = Sul correspondem as subdivisões adotadas.(Fonte: Produção do autor) 27

4.1 Cartas sinóticas do dia 22/03/2008 às 18:00 UTC. a)Altos níveis 250 hPa, b) Médios níveis 500 hPa e c) Superfície. 34
4.2 Imagem de temperatura de brilho realçada do satélite do GOES-10 canal 4 (IR) de um evento de Linha de Instabilidade ocorrido em 22/03/2008 às 19:30 UTC. 35
4.3 Perfil vertical da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento em um diagrama SkewT-logP para a sondagem efetuada as 12 UTC do dia 22/03/2008 para a localidade de Natal-RN. 37
4.4 Evento de Linha de Instabilidade ocorrido em 22/03/2008 às 19:26 UTC indentificado na passagem do satélite TRMM órbita 58976. a) Classificação do PR/TRMM para as nuvens precipitantes e b) Taxa de precipitação próxima a superfície. 38
4.5 Campo de refletividade da linha de instabilidade ocorrida em 22/03/2008 às 19:26 UTC. a)Refletividade próximo a superfície, b) Corte transversal no sentido A–B, c) Corte transversal no sentido C–D. 39
4.6 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para toda a área do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos em toda a área. 41

4.7 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A1-Norte do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos. 46
4.8 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A2-Interior do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos. 47
4.9 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A3-Leste do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos. 48
4.10 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A4-Sul do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos. 49
4.11 Precipitação Normal Climatológica (1961-1990) das estações representativas de cada subregião: a) A1:São Luiz-MA, b)A2:Floriano-PI, c)A3:João Pessoa-PB, d)A4:Bom Jesus da Lapa-BA. (Fonte de dados: INMET) 51
4.12 Representação espacial da quantidade de eventos para os meses de Janeiro a Junho. 54
4.12 (Cont.) Representação espacial da quantidade de eventos para os meses de Julho a Dezembro. 55
4.13 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Janeiro**. 61
4.14 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Fevereiro**. . . . 62
4.15 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Março**. 63
4.16 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Abril**. 64
4.17 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Maio**. 65
4.18 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Junho**. 66

4.19 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Julho**. 67
4.20 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Agosto**. 68
4.21 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Setembro**. . . . 69
4.22 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Outubro**. 70
4.23 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Novembro**. . . . 71
4.24 Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Dezembro**. . . . 72
4.25 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para toda área do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. 74
4.26 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A1. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos. 76
4.27 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A2. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos. 77
4.28 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A3. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos. 78
4.29 a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A4. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos. 79
4.30 Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda. 81
4.30 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda. 82
4.30 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda. 83
4.30 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda. 84
4.31 Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa. 85

4.31 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa. 86
4.31 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa. 87
4.31 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa. 88
4.32 Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme. 89
4.32 (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme. 90
4.32 (Cont.)Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme. 91
4.32 (Cont.)Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme. 92

LISTA DE TABELAS

Pág.

4.1 Fração do perfil vertical de chuva para a área A1-Norte do Nordeste Brasileiro 42
4.2 Fração do perfil vertical de chuva para a área A2-Interior do Nordeste Brasileiro 43
4.3 Fração do perfil vertical de chuva para a área A3-Leste do Nordeste Brasileiro 44
4.4 Fração do perfil vertical de chuva para a área A4-Sul do Nordeste Brasileiro 45
4.5 Frequência relativa da ocorrência de eventos 56

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5

2.1 Região Nordeste do Brasil 5

2.1.1 Sistemas meteorológicos atuantes no Nordeste Brasileiro 9

2.2 Características das nuvens estratiformes e convectivas (profunda e rasa) . 16

2.3 O Satélite TRMM 19

2.3.1 Precipitation Radar (PR) 20

2.3.2 Descrição dos produtos 2A25 e 2A23 23

3 DADOS E METODOLOGIA 27

3.1 Área de Estudo 27

3.2 Base de Dados - PR/TRMM 28

3.3 Classificação das nuvens precipitantes de acordo com o perfil vertical de chuva 29

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES 33

4.1 Estudo de caso: Linha de Instabilidade 33

4.2 Ciclo anual das nuvens precipitantes 40

4.3 Ciclo diurno das nuvens precipitantes 73

5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS 93

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 95

1 INTRODUÇÃO

O Nordeste Brasileiro (NEB), caracterizado por ser uma região semi-árida, apresenta um regime escasso de chuvas, sendo por muitas vezes castigado por longos períodos de seca. Segundo Hastenrath et al. (1984), Aragão (1990), Vasques (2007) entre outros, em algumas localidades do semiárido nordestino, o acumulado anual de precipitação não ultrapassa o valor de 400 mm. Um dos mecanismos mais importantes para o entendimento da semi-aridez do Nordeste do Brasil é a circulação da célula de Walker[1]. Quando seu ramo descendente está situado sobre esta região, provoca a subsidência de ar e inibe a formação de nuvens com um grande desenvolvimento vertical (MOLION; BERNARDO, 2002). O predomínio da célula de Walker sobre a região NEB faz com que esta apresente acumulados médios de precipitação relativamente baixos.

Em contraste, há casos de acumulados de precipitação significativos, que provocam enchentes, alagamentos e deslizamentos de terra em locais vulneráveis, gerando prejuízos econômicos e perdas de vidas. Esses eventos significativos podem ser provocados por influência de padrões sinóticos já conhecidos como a Zona de Convergência Intertropical, os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis e a pertubação nos ventos Alísios.

Muitos trabalhos já foram realizados abordando a influência dos sistemas atmosféricos na precipitação na região do NEB, podemos citar alguns como: a influência do deslocamento da ZCIT na precipitação no norte do NE (HASTENRATH; LAMB, 1977); a influência dos sistemas frontais (KOUSKY, 1979); a influência das linhas de instabilidade geradas pela a interação dos ventos alísios com a circulação de brisas (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; SILVA DIAS, 1987; COHEN et al., 1989); a influência dos vórtices ciclônicos (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982; GAN; KOUSKY, 1986) ; as ondas de leste (YAMAZAKI; RAO, 1977; CHOU, 1990; ESPINOZA, 1996; SOUZA FILHO, 2003) dentre outros que investigaram esse tema com o intuito de entender um pouco mais sobre essa variável tão complexa e tão importante como é a precipitação.

Sistemas de menor escala, tais como as linhas de instabilidade e as convecções isoladas profundas e/ou rasas, podem também desempenhar um papel fundamental

[1] A Célula de Walker é o resultado de uma gangorra de pressão à superfície entre os setores oeste e leste ao longo do cinturão equatorial da bacia do Oceano Pacífico Tropical (Walker, 1924, 1928; Philander, 1990). Devido a essa gangorra, forma-se uma circulação zonal com movimento ascendente no setor oeste da bacia do Oceano Pacífico Tropical e movimento descendente no setor leste desta (Bjerknes, 1969).

no regime de precipitação do NEB. Esses sistemas de menor escala são na maioria das vezes de difícil previsibilidade para modelos utilizados pelos institutos nacionais e internacionais de previsão de tempo. Tendo em vista que representar de forma adequada os processos físicos em escala de subgrade é um dos principais desafios da previsão numérica de tempo (SILVEIRA et al., 2014).

Em termos de previsão de tempo e clima, muitos são os fatores que podem induzir um modelo numérico de previsão ao erro e afetar a sua previsibilidade. Neste sentido é de suma importância que as particularidades de cada região sejam levadas em conta. No caso da região Nordeste do Brasil, pressupõe-se que boa parte das chuvas que ocorrem são provocadas por nuvens baixas e com topos relativamente quentes, em função do domínio da subsidência associada a célula de Walker. Essas nuvens evoluem sem formar partículas de gelo em seu interior, constituindo um fator limitante para as técnicas de estimativa de precipitação por satélite para esta região. Destaca-se que a precipitação estimada por satélite, tipicamente é obtida por meio de algorítimos que utilizam informações das bandas espectrais do visível, infravermelho e microondas. As técnicas que utilizam o visível e o infravermelho, possibilitam analisar apenas o topo das nuvens (brilho e temperatura) sendo assim, um fator limitante para a estimativa de precipitação (VICENTE et al., 1998). Tempestades convectivas que apresentam temperaturas de topo da nuvem muito baixas são bem identificadas nessas bandas espectrais. No entanto, nuvens rasas que geralmente apresentam altos valores de temperatura no topo não são bem representadas.

Braga et al. (2011) e Braga (2013) verificaram que para a região do NEB as técnicas que utilizam infravermelho e microondas passivas não são muito eficientes para estimar a precipitação, tendo em vista o predomínio de nuvens rasas com topos relativamente quentes nesta região. Segundo Braga (2013) cerca de 50% das nuvens precipitantes presentes no Nordeste não apresentam gelo em sua estrutura, e essas nuvens não são detectadas com eficiência pelos sensores de microondas passivas,que utilizam a técnica de espalhamento da radiação para a estimativa de precipitação.

Com o intuito de contribuir para um melhor entendimento dos tipos de nuvens presentes na região Nordeste brasileira, bem como suas características, a frequência com que ocorrem e o impacto sobre a precipitação na região, analisou-se um período de 15 anos (1998-2012) do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) para abordar um aspecto climatológico das nuvens precipitantes sobre o NEB. Para evitar as deficiências mencionadas anteriormente, este estudo utiliza dados do radar a bordo do satélite TRMM, o Precipitation Radar (PR), que é composto por sensores

de microondas ativas, sendo uma boa ferramenta para diagnosticar as características da precipitação nos trópicos.

Através da análise da série de 15 anos de dados (1998-2012) pretende-se responder as seguintes questões: A proporção de precipitação estratiforme é maior que a convectiva no NEB ? É possível mensurar essa proporção? Qual a frequência de ocorrência de cada tipo de nuvem precipitante em diferentes épocas do ano ? Existe uma variabilidade marcante ao longo do ano? Existe algum tipo de ciclo diário ? Muitos trabalhos foram realizados sobre NEB observando os principais sistemas meteorológicos atuantes que provocam chuva, e abordando os aspectos quantitativos da precipitação através de coleta de dados de superfície, como citado anteriormente. Entretanto, nenhum outro trabalho foi feito até o presente momento visando responder as questões acima.

Assim o objetivo geral deste trabalho é:

- Determinar o comportamento médio das nuvens precipitantes da região Nordeste do Brasil utilizando dados de radar a bordo do satélite TRMM.

e os objetivos específicos são:

- Determinar a distribuição média espacial e temporal da frequência de ocorrência dos diferentes tipos de nuvens precipitantes;
- Analisar o ciclo anual e diário dos tipos de nuvens precipitantes ;
- Analisar a contribuição de cada tipo de nuvem precipitante no regime de chuvas da região;
- Analisar a classificação das nuvens precipitantes em um sistema meteorológico específico.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para que este estudo atinja todos os objetivos propostos, faz-se necessário conhecer as características geográficas do Nordeste do Brasil assim como dos sistemas meteorológicos atuantes nesta região. Desta forma, o presente capítulo visa apresentar uma revisão literária desses sistemas, bem como apresentar as principais características do satélite TRMM.

2.1 Região Nordeste do Brasil

A região Nordeste do Brasil (NEB) está situada entre os paralelos de 2°S e 18°S e entre os meridianos de 34°W e 48°W, com uma área de aproximadamente 1.558.196 km^2, equivalente a 18% do território nacional segundo dados do IBGE. O relevo é composto por planícies de baixadas litorâneas, vales baixos inferiores a 500 m, região da Serra da Borborema com 800 m e a Chapada da Diamantina com 1200 m (NIMER, 1989).

Strang (1972) foi o primeiro a ilustrar uma distribuição espacial da precipitação para o NEB. Posteriomente, Kousky (1979) identificou três regimes básicos de precipitacão (norte, sul e faixa costeira) no qual sugere que mais de um mecanismo da circulação geral é responsável pela precipitação pluvial regional. A distribuição sugerida por Kousky (1979) está representada na figura 2.1 e as características meteorologicas de cada região estão descritas abaixo.

- **Norte**: Os meses mais chuvosos acontecem entre Fevereiro e Maio, onde os principais mecanismos de produção de chuva são a ZCIT, a convergência de umidade (brisas e pertubações nos Alísios) e a convecção local.
- **Sul**: Os meses mais chuvosos ocorrem entre Dezembro e Março, devido a estacionaridade dos sistemas frontais alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul. Essa umidade contribui para a formação dos principais mecanismo de precipitação, tais como ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas.
- **Faixa litorânea**: Os meses mais chuvosos acontecem entre Abril e Julho, onde os sistemas responsáveis seria a convecção alimentada pela convergência de umidade dos Alísios, as ondas de leste e as brisas marítima e terrestre, associadas a topografia e a convergência de umidade.

Durante as estações de outono e inverno, o contraste de temperatura entre a terra e

o mar é maior, o que favorece o máximo de precipitação nesta região. Este aumento na precipitacão está possivelmente associado à máxima convergência dos Alísios com a Brisa terrestre (KOUSKY, 1979).

Figura 2.1 - Distribuição dos regimes de precipitação no Nordeste Brasileiro: i) Norte (Março); ii) Sul (Dezembro) e iii) Faixa litorânea (Maio) de acordo com a máxima precipitação média mensal. Dados do período de 1931-1960 obtidos na Superintendencia do Desenvolvimento do Nordeste.
Fonte: Kousky,(1979)

Molion e Bernardo (2002) apresentaram uma revisão dos principais sistemas dinâmicos que atuam no NEB. Posteriormente, Reboita et al. (2010) apresentaram uma revisão dos sistemas atmosféricos que atuam nos diferentes setores do continente sul-americano e que contribuem para a precipitação. Baseado no trabalho de Hoffmann (1975), no qual a marcha anual da precipitação na América do Sul é

descrita,Reboita et al. (2010) propuseram uma subdivisão da região Nordeste em litoral e sertão conforme exemplificada Figura 2.2. Segundo os autores, os regimes pluviométricos dessas duas regiões são bem diferentes, pois registram acumulados de aproximadamente 1500 mm/ano para o litoral com máximos no verão/outono, enquanto que para o sertão apresenta valores entre 200 –500 mm/ano com máximos no verão/outono e mínimos no inverno. De maneira geral, o acumulado de precipitação no primeiro semestre é maior que no segundo semestre em toda a região Nordeste do Brasil. Entretanto, a divisão do NEB em duas regiões proposta por Reboita et al. (2010) é considerada simplista demasiadamente, pois não leva em conta as nuances de cada micro-região e não contempla todas as características pluviométricas da região Nordeste do Brasil.

Figura 2.2 - Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. Fonte: Hoffmann 1975, adaptada por Reboita et al (2010).

Em um recente estudo, Barbosa et al. (2014) obtiviveram uma distribuição espacial da precipitação para o NEB com uma longa série histórica de dados de precipitação diários coletadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE). Para isto, utilizaram informações provenientes de 2283 estações me-

teorológicas convencionais que datam desde 1904 a 1998 (Figura 2.3). Utilizando uma técnica matemática/computacional de interpolação de dados chamada Kernel Smoothing, em seus resultados, os autores detectaram que de Dezembro a Fevereiro a chuva concentra-se na parte Oeste do Nordeste. No período de Março a Maio a chuva predomina sobre a região norte, de Junho a Agosto a chuva concentra-se em uma pequena parte do Estado do Maranhão e sobre a costa leste do litoral, sendo o restante do Nordeste bastante seco.

Figura 2.3 - Interpolação dos dados de precipitação pluviométrica média diária provenientes de 2283 estações meteorológicas convencionais da Região Nordeste de Brasil no período de 1904 a 1998. Com escala de 0 a 50 milímetros.
Fonte: Adaptada de Barbosa et al (2014).

2.1.1 Sistemas meteorológicos atuantes no Nordeste Brasileiro

Os regimes pluviométricos dependem funtamentalmente da atuação dos sistemas meteorológicos e a variação intrasazonal desses sistemas é responsável pelo posicionamento médio de cada um na atmosfera. Na figura 2.4 nota-se a localização aproximada de cada sistema atuante sobre a região Nordeste do Brasil ao longo de todo o ano. Ressalta-se que nesta figura estão representados todos os sistemas, porém eles podem ocorrer ou não simultaneamente, de acordo com o período do ano.

As definições de cada sistema mostrado na Figura 2.4 serão apresentadas a seguir:

Figura 2.4 - Representação esquemática dos sistemas meteorológicos atuantes no NEB. ZCIT: Zona de Convergência Intertropical; LI: Linhas de Instabilidade; SCM: Sistemas Convectivos de Mesoescala; VCAN: Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis; ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; FF: Frente Fria; ASAS: Alta Subtropical do Atlântico Sul; ASE: Alísio de Sudeste; ANE: Alísio de Nordeste.
Fonte: Produção do autor (2015).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é formada pela interação entre uma grande região de confluência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste (ANE e ASE), a região do cavado equatorial, as áreas de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e as áreas de máxima convergência de massa. A ZCIT tem como característica principal uma banda de nebulosidade no sentido leste-oeste sobre a região tropical (UVO, 1989; MOLION; BERNARDO, 2002), no qual, devido a sua variabilidade sazonal e interanual, esta consegue modular a pluviometria da região NEB. Este é o mecanismo mais importante na produção de chuva para o setor norte do Nordeste, durante a quadra chuvosa que ocorre de Fevereiro a Maio.

Figura 2.5 - Representação da posição da Zona de Convergência Intertropical mais a sul e mais ao norte nos meses de Janeiro e Julho.
Fonte: © The COMET Program, (2015).

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) são definidos como sistemas fechados de baixa pressão, de escala sinótica, que se formam em altos níveis na atmosfera (GAN, 1982). Os VCANs que atingem a região Nordeste do Brasil, tem origem no Oceano Atlântico Trópical Sul e geralmente seguem uma trajetória de leste para oeste, com maior freqüência entre os meses de Janeiro e Fevereiro. No centro do vórtice os movimentos são subsidentes inibindo a formação de nuvens. Entretanto, devido ao movimento ascendente na borda do vórtice, muitas nuvens são formadas provocando fortes chuvas nos setores norte e oeste do Nordeste. Esta precipitação provocada depende da posição do centro do vórtice (GAN, 1982).

Figura 2.6 - Ilustração esquemática da nebulosidade associada a um VCAN clássico.
Fonte: Gan, (1982).

As Linhas de Instabilidade (LI) são bandas de nuvens causadoras de chuva, normalmente do tipo cumulus, organizadas em forma de linha (HUSCHKE, 1959; HAMILTON; ARCHBOLD, 1945). Estas se formam geralmente no verão devido a grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical neste período, o que motiva significativamente as chuvas no litoral norte do Nordeste. Entretanto, um estudo desenvolvido por Cohen et al. (1989) mostra que as LI podem ocorrer durante todo o ano na costa Norte-Nordeste da América do Sul, sendo mais frequentes entre os meses de Abril à Agosto. Ainda segundo o autor LI de forte intensidade ocorrem de Janeiro à Março, de média intensidade ocorrem de Abril à Agosto e LI fracas ocorrem de Setembro à Dezembro.

Figura 2.7 - Modelo conceitual da estrutura do escoamento de uma LI tropical.
Fonte: Houze, (1977).

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são formados por nuvens cumulonimbus com um crescimento vertical explosivo em um intervalo de tempo entre 6 a 12 horas. Geralmente essas nuvens são frias, espessas e apresentam uma forma circular, sendo associadas a eventos de precipitação intensa com fortes rajadas de vento (MADDOX, 1980; SILVA DIAS, 1987). Os SCM são mais comuns em regiões de latitudes médias, entrentanto alguns espisódios de SCM foram observados sobre a região Nordeste do Brasil (SILVA et al., 1994; GOMES FILHO et al., 1994; MELLO et al., 1996; MOURA et al., 1996; VITORINO et al., 1997).

Figura 2.8 - Representação de um Sistema Convectivo de Mesoescala: Imagem do Satélite Meteosat-4 no canal infra vermelho para o dia 01/04/93 às 04:00h local. Fonte: Funceme, (2015).

As Brisas ocorrem quando há um contraste de temperatura entre o continente e o oceano, gerando um gradiente horizontal de pressão e provocando uma circulação do ar local, levando umidade para o interior do continente e amenizando as temperaturas elevadas nas regiões tropicais. Estas brisas, quando associadas as linhas de instabilidade, são responsáveis por uma quantia apreciável de precipitação em sua região de influência (KOUSKY, 1980).

Figura 2.9 - Esquema representando o sistema de brisa marítima e terrestre.
Fonte: © The COMET Program, (2015).

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) são ondas que se formam no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios, e se deslocam de oeste para leste, vindo desde a costa da África até o litoral leste do Brasil. Este sistema provoca chuvas principalmente na Zona da Mata que se estende desde o Recôncavo Baiano até o litoral do Rio Grande do Norte e ocorre com maior frequência nos trimestres Março, Abril, Maio (MAM) e Junho, Julho, Agosto(JJA) onde as ondas apresentam amplitudes maiores e propagação de fase de forma mais organizada. As ondas tem características diferentes em cada trimestre, em MAM as ondas são mais curtas e lentas enquanto que em JJA as ondas são mais longas e rápidas (FERREIRA et al., 1990).

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) por ter uma grande variabilidade interanual e sazonal, pode influenciar o transporte de umidade para o Nordeste do Brasil. Dependendo do seu posicionamento e deslocamento pode gerar condições propícias para a formação de nuvens e consequentemente chuva. Bastos e Ferreira (2000), construíram uma análise climatológica da ASAS, onde observaram que no trimestre correspondente ao inverno (JJA) a configuração dos ventos favorece o litoral leste do NE devido ao transporte de vapor de água oriundo do Atlântico Sul.

Os Sistemas Frontais que tem origem em latitudes altas e médias no hemisfério sul, podem atingir as latitudes tropicais quando os padrões de circulação em latitudes subtropicais são favoráveis. A ocorrência destes sistemas frontais em latitudes subtropicais influencia de maneira significativa o regime de chuvas no setor sul do Nordeste, onde há casos de frentes frias intensas que adentraram o sul da Bahia. Esses eventos são bastante frequentes de Novembro a Fevereiro e apresentam uma grande variabilidade interanual (VIRJI; KOUSKY, 1983; OLIVEIRA, 1986).

Figura 2.10 - Represenção de um DOL: Imagem do Satélite Meteosat-7 mostrando nebulosidade que está se deslocando desde a costa da África até o litoral leste do Brasil.
Fonte: Funceme, (2015).

Figura 2.11 - Representação dos sistemas de alta pressão semipermanentes sobre os oceanos Atlântico e Pacífico.
Fonte: © The COMET Program, (2015).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é definida como uma persistente banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o sul e leste da Amazônia até o sudoeste do Oceano Atlântico Sul (KODAMA, 1992a; KODAMA, 1992b; LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al., 2002; CARVALHO et al., 2004). A ZCAS também pode influenciar a precipitação do sul da região Nordeste do Brasil, segundo Chaves e Cavalcanti (2001) o deslocamento

Figura 2.12 - Representação de um modelo conceitual de frente fria.
Fonte: USP/IAG, (2015).

para norte da sua posição climatológica está associado a uma mudança no padrão do escoamento em baixos níveis, fazendo com que o transporte de umidade da Amazônia siga em direção ao sul do NEB.

Figura 2.13 - Exemplo de ZCAS definida pelo contorno da isolinha de 200 W/m². Os níveis de cinza indicam intensidade de ROL(W/m²).
Fonte: Carvalho, Jones e Liebmann, (2004).

Alguns estudos sobre a influência dos sistemas meteorológicos de grande ou pequena escala sobre o regime de precipitação do NEB foram realizados abordando principalmente a climatologia de dados de superfície (HASTENRATH; LAMB, 1977; KOUSKY, 1979; CAVALCANTI, 1982; GAN, 1982; RAO et al., 1993; MOLION; BERNARDO, 2002; SILVEIRA et al., 2014). Entretanto, o presente trabalho visa analisar a climatologia desta região sob a óptica do sensoriamento remoto. Para tal fim, o presente tra-

balho analisou os tipos de nuvens, a frequência com que ocorrem e o impacto na precipitação causada por cada tipo de nuvem classificada.

2.2 Características das nuvens estratiformes e convectivas (profunda e rasa)

Segundo Ahrens (2009), dois critérios definem o tipo de nuvem: a altura da base e a sua extensão. Quanto a altura, elas podem ser baixas (< 2 km), médias (2 a 8 km) e altas (6 a 18 km) e quanto a extensão podem ser do tipo estratiformes (nuvens com maior desenvolvimento horizontal) ou convectivas (nuvens com maior desenvolvimento vertical).

Para entendermos a variável precipitação é importante compreender como ela é formada. A precipitação convectiva é provocada por nuvens que apresentam uma grande extensão vertical. Como por exemplo as nuvens Cumulonimbos (Cb) com seu formato de bigorna no topo e com base de aparência muito escura. Estas nuvens são responsáveis pela ocorrência de chuvas intensas e de curta duração. Estas estão associadas a fortes correntes descendentes (downdrafts), rajadas de vento frio e grande atividade elétrica.

A precipitação estratiforme é provocada por nuvens estratiformes geralmente do tipo Nimbostratus (Ns). Estas nuvens geralmente cobrem todo o céu, o seu topo pode chegar até a tropopausa, semelhante a nuvens do tipo Cb. A base se apresenta com uma coloração cinza muito escuro impedindo de maneira significativa a passagem da radiacao solar. As chuvas provocadas por nuvens Ns possuem grande extensao horizontal e provocam chuvas de intensidade moderada e contínua cobrindo grandes áreas.

Com base nestas definições, entende-se que nuvens convectivas são responsáveis pela precipitação convectiva e nuvens estratiformes por precipitações estratiformes. Na região Nordeste do Brasil as nuvens Nimbostratus ocorrem com uma menor frequência, sendo mais frequentes as nuvens do tipo stratus e stratucumulus que também ocupam uma grande extensão de área mas com potencial de precipitação de chuva menor.

De forma geral, as nuvens são constituídas por gotículas de água e cristais de gelo em suspensão na atmosfera, em termos microfísicos podem ser classificadas como quentes ou frias. Nas nuvens quentes, o topo se encontra abaixo da linha de zero graus e são constituídas apenas de vapor e gotículas de água, enquanto que as nuvens

frias, seus topos se encontram acima da isoterma de zero graus e são constituídas de vapor, gotículas de água super resfriadas e cristais de gelo.

Segundo Houghton (1968), as principais diferenças microfísicas entre precipitação estratiforme e convectiva estão relacionadas com a magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e na escala de tempo dos processos microfísicos da formação da precipitação.

A precipitação estratiforme existe quando o movimento vertical no interior da nuvem apresenta o módulo da velocidade vertical do vento muito menor que o módulo da velocidade terminal das partículas de gelo na ordem de 1 a 3 m/s. Nos processos convectivos, os movimentos verticais são da ordem de 1 a 10 m/s ou mais, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo. Quando precipitam, os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo (região em torno de 0°C), derretem e eventualmente há a quebra em gotas menores, logo nessa região também ocorre muita agregação. Essa camada de degelo é observada por um radar como uma região horizontal de altas refletividades, chamada de Banda Brilhante (BB) (ALBRECHT; SILVA DIAS, 2005).

Enquanto a precipitação convectiva é caracterizada por altas refletividades, praticamente constantes da superfície até altos níveis, a precipitação estratiforme conta com a presença da BB, ou seja, um perfil vertical de refletividade praticamente constante até a base da banda brilhante, a partir da qual a refletividade cresce rapidamente até um valor máximo e então decresce até o topo dessa camada de altas refletividades (ALBRECHT; SILVA DIAS, 2005).

Houze (1997) afirma que a precipitação estratiforme está relacionada com processos microfísicos de crescimento e precipitação das gotículas de água, como também com movimentos de ar ascendentes relativamente suaves. O autor verificou que a precipitação estratiforme pode ocorrer em regiões onde anteriormente havia uma convecção forte que enfraqueceu com o tempo. Observou que a presença de uma precipitação estratiforme pode ser identificada através de radares meteorológicos por meio de uma BB, entretanto, a sua ausência no radar não implica que não tenha precipitação estratiforme.

Ainda segundo Houze (1997) a convecção associada a nuvens pode ser classificada em profunda e rasa. A convecção profunda é responsável por altos índices de precipitação e possui um papel importante na circulação de grande escala. Na convecção rasa, segundo o autor, pouca (ou nenhuma) precipitação é gerada e os topos das nuvens

ficam abaixo do nível de zero graus. Entretanto, este tipo de convecção promove a mistura das propriedades termodinâmicas e dinâmicas na direção vertical das nuvens.

Os processos que levam à convecção variam bastante e são distintos sobre o oceano e continente. Estes processos, dependem da escala considerada podendo ser provocada por forçantes locais ou sistemas sinóticos. Dependem também do horário, havendo a ocorrência de convecção diurna associada ao ciclo diurno de aquecimento da superfície e instabilização do perfil em baixos níveis, e a ocorrência de convecção noturna associada a formação de jato em baixos níveis, ao resfriamento radiativo no topo das nuvens (YANG; SMITH, 2006.).

Alguns estudos têm sido feitos objetivando um melhor entendimento dos fatores que impulsionam a convecção rasa bem como reconhecer suas características e locais de maior ocorrência. Atkinson e Zhang (1996) definem a convecção rasa como um sistema de mesoescala que apresenta de 1 a 2 km de profundidade e uma extensão horizontal de poucas dezenas de km. Também foi observado em seus estudos que as nuvens rasas apresentam uma forma plana linear ou uma forma plana hexagonal, ou seja, rolos de nuvens ou células. Essas células podem ser abertas, onde se observam as nuvens do tipo cumulus ou células fechadas, onde se observam as nuvens do tipo stratus.

Com o objetivo de aperfeicoar o modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), Barbosa e Souza (2004) testaram a sensibilidade da cobertura de cúmulos rasos com relação a taxa de estranhamento. Em seus resultados, observou-se que aumento do entranhamento nas nuvens rasas leva a um aumento da fração de área coberta em baixos níveis. Entretanto diminui a profundidade das mesmas tornando-as cada vez mais rasas. Isso porque o entranhamento destrói o empuxo das parcelas, causando nuvens mais rasas e com maior cobertura, para compensar o menor empuxo.

Em estudos mais recentes, Hohenegger e Bretherton (2011) desenvolveram um esquema de convecção unificado, capaz de lidar tanto com a convecção profunda como com a rasa. Neste estudo, casos de convecção oceânica tropical, convecção continental de médias latitudes e convecção rasa marítima foram simulados utilizado-se a técnica de simulação "large-eddy". Essa técnica leva em consideração as diferenças entre a convecção profunda e a rasa, com relação as propriedades da base da nuvem assim como taxas de entranhamento. Os autores acreditam que a diferença entre a convecção profunda e a rasa estaria relacionado à evaporação das chuvas, e que

um esquema unificado melhoraria os resultados de umidade relativa do ar, nebulosidade e perfis de fluxo de massa, assim como removeria o início precoce e os picos exagerados de precipitação convectiva.

2.3 O Satélite TRMM

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é uma missão conjunta entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA), a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA) e a *National Space Develpment Agency* (NASDA). Este satélite foi desenvolvido para pesquisas na área de tempo e clima com o intuito de melhorar o entendimento sobre a distribuição e variabilidade da precipitação nos trópicos. Em conjunto com outros satélites, o TRMM fornece informações importantes sobre a precipitação, vapor d'água, e nuvens. Essas informações são de vital importância para se obter uma melhor percepção sobre as interações entre esses elementos.

O satélite TRMM possui uma órbita aproximadamente circular e quando lançado em 27 de Novembro de 1997 a altitude da órbita era de 350 km. No entanto, em 2001 foi alterada para 402 km com o intuito de aumentar o tempo de vida útil. Tendo em vista o sucesso da missão do TRMM e o fato do seu tempo de vida ter chegado ao fim, em Fevereiro de 2014 foi lançado o satélite Global Precipitation Measurement(GPM) dando continuidade a missão. Entretanto, o satélite GPM irá estender suas observações para latitudes mais altas e terá a bordo instrumentos mais sensíveis a detecção de chuva leve e neve.

A cobertura geográfica do TRMM é de 35°N a 35°S cobrindo toda a região dos trópicos possuindo a bordo 4 instrumentos, o Lightning Imaging Sensor (LIS), TRMM Microwave Imager (TMI), Visible and InfraRed Scanner (VIRS), Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) e o Precipitation Radar (PR), como pode ser visto na Figura 2.14 (KUMMEROW et al., 1998).

Dentre os principais instrumentos a bordo do TRMM, o Precipitation Radar (PR) é o mais inovador pois até o seu lançamento não havia radar no espaço com o objetivo de medir precipitação. Neste trabalho foi utilizada a base de dados deste sensor.

Após permanecer aproximadamente 17 anos em órbita, a missão do satélite TRMM chegou ao fim, em 08 de julho de 2014, as leituras de pressão do tanque de combustível indicavam valores muito baixos, impossibilitando manobras de correcao de órbita. Como resultado, a NASA deixou de operar o satélite e uma pequena quantidade de

Figura 2.14 - Representação esquemática da varredura dos sensores acoplados ao satélite TRMM.
Fonte: Kummerow et al (1998).

combustível foi poupada para a realização de manobras de reentrada atmmosférica para evitar que detritos caiam em regiões populosas.

Em 07 de outubro de 2014 foi encerrada a distribuição dos dados do sensor PR, pois as informações só podem ser geradas corretamente dentro de faixas estreitas de altitude perto de 400 e 350 km. Os sensores TMI e LIS continuaram operando durante todo o período de descida do satélite, entretanto as informações do TMI foram afetadas pois mudou o ângulo de incidência e o campo de visão, porém espera-se que essas informações sejam úteis para investigações sem finalidades meteorológicas como por exemplo estudos na engenharia aeroespacial.

2.3.1 Precipitation Radar (PR)

A palavra radar é um acrônimo do inglês ***ra**dio **d**etecting **a**nd **r**anging*. Trata-se de um sistema de detecção de alvos por meio de ondas eletromagnéticas (ondas de rádio) com o intuito de determinar a direção, o alcance e as características desse alvo. Do ponto de vista meteorológico os alvos são hidrometeoros tais como gotículas de nuvem, gotas de chuva, cristais, pedras de gelo. As aplicações na meteorologia são inúmeras, tais como medidas de precipitação, medidas de vento, previsão de curtís-

simo prazo dentre outras. Um radar é basicamente composto por um transmissor que produz pulso de alta potência na freqüência do radar; de uma antena que irradia a potência e intercepta o sinal recebido; e de um receptor que detecta, amplifica e transforma o sinal recebido.

Dentre os principais instrumentos a bordo do TRMM, o Precipitation Radar (PR) é o mais inovador pois até o seu lançamento não havia radar no espaço com o objetivo de medir precipitação. O PR é um radar de precipitação que opera na frequência de 13.8 GHz (Banda K). Dentre as suas características podemos destacar que é um radar ativo de varredura eletrônica e com polarização horizontal. A resolução vertical é de 250 m, a horizontal de 5 km, e a temporal de 16 órbitas por dia. Possui varredura do tipo *"cross track"*, com abertura de aproximadamente 17° em relação ao nadir, gerando uma varredura de 247 km com duração de 0.6 segundos por varredura. O diâmetro da antena é de 2.3 m com uma potência de 224 W e uma sensibilidade de 17 dBz (KUMMEROW et al., 1998; KUMMEROW et al., 2000).

Neste trabalho foi utilizada a base de dados deste sensor. A contar da idealização do satélite TRMM até o presente momento muitos trabalhos vem sendo desenvolvidos utilizando dados do PR, desde informações detalhadas sobre os instrumentos a bordo do satélite a pesquisas sobre o aperfeiçoamento dos algoritmos, ciclo diurno da precipitação, classificação de chuva convectiva e estratiforme e estudos de casos mais aplicados a determinadas regiões com o intuito de conhecer melhor o comportamento das nuvens e da chuva local.

Awaka et al. (1997) descreve o algoritmo 2A23 responsável pela classificação do tipo de chuva em convectiva, estratiforme e outros.Iguchi et al. (2000) descreve o algoritmo 2A25 que define o perfil vertical do fator de refletividade do radar (Z) e a taxa de precipitação (R), com o objetivo de obter uma relação Z–R adequada, mostrando que os três pontos críticos do algoritmo é a correção da atenuação, a seleção de um modelo de distribuição de gota padrão e a correção do efeito de não uniformidade do feixe do radar.

Entre outros estudos aplicando o sensor PR pode-se mencionar Nesbitt et al. (2000) que desenvolveu um algoritmo para caracterizar a precipitação nos trópicos utilizando a base de dados do PR, TMI e LIS. Os autores observaram que os sistemas que ocorrem sobre os continentes são muito mais intensos do que os que ocorrem sobre o oceano. Ainda, Nesbitt e Zipser (2003) apresentaram uma análise abrangente do ciclo diurno da precipitação sobre o globo, onde perceberam que sobre os oceanos o ciclo diurno da precipitação tem pequena amplitude com a máxima contribuição

no início da manhã, enquanto que sobre os continentes os autores observaram que há uma amplitude maior do ciclo diurno da precipitação com a máxima contribuição a tarde.

Com relação a metodologias de classificação, Schumacher e Houze Jr (2003a) investigaram os processos de chuva por convecção rasa e isolada e formularam uma nova classificação no algoritmo 2A23. Segundo os autores a chuva estratiforme poderia estar sendo confundida com a chuva quente provocada pela convecção rasa, logo os processos de chuva quente passam a ser classificados como convectivo.

Para definir as características das nuvens e da precipitação, Liu et al. (2008) analisaram as medidas de todos os sensores a bordo do TRMM. Agrupando pixels contínuos, observaram que as tempestades sobre o continente atingem maiores altitudes que tempestades sobre os oceanos.

Posteriormente, analisando os processos de chuva quente sobre os trópicos, Liu e Zipser (2009) definiram três critérios para a sua ocorrência, ou seja, temperatura de brilho mínima no infravermelho deve ser maior que 0°C, o echo top do radar ser abaixo do nível de congelamento e não apresentar nenhuma assinatura de espalhamento de gelo nas observações em microondas. Utilizando esses critérios, observaram que 20% das chuvas sobre os oceanos ocorrem devido a nuvens com topos de temperatura acima de 0°C e que sobre os continentes a contribuição dessas nuvens é de 7.5%.

No Brasil destacam-se algumas pesquisas utilizando dados do TRMM-PR como a de Costa (2007) e Yoshida (2009). Costa (2007) fez uma avaliação da qualidade dos dados obtidos pelos radares de superfície do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) localizados no centro sul do Brasil a partir de uma comparação com dados obtidos pelo radar a bordo do TRMM. Em seu estudo, o autor demonstrou que a maioria dos radares de superfície estudados tende a superestimar os valores de refletividade quando comparado com os dados obtidos pelo PR.

Yoshida (2009) analisou a estrutura tridimensional de eventos convectivos observados no estado de Rondônia, situado na região Norte do Brasil. Durante o experimento WETAMC–LBA/TRMM utilizando dados do PR, foi adotado um critério de intensidade para classificar as células convectivas em rasas, médias e profundas. Atraves deste trabalho, foi observado que os eventos multicelulares ocorrem com maior frequência (58,3%), seguido dos eventos unicelulares (25,0%) e supercelulares (16,7%).

2.3.2 Descrição dos produtos 2A25 e 2A23

O 2A25 é um produto baseado em um algoritmo que estima o fator de refletividade efetiva (Z_e) na frequência de 13,8 GHz em cada célula de resolução do radar a partir dos perfis verticais medidos de fator de refletividade (Z_m). A taxa de precipitação R é então calculada a partir da estimativa de Z_e. Este produto foi desenvolvido com o objetivo de estimar a distribuição tridimensional instantânea da chuva e corrigir a atenuação da chuva medida pela refletividade do radar.

Para se obter as informações do 2A25 alguns outros produtos servem como dados de entrada, que são 1C21, 2A21, 2A23. O algoritmo 1C21 gera informações do fator de refletividade medido a partir dos perfis verticais de Z_m e diversas informações sobre a altura da chuva, o 2A21 fornece uma estimativa da atenuação em um caminho integrado [path-integrated attenuation (PIA), do inglês], e o 2A23 que tem como objetivo detectar a banda brilhante, classificar o tipo de chuva em estratiforme e convectiva e detectar nuvens rasas isoladas e não isoladas. As descrições de cada algorítimo podem ser encontrada em Simpson (1999) e Kummerow et al. (2000).

Primeiramente o algoritmo 2A25 define a região de processamento selecionando a menor altura acima da superfície que seja livre de ruídos, em seguida a região de hidrometeoros na fase líquida, sólida e fase mista é definida a partir de informações da altura da banda brilhante (BB) e da temperatura climatológica da superfície. A estimativa da precipitação é calculada a partir dos perfis de Z_e pela seguinte relação:

$$R = aZ_e^b \tag{2.1}$$

Onde R é a estimativa da precipitação, Z_e é o fator de refletividade efetiva, e os coeficientes a e b levam em conta o tipo de chuva, a altura da isoterma de 0°C, o topo da tempestade, presença ou não da banda brilhante, densidade do ar, mudança de fase, temperatura e velocidade terminal dos hidrometeoros (IGUCHI et al., 2000).

Iguchi et al. (2000) aponta que ainda existe dificuldade em estimar taxa de precipitação através de dados de radar e que para tal é necessário conhecer as relações de k –Z_e e Z_e –R aproriadas, onde k é a atenuação específica. Os dados TRMM PR também estão sujeitos a esta dificuldade, porém parte é amenizada por ser um radar orbital. O autor descreve o algoritmo 2A25 mostrando suas etapas críticas: 1) A correção da atenuação; 2) O padrão do modelo de distribuição do tamanho de gota [Drop Size Distribution (DSD), do ingles] e 3) O efeito da não uniformidade do

preenchimento do feixe.

A correção da atenuação é baseada em um método híbrido relacionando o método de referência da superfície e o método de Hitschfeld-Bordan (IGUCHI; MENEGHINI., 1994).

O modelo DSD é utilizado em duas situações para ajustar as relações k –Z_e e Z_e –R , onde (k) é atenuação especifica, (R) é a precipitação e (Z_e) é o fator de refletividade efetiva:

- Se a precipitação for estratiforme com banda brilhante (BB), utiliza-se o modelo DSD de Nishitsuji. Caso não exista BB, o modelo assume que os hidrometeoros estão entre aproximadamente 750 metros em ambos os lados da isoterma de 0°C. Esta isoterma é estimada a partir da temperatura da superfície climatológica e um lapse rate de 6°C/km.
- Se a precipitação for convectiva, o modelo DSD convectiva é usado e assume-se que o perfil vertical é exatamente o mesmo que para chuva estratiforme sem BB (KOZU; IGUCHI, 1999; AWAKA J.; NISHITSUJI, 1985).

O efeito da não uniformidade do preenchimento do feixe do radar na relação Z_e-R geralmente é pequena, na maioria dos casos é menos de 5%. Entre os três passos críticos do algoritmo, o passo mais importante é a correção de atenuação. A atenuação pode alterar o fator de refletividade do radar por uma fator de 10 (ou mais), caso esta for significativa. A DSD assumida e a correção do preenchimento do feixe também afetam a quantidade de correção da atenuação, mas por uma quantidade muito menor do que a correção da atenuação (IGUCHI et al., 2000).

A classificação do tipo de nuvem precipitante é feita no 2A23 que utiliza o metódo do perfil vertical (Método-V) e o método do padrão horizontal (Método-H). Estes dois metodos consistem em classificar a chuva nas categorias: estratiforme, convectiva e outros (AWAKA et al., 1997).

O método do perfil vertical inicia-se com a detecção da BB. Esta detecção é feita por um filtro espacial que impõe várias condições para BB (por exemplo, os picos de refletividade (Z) devem diminuir significativamente acima da BB). Uma das principais condições impostas a BB é que sua altura deve estar localizada em um intervalo cuja variação da altura do nível de congelamento (freezH) é de -1,5 km à +1,5 km. A altura de congelamento é estimada pela seguinte expressão:

$$freezH = \frac{T_{surface}}{T_{lapse}} \tag{2.2}$$

onde Tsurface é a temperatura climatológica da superfície ao nível do mar e Tlapse é a taxa de decaimento da temperatura com a altura lapse rate = 6°C / km .

Após a detecção da BB, o Método-V segue os seguintes passos para classificar o tipo de chuva:

I. Quando a BB existe, a chuva é fundamentalmente classificada como estratiforme;

II. Quando a BB não é detectada, e o valor máximo de refletividade(Z) excede 40 dBZ ou o topo da nuvem está a mais de 15 km é classificado como convectiva;

III. Quando o eco do radar não é forte o suficiente para ser considerado como convectivo, quando não é detectado BB e quando existem ruídos é classificado como outros.

O Método-H também classifica chuva em 3 categorias: estratiforme, convectiva e outros. É baseado no método de separação em estratiforme/convectiva da Universidade de Washington, o qual examina o padrão horizontal da refletividade(Z) em uma determinada altura (STEINER et al., 1995).

No entanto algumas modificações foram implementadas no 2A23, em vez de examinar o padrão horizontal da refletividade em uma determinada altura, se analisa o máximo valor de refletividade (Zmax) ao longo de cada ângulo de leitura da antena.

No Método-H a detecção de chuva convectiva é feita em primeiro lugar, e segue os seguintes passos:

I. Quando Zmax excede 40 dBZ ou Zmax destaca-se contra o área de fundo, é considerada chuva convectiva. Considera-se também que o tipo de chuva para um centro convectivo é convectiva e tipo de chuva para os pixeis mais próximos ao centro da convecção também é convectiva;

II. Quando tipo de chuva não é convectiva e o eco da chuva existe, classifica-se como estratiforme;

III. Se o eco do radar estiver abaixo freezH (menos 1 km de margem) em um determinado ângulo bin é possivelmente ruído, o tipo de chuva é classificado como

outros.

Schumacher e Houze Jr (2003b) propuseram uma modificação no algoritmo de classificação das nuvens com o intuito de obter um padrão mais razoável da contribuição da chuva estratiforme e convectiva entre os trópicos. Os autores identificaram que alguns pixels com características convectivas estavam sendo classificados como estratiformes e que isto poderia acarretar em possíveis erros na representação da precipitação. Então sugeriram modificações nas subcategorias onde os pixels eram designados como estratiformes rasos e isolados que apresentavam características de nuvens quentes para uma subcategoria que classifica os pixels em convectiva rasa. Para isto o algoritmo faz uma análise da altura do topo da nuvem e considera que esta altura deve ser muito menor que a altura no nível de 0°C para que seja convecção rasa, onde a altura de 0°C é estimada a partir de dados de superfície considerando um lapse rate constante de 6°C/km. A tabela de com a nova classificação proposta pode ser encontrada no paper publicado pelos autores Schumacher e Houze Jr (2003b).

Assim, com as correções e ajustes que foram feitos aos produtos extraídos do satélite TRMM ao longo dos 17 anos de operação, os dados foram validados por diversos trabalhos e se mostram adequados para a realização do estudo proposto.

3 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção será apresentada uma descrição da região de estudo, dos dados e técnicas utilizadas no presente trabalho.

3.1 Área de Estudo

Por ser uma região bastante ampla, o Nordeste Brasileiro apresenta características climáticas distintas, o que está diretamente relacionado a precipitação observada em cada área, como discutido anteriormente na seção 2. Na presente investigação, a região do NEB foi dividida em quatro subregiões: A1, A2, A3, e A4. Para tal divisão, levou-se em conta o regime de chuva e atuação dos sistemas meteorológicos predominantes.

Figura 3.1 - Representação da área de interesse com a escala de topografia em metros. As áreas demarcadas A1 = Norte; A2 = Interior; A3 = Leste e A4 = Sul correspondem as subdivisões adotadas.(Fonte: Produção do autor)

Baseado na literatura já citada anteriormente no capítulo 2 (KOUSKY, 1979; MOLION; BERNARDO, 2002; REBOITA et al., 2010; BARBOSA et al., 2014), as subdivisões

consideradas neste trabalho estão descritas abaixo:

- Área A1 contendo as coordenadas (1°S,48°W) (5°S,38°W) que compreende o norte dos estados do Maranhão, Piauí e Ceará. Os sistemas mais frequentes nesta região são a ZCIT, Linhas de Instabilidade, a convergência de umidade (brisas e pertubações nos Alísios) e a convecção local;
- Área A2 contendo as coordenadas (11°S,48°W) (48°S, 38°W) que compreende parte dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Paraíba, Pernambuco e Bahia. Esta região é marcada pelo baixos valores acumulados de precipitação, no entanto resquícios de sistemas que ocorrem nas áreas A1, A2 e A3 podem influenciar esta região.
- Área A3 contendo as coordenadas (11°S,38°W) (5°S,34°W) que compreende os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, e Sergipe. Região caracterizada pela convergência de umidade dos Alísios, as ondas de leste e as brisas marítima e terrestre, associadas a topografia e a convergência de umidade;
- Área A4 contendo as coordenadas (11°S, 47°W) (18°S,38°W) que compreende grande parte do estado da Bahia. Esta região é influenciada pela presença da ZCAS, sistemas frontais, convecção local e brisas. Como pode ser visto na Figura 3.1.

3.2 Base de Dados - PR/TRMM

O PR é um radar de precipitação que opera na frequência de 13.8 GHz (Banda K) com uma resolução vertical é de 250 m, a horizontal de 5 km, e a temporal de 16 órbitas por dia. No presente estudo, utilizou-se uma série de 15 anos (1998-2012) da base de dados do PR/TRMM com o objetivo de identificar os padrões das nuvens precipitantes do ponto de vista climatológico de acordo com o perfil vertical de chuva. Para isto, foi aplicada a classificação extraída do *"Rain Type Flag"* do produto 2A25 na versão 7, descrito anteriormente na subseção 2.3.2. A NASA disponibiliza a base de dados PR/TRMM desde o fim de 1997 até dia 07 de outubro de 2014, data em que foram encerradas as atividades do sensor de radar do TRMM.

Os dados são armazenados em formato *"Hierarchical Data Format (HDF)"* e divididos em produtos. Foram obtidos através do DISC-GSFC/NASA (Data and Information Services Center Goddard Space Flight Center / National Aeronautics and Space Administration) no endereço eletrônico: http://mirador.gsfc.nasa.gov/.

3.3 Classificação das nuvens precipitantes de acordo com o perfil vertical de chuva

O algoritimo de classificação do perfil vertical de chuva do 2A25 é baseado em dois métodos. Um método usa padrões horizontais de refletividade (AWAKA et al., 1997) e o outro usa as estruturas verticais (STEINER et al., 1995), a combinação deles gera uma classificação da chuva nas categorias estratiformes, convectivas e outros. A categoria outros representa ruído ou regiões sem precipitação perto da superfície, assim esta categoria não foi considerada neste trabalho. Posteriormente esses métodos foram modificados por Schumacher e Houze Jr (2003b), onde foi obtido uma nova versão da classificação conforme detalhado na subseção 2.3.2. Neste trabalho foi ultilizada a nova versão da classificação, onde foram consideradas **apenas as nuvens precipitantes com valores de precipitação próxima a superfície maior que zero, classificadas como estratiformes e convectivas.**

Foram extraídas informações dos dados de cada passagem do satélite que estivessem inseridas na região de estudo. Em seguida, esses dados foram separados em três grupos e estabelecida a seguinte classificação:

- Precipitação estratiforme caracterizada pela BB e refletividade (Zmax) $<$ 40 dBz;
- Precipitação convectiva rasa caracterizada pela refletividade (Zmax) $>$ 40 dBz e topo da nuvem $>$ 0°C;
- Precipitação convectiva profunda caracterizada pela refletividade (Zmax) $>$ 40 dBz e topo da nuvem $<$ 0°C.

Em um primeiro momento, a classificação foi feita para toda a região Nordeste e posteriormente para as áreas A1, A2, A3 e A4. Os dados foram separados por tipo de nuvem e em seguida por mês e horário em que ocorreu, para representar o ciclo anual e o ciclo diário respectivamente, ao longo dos 15 anos da série histórica. Desta maneira, foi possível obter: 1) A quantidade de eventos ocorridos, ou seja, o número de casos (pixels) de todos os tipos de nuvens precipitantes classificadas em um dado mês (ou horário); 2) A frequência de ocorrência de cada tipo de nuvem definida pela razão entre o número de casos de um determinado tipo de nuvem precipitante pelo o número total de casos em um dado mês (ou horário) expresso em porcentagem. 3)Fração da taxa de precipitação definida como a razão entre a soma das taxas de

precipitação associadas a um tipo de nuvem em um dado mês (ou horário) pela soma das taxas de precipitação de todas as nuvens precipitantes expresso em porcentagem.

1) Quantidade de eventos ocorridos;

$$\text{Eventos} = \sum_{1998}^{2012} \text{NTotal} \tag{3.1}$$

2) Frequência de ocorrência mensal e horária de cada classe de nuvem;

$$\text{Frequência}(\%) = \sum_{1998}^{2012} \frac{\text{NTipo}}{\text{NTotal}} * 100 \tag{3.2}$$

3) Fração da precipitação associada a cada classe de nuvem com relação a precipitação total.

$$\text{FraçãoPrec}(\%) = \sum_{1998}^{2012} \frac{\text{PrecTipo}}{\text{PrecTotal}} * 100 \tag{3.3}$$

Foram construídos gráficos e mapas para representar o ciclo anual e diário das nuvens precipitantes. Os gráficos em barras exibem a distribuição do número total de casos, os gráficos em linhas apresentam a frequência de ocorrência de cada tipo de nuvem e os mapas reproduzem a distribuição espacial das nuvens precipitantes. Os mapas são resultados de uma interpolação da quantidade de pixels com tamanho de 5km x 5km em uma grade regular de 1° x 1° de latitude e longitude.

Para comparar o comportamento do ciclo anual da precipitação da região Nordeste obtida pelo PR/TRMM com o comportamento apresentado pelas estações meteorológicas de superfície, foram selecionadas 4 estações meteorológicas para representar cada subárea definida neste trabalho. Gráficos em barras foram construídos a partir dos dados de precipitação acumulada em mm/mês das normais climatológicas do INMET de cada estação. A área A1-Norte foi representada pela estação de São Luiz-MA, a área A2-Interior pela estação de Floriano-PI, a área A3-Leste pela estação de João Pessoa-PB e por fim a área A4-Sul foi representada pela estação de Bom Jesus da Lapa-BA.

Foi analisado um caso específico de linha de instabilidade ocorrido em 22 de março de 2008, que segundo dados do INMET provocou um acumulado superior a 100 mm neste dia, o que causou muitos danos a população das áreas atingidas devido a sua forte intensidade. Para a análise deste caso foram observadas as cartas sinóticas nos

níveis de superfície, 500 hPa e 250 hPa, como também foram comparadas as imagens do satélite GOES-10 obtidas no acervo de imagens da DSA/CPTEC/INPE com a classificação das nuvens precipitantes obtida utilizando dos dados do PR/TRMM. Foram utilizadas imagens do GOES-10 com horários próximos ao da passagem do TRMM. Uma dificuldade é que a faixa de cobertura do satélite TRMM é muito estreita se comparada ao do satélite GOES, o que não permite fazer uma classificação das nuvens do sistema como um todo, apenas em uma parte dele. Perfis de reflectividade foram construídos para os 80 níveis de varredura do PR/TRMM com o intuito de verificar a extensão, profundidade e intensidade do sistema.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção são discutidos os padrões médios encontrados para a distribuição temporal e espacial da frequência relativa de ocorrência de nuvens precipitantes estratiformes, convectivas profundas e convectivas rasas, número de casos de cada classe e contribuição de cada tipo de nuvem precipitante para o regime de precipitação do Nordeste do Brasil (NEB). É feita uma análise para o ciclo anual e diurno com o intuito de obter uma relação com os principais sistemas atmosféricos atuantes, afim de verificar que tipo de nuvem ocorre com uma maior frequência em cada subregião. Foi feita a análise de um sistema precipitante específico para demonstrar a classificação das nuvens, para isto foi escolhido um caso de linha de instabilidade que provocou um acumulado significativo de precipitação causando transtornos para a população local.

4.1 Estudo de caso: Linha de Instabilidade

As linhas de instabilidade sobre a costa Norte/Nordeste de América do Sul são mais intensas entre os meses de Janeiro e Março (COHEN et al., 1989), como descrito anteriormente no capítulo 2 da fundamentação teórica. Logo, foi escolhido um caso de linha de instalilidade ocorrido em 22 de março de 2008 para fazer a classificação das nuvens presentes neste sistema. Segundo o Boletim de Monitoramento e Análise Climática do CPTEC/INPE, este sistema provocou uma precipitação significativa no norte do Nordeste, sendo intensificado pelo escoamento na média e alta troposfera e influenciado por sistemas de maior escala como a ZCIT. Ainda segundo o boletim climanálise, o mês de março de 2008 foi o mais chuvoso dos últimos 47 anos, o que provocou inundações e enxurradas nos estados da Paraíba, Rio Grande do Norte, Pernambuco e Maranhão.

Nas Figuras 4.1 (a–c) estão as cartas sinóticas do dia 22/03/2008 referentes aos níveis superiores, médios e superfície. Com estas cartas é possível perceber o estado da atmosfera por meio do padrão de circulação atmosférica e dos sistemas de escala sinótica que atuavam neste dia. Foram escolhidas as cartas sinóticas das 18UTC por ser o horário mais próximo da ocorrência do sistema que se deseja estudar. Observa-se em altos níveis (Figura 4.1a) próximo a região leste do Nordeste uma circulação anticiclônica com difluência dos ventos no oceano Atlântico tropical em 30°W de longitude e 0° de latitude. Essa difluência implica em convergência em baixos níveis que pode ser identificada pela convergência de ventos e umidade, bem marcada pela ZCIT na carta de superfície (Figura 4.1c) na mesma coordenada. Nota-se também uma circulação de baixa pressão, localizada sobre os estados do Ceará e Rio Grande

Figura 4.1 - Cartas sinóticas do dia 22/03/2008 às 18:00 UTC. a)Altos níveis 250 hPa, b) Médios níveis 500 hPa e c) Superfície.

do Norte com a isóbara fechada marcando 1007 hPa. Em médios níveis sobre o Nordeste (Figura 4.1b), a circulação é basicamente formada por ventos de sudeste e de leste e este comportamento se mantém até a superfície, o que favorece o transporte de umidade para o continente.

Pode-se notar que a ZCIT apresenta dois ramos de convergência, um posicionado próximo a linha do Equador e o outro oscilando entre 0° e 5°S sobre o oceano Atlântico equatorial. Esses ramos reforçaram a instabilidade sobre a região contribuindo assim para que o sistema de linha de instabilidade fosse formado registrando altos acumulados de precipitação.

Na Figura 4.2, representa-se uma imagem do satélite GOES-10 canal 4 do infravermelho realçada para o setor Nordeste, onde é possível verificar nuvens com topos que apresentam temperatura de brilho em torno de -70°C sobre diversas áreas da região. Nesta imagem destaca-se a formação de um sistema de linha de instabilidade sobre a costa sobre o litoral do Rio Grande do Norte (RN). Neste caso foi analisada a área realçada em vermelho limitada pelas coordenadas [4°S,39°W] e [8°S,35°W], que compreende os estados do Rio Grande do Norte (RN) e Paraíba (PB), para fazer a classificação do perfil vertical de chuva das nuvens precipitantes do sistema escolhido, utilizando os dados do PR/TRMM e adotando os critérios estabelecidos nos capítulos anteriores.

Figura 4.2 - Imagem de temperatura de brilho realçada do satélite do GOES-10 canal 4 (IR) de um evento de Linha de Instabilidade ocorrido em 22/03/2008 às 19:30 UTC.

Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic

Na Figura 4.3, encontra-se a representação dos perfis verticais de temperatura, temperatura do ponto de orvalho, vento e os valores dos índices de instabilidade em um diagrama SkewT-logP. A sondagem representa a atmosfera do dia 22 de Março de 2008 às 12UTC. Avaliou-se os possíveis mecanismos termodinâmicos que poderiam estar associados a instabilidade ocorrida. A sondagem mostra uma extensa camada de umidade que vai desde a superfície até os níveis médios da atmosfera em torno de 400 hPa. Devido a alta umidade, identifica-se o nível de condensação por levantamento (NCL) bem próximo a superfície, indicando assim a altura da base das

nuvens. A Energia potencial convectiva disponível (CAPE) pode ser identificada pela área positiva do diagrama que inicia no nível de convecção espontânea (NCE) em torno de 850 hPa e termina no nível de equilibrio (NE) em torno de 150 hPa apresentando um valor de energia de 1213 J/kg. A forma como está distribuída a área positiva no diagrama com relação ao eixo vertical é um bom indicativo da distribuição vertical da convecção. Com relação ao perfil do vento, observa-se que o vento é predominantemente de sudeste em baixos níveis e quando chega no nível de 750 hPa a direção do vento muda e fica de nordeste. Essa mudança na direção do vento (cisalhamento), é muito importante para a formação, circulação e propagação de tempestades.

Figura 4.3 - Perfil vertical da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento em um diagrama SkewT-logP para a sondagem efetuada as 12 UTC do dia 22/03/2008 para a localidade de Natal-RN.

Fonte: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

Foi localizado uma passagem do satélite TRMM (órbita número 58976) no dia 22 de Março de 2008 às 19:26 UTC, horário aproximado ao do GOES-10. Na Figura 4.4a tem-se que as áreas em branco correspondem a regiões em que o satélite TRMM não fez a varredura (NAN), em cinza são áreas nas quais o satélite fez a varredura, porém não encontrou informações correspondentes aos critérios de classificação estabelecidos (SFC), em azul são informações correspondentes as nuvens precipitantes convectivas rasas (WRC), em verde correspondentes a nuvens estratiformes (STR) e em vermelho a nuvens convectivas profundas (CNV). Observa-se que há uma diferença de 4 minutos entre as imagens correspondentes a cada satélite, mas o padrão do sistema permance o mesmo, o que não gera grande interferência na análise.

Nota-se de forma geral que as nuvens presentes no sistema analisado exibem uma formação central de nuvens convectivas profundas e nas bordas de nuvens estratifor-

mes seguidas de nuvens convectivas rasas. Na Figura 4.4b verifica-se que a taxa de precipitação próximo a superfície apresenta pixels com valores maiores de 20 mm/h, o que está associado a alta proporção de nuvens convectivas profundas.

Figura 4.4 - Evento de Linha de Instabilidade ocorrido em 22/03/2008 às 19:26 UTC indentificado na passagem do satélite TRMM órbita 58976. a) Classificação do PR/TRMM para as nuvens precipitantes e b) Taxa de precipitação próxima a superfície.

A Figura 4.5a corresponde aos valores de reflectividade próximo a superfície, onde verifica-se que nas regiões classificadas com nuvens convectivas profundas os valores são superiores a 50 dBz. O sistema possui células convectivas com uma extensão de 30km aproximadamente, variando de 37.7°W à 37.6°W de longitude a 5.4°S à 5.0°S de latitude. Foram realizados 2 cortes transversais no sentido A–B e no sentido C–D para analisar o perfil vertical da reflectividade ao longo dos 80 níveis. Nota-se que o topo das nuvens atingiram 18km de altura aproximadamente e os valores máximos de reflectividade (cerca de 55 dBz) ocorreram entre 1 e 6 km de altura, como pode ser visto tanto no corte de A para B quanto de C para D (Figura 4.5b–c). Considerando que uma atmosfera tropical média possui uma taxa de decrescimento da temperatura com a altura (lapse rate) de −6°C/km e que a superfície tenha uma temperatura média em torno de 30°C, para este caso tem-se que o nível de 0°C está posicionado a 6km de altura, ou seja os máximos valores de reflectividade estão abaixo do nível de zero graus, caracterizando assim um sistema profundo e intenso.

Figura 4.5 - Campo de refletividade da linha de instabilidade ocorrida em 22/03/2008 às 19:26 UTC. a)Refletividade próximo a superfície, b) Corte transversal no sentido A–B, c) Corte transversal no sentido C–D.

4.2 Ciclo anual das nuvens precipitantes

Com base nos dados observados, os resultados foram obtidos para toda a área da região Nordeste. Em linhas gerais, revelam que ao longo dos anos estudados a fração dos perfis verticais de chuva é predominantemente do tipo estratiforme e convectiva rasa, sendo os perfis estratiformes mais significativos nos meses de Outubro a Abril e os convectivoss rasos de Maio a Setembro (gráfico 4.6a).

Através da série de dados analisada para o período de 1998-2012, classificou-se os perfis de chuva convectiva em duas sub-classes: convectiva rasa e profunda. Nota-se na Figura 4.6a que o aumento da fração do perfil vertical de chuva do tipo convectiva nos meses de inverno é devido principalmente a convecção rasa, apresentando uma ocorrência máxima de cerca de 80% no mês de Agosto, enquanto que a convecção profunda ocorre em torno dos 10% neste período. Este gráfico mostra, de modo geral, que a convecção rasa ocorre com uma maior frequência do que a convecção profunda ao longo do ano. Vale salientar que esses meses correspondentes ao inverno e primavera são os que apresentam em média um menor acumulado de precipitação para a região Nordeste do Brasil, com exceção das áreas costeiras que apresentam um maior acumulado de precipitação neste período, conforme discutido anteriormente na seção 2 da fundamentação teórica.

Devido a grande extensão do Nordeste Brasileiro, uma análise climatológica utilizando os dados da região como um todo, pode acabar mascarando algumas informações devido aos diferentes regimes de precipitação e a atuação dos diversos sistemas meteorológicos responsáveis pela produção de chuva. Logo, com o intuito de obter resultados mais refinados, foi construída uma análise de acordo com a regionalização estabelecida na seção 3.1 do capítulo 3.

Para calcular a frequência absoluta (Figura 4.6b), foram contabilizados o número total de casos adotando o seguinte critério: Pixels que satisfizessem os critérios estabelecidos na classificação do produto 2A23/2A25 (ver subseção 2.3.2) e que apresentassem valores de precipitação maiores que zero tendo em vista que o foco deste estudo é apresentar apenas o comportamento das nuvens precipitantes. Pode-se observar que a maior quantidade de eventos precipitantes estão concentrados nos meses de verão e outono, correspondente aos meses de Dezembro à Maio que apresentam os maiores volumes de precipitação a oeste (no verão) e à norte e leste (no outono) da região Nordeste como visto anteriormente na Figura 2.3. Pode-se relacionar também a maior quantidade de eventos precipitantes observada na Figura 4.6b com a atuação de sistemas meteorológicos tais como a ZCIT que é o sistema mais importante

para a produção de chuva no período de Fevereiro à Maio, os VCANs que são mais recorrentes no verão e provocam fortes chuvas no norte e oeste do Nordeste e as Linhas de Instabilidade de forte intensidade que ocorrem de Janeiro a Março, como descrito na seção 2.1.1 do capítulo 2.

Figura 4.6 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para toda a área do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos em toda a área.

De acordo com o gráfico 4.7a, observa-se que na área A1 (norte) a ocorrência da fração de chuva convectiva profunda oscila entre 10% e 18% ao longo de todo o ano. A convecção rasa apresenta uma frequência maior nos meses de inverno com um máximo de ocorrência de $\approx$ 70% em Agosto. Já a chuva do tipo estratiforme é mais significativas de Dezembro a Abril com uma tendência de diminuição da

frequência no inverno, como pode ser visto na Tabela 4.1. Quanto ao número de casos 4.7b, nota-se uma quantidade maior nos meses de Janeiro a Maio, período em que ocorre mais intensamente sistemas como a ZCIT e as linhas de instabilidade. É importante ressaltar que, mesmo que o máximo relativo de convecção rasa ocorra entre Julho e Setembro, o número total de casos é muito menor que nos meses de Janeiro a Maio. Pode-se destacar também que em média as nuvens precipitantes com um perfil vertical de chuva convectiva rasa é maior, ocorrendo cerca de 47,3% dos casos (Tabela 4.1), entretanto o volume de chuva nos meses de maior ocorrência de convecção rasa costuma ser pequeno segundo a a climatologia apresentada na Figura 2.3.

Tabela 4.1 - Fração do perfil vertical de chuva para a área A1-Norte do Nordeste Brasileiro

A1	Estratiforme	C. Profunda	C. Rasa
Jan	54%	10%	35%
Fev	56%	11%	33%
Mar	54%	12%	34%
Abr	55%	12%	33%
Mai	45%	13%	42%
Jun	31%	13%	56%
Jul	28%	12%	61%
Ago	18%	14%	69%
Set	17%	16%	67%
Out	35%	18%	48%
Nov	31%	17%	52%
Dez	47%	15%	38%
Media	39,2%	13,6%	47,3%
Desvio padrão	14,6%	2,6%	13,4%

O gráfico 4.8a representa a área A2 (interior), onde observou-se um padrão de crescimento significativo de ocorrência de nuvens com um perfis verticais de chuva convectiva rasa de Maio a Setembro com valor máximo de $\approx$ 80%, em detrimento ao descréscimo da ocorrência de chuva estratiforme e convectiva profunda nestes mesmos meses. Uma hipótese para este resultado seria o padrão de circulação de inverno talvez relacionado com as células de Hadley e Walker que provocaria uma inibição da convecção profunda e favorecimento da convecção rasa. Destaca-se o mês de Julho que apresentou valores mínimos de $\approx$ 5% e $\approx$ 20% para nuvens estratiformes e convectivas profundas respectivamente. Constata-se que ao longo do ano a ocorrência da convecção profunda gira em torno dos 20% e que os máximos de convecção rasa

ocorrem no inverno, enquanto que as nuvens com perfil de chuva estratiforme ocorre com mais frequência nas demais estações. Todavia, nota-se no gráfico 4.8b uma diminuição na quantidade total de casos durante o inverno. É possível perceber que o padrão da quantidade de eventos é similar ao da região A1 sendo deslocado para os meses de inverno. Esse comportamento de número de casos é coerente com o padrão de precipitação das normais climatológicas do INMET (1961-1990) de estações representativas para esta região, que serão apresentadas mais adiante.

Tabela 4.2 - Fração do perfil vertical de chuva para a área A2-Interior do Nordeste Brasileiro

A2	Estratiforme	C. Profunda	C. Rasa
Jan	55%	14%	30%
Fev	57%	14%	29%
Mar	50%	16%	34%
Abr	50%	14%	36%
Mai	39%	13%	48%
Jun	21%	7%	72%
Jul	19%	5%	77%
Ago	25%	10%	65%
Set	36%	20%	44%
Out	52%	16%	32%
Nov	55%	17%	28%
Dez	57%	14%	29%
Media	42,9%	13,4%	43,7%
Desvio padrão	14,5%	4,3%	17,8%

De acordo com o gráfico 4.9a para a área A3 (leste) observou-se uma predominância da chuva convectiva rasa ao longo de todo o ciclo anual. Com uma frequência relativa variando de 45% (Fevereiro) a 95% (Agosto) com destaque para os meses entre Julho e Novembro. Isto pode estar relacionado aos Distúrbios Ondultórios de Leste que nesta época do ano se apresentam em forma de ondas mais longas e rápidas segundo Ferreira et al. (1990). Neste período é comumente verificado problemas com delizamentos e inundações entre os estados de Alagoas e Paraíba. A chuva convectiva profunda apresenta pouca ocorrência sendo mais significativa de Dezembro a Maio com uma frequência em torno de 10%. Quanto aos perfis de precipitação estratiformes verifica-se uma ocorrência em torno dos 40% de Dezembro a Abril e nos demais meses é verificado um decrescimento da ocorrência desse tipo de chuva, como pode ser visto na Tabela 4.3. Neste setor o número total de casos (gráfico 4.9b)

é relativamente pequeno ao longo de todos os meses se comparado com os outros setores, sendo a única subregião que apresenta os máximos valores entre Abril e Julho. Porém esses máximos no número de casos de nuvens precipitantes coincidem como os máximos de precipitação das normais climatológicas para esta região.

Tabela 4.3 - Fração do perfil vertical de chuva para a área A3-Leste do Nordeste Brasileiro

A2	Estratiforme	C. Profunda	C. Rasa
Jan	32%	12%	56%
Fev	42%	13%	46%
Mar	35%	12%	53%
Abr	37%	10%	53%
Mai	28%	6%	66%
Jun	30%	3%	67%
Jul	23%	2%	75%
Ago	4%	0%	95%
Set	6%	1%	93%
Out	11%	3%	86%
Nov	12%	4%	84%
Dez	38%	7%	55%
Media	24,9%	6,1%	69,1%
Desvio padrão	13,2%	4,5%	17,1%

Na área A4 (sul) verifica-se que durante o inverno o predomínio é da convecção rasa ($\approx 90\%$) tendo um comportamento bem semelhante a área A2 (interior), como pode ser visto no gráfico 4.10a. Algumas da áras do litoral da Bahia principalmente Salvaldor apresentam casos de alagamentos e acumulados de precipitação significativos neste período segundo informações do boletim climanálise. Entre os meses de Outubro e Março as nuvens precipitantes com perfil vertical de chuva estratiforme é mais frequêntes ($\approx 60\%$). Com relação a convecção profunda a influência é pequena, pois ocorrem em cerca de 10% dos casos ao longo de todo o ciclo anual. Quanto ao número de casos (gráfico 4.10b) os meses de Novembro a Março registraram os maiores números de casos, o que pode estar diretamente relacionado aos eventos de grande escala como a ZCAS por exemplo.

Ressalta-se que uma tendência de diminuição das nuvens precipitantes com perfil vertical de chuva do tipo estratiforme corresponde a um aumento das nuvens com perfil de chuva do tipo convectiva rasa, em todas as áreas analisadas, concordando assim com o primeiro gráfico 4.6. Porém o que é possível destacar desta análise com

Tabela 4.4 - Fração do perfil vertical de chuva para a área A4-Sul do Nordeste Brasileiro

A2	Estratiforme	C. Profunda	C. Rasa
Jan	55%	13%	31%
Fev	54%	13%	33%
Mar	51%	14%	35%
Abr	40%	11%	49%
Mai	31%	6%	63%
Jun	12%	2%	87%
Jul	7%	1%	92%
Ago	15%	3%	82%
Set	40%	10%	50%
Out	58%	12%	30%
Nov	65%	10%	26%
Dez	61%	11%	28%
Media	40,7%	8,8%	50,5%
Desvio padrão	20,3%	4,7%	24,6%

relação as nuvens precipitantes do tipo convectiva, é que em todas as áreas o aumento da convecção é essencialmente devido a convecção rasa, tendo uma diminuição da convecção profunda.

Figura 4.7 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A1-Norte do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos.

Figura 4.8 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A2-Interior do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos.

Figura 4.9 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A3-Leste do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos.

Figura 4.10 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para a área A4-Sul do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área. c) Média e desvio padrão do número de casos.

Para comparar de forma **qualitativa** o comportamento médio das nuvens precipitantes obtido pelo PR/TRMM com o padrão da precipitação média registrada em superfície foram ultilizados dados das normais climatológicas do INMET. Foram selecionadas estações meteorológicas para representar cada subárea definida neste trabalho. Os gráficos 4.11(a–d) foram construídos a partir dos dados de precipitação acumulada mensal, onde a área A1-Norte foi representada pela estação de São Luiz-MA, a área A2-Interior pela estação de Floriano-PI, a área A3-Leste pela estação de João Pessoa-PB e por fim a área A4-Sul foi representada pela estação de Bom Jesus da Lapa-BA.

Observa-se que o acumulado de precipitação para São Luiz-MA (gráfico 4.11a) apresenta os maiores valores no primeiro semestre, com destaque para o mês de Março que apresenta o maior acumulado. Esse padrão dos valores máximos e mínimos na curva de precipitação acumulada é encontrado também no comportamento da curva de número total de casos para a área A1 (gráfico 4.7b). A estação de Floriano-PI (gráfico 4.11b) apresenta os maiores valores de precipitação acumulada de Outubro a Abril, porém o total acumulado nesta estação é pequeno se comparado com a estação de São Luiz-MA por exemplo. A curva de número de casos apresenta padrão mensal equivalente (gráfico 4.8b). A estação de João Pessoa-PB (gráfico 4.11c) apresenta seus máximos de precipitação nos meses de Abril à Julho, concordando com a maior quantidade de eventos precipitantes registrados pelo PR/TRMM (gráfico 4.9b). A estação de Bom Jesus da Lapa-BA (gráfico 4.11d) apresenta máximos entre Outubro e Abril, com destaque para o mês de Dezembro que apresenta os maiores valores acumulados. A curva de total de casos para a área A4-Sul também apresenta os maiores valores entre os meses de Outubro e Abril, sendo o máximo registrado em Novembro (gráfico 4.10b).

O resultado obtido é interessante tendo em vista que o padrão do número de eventos precipitantes (quantidade de casos) é similar ao padrão de chuva média climatológica das estações selecionadas como representativas de cada subregião. Isso mostra de maneira geral que aparentemente em todos os casos quando há maior volume de precipitação há uma maior fração de nuvens estratiformes exeto para a área A3-Leste que apresenta durante o máximo de casos uma frequência de convecção rasa maior . Mesmo levando em conta que são duas variáveis distintas é possivel identificar alguma relação entre elas. Mais adiante será mostrada a contribuição de cada tipo de nuvem na precipitação total para a partir disto extrair conclusões sobre o comportamento da precipitação média estimada pelo TRMM/PR.

Figura 4.11 - Precipitação Normal Climatológica (1961-1990) das estações representativas de cada subregião: a) A1:São Luiz-MA, b)A2:Floriano-PI, c)A3:João Pessoa-PB, d)A4:Bom Jesus da Lapa-BA. (Fonte de dados: INMET)

Com o intuito de analisar a distribuição espacial do número de casos de cada tipo de nuvem, foram construídos mapas médios mensais considerando o período completo de 15 anos de dados (1998-2012).

Nas Figuras 4.12 referente a quantidade total de eventos ocorridos para os meses de Janeiro a Dezembro, observa-se primeiramente que ao longo dos anos foram registrados de 0 a 10000 casos em cada ponto de grade de 1° x 1° para a área de estudo delimitada.

Observa-se que nos meses de Janeiro, Fevereiro e Março (Figuras 4.12 a–c) a ocorrência dos eventos de nuvens precipitantes é maior à oeste da região Nordeste, atingindo principalmente os estados do Maranhão, Piauí e oeste da Bahia. Sobre o oceano de modo geral, o número de eventos é menor, concentrando os maiores valores apenas sobre a extensão equatorial do oceano Atlântico com destaque para o mês de Março. Talvez esse comportamento esteja relacionado a circulação das linhas de instabilidade e ZCIT.

Os meses de Abril e Maio também apresentam um número maior de eventos com nuvens precipitantes sobre a extensão equatorial do oceano Atlântico, como também na área norte do Nordeste (Figuras 4.12 d–e). Isso pode ser justificado tanto pela termodinâmica como pela dinâmica dos sistemas meteorológicos responsáveis pela estação chuvosa nessas regiões, como é o caso da ZCIT que desloca-se mais para sul da sua posição climatológia nos meses de Fevereiro a Maio devido primordialmente ao aquecimento das águas que atingem um máximo de TSM. Isto combinado com a presença do cavado equatorial, a convergência dos ventos alísios e a máxima convergência de umidade, que também ocorrem neste período. Estes fatores reunidos contribuem para que muitas parcelas de ar sofram um levantamento e assim formem nuvens com forte capacidade de precipitação de chuva, o que acaba determinando a estação chuvosa do norte do Nordeste.

Nos meses de Junho, Julho e Agosto (Figuras 4.12 f–h), nota-se um padrão bem diferente dos meses anteriores. Sobre o continente o número de eventos é pequeno e sobre o oceano apenas as áreas costeiras apresentam os maiores valores, principalmente para o mês de Junho. Isto pode estar diretamente relacionado aos distúrbios ondulatórios de leste.

O mês de Setembro apresenta poucos casos de nuvens precipitantes tanto sobre o continente como sobre o oceano(Figura 4.12 i).

Os meses de Outubro, Novembro e Dezembro (Figuras 4.12 j–m), apresentam uma ocorrência de eventos bem pequena sobre o oceano. Todavia, sobre o continente apresentam valores elevados no sentido sudoeste da região Nordeste, atingindo principalmente os estados da Bahia, sul do Piauí e sul do Maranhão, com destaque para o mês de Dezembro que apresenta os maiores valores. Esse comportamento na distribuição de casos de nuvens precipitantes, assemelha-se com o comportamento da ZCAS que segundo Carvalho e Jones (2009) posiciona-se mais a leste no mês de Dezembro, concordando assim com a distribuição do número de eventos.

O resultado apresentado com relação a quantidade de casos é fisicamente coerente, tendo em vista o padrão de circulação atmosférica de grande escala que é modulado pelas células de Walker e Hadley. A célula de Hadley é responsável pelo transporte de calor que ascende por convecção da região equatorial para latitudes médias, formando assim um dos mais importantes sistemas precipitantes que influenciam no regime de precipitação do norte do Nordeste que é a ZCIT. Em contrapartida, em períodos mais secos a célula de Walker pode atuar com seu ramo descendente sobre a região, o que inibe a formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical e favorece as nuvens com desenvolvimento horizontal que é o caso das nuvens estratiformes ou de nuvens convectivas mais rasas. Sendo assim, o padrão de circulação justificaria também o fato das nuvens estratiformes e convectivas rasas ocorrerem mais que as nuvens convectivas profundas.

Figura 4.12 - Representação espacial da quantidade de eventos para os meses de Janeiro a Junho.

Figura 4.12 - (Cont.) Representação espacial da quantidade de eventos para os meses de Julho a Dezembro.

As Figuras 4.13 à 4.24 exibem a frequência relativa dos eventos (à esquerda) e a fração da taxa de precipitação (à direita) relativo a cada tipo de nuvem precipitante, de acordo com a subseção 3.3.

De modo geral, podemos notar de acordo com a Tabela 4.5 e com as Figuras de 4.13 à 4.24 que a frequência relativa dos eventos segue um comportamento bastante semelhante entre os meses de Dezembro a Maio com uma proporção aproximadamente de 10%, 30% e 60% para as nuvens convectivas profundas, convectivas rasas e estratiformes respectivamente sobre o continente e de 5%, 80% e 15% sobre o oceano (Figuras 4.24, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17). Os meses de Junho a Novembro são marcados por um comportamento de transição e registram um menor número de casos de nuvens precipitantes conforme visto na Figura 4.6. Neste período a presença de nuvens estratiformes e convectivas profundas diminuem significativamente e cresce a ocorrência da convecção rasa, que passa a ser relevante não só sobre o oceano como também no interior da região Nordeste (Figuras 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22 e 4.23). Diferentemente dos meses anteriores que seguem um comportamento semelhante entre eles, o período de Junho a Novembro exibe uma proporção de nuvens bem diferente de um mês para o outro, a exemplo do mês de Agosto que apresenta uma proporção 0%, 90% e 10% para as nuvens convectivas profundas, convectivas rasas e estratiformes respectivamente, sobre os estados de Pernambuco, Alagoas, Sergipe, oeste da Bahia e oceano Atlântico adjacente (Figura 4.20) tanto sobre o continente como sobre o oceano. E a exemplo do mês de Novembro, que indica uma proporção de 0%, 95% e 5% sobre o oceano e de 10%, 30% e 60% sobre o continente (Figura 4.23).

Tabela 4.5 - Frequência relativa da ocorrência de eventos

Período	C. Profunda	C. Rasa	Estratiforme	Localização
Dez-Mai	10%	30%	60%	Continente
	5%	80%	15%	Oceano
Ago	0%	100%	0%	Continente
	0%	100%	0%	Oceano
Nov	10%	30%	60%	Continente
	0%	95%	5%	Oceano

Comparando os resultados obtidos da frequência relativa dos eventos de nuvens precipitantes com a fração da precipitação correspondente a cada tipo de nuvem (Figuras 4.13 à 4.24), observa-se que durante todos os meses da série de dados estudada, a ocorrência de nuvens convectivas profundas é pequena, porém a precipitação gerada por esse tipo de nuvem é bem significativa explicando em média mais de 60% da precipitação ocorrida na região. A partir do cálculo da precipitação média condicional para cada subregião, foram obtidos valores médios por volta de 12.0 mm/h, 2.5 mm/h e 2.5 mm/h para as nuvens convectivas profundas, rasas e estratiformes respectivamente. Esses valores permitem explicar o fato de que poucos eventos de nuvens convectivas profundas possam contribuir com mais de 60% da precipitação total ocorrida. Analisando a ocorrência das nuvens convectivas rasas tem-se que ao longo do ano a frequência de ocorrência gira em torno dos 80% sendo marcante sobre o oceano e áreas costeiras. Quanto as nuvens estratiformes é possível notar que são nuvens que ocorrem bastante no NEB entretanto a precipitação associada a elas é pequena. Nos meses de Junho à Outubro a porcentagem de ocorrência e de fração de precipitação dessas nuvens são bem semelhantes. No mês de junho por exemplo cerca de 30% dos eventos de nuvens estratiformes correspondem a uma fração de precipitação de cerca de 30% enquanto que no mês de janeiro a ocorrência de eventos é de cerca de 10% que corresponde a uma fração de precipitação de cerca de 60% conforme Figuras 4.18 (Junho) e 4.13 (Janeiro).

É possível perceber que há uma relação coerente entre a frequência relativa dos eventos e a contribuição (fraçao) de cada tipo de nuvem precipitante para o regime de chuvas com o comportamento sazonal dos sistemas precipitantes em cada subárea definida neste estudo.

A área A1, correspondente ao norte do NEB, apresenta uma estação chuvosa de Janeiro a Junho, com maiores acumulados de precipitação nos meses de Março e Abril, devido a forte influência da ZCIT que se encontra mais ao sul da sua posição climatológica (MELO, 1997). A ZCIT é caracterizada por apresentar uma banda de nebulosidade convectiva que circunda a região equatorial e segundo o autor, o posicionamento dessa zona de convergência é extremamente importante para a qualidade da quadra chuvosa do setor norte do NEB. Neste trabalho foi possível verificar quais os tipos de nuvens que ocorrem com uma maior frequência nos meses que este sistema se posiciona mais ao sul (Figuras 4.12 c-d). Outro sistema importante para o norte do NEB são as linhas de instabilidades, que segundo Cohen et al. (1989) apresentam uma posição média de formação que se extende desde o Suriname até o Maranhão, sendo que em anos de El-Niño elas se formam mais a norte e em anos

de La-Niña mais a sul, o que favorece a precipitação no litoral norte do NEB. Também foi analisada a contribuição de cada tipo de nuvem em relação a precipitação total sob a ótica do PR/TRMM (Figuras 4.15, 4.16). Assim, verificou-se que nos meses de Março e Abril, as nuvens estratiformes ocorrem com uma maior frequência (60%) enquanto que as nuvens convectivas profundas ocorrem apenas em cerca de 10% dos casos. Entretanto, a precipitação associada as nuvens estratiformes é pequena, enquanto que as nuvens convectivas profundas apresentam uma precipitação associada grande. Outro resultado interessante é que cerca de 60% da precipitação total tem uma contribuição das nuvens convectivas profundas durante esses meses, ou seja, pode-se inferir que quando os sistemas meteorológicos se posicionam sobre esta região (a ZCIT mais a sul por exemplo) a banda de nebulosidade sobre o norte do NEB é composta em grande parte por nuvens estratiformes porém as nuvens convectivas profundas presentes em uma menor quantidade causam um impacto muito maior sobre a precipitação neste setor, o que já era esperado mostrando assim que os resultados estão coerentes.

Na área A2 correspondente ao interior do NEB é possível perceber uma influência de vários sistemas meteorológicos. Dentre eles está a ZCIT que é bem marcada no norte do NEB (como relatado anteriormente) mas que também interfere na precipitação dos estados mais a norte da área A2. Outro sistema importante para o interior do NEB são os VCANs, eles se formam sobre o Oceano Atlântico Sul e atuam próximo a costa do NEB. São caracterizados por movimentos descendentes no centro do vórtice e por movimentos ascendentes na periferia, onde o ar frio e seco no centro inibe a formação de nuvens e o ar quente e úmido na periferia favorece (FERREIRA et al., 2009). Muitos estudos mostram que é no verão onde ocorrem mais casos de VCANs, sendo o mês de janeiro o de maior ocorrência (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982; RAMIREZ, 1996; CALBETE et al., 1996; VALVERDE et al., 1999). Analisando os resultados obtidos para o mês de Janeiro, foi possível perceber que para este setor do NEB as nuvens convectivas profundas ocorrem em cerca de 20% dos casos e que as nuvens estratiformes ocorrem em cerca de 60%. Com relação a precipitação do ponto e vista do PR/TRMM, podemos notar que ela é mais significativa devido a nuvens convectivas profundas, pois representam cerca de 60% de toda a precipitação para este setor, seguido da precipitação devido as nuvens estratiformes que corresponde a cerca de 30%. Portanto, possivelmente sistemas como a ZCIT e os VCANs podem apresentar uma nebulosidade com uma maior ocorrência de nuvens precipitantes com perfil vertical de chuva estratiforme, mas seria necessário um estudo mais aprofundado de classificação de nuvens de cada sistema para se fazer uma afirmação.

Na área A3 correspondente ao leste do NEB observa-se também a presença dos VCANs, entretanto a influência sobre a área A3 depende muito da localização do centro do vórtice. Na Figura 4.13 nota-se que para o mês de janeiro cerca de 60% da precipitação é devido a convecção profunda do norte do Rio Grande do Norte até o norte de Sergipe. Todavia, na área costeira desses estados cerca de 80% é devido a nuvens convectivas rasas, o que pode ser explicado pelo fato dos centros dos VCANs clássicos serem posicionados climatologicamente sobre o oceano. Assim uma hipótese seria que o centro dos vórtices seriam compostos por uma nebulosidade do tipo convectiva rasa.

Outro sistema extremamente importante para o leste do NEB são os DOLs que foram primeiramente estudados por RIEHL (1945). Ele observou que existiam mudanças na direção do vento durante a formação e deslocamentos dos centros de pressão na região tropical e que esses centros poderiam ser resultado da propagação de ondas no sentido de leste para oeste na atmosfera. Desde então este sistema passou a ser denominado de ondas de leste e em seguida de Distúbios Ondulatórios de Leste. Yamazaki e Rao (1977) identificaram ondas de leste no Oceano Atlântico Tropical Sul se propagando em direção ao litoral do NEB mais frequentemente nos meses de Junho, Julho e Agosto no setor leste do NEB, sugerindo que a estação chuvosa neste setor seria modulada pelos DOLs. Neste trabalho foi possível perceber que o trimestre JJA há uma presença significativa de nuvens convectivas rasas sobre todo litoral do NEB como pode ser visto nas Figuras 4.18, 4.19 e 4.20. A precipitação devido a nuvens convectivas profundas é bem significativa, porém a ocorrência é muito pequena neste setor, logo destaca-se neste período as nuvens convectivas rasas seguida das nuvens estratiformes. Assim pode-se inferir que a nebulosidade próximo a costa leste do NEB gerada pelos DOLs é predominantemente formada por nuvens convectivas rasas. Os ventos perpendiculares a costa aumentam a convergência do fluxo de umidade favorecendo a formação de nuvens no litoral do NEB.

Na área A4 correspondente ao sul do NEB, o principal período chuvoso ocorre nos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro, com a máxima precipitação em Dezembro (KOUSKY; CHU, 1978). A ZCAS é um dos principais sistemas que podem influenciar na precipitação desta região e segundo Carvalho e Jones (2009) o mês de Dezembro é o período em que este sistema se posiciona mais a leste. Isto favorece a nebulosidade sobre o sul do NEB que é, sob a ótica do PR/TRMM, predominantemente formada por nuvens estratiformes com pode ser visto na Figura 4.24. Entretanto também é possível identificar poucas nuvens precipitantes com perfil vertical de chuva convectiva profunda neste período, mas em termos de precipitação acabam sendo mais

significativas. O período de outono e inverno no sul do NEB é marcado pela presença de sistemas frontais que conseguem atingir latitudes mais baixas (KOUSKY, 1979), ou resquícios destes sistemas, tendo em vista que é mais comum verificar um canal de umidade sobre o continente organizado pelas frentes frias que se posicionam sobre o Oceano Atlântico, do que verificar frente frias bem configuradas sobre o continente nessas latitudes, devido ao baixo gradiente de temperatura entre as massas de ar que passam a ser homogêneas quando atingem latitudes mais baixas. Neste trabalho foi possível verificar que no período de outono e inverno há um predomínio das nuvens convectivas rasas que apresentam uma frequência de ocorrência de cerca de 80% se comparada com as nuvens estratiformes e convectivas profundas.

Nas Figuras 4.13 à 4.24 observa-se uma marcha da convecção rasa no sentido do oceano para o continente ao longo do ano, sendo mais evidente entre os meses de Abril a Setembro com uma alta frequência e uma alta fração de precipitação associada. Um hipótese para este comportamento seria a grande influência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste associados a alta subtropical do Atlântico Sul mais deslocada para norte que favorece o transporte de umidade do oceano para o continente. Outros sistemas como as linhas de instabilidade de de media a fraca intensidade e a circulação de brisa também poderiam explicar esse comportamento de marcha da convecção rasa.

Figura 4.13 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Janeiro**.

Figura 4.14 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Fevereiro**.

Figura 4.15 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Março**.

Figura 4.16 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Abril**.

Figura 4.17 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Maio**.

Figura 4.18 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Junho**.

Figura 4.19 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Julho**.

Figura 4.20 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Agosto**.

Figura 4.21 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Setembro**.

Figura 4.22 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Outubro**.

Figura 4.23 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Novembro**.

Figura 4.24 - Frequência relativa com que ocorrem os eventos (à esquerda). Fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total (à direita). Representação do mês de **Dezembro**.

4.3 Ciclo diurno das nuvens precipitantes

O ciclo diurno da precipitação representa os horários preferenciais de ocorrência e ausência de chuva, que são decorrentes da atuação de mecanismos físicos e/ou dinâmicos específicos que moldam o regime de precipitação de uma região (BRITO; OYAMA, 2014).

Nos gráficos 4.25 à 4.29 encontram-se a representação do ciclo diurno das nuvens estratiformes, convectivas rasas e profundas para todo o período de estudo (1998-2012), considerando a frequência relativa e o número de casos ocorridos das nuvens precipitantes para toda a área do Nordeste e para cada subregião. Vale ressaltar que os gráficos mostram o horário no eixo das abcissas em *Coordinated Universal Time* (UTC) e que para transformar em hora local (HL) deve-se subtrair 3 do horário que se deseja analizar.

Na Figura 4.25 constata-se que a frequência das nuvens precipitantes é constante para a região Nordeste como um todo, não sendo observado grandes variabilidades para cada classe de nuvem ao longo do dia. Nota-se que as nuvens com perfil vertical de chuva estratiforme ocorre em torno dos 60%, as nuvens com o perfil vertical de chuva convectiva rasa em torno dos 30% e a convecção profunda em torno dos 10%. Com relação ao número de casos observa-se que que os maiores valores ocorrem no período da tarde e noite entre as 18UTC e 03UTC, possivelmente uma resposta termodinâmica ao aquecimento da superfície ao longo do dia.

A Figura 4.26a corresponde a área A1-Norte, onde se observa uma pequena variabilidade na ocorrência de convecção profunda ao longo do dia, oscilando entre 5% e 20% com os maiores valores apresentados no período da tarde e noite. Enquanto que as nuvens com um perfil vertical de chuva estratiformes e convectiva rasa apresentam uma maior variação, sendo as estratiformes mais significativas das 00 às 09UTC e as convectivas rasas das 12 às 21UTC. Na figura 4.26b percebe-se que a quantidade de eventos é maior das 18 às 03UTC e na Figura 4.26c que nesses horários o desvio padrão se apresenta bem próximo a média. Estes resultados podem estar associado ao ciclo diurno de temperatura, umidade relativa e camada limite, porém esses aspectos serão estudos com maior profundidade em trabalhos futuros. Observa-se também uma clara inversão entre às 09UTC e 12UTC o que pode estar diretamente relacionado ao efeito termodinâmico e as brisas.

A Figura 4.27 corresponde a área A2-Interior, observa-se que a convecção profunda ocorrem em torno dos 10% e 20% com os maiores valores entre as 18 e 21UTC. A

Figura 4.25 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para toda área do Nordeste Brasileiro. b) Número total de casos ocorridos na área.

convecção rasa apresenta o máximo de ocorrência às 15UTC e as nuvens com perfil chuva de estratiforme são mais frequentes ao longo do dia oscilando entre 40% e 60%. Nota-se que o número de casos é maior entre às 18 e às 00UTC, tanto para o total de casos como para a média(Figuras 4.27b e c) um comportamento semelhante foi encontrado por Brito e Oyama (2014) para esta região.

A Figura 4.28 corresponde a área A3-Leste, onde constata-se que menos de 10% das nuvens precipitantes nesta região ocorrem devido a convecção profunda. Observa-se ainda que há uma grande variabilidade entre as nuvens convetivas rasas e estratiformes, sendo a convecção rasa predominante ao longo do ciclo. Com relação ao número de casos percebe-se que é bem menor se comparado a outras regiões analisadas assim

como os valores médios e seus respectivos desvios que também apresentam valores bem pequenos (Figuras 4.28 b e c).

Foi observada a característica predominante tanto no ciclo anual quanto no ciclo diurno que quando há um aumento da convecção rasa há uma diminuição das nuvens precipitantes com o perfil vertical de chuva estratiforme e vice-versa.

A Figura 4.29 corresponde a área A3-Sul, onde se observa um comportamento muito semelhante ao da área A2 (interior), sendo a frequência de nuvens estratiformes um pouco maior assim como a quantidade de eventos registrados nesta região. Sendo caracterizada por uma maior frequência de nuvens precipitantes com perfil de chuva estratiforme no período da madrugada e manhã e por nuvens convectivas no período da tarde e noite.

Figura 4.26 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A1. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos.

Figura 4.27 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A2. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos.

Figura 4.28 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A3. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos.

Figura 4.29 - a) Frequência relativa de ocorrência das nuvens precipitantes para área A4. b) Número total de casos. c) Média e desvio padrão dos casos.

As Figuras 4.30 à 4.32 representam o comportamento climatológico do ciclo diurno dos tipos de precipitação (convectiva profunda, rasa e estratiforme) com as informações acumuladas de 3 em 3 horas e apresentadas em horário UTC.

Nas Figuras 4.30 (à esquerda) nota-se que a frequência de ocorrência de nuvens convectivas profundas ao longo do ciclo diurno é pequena sendo menor que 20% enquanto que a fração da precipitação convectiva profunda (à direita) apresenta valores significativos sobre o continente no período da tarde e noite.

Nas Figuras 4.31 percebe-se uma alta frequência de ocorrência de nuvens convectivas rasas sobre o oceano e áreas costeiras ao longo de todo o ciclo diurno e que mais de 80% da precipitação ocorrida nestes lugares é devido a precipitação convectiva rasa. Já sobre o continente a fração da precipitação convectiva rasa tem uma maior contribuição no período da tarde e noite.

Nas Figuras 4.32 observa-se que para as nuvens estratiformes tanto a frequência de ocorrência quanto a fração da precipitação é maior sobre o continente no período da madrugada e manhã

Figura 4.30 - Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda.

Figura 4.30 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda.

Figura 4.30 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda.

Figura 4.30 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva profunda.

Figura 4.31 - Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa.

Figura 4.31 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa.

Figura 4.31 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa.

Figura 4.31 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação convectiva rasa.

Figura 4.32 - Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme.

Figura 4.32 - (Cont.) Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme.

Figura 4.32 - (Cont.)Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme.

Figura 4.32 - (Cont.)Ciclo diurno da frequência de ocorrência de casos e fração da precipitação estratiforme.

5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diante dos resultados apresentados, conclui-se com este trabalho que é possível obter um comportamento médio das nuvens precipitantes na região Nordeste do Brasil ultilizando dados de satélite. Foi possível classificar as nuvens precipitantes de acordo com o perfil vertical de chuva em estratiformes, convectivas rasas e profundas e identificar qual a frequência de ocorrência de cada tipo.

Os resultados obtidos mostram que sobre o continente é maior a ocorrência de nuvens com o perfil vertical de chuva estratiforme, porém a taxa de precipitação condicional média associada a este tipo de nuvem é pequena. Em contraste, a convecção profunda apresenta uma ocorrência pequena sobre o continente, mas quando ocorrem registram taxas de precipitação média condicional significativas. Sobre o oceano Atlântico adjacente e áreas costeiras da região Nordeste verificou-se que a ocorrência é maior de nuvens convectivas rasas e que a precipitação na região é marcada fortemente pela presença destas nuvens.

Outro resultado interessante é que as nuvens precipitantes estratiformes e convectivas profundas são mais significativas à norte e à oeste da região, enquanto que as convectivas rasas são relevantes sobre o oceano e áreas costeiras.

Comparando a quantidade de casos de nuvens precipitantes sobre o continente e oceano, é percebido que sobre o continente essa quantidade é maior nos meses de Dezembro a Abril para as nuvens convectivas profundas, e de Novembro à Fevereiro para as nuvens estratiformes, enquanto que as nuvens convectivas rasas ocorrem com mais frequência sobre o oceano e áreas costeiras de Março a Agosto.

Observa-se uma marcha da convecção rasa no sentido do oceano para o continente ao longo do ano, uma hipótese para este comportamento seria a grande influência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste associados a alta subtropical do Atlântico Sul mais deslocada para norte que favorece o transporte de umidade do oceano para o continente. Outros sistemas como as linhas de instabilidade de de media a fraca intensidade e a circulação de brisa também poderiam explicar esse comportamento de marcha da convecção rasa.

Além disto, constata-se que ao longo dos 15 anos estudados o sul do NEB no inverno é fortemente influenciado por nuvens com o perfil vertical de chuva convectiva rasa e no verão por nebulosidade do tipo estratiforme, porém nuvens convectivas profundas são extremamente importantes para o acumulado de precipitação desta subregião

apesar de ocorrerem com uma menor frequência.

Nos resultados obtidos, observou-se que a região leste do NEB é basicamente composta por nuvens convectivas rasas que são nuvens baixas relativamente quentes mas que provocam acumulados representativos no fim da quadra chuvosa. Explicado pelo fato de que geralmente os ventos são perpendiculares à costa e transportam muita umidade do oceano para o continente. Contribuindo para a formação de nuvens que não se tornam profundas porém apresentam uma grande eficiência de precipitação.

No interior do NEB verifica-se a influência da ZCIT e dos VCANs, esses sistemas apresentam uma nebulosidade praticamente formada por nuvens com o perfil vertical estratiforme, mas as nuvens com perfis convectivos presentes são significativos para a precipitação dessa região.

A área norte do NEB é fortemente influenciada pela ZCIT e linhas de instabilidade, nesta região foi verificado que cerca de 60% da precipitação que ocorre é devido a nuvens convectivas profundas mesmo representando apenas 10% dos eventos.

Com relação ao ciclo diário constatou-se que a convecção profunda ocorre com uma maior frequência no período da tarde e noite em todas as áreas analisadas, como era de se esperar tendo em vista que o aquecimento da superfície e a liberação de calor latente e sensível junto com a umidade transportada do oceano adjacente para o continente que favorece a ocorrência de convecção.

Para trabalhos futuros pretende-se explorar mais detalhadamente questões em torno do ciclo diário, construindo a distribuição espacial da frequência relativa com que ocorrem os eventos para cada horário e a fração da precipitação explicada por cada tipo de nuvem que contribui para a precipitaçao total em cada horário, assim como foi feito para o ciclo anual. Aplicar a análise de estudo de casos para outros sistemas atuantes na região Nordeste com o intuito de descobrir como são classificados e continuar as pesquisas utilizando o novo satélite GPM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. Belmont: CA: Brooks/Coles., 2009. 16

ALBRECHT, R. I.; SILVA DIAS, M. A. F. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the southwest amazon. **Acta Amazonica**, SciELO Brasil, v. 35, n. 2, p. 175–184, 2005. 17

ARAGÃO, J. O. R. Fatos sobre o fenômeno de el niño e sua relação com as secas no nordeste do brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v.14, p. p.2–8, 1990. 1

ATKINSON, B. W.; ZHANG, J. W. Mesoscale shallow convection in the atmosphere. **Reviews of Geophysics**, v.34, n.4,, p. 403–431, 1996. 18

AWAKA, J.; IGUCHI, T.; KUMAGAI, H.; OKAMOTO, K. Rain type classification algorithm for trmm precipitation radar. **Geoscience and Remote Sensing Symposium.**, p. 1633–1635, 1997. 21, 24, 29

AWAKA J., Y. F. M. H.; NISHITSUJI, A. Model calculations of scattering properties of spherical bright-band particles made of composite dielectrics. **J. Radio Res. Lab.**, v. 32, p. 73–87, 1985. 24

BARBOSA, N. F. M.; STOSIC, B. D.; STOSIC, T.; LOPES, P. M. O.; MOURA, G. B. A.; MELO, J. S. P. Kernel smoothing dos dados de chuva no nordeste. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, p. 742–747, 2014. 7, 27

BARBOSA, T. F.; SOUZA, E. P. Parametrização de cobertura de cúmulos rasos no rams: sensibilidade ao entranhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Fortaleza: SBMet, 2004. p. 1–5. 18

BASTOS, C.; FERREIRA, N. Análise climatológica da alta subtropical do atlântico sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro: SBMet, 2000. v. 11, p. 23–29. 13

BRAGA, R. C. **Estudo do conteúdo de gelo das nuvens em função do ciclo de vida utilizando sensores em micro-ondas passivos**. 85 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013-02-21 2013. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2013/02.26.11.40>. Acesso em: 02 out. 2015. 2

BRAGA, R. C.; LIMA, W. F.; VENDRASCO, E. P.; VILA, D. Análise do algoritmo hidroestimador na climatologia de chuvas na região nordeste do brasil. Joao Pessoa, v. 4, p. 1–5, 2011. Disponível em: <http://www.sbmet.org.br/sic2011/arq/2018593476541201859347 6.pdf>. 2

BRITO, S. S. d. B.; OYAMA, M. D. Daily cycle of precipitation over the northern coast of brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 11, p. 2481–2502, 2014. 73, 74

CALBETE, N. O.; GAN, M.; SATYAMURTY, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região nordeste do brasil. **Climanálise Especial - Edição comemorativa de 10 anos. MCT/INPE/CPTEC**, 1996. 58

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de convergência do atlântico sul. In: **Tempo e Clima no Brasil**. São José dos Campos: [s.n.], 2009. 53, 59

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern south america and large-scale convective patterns in the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377–2394, 2002. 14

_____. The south atlantic convergence zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004. 14

CAVALCANTI, I. F. d. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 140 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982-02-05 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.24.13.44>. Acesso em: 02 out. 2015. 1, 15

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern northeast brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 10, p. 2614–2626, 2001. 14

CHOU, S. C. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. 134 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1990-08-29 1990. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.12.54>. Acesso em: 02 out. 2015. 1

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na amazônia. **Climanálise**, v.4, n. 11, p. 34–40., 1989. 1, 11, 33, 57

COSTA, I. C. d. **Avaliação dos dados produzidos pela rede de radares meteorológicos de banda S localizados no centro sul do Brasil**. 139 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007-08-13 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.11.09>. Acesso em: 02 out. 2015. 22

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical.** Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996. 1

FERREIRA, J. N.; RAMÍREZ, V. M.; GAN, A. M. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhançca do nordeste do brasil. In: **Tempo e Clima no Brasil**. São José dos Campos: Oficina de textos, 2009. v. 1, cap. 3, p. 43–60. 58

FERREIRA, N. J.; CHAN, C. S.; SATYAMURTI, I. P. Análise dos distúrbios ondulatório de leste sobre o oceano atlântico equatorial sul. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Salvador, Bahia: [s.n.], 1990. 13, 43

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil.** Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE, 1982. 1, 10, 15, 58

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano atlântico sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19–28, 1986. 1

GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P.; BECKER, C. T. Sistemas de mesoescala com propagação sobre a paraíba: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLGIA. **Anais do VII Congresso Basileiro de Meteorologia**. São Paulo: SBMet, 1994. v. 7, p. 183–186. 12

HAMILTON, R.; ARCHBOLD, J. Meteorology of nigeria and adjacent territory. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v. 71, p. 231–262, 1945. 11

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans.** Wisconsin: University of Wisconsin, 1977. 1, 15

HASTENRATH, S.; WU, M.-C.; CHU, P.-S. Towards the monitoring and prediction of north-east brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 110, n. 464, p. 411–425, 1984. 1

HOFFMANN, J. A. J. **Atlas climático de América del Sur**. [S.l.: s.n.], 1975. 6

HOHENEGGER, C.; BRETHERTON, C. S. Simulating deep convection with a shallow convection scheme. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.11, p. 10389–10406, 2011. 18

HOUGHTON, H. G. On precipitation mechanisms and their artificial modification. **Journal of Applied Meteorology**, v. 7, p. 851–859, 1968. 17

HOUZE, R. A. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? **Bulletin of American Meteorogical Society**, 1997. 17

HUSCHKE, R. **Glossary of meteorology**. Boston, MA: [s.n.], 1959. 11

IGUCHI, T.; KOZU, T.; MENEGHINI., R.; AWAKA, J.; OKAMOTO, K. Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. **Journal of Applied Meteorology**, V. 39, 2000. 21, 23, 24

IGUCHI, T.; MENEGHINI., R. Intercomparison of single frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. **Journal Atmos. Oceanic Technol**, vol. 11, p. 1507–1516, 1994. 24

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). part i: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of Meteorological of Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992. 14

_____. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz).part ii: Conditions for gerenating the stczs. **Journal of Meteorological of Society of Japan**, v. 71, p. 581–610, 1992. 14

KOUSKY, V. Frontal influences on northeast brazil. **Monthly Weather Review**, n. 107, p. 1140–1153, 1979. 1, 5, 6, 15, 27, 60

KOUSKY, V.; CHU, P. S. Fluctuations in annual rainfall for northeast brazil. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 56, p. 457–465, 1978. 59

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. **Monthly Weather Review, United States of America.**, v. 108, n.4, p. 488–498, 1980. 1, 12

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper troposheric ciclonic vortices in the tropical south atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538–551, 1981. 1, 58

KOZU, T.; IGUCHI, T. Nonuniform beamfilling correction for spaceborne radar rainfall measurement: Implications from toga coare radar data analysis. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 16, p. 1722–1735, 1999. 24

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.**, v. 15, n. 1, p. 809–817, 1998. 19, 21

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER R. F.AND HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG Y.AND OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The status of the tropical rainfall measuring mission (trmm) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 39, p. 1965–1982, 2000. 21, 23

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over south america and the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1977â–1991, 1999. 14

LIU, C.; ZIPSER, E. J. Warm rain in the tropics: Seasonal and regional distributions based on 9 years of trmm data. **Journal of Climate.**, v. 22, n. 1, p. 767–779, 2009. 22

LIU, C.; ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; NESBITT, A. W.; SHERWOOD, S. A cloud and precipitation feature database from nine years of trmm observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, V. 47, n. 1, p. 2712–2728, 2008. 22

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980. 12

MELLO, N.; SAKAMOTO, M.; TORSANI, J. Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no nordeste do brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia.** Campos do Jordão: SBMet, 1996. v. 2, n. 9, p. 940–944. 12

MELO, A. B. C. d. **Previsibilidade da precipitação na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação.** Dissertação (Mestrado) — Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) - Universidade Ferderal da Paraíba â UFPB., 1997. 57

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. 1, 6, 10, 15, 27

MOURA, G.; NOBRE, P.; LACERDA, F.; RODRIGUES, R.; REIS, A. Estudo de caso: Identificação de um aglomerado convectivo em salvador nos dias 08 e 09 de abril de 1996. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia.** Campos do Jordão: SbMet, 1996. v. 2, n. 9, p. 971–974. 12

NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of trmm measurements. **Jounal of Climate**, v. 16, 2003. 21

NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J. A census of precipitation features in the tropics using trmm:radar, ice scattering, and lightning observations. **Journal of Climate**, 2000. 21

NIMER, E. **Climatologia do Brasil, 2.ed**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. 5

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia.** Dissertação (Mestrado) — INPE, 1986. 13

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 1996. 58

RAO, V. B.; LIMA, M.; FRANCHITO, S. Seazonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast brazil. **American Meteorological Society**, v. 6, n. 1, p. 1754–1763, 1993. 15

REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul : Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia,**, v. 25, p. 185–204, 2010. 6, 7, 27

RIEHL, H. Waves in the easterlies and polar front in the tropics. **Chicago: Chicago University, Departament of Meteorology**, p. 79, 1945. 59

SCHUMACHER, C.; HOUZE JR, R. A. Stratiform rain in the tropics as seen by the trmm precipitation radar. **American Meteorological Society**, 2003. 22

_____. The trmm precipitation radar's view of shallow, isolated rain. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 10, p. 1519–1524, 2003. 26, 29

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia.**, v. 2, p. 133–150., 1987. 1, 12

SILVA, R. R.; GANDU, A. W.; SILVA FILHO, V. P.; KLEIN, M.; GOMES FILHO, M. F.; BRANCO, M. A. C. Estudo numérico da influência da topografia na formação de sistemas convectivos no sul do ceará. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBERICO DE METEOROLOGIA. **Anais do Congresso Latino-Americano e Iberico de Meteorologia e Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro (RJ): Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. v. 2, n. 3, p. 529–531. 12

SILVEIRA, C. da S.; COUTINHO, M. M.; COSTA, A. A.; MARIA., P. H. S. de. Previsão de tempo por conjuntos para a região nordeste do brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia.**, v. 29, n. 3, 2014. 2, 15

SIMPSON, J. **The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**. Washington: [s.n.], 1999. Progress report. 23

SOUZA FILHO, F. A. Variabilidade e mudança climática nos semi-áridos brasileiros. **TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B.(Orgs.).Clima e recursos hídricos no Brasil. Porto Alegre: Coleção ABRH**, 2003. 1

STEINER, M.; HOUZE, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology.**, Vol. 34, No. 9,, p. 1978–2007, 1995. 25, 29

STRANG, D. M. G. Análise climatológica das normais pluviométricas do nordeste brasileiro. **São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial, IAE, [IAE - M - 02/72]**, 1972. 5

UVO, C. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil.** Dissertação (Mestrado) — INPE, 1989. 10

VALVERDE, M. R.; KAYANO, M.; FERREIRA, N. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the viciviyt of northest brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75–88, 1999. 58

VASQUES, A. C. **Características de precipitação sobre a América do Sul provenientes de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil**. 148 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007-02-27 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/05.11.18.07>. Acesso em: 03 out. 2015. 1

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational goes infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, p. 1883–1898, 1998. 2

VIRJI, H.; KOUSKY, E. V. Regional and global aspects of a low latitude frontal penetration in amazonas and associated tropical activity. In: AMERICAN METEOROLOGY SOCIETY. **Preprints First Internacional Conference on Southern Hemisphere Meteorology**. Boston U.S.A.: American Meteorology Society, 1983. v. 1, n. 1, p. 215–220. 13

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

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the south atlantic ocean. **Journal Meteorology Society**, v. 55, p. 205–207, 1977. 1, 59

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanism for diurnal variability of global tropical rainfall observed for trmm. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5190–5226, 2006. 18

YOSHIDA, M. C. **Estudo de células convectivas em Rondônia durante o experimento WETAMC-LBA/TRMM**. 95 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002-03-27 2009. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/08.03.21.22>. Acesso em: 03 out. 2015. 22

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.