



MUSEU PARAENSE
EMÍLIO GOELDI

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – UFPA
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA

VENIZE ASSUNÇÃO TEIXEIRA

CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DAS DESCARGAS
ATMOSFÉRICAS E DOS SISTEMAS PRECIPITANTES
PRODUTORES DE RAIOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

BELÉM-PA
2010

VENIZE ASSUNÇÃO TEIXEIRA

CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DAS DESCARGAS
ATMOSFÉRICAS E DOS SISTEMAS PRECIPITANTES
PRODUTORES DE RAIOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do Clima

Orientador: Prof. Dr. Galdino Viana Mota.

Co-Orientador: Prof. Dr. José Ricardo Santos de Souza.

BELÉM-PA
2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)

Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

T266c Teixeira, Venize Assunção

Características e distribuição das descargas atmosféricas e dos sistemas precipitantes produtores de raios na Amazônia Oriental / Venize Assunção Teixeira; Orientador, Galdino Viana Mota; Coorientador, José Ricardo Santos de Souza. – 2010

120 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi e EMBRAPA Belém, 2010.

1. Raio – Amazônia Oriental. 2. Sistemas precipitantes – Amazônia Oriental. I. Universidade Federal do Pará. II. Mota, Galdino Viana, Orient. III. Souza, José Ricardo Santos de, Coorient. IV. Título.

CDD 20º ed.: 551.563209811

VENIZE ASSUNÇÃO TEIXEIRA

CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DAS DESCARGAS
ATMOSFÉRICAS E DOS SISTEMAS PRECIPITANTES
PRODUTORES DE RAIOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Data de Aprovação: ____ / ____ / ____

Conceito:

Banca Examinadora:

Prof. Galdino Viana Mota
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof^a. José Henrique Cattanio - Membro
Doutor em Agronomia
Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof. Everaldo Barreiros de Souza - Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Carlos Augusto Morales Rodriguez- Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade de São Paulo

Dedico este trabalho a todos os pesquisadores da área Ambiental, que buscam minimizar a vulnerabilidade da sociedade perante o poder grandioso da natureza.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, por sempre estar ao meu lado, em todos os momentos da minha vida, me orientando e me apoiando.

À Universidade Federal do Pará através do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, pela acolhida e oportunidade da elaboração desta dissertação e por fornecerem infra-estrutura necessária ao desenvolvimento da parte experimental.

Ao Dr. Galdino Viana Mota pela orientação e disponibilidade dos dados para o desenvolvimento da minha dissertação.

Ao Coordenador do Projeto Nuvens e Raios, financiado pela Rede de Energia Elétrica do Pará (CELPA – Rede Energia), Dr. José Ricardo Santos de Souza pela co-orientação, oportunidade e concessão da bolsa de pesquisa e apoio financeiro durante todas as etapas deste estudo.

Ao projeto Milênio-LBA/CNPq pela infra-estrutura disponibilizada para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao projeto REMAM/FINEP e CNPq pela infra-estrutura disponibilizada para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao projeto RPCH/ FINEP e CNPq pela infra-estrutura disponibilizada para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Aos membros da minha banca pelas correções e contribuições.

A educação dada pela família inicialmente, que me permitiu chegar até aqui.

Aos colegas e amigos do mestrado pelo apoio, contribuições, ajudas, palavras amigas e convivência agradável durante todos esses anos, em especial, Noele Silva, Tássia Nunes, Renata Leitão e Wanda Ribeiro.

Aos amigos de vida: Vanessa Rocha, Antonio José, Renata Kelen C. Câmara pelas vivências e muitas ajudas cotidianas.

E A todos que direta ou indiretamente colaboraram com esta jornada de mestrado.

“Deus nunca nos dá uma cruz maior do que podemos carregar.”

RESUMO

Este trabalho analisou 10 anos de distribuição espacial e temporal dos raios, dos sistemas precipitantes e suas características, como refletividade, temperatura de brilho e altura dos sistemas precipitantes amostrados pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) através dos sensores *Lightning Imaging Sensor* (LIS), *Precipitation Radar* (PR) e *TRMM Microwave Imager* (TMI). Estes dados foram organizados e armazenados pelo grupo de pesquisa da convecção tropical da *University of Utah* no período de dezembro de 1997 a fevereiro de 2009. Também foram analisados dados de focos de queimadas detectadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), no período de 1998 a 2008. Foi selecionada uma área delimitada entre 60°W a 45°W de longitude e 10°S a 5°N de latitude, a qual, posteriormente, foi dividida em nove sub-áreas para um melhor detalhamento das informações. Para verificar a possível influência das queimadas no número de raios, selecionaram-se oito áreas, sendo 4 com o maior número de focos de queimadas e 4 com o menor número de focos de queimadas. Os sistemas precipitantes foram classificados seguindo a metodologia de Nesbitt et. al. 2000 e obedecendo a nova definição dos dados realizado por Liu (2007). Os sistemas precipitantes amostrados pelo satélite TRMM utilizados neste trabalho são denominados ALLPFS e são definidos como aqueles que apresentam pixel de chuva estimado pelo algoritmo 2A25. Estes são classificados em PFS e OTHPFS, que respectivamente, são aqueles que apresentam e não apresentam informação de temperatura de brilho. Os PFS são sub-classificados em sistemas sem assinatura de gelo (NOICE), com assinatura de gelo (WICE) e sistemas convectivos de mesoescala (MCS), sendo que os sistemas mais intensos, dentre estes últimos, são sistemas que recebem a denominação de IMCS. Os resultados mostram que as regiões do sul do Estado do Pará, município de Belém e Ilha do Marajó foram as que apresentaram as maiores ocorrências de raios na Amazônia Oriental, com valores superiores a 20 a 35 raios/km²/ano. Os NOICES foram os sistemas mais frequentes em todas as regiões e os sistemas precipitantes da categoria WICE e MCS são aqueles que mais contribuem com a produção de raios sobre essas regiões. Os sistemas eletrificados apresentam grande contribuição no volume de chuva estimada sobre as áreas CENTRO e SUL, com percentuais superiores a 50% nas áreas SUL. A variação mensal dos raios na área de estudo mostrou que as maiores ocorrências de raios sobre o município de Belém são nos meses de janeiro a junho, com um pico no mês de janeiro. As maiores ocorrências no setor SUL da Amazônia Oriental concentram-se nos meses de setembro a

dezembro. Nas análises sobre a interação entre os raios e as queimadas não se observou coerência, dentro das áreas de maior número de queimadas, na correlação mensal entre os raios e as queimadas, evidenciando que, apesar do grande número de queimadas observado sobre essas áreas, outros fatores interferem na produção de raios.

Palavras-chave: Amazônia Oriental, Raios, Sistemas Precipitantes.

ABSTRACT

This study analyzed 10 years of spatial and temporal distribution of lightning and precipitation systems and their characteristics such as reflectivity, brightness temperature and height of the precipitation systems sampled by the Lightning Imaging Sensor (LIS), Precipitation Radar (PR) e TRMM Microwave Imager (TMI) sensors onboard of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. This dataset is organized and stored by the research group of tropical convection of the University of Utah from December 1997 to February 2009. This work also analyzes data from outbreaks of fires detected by INPE in the period 1998 to 2008. It was selected an area bounded between 60°W to 45°W of longitudes and between 10°S to 5°N of latitudes, which was subsequently divided into nine sub-areas for more detailed information. To investigate the possible influence of burning in the number of lightning flashes, we selected eight areas, in which four present the highest number of fire outbreaks and four with the lowest ones. The precipitation systems were classified according to the method of Nesbitt et. al (2000), and obeying the new definition of the data proposed by Liu (2007). The precipitation features used in this work are named ALLPFS, which are all systems with rainfall pixels estimated by the 2A25 algorithm. These systems have the categories of PFS (present information of brightness temperature) and OTHPFS (without information of brightness temperature). Within the PFS, the systems are defined as those without ice signature (NOICE), with ice signature (WICE) and mesoscale convective systems (MCS). The most intense MCSs are defined as IMCS. The results show that the southern regions of Pará, around Belém and Marajo Island were the ones with the highest occurrence of lightning in the Amazon region, with values exceeding 20 to 35 lightning flashes/ km²/year. The NOICE systems were equally frequent in all regions. The categories WICE and MCS are those which contribute most to the production of lightning over these regions. It was also observed that the electrified systems have great contribution to the estimated amount of rainfall over central and southern parts, with percentages above 50% in the area SOUTH. The monthly variation of the lightning occurrence densities in the studied area showed that the highest occurrence of lightning was found over the city of Belem during the months from January to June, peaking in January. The highest occurrences in the southern sector of eastern Amazonia were concentrated in the months of September to December. In the analysis on the

interaction between lightning and burning spot areas, it was not possible to verify a consistent correlation between lightning and fires, showing that despite the large number of fires observed on these areas, other factors influence the production of lightning flashes.

Key words: Eastern Amazon, Lightning, Precipitation Features.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Estágios de evolução de uma nuvem Cumulo nimbos: (A) Cumulos, (B) Maturação (C) Dissipação. FONTE: Adaptada das Figuras obtidas no site www.master.iag.usp.br .	24
Figura 2	Classificação dos raios NS pela sua polaridade. Fonte: Visacro, 2005.	25
Figura 3	Evolução do diâmetro da gota pelo conteúdo de água líquida, para quatro regimes. (a) Oceano Azul, 18 de outubro de 2002, 11:00 UTC no litoral da região nordeste do Brasil; (b) Oceano Verde, 5 de outubro 20:00 UTC, numa atmosfera limpa na Amazônia; (c) Nuvens embebidas com fumaça em Rondônia, 4 de outubro de 2002, 15:00 UTC; e (d) <i>pirocumulos</i> , composta por nuvem com altura <4000 m em 1 de outubro de 2002, 19:00 UTC, e nuvem acima de 4000 m em 4 de outubro de 2002. FONTE: adaptado por Andreae et al (2004).	32
Figura 4	Pirocumulos produzido por queimada em área de floresta no Estado de Rondônia. Fonte: Freitas et. al. 2005.	33
Figura 5	Formação da nuvem em ambientes com menor número de queimadas e poluídos. (a) Numa atmosfera limpa, a gota cresce com o desenvolvimento da nuvem até a precipitação líquida ou sólida. (b) Em nuvens poluídas com fortes correntes ascendentes gotas de água superesfriadas podem ser elevadas até o nível de $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$. Fonte: Fernandes (2006).	33
Figura 6	Visão detalhada do Scanner de varredura no Visível e no Infravermelho.	40
Figura 7	Diagrama esquemático da correção por paralaxe. Fonte: Liu (2007). Adaptado pelo autor.	43
Figura 8	Página na web onde estão dispostas todas as informações sobre queimadas fornecidas pelo INPE. Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/ .	48
Figura 9	Mapa da área utilizada para as análises da distribuição dos raios. Adaptada por Wanda M. N. Ribeiro.	50
Figura 10	Hierarquia dos sistemas precipitantes estudados.	51
Figura 11	Classificação dos sistemas precipitantes (PFS). FONTE: Figura adaptada de Nesbitt et al (2000).	52
Figura 12	Esquematização da extração dos dados de focos de queimadas no portal do INPE.	53
Figura 13	Localização das áreas com os maiores e menores índices de queimadas. Áreas selecionadas a partir da visualização mensal da distribuição das queimadas na América do Sul no período de janeiro de 2001 a dezembro de 2008. Fonte: INPE.	54
Figura 14	Distribuição anualizada do total de atividade de raios (em unidades de relâmpagos por quilômetro quadrado por ano), no período de 1997 a 2009. amostrado pelo LIS/TRMM.	60
Figura 15	Modelo de circulação meridional da atmosfera mostrando os ventos à superfície e as áreas de alta (A) e de baixa (B) pressão. Note-se a espessura da troposfera muito exagerada. Fonte: Varejão da Silva , M. A. (2006).	61

Figura 16	Distribuição da chuva estimada pelo algoritmo 3A25 do satélite TRMM, no período de 12/1997 a 02/2009.	64
Figura 17	Distribuição da média mensal da chuva estimada pelo algoritmo 3A25 (TRMM) no período de 12/1997 a 02/2009.	65
Figura 18	Distribuição mensal da atividade de raios (anualizada em unidades de relâmpagos por km ² por ano).	66
Figura 19	(a) Distribuição sazonal da atividade de raios (anualizada em unidades de relâmpagos por km ² por ano) e (b) distribuição da média sazonal da chuva (em mm/mês) estimada pelo algoritmo 3A25 (TRMM) no período de 12/1997 a 02/2009.	67
Figura 20	Fração Mensal do Volume de Chuva com raios pelo Volume total de chuva.	68
Figura 21	Fração sazonal do Volume de Chuva com raios pelo Volume total de chuva.	68
Figura 22	Gráfico da porcentagem da chuva volumétrica produzida por sistemas precipitantes eletrificados amostrados pelo satélite TRMM (1998 a 11/2008).	69
Figura 23	Distribuição da média do número de sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	72
Figura 24	Distribuição do Número total de sistemas eletrificados amostrados pelo LIS/TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	73
Figura 25	(a) Pêntadas de temperatura de brilho mínima (K). (b) Recortes das imagens do satélite GOES-8, no canal infravermelho, às 21:00TMG, mostrando os dias nos quais ocorreram linhas de <i>cumulonimbus</i> em DEZEMBRO/2003. Fonte: Climanalise (Vol. 18, N° 12, 2003).	78
Figura 26	Localização do MCS e dos raios sobre o estado do Pará. Imagem é uma composição do sistema meteorológico detectado pelo satélite TRMM pelo canal infravermelho, sobre o mapa do estado do Pará. Fonte: http://trmm.chpc.utah.edu/ .	78
Figura 27	(A) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas (°C) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 11/12/2003 as 08 e 09UTC. (B) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas (°C) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 11/12/2003 as 08 e 09UTC.	79
Figura 28	Gráfico da secção Vertical do MCS amostrado no dia 11/12/2003 as 20 UTC. Fonte: http://trmm.chpc.utah.edu/	80
Figura 29	Gráfico da (a) refletividade próxima da superfície do MCS amostrado pelo PR; (b) Taxa de chuva pelo algoritmo 2A12; (c) Taxa de chuva próxima da superfície pelo 2A25. Fonte: http://trmm.chpc.utah.edu/	80
Figura 30	Posição média climatológica da circulação da alta troposférica em SETEMBRO/2006.	82
Figura 31	Localização do MCS e dos raios sobre o estado do Pará. Imagem é uma composição do sistema meteorológico detectado pelo satélite TRMM pelo canal infravermelho, sobre o mapa do estado do Pará.	82

Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

Figura 32	(A) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas (°C) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 18/09/2006 as 02 UTC. (B) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas (°C) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 18/09/2006 as 03UTC.	83
Figura 33	Gráfico da secção Vertical do MCS amostrado no dia 18/09/2006 as 2 UTC. Fonte: http://trmm.chpc.utah.edu/ .	84
Figura 34	Gráfico da (a) refletividade próxima da superfície do MCS amostrado pelo PR; (b) Taxa de chuva pelo algoritmo 2A12; (c) Taxa de chuva próxima da superfície pelo 2A25. Fonte: http://trmm.chpc.utah.edu/ .	84
Figura 35	Distribuição do número de sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009 nas áreas de menor queimada.	88
Figura 36	Distribuição do número de focos de queimadas e sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009 nas áreas de maior queimada.	88
Figura 37	Distribuição mensal da chuva volumétrica produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	89
Figura 38	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da chuva volumétrica produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009	90
Figura 39	da contribuição mensal de cada sistema precipitante na produção de chuva estimada pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	90
Figura 40	Distribuição da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	93
Figura 41	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	93
Figura 42	Distribuição da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	94
Figura 43	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	94
Figura 44	Distribuição do número de sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	96
Figura 45	Distribuição do número de focos de queimadas e sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	96
Figura 46	Distribuição Mensal da Porcentagem de Sistemas Precipitantes Eletrificados (ALLPFS_RAIO) no período de 1998 a 2008.	97
Figura 47	Distribuição da média mensal do número total de raios amostrados pelo LIS/TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	98
Figura 48	Distribuição do número de focos de queimadas e a média mensal do	99

número de raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

Figura 49	Distribuição do número de focos de queimadas e a média mensal da chuva volumétrica amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	99
Figura 50	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da chuva volumétrica com raios produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	100
Figura 51	Distribuição da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	103
Figura 52	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	10
Figura 53	Distribuição da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	104
Figura 54	Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.	104
Figura 55	Distribuição mensal do número de focos de queimadas amostrados pelo satélite NOAA-12 e de raios amostrados pelo sensor LIS a bordo do satélite TRMM, no período de 1998 a 2008.	105

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALLPFS	Todos os Sistemas Precipitantes Amostrados
ALLPFS-RAIOS	Sistemas Precipitantes com Raios
OTHPFS	Todos os Sistemas Precipitantes com temperatura de Brilho menor ou igual a 0.
NOICE	Sistemas Precipitantes sem assinatura de gelo
WICE	Sistema Precipitante com assinatura de gelo
MCS	Sistema Convectivo de Mesoescala
IMCS	Sistema Convectivo de Mesoescala Intenso
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergencia do Atlantico Sul
SF	Sistema Frontal
IR	Canal Infravermelho
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
TB	Temperatura de Brilho
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
MAM	Março-Abril-Maio
JJA	Junho-Julho-Agosto
SON	Setembro-Outubro-Novembro
NE	Nordeste
SW	Sudoeste
SE	Sudeste

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	REVISÃO DA LITERATURA	21
2.1	NUVENS	21
2.1.1	Processo de eletrificação das nuvens.	23
2.2	RAIOS E QUEIMADAS.	30
2.2.1	Aspectos Gerais das Queimadas	30
2.2.1	Queimadas e Precipitação	31
2.2.3	Queimadas e Raios	34
3.	DADOS E METODOLOGIA	36
3.1	DADOS	36
3.1.1	Satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)	36
3.1.1.1	Características dos instrumentos do TRMM	37
3.1.1.1.1	<i>TRMM Microwave Imager (TMI)</i> (Imagiador de Microondas do TRMM)	37
3.1.1.1.2	<i>Precipitation Radar (PR)</i> (Radar de Precipitação)	38
3.1.1.1.3	<i>Visible and Infrared Scanner (VIRS)</i> (Scanner no canal visível e no canal infravermelho)	39
3.1.1.1.4	<i>Lightning Imaging Sensor (LIS)</i> (Sensor de imageamento de raios)	41
3.1.1.2	Banco de Dados do Satélite TRMM	41
3.1.1.2.1	<i>Dados do Nível-1</i>	42
3.1.1.2.2	<i>Dados do Nível-2</i>	43
3.1.1.2.3	<i>Dados do Nível-3</i>	46
3.1.2	Sistema de Detecção de Queimadas do INPE	47

3.2.	METODOLOGIA UTILIZADAS NOS DADOS DO TRMM	50
3.2.1	Construção dos Gráficos	52
3.2.1.1	Gráficos de Barras, Linhas e de distribuição espacial.	52
3.3	METODOLOGIA UTILIZADA NOS DADOS DE FOCOS DE QUEIMADAS	53
3.3.1	Construção dos Gráficos:	55
3.3.1.1	Gráficos de Anomalia	55
3.3.1.2	Gráficos de Correlação	55
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	56
4.1	CLIMATOLOGIA	56
4.1.1	Raios	56
4.1.2	Distribuição dos Raios.	59
4.1.3	Distribuição sazonal e mensal do raios.	60
4.2.	CARACTERIZAÇÃO DOS MCSs ELETRIFICADOS.	76
4.2.1	Estudo de caso: dia 11/12/2003 as 20 UTC.	77
4.2.2	Estudo de caso: dia 18/09/2006 as 02 UTC.	81
5	RAIOS E QUEIMADAS	86
5.1	Análise dos sistemas precipitantes	87
5.2	5.2. Correlações	105
6	CONCLUSÃO	107
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110

1. INTRODUÇÃO

Os raios são intensas descargas elétricas que ocorrem na atmosfera em um curto intervalo de tempo, de aproximadamente 0,3 segundos, e realizam um percurso que varia de acordo com a natureza do raio. Em uma descarga entre a nuvem e o solo, geralmente, o percurso visível se estende entre 1 km a 3 km abaixo da nuvem, embora sua trajetória total possa superar 10 km (VISAGRO FILHO, 2005). As descargas atmosféricas, geralmente, são originadas de nuvens cumulonimbus, porém, podem também ocorrer, entre outras situações, associadas às explosões nucleares e erupções vulcânicas.

Apesar de toda a beleza natural existente na complexidade desses fenômenos, os raios podem causar muitos prejuízos à sociedade através de danos a pessoas e animais, setores de transportes, elétrico e de telecomunicações, entre outros. Alguns prejuízos financeiros foram estimados, no Brasil, da ordem de R\$ 1 bilhão por ano para o setor industrial e R\$ 600 milhões em reparo de danos às empresas de fornecimento de energia elétrica (SCHMIDT, K. 2009). Segundo o Grupo de Eletricidade Atmosférica (portal ELAT) do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), anualmente morrem 132 pessoas vítimas de descargas elétricas no Brasil, sendo o maior número de mortes registradas nas áreas mais populosas do sul do país.

Pinto e Pinto Jr (2003), usando como base dados de dias de trovoadas, contadores de raios, redes de detecção de raios LF / VLF, precipitação e sensores ópticos abordo de satélite, sugeriram que ocorrem cerca de 50 a 70 milhões de raios nuvem-solo por ano no Brasil, sendo a região Norte, que abrange a Amazônia brasileira, uma das regiões que apresentam as maiores frequências de ocorrências de raios, com uma densidade de raios de, aproximadamente, 10 raios/km²/ano. Além disso, Fernandes (2006), utilizando dados de relâmpagos obtidos através de uma rede formada por quatro antenas IMPACT situadas no solo e pelo sensor de imageamento de raios conhecido como Lightning Imaging Sensor - LIS, que está a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), verificou que em ambientes poluídos as nuvens tendem a apresentar um desenvolvimento vertical maior. Nesse caso, com os centros de cargas mais elevados, devido às altas concentrações de aerossóis que afetam a micro física das nuvens e a termodinâmica que, por sua vez, contribui para o desenvolvimento das nuvens. Verifica-se um aumento de raios intra-nuvem e raios positivos. Ou seja, esses estudos mostram que, além da Amazônia ser uma das regiões que apresentam as maiores densidade de raios no Brasil, a intensidade e a ocorrência desses raios pode estar sendo favorecido pelas queimadas que ocorrem frequentemente na Amazônia. Contudo, o

número de estudos sobre raios na Amazônia é muito pequeno. Por isso, recentemente iniciou-se um projeto de monitoramento de relâmpagos na Amazônia, coordenado pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) e a Universidade Federal do Estado do Pará (UFPA), com apoio financeiro das Centrais Elétricas do Pará – CELPA Redenergia, que almeja definir as características e as ocorrências de relâmpagos na Amazônia Oriental, visando à construção de um modelo de previsão de raios. Em virtude disso, esse trabalho utilizou dados remotos de relâmpagos associados aos sistemas precipitantes coletados pelo LIS e de outros sensores a bordo do satélite TRMM e dados de focos de queimadas detectados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, objetivando fazer uma climatologia dos raios sobre a Amazônia Oriental e verificar como as queimadas podem estar influenciando os raios sobre essa região.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1. NUVENS.

Nuvem é um conjunto visível de gotículas de água minúsculas e/ou partículas de gelo na atmosfera, acima da superfície da terra.

As nuvens se formam na atmosfera livre, como resultado da condensação do vapor de água em correntes de ar ascendente. Para a condensação ocorrer em um baixo grau de supersaturação, deve haver uma abundância de núcleos de condensação de nuvens para nuvens com partículas de água, ou núcleos de gelo para nuvens com partículas de cristais de gelo, a temperaturas consideravelmente acima de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. O tamanho das gotas da nuvem varia de um tipo de nuvem para outra, e dentro de uma determinada nuvem existe sempre um conjunto finito de dimensões. Geralmente, as gotas de nuvens (gotículas) variam dentro de uma escala de $1\text{-}100\mu\text{m}$ de diâmetro e, portanto, são muito menores que as gotas que precipitam (GLICKMAN, 2000).

Para que uma nuvem precipite é necessário, primeiro, que as gotas ou cristais de gelo atinjam o tamanho mínimo para precipitar. Existem duas teorias que procuram explicar o desenvolvimento de gotas ou cristais de gelo dentro da nuvem. Uma diz respeito às “nuvens quentes”, ou seja, àquelas cuja temperatura é superior a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, comuns na Região Tropical e outra que diz respeito às “nuvens frias”, isto é, àquelas que estão total ou parcialmente submetidas a temperaturas inferiores a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Em nuvens quentes, o crescimento das gotas se dá, inicialmente, por difusão do vapor. O aumento do volume é relativamente elevado nessa fase e, mesmo havendo uma sobre-saturação pequena, em pouco tempo alcançam raios de $5\text{ a }10\mu$, típicos de uma gotícula de nuvem (HALTNER E MARTIN, 1957). Acredita-se que, nessa fase inicial, a presença de núcleos higroscópicos e em particular os gigantes, desempenhe um papel muito importante e facilitem o surgimento de gotículas de tamanhos diferentes. Contudo, só o processo de crescimento por difusão não seria capaz de produzir precipitação em poucas horas, como se observa sobre a Região Tropical, visto que esse processo requer cerca de um dia para que uma gotícula atinja o tamanho característico de uma gota de chuva ($0,5\text{ mm}$ de diâmetro). Por isso, outro processo também contribui para o crescimento das gotas de chuva, o processo de acreção (colisão-coalescência). Neste processo as gotículas maiores começam a colidir com as menores (como as gotículas maiores tem maior massa, estas possuem diferentes velocidades de queda o que pode aumentar a chance de colisões), e coalescem, ou seja, capturam as

partículas menores. Este processo é de extrema importância para o alargamento da distribuição de tamanho de gotículas e conseqüente formação de gotas de chuva para nuvens quentes (VAREJÃO-SILVA, 2006). Com relação às nuvens frias, a explicação da origem da precipitação nessas nuvens foi desenvolvida por T. Bergeron e aperfeiçoado por F. Findeisen (BERRY et. al. 1945). A teoria de Bergeron-Findeisen fundamenta-se no fato da pressão de saturação sobre o gelo ser menor que sobre a água superresfriada. Assim, em uma nuvem fria, onde coexistem gotas d'água e cristais de gelo a temperaturas bem abaixo de 0 °C, os cristais de gelo crescem pela deposição de vapor sobre núcleos de gelo. Conseqüentemente, a parcela se torna um ambiente altamente instável e partículas de gelo começam a crescer à custa das gotículas de nuvem (estas começam a evaporar para manter o nível de saturação da parcela de ar). Durante este processo, algumas gotículas de nuvem se congelam e outras permanecem parcialmente congeladas, ou seja, denominadas de gotículas de nuvem super-resfriadas. Entre 0 e -15 °C é comum observar a presença de gotículas de água, gotículas de água super-resfriadas e cristais de gelo, porém se a parcela de ar atingir temperaturas abaixo de -40 °C, somente vapor d'água e cristais de gelo coexistem. Sendo assim, ao ultrapassar a isoterma de 0 °C, a nuvem é definida como nuvem fria, e os processos de formação de gelo tornam-se dominantes. Além da deposição do vapor e congelamento das gotículas, a colisão entre estes diversos hidrometeoros pode iniciar os processos de agregação e acreção. Sendo que a agregação é o processo de colisão entre cristais de gelo que se agregam (formação de flocos de neve), enquanto que a acreção é a colisão de cristais de gelo com gotículas de água super-resfriadas (formação de granizo). Dessa forma, uma nuvem de tempestade pode ser definida como uma nuvem fria que se iniciou em uma fase quente e possui gotículas de água e cristais de gelo.

Na Amazônia, chuvas produzidas por nuvens quentes são predominantes no período chuvoso. Segundo Williams et. al. 2002, as nuvens produzidas no “coração” do período chuvoso apresentam fracas correntes ascendentes (fraco *updraft*) e baixa concentração de núcleo de condensação de nuvens(NCN), características fundamentais das nuvens produzidas sobre as regiões marítimas, por isso, a Amazônia é comumente comparada ao um “oceano verde”. Enquanto que no período menos chuvoso observou-se uma maior predominância de chuvas produzidas por nuvens frias, principalmente nos meses de primavera, com forte correntes ascendente (forte *updraft*) e alta concentração de núcleo de condensação de nuvens(NCN). Isso ocorre porque no “coração” do período chuvoso a Amazônia se encontra frequentemente encoberta por nebulosidade, o que reduz a incidência dos raios solares sobre a superfície terrestre e faz com que o “gatilho” para a convecção de nuvens surja de

temperaturas mais amenas, além disso, a baixa concentração de aerossóis também contribui para que a precipitação ocorra ainda na fase quente da nuvem. No período menos chuvoso, principalmente nos meses de transição, a superfície terrestre ainda se encontra bastante aquecida quando a umidade do ar começa a aumentar. Essa condição favorece a formação de nuvens provenientes de correntes ascendentes mais fortes e, além disso, a alta concentração de aerossóis nesses meses, principalmente aerossóis provenientes de queima de biomassa, favorecem a supressão da precipitação na fase quente (KOREN et. al. 2004; ANDREAE et. al. 2004) e contribuem para o desenvolvimento vertical da nuvem e conseqüentemente para a produção de precipitação na fase fria, o que acaba contribuindo com a maior eletrificação das nuvens produzidas nesses meses.

2.1.1. Processo de eletrificação das nuvens.

As nuvens eletrificadas, ou nuvens de tempestades, são nuvens de grande desenvolvimento vertical, que produzem chuva e relâmpagos, geralmente, com granizo e fortes frentes de rajada. Em situações extremas podem apresentar tornados e precipitação intensa. Tipicamente sua extensão vertical é de 10 a 20 km, com um diâmetro de 10 a 20 km, podendo movimentar-se com velocidade de 40 a 50 km/h com duração, em média, de 30 a 90 minutos. Essas nuvens podem se apresentar tanto de forma de tempestades isoladas, ou na forma de aglomerados convectivos, formando tempestades organizadas, que recebem o nome de sistemas convectivos de mesoescala, e que no presente trabalho é mencionado em inglês, como Mesoscale Convective Systems (MCSs). Estes se apresentam, em geral, como sistemas mais severos que as células isoladas, com chuva e ventos mais intensos, além de eventualmente produzirem granizo. Uma nuvem cumulonimbus isolada, também chamada de tempestade individual, apresenta três fases de evolução (Figura 1), que são: formação, maturação e dissipação (BYERS e BRAHAM, 1949). Na fase de formação ou fase cúmulos (Figura 1a), os movimentos verticais são predominantemente ascendentes, arrastando assim partículas de gelo e gotas de água para cima. Nesta fase, dependendo do desenvolvimento, geralmente atinge um desenvolvimento vertical de 8 km e na horizontal de 6 km e o período de duração da fase cúmulos varia de 10 a 15 minutos. Na fase de maturação (Figura 1b) há tanto a presença de movimentos ascendentes quanto descendentes. As partículas de gelo e as gotas de água que, no primeiro estágio, eram arrastadas para cima, tornam-se maiores e mais

numerosas, iniciando-se a chuva a partir da base da nuvem. O movimento descendente que, no início desta fase, era apenas a partir da base, passa a se intensificar horizontalmente e verticalmente. A temperatura dentro da nuvem irá variar dentro da nuvem. Para uma dada altura, as regiões onde o movimento do ar é ascendente, a temperatura no interior será maior que no exterior e, para regiões movimentos descendentes, a temperatura no interior é menor que a temperatura no exterior da célula de tempestade na mesma altitude. A duração desta fase é de aproximadamente 30 minutos e sua extensão vertical pode ser de 10 a 20 km.

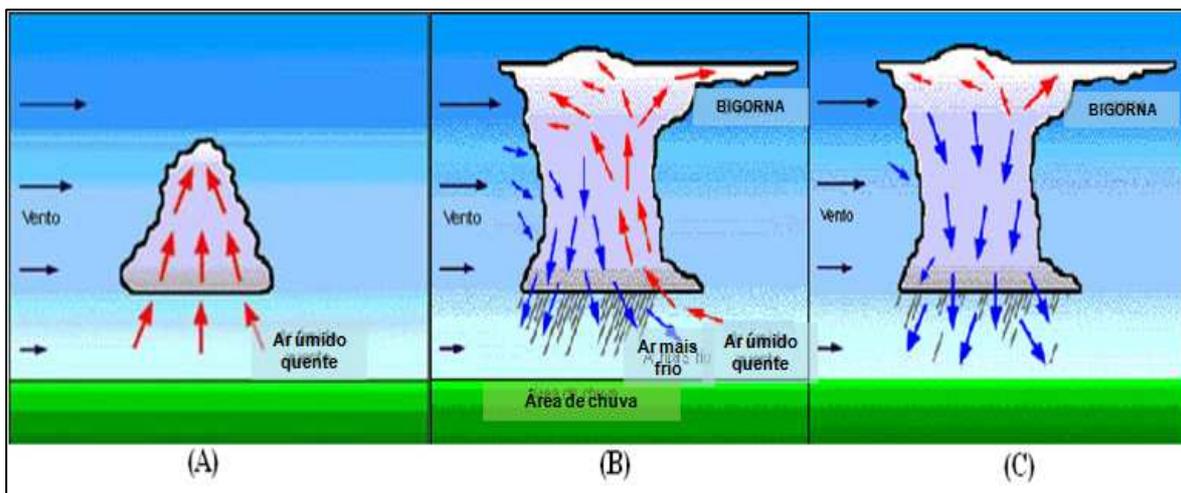


Figura 1. Estágios de evolução de uma nuvem Cumulonimbus: (A) Cúmulos, (B) Maturação (C) Dissipação. FONTE: Adaptada das Figuras obtidas no site www.master.iag.usp.br.

A fase de dissipação (Figura 1c) constitui o último estágio, o qual é caracterizado por movimentos predominantemente descendentes. Nesta fase, a temperatura do interior da nuvem é menor que a do seu exterior. A nuvem irá se dissipar até que as temperaturas do interior e do exterior sejam iguais. Esta fase tem duração de aproximadamente alguns minutos.

O processo de eletrificação das nuvens ocorre em diversos estágios de formação, os hidrometeoros, que são partículas formadas por água (líquida e sólida), estarão diferentemente carregados, o que favorecerá a criação de regiões distintas para o aumento do campo elétrico na nuvem. Sendo que, um raio só ocorrerá quando o campo elétrico da nuvem exceder a rigidez dielétrica do ar. A rigidez dielétrica do ar é uma medida da resistência de um dielétrico que, sob a influência de fortes campos elétricos, deixa de agir como um isolante e passa agir como um condutor, geralmente expresso em volts por metro. A rigidez dielétrica do ar seco a pressão do nível do mar é de cerca de 3000 kV / m (GLICKMAN, 2000).

Os raios, dependendo de onde eles se originam e de onde eles terminam, apresentam várias classificações. As mais comuns são: Nuvem-solo (NS) negativos, que ocorrem da nuvem em direção ao solo trazendo cargas negativas da nuvem para o solo; Nuvem-solo (NS) positivos, que trazem cargas positivas da nuvem para o solo; Solo-nuvem (SN), que se iniciam no solo em estruturas altas e pontiagudas, árvores, edificações e se dirigem na direção da nuvem, podendo ser positivos ou negativos; Intra-nuvem (IN), que ocorrem dentro da nuvem, sendo os mais frequentes e difíceis de serem estudados; Nuvem-ar, relâmpago que sai da nuvem e se dirige para o ar. (PINTO Jr. e PINTO, 2000).

Os raios NS podem ser classificados como descendentes ou ascendentes e, ainda, de raios positivos ou negativos. Os raios negativos ocorrem quando, dentro da nuvem, neutralizam-se cargas do centro de cargas negativas e os raios positivos quando, dentro da nuvem, neutralizam-se cargas do centro de cargas positivas. Os raios descendentes ou ascendentes podem ser tanto positivos quanto negativos. Sendo que, os raios descendentes ocorrem quando o fechamento do canal, por onde ocorre à descarga elétrica, ocorre próximo do solo (Figura 2).

Nos raios ascendentes, o fechamento do canal ocorre próximo da nuvem, através da conexão do canal ascendente e de um descendente induzido da nuvem (Figura 3) (VISAGRO, 2005).

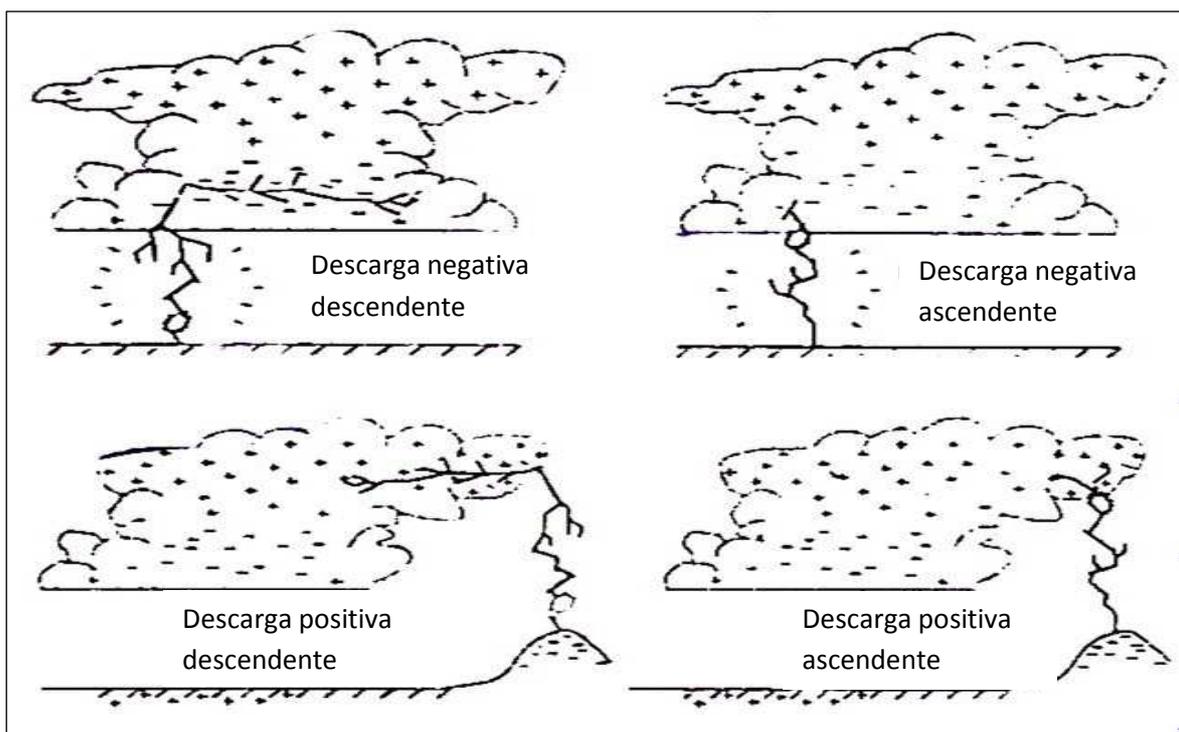


Figura 2. Classificação dos raios NS pela sua polaridade. Fonte: Visacro, 2005.

Existem duas hipóteses, mais aceitas, que buscam explicar o processo de eletrificação das nuvens, sendo que, em geral, estas hipóteses admitem uma estrutura elétrica das nuvens na forma de um dipolo elétrico vertical com o centro de cargas positivo na parte superior da nuvem, acima de um centro de carga negativa ou até mesmo um centro secundário de cargas positivas abaixo de centro de cargas negativas (MACGORMAN, 1998), são elas: (1) Hipótese Precipitativa e (2) Hipótese convectiva:

- (1) Hipótese Precipitativa: - Proposta pelos físicos alemães Julius Elster e Hans F. Geitel em 1885, esta hipótese afirma que a separação de cargas que ocorre no interior da nuvem, não depende diretamente ou apenas dos movimentos convectivos, mas que a precipitação é parcialmente responsável pela separação de cargas e que a sedimentação diferencial de grandes e pequenos hidrometeoros contribui significativamente para a separação de regiões com carregamento preferencial de polaridades positivas ou negativas. A hipótese admite a influência de um campo elétrico (E) de bom tempo, que irá re-orientar a distribuição das cargas nos hidrometeoros dentro da nuvem. Esse campo irá fazer com que as partículas possuam cargas positivas na parte inferior e negativa na parte superior, fazendo com que a transferência ocorra pela colisão entre as partículas menores (mais leves) com partículas maiores que precipitam. Ou seja, durante esta colisão as partículas maiores capturam uma fração das gotículas menores que estão carregadas negativamente na parte superior, fazendo com que o hidrometeoro maior possua um excesso de cargas negativas, enquanto que as partículas menores possuam um déficit, ou seja, ficando carregada positivamente. Por fim, as partículas precipitantes condicionam a região da base da nuvem com cargas negativas enquanto que as partículas com cargas positivas são carregadas pelas correntes ascendentes para o topo da nuvem e a partir deste momento a nuvem passa a apresentar uma configuração de momento de dipolo. (MACGORMAN, 1998).
- (2) Hipótese Convectiva: - Essa hipótese foi proposta por Grenet 1947 e por Vonnegut 1955 e afirma que a distribuição de cargas positivas por sobre a superfície terrestre da terra e as moléculas ionizadas pelos raios cósmicos e pela radiação solar, em regiões da alta troposfera (em cima das nuvens) são as que administram a distribuição de cargas dentro da nuvem. Ou seja, ao se formar uma nuvem os íons positivos de baixas regiões são levados para cima pelas correntes ascendentes. Este processo aumenta a densidade de cargas positivas no topo da nuvem, favorecendo o ingresso dos íons negativos resultantes da ionização das moléculas. Devido à concentração de cargas positivas na parte superior da nuvem, cria-se um campo

elétrico vertical que aponta para baixo, o qual irá polarizar as partículas de precipitação separando as cargas em seu interior, de modo que a parte inferior fique positiva. Com a precipitação dessas partículas polarizadas, os íons negativos são atraídos e se aderem na parte inferior. Em consequência, estas partículas tornam-se carregadas negativamente e aumentam o campo inicial por estarem agora em regiões mais baixas. Sendo que, a realimentação de cargas positivas ocorre devido ao forte campo elétrico (agora intensificado) ao redor dos objetos pontiagudos, sobre o solo, que produz uma “corrente corona” de íons positivos, para a base da nuvem que serão novamente elevados pelas correntes ascendentes.

As hipóteses citadas acima são apenas explicações simplificadas do processo de eletrificação das nuvens. Sabe-se que para os elevados campos elétricos responsáveis pela produção dos raios dentro da nuvem, da ordem de 100-300 kV/m, outros processos são necessários para a geração de tais campos elétricos. Dentre os mecanismos mais aceitos para explicar a separação de cargas nos temos:

- **Mecanismo Indutivo:** O carregamento indutivo ocorre na presença de um campo elétrico que orienta o momento de dipolo permanente da água, resultando em hidrometeoros polarizados adequadamente, onde a porção baixa dos hidrometeoros estará carregada positivamente e a porção alta carregada negativamente (Assume-se que o Campo Elétrico está orientado para a superfície terrestre). Essencialmente os hidrometeoros admitem composições associadas à determinada quantidade de água e possuem polaridade de carga devida estar ou não na presença de um campo elétrico. Durante a colisão de partículas de diferentes polarizações e tamanhos, inseridos num campo elétrico inicial, partículas maiores (velocidade de queda maior) adquirem cargas negativas e migram para a base da nuvem enquanto partículas menores adquirem cargas positivas que são carregadas para as regiões mais altas da nuvem pelas correntes ascendentes. Desta forma a nuvem adquire uma estrutura bipolar de eletrificação e embora seja um mecanismo eficiente no que tange a separação de cargas, as limitações para este tipo de transferência residem num tempo adequado de contato para que ocorra a efetiva transferência de cargas bem como a dependência do ângulo de contato e magnitude de polarização pelo campo elétrico. (MACGORMAN, 1998).

- **Mecanismo Não-Indutivo:** Neste mecanismo não existe a necessidade de um campo elétrico, porém para a separação de cargas é necessária uma colisão seguida da separação de partículas. O conhecimento sobre este tipo de mecanismo de separação de cargas é resultado

de experiências controladas de colisão entre partículas e que estabelece alguns parâmetros de dependência como, por exemplo, o tamanho das partículas, o conteúdo de água líquida no interior da nuvem, a temperatura e a velocidade de impacto entre as partículas (MARSHAL, et. al., 1978; REYNOLDS et. al., 1957). Ao contrário do que ocorre no mecanismo indutivo, a transferência de carga é mais rápida no mecanismo não-indutivo. Dentro deste tipo de carregamento, encontram-se: mecanismos de captura de íons, mecanismo de transferência íon-partícula e mecanismo indutivo de partícula-partícula.

- **Mecanismo de Captura de Íons:** Quando uma quantidade igual de íons positivos e negativos está presente, pode ocorrer uma polarização preferencial nas gotículas. Os hidrometeoros que se precipitam, em relação a íons que se movem em sentido ascendente sob influência dos ventos e do campo elétrico, tornam-se polarizados devido um campo elétrico, assim íons que apresentam mesmo sinal, como os sinais da parte inferior dos hidrometeoros, são repelidos e íons com sinais opostos são atraídos e capturados. Ocorre que para este mecanismo ser evidente o movimento dos íons deve ser menor que a velocidade dos hidrometeoros, caso contrário pode ocorrer que os íons de mesma polaridade que a parte inferior dos hidrometeoros podem ser capturados na parte superior (topo) do hidrometeoro. Em tempestades a concentração de íons é insuficiente para que ocorra uma captura seletiva de íons, desta forma o mecanismo de captura seletiva de íons descreve de maneira parcial o desenvolvimento do campo elétrico dentro de uma nuvem de tempestade.

- **Mecanismo de Transferência Íon-Partícula:** Quando íons gasosos são capturados ou emitidos por hidrometeoros denomina-se mecanismo de transferência de cargas íon-partícula. Este processo pode distribuir cargas sistematicamente em diferentes regiões de uma tempestade sem haver o deslocamento dos hidrometeoros. Embora nem todas as distribuições de cargas sejam originadas por este processo (MACGORMAN, 1998).

- **Mecanismo Indutivo Partícula-Partícula:** Hidrometeoros que sofrem interação com outras partículas caracterizam o mecanismo de transferência de cargas partícula-partícula. O grau de polarização está relacionado à existência de um campo elétrico ambiente. Devido esta interação relacionar cargas opostas ou de mesma polaridade, ocorre interações e afastamentos entre as partículas e a indução de cargas em hidrometeoros é modificada com a aproximação de um outro hidrometeoro, sendo que este pode estar com uma velocidade terminal de queda diferente de outros hidrometeoros envolvidos no processo. Este processo também se

denomina transferência por precipitação e, portanto, a transferência de cargas neste mecanismo é marcada principalmente pelo grau de polarização das partículas cuja indução de cargas nos hidrometeoros é modificada durante a aproximação de outro hidrometeoro (MACGORMAN, 1998).

- **Carregamento Durante Derretimento:** Sugere que o gelo carrega-se positivamente quando ocorre derretimento. O processo ocorre quando bolhas de CO₂ libertam-se do gelo e devido à superfície molhada do gelo se quebram, esta camada de bolhas que se quebram carrega consigo cargas de sinal negativo, implicando que as partículas de gelo adquirem um excesso de cargas positivas (MACGORMAN, 1998).

- **Efeito Termo – Elétrico:** Outra propriedade microfísica que pode ser responsável pela transferência de cargas é o efeito termo-elétrico. Este efeito sugere que a água possui moléculas que podem se dissociar em Cátions (H⁺) e Ânions (OH⁻), se estes elementos possuem diferentes mobilidades, eles terão diferentes taxas de difusão ao longo de um gradiente térmico. Desta forma acaba existindo uma separação de cargas de acordo com o gradiente de temperatura imposto. O que ocorre é que na fase líquida a mobilidade é muito pequena, no entanto no gelo a mobilidade do Cátion é muito maior que a do Ânion e se houver um gradiente de temperatura ao longo de um fragmento de gelo, os íons H⁺ difundem-se de maneira mais rápida para o gelo mais frio ocasionando uma resultante de cargas negativas na região mais quente (MACGORMAN, 1998).

- **Camada Elétrica Dupla:** Esta hipótese assume a existência de uma dupla camada elétrica entre as interfaces da água e o ar, gelo e ar ou gelo e água. Sugere, portanto que bolhas de CO₂ podem estar na em fase líquida ou sólida e quando estas emergem para a superfície e se quebram, gotículas escapam e carregam as cargas que estão nas camadas mais próximas da borda, ocasionando uma carga resultante maior com sinal oposto na parte inferior da camada. Pode ocorrer também que se uma partícula transfere mais carga na parte superior do que na parte inferior da outra partícula, pode ocorrer uma transferência de carga resultante para a camada de fronteira (MACGORMAN, 1998).

- **Camada Quase – Líquida:** Alguns pesquisadores tais como Faraday (1860) e recentemente Baker e Dash (1994) sugeriram que a interface entre o gelo e ar é uma camada quase-líquida, mas que possui características típicas de gelo. Sugere que as partículas possuem uma camada

elétrica dupla, mas com diferentes espessuras que pressupõem camadas quase-líquidas diferentes. Esta diferença de espessura da camada quase-líquida pode ter origem na forma como ocorreu o crescimento por deposição das partículas, assim após ocorrem à colisão e separação entre as partículas, aquelas com camadas mais espessas perdem massa para as partículas que possuem um crescimento mais lento, resultando cargas positivas para as partículas com crescimento mais rápido (MACGORMAN, 1998).

2.2. RAIOS E QUEIMADAS.

2.2.1 Aspectos Gerais das Queimadas

O acelerado processo de ocupação da Amazônia tem levado às ações de desmatamento e queimadas que causam importantes impactos nos ecossistemas e nos balanços de energia e umidade, com conseqüências locais e globais (SILVA DIAS, 2006). Os desmatamentos e as queimadas destroem localmente a fauna e flora, empobrecem o solo, reduzem a penetração de água no subsolo, e em muitos casos causam mortes, acidentes e perda de propriedades. Do ponto de vista regional, as queimadas causam poluição atmosférica com prejuízos à saúde de milhões de pessoas e à aviação e transportes; elas também alteram ou mesmo destroem ecossistemas. E no âmbito global, os desmatamentos e as queimadas têm sido associados com modificações da composição química da atmosfera, e com mudanças climáticas em escala regional e global.

Segundo o Instituto nacional de pesquisas espaciais - INPE, os meses de maior ocorrência de focos de queimadas são setembro e outubro, principalmente nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil. Essas queimadas são utilizadas normalmente como ferramentas por pequenos e grandes agricultores e pecuaristas para limpeza de áreas para fins agrícolas ou criação de gado quer sejam nas regiões de florestas primárias e secundárias e áreas de pastagens. Estas alterações no uso do solo são responsáveis por emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera, através das queimadas tanto em áreas de pastagem quanto de floresta primária (ARTAXO et al. 2006).

Recentes estudos mostraram que as partículas de aerossóis podem modificar a microfísica das nuvens em regiões tropicais, como na Indonésia e na Amazônia (KOREN et al., 2004). Isso pode causar alterações nas características das nuvens produzidas em ambientes

com maior número de queimadas, levando, muitas vezes, ao aumento da ocorrência de relâmpagos sobre essas regiões (FERNANDES, 2005).

2.3.2. Queimadas e Precipitação

As alterações antropogênicas no solo Amazônico têm sido responsável por injetar grandes quantidades de partículas de aerossóis na atmosfera. Sabe-se que os aerossóis são de suma importância para a precipitação na Amazônia por que atuam como núcleos de condensação de nuvens (NCN). Contudo, o ciclo hidrológico e as propriedades microfísicas da nuvem podem estar sofrendo alterações devido à grande quantidade de aerossóis emitidos para a atmosfera e essas alterações podem estar influenciando o padrão de precipitação na região Amazônica (ARTAXO et al. 2006).

Os estudos realizados em Rondônia (Smoke aerosols, clouds, rainfall and climate: aerosols from biomass burning perturb global and regional climate - SMOCC, realizado no período de setembro a novembro de 2002) e Manaus (Cooperative LBA Airborne Regional Experiment - CLAIRE), mostraram que a distribuição e o tamanho das gotas dentro de nuvens diferem de ambientes com maior número de queimadas para ambientes limpos. Andreae et. al. 2004, mostrou que em cima do oceano azul, uma grande quantidade de gotas grandes é verificada na base da nuvem (Figura 3a), aparentemente por causa dos grandes aerossóis de sal presentes sobre a superfície do mar. Por outro lado, sobre os “oceanos verdes” foi verificada uma quantidade muito menor de gotas grandes na base da nuvem (Figura 3b), provavelmente formadas em aerossóis biogênicos grandes (GUYON et al 2003). Já em nuvens que crescem em ambientes com maior número de queimadas as gotas na base da nuvem não atingiram o diâmetro de 20 micra (Figura 3c).

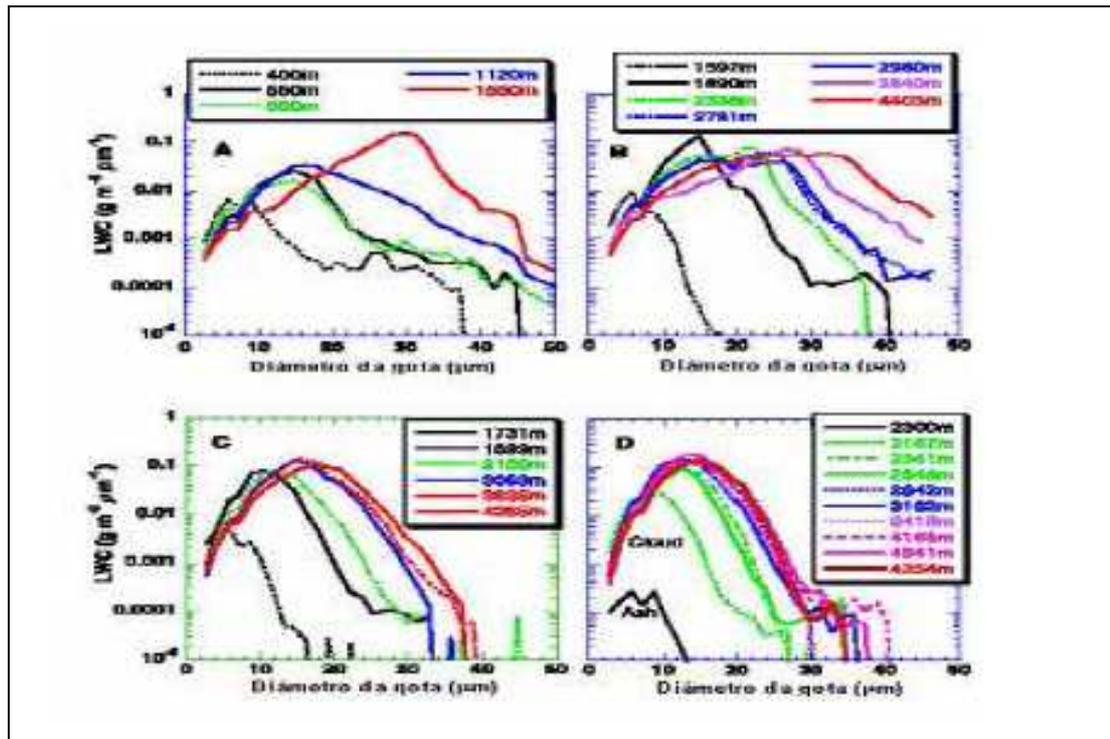


Figura 3. Evolução do diâmetro da gota pelo conteúdo de água líquida, para quatro regimes. (a) Oceano Azul, 18 de outubro de 2002, 11:00 UTC no litoral da região nordeste do Brasil; (b) Oceano Verde, 5 de outubro 20:00 UTC, numa atmosfera limpa na Amazônia; (c) Nuvens embebidas com fumaça em Rondônia, 4 de outubro de 2002, 15:00 UTC; e (d) *pirocumulus*, composta por nuvem com altura <4000 m em 1 de outubro de 2002, 19:00 UTC, e nuvem acima de 4000 m em 4 de outubro de 2002. FONTE: adaptado por Andreae et al (2004).

O mesmo é verificado nas *pirocumulus* (Figura 4). Contudo, nesse tipo de nuvem a distribuição do tamanho das gotas dentro da nuvem (CDS - cloud droplet size distribution) é muito pequena (Figura 3d), ou seja, tanto na base da nuvem quanto no topo as gotas apresentam um diâmetro muito pequeno. Isso ocorre, porque a grande quantidade de NCN que as queimadas injetam na atmosfera acaba gerando um aumento muito grande no número de gotas formadas dentro da nuvem, e como a quantidade de vapor de água é a mesma, essas gotas acabam apresentando tamanhos menores do que teriam se a atmosfera não tivesse sofrido perturbações devido às queimadas (ROSENFELD, 1999).



Figura 4. Pirocumulus produzido por queimada em área de floresta no Estado de Rondônia. Fonte: Freitas et. al. 2005.

Em consequência, as nuvens produzidas em ambientes com maior número de queimadas demoram mais para precipitar, o que favorece o desenvolvimento vertical dessas nuvens que atingem até 15 km de altura, enquanto que nuvens formadas em ambientes com menor número de queimadas atingem no máximo 4 a 5 km (Figura 5). Isso pode resultar no atraso, ou até mesmo na supressão da precipitação sobre regiões poluídas.

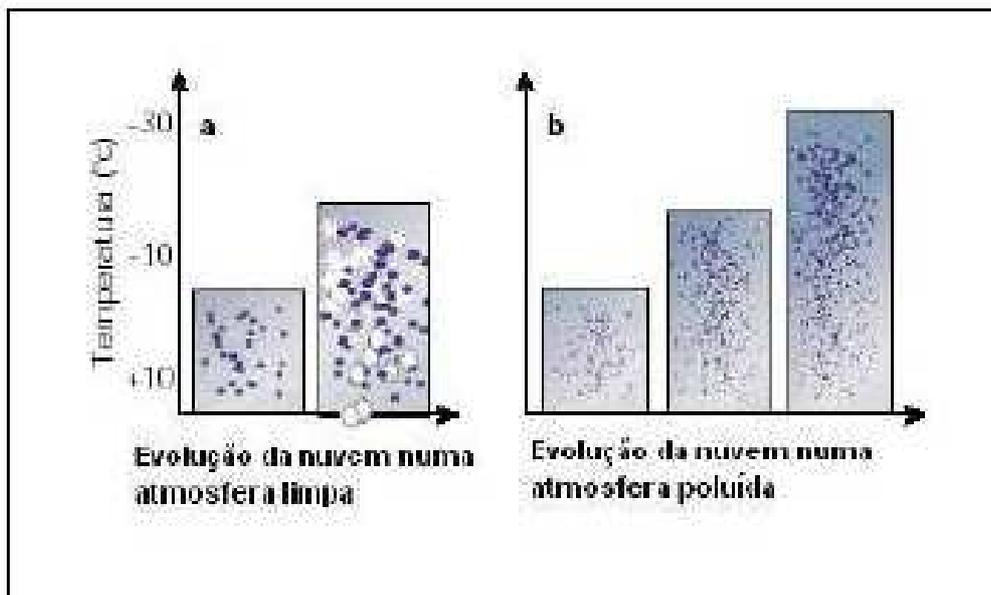


Figura 5. Formação da nuvem em ambientes com menor número de queimadas e poluídos. (a) Numa atmosfera limpa, a gota cresce com o desenvolvimento da nuvem até a

precipitação líquida ou sólida. (b) Em nuvens poluídas com fortes correntes ascendentes gotas de água superesfriadas podem ser elevadas até $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$. Fonte: Fernandes (2005).

Aragão et al. (2008) mostrou a interação entre a precipitação, o desmatamento e os focos de fogo na Amazônia brasileira. Analisando o comportamento da precipitação com as queimadas foi possível verificar que nos meses onde o pico de queimadas foi mais alto a precipitação também apresentou seu mais baixo nível. Entretanto, em um estudo realizado por Teixeira et. al. (2008), onde se observou a anomalia de precipitação sobre quatro áreas de maior ocorrência de queimadas (leste da Amazônia) e quatro áreas de menor ocorrência de queimadas (oeste da Amazônia), verificou-se que a precipitação sobre as áreas de maior ocorrência de queimada não apresentou anomalia significativa, porém, as áreas com menor ocorrência de queimada apresentaram um aumento significativo na precipitação estimada nesses 29 anos estudados, evidenciando um possível transporte das nuvens precipitantes formadas no leste para o oeste da Amazônia pelos ventos alísios, o que favoreceriam o aumento da precipitação sobre essas sub-regiões ocidentais. Contudo, se torna necessário um estudo mais aprofundado para se confirmar essas suposições.

2.3.3 Queimadas e Raios

As queimadas podem estar causando alterações na quantidade e na polaridade dos raios produzidos em ambientes com maior número de queimadas. Segundo Fernandes (2005), em um estudo realizado em 01 de Agosto de 2002 a 12 de Fevereiro de 2003 e 01 de Agosto a 25 de Dezembro de 2003 em Rondônia, os meses que apresentam ar mais poluído, devido às queimadas, o percentual de relâmpagos intra-nuvem apresenta valores maiores que 70% do total de relâmpagos, além de ter evidenciado um aumento de mais de 5% no percentual de raios positivos. Segundo o autor, em regiões poluídas, as nuvens aumentam o seu tempo de vida devido às gotículas de nuvem inicialmente serem muito pequenas e, portanto, levarem mais tempo para se precipitar; deste modo, a fase de desenvolvimento da nuvem com correntes ascendentes também aumenta e como consequência, essas nuvens embebidas de partículas de aerossóis ficam mais tempo com os centros de cargas. A elevação destes centros sugere: 1) relâmpagos intra-nuvens podem ser favorecidos devido ao (agora elevado) centro positivo superior e ao centro de carga negativa principal, 2) relâmpagos intra-nuvens também podem ser favorecidos devido ao (agora mais verticalmente separado) centro negativo

principal e ao centro de carga positivo mais baixo, e 3) raios positivos do centro mais baixo podem ser favorecidos, pelo aumento da distância do centro de carga negativa principal ao chão. Assim, através deste processo pode-se justificar os aumentos observados no percentual de intra-nuvem e de raios positivos. Teixeira et. al. (2009), utilizando 10 anos de raios amostrados pelo LIS/TRMM, verificou que as áreas impactadas por queimadas podem estar influenciando no aumento do número de raios sobre essas regiões. Todos esses estudos têm contribuído com o avanço do conhecimento da influência dos aerossóis emitidos por queimadas na produção de raios, contudo, ainda se faz necessário um estudo mais aprofundado para se determinar melhor essa relação.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. DADOS

Neste trabalho foram utilizados os dados referentes aos sistemas precipitantes amostrados pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) no período de dezembro de 1997 a fevereiro de 2009. Estes dados fornecem informações sobre a localização, tamanho, intensidade, máxima altura do sistema precipitante, máxima refletividade do sistema precipitante próxima da superfície, temperatura de brilho no canal de microondas, dentre outras características dos sistemas precipitantes amostrados. O *Lightning Imaging Sensor* (LIS) fornece o imageamento de relâmpagos ocorridos ao longo da trajetória do satélite. O número e o tempo de ocorrência de todos os tipos de relâmpagos (nuvem-nuvem, intra-nuvem e nuvem-solo) detectados estão associados aos Sistemas Precipitantes. Utilizaram-se, também, os dados mensais de focos de queimadas fornecidos pelo satélite NOAA-12 (a partir de junho de 1998 até 2007), obtidos através da Internet e disponibilizados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE/CPTEC). Todos esses dados serão descritos com mais detalhes nos tópicos seguintes.

3.1.1 Satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

O Satélite TRMM é um satélite de órbita tropical, idealizado a partir da necessidade científica em compreender a precipitação tropical. Criado através de uma parceria entre a NASA e a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA), foi lançado novembro em 1997 com uma altura orbital de 350 km e um ângulo de precessão de 35°, cobrindo as latitudes de 35°N a 35°S. Contudo, em 2001, buscando reduzir gastos e aumentar o tempo de vida do satélite, sua altura orbital foi elevada para 402,5 km e o grau de precessão passou a ser 40°, ou seja, cobrindo as latitudes de 40°N a 40°S. O TRMM possui uma órbita senoidal ou geocêntrica, o que impede a amostragem, em 24 horas, de toda a região tropical. Fato que só torna-se possível em um período de 2 dias.

O satélite TRMM possui cinco instrumentos a bordo: o TRMM Microwave Imager (TMI), o Precipitation Radar (PR), o Visible and Infrared Scanner (VIS), o Lightning

Imaging Sensor (LIS) e o Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) que devida a problemas nos painéis solares foi desligado.

3.1.1.1. Características dos instrumentos do TRMM

3.1.1.1.1. *TRMM Microwave Imager (TMI)*/Imagiador de Microondas do TRMM

O TMI é um radiômetro de microondas com nove canais passivos. Sua antena se desloca em parábola, com um tamanho de abertura de 61 cm (projetada ao longo da direção de propagação) e uma distância focal de 50,8 centímetros. O feixe de antena atinge a superfície da terra com um ângulo de incidência de 52,8 °. A antena do TMI gira sobre um eixo nadir com uma velocidade constante de 31,6 rpm (rotação por minuto). Sendo que, somente 130° do círculo completo realizado pela antena do TMI é utilizado para obtenção dos dados, o restante é usado para calibrações. A calibração do TMI ocorre no final dos 130° de amostragem da superfície terrestre. Essa calibração é feita por um processo de duas etapas, que consiste basicamente em visualizar os dados amostrados utilizando como base temperaturas de brilho de referencia “quente” e “frio”. (KUMMEROW et. al. 1998)

O campo efetivo de visão do TMI é o espaço efetivo varrido pelo feixe da antena durante o tempo de integração entre dois campos de visão instantâneos do TMI. O campo de visão instantâneo (IFOV) é a varredura resultante da intersecção entre a largura do feixe da antena e a superfície da Terra. Devido à forma da antena, e do ângulo de incidência off-nadir (qualquer ponto que não esteja diretamente abaixo de um sensor, mas fora, a um ângulo de 89° a 60°) em qualquer direção. na superfície, o padrão resultante na superfície da Terra pode ser descrito por uma elipse. O diâmetro menor da elipse está na faixa de varredura ou direção transversal, chamado IFOV-CT, enquanto o diâmetro maior está na faixa de direção chamado de IFOV-DT. O receptor do TMI, enquanto ele está girando, realiza a integração que resulta no campo efetivo. Ou seja, o EFOV é considerado como sendo a elipse centrada entre as duas IFOVs. O centro da EFOV é a posição do feixe da antena no ponto médio do período de integração (KUMMEROW et. al. 1998).

Os dados amostrados dentro do campo efetivos do TMI são armazenados no nível padrão 1B. Cada linha de varredura informará o tempo de varredura desta linha e será composta por valores de latitude e longitude, juntamente com os dados indicadores de qualidade e indicadores da direção do TRMM e os dados de temperaturas de brilho para os

208 EFOVs em 85 GHz e os 104 EFOVs nos demais canais de baixa frequência. Os EFOVs de todas as frequências são coaxiais, ao longo de toda a varredura, e todas as linhas de varredura são idênticas. Os dados serão granularizados, ou seja, detalhados em uma órbita. Cada grânulo de dados TMI será preenchido com 50 linhas de varredura antes e depois da órbita real. Isto é feito para facilitar a fusão de dados do TMI com o PR e com os dados do VIRS (KUMMEROW et. al. 1998).

3.1.1.1.2. *Precipitation Radar (PR)/ Radar de Precipitação*

O PR é o primeiro radar meteorológico no espaço. Seus objetivos principais de observação podem ser resumidos como: fornecer estrutura tridimensional das chuvas, especificamente, a distribuição vertical; obtenção de alta qualidade e medições quantitativas da precipitação sobre a terra, bem como sobre o oceano, e melhorar a precisão na estimativa de precipitação através do uso combinado do radar de precipitação (PR) e os sensores no canal passivo (TMI e VIRs).

O PR opera em 13,8 GHz e o seu transmissor/receptor (T/R) é composto por 128 amplificadores de estado sólido de alimentação (SSPAs). Este instrumento apresenta um tamanho de, aproximadamente, 2,3m x 2,3m x 0,7m e consiste de uma plataforma e uma antena. Sendo que, o substrato da antena está conectado à plataforma através de uma técnica cinemática de montagem para evitar uma degradação do padrão da antena causada pela distorção mecânica e térmica da antena. Devido à técnica de agilidade de frequência, utilizada pelo PR, ele é capaz de obter 64 ($N_s = 64$) amostras independentes, com uma frequência fixa de repetição de pulso de 2776 Hz.

Nominalmente, o PR opera no modo de observação, onde a antena do PR apresenta uma direção na faixa de varredura transversal de mais ou menos 17° (215- km de faixa). Periodicamente, o PR realiza uma calibração externa através do *Active Radar Calibrator (ARC)* e uma calibração com *loops* (voltas) internos para medir a função de transferência do receptor PR. Outros modos incluem o modo de espera (para parar a radiação RF temporariamente e carregar os dados defasador para PR), o modo de análise (para monitorar a função dos 128 LNAs), e do modo de controle de saúde.

Os dados do PR são arquivados nos níveis 1B e 1C. Sendo que, no nível 1B, os dados seguem as definições padrões dos dados do instrumento com informações de geolocalização e

ruídos. No nível 1C, os dados do nível 1B são reduzidos, os ruídos são convertidos em refletividade aparente (sem atenuação dos dados) e, além disso, todos os pixels que não ultrapassem o limiar de precipitação de 15 dBZ (bem abaixo da sensibilidade do PR) são omitidos. Desta forma, aproximadamente 2,2 Gbytes/dia de dados do PR armazenados no nível 1B são reduzidos para cerca de 450 Mbyte/dia armazenados no nível 1C. Todos os produtos geofísicos, incluindo mapas de taxa de chuva 3D, características qualitativas da chuva (tipo de chuva, topo da tempestade, e as alturas das bandas brilhantes), e as estatísticas da superfície do espalhamento de secções transversais do ângulo 17 ° no nadir de incidência (OKAMOTO E KOZU 1993) são calculados a partir do nível 1.

3.1.1.1.3. *Visible and Infrared Scanner (VIRS)/ Scanner no canal visível e infravermelho.*

O VIRS é um espectrorradiômetro que mede a radiação emitida da Terra em cinco bandas espectrais do visível ao infravermelho, variando dentro da faixa de comprimento de onda de 0,6 a 12 µm. Os dados do VIRS são usados para obter informações sobre as nuvens usando técnicas no visível e no IR, a fim de fornecer um contexto para formação das nuvens.

O VIRS é, em muitos aspectos, semelhante à avançada Very High Resolution Radiometer (AVHRR) que se encontra a bordo do satélite NOAA desde 1978, visto que ambos têm o mesmo comprimento de onda e larguras de banda central. As principais diferenças entre os dois sistemas são o IFOV de 2,11 km no nadir do VIRS, que difere do 1,1 km no nadir do AVHRR, e o fato de que o VIRS tem um difusor solar a bordo que permite a calibração, pós-lançamento, das duas bandas de reflexão solar. Além disso, o VIRS consiste de um espelho de varredura de dupla face; um telescópio Cassegrain com 8,9 cm de diâmetro; duas janelas de refrigeração; e um plano focal frio com um filtro espectral, lentes e um elemento detector para cada um dos cinco canais, como mostrado na figura 6.

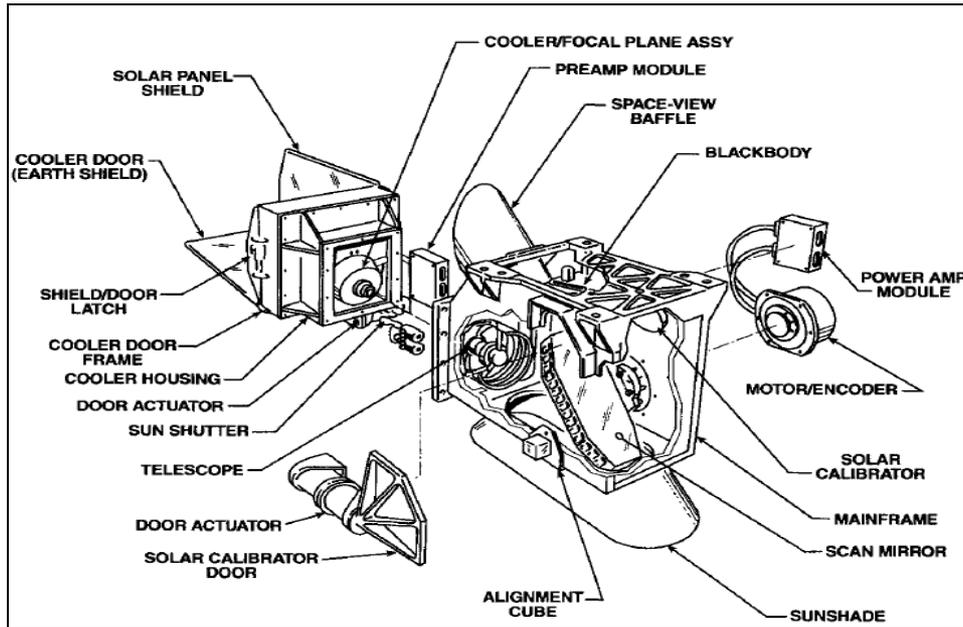


Figura 6. Visão detalhada do Scanner no Visível e no Infravermelho.

A calibração radiométrica do VIRS é feita de dois modos, uma utilizando técnicas de refletividade solar e outra termal. Para os canais de refletividade solar (1 e 2) a calibração baseia-se, basicamente, na refletância da lua. Para o VIRS, a lua vai atuar como uma fonte de refletância conhecida (KEIFFER E WILDEY 1996) e poderá determinar qualquer degradação da função de refletância bidirecional de distribuição do difusor solar a bordo do VIRS. Nos canais termais (3, 4 e 5) a calibração utiliza um corpo negro a bordo do VIRS, que foi caracterizada por um corpo negro de laboratório antes do lançamento. Qualquer não-linearidade do sistema é determinada no pré-lançamento e assumida como constante para todo o período de funcionamento do instrumento. Esta abordagem é bastante semelhante ao utilizado pelo AVHRR e outros radiômetros térmica.

Os dados do VIRS são armazenados no nível de saída 1B e são compostos dos pixels registrados espacialmente e geometricamente localizados com os valores das bandas de radiancia espectral central para cada canal. Sendo que, para os canais 1 e 2, a radiação solar que vem do difusor será calculada com base na contagem digital amostrada no difusor e a amostragem do espaço, onde se obterá o ganho do sistema (contagens / brilho) para cada canal. Para os canais 3, 4 e 5, a radiancia espectral do corpo negro a bordo do VIRS, será calculado com a temperatura física e a emissividade.

3.1.1.1.4. *Lightning Imaging Sensor (LIS)/Sensor de Imageamento de Raios.*

O LIS é constituído por um gerador de imagens ópticas que observa os raios com uma taxa de amostragem ligeiramente superior a 500 quadros por segundo, e permite que ele localize os raios através das mudanças momentâneas no brilho das nuvens causadas pelas descargas elétricas. Devido à sensibilidade e ao alcance do sensor ótico, o LIS torna-se capaz de identificar um raio até mesmo em nuvens luminosas, ou seja, iluminadas pelo sol. Os 80 graus de campo \times 80 graus de ângulo de visão, combinado com a altitude de 400 km, permitem que o sensor observe nuvens dentro de uma área de 600 km \times 600 km da Terra, com uma resolução espacial de 3 km (no nadir) para quase 90 seg. de passagem do satélite. Apesar da curta duração de observação, este tempo é suficiente para estimar a taxa de raios das tempestades. O aparelho registra o tempo de ocorrência, mede a energia radiante, e determina a localização dos eventos de raios dentro do seu campo de visão. O LIS detecta todos os tipo de raios, os nuvem-solo, intra-nuven, nuvem-nuven, nuvem-ar. Isso é possível por que nuvens eletrificadas produzem pulsos ópticos que são visíveis do espaço.

3.1.1.2. Banco de Dados do Satélite TRMM

O grupo de convecção tropical da Universidade de Utah, objetivando generalizar a precipitação e as características das medições do TRMM, construiu um banco de dados com as estimativas de precipitação do PR e TMI, com as informações de temperatura de brilho do VIRs, com os dados de relâmpagos amostrados pelo LIS e com as características das nuvens. Esse banco de dados tem possibilitado a realização de vários estudos, como a validação da estimativa de precipitação feita por Nesbitt et al. (2004), o ciclo diurno da precipitação (NESBITT E ZIPSER, 2003), a distribuição global de tempestades com relâmpagos detectados pelo LIS (CECIL E COL., 2005), em áreas de convecção profunda alcançando a camada da tropopausa tropical (LIU E ZIPSER, 2005), a categorização das tempestades extremas pela sua intensidade (ZIPSER et. al. 2006). Nesse tópico iremos descrever, basicamente, os três níveis de processamento dos dados do TRMM.

3.1.1.2.1. *Dados do Nível-1*

No nível 1 os dados são produzidos pela combinação da versão 6 orbital 1B01, 1B11, 2A12 (KUMMEROW et al. 2001), 2A23, 2A25 (IGUCHI et al. 2000), pelos grânulos do LIS após as correções de paralaxe entre o TMI e o PR e pela colocação do TMI-PR-LIS-VIRs utilizando a técnica do vizinho mais próximo. Os dados de saída são guardados em cada órbita do satélite.

Os dados armazenados na órbita 1B11 do TMI têm duas resoluções. Uma delas é a baixa resolução (104 pixels de varredura) para os canais de 10, 19, 21, 37 GHz, incluindo a temperatura de brilho. E outra é a alta resolução (208 pixels de varredura) para o canal de 85 GHz. A colocação dos dados entre PR 2A25 e o TMI 1B11 são realizadas somente na alta resolução do TMI dentro da faixa do PR. Sendo que, para cada pixel do TMI é atribuído um pixel do PR. O método do “vizinho mais próximo” é utilizado para associar esse pixel. Como resultado, cada pixel do PR tem um pixel correspondente do TMI. Por fim, os índices desses pixels são salvos para o uso do TMI no futuro. A colocação dos dados de baixa resolução podem ser facilmente obtidos pela diminuição dos índices das grades dos dados de alta resolução.

Como o TMI varre com um ângulo cônico de 52° e o PR varre no nadir, pode haver um problema quando o espalhamento dos sinais de microondas nos hidrometeoros são elevados, devido ao elevado topo das células convectivas. Por esta razão, utiliza-se um método simples de correção de paralaxe, que consiste em mover para trás as coordenadas dos dados de varredura feito pelo TMI. Após esta correção, há uma melhor correspondência entre as medidas do PR e do TMI para as células convectivas alta. No entanto, as correspondências entre PR e TMI em precipitações produzidas por nuvens rasas podem piorar devido à hipercorreção. Isso pode gerar problemas no cálculo das propriedades de espalhamento no microondas dentro de um sistema de precipitação superficial definido pelo área precipitante observada pelo PR.

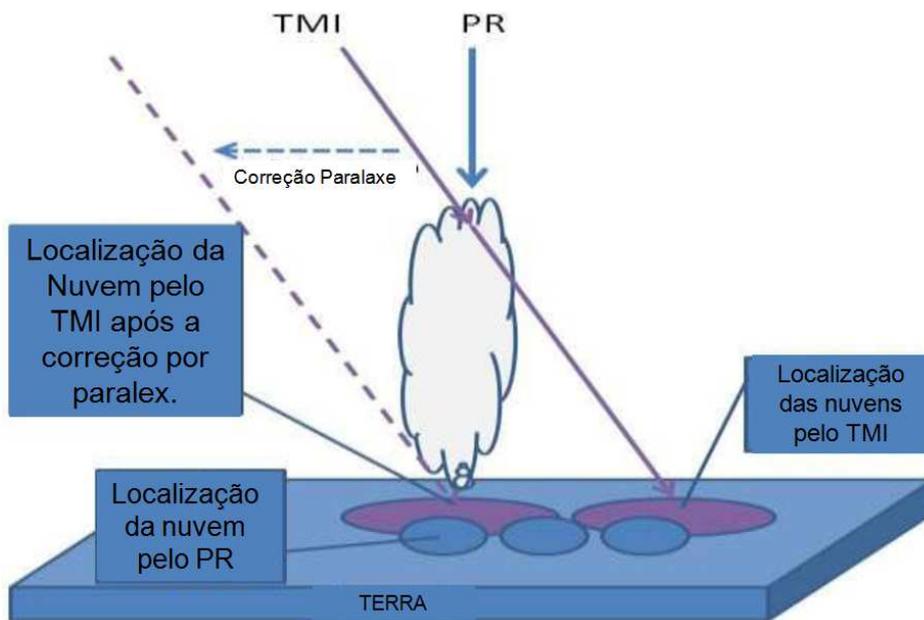


Figura 7. Diagrama esquemático da correção por paralaxe. Fonte: Liu (2007). Adaptado pelo autor.

Como a varredura do VIRs é no nadir, é relativamente fácil fazer a colocação dos dados do VIRs com os dados do PR. Aplica-se simplesmente o método do vizinho mais próximo para degradar os dados de radiância do VIRs para as coordenadas dos pixels do PR. Em seguida, as temperaturas de brilho dos cinco canais do VIRs em cada pixel do PR são calculadas a partir das radiâncias dos pixels mais próximo do VIRs.

O método de partilha de dados do LIS foi desenvolvido por Chris West e Cecil Dan em 1999. Para a realização da partilha dos dados, primeiro, o tempo de exibição de observação é interpolada em uma resolução de 0,1 grau, em seguida, usa-se o método do vizinho mais próximo para atribuir cada um dos eventos de raios a cada coordenada do pixel do TMI. Após a partilha entre PR e TMI, cada raio pode ser atribuído a um pixel de PR, para uma análise posterior.

3.1.1.2.2. Dados do Nível-2

No nível 2 são definidas as características dos sistemas precipitantes. Existem dois grupos de definições dos sistemas com o desenvolvimento do banco de dados. A velha

definição de Nesbitt (1999-2005, NESBITT et al., 2000) que é uma definição híbrida utilizando a informação de ambos os instrumentos, o PR e o TMI e a nova definição, que foi desenvolvida recentemente por Liu (2007) usando informações puras a partir de medidas individuais. Atualmente, todos os dados TRMM são tratados utilizando ambas as definições.

A definição antiga foi desenvolvida por Dan Cecil, Steve Nesbitt e Ed Zipser no período de 1998-1999 (NESBITT et al., 2000). Essa definição utiliza como base os dados dos instrumentos do TMI e do PR, onde um sistema precipitante era definido como a área do PR que apresentam pixels com refletividade de 20 dBZ próximo da superfície ou temperatura polarizada do TMI em 85 GHz menor que 250 K (SPENCE et al., 1989). Em seguida, resume-se a precipitação e as propriedades características dentro do sistema precipitante. Após o agrupamento dos pixels com refletividade de 20 dBZ próximo da superfície ou 85 GHz PCT < 250 K, os índices de pixels para cada sistema são identificados na faixa de dados dos sistemas precipitantes nível -1. Utilizando esses índices, o número total de pixels, o máximo eco do topo do sistema, e a mínima temperaturas de brilho no interior do sistema são calculados e salvos como produtos do nível 2. Todos os parâmetros calculados para cada um dos sistemas precipitantes (PFs) são salvos em arquivos do nível 2 no formato HDF para cada órbita seguindo as regras de nomenclatura, como "2Z99.yymmdd.orbit.version.HDF". O programa do IDL (read_pf_level2_hdf.pro) é utilizado para acessar os arquivos do nível 1. Entretanto, devido às muitas orbitas por dia, fica difícil construir estatísticas acessando muitos arquivos ao mesmo tempo. Por isso, os arquivos das orbitas do nível-2 foram combinados mensalmente e podem ser acessados pelo mesmo programa de leitura do IDL.

A definição velha, apesar de ter contribuído bastante com as pesquisas sobre a precipitação na região tropical, apresenta algumas desvantagens que limitam suas aplicações, como, por exemplo, excluir as áreas de chuva que apresentam refletividade da superfície abaixo de 20 dBZ e PCT > 250 K em 85 GHz no TMI. Devido essas desvantagens, o grupo de pesquisa de Utah decidiu melhorar o banco de dados através da introdução de definições puras, usando propriedades individuais dos sistemas. Ou seja, além da definição previa de Nesbitt et. AL. 2000 usa-se as características puras da precipitação estimada pelo algoritmo 2A25 (RPFs) e pela precipitação estimada pelo algoritmo 2A12 (RPPFs).

Na tabela 1 podemos ver que os RPFs são sistemas precipitantes definidos pelo agrupamento dos pixels com precipitação estimada pelo algoritmo 2A25 do PR/TRMM. Os RPPFs são definidos pelo agrupamento de pixels com eco de 20 dBZ e acima dos perfis de refletividade do PR/TRMM. Os TPFs são definidos pelo agrupamento de pixels com chuva próximo da superfície estimada pelo algoritmo 2A12 do TMI/TRMM. Os PCTFs são

definidos pelo agrupamento de pixels com PCT maior ou igual a 250K no canal de 85 GHz do TMI/TRMM. Os C210Fs são definidos pelo agrupamento de pixels com temperatura de brilho menor que 210K no canal infravermelho (10,8 μm) do VIRs. Os C235F são definidos pelo agrupamento de pixels com temperatura de brilho menor que 235K no canal infravermelho (10,8 μm) do VIRs e os C273F são definidos pelo agrupamento de pixels com temperatura de brilho menor que 273K no canal infravermelho (10,8 μm) do VIRs. Todas as características acima são definidas dentro de faixa do PR exceto TTPFs.

O nível 2 também contém informações de reanálise do NCEP que possibilita estudar o ambiente dos sistemas precipitantes, o perfil vertical da temperatura, a altura geopotencial, vento e umidade. Esses dados são extraídos do conjunto de dados de reanálise do NCEP dentro de uma grade de 2.5 x 2.5, a cada 6 horas para cada sistema com pelo menos 4 pixels estimados pelo PR.

Os principais dados oriundos das definições dos grupos citados acima, são os seguintes (LIU, 2008).

- Da combinação dos algoritmos 2A25 e 2A23 do **PR**, obtêm-se o cálculo da área de precipitação estratiforme, convectiva e o volume de chuva com a unidade em $\text{mm/hora} \times \text{km}^2$. Do algoritmo 2A25 obtêm-se a taxa de precipitação próxima da superfície, a altura máxima da refletividade do sistema de 20, 30 e 40 dBZ; O perfil vertical da máxima refletividade do sistema, com resolução de 0.5 km; O perfil vertical da refletividade de 20 dBZ com resolução de 1 km.
- Da combinação dos algoritmos 1B11 e 2A12 do **TMI**, calcula-se a área e o volume de chuva; o mínimo PCT em 37 GHz e 85 GHz e a área com PCT <250 K, 200 K, 150 K e 100 K no canal de 85 GHz.
- Do algoritmo 1B01 do **VIRS**, calcula-se a T_{B11} mínimo, a área de T_{B11} <210, 235 e 273 K, e valor médio de temperatura de brilho nos cinco comprimentos de onda.
- O LIS fornece a contagem acumulada dos relâmpagos e registra o tempo (a duração de observação dos raios, normalmente, fica em torno de 80s). Juntos, estes produzem a taxa de raios.

- Os dados de reanálise do NCEP informam o ambiente dos sistemas precipitantes, os perfis verticais de temperatura, a altura geopotencial, o vento e a umidade são extraídos, dentro de uma grade de 2.5° x 2.5° a cada 6 horas do conjunto de dados de reanálise do NCEP (KALNAY et al. 1996; KISTLER et al., 2001) para cada sistema precipitante com pelo menos 4 pixels estimado pelo PR.

Acronyms	Definition	Criteria
RPF	PR detected Precipitation Feature	Pixels with 2A25 rainfall rate >0
RPPF	PR detected radar echo Projection Feature	Pixels with 20 dBZ above ground
TPF	TMI detected Precipitation Feature	Pixels with 2A12 rainfall rate > 0
PCTF	TMI cold 85 GHZ PCT feature	Pixels with 85 GHZ PCT < 250 K
C210F	Cloud Features with 210 K	VIRS T _{B11} < 210 K
C235F	Cloud features with 235 K	VIRS T _{B11} < 235 K
C273F	Cloud features with 273 K	VIRS T _{B11} < 235 K
TTPF*	TMI detected Precipitation Feature	Pixels with 2A12 rainfall rate > 0 within TMI swath

Tabela 1. Nova definição dos sistemas precipitantes.

3.1.1.2.3. Dados do Nível-3

Os dados das características dos sistemas precipitantes definidos no nível 2 podem ter várias aplicações, como por exemplo a realização da climatologia da precipitação nos trópicos, a identificação da intensidade convectiva, e etc. No nível-3, os pesquisadores da Universidade de Utah realizam a climatologia dos dados das nuvens e sistemas precipitantes definidos no nível-2. Essa climatologia é realizada a cada oito horas, dentro de uma grade de 1° x 1° e realiza estatísticas significantes das propriedades das nuvens e dos sistemas precipitante e, além dos dados do nível-2, o nível-3 utiliza informações de outras fontes como, a precipitação estimada pelo GPI, GPCC e GPCP. Alguns dos principais produtos calculados no nível-3 estão listados abaixo (LIU, 2008):

- Precipitação mensal a partir das estimativas do GPI, GPCC, GPCP, TRMM 3B43, 3A25 e o volume de chuva dentro das características estimadas 2A25 e 2A12; área de chuva convectiva e estratiforme pelo algoritmo 2A25 e o volume de chuva; volume de chuva dentro de cada característica dos sistemas a cada oito horas locais e o total de observações realizadas pelo PR.
- População de sistemas. Contagem total de raios, área total de $T_{B11} < 210$ K, 235 K e 273 K, área total, em 85 GHz, do PCT < 250 K, 200 K, 150 K e 100 K, durante as oito horas locais de cada sistema. Área total da refletividade 20 dBZ do sistema em diferentes altitudes.
- Topo máximo das refletividades de 20dBZ, 30dBZ, 40dBZ, a máxima contagem de raios, máxima refletividade em diferentes altitudes e mínima T_{B11} com PCT em 37 GHz e 85 GHz para cada características dos sistemas intervalos de 3 horas em horário local.

No nível-3 os dados são processados para análises mensais, anuais, para antes da elevação do satélite (Janeiro 1998- Julho 2001), para depois da elevação do satélite (Setembro 2001-Dezembro 2006), sazonalmente (DJF, MAM, JJA, SON), e no período de (1998-2009).

3.1.2 Sistema de Detecção de Queimadas do INPE.

A detecção de focos de queimadas no Brasil, utilizando o Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) a bordo da série de satélites National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA), foi desenvolvido por Pereira (1988). Sendo que, a implantação da técnica de detecção, de forma operacional, no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foi realizada por Setzer e Pereira (1991).

O INPE, com o objetivo de desenvolver tecnologias e aplicações com satélites artificiais e produtos relacionados ao tempo e clima que sejam úteis para a sociedade, monitora queimadas com satélites artificiais, estima e preve riscos de queimada da vegetação e as emissões produzidas desde 1987 (Figura 8). Contudo, este monitoramento foi particularmente aperfeiçoado a partir de 1998 mediante apoio do Projeto emergencial de prevenção e controle do fogo na Amazônia (PROARCO) no Instituto brasileiro do meio ambiente e dos recursos naturais renováveis (IBAMA) criado para controlar as queimadas e o

desmatamento no arco do desmatamento da Amazônia com recursos do Ministério do Meio Ambiente.



Figura 8. Pagina na web onde estão dispostas todas as informações sobre queimadas fornecidas pelo INPE. Fonte: <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/>.

O INPE utiliza todos os satélites que possuem sensores óticos operando na faixa termal-média de $4\mu\text{m}$ e que o INPE consegue receber. Ele utiliza essa faixa termal-média porque um material em chamas emite energia principalmente na faixa termal-média de $3,7\mu\text{m}$ a $4,1\mu\text{m}$ do espectro ótico. Utilizam-se as imagens que tenham esta faixa característica e nelas selecionam-se os píxeis (elementos de resolução) com maior temperatura, em geral saturando o sensor.

O INPE processa, operacionalmente, as imagens AVHRR dos satélites polares NOAA-12, NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, NOAA-18, as imagens *MODerate – resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) dos satélites polares NASA TERRA e AQUA, as imagens dos satélites geostacionários *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES), GOES-10, GOES-12, e *METEOrological SATellite* (METEOSAT) de segunda Geração (MSG-2).

Os satélites de órbita polar produzem pelo menos um conjunto de imagens por dia, e os geostacionários geram algumas imagens por hora, sendo que no total o INPE processa mais de 100 imagens por dia especificamente para detectar focos de queima da vegetação.

Os satélites de órbita polar (NOAAs a 800 km de distância, e TERRA e AQUA a 730 km) detectam frente de fogo com cerca de 30 m de extensão por 1 m de largura ou maior. Enquanto que os satélites geoestacionários que estão a 25 mil km de distância da superfície terrestre necessitam que a frente de fogo tenha o dobro de tamanho para ser localizada. Como o elemento de resolução espacial (“píxel”) do satélite tem 1 km x 1 km ou mais, uma queimada de algumas dezenas de metros quadrados será identificada como tendo pelo menos 1 km². Nas imagens dos satélites geoestacionários, onde o píxel tem 4 km x 4 km, esta pequena queimada passará a ser indicada por uma área de 16 km² ou mais. Ou seja, um foco de queimada que na detecção é identificado como um píxel de queimada pode indicar tanto uma pequena queimada como várias pequenas queimadas. Evidenciando que o INPE detecta fogo na vegetação, mas, não tem condições de avaliar o tamanho da área que está sendo queimada.

Um foco de queimadas indica a existência de fogo em um elemento de resolução da imagem (píxel), que varia de 1 km x 1 km até 5 km x 4 km. Neste píxel pode haver uma ou várias queimadas distintas que a indicação será de um único foco. E se uma queimada for muito extensa, ela será detectada em alguns píxeis vizinhos, ou seja, vários focos estarão associados a uma única grande queimada. Ainda, é comum que uma mesma queimada seja detectada por vários satélites. Em virtude disso, escolhemos utilizar os focos de queimadas observados apenas por um único satélite, o NOAA-12. Além disso, existem condições que impedem ou prejudicam muito a detecção das queimadas, são elas: Frentes de fogo com menos de 30 m; Fogo apenas no chão de uma floresta densa, sem afetar a copa das árvores; Nuvens cobrindo a região, sendo que nuvens de fumaça não atrapalham; Queimada de pequena duração, ocorrendo entre as imagens disponíveis; Fogo em uma encosta de montanha, enquanto que o satélite só observou o outro lado e imprecisão na localização do foco de queima, que no melhor caso é de cerca de 1 km, mas podendo chegar a 6 km.

3.2. METODOLOGIA UTILIZADAS NOS DADOS DO TRMM

Para realização desse estudo, primeiramente foi selecionado uma área de 60°W a 45°W e 10°S a 05°N (Figura 9). Onde foi possível, utilizando 10 anos de dados amostrados pelo satélite TRMM, gerar gráficos da distribuição dos totais anuais, mensais, sazonais e das médias mensais, anuais e sazonais do número de raios, chuva volumétrica, número de pixels dos sistemas, altura dos sistemas, temperatura de brilho e refletividade da superfície. Para os gráficos de totais, o script contabilizou, na área de estudo, todos os dados amostrados a cada área de 1°x1°. Por exemplo, nos gráficos de totais de raios amostrados, dentro da área de estudo, o script contabilizou todos os raios observados a cada área de 1°x1° e plotou no gráfico, que foi gerado através do software IDL. Nos gráficos das médias anuais, mensais e sazonais, o script realizou a mesma contabilização, dividindo o total contabilizado pelo número de anos estudados para chegar ao resultado desejado.

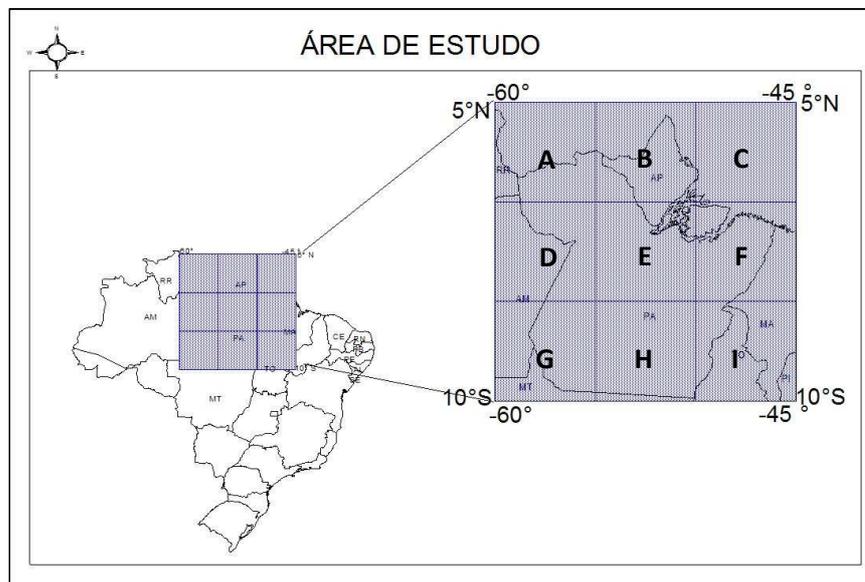


Figura 9. Mapa da área utilizada para as análises da distribuição dos raios. Adaptada por Wanda M. do Nascimento Ribeiro.

Para uma melhor análise das características dos sistemas precipitantes e raios que ocorrem sobre a área de estudo, dividiu-se a área de estudo em nove sub-regiões de 5°x5°, nomeadas em áreas A, B, C (que correspondem às áreas NORTE), D, E, F (que correspondem

às áreas CENTRO), G, H e I (que corresponde às áreas SUL). Para cada sub-região foi gerados gráficos, no software Excel, referentes ao total de raios, chuva volumétrica, número de sistemas precipitantes e número de sistemas precipitantes produtores de raios. Gráficos de média mensais do número de sistemas precipitantes, número de raios, chuva volumétrica, altura dos sistemas e refletividade da superfície. Além dos gráficos que mostram a porcentagem de sistemas eletrificados e a contribuição de cada sistemas precipitante na produção de raios e chuva volumétrica.

Os sistemas precipitantes foram classificados seguindo a metodologia de Nesbitt et. al. 2000 e obedecendo à nova definição dos dados realizado por Liu, 2007. Onde, dentro do grupo do RPF, os ALLPFS (que são os OTHPFS mais os PFS) são aqueles que apresentam pixel de chuva estimado pelo algoritmo 2A25. Os OTHPFS serão aqueles que apresentaram pixel de chuva estimado pelo algoritmo 2A25 e não apresentam informação de temperatura de brilho. Os PFS (que são os NOICE + WICE + MCS, que inclui IMCS) serão aqueles que, além de apresentarem pixel de chuva estimado pelo algoritmo 2A25, apresentam informação de temperatura de brilho (Figura 10). Sendo que, um PF “sem gelo” (NOICE) é um sistema que contém pixels com temperaturas de brilho, no canal de microondas (85 GHz), maiores que 250 K. Um PF “com gelo” (WICE) é um sistema com pelo menos um pixel contendo temperatura de brilho maior ou igual a 250 K. Um PF com MCS é um sistema que contém área maior ou igual a 2000 km² com temperatura de brilho menor ou igual a 250 K e área maior ou igual a 185 km² com temperatura de brilho menor ou igual a 225 K. Os PFS com um intenso MCS (IMCS) são aqueles que têm área maior ou igual a 2000 km² com temperatura de brilho menor ou igual a 200 K e área maior ou igual a 185 km² com temperatura de brilho menor ou igual a 175 K (Figura 11).

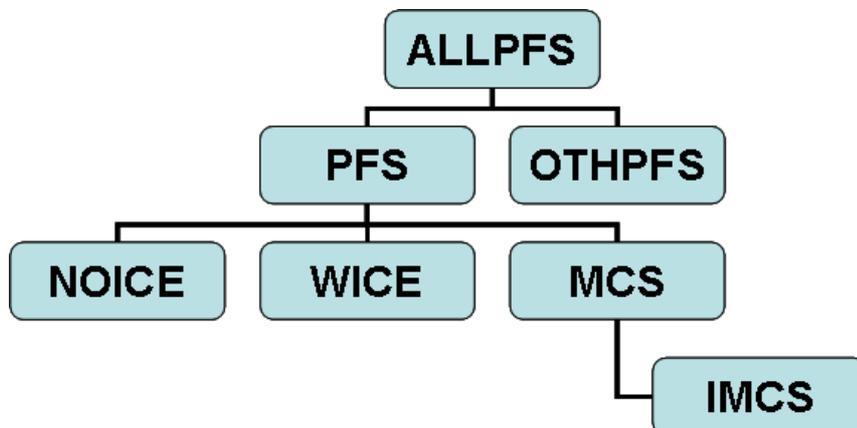


Figura 10. Hierarquia dos sistemas precipitantes estudados.

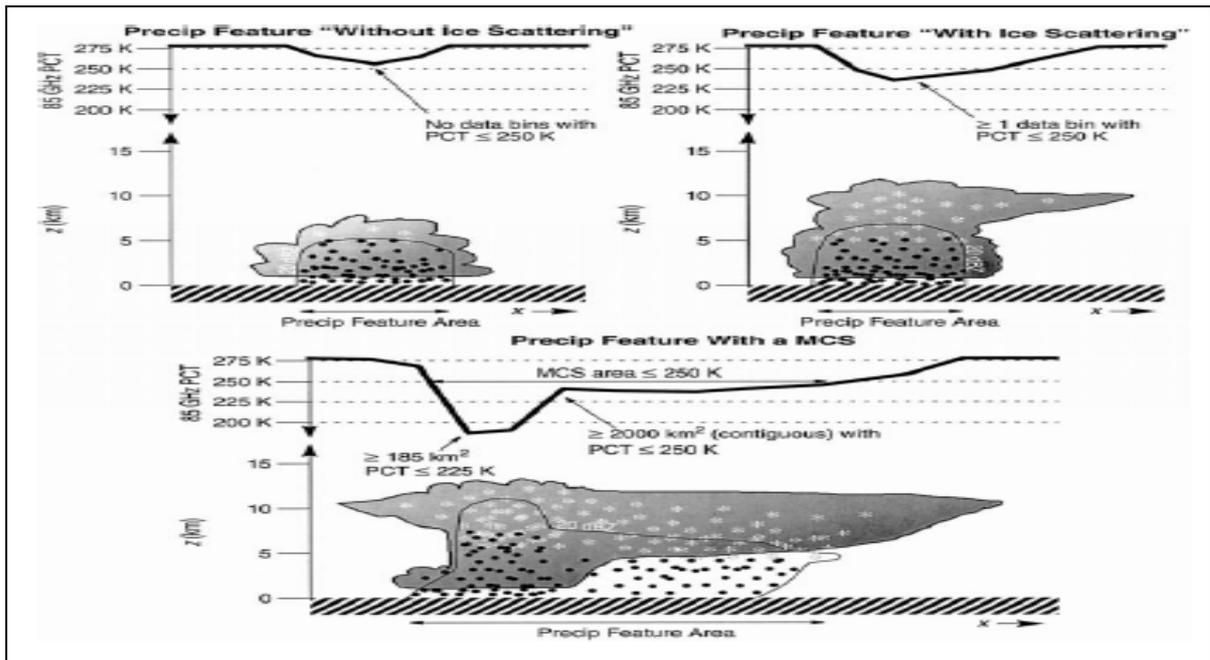


Figura 11. Classificação dos PFS. FONTE: Figura adaptada de Nesbitt et al (2000).

3.2.1. Construção dos Gráficos

3.2.1.1. Gráficos de Barras, Linhas e de distribuição espacial.

Os gráficos de variação mensal dos sistemas e raios e da porcentagem de chuva eletrificada foram gerados no software Excel, através da construção de planilhas. Os gráficos de variações mensais foram construídos com a média mensal de sistemas e raios observados em cada uma das nove regiões dentro do período estudado.

Os gráficos de distribuição espacial dos raios e precipitação foram feitos utilizando a linguagem de programação IDL. Primeiramente os dados foram baixados do nível 2 de dados do TRMM em formato HDF, depois foram transformados, com a utilização de um script em dados binários para posteriormente serem gerados os plots desejados. Para os plots da taxa de raios por quilometro quadrado por ano, somou-se o número total de raios do período estudado e dividiu-se pelo o número de pixel amostrados e o número de anos.

3.3. METODOLOGIA UTILIZADA NO PROCESSAMENTO DOS DADOS DE FOCOS DE QUEIMADAS

Os dados de focos de queimadas utilizados nesse trabalho foram extraídos da página de detecção de focos de queimadas do INPE, no período de 1998 a 2008. Para a extração desses dados é necessário primeiro entrar no SIG Queimadas dentro do Banco de Dados de Queimadas (BDqueimadas). Dentro do SIG queimadas é possível extrair os dados utilizando vários critérios. No caso do presente trabalho, a extração foi feita anualmente sobre cada uma das áreas de estudo, utilizando apenas os focos detectados pelo satélite NOAA-12 no período de 1998 a 2008. A cada extração o site gera um arquivo de texto que posteriormente foi organizado e manipulado no software EXCEL (Figura 12).

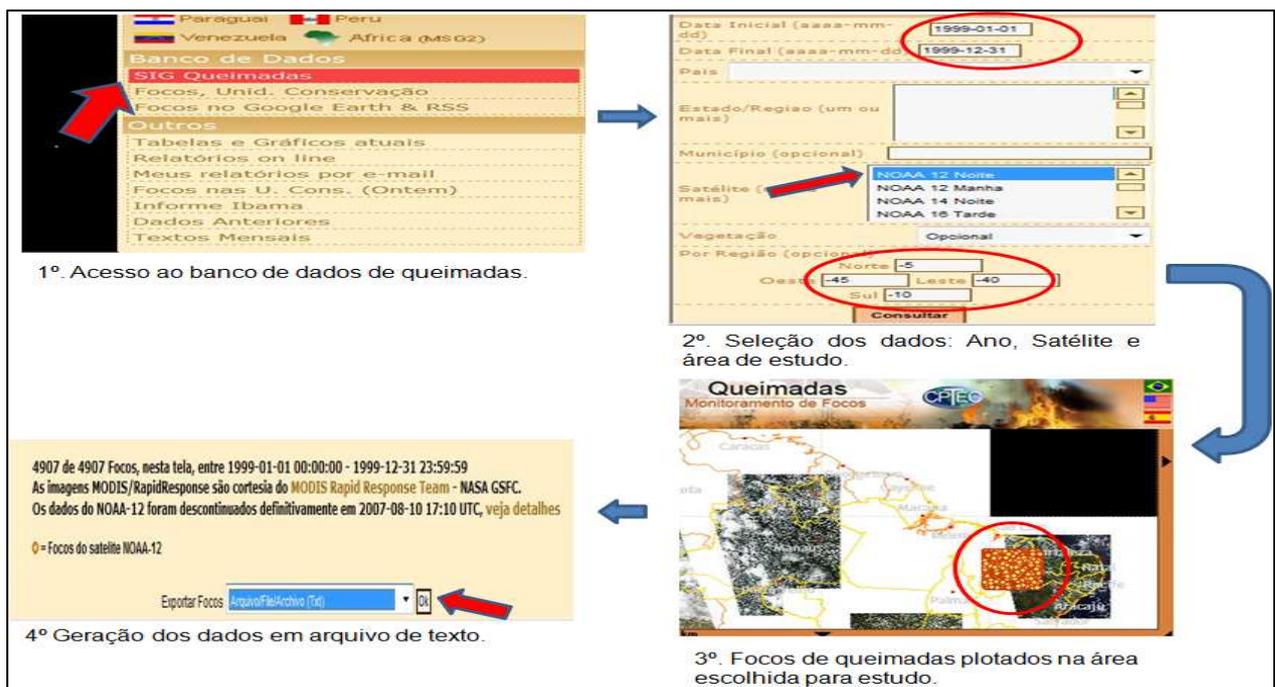


Figura 12. Esquemática da extração dos dados de focos de queimadas no site do INPE.

Tendo em vista a enorme quantidade de queimadas que ocorrem no estado do Estado do Pará e que a grande concentração de aerossóis liberados por elas podem afetar a microfísica das nuvens (ARTAXO et al., 2006; KOREN et al., 2004) e, conseqüentemente, a produção de raios (FERNADES, 2005; PRICE, 2009). Este trabalho buscou verificar a possível influência das queimadas no número de raios e nas características dos Sistemas Precipitantes dessas regiões. Para isso, foram selecionadas oito regiões, com uma área de

5°x5°, sendo quatro com os maiores índices de queimadas e quatro com os menores índices de queimadas (Figura 13), as quais foram selecionadas a partir das informações climatológicas de focos de queimadas disponibilizados no site do INPE. Para esta análise, foram utilizados os 10 anos de dados referentes à chuva volumétrica, altura dos sistemas, refletividade, área do sistema e número de raios amostrados pelo satélite TRMM e os dados de focos de queimadas, em acumulados mensais, detectados pelo satélite NOAA-12 e disponibilizados no site de queimadas do INPE no período de 1998 a 2007. Os dados foram manipulados no software Excel, onde foi possível gerar gráficos de anomalias de raios, número de focos de queimadas, chuva volumétrica e número de Sistemas Precipitantes amostrados, das médias mensais, sazonais da chuva volumétrica, altura dos sistemas, refletividade da superfície, focos de queimadas e raios. Gráficos da contribuição de cada tipo de sistemas precipitantes e a contribuição dos Sistemas Eletrificados nas diferentes regiões de estudo. Além disso, utilizando o software IDL, foi possível gerar gráficos da distribuição espacial do total de raios, da taxa média dos raios, das médias mensais e sazonais do número de raios e chuva volumétrica.

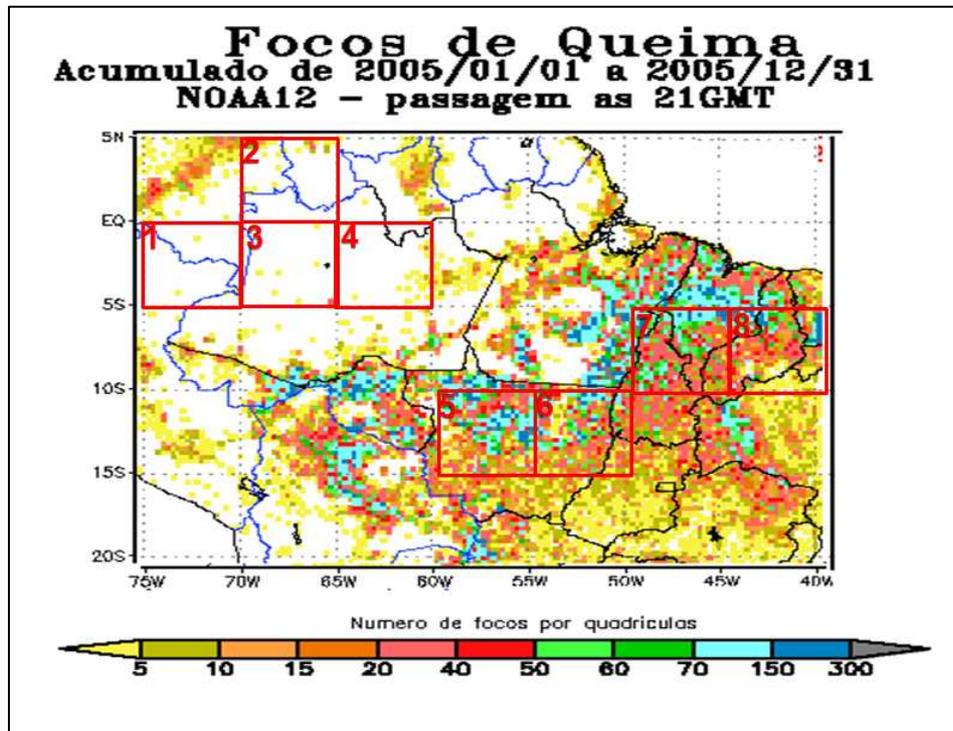


Figura 13. Localização das áreas com os maiores e menores índices de queimadas. Áreas selecionadas a partir da visualização mensal da distribuição das queimadas na América do Sul no período de janeiro de 2001 a dezembro de 2008. Fonte: INPE.

3.3.1. Construção dos Gráficos:

3.3.1.1. Gráficos de Anomalia.

Os gráficos de anomalia de sistemas, raios e queimadas foram gerados no software Excel, através da construção de planilhas. Para o gráfico de anomalia, utilizou-se a seguinte fórmula:

Anomalia = $X - \bar{X}$, onde X é a variável de interesse e \bar{X} é a média, do período de 11 anos dessa variável. Por exemplo, para a anomalia do número de queimadas mensal, faz-se:

$$\text{Anomalia Queimada}_{\text{JAN}} = \text{N}^\circ \text{ de Queimadas}_{\text{JAN}} - \text{Média do N}^\circ \text{ de Queimadas}_{\text{JAN(98-08)}}$$

E dessa forma foi feito o cálculo para cada mês de cada uma das variáveis.

3.3.1.2. Gráficos de Correlação.

O gráfico de correlação foi gerado utilizando o software Matlab. Utilizou-se a correlação de Pearson, onde, a partir da distribuição mensal do número de raios e focos de queimadas, admitiu-se uma relação linear entre as duas variáveis. Sendo o número de focos de queimadas a variável independente e o número de raios a variável dependente.

A correlação de Pearson retorna o coeficiente de correlação do momento do produto Pearson, r, um índice sem dimensão situado entre -1,0 e 1,0 inclusive, que reflete a extensão de uma relação linear entre dois conjuntos de dados. Nesta correlação, utiliza-se um intervalo de confiança de 5%. Segue abaixo a fórmula utilizada na construção dos gráficos, onde X é o número de focos de queimadas e Y o número de raios amostrados pelo LIS/TRMM:

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}}$$

onde x e y são as médias de amostra MÉDIA(matriz1) e MÉDIA(matriz2).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CLIMATOLOGIA

4.1.1. Raios

O Brasil, devido à sua grande extensão territorial e pelo fato de estar localizado em uma região predominantemente tropical, é um dos países de maior ocorrência de descargas elétricas atmosféricas do planeta. Pinto e Pinto Jr (2003), utilizando informações de dias de trovoadas, de contadores de raios, de raios detectados por sistemas em LF/VLF e sensores óticos de satélites, sugeriram que ocorrem mais de 50 milhões de raios anualmente no Brasil e que a grande maioria desses raios se concentra sobre as regiões Norte, Centro e Sudeste.

No presente trabalho foram observados mais de 821 mil sistemas precipitantes em 10 anos, dos quais, aproximadamente 2% foram eletrificados e responsáveis por uma produção de mais de 101 mil raios, comportamento semelhante ao observado por Liu et. al. 2008 que mostrou, utilizando 9 anos de dados do TRMM, que aproximadamente 2 a 3% dos RPFs amostrados sobre a região norte do Brasil são eletrificados. Se os 50 milhões de raios estimados anualmente por Pinto e Pinto Jr (2003) fossem distribuídos igualmente por todo o território brasileiro, só no estado do Pará teríamos a incidência de 7,5 milhões de raios anualmente. Valor muito superior ao total de raios amostrados nesses 10 anos de observação, o que evidencia a primeira limitação das observações de raios realizadas por satélite. Como as amostragens são coletadas a cada passagem do satélite, muitos raios deixam de ser registrados.

A análise da distribuição dos sistemas precipitantes amostrados (Tabela 2) sobre as regiões de estudo mostra que, em geral, as áreas NORTE apresentam o maior número de sistemas precipitantes, em contraposto, as áreas SUL que apresentam o menor número de sistemas precipitantes, com um máximo inferior a 63 mil sistemas amostrados em 10 anos de dados na área I. Quando se observa apenas os sistemas eletrificados, verificamos uma inversão na distribuição dos sistemas, exceto na área G. As áreas NORTE, que apresentam o maior número de sistemas precipitantes, têm a menor amostragem de sistemas eletrificados, enquanto que as áreas SUL apresentam o maior número de sistemas eletrificados, com um máximo de 2582 sistemas eletrificados na área G. Isso pode ser explicado, quando se observa que as áreas de maior ocorrência de sistemas precipitantes (áreas A e B) são as que abrangem o norte do estado do Estado do Pará, o estado do Amapá e parte do Oceano Atlântico Norte. Ou seja, corresponde a área litorânea do norte do Brasil, que além de sofrer diariamente os

efeitos de brisas também é regularmente encoberta pela Zona de Convergência Intertropical, a qual é caracterizada com uma faixa de nebulosidade que circunda todo o globo terrestre e apresenta maior atuação sobre a região norte do Brasil no período de dezembro a maio. E com relação às áreas SUL, é importante lembrar que o sul do estado do Pará é regularmente atingido por sistemas frontais que, segundo Oliveira (1986), freqüentemente organizam e interagem com a convecção tropical e que, geralmente, são responsáveis por produzir nuvens mais intensas favorecendo a produção de raios. Esses sistemas frontais ocorrem durante a primavera-verão do Hemisfério Sul, e se posicionam preferencialmente sobre a Amazônia e o Centro-Oeste brasileiro, com seu eixo no sentido NW/SE, cruzando geralmente a costa leste do Brasil entre 15°S – 25° S. Eles podem se organizar com a ZCAS, formando bandas de nuvens orientadas no sentido NW/SE, que possuem sua máxima intensidade nos meses de verão, aumentando o regime de precipitação de grande parte da Região Amazônica, definindo assim sua época chuvosa. Além desses sistemas frontais, a região sul do Estado do Pará também apresenta a formação de sistemas convectivos de mesoescala (MCS), que costumam ser frequente na primavera-verão sobre essa região.

Os dados também mostraram que mais de 90% dos sistemas observados são da categoria NOICE, que são aqueles sistemas sem profundidade na troposfera e sem a presença de gelo, e que os MCSs são os sistemas que mais contribuem com a produção de raios, apresentando uma contribuição superior a 50% em todas as regiões estudadas. Na área F, área que abrange o município de Belém, a contribuição de MCSs na produção de raios foi à maior observada no período de estudo, sendo verificado que 66% dos raios produzidos sobre essa região são provenientes de MCSs.

Os MCSs são sistemas bastante intensos que, geralmente, apresentam um grande desenvolvimento vertical e uma duração temporal de até 6 horas (SILVA DIAS, 1996), o que contribui bastante com o aumento de eletrificação nesses sistemas, devido à produção e elevação do centro de cargas (STOLZENBURG et al, 1998). Vários estudos têm tratado da alta eletrificação dos MCSs, dentre os quais podemos citar Goodman (1983), Goodman et. al. (1984) e Holle et. al. (1994). Os MCS podem apresentar formatos e ciclos de vida diferentes, sobre a área F, área que abrange o município de Belém, o MCS mais comum são as linhas de instabilidade que freqüentemente se formam, geralmente, no período da tarde na costa litorânea do Pará e se propagam continente a dentro. Contudo, como a eletrificação dos MCSs é um tópico do presente estudo, discutiremos esses estudos com mais detalhes em um tópico posterior.

DISTRIBUIÇÃO DO NÚMERO TOTAL DE SISTEMAS PRECIPITANTES E RAIOS										
	ÁREA DE ESTUDO									TOTAL
	NORTE			CENTRO			SUL			
Nº de Sistemas	A	B	C	D	E	F	G	H	I	TOTAL
ALLPFS	103785	115253	92056	92882	92452	86688	93290	82654	62894	821954
OTHPFS	534	515	326	412	363	349	397	508	314	
PFS	103251	114738	91730	92470	92089	86339	92893	82146	62580	
NOICE	98415	109864	88759	86265	86955	81285	86290	76155	58335	
WICE	4090	4137	2471	5260	4340	4169	5559	5136	3550	
MCS	746	737	500	945	794	885	1044	855	695	
IMCS	30	5	5	39	29	40	52	48	56	
WICE-LIU	3456	3247	1865	4712	3804	3632	4878	4605	3194	
MCS-LIU	1380	1627	1106	1493	1330	1422	1725	1386	1051	
Nº de Sistemas Eletrificados	A	B	C	D	E	F	G	H	I	TOTAL
ALLPFS	1133	807	39	2244	1670	1641	2582	2449	1832	14397
OTHPFS	13	4	0	27	9	22	31	20	17	
PFS	1120	803	39	2217	1661	1619	2551	2429	1815	
NOICE	76	37	0	166	130	102	216	198	159	
WICE	650	466	18	1423	1035	930	1590	1627	1110	
MCS	394	300	21	628	496	587	745	604	546	
IMCS	26	4	1	37	25	38	48	48	55	
WICE-LIU	592	425	16	1350	981	875	1513	1550	1061	
MCS-LIU	452	341	23	701	550	642	822	681	595	
Nº de Raios	A	B	C	D	E	F	G	H	I	TOTAL
ALLPFS	4785	2549	73	15066	9076	10127	21913	21302	16470	101361
OTHPFS	69	20	0	229	88	135	326	179	263	
PFS	4716	2529	73	14837	8988	9992	21587	21123	16207	
NOICE	0,14	0,14	0	0,17	0,16	0,17	0,16	0,14	0,16	
WICE	0,32	0,26	0,2	0,5	0,39	0,37	0,57	0,54	0,54	
MCS	0,74	0,49	0,2	1,4	1,08	1,23	1,78	2,17	1,98	
IMCS	2,27	2,37	0,1	4,6	3,39	4,93	6,4	8,94	6,23	
WICE-LIU	0,32	0,26	0,22	0,52	0,4	0,38	0,59	0,55	0,56	
MCS-LIU	0,68	0,46	0,19	1,28	1	1,14	1,64	1,95	1,84	
Contribuição na produção de raios	A	B	C	D	E	F	G	H	I	
OTHPFS	1	1	0	2	1	1	1	1	2	
NOICE	2	2	0	2	2	2	1	1	1	
WICE	40	43	47	43	41	31	39	39	35	
MCS	57	54	53	54	55	66	58	59	62	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Tabela 2. Distribuição do total de sistemas precipitantes amostrados no período de 1998 a 2008.

4.1.2. Distribuição dos Raios.

Os nossos resultados mostram que as maiores ocorrências de raios na Amazônia Oriental localizam-se em duas principais regiões que é nas regiões que abrangem o sul do Estado do Pará e o município de Belém e Ilha do Marajó. As regiões próximas dos municípios de São Felix do Xingu e Conceição do Araguaia foram aquelas que apresentaram as maiores ocorrências de raios, com um valor de aproximadamente 25 a 35 raios/km²/ano amostrados, respectivamente. Em Belém, essa amostragem fica em torno de 10 a 20 raios/km²/ano (Figura 14). Na figura também se verifica o declínio da amostragem de raios em direção ao oceano. Segundo Toracinta et. al. 2001, os sistemas que se formam sobre a superfície marítima apresentam fraco movimento de ascensão dentro da nuvem, *updraft* fraco, o que faz com que a nuvem apresente pouco desenvolvimento vertical e conseqüentemente pouca eletrificação. Nos sistemas formados no continente os movimentos ascendentes são mais forte, mantém por mais tempo as partículas de água no ar, facilitam a penetração delas em camada mais frias, favorecendo o maior desenvolvimento vertical da nuvem, a maior presença de cristais de gelo e granizo, o que contribui com a maior eletrificação da nuvem. Por isso, o declínio do número de raios em direção a costa litorânea. É interessante notar como as máximas ocorrências de raios se concentram principalmente nas áreas maior atuação do MCSs, lembrando que Linhas de Instabilidade (LI), também são classificadas como um sistema convectivos de mesoescala. Segundo Cavalcanti et. al. 2009, as linhas de instabilidade apresentam posicionamentos diferentes ao longo da costa norte e nordeste do Brasil. Segundo o autor, em uma análise da ocorrência de Lis associadas à circulação de brisa, visualizadas em imagens de satélite no período de 1975 a 1980, no período de inverno e primavera, o desenvolvimento da LI ocorrem em longitudes mais ao oeste, ao longo da costa, ao norte do equador; e nos período de verão e outono ocorrem mais ao leste, ao longo da costa, ao sul do equador. Justamente um das posições onde observamos os maiores máximos de raios.

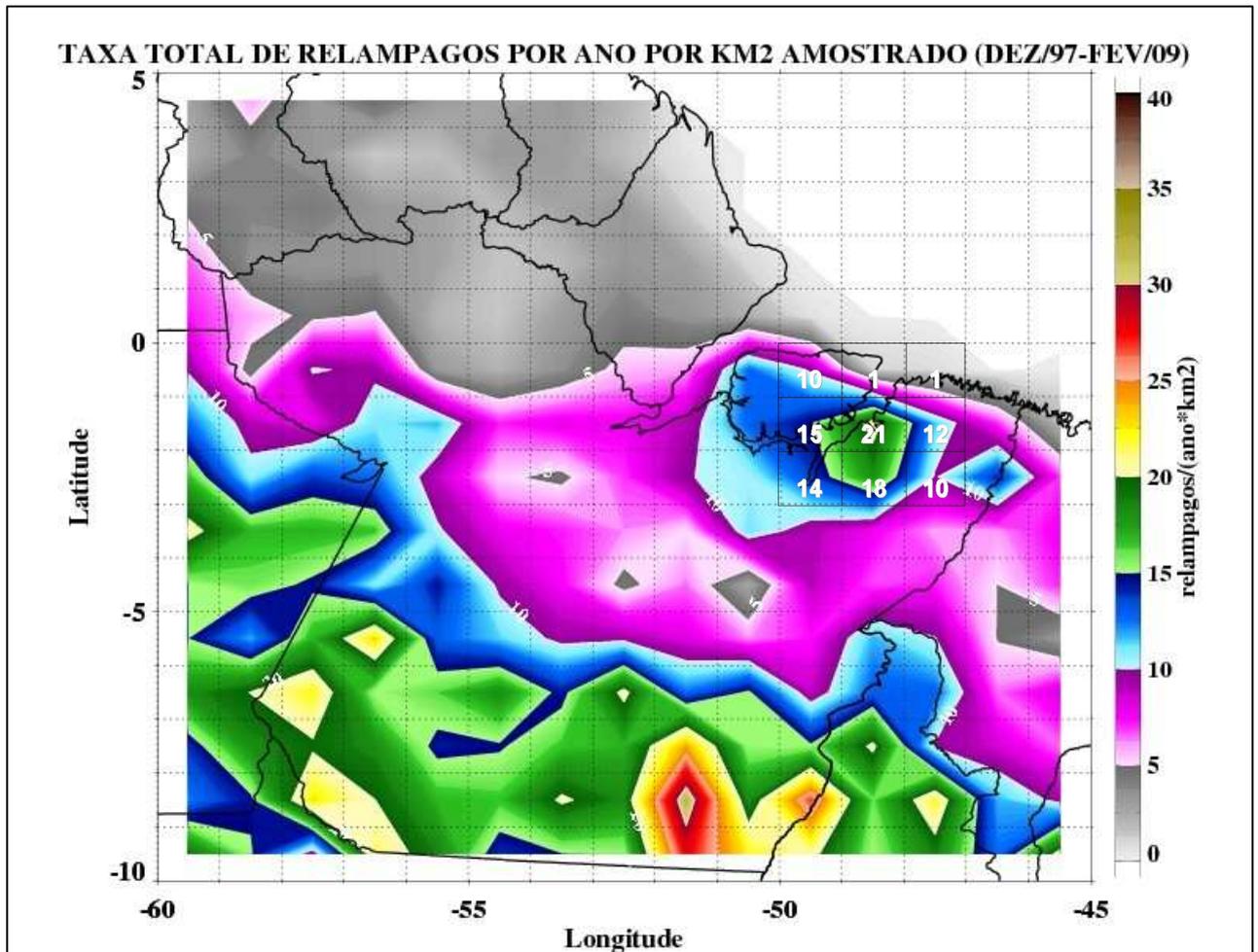


Figura 14. Distribuição anualizada do total de atividade de raios (em unidades de relâmpagos por quilômetro quadrado por ano), no período de 1997 a 2009. amostrado pelo LIS/TRMM.

4.1.3. Distribuição sazonal e mensal do raios.

A região Amazônica apresenta um alto nível pluviométrico, com uma precipitação de aproximadamente 2300 mm ao ano (FIGUEROA E NOBRE, 1990). Segundo Molion (1987), as circulações de meso e grande escala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que as organizam são os que promovem a precipitação sobre esta região. Os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em três tipos:

- a) Convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis;
- b) Linhas de Instabilidade (LIs) originadas na costa N-NE da América do Sul; e

c) Aglomerados convectivos de mesoescala, associados com a penetração de sistemas frontais nas Regiões Sul, Centro Oeste e Sudeste do Brasil interagindo com a Região Amazônica.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos. Caracterizada por uma faixa de nebulosidade que circunda todo o globo terrestre, e que apresenta uma melhor definição sobre os oceanos, devido a pouca rugosidade existente na superfície dessa região. Surge pela confluência dos ventos Alísios de nordeste e de sudeste e apresenta uma migração periódica entre o Hemisfério Sul e o Hemisfério Norte, atingindo uma posição média mais ao norte em torno de 10° N e uma mais ao sul em torno de 5° S (Figura 15) . A distribuição espacial da precipitação sobre a Amazônia possui uma marcha anual bem definida e influenciada principalmente pelo deslocamento norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esse é um dos principais sistemas meteorológicos causador de chuva na Região Amazônica (RAO e HADA, 1990).

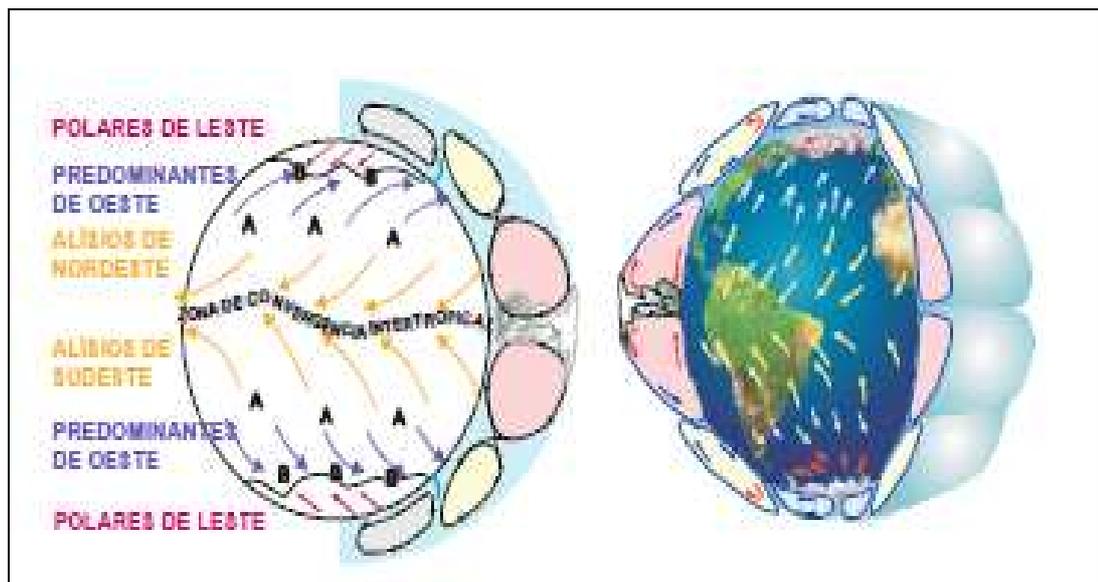


Figura 15. Modelo de circulação meridional da atmosfera mostrando os ventos à superfície e as áreas de alta (A) e de baixa (B) pressão. Note-se a espessura da troposfera muito exagerada. Fonte: Varejão da Silva, M. A. (2006).

Outro sistema meteorológico que influencia o regime de precipitação e favorece a convecção sobre a Amazônia é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que é definida como uma zona de confluência na baixa troposfera na América do Sul orientada no sentido NW-SE, com uma faixa de nebulosidade que se estende do noroeste da Amazônia ao

Oceano Atlântico (KODAMA, 1992). Este sistema surge no final da primavera do Hemisfério Sul, devido a presença de convecção associada a constante penetração de sistemas frontais (OLIVEIRA, 1986; KOUSKY, 1988). Silva Dias et. al. (2002) mostram que a atuação desse sistema provoca alterações na circulação local e conseqüentemente na natureza da precipitação, durante o mês de janeiro e fevereiro em Rondônia. Com base em análises das imagens do satélite Geostationary Environmental Satellite (GOES) e Radar TOGA, durante janeiro e fevereiro de 1999, em Rondônia, notou-se que durante o período de atuação da ZCAS, a precipitação era em sua grande parte de origem estratiforme e os ventos em baixos níveis eram de oeste; e durante o período em que não atuou a ZCAS, a precipitação era em sua grande maioria de origem convectiva e o vento em baixos níveis era de leste, com sistemas bastante eletrificados.

É observada também a atuação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que é definido como aglomerados de nuvens convectivas e profundas com a presença de gelo na média e alta troposfera (MORH e ZIPSER, 1996). No entanto, os SCMs que ocorrem na Amazônia são numerosos, porém menos intensos que aqueles ocorrentes na bacia do Rio da Prata e no noroeste da América do Sul (MADDOX, 1980; MOHR e ZIPSER, 1996; MOHR, FAMIGLIETTI e ZIPSER, 1999; VELASCO e FRITISH, 1999 e MOTA, 2003).

Grecco et al. (1990) classificou os aglomerados convectivos atuantes Amazônia, durante o ABLE 2B, em três tipos:

- Sistemas que ocorrem na costa (COS) com uma extensão de aproximadamente 3500 km. A formação ocorre durante a tarde e se desloca para o interior do continente com uma velocidade média em torno de 55 km/h.

- Sistemas que ocorrem na bacia (BOS) com uma área de 1000 a 10000 km². A formação ocorre na Bacia Amazônica, principalmente ao norte e leste de Manaus e movem-se com uma velocidade média entre 10 e 40 km/h em direção a estação de mesoescala (17 km à nordeste de Manaus). Maior parte da chuva produzida por estes sistemas está provavelmente associada às nuvens estratiformes que fazem parte de sua estrutura.

- Sistemas de ocorrência local (LOS) com área inferior a 1000 km², e ciclo de vida em torno de uma hora, produzindo menos chuva que o COS e o BOS.

As LIs (inserida na classificação de COS) são sistemas convectivos formados pelo contraste de temperatura entre o continente e o oceano juntamente com a confluência dos ventos alísios na região costeira do norte do Brasil (HASTENRATH e HELLER, 1977; KOUSKY, 1980; COHEN, SILVA DIAS e NOBRE, 1995). Estudos preliminares feitos por Cutrin (1987), apud Cohen, Silva Dias e Nobre (1989) mostraram que estas LIs contribuem

com 45% da chuva que cai durante o período chuvoso no nordeste paraense (de cinco anos analisados); podem permanecer ativas por mais de 48 horas, tendo o seu deslocamento entre 6° a 13° de longitude por dia e sua maior ocorrência se dá nos meses de abril e agosto. Durante a noite sua atividade convectiva diminui, voltando a intensificar-se durante o dia devido o aquecimento solar (MOLION e KOUSKY, 1981).

Figueroa e Nobre (1990), em seu estudo sobre a distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia, utilizando uma série temporal de precipitação proveniente de 226 estações pluviométricas oriundas dos Serviços Meteorológico Nacional (no Brasil: o Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, do Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE, do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE) no período de 1960 a 1989, mostrou que o período compreendido entre novembro a março apresenta maior atividade, convectiva, sendo que o período de menor atividade convectiva está compreendido entre os meses de maio e setembro. Os meses de abril e outubro são representados como meses de transição entre um regime e outro.

Analisando a precipitação sobre a área estudada, podemos observar na distribuição anual (Figura 16) que existem duas regiões de máxima precipitação, uma sobre a região costeira (no litoral do Estado do Pará ao Amapá), com valores de até 2400 mm/ano e outro na região sudoeste da área selecionada, com valores de acima de 2100 mm/ano. Este resultado corrobora com o observado por Figueroa e Nobre (1990) que, utilizando dados de pluviômetros no período de 1960 a 1989, mostrou um máximo de precipitação na região costeira da Amazônia, desde o Amapá até o nordeste paraense, de 3000 mm/ano e centros de máxima precipitação nas regiões sul e sudoeste do estado do Estado do Pará, com valores de 2500 mm/ano. Contudo, apesar coerencia qualitativamente da distribuição da chuva sobre a área de estudo, podemos verificar que o TRMM subestimar os valores de chuva sobre a região. Esse resultado já era esperado, visto que em Gomes (2008), utilizando o oito anos de dados de precipitação e comparando a precipitação medida com as amostradas por diferentes estimadores de chuva por satélite verificou que o 3A25/TRMM subestima a chuva na região da Ilha do Marajó e o oposto acontece na faixa litorânea do Amapá e Guianas. O estimador mostra menor taxa pluviométrica que as demais fontes de dados analisados pelo autor, o que, segundo o autor, pode estar relacionado com a órbita do TRMM que faz com que a amostragem dos dados estimados do 3A25 seja diferente da amostragem das demais estimativas.

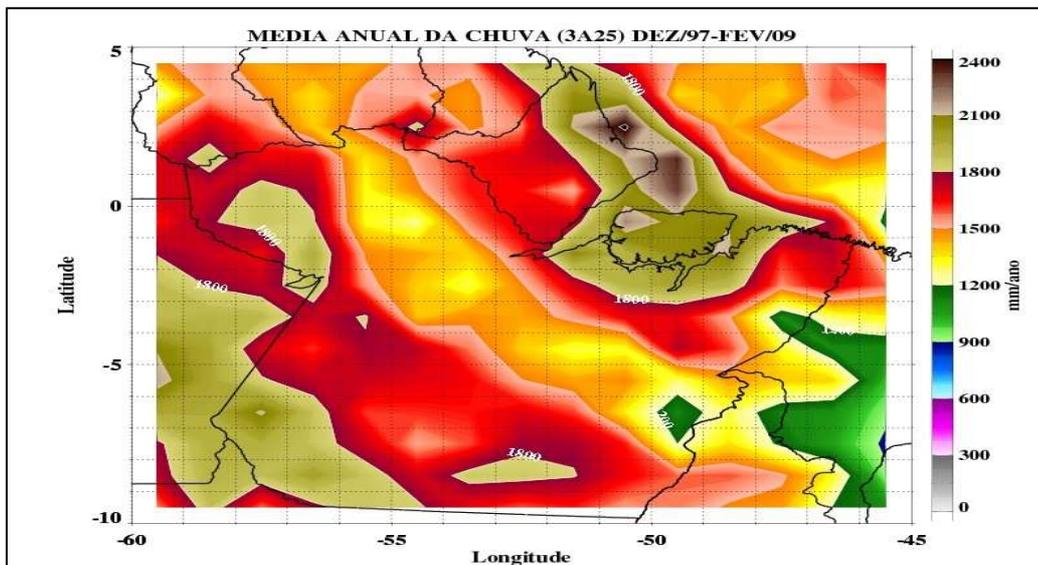


Figura 16. Distribuição da chuva estimada pelo algoritmo 3A25 do satélite TRMM, no período de 12/1997 a 02/2009.

Na figura 17, podemos ver claramente que a chuva estimada pelo algoritmo 3A25 do TRMM se mostra bastante coerente com a literatura. Onde verificamos que o máximo volume de chuva sobre o litoral paraense ocorre no mês de março, mês em que, climatologicamente, a ZCIT está mais ao sul. Também podemos visualizar o deslocamento do maior volume de chuva para o norte, juntamente com o deslocamento ZCIT, e o aumento do volume de chuva no sul do Estado do Pará, na primavera-verão, devido, principalmente, à penetração de sistemas frontais, dos SCM e o aparecimento das ZCAS.

et. al. 2009, as LIs apresentam maior frequência, na costa norte e nordeste do Brasil, de janeiro a maio e no período de junho a dezembro, essa região não apresenta atividade convectiva elevada, mesmo com a entrada de brisa. Essas variações ocorrem no mesmo sentido do deslocamento da ZCIT, o que evidencia uma influência da circulação de grande escala na circulação local. Cavalcanti (1982) sugeriu que a variação sazonal na posição da LI seria influenciada por fatores de maior escala, tal como convergência em baixos níveis associados à ZCIT, que intensificaria a circulação da brisa marítima. Esse desenvolvimento também poderia estar relacionado à variação no escoamento em baixos níveis associados à ZCIT. No caso da inibição do desenvolvimento na costa norte-nordeste do Brasil, haveria, além do papel do escoamento, subsidência sobre essa costa, utilizando como base a sugestão de Moura e Shukla (1981), de uma circulação termicamente direta. Com relação aos picos de raios nas áreas SUL no período de setembro a dezembro, segundo Mota (2003), esse é o período de maior ocorrência de MCSs sobre o sul do Estado do Pará, e essa frequência se deve ao maior gradiente térmico existente nesse período que favorece a formação de sistemas mais intensos e com grande atividade elétrica.

Comparando a figura 16 com a figura 17 podemos verificar que existe uma coerência maior, entre as duas variáveis, no período de setembro a novembro. Essa coerência entre a localização espacial dos raios e chuva, também é observado na distribuição trimestral das duas variáveis. Onde podemos verificar que em todos os trimestres os máximos acumulados de chuva ocorrem em regiões diferentes dos picos de raios, exceto no trimestre SON, onde verificamos que os máximos acumulados de chuva ocorrem no sul do Estado do Pará, juntamente com a máxima ocorrência de raios (Figura 19).

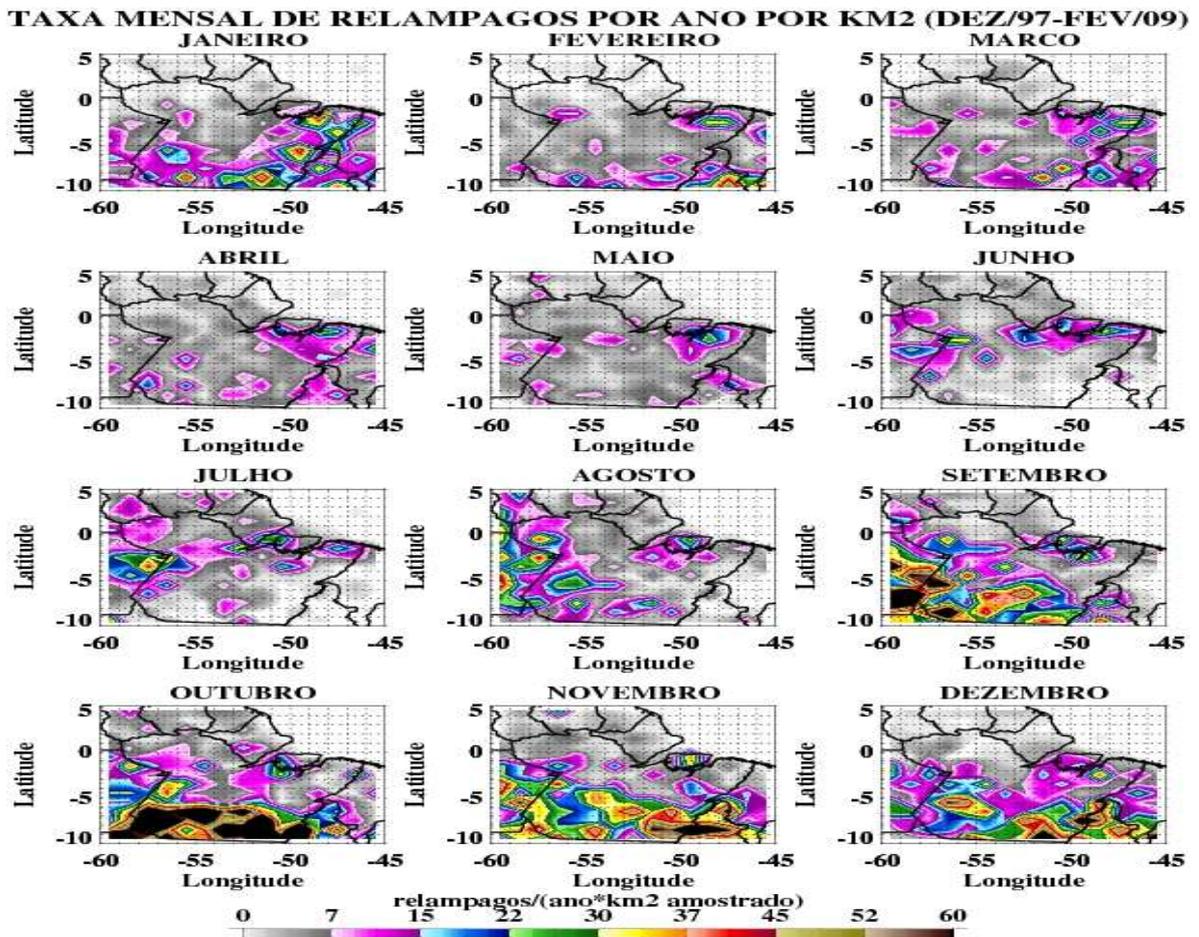


Figura 18. Distribuição mensal da atividade de raios (anualizada em unidades de relâmpagos por km² por ano).

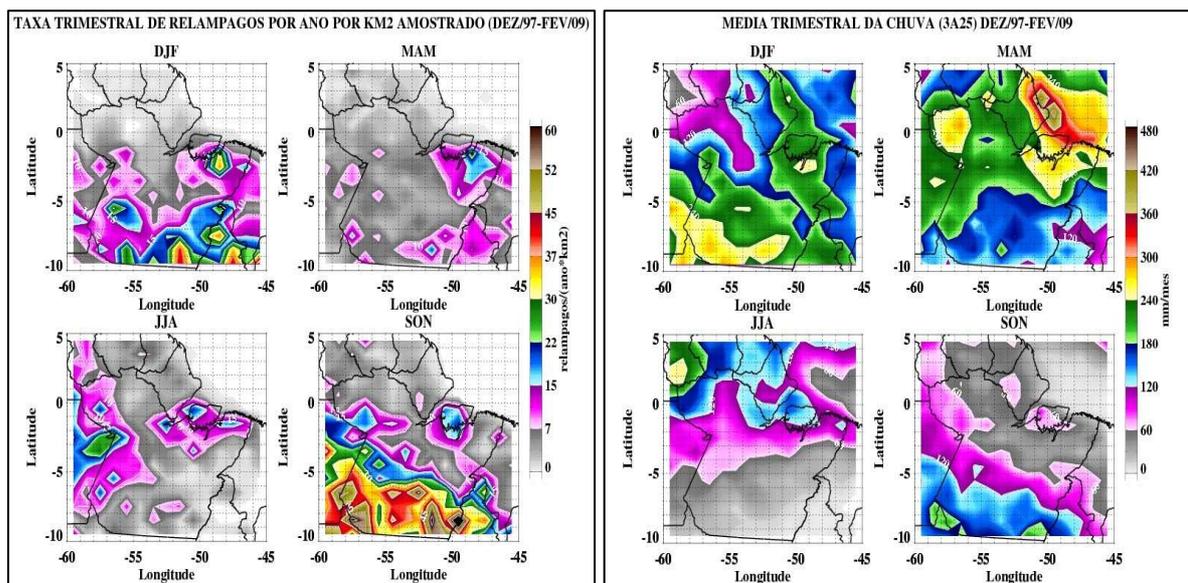


Figura 19. (a) Distribuição sazonal da atividade de raios (anualizada em unidades de relâmpagos por km² por ano) e (b) distribuição da média sazonal da chuva (em mm/mês) estimada pelo algoritmo 3A25 (TRMM) no período de 12/1997 a 02/2009.

A figura 20 nos mostra a porcentagem do volume de chuva eletrificado. Observa-se que no primeiro semestre do ano não há tanta chuva eletrificada, no entanto, no segundo semestre já é possível identificar grandes porcentagens de chuva eletrificada no sul do Estado do Pará, tendo sido registrado a maior porcentagem no mes outubro, com mais de 80% de chuva eletrificada do volume total de chuva. Na análise sazonal (Figura 21) observamos que as chuvas produzidas no sul do Estado do Pará, no trimestre SON são quase que totalmente eletrificadas. Segundo Cotton e Anthes, 1989; Houze, 1993, os sistemas convectivos de mesoescala podem ser definidos como sendo aglomerados de nuvens *Cumulonimbus*, responsáveis por produzir uma área de precipitação, de aproximadamente, 100 km² ou mais, dentro de uma escala horizontal, apresentando uma duração típica de 6 a 12 horas. Ou seja, são sistema bastante intensos com alto grau de eletrificação e com um grande volume de chuva presente. O que nos faz sugerir que grande parte da eletrificação produzida no sul do Pará é proveniente de MCS.

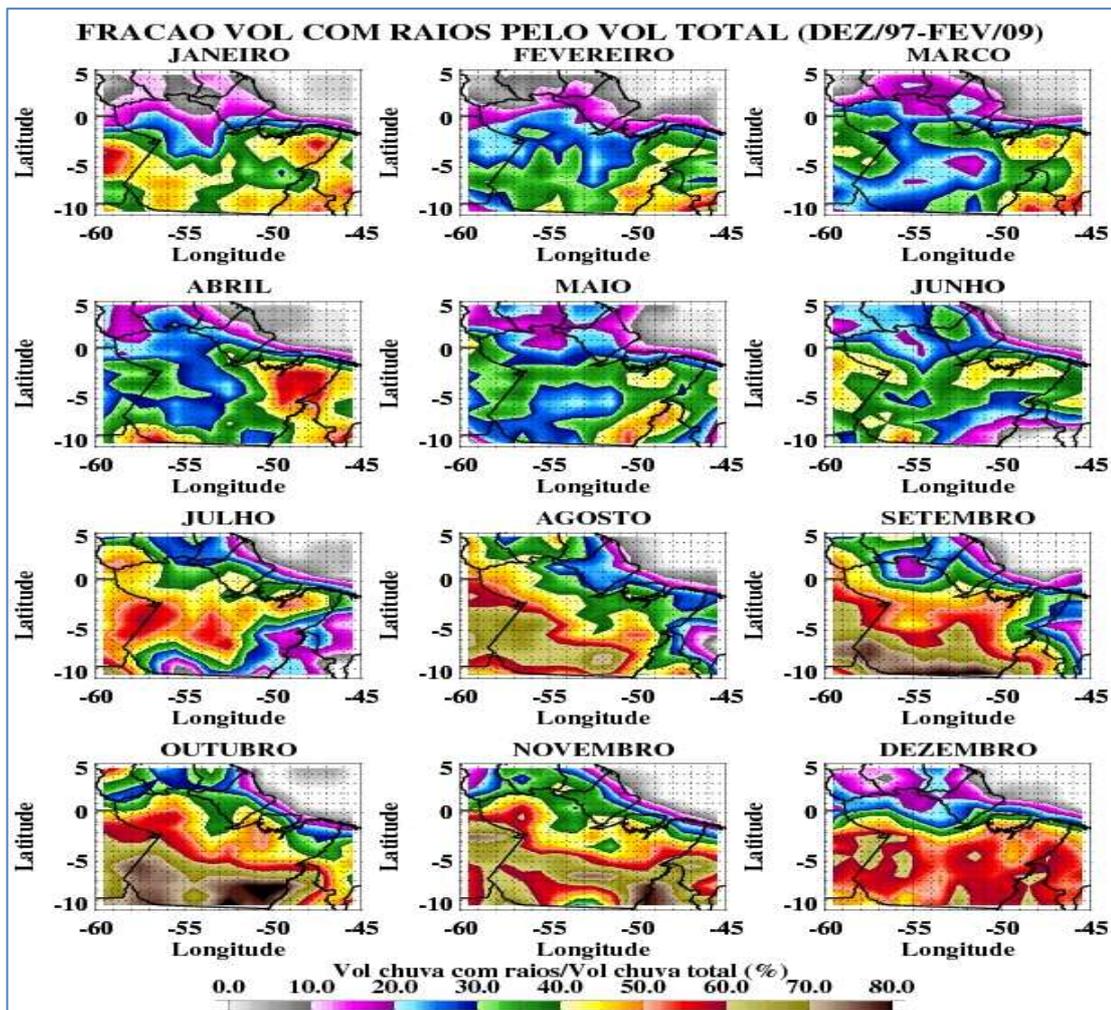


Figura 20. Fração Mensal do Volume de Chuva com raios pelo Volume total de chuva.

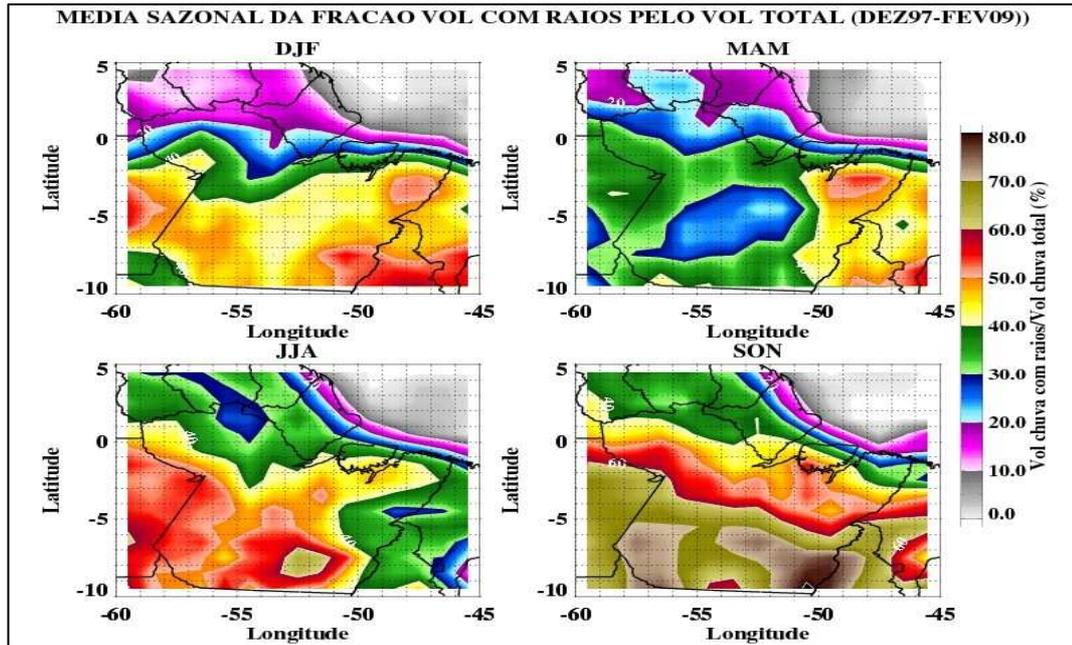


Figura 21. Fração sazonal do Volume de Chuva com raios pelo Volume total de chuva.

A contribuição dos sistemas eletrificados na produção de chuva volumétrica sobre as áreas estudadas (Figura 22) revelou que nas áreas NORTE, aproximadamente, 30 % do volume de chuva amostrado sobre essa região é proveniente de sistemas eletrificados. Nas áreas CENTRO, a porcentagem de chuva volumétrica proveniente de sistemas eletrificados varia de, aproximadamente, 39% a 47%. Tendo sido verificado a maior contribuição na região D, com 46,5%. Nas áreas SUL, mais de 50% do volume de chuva amostrados são provenientes de sistemas eletrificados, exceto na região H, onde a porcentagem é de 48,84%. O que indica a maior participação de MCSs na produção da chuva e de raios sobre a porção SUL da área de estudo. Na área NORTE, apesar das LI e dos MCS também contribuírem bastante com a produção de raios, o maior volume de chuva é proveniente de sistemas estratiformes, sem profundidade na atmosfera, por isso, a porcentagem de chuva eletrificada é inferior a 30%.

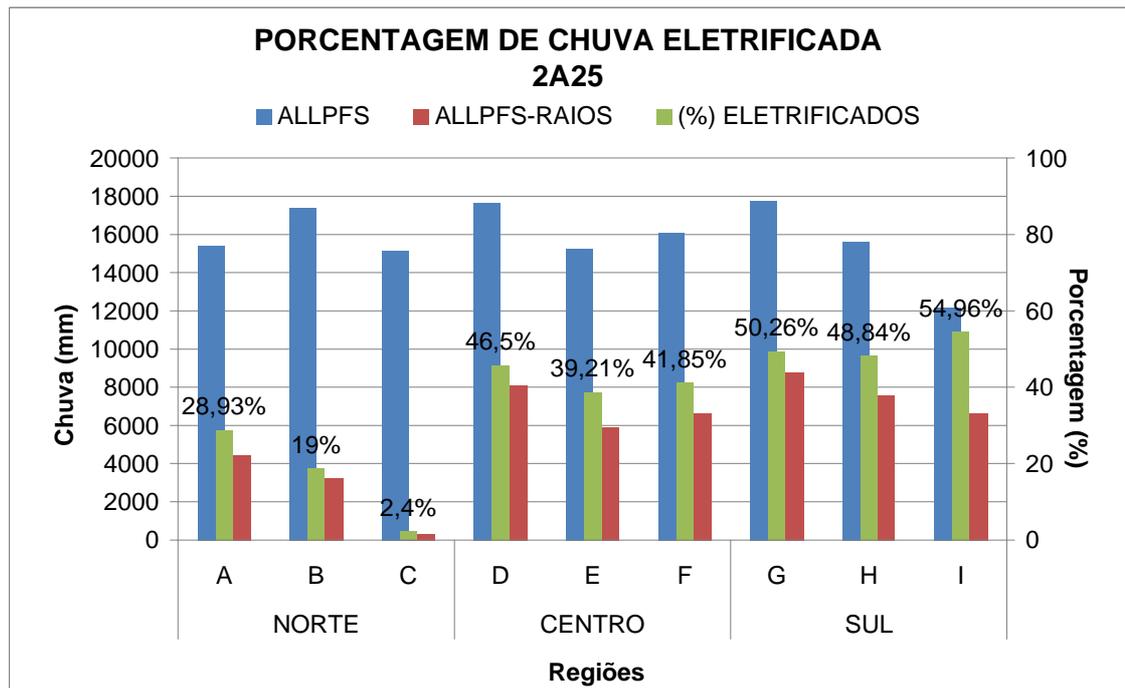


Figura 22. Gráfico da porcentagem da chuva volumétrica produzida por sistemas precipitantes eletrificados amostrados pelo satélite TRMM (1998 a 11/2008).

Analisando a distribuição mensal dos sistemas precipitantes (Figura 23), podemos verificar que as áreas NORTE e CENTRO da área selecionada variam de acordo com a marcha anual da ZCIT, com grandes quantidades de ALLPFS no período chuvoso, que se inicia em dezembro e se encerra em meados do mês de maio. Enquanto que, nas áreas SUL podemos observar que o número de sistemas precipitantes, em comparação com os outros setores, já se mostra bem expressivo desde setembro. Período em que já verificamos a ocorrência de ZCAS e MCSs sobre a região sul do Pará (Mota, 2003).

Com relação aos sistemas eletrificados (Figura 24), podemos verificar que as maiores amostragens ocorrem nas áreas SUL. E que, diferentemente do observado na figura 20, nem todas as regiões parecem acompanhar a marcha anual da ZCIT. Podemos verificar que nas áreas NORTE, a maior amostragem de sistemas eletrificados ocorre na área A, com um total de 186 sistemas no mês de agosto. Na área B, a maior amostragem se verifica no mês de julho, com um total de 120 sistemas. E na área C, devido à extensa área oceânica englobado por essa área, se verifica pouquíssimos sistemas eletrificados, fato bastante comum, visto que, áreas oceânicas apresentam pouco atrito, pouca turbulência superficial, poucos núcleos de condensação (NCL), o que desfavorece o desenvolvimento vertical das nuvens, contribuindo para a produção de nuvens rasas e pouco eletrificadas.

Nas áreas CENTRO, podemos observar que a área D apresenta a maior quantidade de sistemas eletrificados no segundo semestre do ano. Na área E, o número de sistemas eletrificados se mostra bem distribuído durante o ano todo e na área F (área que abrange o município de Belém e Ilha do Marajó), a maior amostragem de sistemas eletrificados ocorre no primeiro semestre do ano, justamente os meses de maior influência da ZCIT, com picos no mês de março e abril. Em Cavalcanti et al. 2009 verificamos que as LI tendem a ser mais intensas, frequentes e organizadas no período de maior atuação da ZCIT, que é de dezembro a maio. A autora, mostrou que as LIs sofrem grande influencia da ZCIT, fortalecendo a hipótese de que esse tipo de MCS seja um dos grande responsáveis pela alta eletrificação sobre a área F.

Nas áreas SUL, o segundo semestre do ano é mais eletrificado. Os totais ficam em torno de 439 sistemas no mês de outubro na área G; 413 sistemas no mês de outubro na área H e 316 sistemas no mês de novembro na área I. Esse é um período em que se observar maior frequência da ocorrência de MCS, favorecidos pelo aquecimento local e pela penetração de sistemas frontais. Além disso, esse é um período de maior ocorrência de focos de queimadas nessa região. Segundo o INPE, sobre o sul do Estado do Pará, os picos de focos de queimada ocorrem nos meses de setembro a novembro, justamente os períodos de maior ocorrência de raios sobre essa região. Segundo Fernandes (2005), a grande quantidade de aerossóis liberados por queimadas podem interagir com a microfísica da nuvem e favorecer o atraso no processo de precipitação, provocando a elevação da base da nuvem, o que contribuem para correntes ascendentes mais fortes e conseqüentemente para a maior eletrificação da nuvem. No presente trabalho, será realizado os estudo da possível relação do número de raios com o numero de focos de queimada, objetivando verificar se os picos de raios no sul do Estado do Pará, podem ou não estar sendo influenciados por essas queimadas.

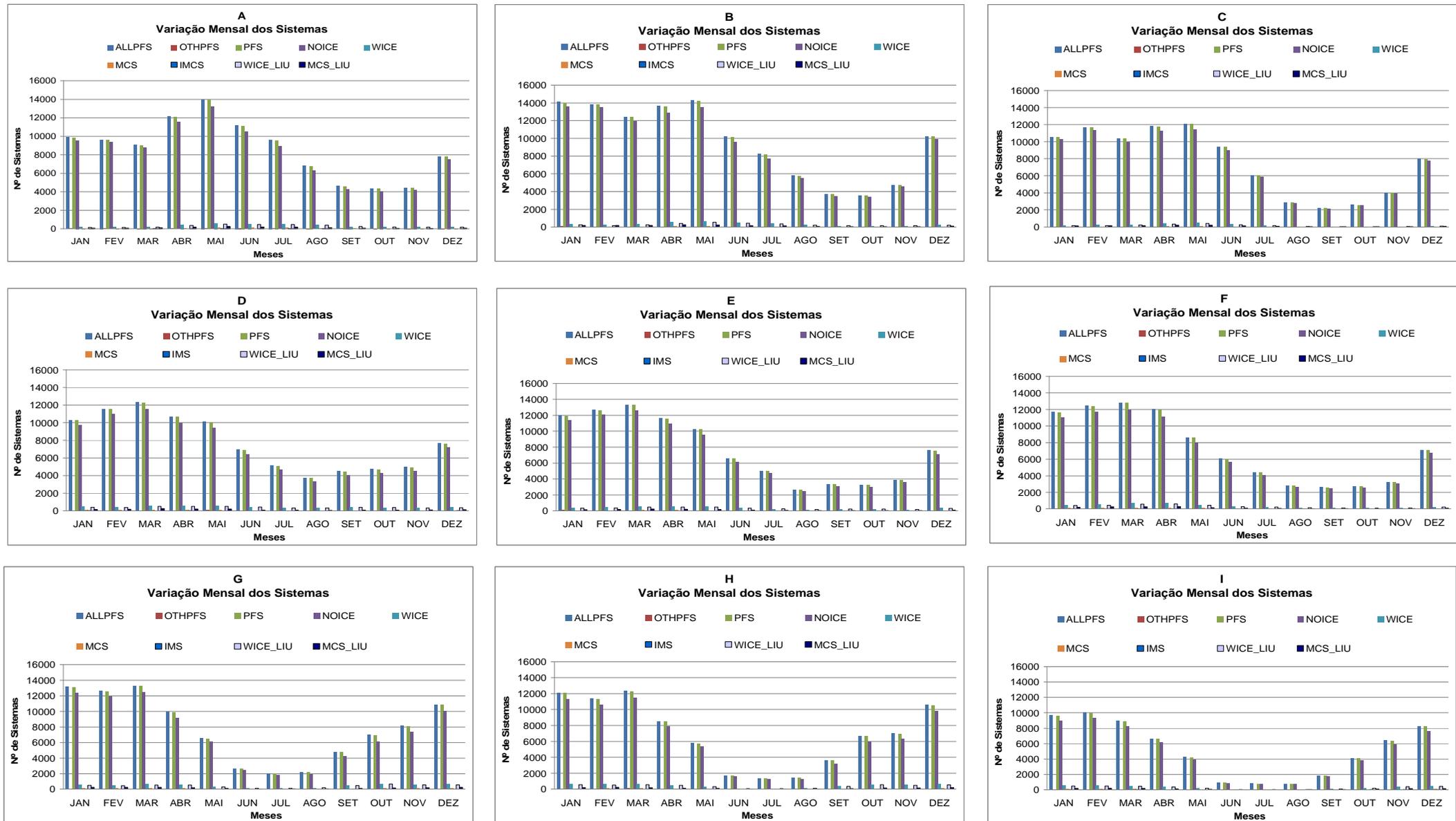


Figura 23. Distribuição da Média do Número de Sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.



Figura 24. Distribuição do Número total de sistemas eletrificados amostrados pelo LIS/TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

Em resumo (tabela 3), verificamos que das áreas NORTE, a área A é a que apresentou o maior número de raios amostrados, com um total de 1050 no mês de agosto, produzido por 186 sistemas eletrificados. Resultando em um taxa de 0,69 raios/ano/km² por sistema no mês de agosto. Sendo o trimestre JJA o mais eletrificando em toda área NORTE. Nas áreas CENTRO, o comportamento muda, verificamos que o mês de setembro é o que apresenta maior produção de raios nas áreas D e E, com um total de 2584 e 1165 raios, respectivamente, enquanto que na área F, área que abrange o município de Belém/PA, o mês de maior ocorrência de raios é o mês de janeiro. Sendo o trimestre SON o mais eletrificado para as áreas D e E, e o DJF o mais eletrificado para área F. Em um estudo realizado por Almeida et. al. 2010, utilizando um banco de dados com 7 milhões de eventos de raios registrados pela Rede de Detecção de Raios do SIPAM (RDR-SIPAM) no período de outubro de 2006 a dezembro 2008, verificou que sobre a porção Oeste do Estado do Pará, que inclui a área F do nosso estudo, que no mês de janeiro e dezembro, considerado o período chuvoso da região, é quando ocorrem os maiores picos de raios sobre a área estudada. Esses resultados corroboram, em termos, com nossos estudos, visto que identificam o pico de raios no período chuvoso e no mês de janeiro, contudo, para o sensor LIS/TRMM, as maiores amostragens de raios ocorrem nos meses de janeiro, março e abril. Vale ressaltar que no estudo realizado por Almeida et. al. 2010 foram observados apenas os raios NS, e o sensor LIS observa todos os tipos de raios, tanto IN quanto NS, e a área utilizada também foram diferentes. Contudo, observando as áreas SUL observamos um comportamento semelhante ao das áreas CENTRO, as duas áreas mais localizadas a leste do Pará (áreas G e H) apresentam maior ocorrência de raios no mês de outubro, e a área I, apresenta maior ocorrência no mês de dezembro. É interessante notar que as áreas F e I, juntas, abrangem grande parte da área estudada por Almeida et. al. 2010, e apresentam picos de raios nos mesmos meses verificados pelo estudo. Indicando que, qualitativamente, o sensor LIS/TRMM tem uma boa visualização da distribuição temporal dos raios.

Com relação aos sistemas precipitantes responsáveis pela maior produção de raios, podemos verificar que os MSC e IMCS são os sistemas que apresentam a maior taxa de raios em todas as áreas estudadas.

	ÁREAS	TOTAL DE SISTEMAS ELETRIFICADOS (Mês de maior ocorrência)	TOTAL RAIOS (Mês de maior ocorrência)	TAXA DE RAIOS (Mês de maior ocorrência)	MAIOR OCORRÊNCIA PERÍODO					TAXA DE RAIOS POR SISTEMA			
					MÊS	DJF	MAM	JJA	SON	NOICE	WICE	MCS	IMCS
NORTE	A	186	1050	0,61	Agosto	279	646	2265	1595	0,17	0,41	1,2	4,78
	B	120	426	0,39	Julho	281	485	1004	779	0,19	0,27	0,74	0
	C	8	22	0,29	Julho	10	25	37	1	0	0,31	0,27	0
CENTRO	D	245	2584	1,2	Setembro	2433	1759	4693	6181	0,18	0,79	3,51	14,77
	E	153	1165	0,8	Setembro	1861	1673	2624	2918	0,22	0,66	1,95	3,47
	F	196	1549	0,79	Janeiro	3484	2899	1795	1949	0,14	0,29	1,74	7,33
SUL	G	6989	5458	1,3	Outubro	4559	1824	2643	12887	0,14	0,76	3,24	9,6
	H	413	5562	1,36	Outubro	6079	2063	1262	11898	0,15	0,72	3,82	10,95
	I	289	3535	1,21	Dezembro	7221	2527	309	6413	0,15	0,65	2,8	8,98

Tabela 3. Informação sobre os picos de raios: O mês que ocorre, o período de maior ocorrência de raios e a contribuição dos sistemas precipitantes no pico de raios observado.

4.2. CARACTERIZAÇÃO DOS MCSs ELETRIFICADOS.

Os *Meso-scale Convective System* (MCS) podem ser definidos como sendo aglomerados de nuvens *Cumulonimbus*, responsáveis por produzir uma área de precipitação de, aproximadamente, 100 km² ou mais, dentro de uma escala horizontal, e apresentando uma duração típica de 6 a 12 horas (COTTON e ANTHES, 1989; HOUZE, 1993).

Os MCSs podem apresentar formatos, ciclos de vida, tamanhos e intensidades diferentes, fato que dificulta o estabelecimento de um modelo de desenvolvimento ou uma categoria para esse tipo de sistema. Devido isso, o critério mais simples (e mais utilizado) para distinguir os MCSs tem sido o seu formato. Segundo Maddox (1980), os MCSs predominantemente circulares recebem a denominação de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), desde que respeitadas algumas condições morfológicas, definidas pelo próprio Maddox. Outro formato particular, de fácil caracterização, é o linear. Assim, se o MCS for predominantemente linear, é denominado de Linha de Instabilidade (LI). Houze et al. (1989, 1990) estabeleceram um modelo conceitual para LI em latitudes médias, com região de precipitação estratiforme. Mas, existem também as LI em região com precipitação estratiforme, LI simétricas, LI assimétricas e assim por diante. Finalmente, existem os MCS que não são predominantemente circulares, para serem classificados como CCM (MADDOX, 1980), nem são predominantemente lineares, para serem classificados como LI. Neste caso, alguns pesquisadores estabeleceram uma classificação local, dentre os quais podemos citar: Schiesser et al. (1995), Anderson e Arritt (1998) e Jirak et al. (2003). Com relação à produção de raios por parte do MCSs, estudos como os de Goodman (1983) e Goodman et al. (1984) sugeriram, utilizando dados de uma rede de detecção de raios e localização de MCS, que a densidade espacial e a frequência dos raios estavam relacionadas com a intensidade e com a organização dos MCS. Além disso, Holle et al. (1994) estudou uma série de 4 MCSs que ocorreram em Oklahoma e Kansas no período de 3 a 4 de junho de 1985, durante o experimento PRE-STORM e verificou que a maior frequência dos raios ocorreram nos estágios inicial e de maturidade dos MCSs.

No presente estudo serão analisados 2 MCSs, o quais apresentaram a maior produção de raios por amostrados no período de 9 anos dentro da área de estudo. O objetivo do estudo é verificar quais características dos MCSs

Para isso foram selecionados todos os MCSs amostrados dentro da área de estudo pelo satélite TRMM no período de 1998 a 2007. Foram amostrados 9715 MCSs, definidos como

sistemas com área contígua de precipitação superior a 2000 km². Essa classificação difere da classificação utilizada neste estudo, visto que no presente estudo, a temperatura de brilho no em 85 GHz no canal de microonda é utilizada na definição do MCSs, por isso, o número de MCSs observados nesse estudo de caso é superior ao utilizados anteriormente. Contudo, os dois MCSs utilizados nesse estudo de caso, estão dentro da definição de MCSs utilizada anteriormente.

Os dois MCSs com a maior produção de raios por amostragem são dos dias 11/12/2003 e 18/09/2006. Ambos os MCSs apresentaram um total de raios superior a 200 raios no momento da amostragem, com um total de 338 e 280 raios, respectivamente (tabela 4).

Estudo de Casos	Lat	Lon	Data	Hora (UTC)	Vol. de chuva	Max H+20	Max H+30	Max H+40	Min 85PCT	Min 37PCT	MinIR	Raios	Max NSZ	ConvR %
MCS c/ nº raios >200	-9	-52	11/12/03	20	185926	16	14	11	117,0	217,9	191,6	338	55	53
	-8	-59	18/09/06	2	59046	17	16	11	83,7	184,2	186,3	280	54	92

Tabela 4. Características dos dois MCSs amostrados pelo TRMM no período de 1998 a 2007.

4.2.1. Estudo de caso: dia 11/12/2003 as 20 UTC.

Em dezembro de 2003, segundo a climanálise deste mês, não houve condições que indicassem configuração da fase quente do El Niño Oscilação Sul - ENOS. Por outro lado, anomalias positivas da Temperatura da Superfície do Mar - TSM dominaram a faixa tropical do Atlântico, estendendo-se por todo o Hemisfério Norte. Contudo, mesmo com a TSM do Hemisfério Norte mais aquecida que o normal climatológico, a ZCIT apresentou um posicionamento bastante zonal em torno de 5°N e muito próxima da sua posição média climatológica.

No dia 11/12/2003, dia em que se observou o MCS mais eletrificado dentre nove anos amostrados pelo satélite TRMM, observou-se a ZCIT bem mais definida e mais próxima da sua posição climatológica, apresentando forte influência sobre a convecção no norte do Estado do Pará. Além disso, esse foi um dia em que se observaram linhas de cumulonimbus sobre o Estado do Pará (Figura 25).

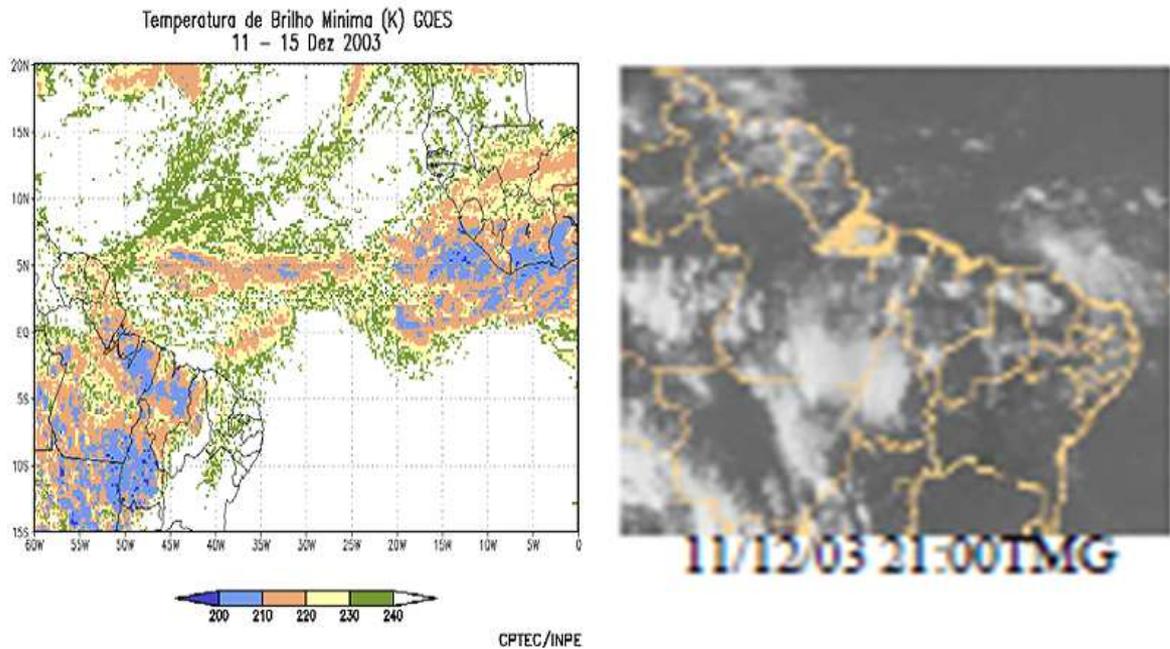


Figura 25. (a) Pêntadas de temperatura de brilho mínima (K). (b) Recortes das imagens do satélite GOES-8, no canal infravermelho, às 21:00TMG, mostrando os dias nos quais ocorreram linhas de *Cumulonimbus* em dezembro/2003. Fonte: Climanalise (Vol. 18, N° 12, 2003).

No dia 11/12/2003 um intenso MCS se intensificou no sul do Pará e produziu uma grande quantidade de raios sobre esta região. Através da amostragem do satélite TRMM/LIS, foi possível verificar 338 raios em torno das 20 UTC, como está representado na figura 26.

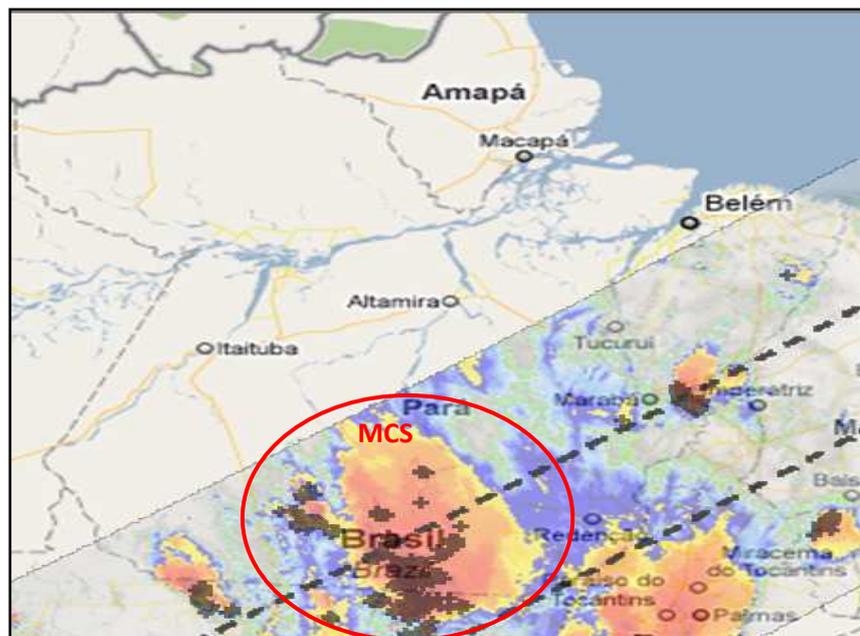


Figura 26. Localização do MCS e dos raios sobre o estado do Pará. Imagem é uma composição do sistema meteorológico detectado pelo satélite TRMM pelo canal infravermelho, sobre o mapa do estado do Pará. Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

Este sistema se formou ainda pela parte da manhã, em torno das 8 UTC (Figura 27a), com um escoamento de Leste e se intensificou no decorrer do dia. Em torno das 15 UTC, o sistema estava em fase de desintensificação, mas foi alimentado por outro MCS que se deslocava no sentido SE-NW e se tornou maior e mais intenso, atingindo -80°C de temperatura do topo do sistema (Figura 27b).

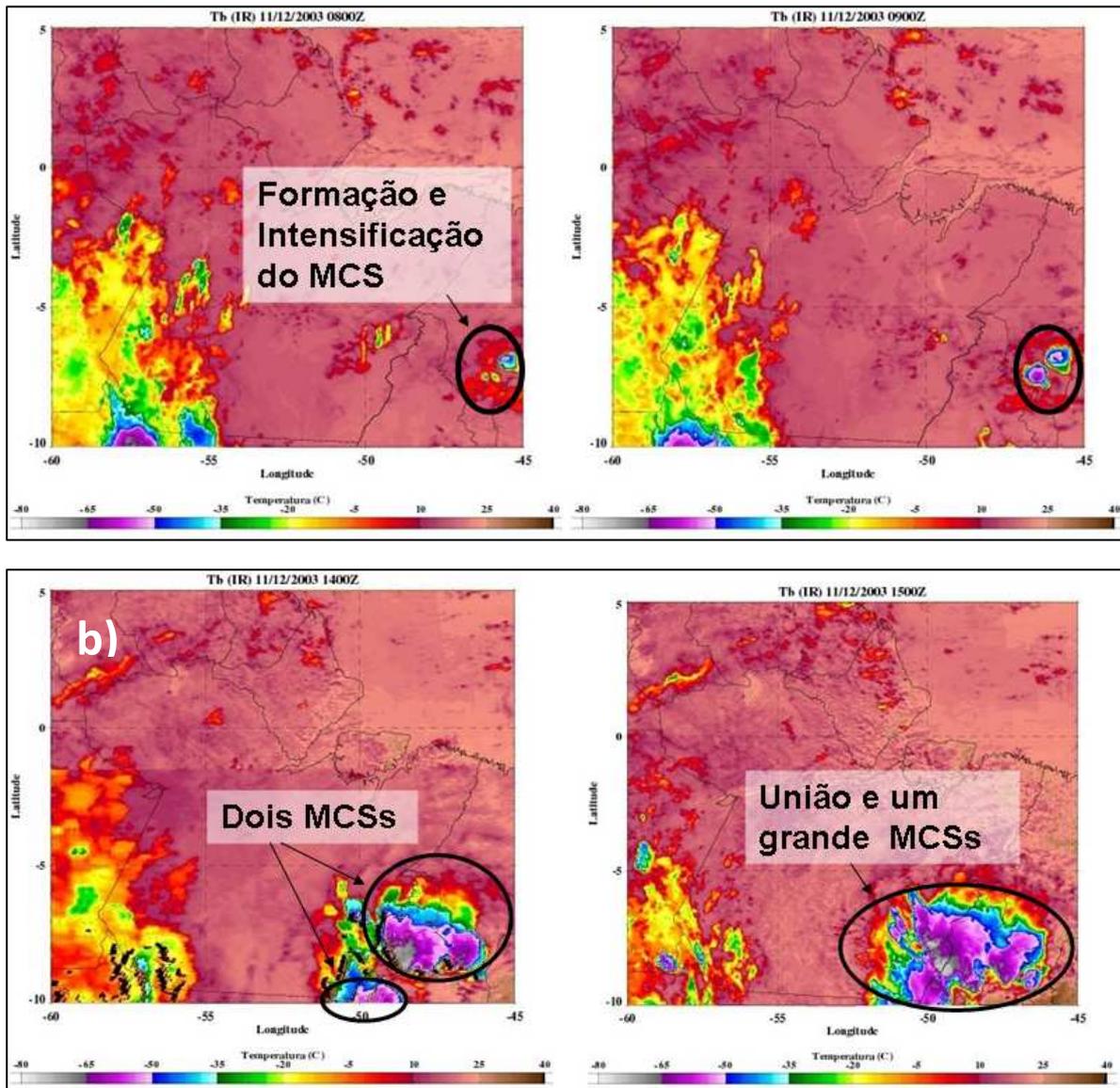


Figura 27. (A) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas ($^{\circ}\text{C}$) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 11/12/2003 as 08 e 09UTC. (B) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas ($^{\circ}\text{C}$) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 11/12/2003 as 08 e 09UTC.

A figura 28 mostra a estrutura vertical do MCS. Podemos verificar que o MCS apresentou, aproximadamente, 240 km de extensão horizontal e quase 18 km de extensão vertical. A sua região mais ativa foi a região frontal, com refletividade próximo da superfície

entre 48 a 54 dBZ. A refletividade é o fator de refletividade entra a irradiância emitida pelo radar e a recebida por ele depois do retroespalhamento pelos hidrometeoros presentes na atmosfera, sendo dBZ (decibéis) a unidade utilizada nesta medição e que é uma escala logarítmica da refletividade. Normalmente os valores variam de 0 a 67dBZ e quanto maior esses valores, maiores serão os diâmetros das gotas presentes no volume medido e, conseqüentemente, maior será a intensidade da precipitação. Por isso, podemos concluir que a precipitação nesse sistema apresentou uma precipitação bem intensa.

A temperatura de brilho do sistema pelo canal de infravermelho ficou em torno de 200 K e no canal de microondas em torno de 165 K. A taxa de chuva ficou em torno de 40 a 50 mm/h (Figura 30) e o sistema teve uma duração em torno de 12 horas. A figura 29 foi construída, utilizando o radar de precipitação do satélite TRMM (PR), onde foi possível fazer um corte vertical de 600 km no MCS.

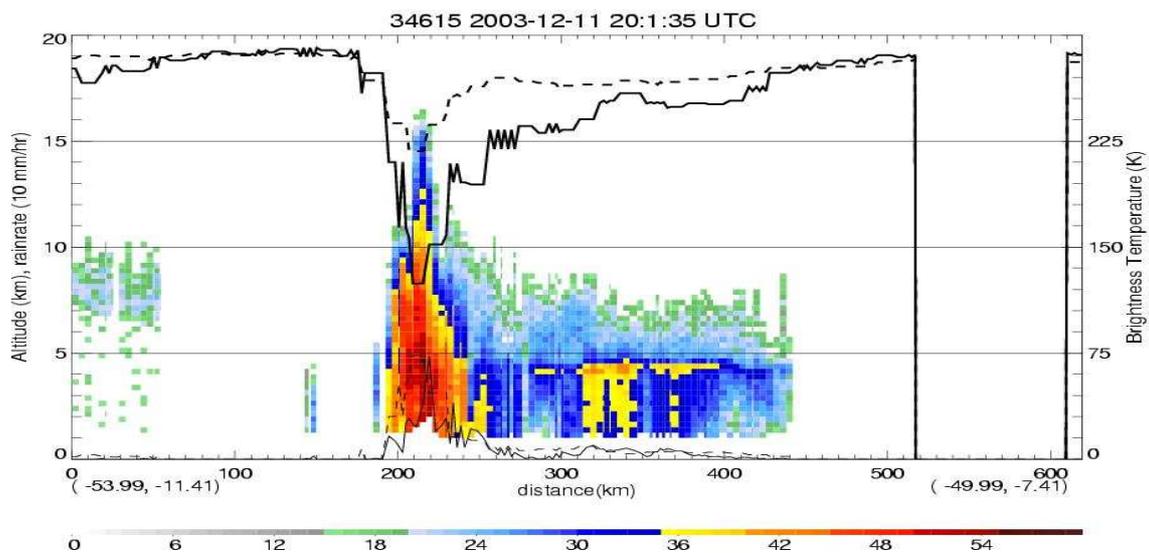


Figura 28. Gráfico da seção Vertical do MCS amostrado no dia 11/12/2003 às 20 UTC.

Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

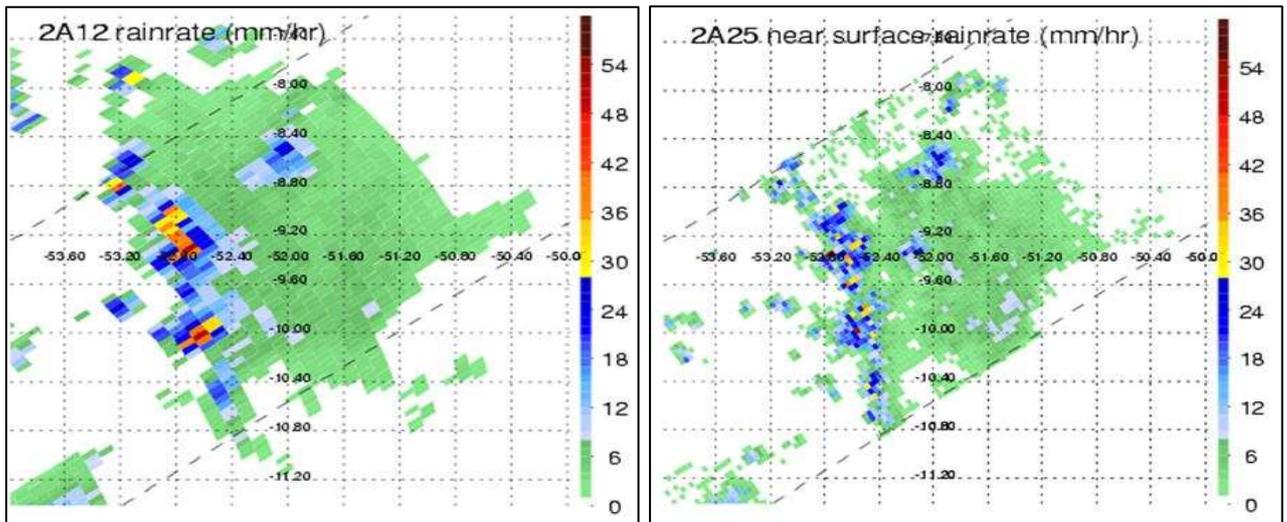


Figura 29. Gráfico da (a) refletividade próxima da superfície do MCS amostrado pelo PR; (b) Taxa de chuva pelo algoritmo 2A12; (c) Taxa de chuva próxima da superfície pelo 2A25.
 Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

4.2.2. Estudo de caso: dia 18/09/2006 as 02 UTC.

Outro MCS com grande atividade elétrica por amostragem visualizado pelo LIS/TRMM ocorreu no dia 18/09/2006. Neste mês, segundo a revista climanalise deste mês, houve um ligeiro aumento das anomalias positivas da TSM ao longo do Pacífico Equatorial, caracterizando a presença do fenômeno El Niño. Contudo, sobre a América do Sul, os efeitos característicos de um El Niño não foram observados durante o mês de setembro de 2006. Ao invés disso, A configuração da circulação da alta troposfera sobre a Região Norte e formação de Linhas de Instabilidade (LI's) contribuíram para a ocorrência de chuvas que excederam à média histórica em até 300 mm no leste do Pará.

A ZCIT oscilou em torno da latitude de 10°N, preferencialmente ao norte de sua posição climatológica e manteve sua região de maior atividade convectiva sobre o noroeste da África, apresentando, dessa forma, pouca influência para uma melhor organização das Linhas de Instabilidade (LIs) sobre o norte da América do Sul.

O centro da alta troposférica configurou-se em 22 dias do mês de setembro, preferencialmente sobre a Região Norte do Brasil. Na média mensal, o centro da circulação anticiclônica esteve configurado sobre o nordeste do Amazonas, em aproximadamente 3°S/60°W (Figura 30). Climatologicamente, o centro da Alta da Bolívia tem sua melhor

caracterização nos meses subsequentes, porém já pode ser notada sobre o noroeste do Pará neste mês de setembro.

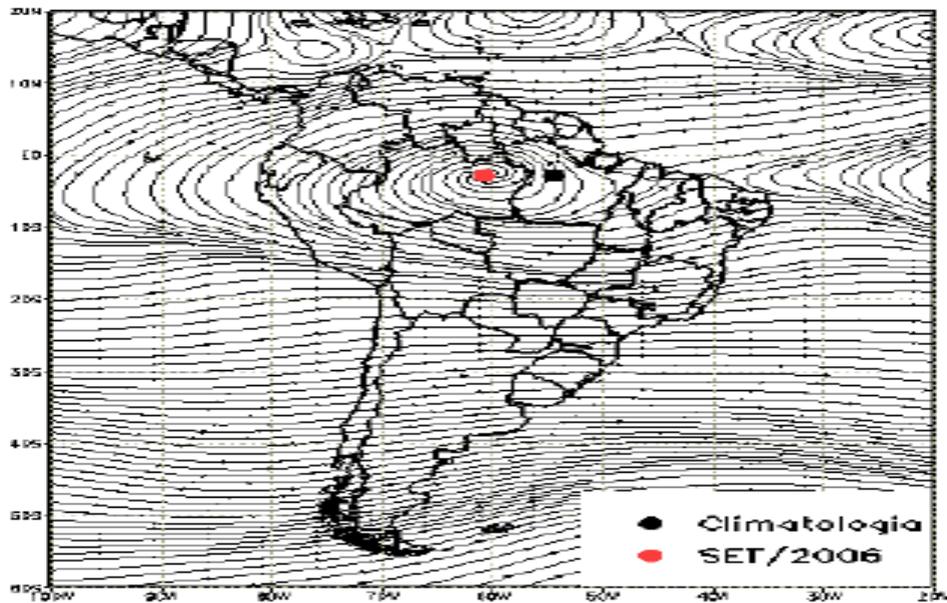


Figura 30 - Posição média climatológica da circulação da alta troposférica em setembro/2006.

Na noite do dia 17/09/2006 e início do dia 18/09/2006 um intenso MCS se intensificou no sudoeste do Pará e produziu uma grande quantidade de raios sobre esta região. Através da amostragem do satélite TRMM/LIS, foi possível verificar 280 raios em torno das 2 UTC, como está representado na figura 31.



Figura 31. Localização do MCS e dos raios sobre o estado do Pará. Imagem é uma composição do sistema meteorológico detectado pelo satélite TRMM pelo canal infravermelho, sobre o mapa do estado do Pará. Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

Este sistema se formou na noite do dia 17/09/2010 e se intensificou na madrugada do dia 18/09/2010. As 02 UTC o sistema já estava bem organizado, com temperatura de brilho em torno de -80°C (Figura 32). O sistema se desenvolveu até as 0630 UTC, com um deslocamento de NE para SW, começando a se desintensificar a partir desse horário, apresentando uma duração em torno de 12 horas.

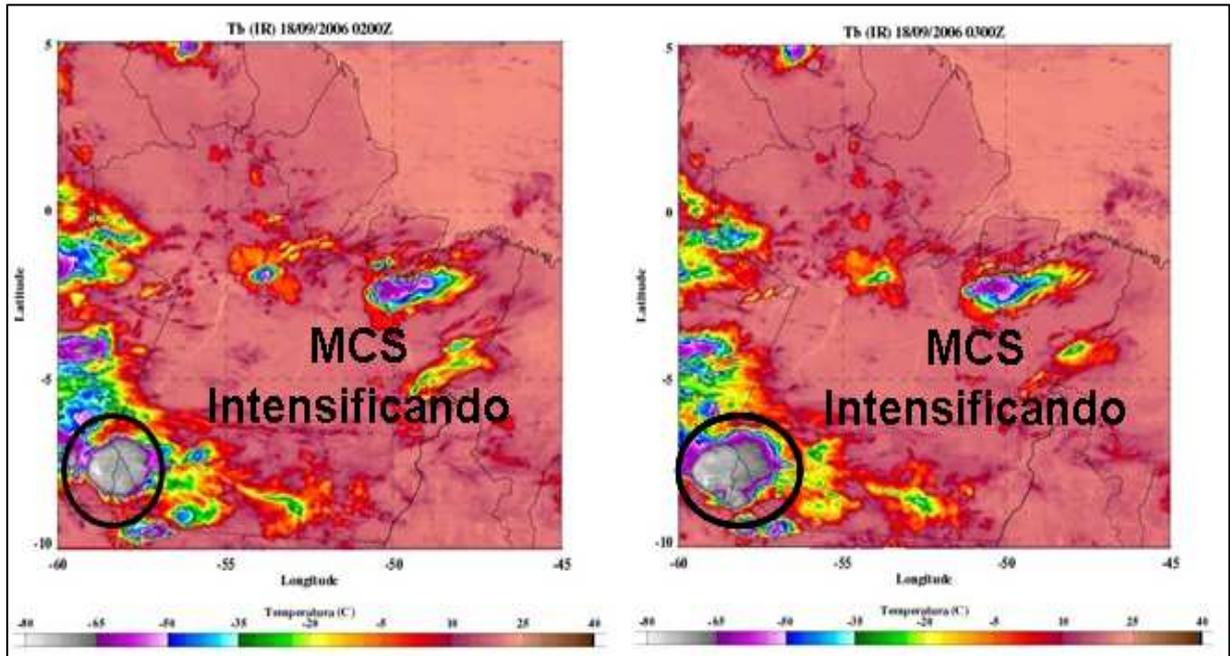


Figura 32. (A) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas ($^{\circ}\text{C}$) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 18/09/2006 as 02 UTC. (B) Imagem da temperatura de brilho dos sistemas ($^{\circ}\text{C}$) no canal infravermelho do satélite GOES no período de 18/09/2006 as 03UTC.

A figura 33 mostra a estrutura vertical do MCS. Podemos verificar que o MCS apresentou, aproximadamente, 100 km de extensão horizontal e quase 13 km de extensão vertical. A sua região mais ativa apresentou refletividade próximo da superfície entre 42 a 48 dBZ. A temperatura de brilho do sistema pelo canal de infravermelho ficou em torno 200 K e no canal de microondas em torno de 165 K. A taxa de chuva ficou em torno de 24 a 48 mm/h (Figura 34) e o sistema teve uma duração em torno de 12 horas. Está figura foi construída, utilizando o radar de precipitação do satélite TRMM (PR), onde foi possível fazer um corte vertical de 500 km no MCS.

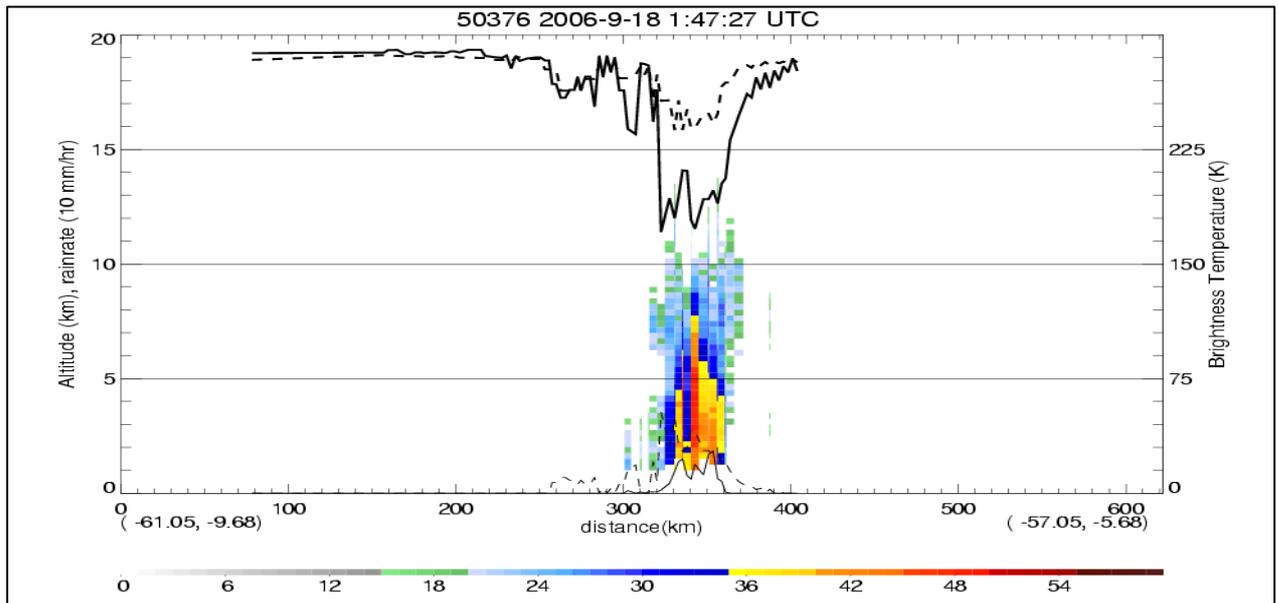


Figura 33. Gráfico da secção Vertical do MCS amostrado no dia 18/09/2006 as 2 UTC. Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

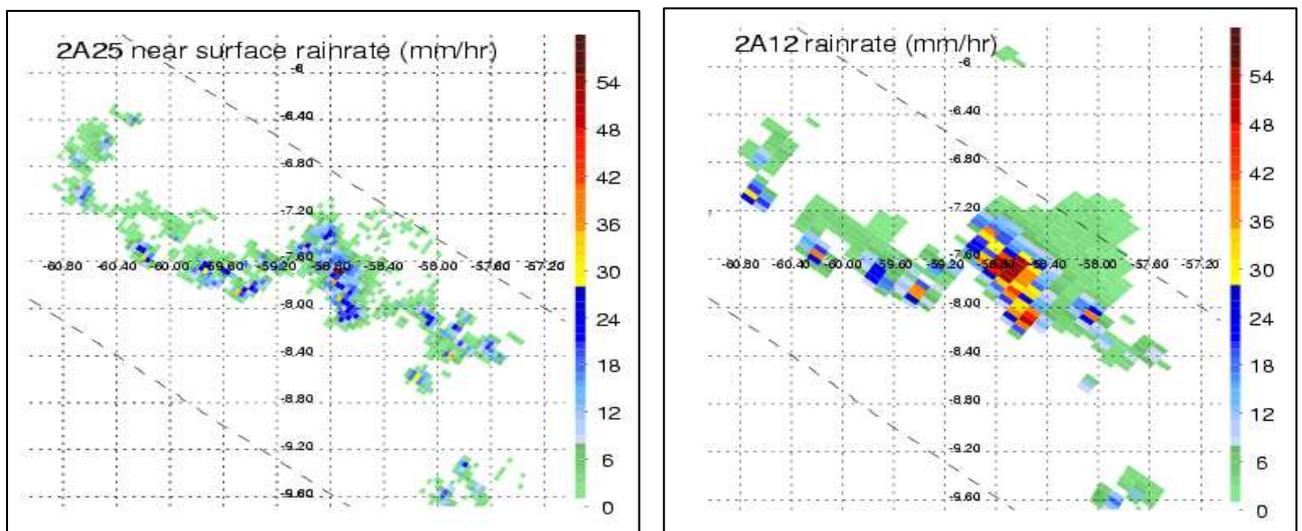


Figura 34. Gráfico da (a) refletividade próxima da superfície do MCS amostrado pelo PR; (b) Taxa de chuva pelo algoritmo 2A12; (c) Taxa de chuva próxima da superfície pelo 2A25. Fonte: <http://trmm.chpc.utah.edu/>.

A análise dos MCSs descritos acima nos mostra que os dois sistemas mais intensos amostrados pelo LIS/TRMM ocorreram no sul do Estado do Pará nos meses de dezembro e setembro. De acordo com a tabela 3 esses são os meses de maior ocorrência de raios sobre essas regiões. O que indica a grande participação dos MCSs na produção desses raios. A análise dos sistemas nos mostra que o MCS formado em dezembro, foi fortemente influenciado por aquecimento local, o sistema veio se deslocando de leste, e se uniu a outro sistema vindo de SE, se intensificando logo em seguida. Segundo Cavalcanti et. al. (2009) os MCSs, climatologicamente, se intensificam no período da tarde forçados pelo aquecimento diurno. No caso 2, verificamos que no período de maior ocorrência do MCS a Alta da Bolívia estava bem intensificada a atuando sobre o oeste do Estado do Pará, o que pode ter contribuído para a intensificação do MCS, o que nos mostra que além do aquecimento local, a Alta da Bolívia pode ser outro fator importante para a eletrificação dos sistemas na porção sudoeste do Estado do Pará.

O estudo nos mostra que os MCSs são sistemas bastante intensos, com grande desenvolvimento vertical e alta taxa de precipitação. Apresentam grande conteúdo de gelo dentro deles, como foi possível observar através da temperatura de brilho extremamente baixa, em torno de -80°C no topo dos sistemas. Verifica-se que os MCS apresentaram extensão horizontal diferentes, e que o sistema com menor extensão horizontal apresentou o menor número de raios. Contudo, não se pode afirmar que exista uma relação direta entre a extensão do sistema e eletrificação do mesmo.

5. RAIOS E QUEIMADAS

A Amazônia se localiza na região equatorial do globo terrestre e apresenta um clima quente e úmido.

Um dos parâmetros meteorológicos determinantes para a caracterização do clima amazônico é a precipitação. Segundo Molion (1987), a precipitação na Amazônia é basicamente promovida pelas circulações de meso e grande escala que atuam nessa região e os processos dinâmicos que as organizam.

Estudos mostraram que grande parte da precipitação que cai sobre a Amazônia, em regiões não alteradas por queimadas, é promovida por nuvens rasa semelhantes às nuvens encontradas sobre o oceano (referencia). Por isso, muitos pesquisadores têm denominado a Amazônia de “Oceano Verde”.

Atualmente, devido ao avanço das atividades agrícolas, tem se observado um aumento no número de queimadas na região amazônica. Normalmente, as queimadas são utilizadas como ferramentas por pequenos e grandes proprietários de terra para limpeza de áreas para fins agrícolas ou criação de gado quer sejam nas regiões de cerrado, floresta primária e secundária, e áreas de pastagens.

Essas alterações antropogênicas no solo Amazônico têm sido responsáveis por injetar grandes quantidades de partículas de aerossóis na atmosfera. Sabe-se que os aerossóis são de suma importância para a precipitação na Amazônia por que atuam como núcleo de condensação de nuvens. Contudo, o ciclo hidrológico e as propriedades microfísicas da nuvem podem estar sofrendo alterações devido a grande quantidade de aerossóis emitidos para a atmosfera e essas alterações podem estar influenciando o padrão de precipitação na região Amazônica (Artaxo et al. 2006).

Vários estudos promovidos pelo projeto LBA têm sido realizados na Amazônia, como os experimentos realizados em Rondônia (“SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate”) e Manaus (“LBA/CLAIRE - Cooperative LBA Airborne Regional Experiment”) (Andreae et al., 2004; Artaxo et al., 2002; Guyon et al., 2004; Procópio et al., 2004), visando compreender melhor o papel das partículas de aerossóis emitidas por queimadas no clima amazônico. Segundo Fernandes (2005), as nuvens produzidas em ambientes poluídos podem alterar as características e a quantidade de raios de uma região.

Objetivando evidenciar qualquer influência das queimadas na distribuição temporal e na quantidade dos raios, selecionamos quatro áreas de grande incidência de focos de queimadas e tentamos verificar a possível relação entre os raios e os focos de queimadas sobre essas regiões.

5.1. Análise dos sistemas precipitantes

Analisando o comportamento mensal dos sistemas precipitantes sobre as 4 áreas de menor número de queimadas. Verificamos que os NOICES são os sistemas mais frequentes, sendo verificada a maior amostragem de ALLPFS nos meses de março, abril e maio nas áreas 1, 3 e 4. Na área 2 a maior amostragem ocorre nos meses de maio, junho e julho (Figura 35). Com relação aos sistemas precipitantes das áreas de maior número de queimadas (Figura 36) verificamos que assim como nas áreas de menor queima os sistemas mais frequentes são os NOICES. Tendo sido verificado a maior ocorrência nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro nas áreas 5 e 6, e nos meses de janeiro, fevereiro e março nas áreas 7 e 8.

As maiores amostragens de sistemas precipitantes localizam-se nas áreas de menor número de queimadas. Esse comportamento é bastante comum, visto que, devido o escoamento do vento de leste para oeste e a presença das Cordilheiras do Andes, ocorrem maior formação de nebulosidade sobre o oeste da Amazônia.

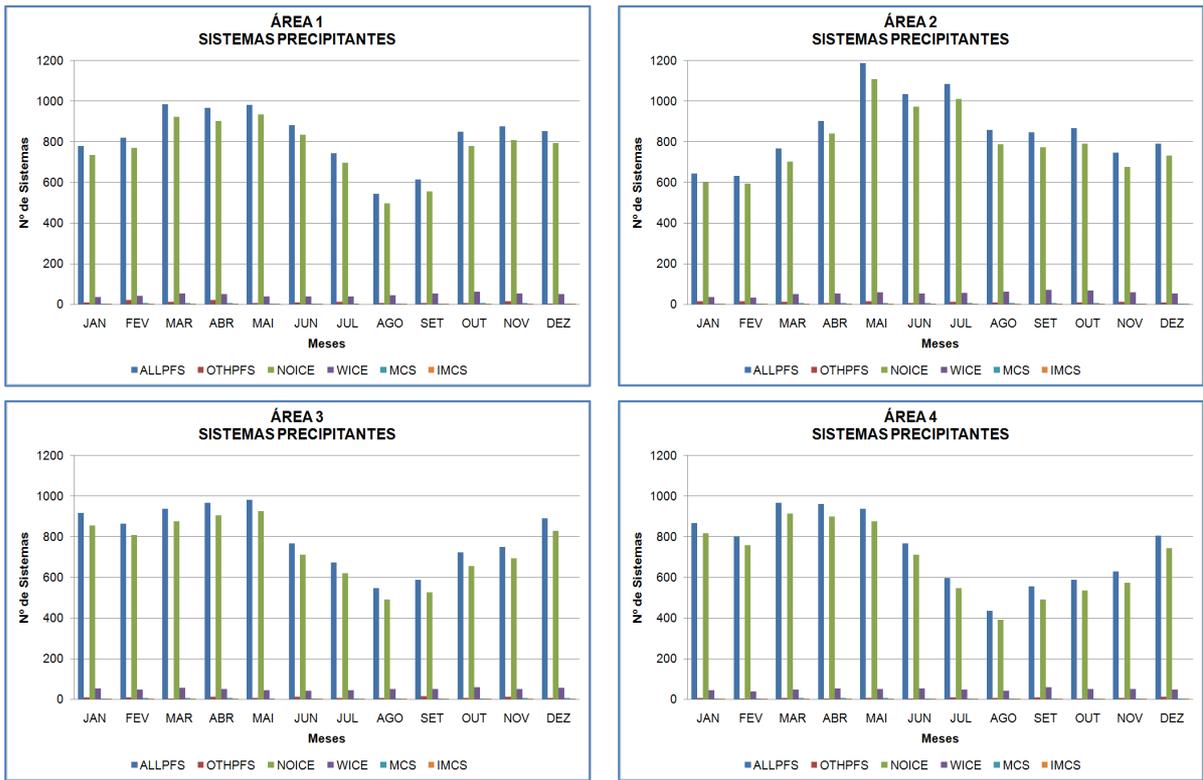


Figura 35. Distribuição do número de sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009 nas áreas de menor queimada.

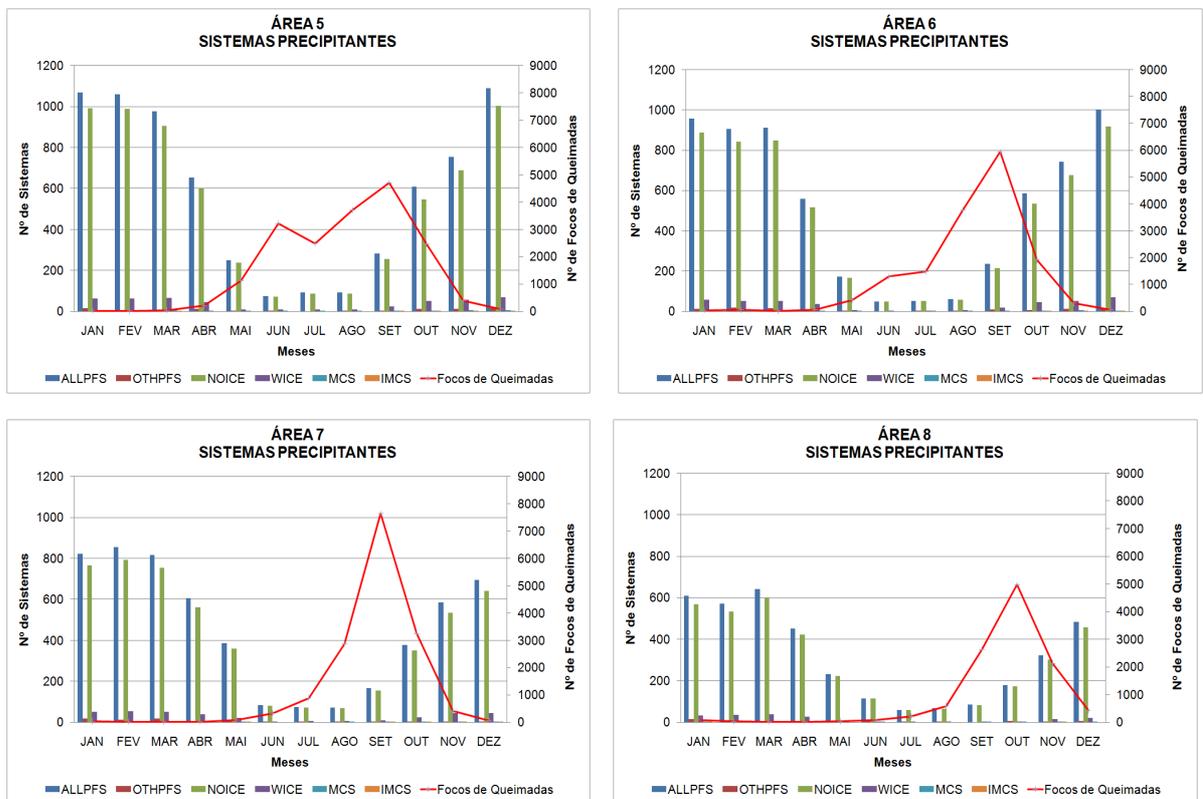


Figura 36. Distribuição do número de focos de queimadas e sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009 nas áreas de maior queimada.

A figura 37 nos mostra o volume de chuva volumétrica produzida por cada sistema precipitante. Podemos verificar que todos os sistemas precipitantes apresentam contribuição na chuva volumétrica das 4 áreas estudadas. Sendo os WICE e MCS os que apresentam o maior volume de chuva. A área 2 é a que apresenta a contribuição de IMCSs na chuva. Observa-se o maior volume de chuva nos meses de fevereiro a abril nas áreas 1 e 3, nos meses de maio a julho na área 2 e nos meses de março a maio na área 4. Nas áreas de maior número de queimadas (Figura 38) observa-se que assim como nas 4 áreas de menor queimadas os WICES e MCSs são os que mais contribuem no volume de chuva estimado, com máximo volume observado nos meses de dezembro a março nas áreas 5, 6 e 7, e janeiro a março na área 8.

Segundo Costa e Pauliquevis (2009) o efeito imediato da maior emissão de aerossóis sobre as nuvens é uma redução do desenvolvimento da precipitação na fase quente, ou seja, quando não se faz necessário a presença de gelo para que a nuvem precipite. Observando os resultados da figura 39, verificamos uma redução do volume de chuva produzido por NOICES no período de maior ocorrência de queimadas, contudo, não é possível verificar uma relação direta entre esses dois parâmetros.

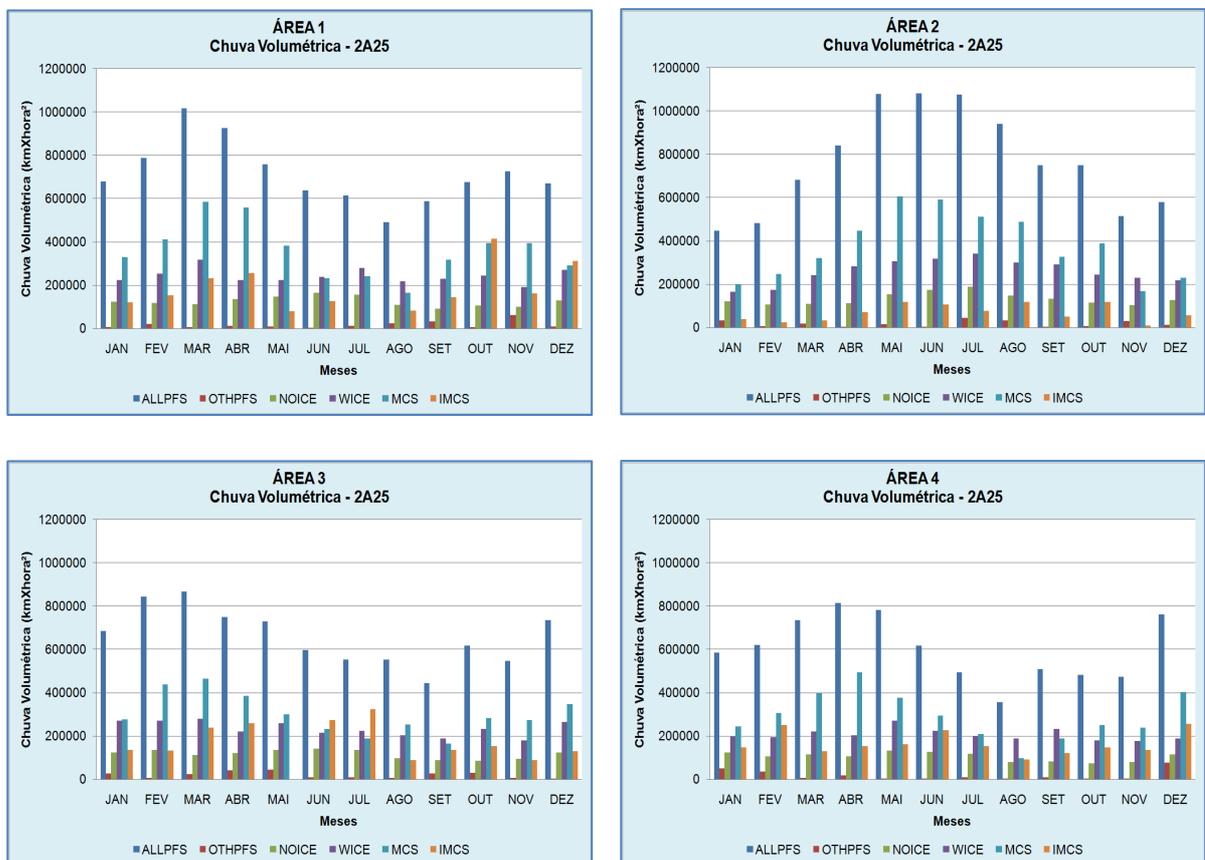


Figura 37. Distribuição mensal da chuva volumétrica produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

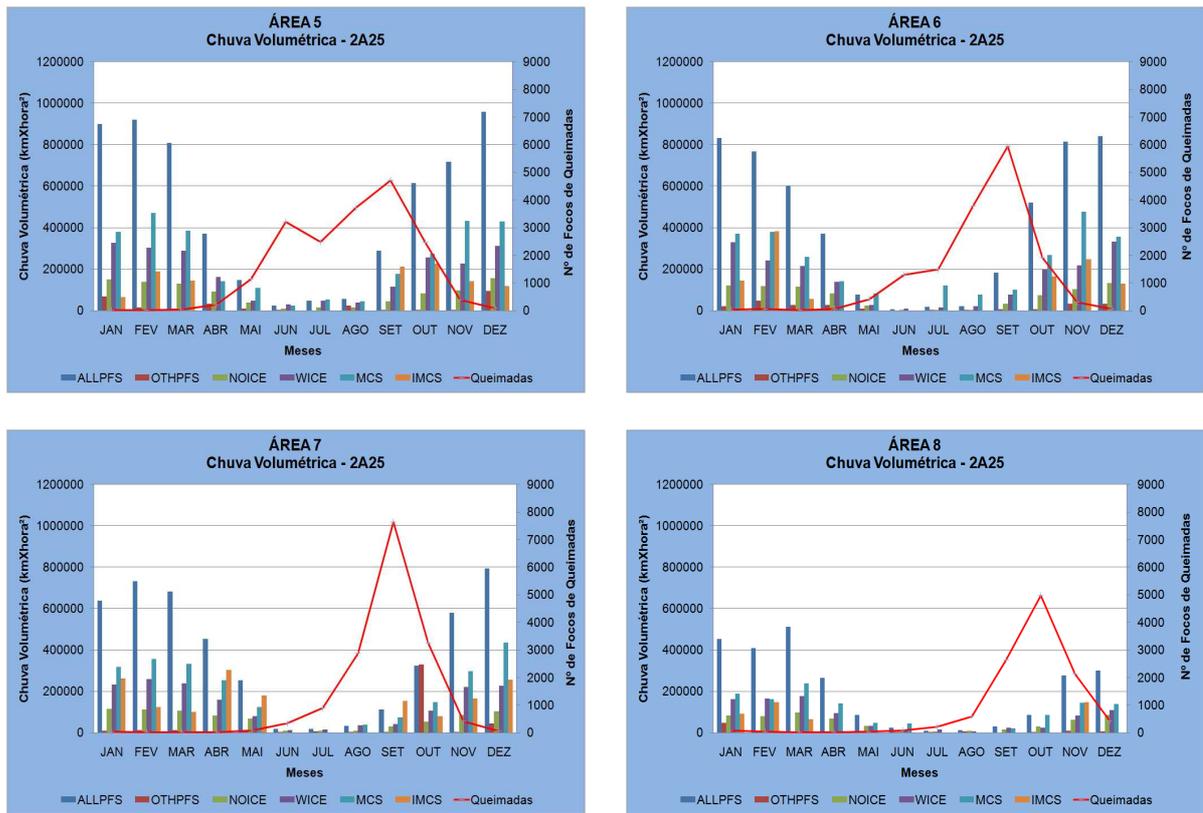


Figura 38. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da chuva volumétrica produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009

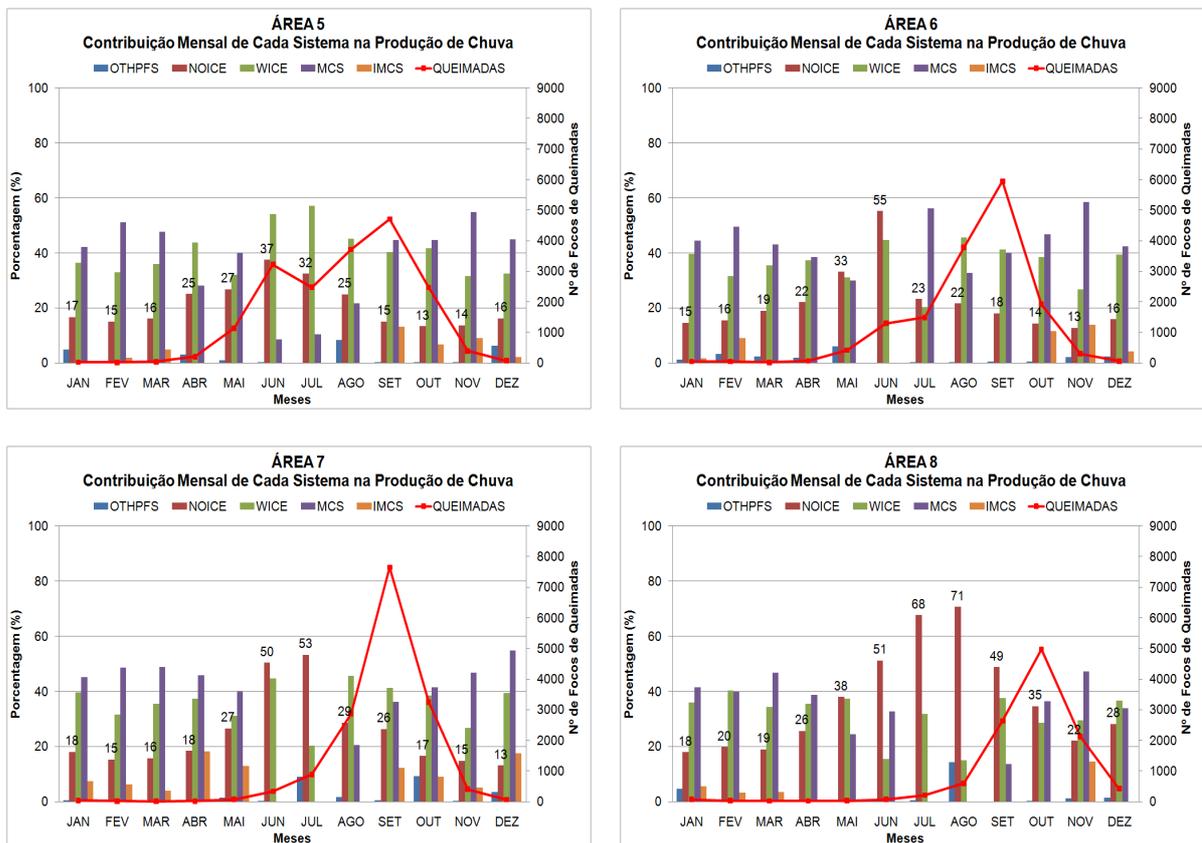


Figura 39. Distribuição da contribuição mensal de cada sistema precipitante na produção de chuva estimada pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

Na figura 40 os ALLPFS apresentaram refletividade variando entre 20 dBZ e 27 dBZ, os WICE variando entre 37 dBZ e 40 dBZ, os MCS variando entre 47 dBZ e 50 dBZ. Entretanto, a área 4 foi a única que apresentou WICE com refletividade acima de 40 dBZ no mês de agosto e MCS acima de 50 dBZ no mês de setembro.

Na figura 41 podemos observar que os ALLPFS apresentaram refletividade variando 20 dBZ e 27 dBZ, semelhante ao comportamento dos ALLPFS das áreas de menor queimadas. Os NOICE variaram de 19 dBZ a 27 dBZ; Os WICE variaram de 38 dBZ a 45 dBZ, sendo verificado WICES acima de 40 dBZ nos meses de maio, julho, agosto, setembro e outubro na área 5. No mês de junho, agosto e setembro na área 6. No mês de junho, julho, agosto e setembro na área 7 e julho, agosto e setembro na área 8. Podemos observar que esse comportamento difere do comportamento observado na figura 42, onde só os WICES da área 4 apresentaram refletividade acima de 40 dBZ. Os MCSs variaram de 45 dBZ a 60 dBZ, com refletividade acima de 50 dBZ no mês de junho na área 5, julho na área 6 e setembro na área 7. Todos os IMCSs apresentam refletividade acima de 48 dBZ

Analisando o comportamento da refletividade nas áreas de menor número de queimadas e nas áreas de maior número queimada, não se verifica grandes diferenças entre as áreas estudadas, exceto que nas áreas de maior número de queimadas há a maior ocorrência de sistemas precipitantes com refletividade mais extremas. Entretanto, não foi possível identificar nenhuma influência direta das queimadas no valor de refletividade dos sistemas precipitantes observados.

Com relação à altura dos sistemas precipitantes, observamos nas 4 áreas de menor número de queimadas (Figura 42) que os ALLPFS variaram entre 5 km a 7 km, com altura acima de 6 km nos meses de agosto, setembro e outubro na área 3 e nos meses de agosto, setembro, outubro e novembro na área 4. Os NOICES variam de 4 km a 6 km em todas as áreas, exceto na área 4, onde verificamos NOICES acima de 6 km no mês de setembro. Os WICES variam de 9 km a 11 km, sendo observado que na área 4 todos os WICES apresentaram mais de 10 km de altura. Os MCSs variam entre 12 km a 16 km com o MCS mais baixo observado no observado no mês de julho na área 1, com 12 km de altura. Os IMCSs apresentaram altura acima de 14 km, exceto no mês de agosto na área 1, onde verificou-se IMCSs com altura inferior a 14 km.

Na figura 43 observamos que os ALLPFS variam de 4 km a 8 km nas áreas estudadas, sendo os maiores ALLPFS observados no período menos chuvoso. Os NOICES também variam de 5 km a 8 km, com NOICES mais altos no período menos chuvoso. Os WICES variam de 8 km a 11 km, com WICES abaixo de 10 km nos meses de maio e julho na área 5,

nos meses de junho e julho na área 6, nos meses de junho ,setembro, outubro e novembro na área 8. Os MCSs variam de 12 km a 17 km, com os MCSs mais altos observados no mês de agosto na área 6, com altura superior a 16 km, e os MCSs mais baixos no mês de julho na área 5, com altura inferior a 10 km. Os IMCSs apresentaram altura acima de 14 km em todas as áreas.

Comparando o comportamento dos sistemas precipitantes observados na figura 42 e 43, observamos que os NOICEs são mais altos nas áreas com maior número de queimadas. Os WICEs apresentam grades oscilações nas áreas com maior número de queimadas, apresentando WICEs abaixo de 9 km em algumas áreas. Os MCSs e o IMCSs não apresentaram grandes variações das áreas com menor número de queimadas para as áreas com maior número de queimadas.

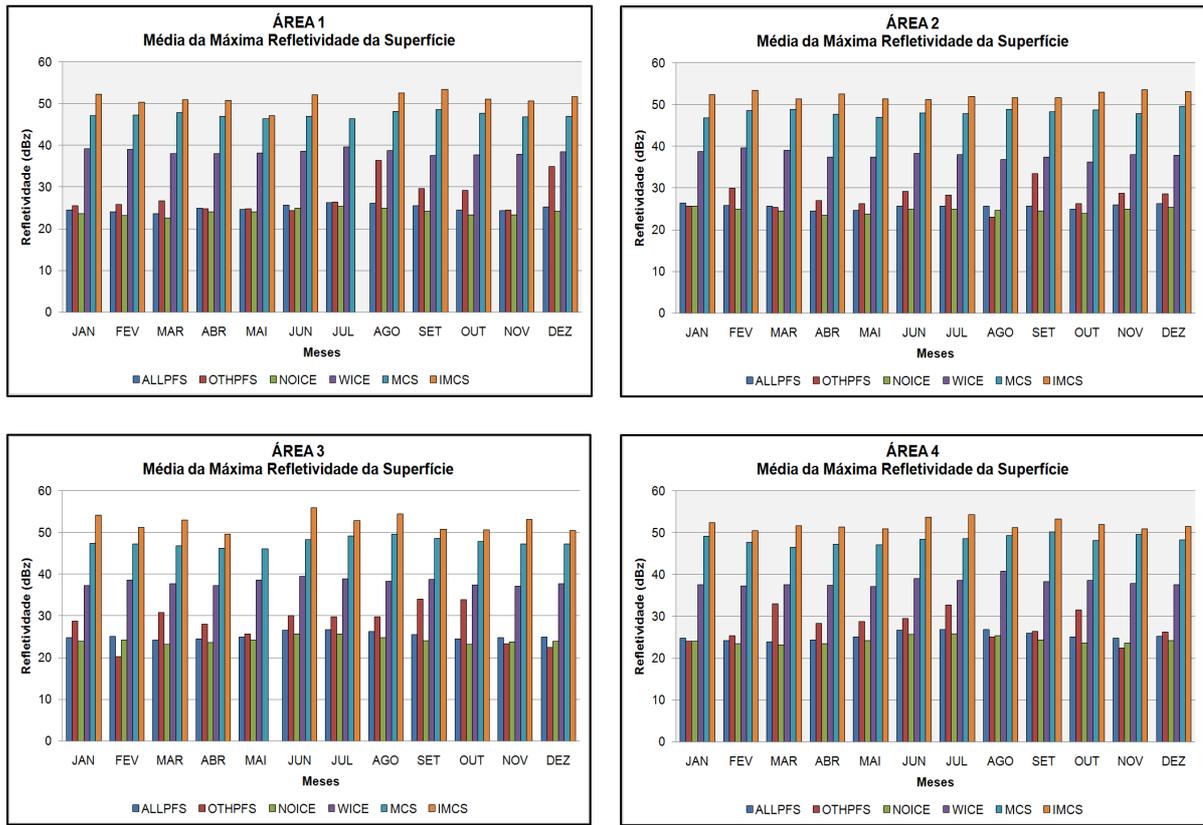


Figura 40. Distribuição da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

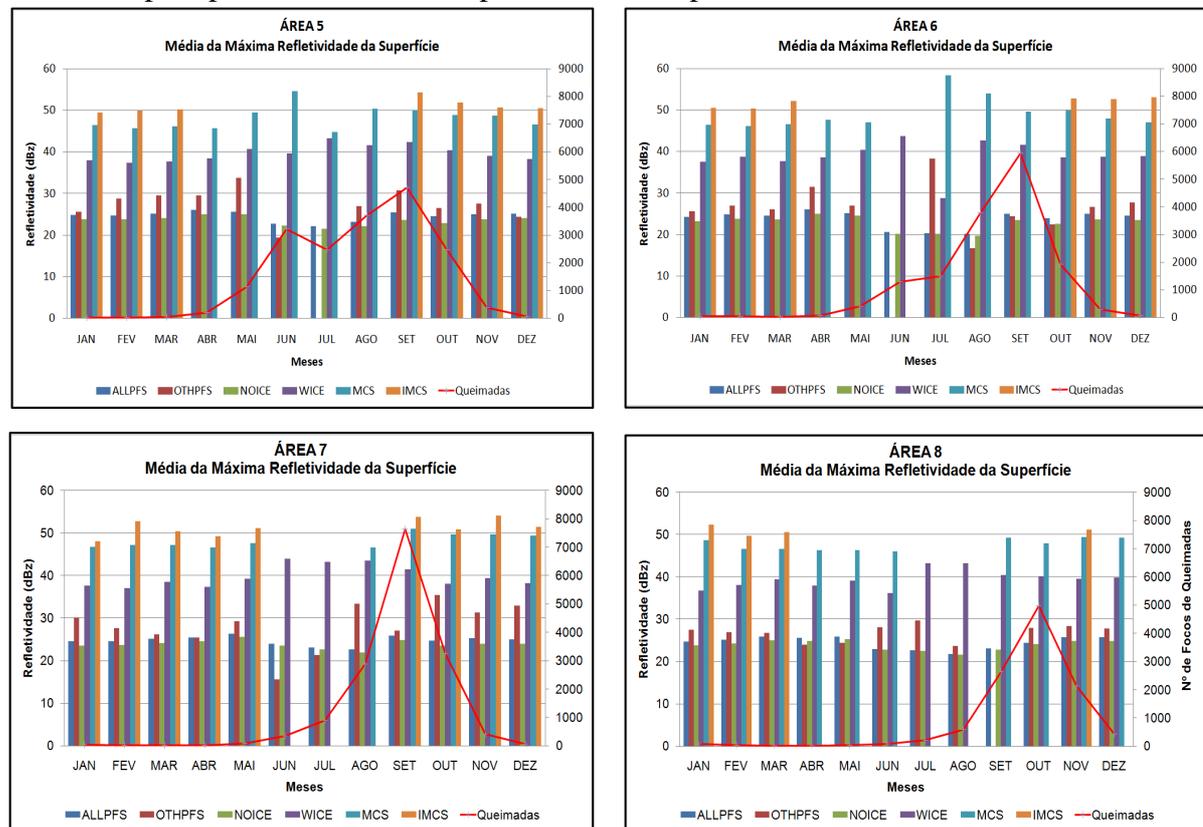


Figura 41. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

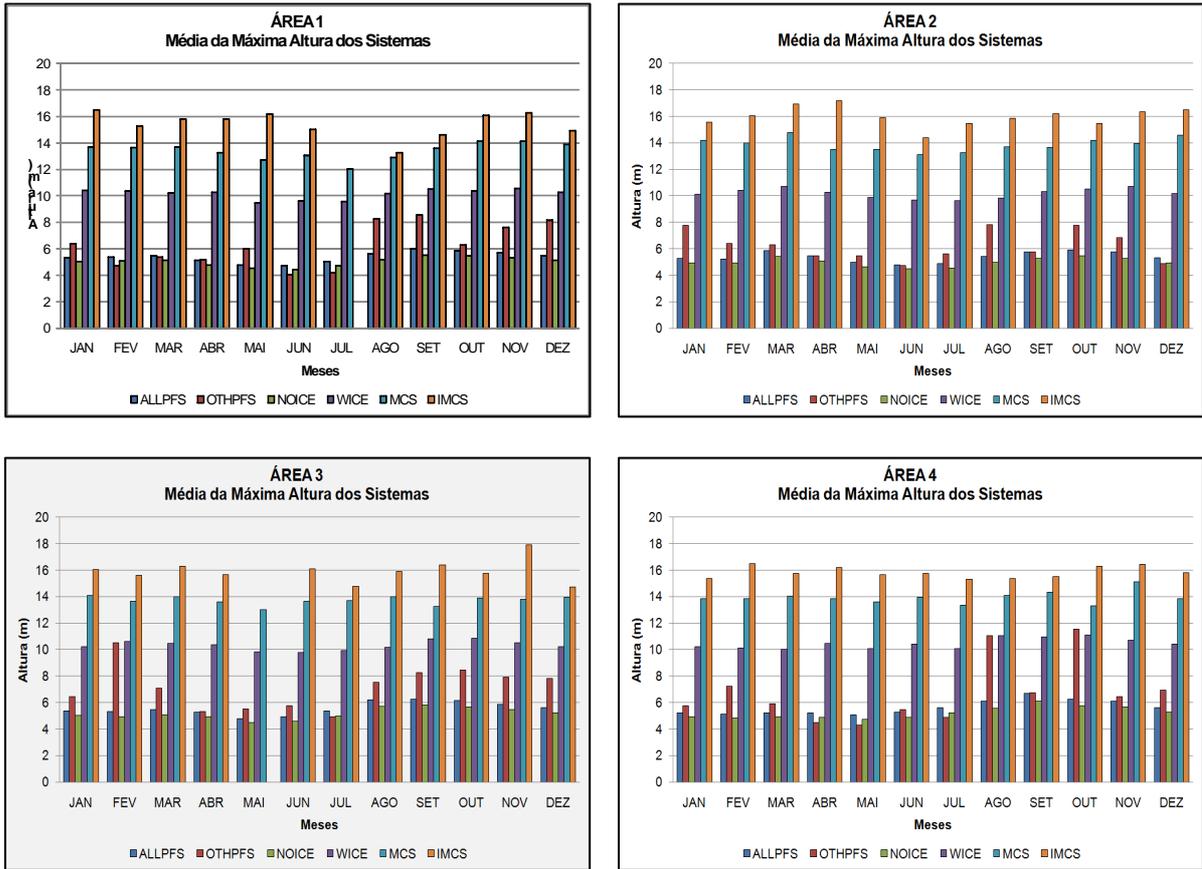


Figura 42. Distribuição da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

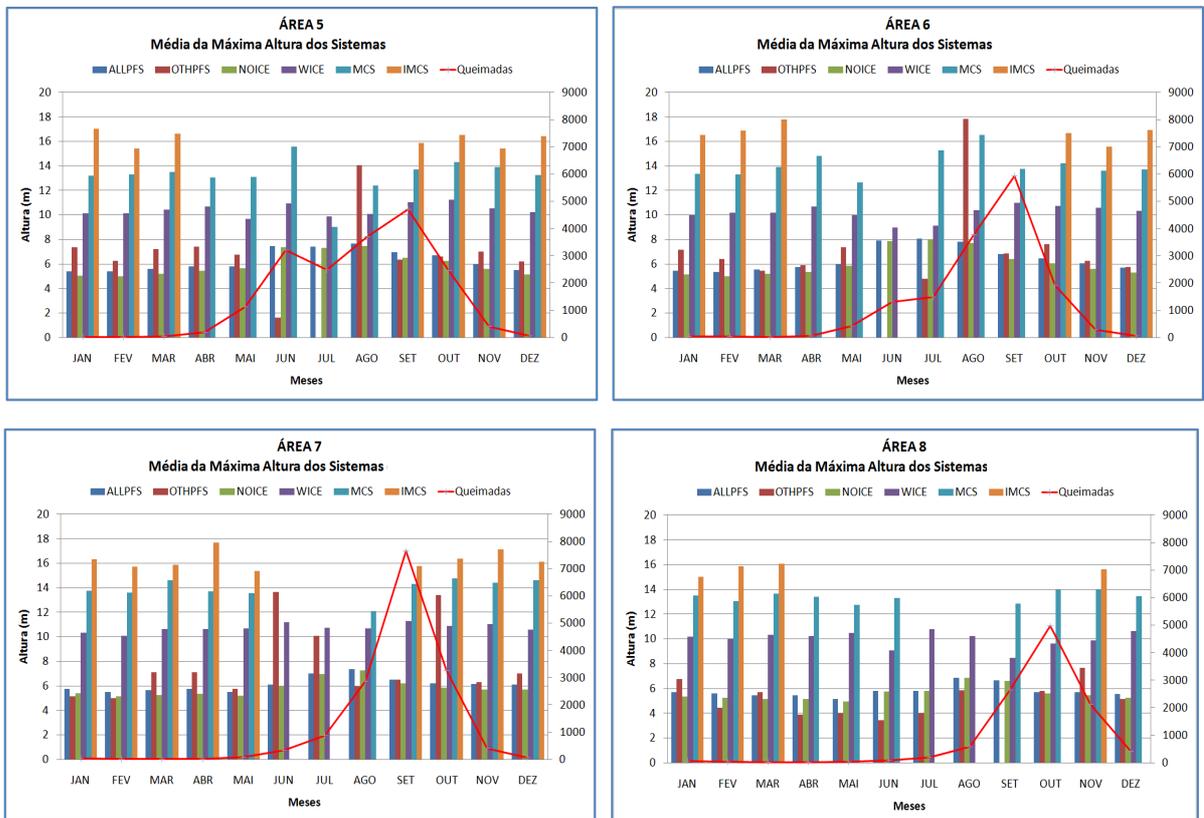


Figura 43. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

4.2.2.2. Sistemas Precipitantes com Raios

Na figura 44 podemos visualizar o comportamento mensal dos sistemas precipitantes com raios sobre as 4 áreas de menor número de queimadas. Verificamos que os WICEs são os sistemas mais frequentes, sendo verificada a maior amostragem de ALLPFS-RAIOS nos meses de setembro a novembro na área 1, nos meses de março, setembro e outubro na área 2 e nos meses de agosto a outubro nas áreas 3 e 4. Com relação aos sistemas precipitantes com raios das áreas de maior número de queimadas (Figura 45) verificamos que assim como nas áreas de menor número de queimadas os sistemas mais frequentes são os WICEs. Tendo sido verificado a maior ocorrência nos meses de dezembro a fevereiro nas áreas 5 e 6, e nos meses de janeiro a março nas áreas 7 e 8.

A análise da figura 45 pode nos levar a uma conclusão equivocada, visto que, mostra menos sistemas eletrificados nos meses de maior ocorrência de queimadas. Contudo, é importante lembrar que os meses de maior ocorrência de queimadas também são os meses mais secos, com menor formação de nebulosidade, ou seja, diante de uma baixa amostragem de sistemas precipitantes só podemos esperar uma baixa amostragem de sistemas precipitantes com raios. Portanto, objetivando a identificação da possível influência das queimadas na produção de sistemas eletrificados, geramos a figura 48 que nos mostra a porcentagem mensal de sistemas eletrificados. Podemos verificar que em todas as áreas estudadas a maior porcentagem de sistemas eletrificados ocorre no segundo semestre do ano. Nas áreas 5 e 6 verificou-se que os meses com maiores picos de queimadas foram também os meses que registraram a maior porcentagem de WICEs eletrificados. Nas áreas 7 e 8 nenhum sistema precipitante mostrou tanta coerência com variação mensal do número de focos de queimadas.

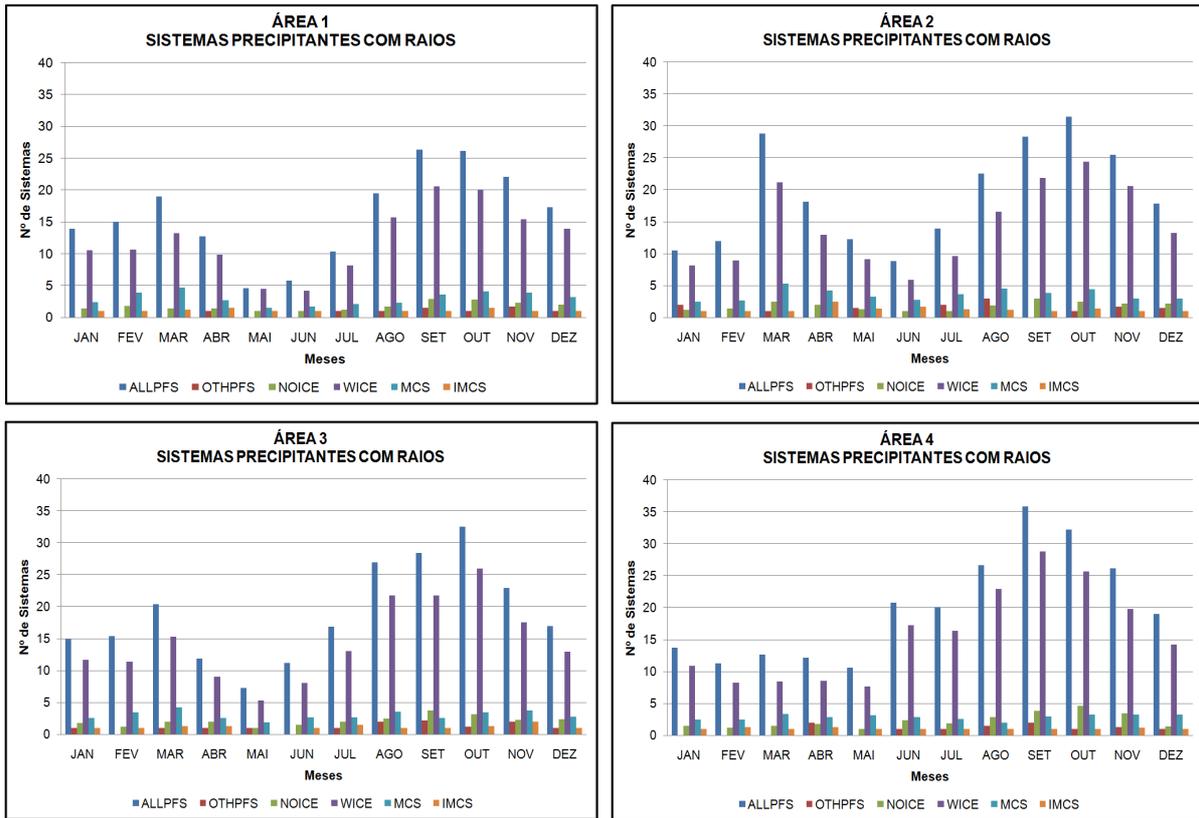


Figura 44. Distribuição do número de sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

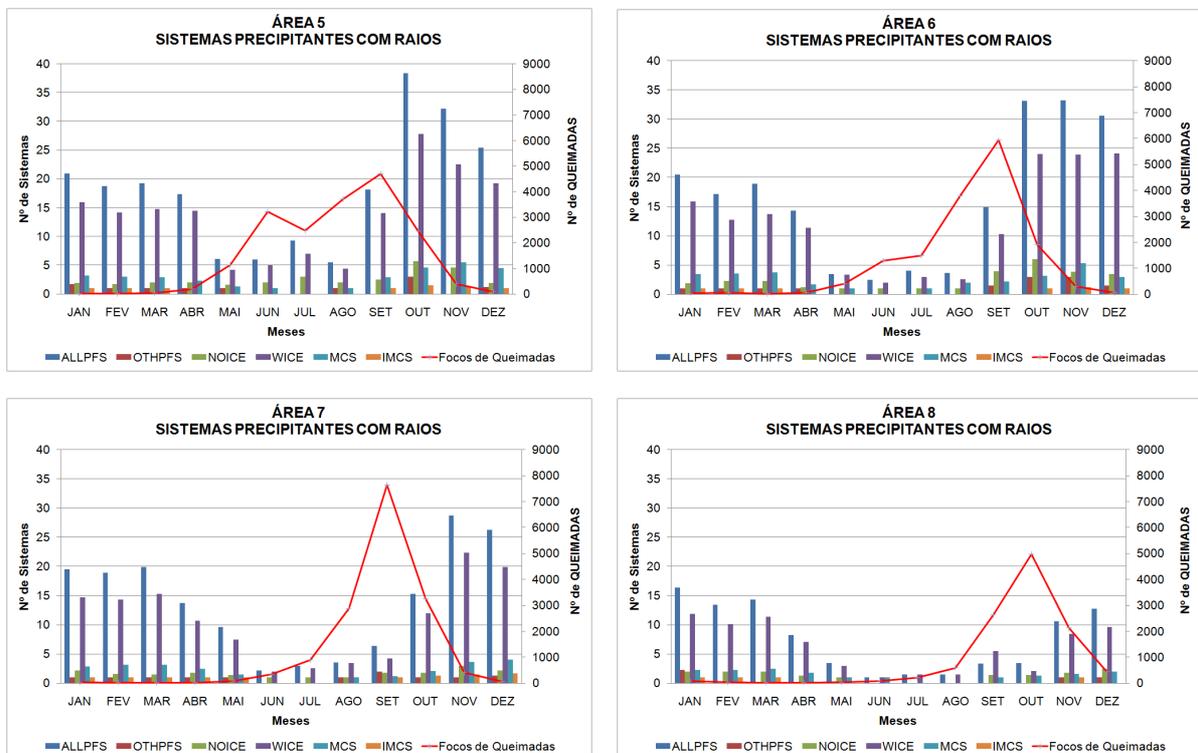


Figura 45. Distribuição do número de focos de queimadas e sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

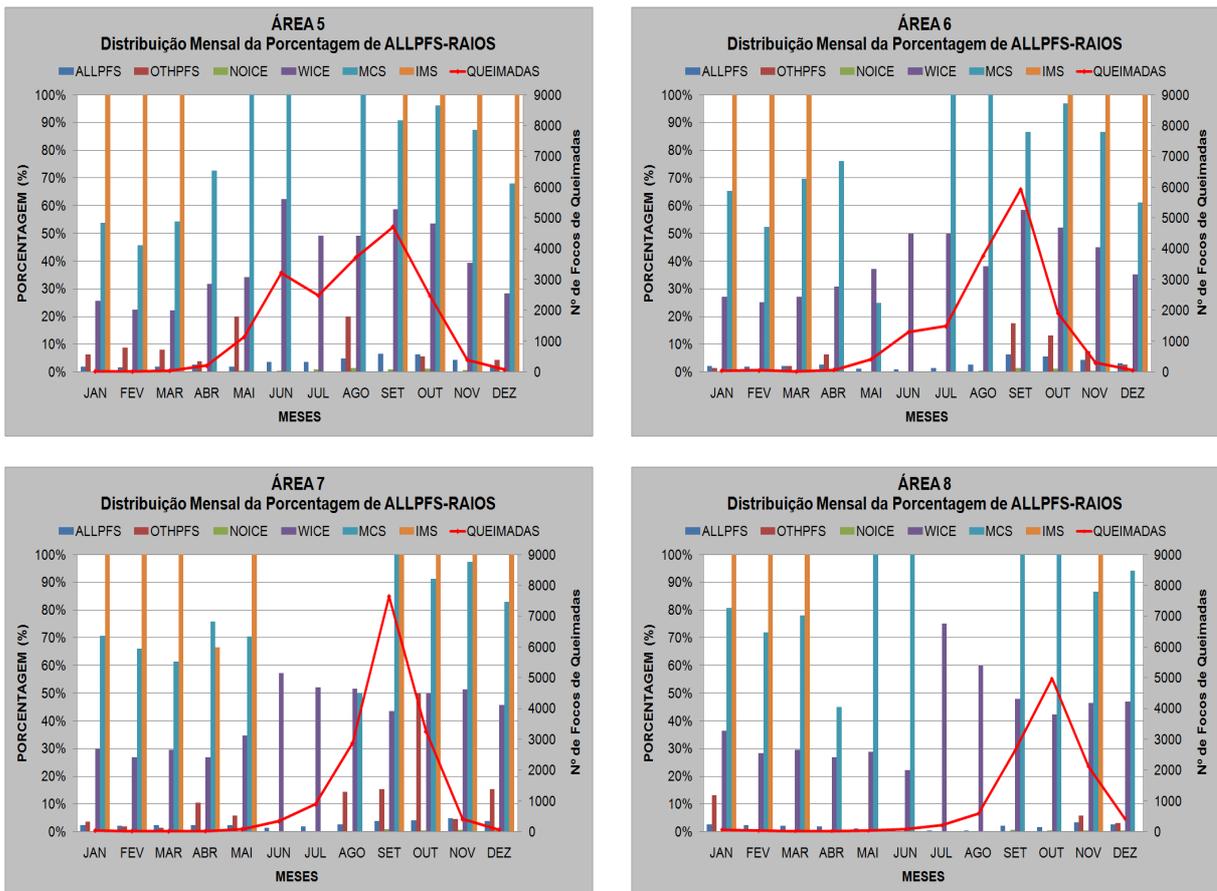


Figura 46. Distribuição Mensal da Porcentagem de Sistemas Precipitantes Eletrificados (ALLPFS RAIOS) no período de 1998 a 2008.

Na figura 47 podemos observar a distribuição mensal dos raios. Verificamos que os picos de raios ocorrem nos meses de setembro e outubro na área 1, nos meses de março, setembro a outubro na área 2 e nos meses de agosto, setembro e outubro nas áreas 3 e 4. Com relação aos sistemas produtoras de raios, podemos verificar que os WICES são os sistemas que mais participam da produção de raios mensal, exceto no mês de fevereiro a março na área 1, no mês de agosto na área 2, no mês de junho na área 3 e nos meses de fevereiro a maio na área 4, onde se observou a maior participação dos MCSs. Com relação aos raios produzidos em ambientes com maior número de queimadas (Figura 48), podemos observar que os picos de raios ocorrem nos meses de outubro e novembro nas áreas 5 e 6, nos meses de novembro e dezembro na área 7 e nos meses de dezembro e janeiro na área 8. Verificou-se também que os WICES foram os que mais contribuíram para a produção mensal dos raios, entretanto nos meses de junho, setembro e novembro na área 5, no mês de março na área 6, nos meses de setembro e outubro na área 7 e no mês de outubro na área 8, observou-se a maior participação dos MCSs na produção de raios. Na comparação do comportamento dos raios produzidos em

áreas com menor número de queimadas e áreas com maior número de queimadas não pudemos identificar grandes diferenças, exceto que a produção de raios por MCSs foi mais freqüente nos segundo semestre do ano nas áreas com maior número de queimadas do que nas áreas mais limpas.

Analisando o comportamento da chuva eletrificada em áreas com menor número de queimadas e em áreas com maior número de queimadas podemos verificar nas figuras 49 e 50 que os WICEs e os MCSs são os que mais contribuem para produção da chuva em ambos os ambientes. Com picos máximos no mês de março nas áreas 1 e 3, nos meses de março, agosto e outubro na área 2 e nos meses de abril, setembro e dezembro na área 4 (Figura 49). Com relação à chuva eletrificada observamos picos nos meses de setembro a novembro nas áreas 5 e 6, nos meses de novembro e dezembro na área 7 e nos meses de janeiro e março na área 8 (Figura 50).

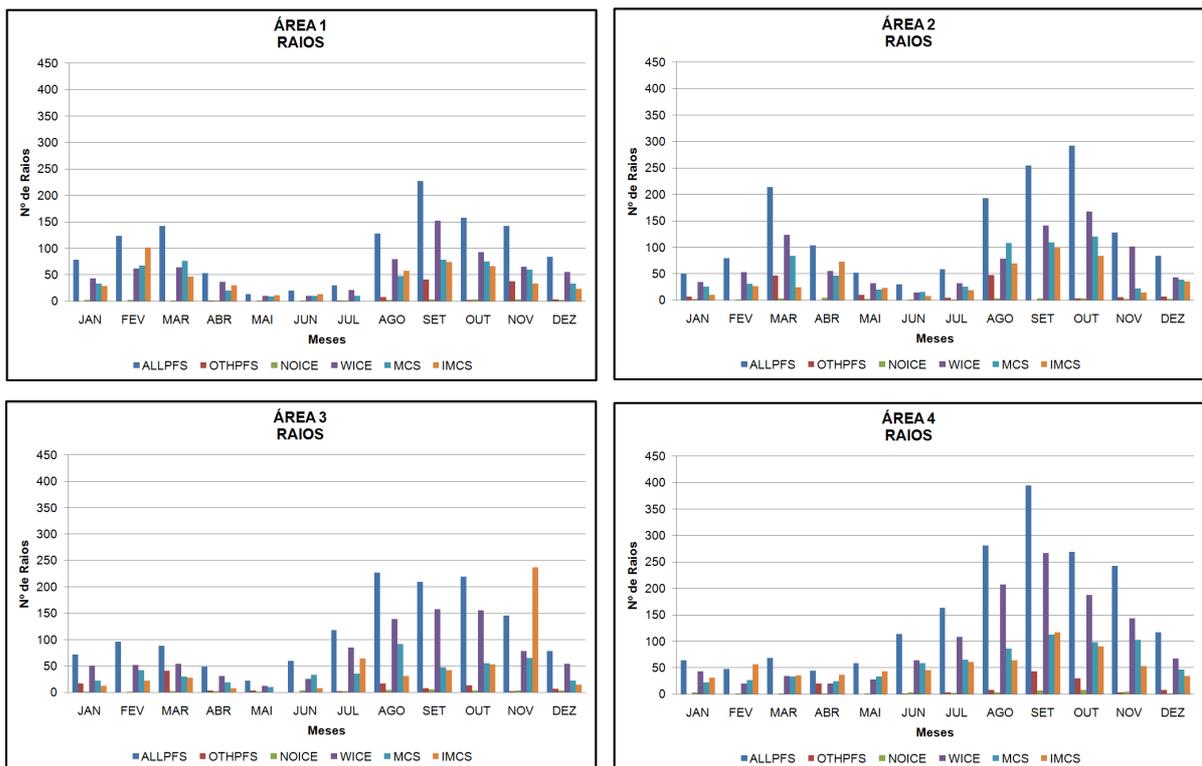


Figura 47. Distribuição da média mensal do número total de raios amostrados pelo LIS/TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

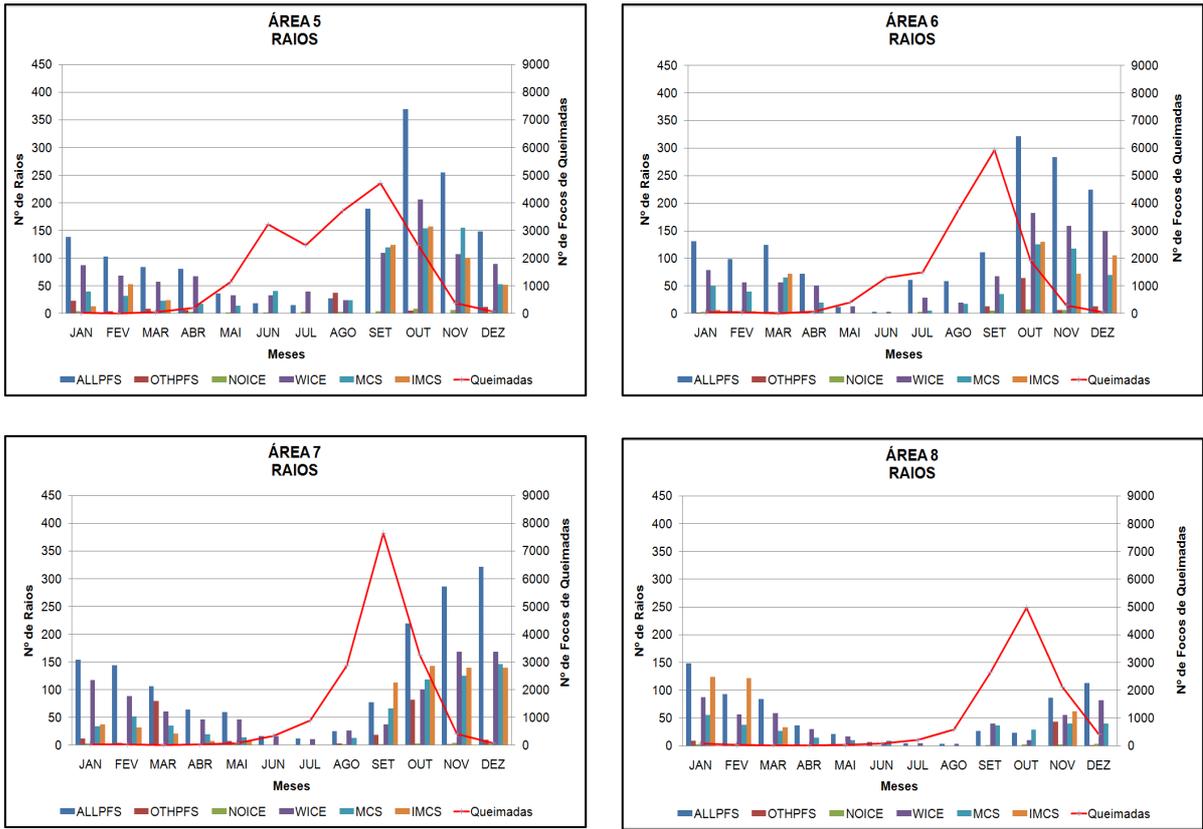


Figura 48. Distribuição do número de focos de queimadas e a média mensal do número de raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

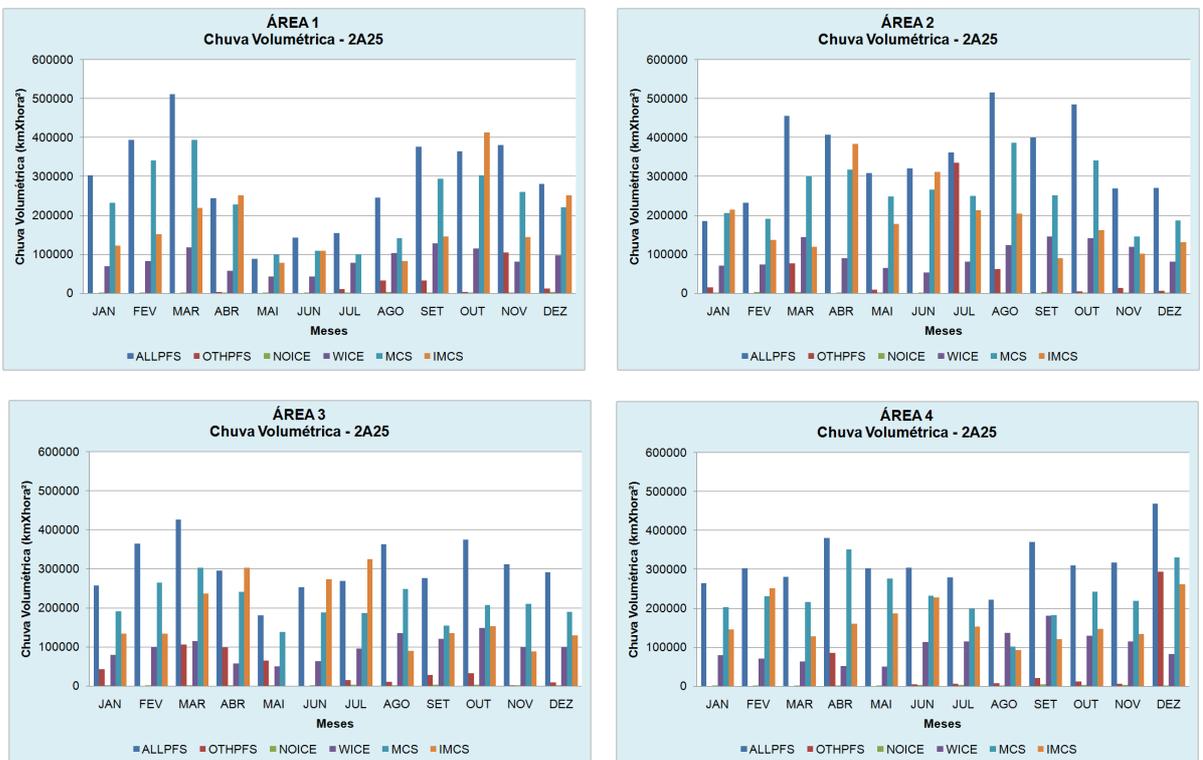


Figura 49. Distribuição do número de focos de queimadas e a média mensal da chuva volumétrica amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

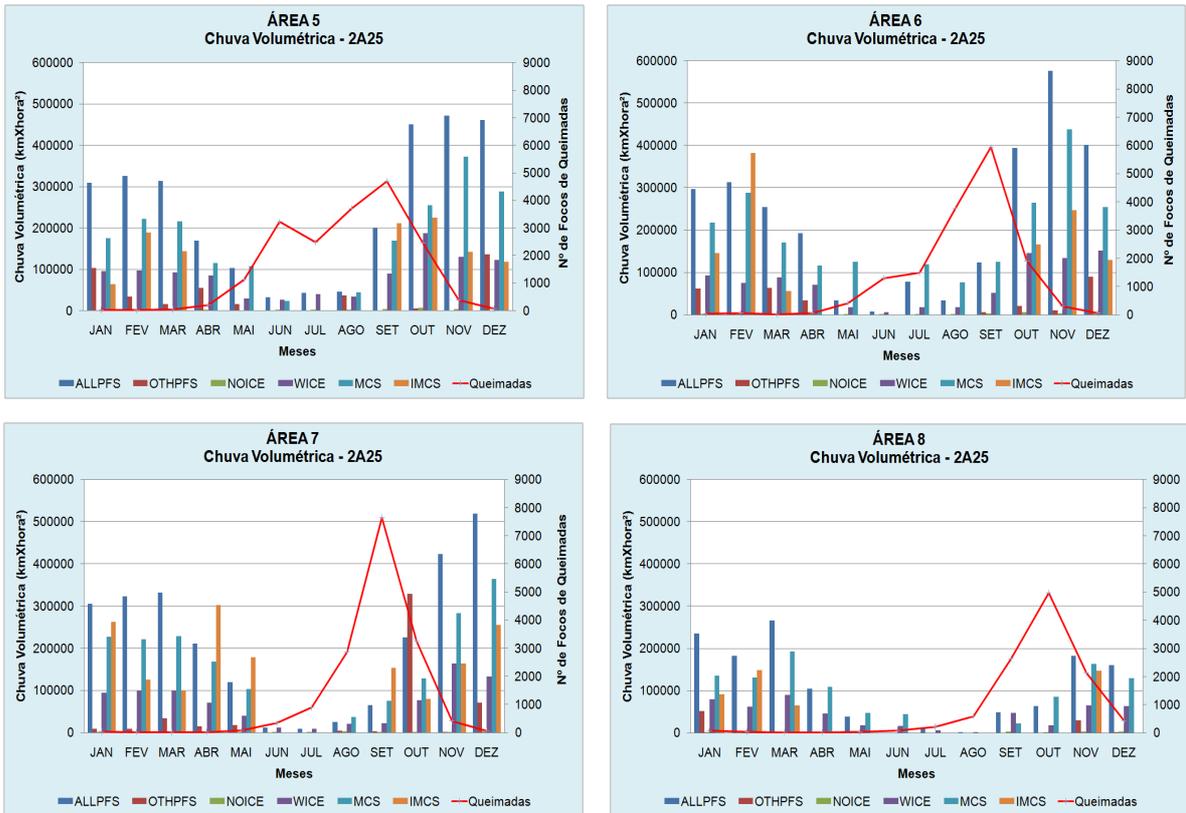


Figura 50. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da chuva volumétrica com raios produzida por cada sistema precipitante amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

Analisando o comportamento da média da máxima refletividade da superfície dos ALLPFS nas áreas com menor número de queimadas (Figura 51), verificamos que a refletividade dos ALLPFS variou de 43 dBZ a 47 dBZ. Os NOICE apresentaram refletividade variando de 22 dBZ a 42 dBZ, com máximas refletividades no mês de julho na área 1, no mês de fevereiro na área 2. Nas áreas 3 e 4 os NOICES apresentaram refletividade acima de 30 dBZ em todos os meses, exceto nos meses de abril e maio na área 3. Os WICES variaram de 40 dBZ a 46 dBZ, os MCSs de 45 dBZ a 50 dBZ. Os IMCSs apresentaram refletividade acima de 50 dBZ em todos os meses, exceto no mês de maio na área 1, onde se observou IMCS com refletividade abaixo de 50 dBZ. Com relação às áreas de ambientes com maior número de queimadas (Figura 52) verificamos que, semelhante à figura 51, os ALLPFS variam de 43 dBZ a 47 dBZ. Os NOICES variam, em geral, de 28 dBZ a 45 dBZ, exceto no mês de julho na área 6, que apresentou NOICES com refletividade inferior a 20 dBZ. Os WICES variaram de 40 dBZ a 48 dBZ e os MCSs de 45 dBZ a 51 dBZ, exceto no mês de junho na área 5 e nos meses de agosto e setembro na área 6, onde os MCSs apresentaram refletividade acima de 51 dBZ. Os IMCSs apresentaram refletividade variando de 47 dBZ a 55 dBZ. Analisando o comportamento da refletividade dos sistemas nos diferentes ambientes, podemos verificar que nas áreas com maior número de queimadas os sistemas tendem a apresentar mais extremos no valor de refletividade, ou para valores mais altos ou para valores mais baixos do que os intervalos encontrados nas áreas com menor número de queimadas.

Na figura 53 podemos verificar que os ALLPFS apresentam altura variando de 12 km a 14 km, exceto no mês de julho na área 1, com altura inferior a 12 km. Os NOICES apresentaram grandes variações, de 4 a 10 km. Tendo sido verificado os NOICES mais altos no mês de julho na área 1 e os NOICES mais baixos no mês de maio na área 4. Os WICES apresentaram altura variando, em geral, de 12 km a 15 km, com menos de 12 km no mês de julho na área 1. Os MCSs variaram de 12 km a 15 km e os IMCSs apresentaram altura acima de 14 km em todas as áreas, exceto no mês de agosto na área 1.

A figura 54 nos mostra a altura dos sistemas em áreas com maior número de queimadas. Podemos verificar que os ALLPFS variam de 8 km a 13 km de altura, variação inferior aos sistemas eletrificados observados nas áreas com menor número de queimadas. Os NOICES variaram, em geral, de 5 km a 10 km, com NOICES acima de 10 km nos meses de julho e agosto na área 7 e abaixo de 4 km no mês de julho na área 6. Os WICES apresentaram altura superior a 12 km na maioria dos meses, exceto nos meses de maio a setembro na área 5, nos meses de maio a outubro na área 6, nos meses de julho na área 7 e nos meses de junho, agosto,

setembro, outubro e novembro na área 8. Todos os IMCSs apresentaram altura acima de 14 km.

Analisando a altura dos sistemas eletrificados nos diferentes ambientes, verificamos que apesar da literatura afirmar que os sistemas precipitantes em locais poluídos tendem a apresentar um grande desenvolvimento vertical, não foi possível visualizar esse comportamento nos sistemas eletrificados. Não tornando possível a identificação da relação direta entre a altura dos sistemas e o número de focos de queimadas.

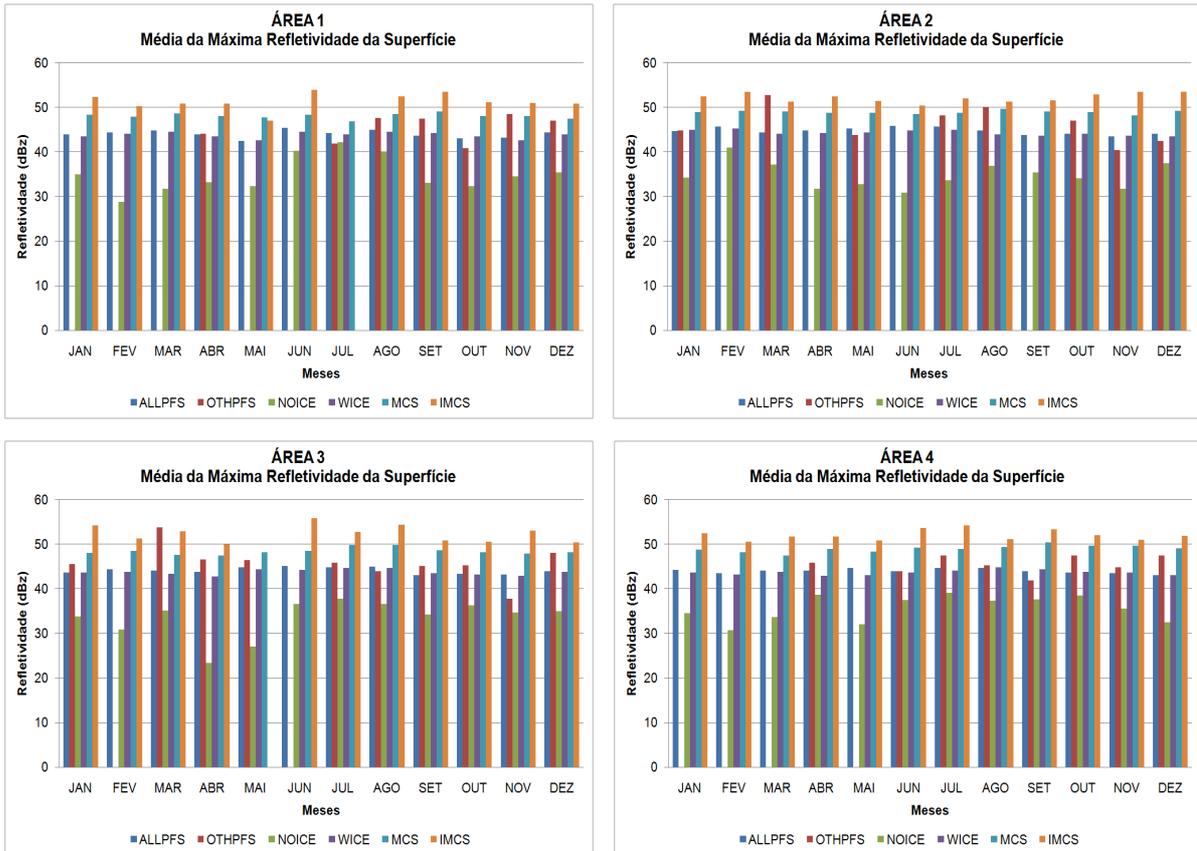


Figura 51. Distribuição da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

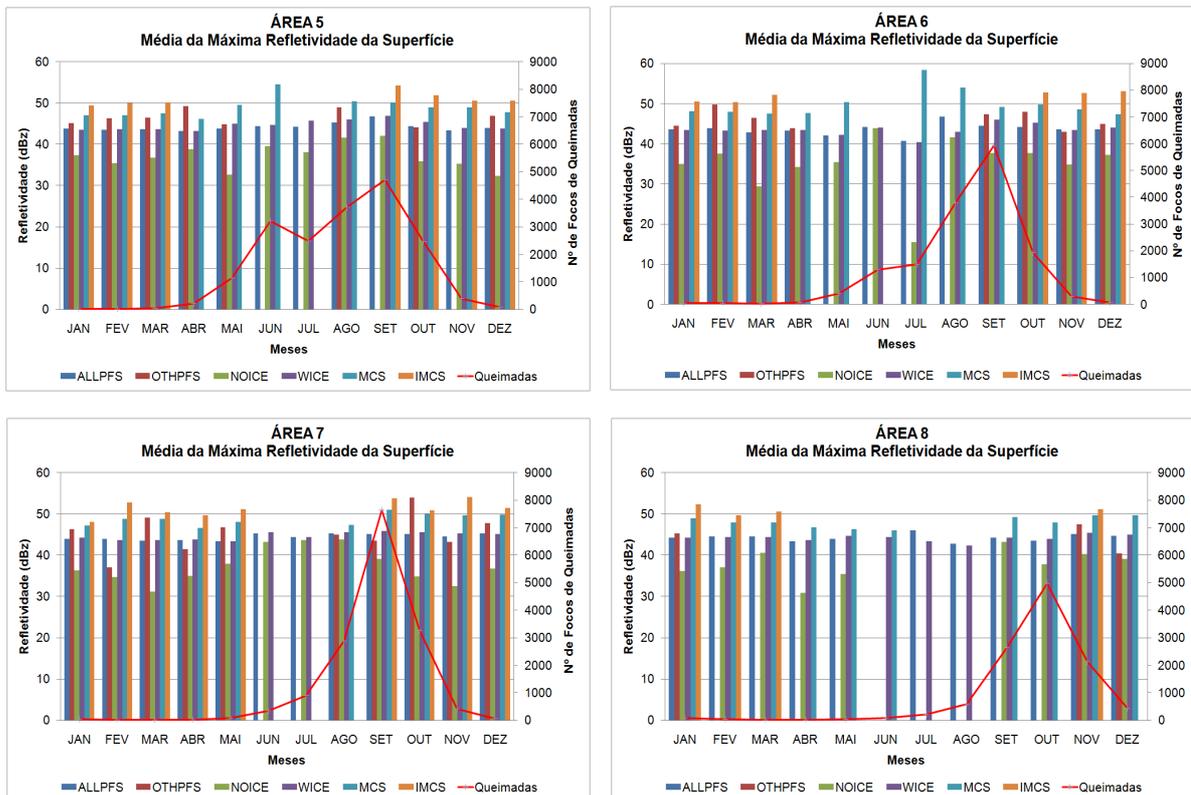


Figura 52. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima refletividade da superfície dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

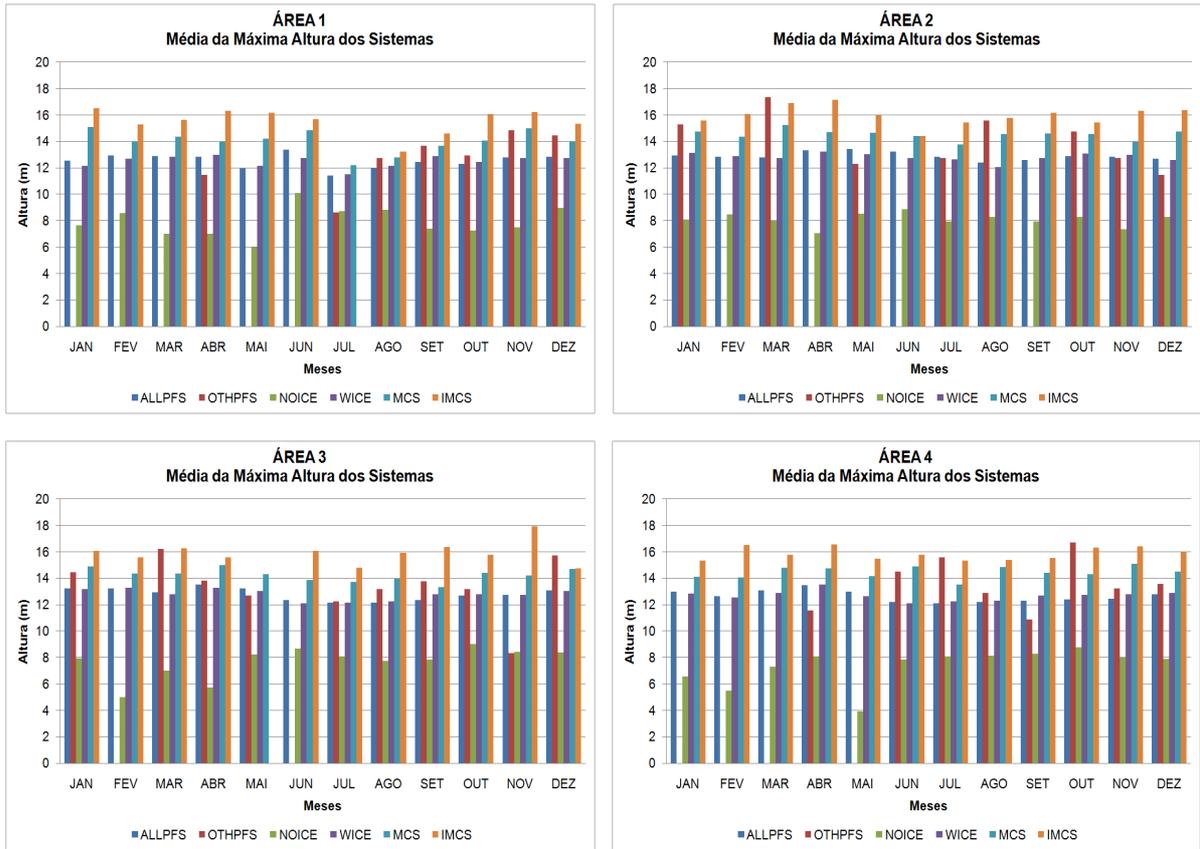


Figura 53. Distribuição da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

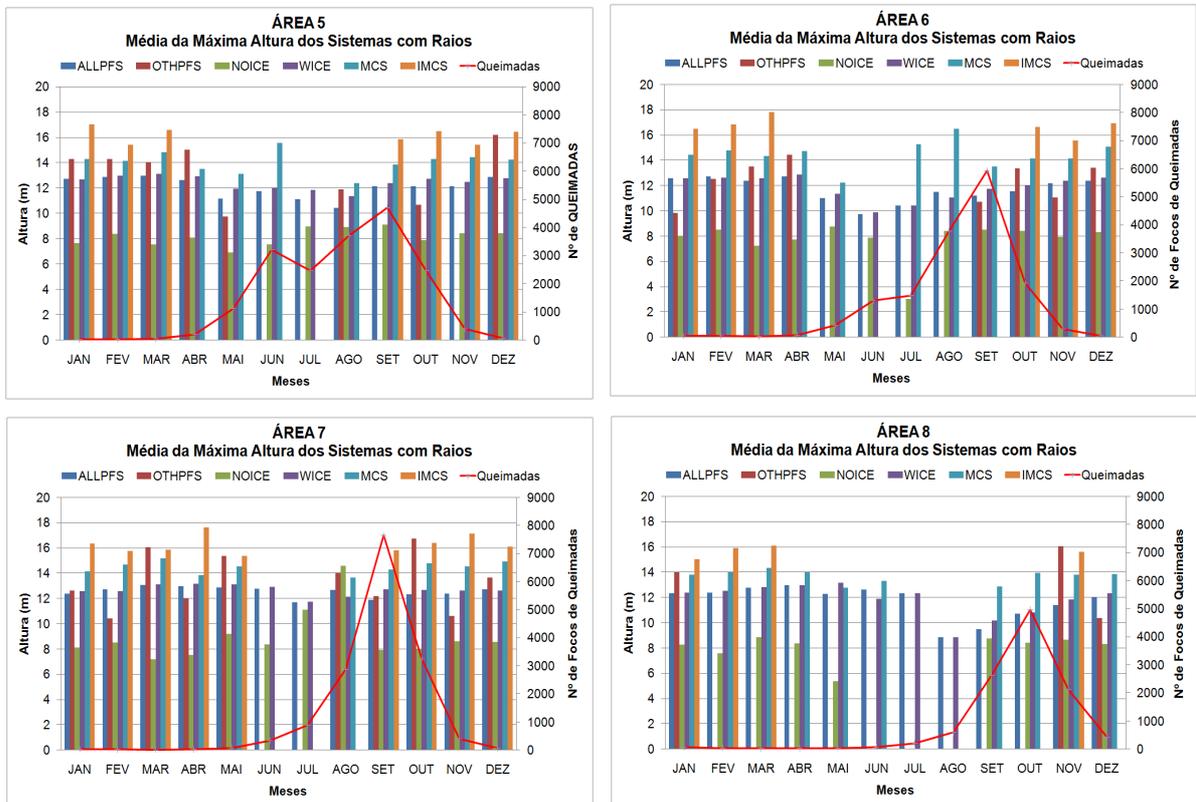


Figura 54. Distribuição mensal do número de focos de queimadas e da média mensal da máxima altura dos sistemas precipitantes com raios amostrados pelo TRMM no período de 12/1997 a 02/2009.

5.2. Correlações

Objetivando encontrar uma correlação entre as variáveis, raios e focos de queimadas, resolvemos utilizar a correlação de Pearson nas variáveis estudadas. Podemos verificar na figura 55 que ambas as variáveis apresentam um ciclo, com picos durante os anos. Os picos dos focos de queimadas costumam ocorrer nos meses de agosto e setembro nas áreas 5, 6 e 7 e na área oito o pico ocorre no mês de outubro. Seguindo o padrão climatológico das queimadas realizadas no Brasil. Os picos de raios são observados no fim da primavera e início do verão. Segundo Fernandes et. al. 2008, as nuvens formadas em regiões de maior ocorrência de queimadas apresentariam um desenvolvimento vertical maior, com os centros de cargas mais elevados, devido às altas concentrações de aerossóis que afetam a microfísica das nuvens, aumentando o seu tempo de vida ao retardar a precipitação. Portanto, as nuvens poluídas permanecem por mais tempo no estágio convectivo com correntes ascendentes, e deste modo eleva os seus centros de cargas para níveis mais altos. Este processo também é favorecido pela maior altura das bases das nuvens, observadas neste período. Os centros de cargas estando mais elevados passam a encontrar uma rigidez dielétrica do ar menor, pois esta se acredita diminuir com a altura. Deste modo, facilita a ocorrência de descargas dentro da nuvem, gerando raios negativos com picos de correntes menores, porém com valores não tão diferentes, pois estes continuam saindo do centro de carga negativa principal e raios positivos com picos de corrente maiores, pelo fato deste último agora ter sido surgido do centro de carga inferior mais próximo da base da nuvem. Através da correlação feita entre os focos de queimadas e o número de raios, no presente trabalho, verificamos que as duas variáveis em geral apresentaram uma correlação moderada. Podemos verificar que na correlação mês a mês (Lag=0) a correlação não existe, ela só começa a ser significativa a partir do segundo mês (lag=1), sendo mais significativa no terceiro e quarto mês (lag=2 e lag=3), quando a correlação fica em torno de 40%. Contudo, a análise física da interação entre essas duas variáveis fica difícil de ser explicada, visto que, segundo Kaufman (1994), a permanência do aerossol na atmosfera é da ordem de uma semana, e a série temporal utilizada no presente trabalho é mensal. Por isso, acredita-se que o escala temporal possa ter mascarado a possível influência dos focos de queimadas no número de raios. Contudo, o trabalho sugere que seja feito um estudo mais detalhado entre a relação das duas variáveis em busca de se determinar o tempo de influência das queimadas no número de raios.

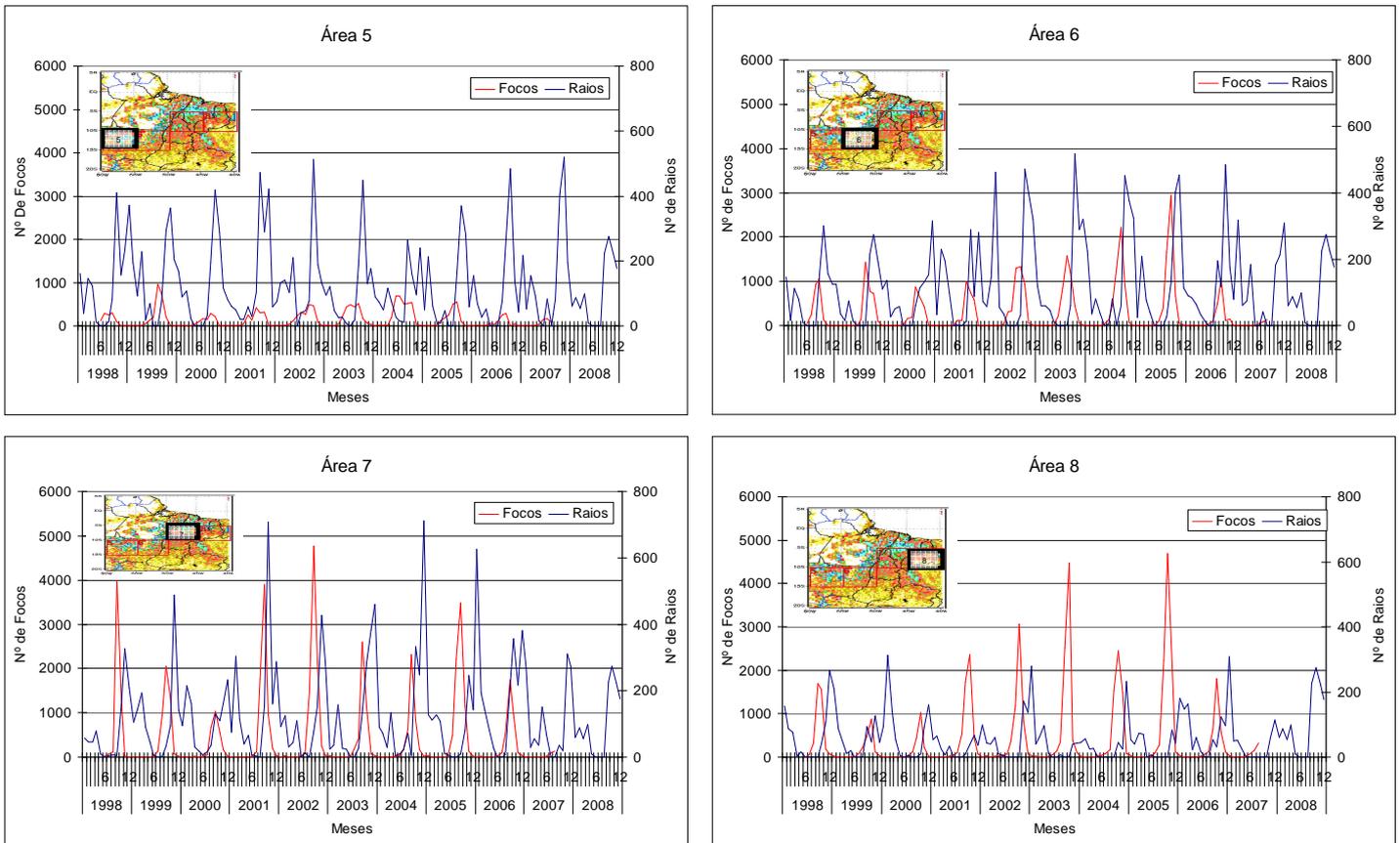


Figura 55. Distribuição mensal do número de focos de queimadas amostrados pelo satélite NOAA-12 e de raios amostrados pelo sensor LIS abordo do satélite TRMM, no período de 1998 a 2008.

CORRELAÇÃO DE PEARSON COM LAG						
LAG	ÁREA5	Área6	área7	área8		
0	-	-	-	-		
1	0.301	0.509	0.363	-		
2	0.437	0.701	0.521	0.314	Tabela de Pearson	Nível
3	0.448	0.468	0.435	0.484	< 0.30	Baixo
4	0.300	0.217	-	0.325	0.30 - 0.70	Moderado
5	-	-	-	-	> 0.70	Forte

*Coef. de Confiança= (0,05%)

*Valor fora do coef.de confiança= (-)

Tabela 4. Correlação de Pearson feita com dados mensais de focos de queimadas detectados pelo satélite NOAA 12 e raios amostrados pelo sensor LIS/TRMM, no período de 1998 a 2008.

6. CONCLUSÃO

Os resultados das análises 10 anos de dados de raios provenientes do LIS/TRMM mostraram que as regiões do sul do Estado do Pará, município de Belém e Ilha do Marajó são aquelas que apresentam as maiores ocorrências de raios na Amazônia Oriental. Sendo os sistemas precipitantes da categoria MCS os que mais contribuem com a produção de raios sobre essas regiões.

Os resultados também mostraram que, os sistemas eletrificados apresentam grande contribuição no volume de chuva estimado sobre as áreas CENTRO e SUL, definidas nesse estudo. Com percentuais superiores a 50% de chuva eletrificada nas áreas SUL. Nas áreas NORTE, o percentual de contribuição por chuva eletrificada apresenta-se abaixo de 30%, o que evidencia a predominância de chuva de natureza oceânica, provenientes de nuvens quentes sobre o litoral paraense e o Estado do Amapá.

A variação mensal da densidade da ocorrência de raios na área de estudo mostrou que as maiores ocorrências de raios sobre o município de Belém são nos meses de janeiro a junho, meses que apresentam a maior frequência de formação de LI. Cavalcanti et. al 2009, também mostrou que esse é o período onde as LI tendem a se apresentar com intensidade mais forte, e conseqüentemente, com mais eletrificação, reforçando a hipótese de que elas sejam as grande responsáveis pela eletrificação no período chuvoso em Belém. Nas áreas SUL, as maiores ocorrências de raios acontecem nos meses de setembro a dezembro, meses onde observamos os MCSs mais intensos, com temperatura de brilho em torno de -80°C e alta taxa de chuva. Os MCS responsáveis pela eletrificação no sul do Estado do Pará, parecem ser favorecidos mais por convecção local, devido o aquecimento diurno. Seguindo a climatologia de formação dos MCSs que costumam se formar ou intensificar no período da tarde. Contudo, é importante lembrar que o sul do Estado do Pará também apresenta grande quantidade de liberação de aerossóis no período de junho a novembro, favorecido pelo aumento do número de focos de queimadas nessa época. Por isso, buscando verificar a possível influencia desses focos no número de raios amostrados nas áreas SUL. O estudo selecionou 8 áreas, 4 com maior número de focos de queimadas e 4 com o menor número de queimadas e analisou os sistemas precipitantes dessas regiões.

Analisando o comportamento de cada sistema precipitante nos diferentes ambientes estudados (ambiente com mais focos de queimadas e ambiente com menor foco de queimadas), verificamos que os NOICES são os sistemas mais frequentes em ambos os

ambientes. Os WICE e MCSs são os que mais contribuem para a chuva em ambos ambientes. Entretanto, verificamos uma redução do volume de chuva produzido por NOICES no período de maior ocorrência de queimadas, o que pode evidenciar a inibição de produção de chuva de nuvens quentes. Contudo, os resultados não permitem verificar uma relação direta entre esses dois parâmetros, o que corrobora

Analisando o comportamento da refletividade nas áreas de menor número de queimadas e nas áreas de maior número queimada, não se verifica grandes diferenças entre as áreas estudadas, exceto que nas áreas de maior número de queimadas há a maior ocorrência de sistemas precipitantes com refletividade mais extremas. Entretanto, não foi possível identificar nenhuma influência direta das queimadas no valor de refletividade dos sistemas precipitantes observados.

Os NOICES são mais altos nas áreas mais poluídas. Os WICEs apresentam grandes oscilações nas áreas poluídas, apresentando WICEs abaixo de 9 km em algumas áreas. Os MCSs e os IMCSs não apresentaram grandes variações das áreas de ambiente com menor número de queimadas para as áreas poluídas. Entre os sistemas eletrificados os WICEs são o sistemas mais frequentes em ambos os ambientes. Verificou-se que em todas as áreas estudadas a maior porcentagem de sistemas eletrificados ocorre no segundo semestre do ano, que compreende o período mais seco regionalmente. Nas áreas 5 e 6 verificou-se que os meses com maiores picos de queimadas foram também os meses que registraram a maior porcentagem de WICEs eletrificados. Nas áreas 7 e 8 nenhum sistema precipitante mostrou tanta coerência com variação mensal do número de focos de queimadas. Na comparação do comportamento dos raios produzidos em ambientes com menor número de queimadas e ambientes com maior número de queimadas não pudemos identificar grandes diferenças, exceto que a produção de raios por MCSs foi mais freqüente no segundo semestre do ano nas áreas poluídas do que nas áreas mais com menor número de queimadas. Isso pode ser um indicativo de que o período de estiagem e o eventual desmatamento dessas áreas sejam fatores mais significativos do às queimadas locais.

Analisando o comportamento da refletividade dos sistemas eletrificados nos diferentes ambientes, podemos verificar que nas áreas com maior número de queimadas os sistemas tendem a apresentar mais extremos no valor de refletividade, ou para valores mais altos ou para valores mais baixos do que os intervalos encontrados nas áreas com menor número de queimadas. Com relação à altura dos sistemas eletrificados verificamos que, apesar dos sistemas precipitantes em locais poluídos tenderem a apresentar um grande desenvolvimento vertical, não foi possível visualizar esse comportamento nos sistemas eletrificados. Não

tornando possível a identificação da relação direta entre a altura dos sistemas e o número de focos de queimadas.

Assim, a análise da correlação entre as áreas de focos de queimadas o número de raios amostrados não proporcionaram um análise conclusiva da relação das queimadas e raios, visto que, apesar de termos observado uma correlação moderada entre as duas variáveis, verificamos que essa correlação é maior com uma defasagem temporal de um mês .Isto significa dizer que uma queimada que ocorre em setembro só iria impactar no número de raios em outubro ou novembro. Esse comportamento, analisado de modo físico é incoerente com os estudos que vem sendo realizados sobre o impacto das queimadas nas nuvens. Os aerossóis liberados pelas queimadas apresentam uma duração na ordem de semanas e por isso é questionável essa correlação moderada após um mês de queima. Contudo, o estudo sugere que se faça um estudo mais apurado sobre o tempo de influencia dos aerossóis de queimadas e do ambiente queimado sobre o sistema precipitante. Para verificar se essa correlação moderada é puramente matemática ou existe alguma explicação física entre essa relação. É possível que não sejam os aerossóis instantaneamente emitidos que afetem a eletrificação das nuvens em escala regional, mas sim as propriedades alteradas das superfícies das áreas queimadas, que intensifiquem as condições de convecção nos meses subsequentes, produzindo sistemas de nuvens mais eletrificadas e maior densidade de raios.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, A.C. ; ROCHA, B. R. P. ; MONTEIRO , J.H.A. ; SOUZA, J. R. S. ; VIEIRA, G.R. ; SOUZA, E.B. ; CUNHA, H.T.S. ; SOUZA, W.A.P. . Lightning Characteristics Associated to Severe Rainfall Events, Around Belém PA Brazil. In: **IX International Symposium on Lightning Protection**, 2007, Foz do Iguaçu. Proceedings of the IX International Symposium on Lightning Protection. São Paulo : Institute of Electrotechnics and Energy of the University of São Paulo, 2007. v. 1. p. 57-60.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G.P.; LONGO, K. M.; SILVA-DIAS, M.A.F. **Smoking rain clouds over the Amazon**. Science, v. 303, p.1337- 1342, 2004.

ANDERSON, J. A.; ARRIT, R. W. Mesoscale Convective Complex and Persistent Elongated Convective System over the United State during 1992 and 1993. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 577-599, 1998.

ARAÚJO, R.L. de; DINIZ, J.H.; CHERCHIGLIA, L.C.; ERICSSON, A.J.; GELDENLUYS, H.J. **Applied lightning research in an intertropical mountainous area**. In: International Conference on Power Distribution, 1., Belo Horizonte, 1990. Anais. Belo Horizonte, P.1-6.

ARAGÃO. L. E. O. C.; MALHI. Y.; BARBIER. N.; LIMA. A.; SHIMABUKURO. Y.; ANDERSON. L.; SAATCHI. S. (2008). Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazônia. **Phil. Trans. R. Soc. B** 363. 1779–1785. (doi:10.1098/rstb.2007. 0026).

Artaxo, P.; J.V. Martins; M.A. Yamasoe; A.S. Procópio; T.M. Pauliquevis; M.O. Andre ae; P. Guyon; L.V. Gatt i; A.M. Cordova Le al. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research* 107 (D20): 49.1-49.14. 2002

ARTAXO, P., OLIVEIRA, P.H., LARA, L.L., PAULIQUEVIS, T.M., RIZZO, L.V., PIRES JUNIOR, C., PAIXÃO, M.A. (2006). Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3):168-189.

AVILA, E.E.; PEREYRA, R.G. Charge transfer during crystal-graupel collisions for two different cloud droplet size distributions. **Geophysical Research Letters**, v.27, n.23, p.3837-3840, 2000.

BERRY, F. A.; BOLLAY, E.; BEERS, N. R. **Handbook of Meteorology**. McGraw-Hill, New York, 1945.

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The thunderstorm**. Washington, DC: Weather Bureau, 1949.

CHRISTIAN, H. J.; DRISCOLL K. T.; GOODMAN S. J.; BLAKESLEE R. J.; MACH D. A.; BUECHLER D. E., The optical transient detector (OTD), **Proceedings of 10th International Conference on Atmospheric Electricity**, p. 368, June 10-14, 1996.

CHRISTIAN, H. J., R. J.; BLAKESLEE, S. J.; GOODMAN, D. A.; MACH, M. F.; STEWART, D. E.; BUECHLER, W.J.; KOSHAK, J. M. HALL, W. L.; BOECK, K. T.; DRISCOLL D. J.; BOCCIPPIO. **The Lightning Imaging Sensor**. Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity, p. 746, June 7-11, 1999.

CECIL, D. J, 2006: **Global distributions of thunderstorms based on 7+ years of TRMM**. 2nd Conf. on Meteor. App. of Lightning Data, Atlanta, GA, American Meteorological Society, paper 5.3.

COSTA A. A; PAULIQUEVIS T. aArossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, 234-253, 2009.

COHEN, J. C. P; SILVA DIAS, M. A F.; NOBRE C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n.11, p. 34-40, nov. 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F; NOBRE C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: **A case study**. **Monthly Weather Review**, v. 123, n.11, p. 3163-3174, Nov. 1995.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud Dynamics**. Academic Press., 883p., 1989.

FERNANDES, W. A. **Características dos relâmpagos gerados por nuvens de tempestades em ambientes sob a influência das queimadas em Rondônia** / W. A. Fernandes. – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005. 182 p. ; - (INPE-13831-TDI/1054).

FERNANDES, W. A; I. PINTO, O. PINTO JR. Como as queimadas afetam as nuvens de tempestades e os relâmpagos. **Ciência Hoje** • v o l . 4 2 • n ° 2 5 2, p. 32-33, sep. 2008.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. Precipitation Distribution Over Central and Western Tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, June 1990.

FREITAS, S.; LONGO, K.; SILVA DIAS, M.; SILVA DIAS, P. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. **Revista do Instituto de Estudos Avançados da USP**, v. 19, n.53, p. 167-185, 2005.

GIN, R.B.B. **Estudo coordenado de um sistema de tempestade sobre a América do Sul. São José dos Campos.** 98 p. (INPE-5388 -TDI/477). Dissertação (Mestrado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1992.

GOMES, M. A. S. S. **Estudo dos relâmpagos na Região Sudeste do Brasil em função das características geográficas** / M. A. S. S. Gomes. – São José dos Campos: INPE, 2002. 149p. (INPE-10055-TDI/889).

GOODMAN, S. J. **Lightning activity associated with severes storms embedded within a mesoscale convective storm complex.** Preprints Thirteen Conference on Severe Local Storms, Tulsa. American Meteorological Society, p. 29-32, 1983.

GOODMAN, S. J.; CHRISTIAN, H. J.; RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; ARNOLD, R. T. Simultaneous observations of cloud-to-ground lightning above and below cloud tops. Preprints Seventh International Conference on Atmospheric Electricity. **American Meteorological Society**, p. 456-462, 1984.

GLICKMAN, T. S., Ed., 2000: **Glossary of Meteorology**. 2d ed. Amer. Meteor. Soc., 855 pp.

HALTINER, D. J.; MARTIN, F. L. **Dynamical and Physical Meteorology**. McGraw-Hill, New York, 1957.

GRECO, S.; SWAP R.; GARSTANG M.; ULANSKI S.; SHIPHAM M.; HARRIS R. C.; TALBOT R.; ANDREAE M. O.; ARTAXO P., Rainfall and surface kinematics conditions over central Amazonia during ABLE 2B, **J. Geophys. Res.**, 95, 17,001–17,014, 1990.

GUYON;P.; FRANK G.; WELLING M.; CHAND D.; ARTAXO P.; RIZO L. ; NISHIOKA G.; KOLLE O.; FRITSCHCH H.; SILVA DIAS M. A. F.; GATTI L. V.; CORDOVA A. M.; ANDREAE M. O. Airborne measurements of trace gas and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia . **Atmospheric. Chemistry. Physics**.5, 2989-3002, 2005.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, v. 102, n. 435, p. 77-92, Jan. 1977.

HEILMANN, A.; MORALES, C. A. R. Avaliação do sistema de detecção de descargas atmosféricas em vlf - zeus no brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - XIV, 2006, Florianópolis. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006.

HOLLE, R. L.; WATSON, A. I.; LÓPEZ, R. E.; MACGORMAN, D. R.; ORTIZ, R.; OTTO, W. D. The life cycle of lightning and severe weather in a 3-4 june 1985 PRESTORM mesoscale systems. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1798-1808, 1994.

HOUZE JR., R. A.; RUTLEDGE, S. A.; BIGGERSTAFF, M. I.; SMULL, B. F. Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude Mesoscale Convective Systems. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 70, p. 608-619, 1989.

HOUZE JR., R. A.; SMULL, B. F.; DODGE, P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 613-654, 1990.

HOUZE JR., R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press., 570p., 1993.

IGUCHI, T.; KOZU T.; MENEGHINI R.; AWAKA J.; OKAMOTO K. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. **J. Appl. Meteor.**, 39, 2038-2052. (2000).

CAVALCANTI I. F. A.; FERREIRA N J.; DIAS M. A. F; JUSTI M. G. A. Tempo e o Clima no Brasil. Ed: Oficina de Textos. ISBN: 9788586238925. 1ª edição, 2009.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLET, J.; NOBRE, C. A.; RAMIREZ, M. V.; KOUSKY, V. E.; RAO V. B. **Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions**. The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 109, p. 609-630, 1983.

JIRAK, I. L.; COTTON, W. R.; McANELLY, R. L. Satellite and radar survey of Mesoscale Convective System development. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2428-2449, 2003.

LIU, C.; E.J. ZIPSER, 2005: Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. **J. Geophys. Res.-Atm**, 110, doi:10.1029/2005JD00006063.

LIU C., **University of Utah TRMM precipitation and cloud feature database-Description version 1.0**. Department of Meteorology, University of Utah, Salt Lake City, 2007.

LIU, C.; ZIPSER E. J. (2008), **Diurnal cycles of precipitation, clouds and lightning in the tropics from 9 years of TRMM observations**, Geophys. Res. Lett., 35, L04819, doi:10.1029/2007GL032437.

KALNAY, E.; KANAMITSU M.; KISTLER R.; COLLINS W.; DEAVEN D.; GANDIN L.,
; IREDELL M.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.; ZHU Y.; LEETMAA A.;
REYNOLDS B.; CHELLIAH M.; EBISUZAKI W.; HIGGINS W.; JANOWIAK J.; MO K.
C.; ROPELEWSKI C.; WANG J., JENNE R.; JOSEPH D. 1996: The NCEP/NCAR 40 year
reanalysis project, Bull. Amer. **Meteor. Soc.**, 77, 437-471.

KISTLER, R.; KALNAY E.; COLLINS W.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.;
CHELLIAH M.; BISUZAKI W.; KANAMITSU M.; KOUSKY V.; DOOL H.; JENNE R.;
FIORINO M. 2001: The NCEP-NCAR 5—year reanalysis: monthly means CD-ROM and
documentation. Bull. Amer. **Meteor. Soc.** 82, 247- 267.

KODAMA, Y. M. Large -scale common features of sub-tropical precipitations zone (The
Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal
zones. **Jounal of the Meteorological Society of Japan**, Tokyo, v. 70, p. 813-835, Ago.1992.

KOREN I.; KAUFMAN, Y.; REMER, L.A.; MARTINS, J.V. Measurement of the effect of
Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, p. 1342-1345,
2004.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.
108, n. 04, p. 488 - 498, Abr. 1980.

KOUSKY, V. E. Pentad out going longwave radiation climatology for the South American
sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, p. 217-231, jan. 1988.

KUMMEROW, C.; BARNES W.; KOZU T.; SHIUE J.;SIMPSON J. (1998), The Tropical
Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package, J. **Atmos. Oceanic Technol.**, 15, 809–
817.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.;
STOCKER,E.;ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.;ASHCROFT, P.; KOZU,
T. HONG, Y.; 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, pp. 1965-1982, 2000.

KUMMEROW, C.; HONG Y.; OLSON W. S.; YANG S.; ADLER R. F.; MCCOLLUM J.;
FERRARO R.; PETTY G.; SHIN D. B.; WILHEIT T. T.. 2001: **The Evolution of the
Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave
sensors.** J. Appl. Meteor., 40, 1801–1820.

KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W. S.; ADLER, R. F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, B. B.; WILHEIT, T. T.: The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors, **J. Appl.Meteor.**, 39, 1801–1820, 2001.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W.D. 1998. **The Electrical Nature of Storms**, New York, Oxford University Press.

MADDOX, R. A. **Mesoscale convective complexes**. Bulletin American Meteorology Society, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, Nov. 1980.

MARSHALL, B.J.P.; LATHAM J.; SAUNDERS C. P. R. 1978. **A laboratory study of charge transfer accompanying the collision of ice crystals with a simulated hailstone**, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 163-178.

REYNOLDS, S.E.; BROOK M.; GOURLEY M. F. 1957. **Thunderstorms charge separation**, Journal Meteorological, 14, 426-436.

MOLION, L. C. B.; KOUSKY, V. E. **Uma contribuição à climatologia de dinâmica da troposfera tropical sobre a Amazônia**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, mar. 1981. (Relatório Técnico INPE – 3560-RPE/480)

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2 n. 1, p. 107-117, dez. 1987.

MOTA G. V; Souza J. R. S., Rocha E. J. P., Souza W. A. P., Rocha B. R. P., Albuquerque J. C. and Souza E. B. **Mesoscale Convective Systems and Lightning Observations over Pará State, in Northern Brazil - 29 and 30 May 2008**, Case Study In: GROUND2008 & 3rd LPE - International Conference on Grounding and Earthing & 3rd International Conference on Lightning Physics and Effects, 2008, Florianopolis. Anais do GROUND2008 & 3rd LPE - International Conference on Grounding and Earthing & 3rd International Conference on Lightning Physics and Effects, 2008.

MOTA, G. V: **Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the tropical rainfall measuring mission over South America**. Utah: University of Utah, 2003. 201 f. Tese (Doutorado em Meteorologia), - University of Utah, Utah, 2003

MOHR, K. I.; ZIPSER, E. J. **Defining mesoscale convective systems by their 85- GHz ice scattering signature**. Bulletin American Meteorology Society, v. 77, n. 6, p.1179-1189, Jun. 1996a.

MOHR, K. I.; ZIPSER, E. J. **Mesoscale convective systems defined by their 85- GHz ice scattering signature: Size and intensity comparison over tropical oceans and continents.** Monthly Weather Review, v. 124, n. 11 p. 2417–2437, Nov. 1996b.

MOHR, K. I.; FAMIGLIETTI, J.S.; ZIPSER, E.J. The contribution to tropical rainfall with respect to convective system type, size, and intensity estimated from the 85-GHz ice scattering signature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 5, p. 596-606, May. 1999.

NACCARATO K.; PINTO Jr. O., HOLZWORTH R. H.; BLAKESLEE R. **Cloud-to-ground Lightning over Brazil using VLF, LF and Lightning Image Sensor Combined Data.** 29th International Conference on Lightning Protector. 23th-26th June 2008 – Upsala, Sweden.

NACCARATO K.; PINTO JR. O. **Monthly variations of cg lighting activity in brazil based on Lightning Image Sensor (LIS) data.** X International Symposium on Lightning Protection. 9th-13th November, 2009 – Curitiba, Brazil.

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 Climate, V. 13, N.23, p. 4087-4106, Dec. 2000.

NESBITT, S.W.; ZIPSER E. J. 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. **J. Climate**, 16 (10), 1456-1475

NESBITT, S.W.; ZIPSER E. J; KUMMEROW C. D., 2004: **An examination of Version-5 rainfall estimates from the TRMM Microwave Imager, Precipitation Radar, and rain gauges on global, regional, and storm scales.** J. Appl. Meteor., 43, 1016-1036.

OKAMOTO, K.; KOZU T., 1993: TRMM precipitation radar algorithms. Proc. IGARSS'93, Tokyo, Japan, **IEEE Geoscience and Remote Sensing Society**, 426–428.

OLIVEIRA, A. S. **Interações Entre Sistemas na América do Sul e Convecção na Amazônia.** 1986. 246 F. Dissertação (Mestrado Em Meteorologia) - Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais, Inpe – 4008-Tdl/239, São José Dos Campos, 1986.

PEREIRA C. S.; ALMEIDA A. C.; ROCHA E. J. P.; SIMOES NETO B.; ROCHA B. R. **P..Lightning Frequency Of Occurrence Distribution Over Eastern Amazonia.** In: GROUND2008 & 3rd LPE - International Conference on Grounding and Earthing & 3rd International Conference on Lightning Physics and Effects, 2008, Florianopolis. Anais do GROUND2008 & 3rd LPE - International Conference on Grounding and Earthing & 3rd International Conference on Lightning Physics and Effects, 2008. p. 459-462.

PETERSEN, W. A.; NESBITT S. W.; BLAKESLEE R. J.; CIFELLI R.; HEIN P.; RUTLEDGE S. A., 2002: **TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon**. *J. Climate*, 15, 1278–1294.

PINTO JR. O. ; PINTO, I. R. C. A.; GIN, R.B.B.; MENDES JR., O. A coordinated study of a storm system over the south american continente 1. Weather information and quasi-dc stratospheric electric field data. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D16, p. 18195-18204, Nov.1992.

PINTO, I.R. C.A.; PINTO JR., O.; GIN, R.B.B.; DINIZ, J.H.; ARAÚJO, R.L.; CARVALHO, A.M. A coordinated study of a storm system over the south American continent 2. Lightning-related data. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D16, p. 18205-18213, Nov.1992.PINTO Jr. e PINTO, 2000 PORTAL DE NOTÍCIAS DA TV GLOBO - 21/01/09.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR O. (2003), **Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil**, *J. Atmos. Solar-Terr. Physics*, 65(6), 733–737.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR O. / *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 65 (2003) 733 – 737.

PRICE, C. **“Will a drier climate result in more lightning?”** *Atmos. Res.*, 91, 479-484, 2009.

PROCÓPIO , A.S.; ARTAXO, P; KAU FMAN , Y.J.; REMER, L.A.; SCHAEFER, J.S.; HOLOLLEN, B.N. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646, 2004.

RAO, V.B.; HADA, K. **Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with Southern oscillations**. *Theoretical and Applied Climatology*, New York, v. 42, p.81-91, Jun. 1990.

REYNOLDS, S. E.; BROOK, M; Gourley, M. F. **Thunderstorm charge separation**. *Journal of Meteorology*, v. 14, p. 426-436, 1957

RIBEIRO, W.M.N.; SOUZA, J. R. S.; ALMEIDA, R. M. B.; SOUSA, J. R. A.; MONTEIRO, J. H. A, ROCHA, B. R. P.; CUNHA, H. T. S. **Análise das Distribuições Horárias de Raios e Chuvas em Belém-PA**.XV CBMET-Congresso Brasileiro de Meteorologia São Paulo - SP,2008

ROCHA, B. R. P. ; SOUZA, J. R. S. ; PEREIRA, C. S. ; MOTA, G. V. ; ROCHA, E. J. P.; LOBATO, M. P.; LESSA, L. A. S. ; MONTEIRO, J. H. A. . **Lightning Characteristics Time Distribution over Four Locations in Eastern Amazonia**. In: IX International Symposium on Lightning Protection, 2007, Foz do Iguaçu. Proceedings of the IX International Symposium on Lightning Protection. São Paulo : Institute of Electrotechnics and Energy of the University of São Paulo, 2007. v. 1. p. . 31-34.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n.20, p.3105-3108, 1999.

SPENCER, R. W.; GOODMAN H. G.; HOOD R. E, 1989: **Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal**. J. Atmos. Oceanic Tech., 6, 254-273.

SETZER, A. W.; PEREIRA, M. C. **Amazonia biomass burnings in 1987 and an estimate of their tropospheric emissions**. *Ambio*, v.20, p.19-22, 1991.

SCHIESSER, H. H.; HOUZE JR., R. A.; HUNTRIESER, H. The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 2070-2097, 1995.

SILVA DIAS, M. A. F. 1996. **Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil**. *Climanálise Especial*, 1: 173-179.

SILVA DIAS, M. A. F.; PETERSEN W.; SILVA DIAS P. L.; CIFELLI R.; BETTS A. K.; LONGO M.; GOMES A. M.; FISCH G. F.; LIMA M. A.; ANTONIO M. A.; ALBRECHT R. I., A case study of convective organization into precipitating lines in the southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 10.1029/2001JD000375, Sep. 2002.

SILVA DIAS, M. A. F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n°3, p.190-199, 2006.

SCHMIDT K, **“Morreram 11 pessoas atingidas por raios em 2009”**, Portal da Notícias da Globo, 21/01/09.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. C.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions. 3 . Synthesis. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.14097-14108, 1998.

TEIXEIRA V. A.; MOTA G. V. **Distribuição e ocorrência de relâmpagos e Sistemas Convectivos de Mesoescala na Amazônia Oriental**. Trabalho de Conclusão de Curso– Universidade Federal do Pará, UFPa, Guamá, 2008.

TEIXEIRA V. A.; MOTA G. V.; VITORINO M. I. Influência das queimadas sobre o regime de precipitação em sub-regiões da Amazônia. Apresentação em pôster. **Conferência Científica Internacional: Amazônia em Perspectiva Ciência Integrada para um Futuro** – LBA, GEOMA, PPbio. Manaus –AM,17-20 de novembro de 2008.

TEIXEIRA V. A.; MOTA G. V.; SOUZA , J. R. S.; RIBEIRO W. M. N.; SANTOS A. P. P.; SARAIVA J. B.; ROCHA E. J. P., **Distribution and Characteristics of Lightning Produced by Mesoscale Convective Systems Within SIPAM’S LDN Coverage Area**. X International Symposium on Lightning Protection. 9th-13th November, 2009 – Curitiba, Brazil.

TEIXEIRA V. A.; MOTA G. V.; SOUZA , J. R. S.; VITORINO M. I.; RIBEIRO W. M. N.; SILVA A. N. B.; SOUZA E. B.; Influência das Queimadas sobre o Regime de Precipitação e sobre os Raios em Sub-regiões da Amazônia. **III Simposio Internacional de Climatologia**. Canela, Rio Grande do Sul, 18 a 21 de outubro de 2009.

TORACINTA, E. R.; CECIL D. J.; ZIPSER E. J.; NESBITT S. W.. 2002. **Radar, passive microwave, and lightning characteristics of precipitating systems in the Tropics**. Mon. Wea. Rev. 130:802–824.

THOMAS R. J.; KREHBIEL P. R.; RISON W.; HAMLIN T.; BOCCIPPIO D. J.; GOODMAN S. J.; CHRISTIAN H. J., **Comparison of ground-based 3-dimensional lightning mapping observations with satellite-based LIS observations in Oklahoma**. Geophysical research letters, VOL. 27, NO. 12, PAGES 1703-1706, JUNE 15, 2000.

UMAN, M. A. **The lightning discharge**. Orlando, Florida: Academic Press, 1987. 370p. (International Geophysics Series, v.39).

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: Inmet, 2006. 364p.

VELASCO, I.; FRITSCH J. M. **Mesoscale convective complexes in the Americas**. Journal of Geophysical Research, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, Aug. 1987.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV – Imprensa Universitária. 1991. 337 p.

VISAGRO FILHO S. **Descargas atmosféricas: Uma abordagem de engenharia.** V. 822d, p.19, 2005.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C. NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. 2006. **Where are the most intense thunderstorms on Earth?** Bulletin of the American Meteorological Society, 87: 1057–1071.

WILLIAMS, E. R.; WEBER, M. E.; ORVILLE, R. E. The relationship between lightning type and convective state so thunderclouds. **Journal of Geophysical Research**, v.94, n. D11, p.13213-13220, Sept. 1989.

WILLIAMS E.; ROSENFELD D.; MADDEN N.; GERERLACHCH J.; GEARS N.; ATKATKATKINSON L.; DUNNEMEMANN N.; FROSTRTRROM G.; ANTONIO M.; BIAZON B.; CAMARGRGO R.; FRANCA H.; GOME A. ; LIMA M.; MACHCHADO R.; MANHAES S.; NACHTCHTCHTIGALL L.; PIVA H.; QUINTILIANO W.; MACHADO L.; ARTAXO P.; ROBERTBERTS G.; RENNO N.; BLAKESLEE R.; BAILEY J. ; BOCCIPIO D.; BETETS A.; WOLF D.; ROY B.; HALVERSON J.; RICKENBACH T.; FUENTES J.; AVELINO E., **Contrasting convective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification.** **Journal of Geophysical Research**, 107 (D20): 50.1-50.19, 2002.