



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-13831-TDI/1054

**CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS GERADOS POR
NUVENS DE TEMPESTADES EM AMBIENTES SOB A
INFLUÊNCIA DAS QUEIMADAS EM RONDÔNIA**

Widinei Alves Fernandes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos
Drs. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto e Osmar Pinto Júnior, aprovada em 25 de
julho de 2005.

INPE
São José dos Campos
2006

551.594.221

FERNANDES, W. A.

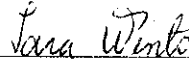
Características dos relâmpagos gerados por nuvens de tempestades em ambientes sob a influência das queimadas em Rondônia / W. A. Fernandes. – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005.

182 p. ; - (INPE-13831-TDI/1054)

1. Queimadas. 2. Aerossol. 3. Relâmpagos. 4. Pico de Corrente. 5. Intra-Nuvens.

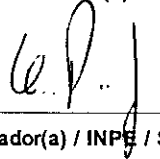
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Geofísica Espacial

Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto



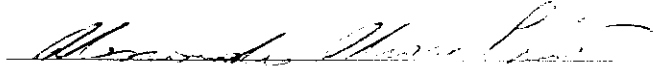
Presidente / Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Alexandre Alvares Pimenta

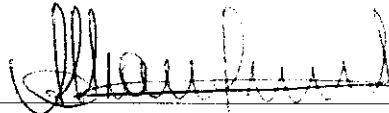


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Enio Bueno Pereira

Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Alexandre Piantini



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

Dr. Earle Williams



Convidado(a) / MIT/ EUA / Massachussets - EUA

Aluno (a): Widinei Alves Fernandes

São José dos Campos, 25 de julho de 2005

“Se alguém se aproxima de um outro homem com uma “teoria” fixa a respeito dele, como um “inimigo” contra o qual é preciso se defender, esse homem responderá da mesma maneira e, portanto, a “teoria” será aparentemente, confirmada pela experiência. De maneira semelhante, a natureza responderá de acordo com a teoria com a qual for abordada.”

David Bohm

AGRADECIMENTOS

À Dra. Iara e ao Dr. Osmar, pela orientação, confiança e motivação.

À Dra. Karla Longo e Dr. Saulo Freitas, pelo apoio para a utilização do modelo, pelas discussões e sugestões ao longo deste trabalho.

Ao Fernando Recuero pelo apoio técnico na familiarização do Grid Analysis and Display System (GrADS) e auxílio no desenvolvimento do programa para o agrupamento dos dados de raios e do modelo.

Ao Diovane, Fernando Miranda, Helena e Alessandra pelo apoio.

Ao Evandro e Dailton, pelo braço direito, pela disposição em ajudar nas horas difíceis e amizade de sempre.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Doutorado (processo n°. 141615/2001-0).

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por todas as condições favoráveis e aos amigos do grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT), pelas discussões.

Aos funcionários da Divisão de Geofísica Espacial (DGE), Biblioteca e Pós-Graduação.

Ao Rick Blakeslee e Jeff Bailey (NASA MSFC), pelos dados do Brazil Lightning Detection Network (BLDN).

Aos realizadores da campanha do Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia-Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate (LBA-SMOCC) e a todas as pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente para que este trabalho se concretizasse.

Aos membros da banca, Dr. Earle Williams, Dr. Alexandre Piantini e Dr. Alexandre Pimenta, pelos comentários e sugestões.

RESUMO

Dados de descargas nuvem-solo (pico de corrente para ambas polaridades e percentual de raios positivos) e a razão entre as descargas intra-nuvens e os raios (IN/NS) foram estudados para o período de 01 de Agosto de 2002 a 12 de fevereiro de 2003 e 01 de Agosto a 25 de Dezembro de 2003, na região norte do Brasil, entre as latitudes 8° S e 14° S e longitudes 59° W e 66° S, em função da presença de aerossóis de queimadas. Neste período de estudo, esta região apresenta uma atmosfera altamente poluída devido às queimadas na estação seca (agosto-setembro), moderadamente poluída no período de transição (outubro) e limpa do começo da estação úmida (novembro-dezembro) até março. Os dados de relâmpagos foram obtidos através de uma rede formada por quatro antenas IMPACT situadas no solo e pelo sensor imageador de relâmpagos (*Lightning Imaging Sensor*), conhecido como LIS, que está a bordo do satélite TRMM. A rede de superfície fornece a localização, o horário e o pico de corrente dos raios, enquanto que o LIS fornece a localização e o horário de todos os relâmpagos, sem discriminar relâmpagos intra-nuvem dos raios. Os dados da concentração de aerossóis foram obtidos do modelo de emissão e transporte CATT-BRAMS. A comparação entre os dados do LIS e da rede permitiu calcular a razão (IN/NS) para essa região durante a passagem do satélite. No presente trabalho, o período de estudo foi separado em quatro janelas de 49 dias, devido ao fato do LIS levar esse tempo para passar pela região em todos as horas do dia. As quatro janelas foram consideradas da seguinte forma: 01 Aug. a 18 de Set. (Jan_01), 19 de Set. a 06 de Nov. (Jan_02), 07 de Nov. a 25 de Dez. (Jan_03) e 26 de Dez. a 12 de Fev. (Jan_04). Os resultados encontrados neste trabalho mostram que a razão (IN/NS), o percentual de raios positivos e o pico de corrente positiva aumentaram da Jan_01 para Jan_04, enquanto que o pico de corrente negativa diminuiu. Estas observações podem ser explicadas considerando-se que haja uma alteração na altura dos centros de cargas das nuvens ao longo das quatro janelas. As nuvens formadas na Jan_01 possuem um desenvolvimento vertical maior, com os centros de cargas mais elevados, devido às altas concentrações de aerossóis que afetam a microfísica das nuvens e a termodinâmica que, por sua vez, contribui para o desenvolvimento das nuvens. Os centros de cargas estando mais elevados passam a encontrar uma rigidez dielétrica do ar menor, pois esta diminui com a altura. Isto, facilita a ocorrência de descargas dentro da nuvem, como também, gera raios com picos de corrente negativa menores, porém gera raios positivos com picos de corrente maiores, pelo fato destes últimos agora serem gerados a partir da intensificação do centro de carga inferior mais próximo da base da nuvem.

ABSTRACT

LIGHTNING CHARACTERISTICS ASSOCIATED WITH THUNDERSTORMS FORMED IN AMBIENT WITH LARGE CONCENTRATION OF SMOKE FROM FIRES

Lightning data obtained by a four-sensor Impact network installed in the state of Rondônia, in the North region of Brazil, were analyzed for the months from August 2002 to February 2003 and August to December of 2003, in terms of percentage of positive flashes and the peak current of negative and positive flashes. During the months of August and September, this region is characterized by a high pollute atmosphere due to fires (dry season), gradually change to a clean atmosphere at the period (December - February), the wet season. For the same period, total lightning data obtained by the Lightning Imaging Sensor (LIS) were compared to the ground network in order to estimate the intracloud to cloud-to-ground (IC/CG) ratio. An emission and transport model associated with remotely sensed vegetation fires was used. This system provides a useful tool for understanding the main atmospheric dynamic controls on the distribution and transport of biomass burning emissions. The coordinates of the region of study were latitudes from 8° S to 14° S and longitudes from 59° W to 66° W. In the data analysis, the above period was divided in four 49 days-windows to minimize local time effects in the LIS data. The four windows were defined as: 01 Aug. to 18 Sept. (W1), 19 Sept. to 06 Nov. (W2), 07 Nov. to 25 Dec. (W3) and 26 Dec. to 12 Feb. (W4). The results of the analysis show that the IC/CG ratio, the percentage of positive flashes and the peak current of positive flashes decreased from W1 to W4, while the peak current of negative flashes increased. Based on previous studies, these changes in the lightning characteristics are in agreement with it is expected to thunderstorms influenced by smoke from fires. In order to explain these variations, a thunderstorm electrical structure model was developed taken as a reference a tripole charge structure. The model assumes that the altitudes of the charge centers change from window W1 to W3, due to thermodynamic and microphysical effects of the smoke on the cloud formation, as well as that the breakdown electric field decreases with height. The model results indicate that the thunderstorms in the W1 window have a deep development in the atmosphere, resulting in an increase in the altitude of the charge centers and explaining all lightning characteristics observed by the ground network and the LIS sensor.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	27
1.1 - Objetivos do Trabalho.....	29
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1 – Aspectos Gerais das Queimadas.....	31
2.2 – Conceitos Básicos sobre Aerossóis.....	33
2.2.1 – Efeito dos Aerossóis sobre o Clima.....	34
2.3 – Formação de Nuvens envolvendo os Aerossóis.....	39
2.4 – Eletrização das Nuvens.....	44
2.4.1 – A Estrutura Elétrica das Nuvens.....	44
2.4.2 – As Teorias de Eletrização das Nuvens.....	46
2.4.2.1 – A Teoria Convectiva.....	47
2.4.2.2 – A Teoria Precipitativa.....	48
2.4.3 – Mecanismos de Transferência de Carga Elétrica.....	49
2.4.4 – Influência do Tamanho das Gotas de Água.....	55
2.5 – Relâmpagos.....	57
2.6 – Alguns Resultados de Pesquisas sobre Relâmpagos em Ambientes Poluídos pelas Queimadas.....	61
CAPÍTULO 3 – TÉCNICAS E MÉTODOS	65
3.1 – Técnicas.....	65
3.1.1 – Área e Período de Estudo.....	65
3.1.2 – Descrição das Técnicas de Detecção de Relâmpagos.....	67

3.1.2.1 – Técnica de Detecção de Raios por Sensores no Solo.....	67
3.1.2.2 – Técnica de Detecção de Relâmpagos por Sensor a bordo de Satélite.....	71
3.1.3 – Modelo de Emissão e Transporte de Aerossóis.....	73
3.2 – Métodos.....	81
3.2.1 – Critérios para Obtenção dos Dados de Raios pela Rede (BLDN).....	81
3.2.2 – Critérios para Obtenção dos Dados de Relâmpagos pelo Sensor LIS a bordo do Satélite TRMM.....	83
3.2.3 – Cálculo da Razão entre os Relâmpagos Intra-Nuvem e o Nuvem- Solo (IN:NS).....	84
3.2.4 – Agrupamento Espacial e Temporal dos Dados de Raios fornecidos pela Rede e os Dados da Concentração de Aerossóis fornecidos pelo Modelo.....	85
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS.....	87
4.1 - Comportamento da Razão entre os Relâmpagos Intra-Nuvem e o Nuvem-Solo (IN:NS).....	88
4.2 - Comportamento dos Raios obtidos pela Rede formada por Quatro Sensores.....	95
4.2.1 - Número de Raios.....	95
4.2.2 – Intensidade do Pico de Corrente Negativa.....	100
4.2.3 – Intensidade do Pico de Corrente Positiva.....	106
4.2.4 - Percentual de Raios Positivos.....	112
4.3 – Condições Ambientais.....	120
4.3.1 – Instabilidade Atmosférica.....	120
4.3.2 – Sistemas Convectivos.....	124
4.4 – Medidas da Concentração de Aerossóis.....	126
4.5 – Comparação entre os Parâmetros dos Raios e o PMINT2,5 fornecido	

pelo Modelo.....	129
4.6 – Estudo de Casos.....	138
4.7 – Altura da Base da Nuvem.....	152
CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO.....	157
5.1 – Explicação sobre as Modificações nos Centros de Cargas de Nuvens Poluídas.....	160
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÃO.....	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	171

LISTA DE FIGURAS

- 2.1 – (a) Nuvens com baixa concentração de aerossóis, parte da radiação atinge a superfície. (b) As concentrações elevadas de aerossol nestas nuvens fornecem os núcleos de condensação para a formação de pequenas gotas de água, até 90% da radiação visível (luz) é refletida de volta ao espaço por tais nuvens sem alcançar a superfície da terra..... 36
- 2.2 – Raio efetivo das partículas próximas ao topo de nuvens convectivas em vários estágios de seu desenvolvimento vertical. As linhas sólidas representam as nuvens poluídas, enquanto que as linhas tracejadas as nuves em ambientes limpos. 37
- 2.3 – Imagem do satélite GOES-8 no visível obtida em 28 de agosto de 1995 às 11:45 (TMG). Observa-se a camada de partículas de aerossol cobrindo uma vasta área do continente sul-americano. Para essa imagem, foi estimada uma camada cobrindo aproximadamente 6 milhões de quilômetros quadrados..... 39
- 2.4 – Formação da nuvem em ambientes limpos e poluídos. (a) Numa atmosfera limpa, a gota cresce com o desenvolvimento da nuvem até precipitação líquida ou sólida. (b) Em nuvens poluídas com fortes correntes ascendentes água superesfriadas podem ser elevadas até -38°C 42

2.5 – Evolução do diâmetro da gota com a altura em nuvens, 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) piro-cumulus, 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.....	43
2.6 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade, segundo as medições de Wilson 1920.....	45
2.7 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Simpson e Scrase 1937, Simpson e Robinson 1941, Williams 1989.....	45
2.8 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Stolzenburg et al, 1998.....	46
2.9 – Processo colisional indutivo de separação de cargas.....	50
2.10 – Eletrificação do granizo pela colisão com cristais de gelo.....	52
2.11 – Colisões entre o granizo e o cristal de gelo abaixo e acima da temperatura de inversão.....	53
2.12 – O sinal da carga transferida para o rime por colisão com o cristal de gelo.....	54
2.13 – Sinal da carga do granizo com uma função de EW e da temperatura para duas diferentes distribuição de gotas A e B (preto-negativo; cinza-positivo).....	55
2.14 – Nuvens normais e sob influência de queimadas.....	56
2.15 – Representação dos tipos de relâmpagos que ocorrem em nuvens de tempestades.....	59

2.16 – Desenvolvimento de um relâmpago NS negativo, desde a quebra da rigidez dielétrica até a ocorrência da segunda descarga de retorno.....	60
2.17 – Distribuição horária do percentual de raios positivos e da taxa de relâmpagos, detectados pelo NLDN entre 0700 UTC de 15 Maio a 0200 UTC de 16 de maio de 1998, para uma série de tempestades que se formaram em um ambiente poluído pelas fumaças.....	62
3.1 – Mapa do Brasil, indicando a região de estudo pela área delimitada.....	66
3.2 – Localização dos sensores de localização de raios, dentro da região de estudo.....	68
3.3 – Método de localização IMPACT aplicado a uma descarga cujo ponto de impacto localiza-se sobre a linha-base de dois sensores.....	69
3.4 – Algoritmo de agrupamento de descargas. O raio de 10km, corresponde à região espacial compreendida por um relâmpago, está centrada na primeira descarga de retorno. As descargas subsequentes 1, 3, 4 e 5 pertencem a este relâmpago enquanto que as descargas 2, 6 e 7 serão associadas a outros relâmpagos, distintos ou não.....	70
3.5 – Campo de visão do LIS e a trajetória do satélite TRMM no período de 24 horas.....	71
3.6 – Simulação numérica do transporte de fumaça emitida por queimadas. Conteúdo de MP2.5 integrado na coluna (mg/m ²) às 00 Z do dia 27 de agosto de 2002: (a) grade regional do modelo com resolução 40 km x 40 km; (b) grade de larga escala com resolução de 200 km x 200km.....	75
3.7 - Comparação entre material particulado verticalmente integrado espessura óptica do aerossol no canal 0.44µm para 2002.....	78

3.8 – Comparação entre a estimativa feita pelo modelo e o índice de aerossol obtido pelo MODIS.....	79
3.9 - Série temporal da concentração de massa do PM2.5($\mu\text{g m}^{-3}$) simulado pelo modelo (preto) e medido na superfície (cinza) com o instrumento TEOM (Tapered Element Oscillating Mass Balance) em Ji-Paraná-RO. Um gráfico é inserido na figura, para mostrar a regressão linear entre os valores da concentração de massa do PM2,5 observado e o modelado. As medidas são médias diárias e centradas às 12 UTC. As barras de erro, são o desvio padrão. Os resultados do modelo são apresentados como valores instantâneos às 12UTC.....	80
3.10 – Distribuição dos relâmpagos em agosto de 2002.....	81
3.11 – Número de sensores em funcionamento em agosto de 2002.....	82
3.12 - Número de sensores em funcionamento a partir de setembro de 2002.	82
4.1 – Razão IN:NS e a taxa de relâmpagos por minuto para as janelas.....	90
4.2 – Observações da razão Z em função da latitude.....	91
4.3 – Histograma das taxas de relâmpagos obtidas pelo sensor LIS para as janelas de 2002.....	92
4.4 – Histograma das taxas de relâmpagos obtidas pelo sensor LIS para as janelas de 2003.....	93
4.5 – Distribuição diária do percentual de intra-nuvem para as janelas de 2002.....	94
4.6 – Distribuição diária do percentual de intra-nuvem para as janelas de 2003.....	94
4.7 – Distribuição diária dos raios entre 01 de agosto de 2002 a 12 de fevereiro de 2003.....	95
4.8 – Distribuição diária dos raios entre 01 de agosto e 25 de dezembro de 2003.....	96
4.9 – Distribuição espacial dos raios na janela 01 de 2002.....	97

4.10 – Distribuição espacial dos raios na janela 01 de 2003.....	97
4.11 – Distribuição espacial dos raios na janela 02 de 2002.....	98
4.12 – Distribuição espacial dos raios na janela 02 de 2003.....	98
4.13 – Distribuição espacial dos raios na janela 03 de 2002.....	99
4.14 – Distribuição espacial dos raios na janela 03 de 2003.....	99
4.15 – Distribuição espacial dos raios na janela 04 de 2002.....	100
4.16 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente negativa entre 1º de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.....	101
4.17 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente negativa entre 1º de agosto e 25 de dezembro de 2003.....	101
4.18 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2002.....	102
4.19 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2003.....	103
4.20 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 02 de 2002.....	103
4.21 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 02 de 2003.....	104
4.22 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 03 de 2002.....	104
4.23 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 03 de 2003.....	105
4.24 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 04 de 2002.....	105
4.25 - Distribuição diária da intensidade do pico de corrente positiva entre 1º de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.....	106
4.26 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente positiva entre 1º de agosto e 25 de dezembro de 2003.....	107

4.27 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 01 de 2002.....	108
4.28 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 01 de 2003.....	109
4.29 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 02 de 2002.....	109
4.30 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 02 de 2003.....	110
4.31 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 03 de 2002.....	110
4.32 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 03 de 2003.....	111
4.33 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 04 de 2002.....	111
4.34 – Distribuição diária do percentual de raios positivos para 2002.....	112
4.35 - Distribuição diária do percentual de raios positivos para 2003.....	113
4.36 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 01 de 2002.....	114
4.37 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 01 de 2003.....	115
4.38 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 02 de 2002.....	115
4.39 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 02 de 2003.....	116
4.40 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 03 de 2002.....	116
4.41 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 03 de 2003.....	117

4.42 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 04 de 2002.....	117
4.43 - Percentual da intensidade do pico de corrente, maiores do que 50kA, para ambas polaridades nas janelas de 2002.....	119
4.44 - Percentual da intensidade do pico de corrente, maiores do que 50kA, para ambas polaridades nas janelas de 2003.....	120
4.45 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 01, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.....	121
4.46 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 02, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.....	122
4.47 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 03, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.....	123
4.48 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 04 em Vilhena.....	123
4.49 – Raio máximo (km) dos sistemas convectivos que atuaram na região, número de raios e o percentual de raios positivos, entre 16 de setembro a 11 de novembro. Durante a campanha do LBA.....	125
4.50 – Distribuição do número de focos de calor para 2002.....	127
4.51 – Distribuição do número de focos de calor para 2003.....	127
4.52 – Distribuição diária da espessura óptica dos aerossóis em FNS -RO durante a campanha do LBA em 2002.....	128
4.53 – Distribuição diária da espessura óptica dos aerossóis em FNS - RO entre 1º de agosto e 26 de dezembro de 2003.....	129
4.54 – Amostra da distribuição do número de raios em função do PMINT2,5 nas quadriculas entre agosto e dezembro de 2002.....	130
4.55 – Amostra da distribuição do número de raios em função do PMINT2,5 nas quadriculas entre agosto e setembro de 2003.....	131

4.56 – Médias da intensidade do pico de corrente negativa e positiva e do percentual de raios positivos em função do PMINT2,5 médio de cada janela e o percentual de relâmpagos Intra-nuvem.....	136
4.57 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2003, sem o sensor de Guajará-Mirim.....	137
4.58 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 06 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.....	140
4.59 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.....	141
4.60 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.....	141
4.61 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.....	142
4.62 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 14 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.....	143
4.63 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.....	143
4.64 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.....	144
4.65 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.....	144

4.66 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 22 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.....	145
4.67 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.....	146
4.68 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.....	146
4.69 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.....	147
4.70 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 26 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.....	148
4.71 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.....	148
4.72 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.....	149
4.73 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.....	149
4.74 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 28 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.....	150
4.75 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.....	151

4.76 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.....	151
4.77 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadriculas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.....	152
4.78 – Altura da base da nuvem em FNS – RO (12 UTC), entre 12 de setembro e 03 de novembro de 2002.....	153
4.79 – Altura da base da nuvem em FNS – RO (12 UTC), entre 12 de setembro e 03 de novembro de 2002.....	154
4.80 – Percentual de raios positivos, número de raios, PMINT _{2,5} fornecido pelo modelo (18-21hs UTC) e a altura da base da nuvem (18 UTC), entre 16 de setembro e 01 de novembro de 2002.....	155
4.81 – Intensidade do pico de corrente para ambas polaridades, número de raios (18-21hs UTC), entre 16 de setembro e 01 de novembro de 2002.....	156
5.1 - Percentual de raios positivos em função de Z.. Os valores são foram obtidos na região central dos Estados Unidos (89° -109° W, em todas as latitudes) entre maio de 1995 e abril de 1999.....	159
5.2 - Ilustração do efeito da altura da base nuvem sobre a depleção da água pela coalescência das gotas de nuvem.....	161
5.3 - Ilustração do efeito da altura da base nuvem sobre a corrente ascendente de ar e o conteúdo de água da nuvem.....	162
5.4 - Esquema da estrutura de carga na região convectiva de uma nuvem de tempestade e do campo elétrico necessário para iniciar uma descarga, em função da altitude, juntamente com os valores do pico de corrente correspondentes.....	163
5.5 - Perfil do campo elétrico de “breakeven” com a altitude.....	165

LISTA DE TABELAS

4.1 - Médias de Z e das taxas de relâmpagos por minuto obtidas pelo LIS e da percentagem de relâmpagos intra-nuvem.....	89
4.2 – Número de raios positivos e negativos, percentual de raios positivos e as médias das intensidades dos picos de corrente para as janelas.....	118
4.3 – Valores médios para a janela 01 em 2002.....	133
4.4 – Valores médios para a janela 02 em 2002.....	133
4.5 – Valores médios para a janela 03 em 2002.....	134
4.6 – Valores médios para a janela 01 em 2003.....	134
4.7 – Valores médio para a janela 02 em 2003.....	135
4.8 – Valores médios entre 18 e 24 horas UTC para os dias 06; 14; 22; 26 e 28 de setembro de 2002.....	139

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O Brasil, devido a sua grande extensão territorial e ao fato de estar próximo do equador geográfico, é um dos países de maior incidência de relâmpagos no mundo. Estima-se que cerca de 50 milhões de relâmpagos atinjam o solo brasileiro por ano. Apesar disto, muito pouco se conhece sobre os relâmpagos em nosso país (Pinto Jr. e Pinto , 2000).

No Brasil, a maior parte das tempestades ocorre entre outubro e abril, e no período da tarde.

No Brasil também ocorre, todo ano, grande quantidade de queimadas entre maio e outubro principalmente nas regiões norte e centro-oeste. Essas queimadas são utilizadas normalmente como ferramentas por pequenos e grandes proprietários de terra para limpeza de áreas para fins agrícolas ou criação de gado e ocorrem em regiões de cerrado, florestas primárias e secundárias e áreas de pastagens (Coutinho, 1990).

Durante os processos de queima de matéria orgânica, são produzidas espécies químicas, tais como monóxido de carbono (CO), óxidos nitrosos (NO_x), hidrocarbonetos, e partículas de aerossóis (Andreae, 1991), os quais são incorporados à atmosfera, sendo a ela misturados e transportados.

Por terem vida curta, de cerca de uma semana na atmosfera, os aerossóis produzem efeitos mais em nível local e regional. A presença deles na atmosfera pode influenciar o clima, mudando o balanço radiativo de modo direto ou indireto (Artaxo, 2003). No modo direto, os aerossóis atuam como bloqueador da radiação

solar, pois alguns têm a capacidade de refletir a radiação de volta para o espaço e outros de absorver, impedindo que a radiação atinja o solo, reduzindo portanto, a temperatura da superfície e como resultado diminuindo a taxa de formação de nuvens, pois há menos calor no solo. No modo indireto, os aerossóis podem influenciar o clima atuando principalmente como núcleos de condensação de nuvens e como núcleos de gelo.

Recentes estudos mostraram que as partículas de aerossóis podem modificar a microfísica das nuvens em regiões tropicais, como a Indonésia e a Amazônia (Koren et al., 2004).

A alteração na concentração de partículas de aerossóis na atmosfera pode também modificar as características dos relâmpagos produzidos em ambientes poluídos devido às queimadas. A mudança na concentração de aerossóis pode também alterar, além do tamanho das gotas e das partículas de gelo, as correntes de ar ascendentes, bem como, a quantidade de água líquida entre 0°C e -40°C (região de mistura de fase). Esses parâmetros controlam a quantidade e o sinal da carga elétrica adquirida pelas partículas de gelo durante as colisões entre os granizos e os cristais de gelo.

Lyons et al., (1998) e Murray et al., (2000), relataram a ocorrência de tempestades na primavera de 1998 nos Estados Unidos da América (EUA) com altos percentuais de raios positivos. Eles sugeriram que as fumaças provenientes do México contaminaram essas tempestades.

O presente trabalho concentra-se no estudo dos relâmpagos ocorridos em Rondônia, entre 01 de agosto de 2002 a 12 de fevereiro de 2003 e 01 de agosto a 25 de dezembro de 2003. Durante estes períodos, existe um forte contraste na concentração de aerossol desta região, com valores altos (agosto-setembro) e

baixos (dezembro-fevereiro). Os dados da concentração de aerossóis são obtidos através do modelo de emissão e transporte, enquanto que os dados de relâmpagos foram obtidos através de sensores a bordo de satélite e no solo.

1.1 - Objetivos do Trabalho

Este trabalho possui como objetivo principal o estudo dos relâmpagos gerados em ambientes com altas concentrações de aerossóis provenientes das queimadas, em Rondônia, a partir de dados de relâmpagos obtidos por sensores no solo e a bordo de satélite e da concentração de aerossóis fornecidos pelo modelo de emissão e transporte.

Os objetivos específicos do trabalho são:

- comparar-se o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente dos raios positivos e negativos em períodos com distintas concentrações de aerossóis;
- comparar-se a razão de descargas intra-nuvem e nuvem-solo em períodos com distintas concentrações de aerossóis;
- criar-se um modelo de estrutura elétrica para as tempestades que possa explicar as diferenças observadas.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1– Aspectos Gerais das Queimadas

A queima de biomassa nos ecossistemas tropicais associadas à expansão da fronteira agrícola, à conversão de florestas e savanas em pastagens e à renovação de pastagens e de cultivos agrícolas, é um dos principais fatores que causam impactos sobre o clima e a biodiversidade (Dias e Miranda, 1996).

Dentre os vários efeitos das queimadas (empobrecimento de solos, destruição de vegetação primária relacionada a problemas de erosão; poluição atmosférica; efeitos na biodiversidade), a queima de biomassa afeta também a química da atmosfera. Segundo Crutzen e Andreae (1990), cerca de 20% das emissões antropogênicas de dióxido de carbono (gás que demora mais de 100 anos para sumir da atmosfera e tem ação muito cumulativa e de ordem global no clima da Terra) são causadas por queima da vegetação. Outros gases de efeito estufa (por exemplo, metano, N_2O), tóxicos (CO , NO_x , SO_2 , HCN) e outros gases, como também pequenas partículas com tamanho variando de 0,001 a cerca de $100\mu m$, denominadas partículas de aerossóis, são também descarregados na atmosfera em quantidades significativas.

De acordo com Andreae (1991), a maior parte das queimadas ocorre nos países em desenvolvimento nos trópicos. Sendo estes, responsáveis por 87% das emissões globais produzidas por queimadas, estimadas em $3940 Tg[C]/ano$.

Durante a estação seca nas regiões Norte e Central do Brasil, compreendida entre os meses de julho a outubro ocorrem, em grandes quantidades, queimadas

antropogênicas em áreas de Cerrado e de Floresta Tropical (Coutinho et al., 2002).

A evolução de uma queimada é descrita em quatro estágios: ignição, chamas, brasas e extinção. A ignição da biomassa depende do seu tipo e de sua umidade e de fatores ambientais, como temperatura, umidade relativa e vento. O estágio de chamas inicia-se com um processo pirolítico, durante o qual as elevadas temperaturas provocam uma ruptura das moléculas constituintes da biomassa. Componentes de alto peso molecular são decompostos em compostos de peso molecular mais baixo, tais como o carvão e o alcatrão, os quais constituem fonte primária de energia para as chamas, e finalmente em compostos de natureza gasosa. A temperatura pode chegar a 1800 K, produzindo carvão e liberando, principalmente, vapor d'água, CO₂ e CO. Com a diminuição das condições necessárias para a manutenção das chamas, a queima entra em um estágio mais 'frio', denominado de fase de brasas. Quando a temperatura no interior da chama está abaixo de 1000 K, reduz-se drasticamente a produção de CO₂ e há uma grande emissão de compostos incompletamente oxidados, como o CO, além de uma rápida formação de partículas e acreção de partículas orgânicas de carbono. Este estágio é o responsável pela emissão da maior parte das partículas de aerossóis (Ward et al., 1992).

A extensão espacial da ocorrência de queimadas em áreas tropicais e subtropicais da América do Sul torna o sensoriamento remoto por satélites a mais viável forma de monitoramento destes eventos. Detecção de focos de queimadas na região de cerrado e floresta tropical no Brasil, usando o radiômetro Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), com resolução aproximada 1,1 km x 1,1 km no nadir e a bordo da série de satélites National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA), foi desenvolvida por Pereira (1988). Setzer e Pereira (1991) implantaram a técnica de forma operacional no Instituto Nacional de

Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. Mais recentemente, o sensor MODerate – Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) vem sendo utilizado na detecção de focos de incêndio em vegetação. Sensores MODIS encontram-se a bordo dos satélites TERRA e AQUA, lançados em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002, respectivamente, e circulam em torno do globo terrestre 16 vezes ao dia de pólo a pólo, produzindo duas imagens globais diárias. Os sensores MODIS obtêm medidas em 36 bandas espectrais (0,41 - 14mm), com três diferentes resoluções espaciais (250 m, 500 m e 1 km). Atualmente, a detecção de focos de queimadas pelo Inpe incorpora produtos derivados a partir das imagens do satélite [Geostationary Operational Environmental Satellites](#) (GOES) e do MODIS dos satélites TERRA e AQUA, cobrindo quase a totalidade da América do Sul. Todas as informações são integradas num sistema de informações geográficas e disponibilizadas na rede Internet em tempo quase real.

2.2 – Conceitos Básicos sobre Aerossóis

Aerossol é uma denominação de forma simples atribuída a suspensão de partículas sólidas ou líquidas na atmosfera, exceto água pura, e de tamanhos microscópicos ou sub-microscópicos maiores do que as dimensões moleculares (acima de 2Å). Também são chamados de material particulado suspenso, sistema aerocoloidal e sistema disperso em um meio gasoso (Seinfeld, 1986).

As partículas de aerossóis possuem um intervalo de tamanho que varia de 0,001 a cerca de 100µm, sendo este parâmetro o mais importante para caracterizar o comportamento dos aerossóis. Não somente as propriedades dos aerossóis dependem do tamanho das partículas, mas também a natureza das leis que governam estas propriedades. As propriedades médias podem ser estimadas integrando sobre a distribuição de tamanho. O tamanho da partícula normalmente

é dado em micrometros e pode se referir ao raio como ao diâmetro médio da partícula (Seinfeld, 1998 e Hinds, 1982).

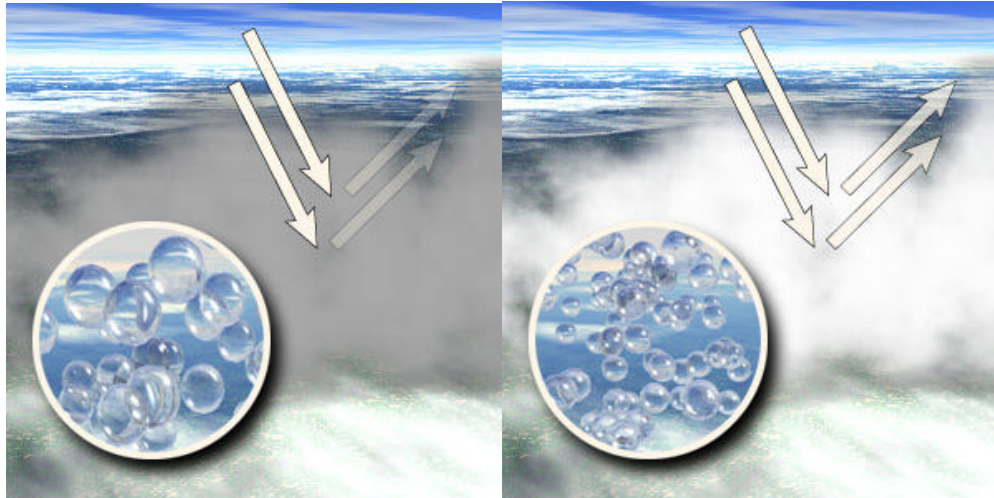
Basicamente os aerossóis se dividem em partículas grossas e finas, sendo as grossas partículas com diâmetro maior que $2\mu\text{m}$ e as finas com diâmetro menor que $2\mu\text{m}$. As partículas grossas e finas, em geral, originam-se separadamente, transformam-se separadamente, são removidas da atmosfera por diferentes mecanismos, requerem diferentes técnicas de controle, possuem diferentes composições químicas e diferentes propriedades ópticas. As partículas finas podem frequentemente ser divididas em dois modos: modo núcleo e modo de acumulação. No modo núcleo, as partículas estão numa faixa de diâmetros de cerca de $0,005$ a $0,1\mu\text{m}$ e como são muito pequenas, ocorrem em baixa porcentagem na quantidade total da massa de partículas dos aerossóis. Partículas no modo núcleo são formadas a partir da condensação de vapores quentes durante processos de combustão e a partir da nucleação de espécies atmosféricas formando novas partículas. No modo de acumulação, as partículas estão numa faixa de diâmetros de $0,1$ até cerca de $1\mu\text{m}$, contendo normalmente a maioria da área superficial dos aerossóis e uma parte substancial da massa das partículas de aerossóis. A fonte das partículas no modo de acumulação é a coagulação das partículas no modo núcleo e a condensação de vapores em partículas já existentes, causando um crescimento das mesmas (Seinfeld, 1998 e Hinds, 1982).

2.2.1 - Efeito dos Aerossóis sobre o Clima

As partículas de aerossol emitidas pelas queimadas possuem um tempo de residência na atmosfera da ordem de uma semana (Kaufman, 1994), e durante a estação seca, compõem uma espessa camada de fumaça sobre as regiões Norte e Centro Oeste do Brasil. As altas temperaturas envolvidas na fase de chamas da

combustão e a ocorrência de circulações associadas às nuvens devidas, por exemplo, à entrada de frentes frias provenientes da região sul do Brasil, favorecem o movimento convectivo ascendente e podem ser responsáveis pela elevação destes poluentes até a troposfera, onde podem ser transportados para regiões distantes das fontes emissoras. A presença deles na atmosfera pode influenciar o clima, mudando o balanço radiativo de modo direto e/ou indireto (Ramanathan et al., 2001 e Pivetta, 2003).

No modo direto, os aerossóis atuam como bloqueador da radiação solar, pois alguns têm a capacidade de refletir a radiação de volta para o espaço e outros de absorver, impedindo que a radiação atinja o solo, reduzindo, portanto, a temperatura da superfície e como resultado diminuindo a taxa de formação de nuvens, pois há menos calor no solo. No modo indireto, os aerossóis podem influenciar o clima atuando principalmente como Núcleos de Condensação de Nuvens (NCN) e como núcleos de gelo (Andreae et al., 2004; Koren et al., 2004, Rosenfeld, 1999). O aumento na concentração das partículas de aerossóis, que atuam como núcleo de condensação, causam um aumento na concentração das gotículas de água. Esse aumento provoca um aumento na reflexão da radiação solar pelas nuvens levando a um resfriamento da atmosfera (Figura 2.1). Se a umidade condensada no interior da nuvem não é alterada pelo aumento de partículas de aerossóis, o raio das gotículas diminuirá, devido ao aumento em sua concentração, resultando em um decréscimo na eficiência da precipitação. Este efeito microfísico direto leva a uma redução da precipitação em nuvens poluídas. Além disso, isso pode levar também a um aumento no tempo de vida das nuvens e por sua vez na quantidade delas. O aumento na cobertura por nuvens provocará um novo aumento na reflexão da radiação solar (Ramanathan et al., 2001).



(a)

(b)

FIGURA. 2.1 – (a) Nuvens com baixa concentração de aerossóis, parte da radiação atinge a superfície. (b) As concentrações elevadas de partículas de aerossol nestas nuvens fornecem os núcleos de condensação para a formação de pequenas gotas de água, até 90% da radiação visível (luz) é refletida de volta ao espaço por tais nuvens sem alcançar a superfície da terra.

FONTE: <http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols/>

Partículas de aerossóis, em particular as de sulfatos, maiores do que aproximadamente $0,05 \mu\text{m}$ de diâmetros, fornecem os núcleos para a maioria das gotas de nuvem e cristais de gelo. Partículas de aerossóis predominantemente orgânicas também servem como núcleos de condensação de nuvens (NCN) em pé de igualdade com os sulfatos.

Altas concentrações de NCN criam muitas gotículas pequenas de nuvens, as quais coalescem muito ineficientemente em gotas de chuva. Uma consequência disso é a redução de chuvas sobre regiões poluídas. Em estudos por satélites, nuvens dentro e fora de percursos da poluição tiveram dimensões e conteúdos de

água similares. A diferença foi somente na redução do “raio efetivo” (o volume total de todas as gotas em uma região particular dividida pela área de superfície total delas) das partículas de nuvem dentro das regiões de poluição para valores menores do que $14\mu\text{m}$ (Figura 2.2). A precipitação foi observada somente fora do caminho da poluição.

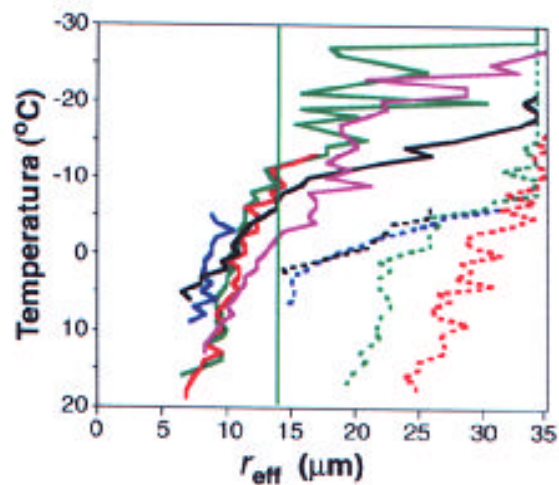


FIGURA. 2.2 – Raio efetivo das partículas próximas ao topo de nuvens convectivas em vários estágios de seu desenvolvimento vertical. As linhas sólidas representam as nuvens poluídas, enquanto que as linhas tracejadas as nuvens em ambientes limpos.

FONTE: Ramanathan. et al (2001).

Por outro lado, a estabilização termodinâmica imposta pela interação direta das partículas de aerossol com a radiação solar (diminui o aquecimento na baixa atmosfera por redução da radiação solar) restringe a ascensão de células convectivas geradas próximo à superfície e, assim, inibe a formação de nuvens (Longo et al., 2004).

Na Amazônia existem basicamente três fontes majoritárias de material particulado: a cobertura vegetal com emissão natural de aerossol biogênico, partículas provenientes da queima de biomassa e partículas oriundas de ressuspensão de poeira do solo pela ação do vento ou da turbulência gerada pelas próprias queimadas (Artaxo et al., 1998). Partículas de aerossol provenientes de fontes externas à região também podem ser encontradas, tais como aerossol marinho e poeira do deserto do Saara (Artaxo et al., 1990, Longo et al., 1999). O material particulado de origem biogênica é emitido diretamente pela vegetação devido ao atrito do vento nas folhas com emissão de fragmentos de vegetação, sementes, esporos, resinas, grãos de pólen entre outros (Warneck, 1999, Artaxo et al., 1990). Indiretamente, as partículas de aerossol na Amazônia são produzidas a partir da emissão de gases (por exemplo os compostos orgânicos voláteis) e conseqüente formação de partículas por conversão gás-partícula na atmosfera (Andreae e Crutzen, 1997, Echalar et al., 1998).

Artaxo et al., (2002) reportam para a estação seca na região de Rondônia, valores máximos de concentração de aerossol de até 250 mg m^{-3} e de até 8 ppm e 16 ppb para CO e NO_2 , respectivamente. Durante a estação úmida, segundo estes autores, as concentrações típicas para estas espécies são $2,9 \text{ mg m}^{-3}$, 0,15 ppm e 0,67 ppb, respectivamente.

Durante a estação de queimadas, é possível observar uma camada de aerossol proveniente das queimadas cobrindo grande parte do continente sul-americano. A Figura 2.3 ilustra uma imagem do satélite GOES-8 onde se observa a extensão dessa camada, sendo transportada ao Oceano Atlântico na porção sul do continente (Yamasoe, 1999).

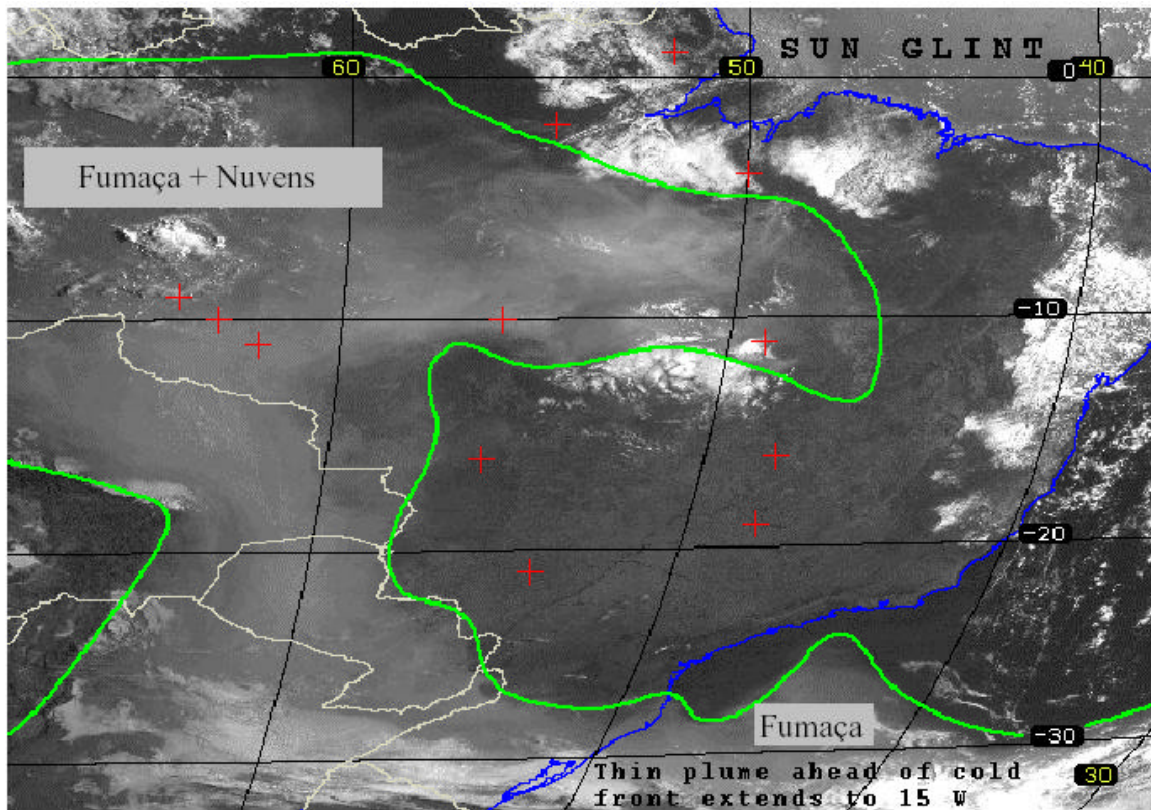


FIGURA 2.3 – Imagem do satélite GOES-8 no visível obtida em 28 de agosto de 1995 às 11:45 (TMG). Observa-se a camada de partículas de aerossol cobrindo uma vasta área do continente sul-americano. Para essa imagem, foi estimada uma camada cobrindo aproximadamente 6 milhões de quilômetros quadrados.

FONTE: Adaptada de Prins et al., (1998) por Yamasoe (1999).

2.3– Formação de Nuvens envolvendo os Aerossóis

Os ingredientes que fazem uma gotícula de nuvem são basicamente dois: vapor de água e os núcleos de condensação de nuvens (NCN). Os NCNs são partículas microscópicas de aerossol com propriedades de condensar o vapor de água em

sua superfície, formando uma gotícula. Essa gotícula cresce até chegar a um tamanho crítico, a partir do qual, precipita-se como chuva. Em temperaturas acima do nível de congelamento, próximo a base da nuvem, as gotículas crescem atraindo vapor de água por difusão até o " raio efetivo", um valor próximo de 14 μm . Depois deste ponto, as gotas continuam crescendo pela colisão e coalescência que envolve a absorção de gotas menores. Eventualmente, quando as gotas apresentam diâmetros maiores que aproximadamente 200 μm , elas caem e alcançam a superfície da Terra como chuva. Porém, este processo de precipitação é altamente sensível ao tamanho inicial das gotas. Gotas com diâmetros menores que aproximadamente 30 μm , são pequenas e possuem baixa probabilidade de crescer através da coalescência (processo pelo qual uma gota grande absorve as pequenas que estão em sua trajetória). Por outro lado, gotas maiores, crescem muito mais rapidamente pela coalescência (Rosenfeld e Woodley, 2001).

O outro modo no qual uma nuvem pode aumentar o tamanho das partículas para que ocorra a precipitação, é através de processos envolvendo o gelo, que ocorrem quando os processos de coalescência estão ausentes. As partículas de gelo são formadas quando gotas de água congelam, ao serem transportadas para temperaturas inferiores a 0°C , ou quando cristais de gelo são formados por partículas de aerossóis chamadas núcleos de gelo. As partículas de gelo agregam vapor e água líquida mais rapidamente do que qualquer outra partícula e também evaporam mais lentamente. Se este processo se mantiver por tempo suficiente, as partículas de gelo alcançam tamanho de precipitação. Elas então caem para Terra, e se derretem para formar chuva ao passarem por temperaturas maiores que 0°C . Se as partículas de gelo forem muito grandes, podem não derreter antes de alcançar o chão; este é o granizo (Rosenfeld e Woodley, 2001).

A poluição afeta estes processos, porque toda gota de nuvem se formou pela água ou gelo ao redor da partícula de aerossol existente, conhecido como núcleo de condensação de nuvem(NCN). Mas o número destes núcleos depende do ar. O ar limpo tem relativamente poucos núcleos de condensação de nuvem, cerca de 100 cm^{-3} . O ar poluído, em contraste, tem mais de 1000 núcleos de condensação de nuvem por centímetro cúbico. Como a quantidade total de água em nuvens poluídas e limpas numa altura particular é aproximadamente a mesma, a água em nuvens poluídas é distribuída sobre um número muito grande de gotas pequenas. Em outras palavras, há muitas gotas pequenas em nuvens poluídas que não podem crescer facilmente para gotas maiores durante o tempo de vida da nuvem para ocorrer a precipitação. Deste modo a poluição impede a chuva (Rosenfeld e Woodley, 2001, Kaufman et al., 2002).

A poluição também pode afetar o crescimento das gotas para formar a precipitação pela fase de gelo. A razão é que as gotas pequenas em nuvens poluídas congelam mais lentamente a temperaturas abaixo de zero, do que as gotas maiores em nuvens limpas. As gotas que são menores que $30 \mu\text{m}$ tendem a permanecer em no estado líquido superesfriadas até aproximadamente $-25 \text{ }^\circ\text{C}$, e podem permanecer nesta forma até -38°C se a nuvem tiver muitas gotas pequenas em fortes correntes ascendentes (Figura 2.4) (Rosenfeld e Woodley, 2000). Estas gotas líquidas superesfriadas flutuam ao redor das partículas de gelo, e não conseguem ser capturadas. As partículas de gelo, não coletam bastante água para crescer e se precipitar e deste modo, a poluição reduz a chuva (Kaufman et al., 2002).

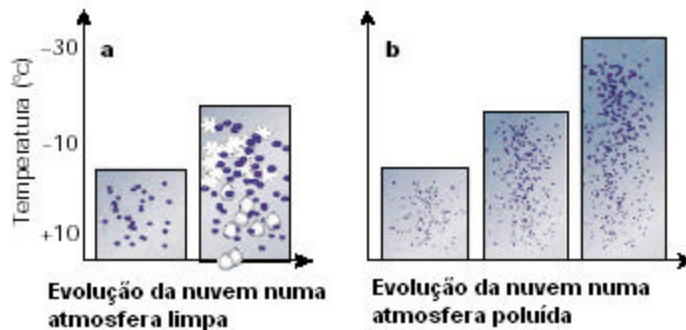


FIGURA 2.4 – Formação da nuvem em ambientes limpos e poluídos. (a) Numa atmosfera limpa, a gota cresce com o desenvolvimento da nuvem até a precipitação líquida ou sólida. (b) Em nuvens poluídas com fortes correntes ascendentes gotas de água superesfriadas podem ser elevadas até -38°C .

Andreae et al., (2004), descrevem os primeiros resultados que mostram uma bem definida mudança no espectro do tamanho das gotas para as maiores gotas da base da nuvem para níveis médios em nuvens dentro da massa de ar poluída quando comparadas para ambientes mais limpos, indicando que as maiores gotas são suprimidas em níveis mais baixos devido à presença do grande número de aerossóis disponível. A ausência de gotas grandes é uma indicação de supressão de chuva na primeira fase de desenvolvimento de cúmulo e da mudança eventual de chuva quente gerada pelos processos microfísicos de gelo (Figura 2.5). Esses resultados foram obtidos para quatro regimes: Oceano Azul, representando baixas concentrações de núcleos de condensação (NCN) sobre o oceano; Oceano Verde, sobre a Amazônia com atmosfera limpa, especialmente na estação chuvosa (a concentração de aerossóis é similar ao observado sobre o oceano) Nuvens embebidas de fumaças, Altas concentrações de aerossóis, com grande capacidade de atuarem como núcleos de condensação, emitidas pelas

queimadas; Pirocumulus, Nuvens formadas diretamente da fumaça vinda das queimadas o solo abaixo.

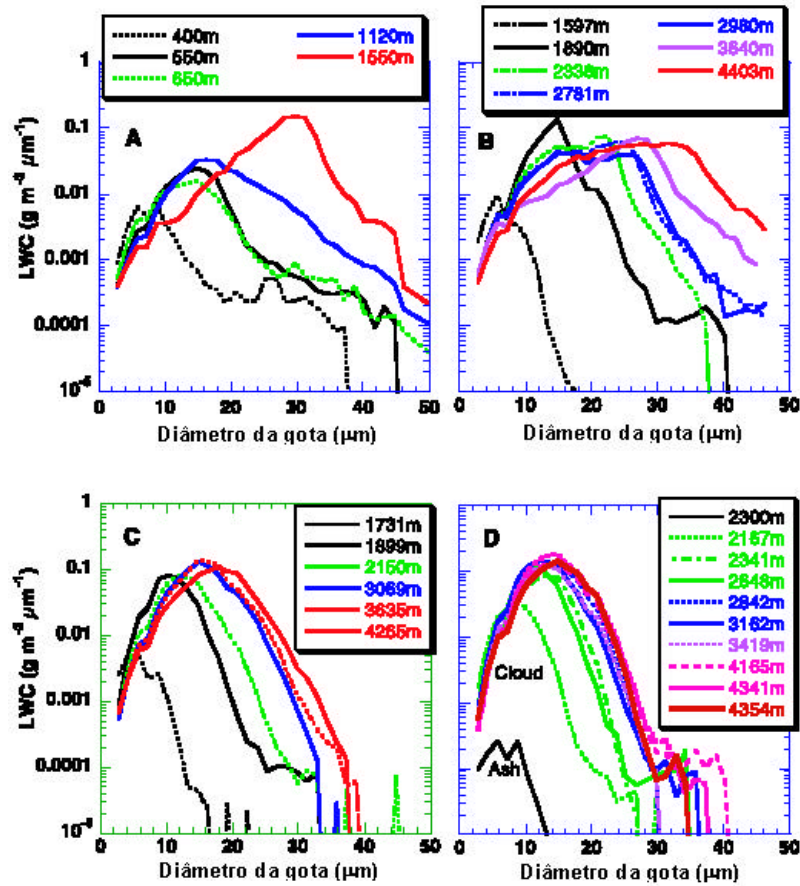


FIGURA 2.5 – Evolução do diâmetro da gota com a altura em nuvens, para quatro regimes. (a) Oceano Azul, 18 de outubro de 2002, 11:00 UTC no litoral da região nordeste do Brasil; (b) Oceano Verde, 5 de outubro 20:00 UTC, numa atmosfera limpa na Amazônia; (c) Nuvens embebidas com fumaça em Rondônia, 4 de outubro de 2002, 15:00 UTC; e (d) piro-cumulus, 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: Adaptada de Andreae et al (2004).

2.4 – Eletrização das Nuvens

A eletrização das nuvens de tempestades não é completamente entendida e continua sendo alvo de investigação. Existem evidências de que a separação de carga elétrica em nuvens de tempestade ocorra através das colisões entre os granizos e os cristais de gelo, devido as suas diferentes velocidades. Os experimentos em laboratório têm mostrado que a carga adquirida pelos granizos depende da temperatura do ambiente, do conteúdo de água líquida da nuvem, da velocidade de impacto e dos tamanhos dos cristais de gelo.

2.4.1 – A estrutura Elétrica das Nuvens

Wilson, 1920 realizou medidas da componente vertical do campo elétrico no solo, embaixo de uma nuvem de tempestade e analisou a intensidade deste campo em função da distância da base da nuvem, ele sugeriu que as nuvens de tempestades típicas apresentavam duas regiões horizontais carregadas eletricamente e dispostas uma sobre a outra (dipolo). A região inferior estaria carregada negativamente, e a superior positivamente (Figura 2.6). As intensidades da carga total em ambas regiões seriam aproximadamente iguais.

Através das medições do campo elétrico em função da altura dentro de uma nuvem de tempestade, (Simpson e Scrase 1937, Simpson e Robinson 1941), concluíram que em uma tempestade típica as regiões principais formam um dipolo, porém devido ao perfil do campo elétrico observado foi necessário acrescentar uma terceira região positiva, com intensidade menor e abaixo da região negativa (Figura 2.7). Esta disposição de três regiões é denominada de dipolo-tripolar.

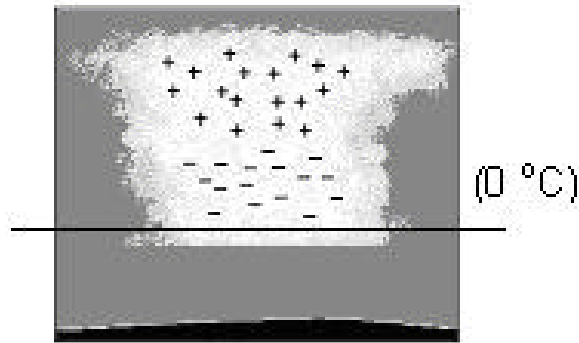


FIGURA 2.6 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade, segundo as medições de Wilson 1920.

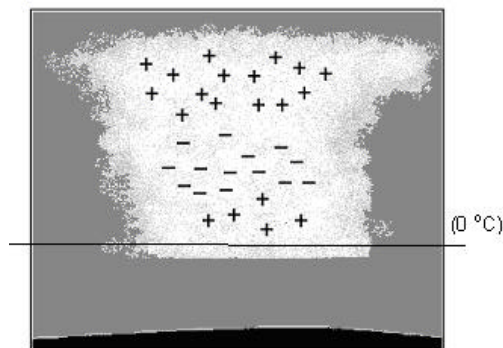


FIGURA 2.7 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Simpson e Scrase 1937, Simpson e Robinson 1941, Williams 1989.

Recentes observações mais detalhadas em nuvens de tempestades, mostraram que as distribuições de cargas elétricas são mais complexas. (Rust e Marshall 1996, Stolzenburg et al., 1998), observaram que dentro das nuvens, onde há fortes ventos ascendentes, em geral existem 4 ou mais regiões da carga. Estes autores também notaram que fora da região com ventos ascendentes, existe uma

distribuição de carga ainda mais complexa do que a anterior, concluindo que neste caso há seis ou mais centros de cargas (Figura 2.8).

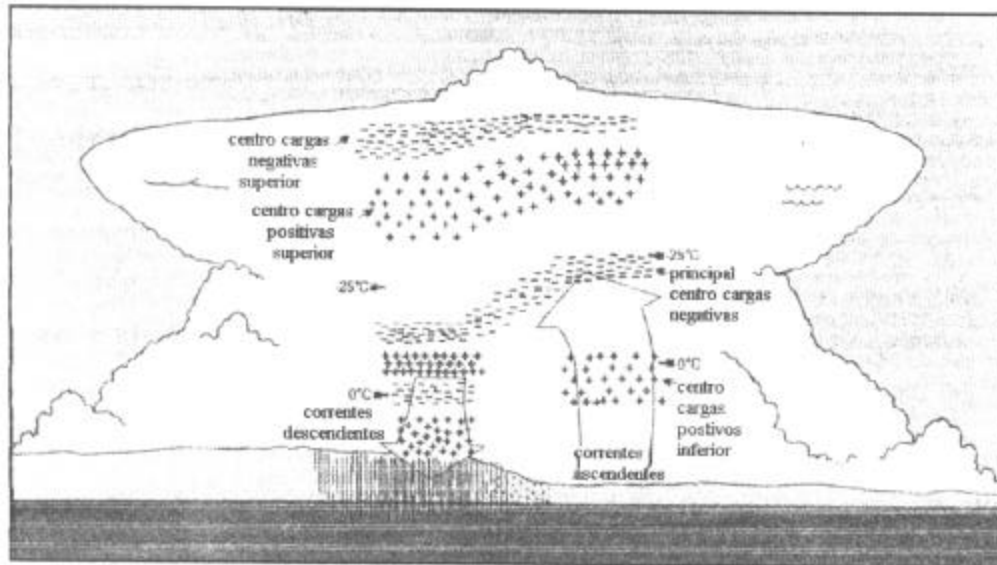


FIGURA 2.8 – Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Stolzenburg et al., 1998.

FONTE: Adaptada de Stolzenburg et al (1998).

2.4.2 - As Teorias de Eletrização das Nuvens

Não existe um acordo geral sobre os processos de eletrificação das nuvens, embora muitos têm sido sugeridos na literatura. O que primeiro deve ser estabelecido por um mecanismo de formação de cargas é como elas irão criar altos campos elétricos, tal como são exigidos para iniciar os relâmpagos, e como essas cargas são adquiridas e separadas.

Em geral, numa nuvem existe vapor d'água, hidrometeoros, (íons e partículas de aerossóis). Os hidrometeoros são partículas formadas por água (líquida e sólida). A formação dos hidrometeoros começa com a nucleação do vapor d'água sobre alguma pequena partícula de aerossol (núcleo de condensação para a água e núcleo de deposição para o gelo). Este processo é altamente dependente da densidade de vapor no ar, da temperatura e da natureza do núcleo.

Os núcleos de condensação de gotas podem se ativar em várias temperaturas, inclusive abaixo de 0° C. Os núcleos de gelo possuem certas características especiais de tamanho, forma e composição e somente se ativam abaixo de 0° C. Quando coexistem numa mesma região gotas e cristais de gelo, este último aumenta de volume em função da redução no volume das gotas, devido a pressão de saturação do vapor ser menor no gelo.

Foram propostas duas teorias que tentam explicar a estrutura elétrica das nuvens de tempestades. Estas são as teorias convectiva e a precipitativa.

2.4.2.1 – A Teoria Convectiva

A hipótese convectiva, proposta por (Grenet 1947 e por Vonnegut 1955), assume que as cargas elétricas são administradas por fontes externas. A troposfera possui uma distribuição vertical de cargas elétricas predominantemente positivas, em tempo bom. Sua distribuição de cargas positivas por sobre a superfície da Terra é a fonte externa antes mencionada. A outra fonte são as moléculas ionizadas pelos raios cósmicos e pela radiação solar, em regiões da alta troposfera, em cima das nuvens.

Quando se forma 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. O campo elétrico vertical que aponta para baixo, originado por esta concentração de cargas positivas na parte superior da nuvem, polariza as partículas de precipitação separando as cargas em seu interior, de modo que a parte inferior fique positiva. Devido 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.

A realimentação de cargas positivas para esse processo, 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.

Está demonstrado que algum mecanismo convectivo pode atuar nas nuvens, porém existem dúvidas sobre a sua eficácia.

2.4.2.2 – A Teoria Precipitativa

A velocidade de queda de uma partícula é determinada a partir do equilíbrio entre a ação da gravidade e das forças devido à fricção do ar. As partículas de nuvens (gotas, cristais de gelo com diâmetros menores que 100 μm) são pequenas e possuem velocidades de queda menores do que as partículas de precipitação (gotas e granizos com diâmetros maiores que 100 μm). Devido a essa diferença de velocidades se produz colisões entre essas partículas, e nessa colisão ocorre a transferência de carga elétrica que sistematicamente deixa uma partícula de um mesmo tipo e com determinado sinal de carga. A mesma diferença de velocidades

será também responsável para criar regiões distintas de cargas que se observam nas nuvens.

As interações podem ocorrer entre partículas líquidas, entre partículas sólidas e líquidas e entre sólidas. Nas interações entre partículas líquidas existe uma alta probabilidade de ocorrer a coalescência, portanto as colisões entre gelos são as mais importantes para este processo. A aderência entre partículas de gelo somente ocorre próximo do ponto de fusão do gelo. Desse modo, é razoável pensar que a interação entre uma partícula de precipitação sólida (granizo) e uma partícula sólida de nuvem (o cristal de gelo), poderia ser responsável pela separação de carga dentro de uma nuvem. Este processo comumente é chamado de interação granizo-cristal.

2.4.3 – Mecanismos de Transferência de Carga Elétrica

A primeira proposta de um mecanismo de carga foi feita por Wilson (1929), que indicou que as partículas das nuvens carregam cargas polarizadas pelo campo elétrico vertical. A parte inferior das partículas transporta cargas elétricas positivas induzidas que atraem íons negativos produzidos no ar devido a raios cósmicos e outras fontes. Por causa da queda das partículas, a captura de íons negativos é maior do que a captura de íons positivos pela metade superior das partículas e assim elas tornam-se carregadas negativamente. Esse processo indutivo leva a intensificação do campo, quando as partículas carregadas caem contra correntes ascendentes. Latham and Mason em (1962) realizaram muitos esforços para o desenvolvimento da teoria do processo colisional indutivo na eletrificação de uma nuvem de tempestade. Nesse processo, apresentado na Figura 2.9, o granizo, grande partícula considerada como uma esfera condutora, sofre polarização devido ao campo elétrico atmosférico, que é dirigido para baixo.

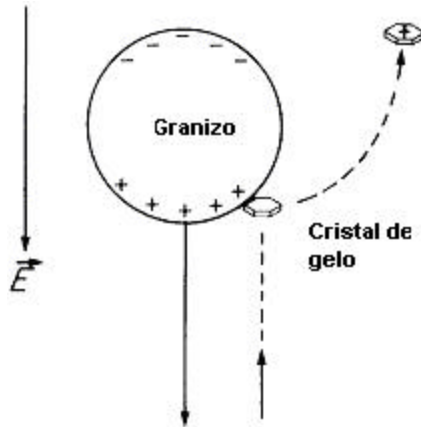


FIGURA 2.9 - Processo colisional indutivo de separação de cargas.

FONTE: Adaptada de Iribarne e Cho (1980, p.138).

Desta maneira, a parte inferior do granizo fica positivamente carregada, enquanto, a parte superior fica carregada negativamente. Quando este granizo, durante sua queda no interior da nuvem sofre colisão com os cristais de gelo, que são partículas menores, ocorre a transferência de cargas, ficando o granizo negativamente carregado e o cristal de gelo carregado positivamente. Desta forma, ocorre a separação de cargas no processo indutivo, assim chamado, pois, o campo elétrico externo polariza o granizo. À medida que os cristais de gelo e as partículas de granizo vão se tornando carregados, eles são separados por processos macrofísicos (gravitacional) resultando assim em um reforço do campo elétrico no interior da nuvem, intensificando as polarizações nas partículas de granizo, dando origem a separações de cargas por colisão cada vez mais eficientes. Mason em 1988, através de um tratamento teórico, mostrou que pequenos granizos de baixa densidade, em queda através de uma nuvem de gotículas superesfriadas, são capazes de separar cargas criando campos de larga escala da ordem de 400 kV/m em 10 minutos. Entretanto, experiências em laboratório indicaram que processos indutivos assumem maior importância na presença de campos elétricos da ordem de 10 kV/m. Além disso, medidas no

interior de nuvens de tempestades em desenvolvimento, detectaram granizos com cargas muito maiores que o processo indutivo poderia separar. Desta forma, conclui-se que o campo elétrico atmosférico é insuficiente para iniciar o processo de eletrificação dentro da nuvem e sugere-se que esse mecanismo pode, no máximo, ser significativo apenas nos últimos estágios de desenvolvimento das cargas na nuvem.

Reynolds et al., (1957), foram os primeiros que realizaram experimentos de simulação de nuvens em laboratório, estudando as interações granizo-cristal. Eles mediram a transferência de carga quando cristais de gelo interagem com granizos na ausência de um campo elétrico e sugeriram que a diferença na temperatura entre as partículas levava à transferência de carga. (Latham e Mason 1962; Latham e Stow 1965), estimaram que para separar cargas da ordem de fC, entre partículas do tamanho dos cristais, seriam necessárias diferenças de temperatura da ordem de 100° C com tempos de contatos de 10ms. Estes valores estão várias ordens de grandeza maiores do que os que ocorrem nas interações entre partículas de gelo dentro das nuvens. Outros trabalhos simulando nuvens em laboratório têm sido feitos considerando as colisões entre diferentes partículas de gelo. Os vários resultados encontrados por esses trabalhos têm levado a uma melhor compreensão sobre a formação de cargas dentro das nuvens.

Um mecanismo preciso pelo quais cargas elétricas são transferidas entre duas partículas interagindo permanece sob um ativo debate. Quando duas partículas são condutoras, a explicação da transferência de cargas é simples, entretanto, partículas de gelo possuem uma vasta condutividade superficial, o que limita a transferência de cargas. Reynolds et al., (1957); Takahashi (1978); Church (1966) e Jayaratne et al., (1983), usaram partículas alvo que foram rotacionadas dentro de uma nuvem contendo cristais de gelo e água superesfriada. Significantes transferências de cargas durante as colisões com cristais de gelo somente

ocorreram quando gotículas de água superesfriadas estavam presentes. O sinal e a magnitude da carga transferida foi encontrado como sendo em função da temperatura e do conteúdo de água líquida (LWC). Church (1966), encontrou que o sinal da carga do granizo depende da temperatura e do volume de água líquida (LWC), com o granizo carregando-se negativamente em -15°C para baixos LWC e positivamente em -15°C em altos LWC. Takahashi (1978) encontrou que o granizo carrega-se positivamente em todas as temperaturas acima de -10°C e o sinal da carga é independente do LWC; mas abaixo de -10°C , o granizo carrega-se negativamente para valores intermediários de LWC e positivamente em altos e baixos LWC (Figura 2.10).

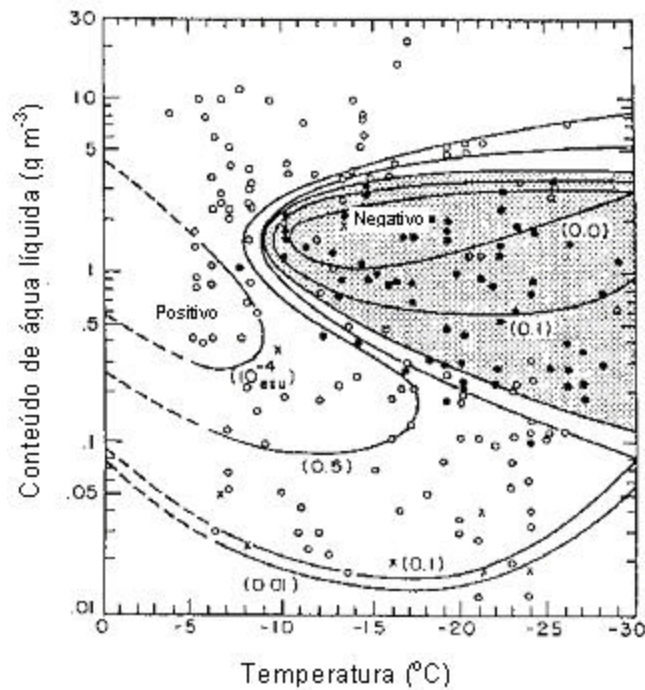


FIGURA. 2.10 – Eletrificação do granizo pela colisão com cristais de gelo.

FONTE: Adaptada de Takahashi (1978).

Jayaratne et al., (1983) observaram que o granizo carrega-se positivamente em temperaturas acima de um certo valor, chamada “ Temperatura de inversão” e negativamente abaixo desta temperatura. A temperatura de inversão depende do LWC e move-se para altas temperaturas com o decréscimo no LWC. Eles sugeriram que o centro de cargas negativa em nuvens de tempestades, que está localizado normalmente entre -10°C e -25°C é causado pela presença de partículas de granizo carregadas negativamente e vindas de regiões acima do nível da temperatura de inversão, juntamente com cristais de gelo carregados negativamente e transportados de baixas regiões onde o sinal da carga transferido foi revertido. O centro de cargas positivas superior é devido aos cristais de gelo transportados para cima, enquanto que o centro de carga positiva inferior da nuvem pode ser produzido pela queda do granizo (Figura 2.11). Esta distribuição dos centros de cargas está de acordo com a estrutura tripolar discutida por Williams (1989).

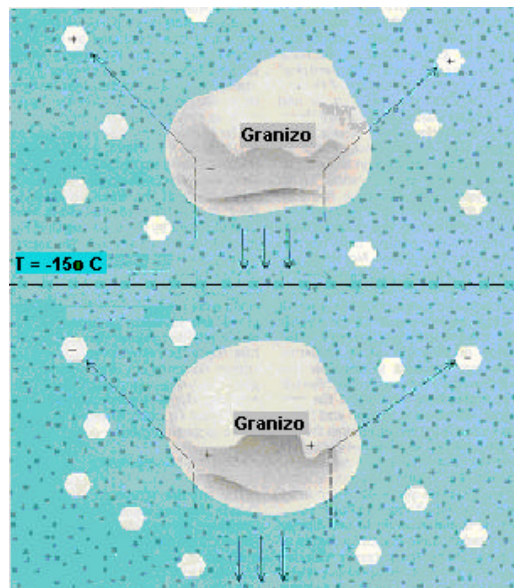


FIGURA 2.11– Colisões entre o granizo e o cristal de gelo abaixo e acima da temperatura de inversão.

FONTE: Adaptada de Williams (1988).

Saunders et. al em (1991) realizaram um novo conjunto de medições de transferência de carga nas interações granizo-cristal. Eles estudaram a dependência da carga transferida com outra variável relacionada com as gotas de água suspensas no ambiente e a temperatura. Esta variável é o conteúdo efetivo de água líquida das gotas EW (que é a porção de gotas que são coletadas pelo granizo) (Figura 2.12).

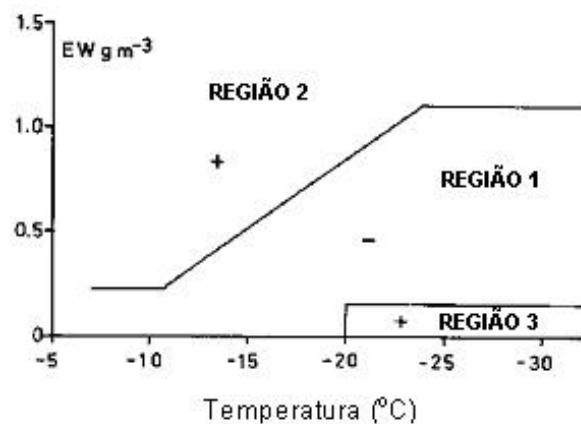


FIGURA 2.12 - O sinal da carga transferida para o granizo por colisão com o cristal de gelo.

FONTE: Adaptada de Saunders (1994).

As regiões de carga positiva do granizo podem ser devido a mudança de sua superfície, ou pelo crescimento devido ao vapor ou pela camada de água líquida. A região com carga negativa pode ser causada pela diferença no potencial de contato entre o granizo e o cristal de gelo, pela deslocação de cargas sobre as superfícies ou devido a camada “pseudo-líquida”. É provável que todo processo de transferência de carga trabalhe simultaneamente e dependendo da temperatura e da quantidade de água líquida um ou outro processo domine.

2.4.4 – Influência do Tamanho das Gotas de Água

Experimentos em laboratório revelaram que a transferência de carga durante colisões entre o granizo e o cristal de gelo depende também da distribuição do tamanho das gotas de água. Os resultados indicaram que a distribuição do tamanho das gotas é muito importante para o sinal da carga transferida. Foram apresentados dois espectros de diâmetros comparados (Figura. 2.13).

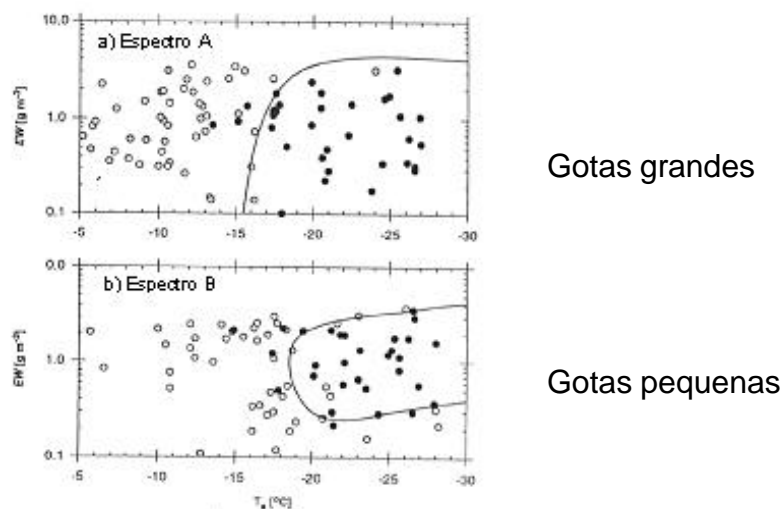


FIGURA. 2.13 – Sinal da carga do granizo com uma função de EW e da temperatura para duas diferentes distribuição de gotas A e B (preto-negativo; cinza-positivo).

FONTE: Adaptada de Avila and Pereyra (2000).

O espectro A contendo gotas de até 50 μ m e com diâmetro médio de 18 μ m e diâmetro de volume de 21 μ m, enquanto que o espectro B contendo gotas de até 30 μ m com diâmetro médio e diâmetro de volume médio 13 e 15 μ m, respectivamente. Quando o espectro A foi usado, o granizo carregou-se positivamente em temperaturas maiores do que -15°C, o sinal é independente da

quantidade de água líquida (Figura 2.13). O granizo carregou-se negativamente em todas as temperaturas abaixo de -15°C e EW até 4g m^{-3} . Quando o espectro B foi usado a região com carga negativa foi reduzida. Em temperaturas acima de -18°C o sinal é positivo e independente do EW, enquanto para baixas temperaturas (abaixo de -18°C) o sinal alternou com o aumento de EW. Esses resultados mostram que para grandes quantidades de água e pequenas gotas predominam cargas positivas no granizo. Uma situação onde são observadas nuvens com pequenas gotas pode ser em regiões com poluição (por exemplo, regiões de queimadas, Figura 2.14), como resultado da presença dos aerossóis.

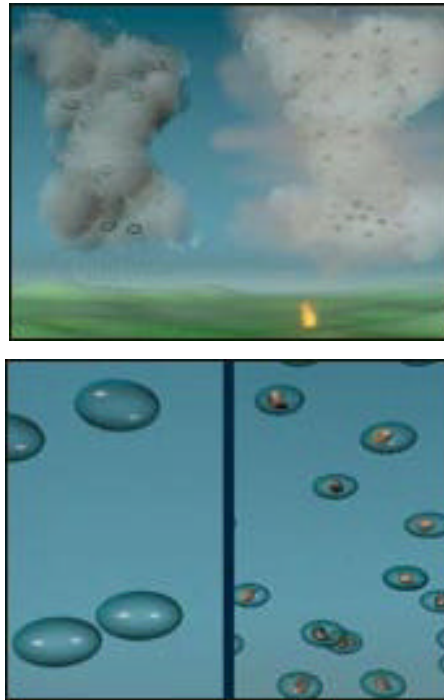


FIGURA. 2.14 – Nuvens normais (esquerda) e sob influência de queimadas (direita).

FONTE: <http://eosps0.gsfc.nasa.gov/newsroom/viewStory.php?id=264>

2.5 – Relâmpagos

Os relâmpagos são descargas transientes, com intensa corrente elétrica que se propagam por distâncias da ordem de quilômetros. São tipicamente associados a nuvens “Cumulonimbus”, embora possam ocorrer também na presença de vulcões ativos, tempestades de neve, queimadas ou tempestades de poeira (Uman, 1987).

Em uma nuvem de tempestade, os relâmpagos têm início quando o campo elétrico devido a separação de cargas atinge uma intensidade capaz de romper a rigidez dielétrica do ar. Dentro da nuvem, a rigidez dielétrica atinge valores máximos entre 100 e 400 kV/m. Dois processos têm sido propostos para explicar a iniciação dos relâmpagos a partir dos valores de campo elétrico medidos. Um deles considera que as gotículas de água se polarizam pelo campo elétrico atuando de modo a reduzir o campo necessário para a quebra da rigidez. O segundo mecanismo considera que os elétrons secundários produzidos pela radiação cósmica na atmosfera atuam de modo a iniciar as descargas ao serem acelerados por estes campos (Volland, 1995).

Existem diversos tipos de relâmpagos, classificados em função do local onde se originam e do local onde terminam (Figura 2.15), locais com cargas opostas. Eles podem ocorrer da nuvem para o solo, denominado relâmpago nuvem-solo (NS), do solo para a nuvem, denominado relâmpago solo-nuvem (SN), dentro da nuvem, denominado intra-nuvem (IN), da nuvem para um ponto qualquer na atmosfera, denominados descargas no ar (NA), entre nuvens, denominados relâmpagos entre nuvens (EM). Relâmpagos que envolvem o solo são normalmente denominados de raios. De todos os tipos de relâmpagos, os intra-nuvem são os mais freqüentes, em parte devido ao fato da capacidade isolante diminuir com a altura em função da diminuição da densidade do ar, o que facilita com que uma partícula possa ser acelerada a ponto de iniciar uma descarga, e em parte devido às regiões de

cargas opostas estarem mais próximas. Eles representam cerca de 80% do número total de relâmpagos. Dentre os outros tipos de relâmpagos, os mais freqüentes são os relâmpagos nuvem-solo, sendo os demais comparativamente mais raros (Pinto Jr. e Pinto, 2000).

Os relâmpagos nuvem-solo são os mais estudados devido ao seu caráter destrutivo. Eles podem ter duas polaridades, definida em função do sinal da carga transferida ao solo: relâmpagos nuvem-solo negativos e relâmpagos positivos. Os relâmpagos nuvem-solo negativos transferem cargas negativas (elétrons) de uma região carregada negativamente dentro da nuvem para o solo. Os positivos transferem cargas positivas de uma região carregada positivamente dentro da nuvem para o solo, o que na realidade, equivale ao transporte de elétrons do solo para a nuvem. Cerca de 90% dos relâmpagos nuvem-solo são negativos e basicamente 10% são relâmpagos nuvem-solo positivos. Entretanto em algumas tempestades, a maioria dos raios ou podem ser positivos na tempestade inteira ou durante alguma fase, ou em algum componente da tempestade. Isto tende a acontecer em um de seis situações de tempestade: (1) em algumas tempestades de inverno, (2) na região estratiforme de sistemas de convectivos de mesoscala, (3) em algumas tempestades relativamente fracas de qualquer tipo, (4) em algumas tempestades severas, e (5) durante a fase dissipativa de tempestades isoladas (6) tempestades embebidas de fumaças (MacGorman et al., 1998).

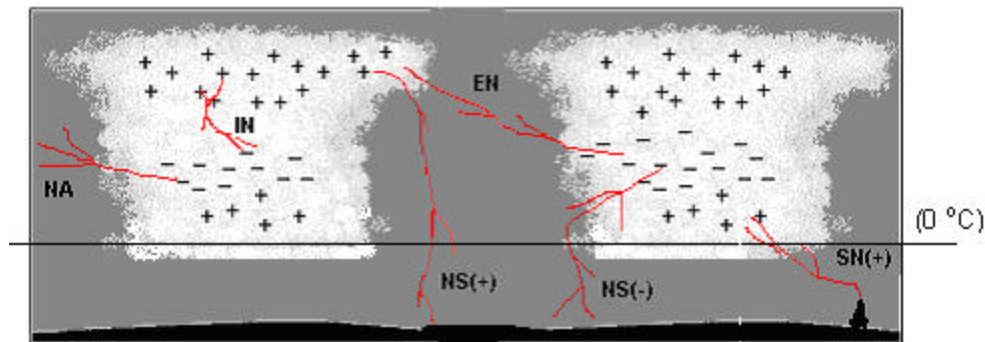


FIGURA 2.15 – Representação dos tipos de relâmpagos que ocorrem em nuvens de tempestades.

Os relâmpagos nuvem-solo duram em média cerca de um quarto de segundo, com valores variando de 0,1 a 2s, e costumam percorrer um grande caminho dentro da nuvem antes de sair da nuvem. Um relâmpago nuvem-solo negativo tem início com uma descarga inicial (Figura 2.16), geralmente não visível, denominada líder escalonado, que se move em direção à Terra em passos discretos à velocidade de 10^5 m s^{-1} . As cargas em movimento criam um canal formado por passos que dura cerca de $1\mu\text{s}$ e durante esse intervalo o líder escalonado caminha cerca de 50 m. O intervalo de tempo entre os passos é de cerca de 50 μs . Geralmente a descarga ramifica-se ao longo de vários caminhos e propaga-se de forma tortuosa, em busca de regiões condutoras na atmosfera, e a maioria dos ramos não atinge o solo. Ao todo, o líder escalonado transporta aproximadamente 10 C, com uma corrente média de 1 kA. Ao se aproximar do solo, a carga elétrica contida no canal produz um campo elétrico que causa uma segunda quebra na rigidez dielétrica do ar a cerca de 100 m do solo. A quebra da rigidez dielétrica possibilita que descargas ascendentes, denominadas conectantes, partam do solo para conectar-se ao líder escalonado, constituindo o processo de ligação. Realizado o contato entre a descarga conectante e o líder escalonado, as cargas armazenadas no canal começam a mover-se em direção ao solo e um intenso

clarão propaga-se para cima ao longo do canal. Esta descarga é denominada de descarga de retorno (Pinto Jr. e Pinto, 1996).

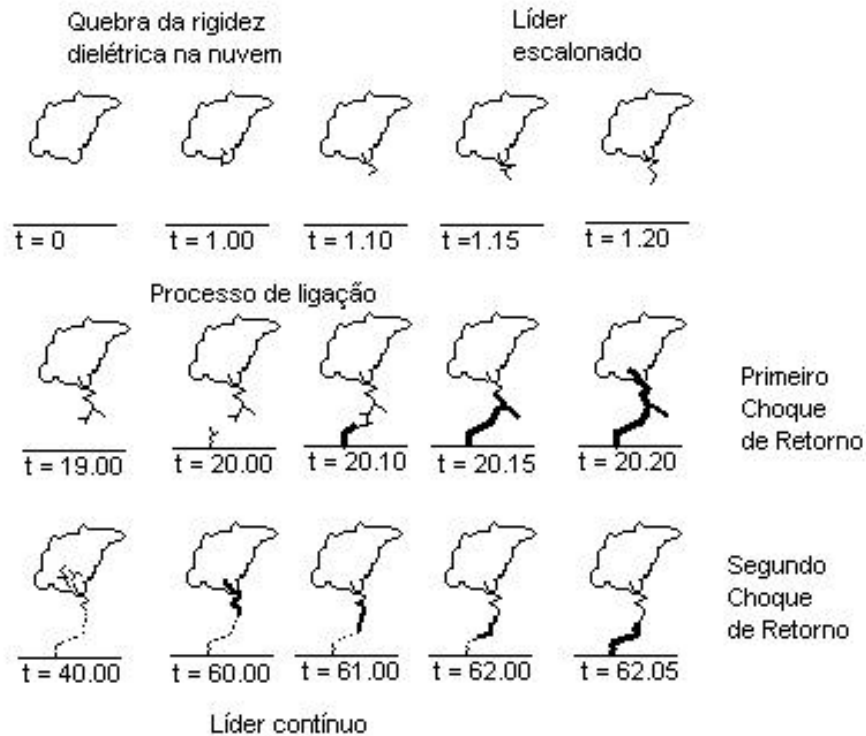


FIGURA 2.16 – Desenvolvimento de um relâmpago NS negativo, desde a quebra da rigidez dielétrica até a ocorrência da segunda descarga de retorno.

FONTE: Modificada de Uman (1987).

Um relâmpago pode ser constituído por uma ou várias descargas de retorno. Em geral um relâmpago nuvem-solo negativo possui de 3 a 6 descargas de retorno, enquanto que os relâmpagos nuvem-solo positivos, em geral possuem apenas uma descarga de retorno. A primeira descarga de retorno normalmente possui a maior intensidade do pico de corrente, com valores entre 30 a 40 kA para as descargas negativas.

2.6 - Alguns Resultados de Pesquisas sobre Relâmpagos Gerados em Ambientes Poluídos pelas Queimadas

Latham (1991), observou que a fumaça de queimadas premeditadas no Canadá em Agosto de 1989 produziram exclusivamente raios positivos.

Vonnegut et al., (1995), descreveram várias tempestades próximas às queimadas e produzindo percentuais de raios positivos entre 25 e 50%.

Lyons et al., (1998) e Murray et al., (2000) documentaram que fumaças vindas de queimadas da América Central e do México no período de abril a junho de 1998, influenciaram as tempestades em grande parte do EUA, produzindo grandes quantidades de raios positivos. Os dados obtidos do National Lightning Detection Network (NLDN), mostraram que durante dois meses meio milhão de relâmpagos foram detectados, apresentando um percentual de raios positivos o triplo do normal. A intensidade do pico de corrente positiva foi o dobro do valor esperado (22 para 45 kA), enquanto que a intensidade do pico de corrente negativa diminuiu de 26 para 22 kA.

Mais de 10.000 focos queimaram 4000km², durante três meses no sul do México. Durante a maior parte de abril, maio e começo de junho, densas plumas de fumaças avançaram até o sul do Canadá.

Durante todo o período (8 de abril a 7 de junho), vários sistemas convectivos se desenvolveram repetidamente, apresentando percentuais acima de 50%, durante o seu tempo de vida. A maior entrada de fumaça ocorreu de 14 a 18 de maio. Na tarde do dia 14 de maio, várias tempestades convectivas se formaram do Texas ao norte de Dakota. Durante o pico de atividade, entre 07:00 UTC do dia 15 e

02:00 UTC do dia 16, 59% dos 43798 relâmpagos detectados apresentaram polaridade positiva (Figura 2.17).

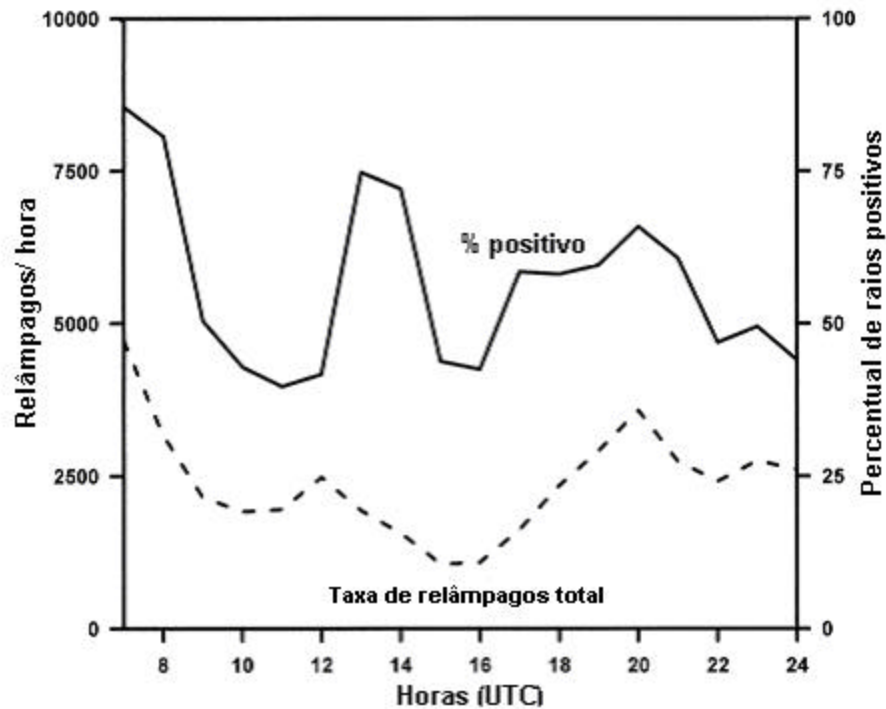


FIGURA 2.17 – Distribuição horária do percentual de raios positivos e da taxa de relâmpagos, detectados pelo NLDN entre 0700 UTC de 15 Maio a 0200 UTC de 16 de maio de 1998, para uma série de tempestades que se formaram em um ambiente poluído pelas fumaças.

FONTE: Adaptada de Lyons et al (1998).

Eles sugeriram que estas mudanças foram causadas pela fumaça produzida na América Central e no México e transportada para os Estados Unidos da América, alterando a microfísica das tempestades.

Smith et al., (2003), fizeram uma análise meteorológica para o período estudado por (Lyons et al., 1998 e Murray et al., 2000), e notaram que ambiente foi quente e seco (indicando que a altura da base das nuvens estavam mais alta), durante o período onde foram encontradas as anomalias nos relâmpagos. Eles usaram o modelo descrito por (Solomon e Baker 1998) para simular o dia 15 de Maio de 1998, que apresentou alto percentual de raios positivos. Este modelo não é capaz de reproduzir a dinâmica de uma tempestade, porém apresenta um ótimo desempenho para os processos microfísicos. O resultado da simulação para o dia 15 de maio de 1998 mostrou que o percentual de raios positivos não variou significativamente com o núcleo de condensação, porém o seu valor decresceu para próximo do valor climatológico, quando se aumentou a umidade.

Williams et al., (2002), analisaram quatro distintos regimes meteorológicos em Rondônia para distinguir as contribuições do aerossol e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) para a eletrização e estrutura das nuvens. As observações demonstram que os aerossóis tiveram um substancial papel para a supressão da coalescência no período mais poluído no começo de Outubro. Houve indícios de que em tais nuvens a falta de gelo suficiente para os processos de troca em temperaturas maiores que -20° C, fez com que a região eletricamente ativa fosse elevada para altas altitudes. Além disso, evidência foram encontradas que a fase mista foi ativada pela chegada de água líquida de níveis mais baixos, levando a uma atividade moderada de relâmpagos intra-nuvem, mas com intensidades relativamente fracas.

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS E MÉTODOS

Neste Capítulo, são apresentados a área e o período de estudo, descritos os sensores de localização de relâmpagos do solo e abordo do satélite TRMM e o modelo de transporte e emissão de aerossóis, utilizados neste trabalho. São discutidos os métodos utilizados para a obtenção dos dados de relâmpagos pelos sensores e como é obtida a concentração de aerossóis pelo modelo. É descrito também o método utilizado para correlacionar os parâmetros dos raios com a concentração de aerossóis fornecida pelo modelo.

3.1 – Técnicas

3.1.1 – Área e Período de Estudo

A área de estudo está compreendida entre 8° e 14° de latitude Sul e 59° e 66° de longitude Oeste, abrangendo totalmente o estado de Rondônia, parte da Bolívia e dos estados do Mato Grosso e Amazonas. Essa área está delimitada na Figura 3.1, que mostra o mapa do Brasil.

O estudo foi realizado para dois anos, começando na estação seca e terminando na estação úmida, entre 01 de Agosto de 2002 a 12 de Fevereiro de 2003, e 01 de Agosto a 25 de Dezembro de 2003.



FIGURA 3.1 – Mapa do Brasil, indicando a região de estudo pela área delimitada.

A escolha desta região para a realização do estudo se deve, primeiro à existência de uma rede de detecção de raios “Brazil Lightning Detection Network” (BLDN), segundo, por esta região apresentar um contraste na concentração de aerossóis entre Agosto-setembro (alta concentração) e janeiro-fevereiro (baixa concentração), em todos os anos, e terceiro, pela validação do modelo de transporte e emissão de aerossóis feita em 2002, dentro desta região utilizando medidas locais.

3.1.2 – Descrição das Técnicas de Detecção de Relâmpagos

Foram utilizadas duas técnicas de detecção de relâmpagos; a primeira utiliza um sistema de sensores no solo, que integrados conseguem fornecer a localização dos raios, sua polaridade, intensidade do pico de corrente e multiplicidade. Este sistema apresenta uma limitação espacial de detecção em função da distribuição e quantidade de sensores empregados. A configuração desses sensores é tal que detectam somente as descargas para o solo, discriminando assim, as descargas intra-nuvens. Porém, essa capacidade é questionada para baixas intensidades do pico de corrente positiva. A segunda técnica utiliza um sensor óptico, a bordo de satélite. Esta técnica detecta todos os tipos de relâmpagos, que ocorrem nas regiões tropicais da Terra, informando a sua localização. O maior problema deste sistema é a sua limitação temporal.

3.1.2.1 - Técnica de Detecção de Raios por Sensores no Solo

A rede de sensores instalada na região de estudo (BLDN), é uma rede formada por sensores do tipo “Improved Accuracy from Combined Technology” (IMPACT), modelo T-141 ES, instalados em 1999, através de uma colaboração entre o INPE e a NASA (Blaskeslee et al., 1999). A localização desses sensores é mostrada na Figura 3.2.

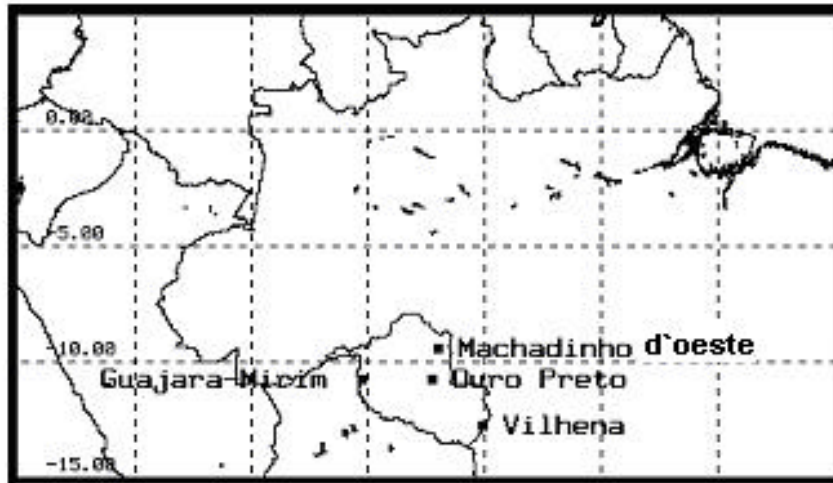


FIGURA 3.2 – Localização dos sensores de localização de raios, dentro da região de estudo.

FONTE: <http://branch.nsstc.nasa.gov/>

O sensor de localização de raios IMPACT, resulta da combinação dos métodos “*Magnetic Direction Finder*” (MDF) e “*Time Of Arrival*” (TOA). O método MDF consiste em determinar a direção em que o raio ocorreu através do campo magnético, enquanto que o método TOA fornece a informação da distância em relação ao sensor (raio do círculo), baseada no tempo de chegada da radiação eletromagnética. Esses dados são então empregados simultaneamente em uma generalização do método de interseções circulares para obter-se uma estimativa ótima da localização da descarga, utilizando-se assim todos os dados disponíveis. Se uma descarga ocorrer entre dois sensores, ao longo de sua linha-base (segmento de reta que liga dois sensores quaisquer), ela será localizada com precisão através da intersecção entre a linha definida pelo azimuth e os círculos definidos pelas distâncias aos sensores, conforme mostra a Figura 3.3.

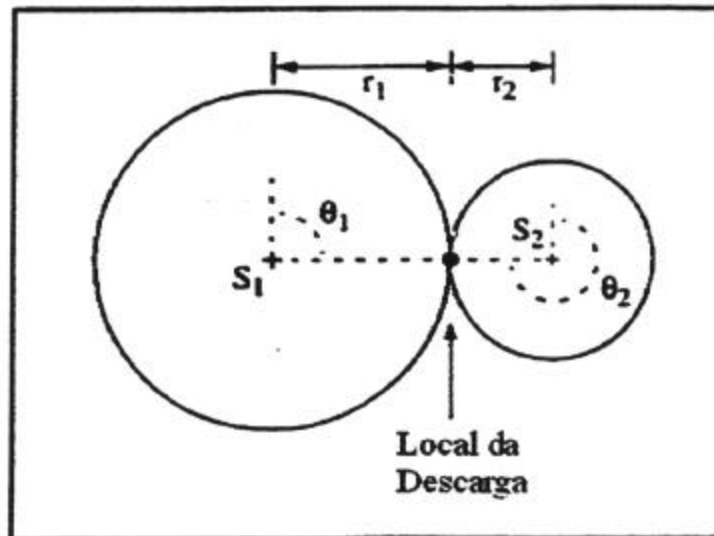


FIGURA 3.3 – Método de localização IMPACT aplicado a uma descarga cujo ponto de impacto localiza-se sobre a linha-base de dois sensores.
 FONTE: Adaptada de Naccarato (2001).

Nessa Figura, a informação do azimute para o sensor S_1 corresponde ao ângulo θ_1 e o valor da distância (baseada no horário absoluto de chegada) é representado por um círculo de raio r_1 . É importante notar que, nesse exemplo, existem quatro parâmetros efetivamente medidos, dois ângulos e dois tempos de chegada. Assim, o método IMPACT possui informação redundante a qual permite uma estimativa otimizada da localização mesmo em uma condição de detecção mínima, isto é, quando uma descarga é registrada por apenas dois sensores.

As informações sobre os raios detectados, através de uma rede de sensores são: a localização do ponto onde a descarga ocorreu; a polaridade do raio; a intensidade do pico de corrente e a multiplicidade. A polaridade é obtida através da forma de onda do campo elétrico da radiação detectada pelo sensor. A

intensidade do pico de corrente da descarga é obtida, através da medida do valor de pico da radiação EM gerada pela corrente que flui no canal do raio. Para obter-se a relação entre o pico da radiação e a intensidade do pico de corrente, é assumido um modelo de linha de transmissão para a corrente no canal do relâmpago e um modelo simples para a propagação da radiação. A multiplicidade é um parâmetro que descreve a quantidade de descargas de retorno que compõe um raio. Para fornecer esta informação os sensores utilizam o método de agrupamento que leva em consideração aspectos espaciais e temporais das descargas a fim de decidir quais descargas pertencem ou não a um determinado relâmpago (Figura 3.4).

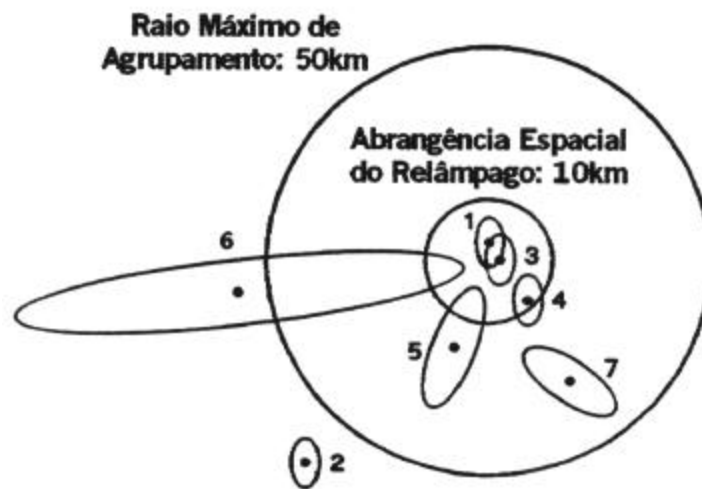


FIGURA 3.4 – Algoritmo de agrupamento de descargas. O raio de 10km, correspondente à região espacial compreendida por um relâmpago, está centrada na primeira descarga de retorno. As descargas subsequentes 1, 3, 4 e 5 pertencem a este relâmpago enquanto que as descargas 2, 6 e 7 serão associadas a outros relâmpagos, distintos ou não.

FONTE: Adaptada de Naccarato (2001).

3.1.2.2 - Técnica de Detecção de Relâmpagos por Sensor a bordo de Satélite

A bordo do satélite “Tropical Rainfall Measuring Mission” (TRMM), lançado em novembro de 1997, com a missão de estudar a interação entre o vapor d’água, nuvens e a precipitação, está o sensor “Lightning Imaging Sensor” (LIS). Este instrumento é usado para detectar a distribuição e a variabilidade total dos relâmpagos (nuvem-para-nuvem, intra-nuvem, e os raios) nas regiões tropicais do globo. O LIS é similar a uma câmera de televisão e detecta os relâmpagos com uma precisão na localização de 10 km. O satélite TRMM efetua uma órbita, a 350 km de altitude, com uma inclinação de 35° . Com isso, o LIS pode observar a atividade de relâmpagos entre 35° de latitude Sul e 35° de latitude Norte (Figura 3.5).

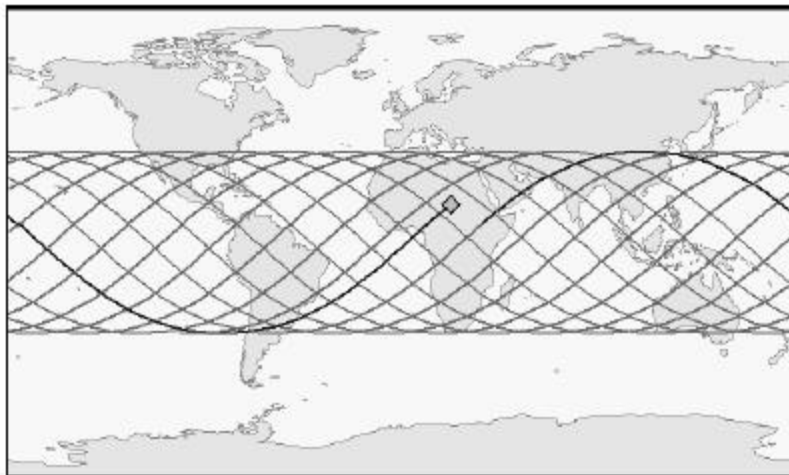


FIGURA 3.5 – Campo de visão do LIS e a trajetória do satélite TRMM em um período de 24 horas.

FONTE: Christian et al (1999).

O LIS consiste de um sistema de lentes com largo campo de visão, combinado com um filtro passa-faixa. A luz emitida por um relâmpago é focalizada sobre um

pequeno fotodiodo de alta velocidade. O sinal resultante é então lido em tempo real, formatado e em seguida transmitido para a Terra.

As características deste sensor foram ditadas pela necessidade de distinguir o brilho dos relâmpagos, da luz do dia. Para extrair os sinais dos relâmpagos durante o dia, foram usados quatro métodos (Christian et al., 1989). Primeiro, um filtro espacial é usado para combinar o registro visual de cada elemento detector do sensor com a área do topo da nuvem iluminada pelos relâmpagos, geralmente na ordem de 10 km. Isto melhora a amostragem da área relativa do relâmpago com o fundo. Segundo, e talvez mais importante, um filtro espectral de interferência, passa-faixa, centrado em 777.4 nm, é usado para isolar uma das mais intensas linhas no espectro dos relâmpagos. Isto maximiza o sinal contra o fundo luminoso. Terceiro, o LIS usa um filtro temporal para tirar proveito da curta duração do pulso, tipicamente de 400 μ s, com relação a iluminação de fundo que é constante na ordem de segundos. A quarta técnica é necessária para melhorar a detecção do sinal. Uma eliminação quadro-a-quadro é feita para remover a luminosidade lentamente variável, proveniente do plano focal do LIS. Um processador em tempo real é uma parte importante do LIS. Ele produzirá uma estimativa da imagem observada em cada pixel da matriz do plano focal. O sinal de fundo será comparado ao sinal de fora do plano focal sobre uma base de pixels. Quando uma diferença estiver sobre um certo limiar, o sinal será identificado como um evento de raio (Volland., 1995).

As variações individuais na intensidade de luz, que são registradas pelo LIS, são chamadas de eventos. Se vários eventos acontecem durante 2 ms e também são adjacentes um ao outro, eles são agrupados para formar um grupo. Grupos que são temporariamente e espacialmente próximos constituem um relâmpago. Assim,

cada relâmpago pode ser composto de muitos grupos e até centenas ou milhares de eventos individuais.

O ângulo da lente, combinado com a altitude de 350 km, permite que o sensor veja uma área da Terra de 600 km x 600 km, com uma resolução espacial entre 3 e 6 km (3 no nadir, 6 na borda). Como o TRMM viaja em uma velocidade maior que 7 km/s ao redor da Terra, o LIS pode monitorar tempestades individuais e sistemas de tempestade com atividade de relâmpagos durante quase 90 segundos (Cristian et al., 1999). O LIS registra o tempo de ocorrência, mede a energia radiante, e determina o local dos eventos dentro de seu campo-de-visão.

3.1.3 – Modelo de Emissão e Transporte de Aerossóis

As queimadas emitem gases e partículas a temperaturas superiores às da atmosfera do ambiente, gerando uma atividade de turbulência na atmosfera responsável pelo transporte destes materiais verticalmente para cima. A mistura turbulenta da camada limite diurna também transporta verticalmente estes materiais, tendendo a homogeneizá-los por toda a camada de mistura. Na direção horizontal, a advecção pelo vento domina o transporte, arrastando os materiais na direção do fluxo da atmosfera dentro da camada limite. O entranhamento no topo da camada limite e processos convectivos atuam para transportar estes materiais para a troposfera, rompendo a estabilidade no topo da camada limite. Uma vez na troposfera, o transporte destes poluentes se dá de forma mais eficiente devido às velocidades maiores do fluxo de ar, transportando-os para regiões distantes dos locais de emissão, transformando o problema de escala local para regional ou mesmo global. Além deste aspecto, processos de remoção de poluentes da atmosfera são mais eficientes dentro da camada limite planetária, de modo que, uma vez transportados para a troposfera, a vida-média dos poluentes pode aumentar devido à inversão térmica da tropopausa (Freitas et al., 2005a).

Freitas (1999) apresentou uma metodologia para o estudo do transporte de gases traços e partículas de aerossóis emitidos por queimadas na América do Sul. A metodologia é baseada no acoplamento do modelo de transporte ao modelo atmosférico RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), que é um código numérico desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado (EUA) para produzir simulações diagnósticas e prognósticas do estado atmosférico (Walko *et al.*, 2000). Como um resultado desta metodologia, Freitas *et al.*, (2005a) desenvolveram um sistema de monitoramento do transporte de emissões de queimadas em tempo real, o qual foi implementado operacionalmente gerando previsões de concentração de CO e de material particulado com diâmetro menor que 2,5 μm (PM_{2.5}) para a América do Sul e parte da África (www.cptec.inpe.br/meio_ambiente), denominado “Coupled Aerosol and Tracer Transport model to *Brazilian Regional Atmospheric Modelling System*” – (CATT – BRAMS). A Figura 3.6, apresenta um resultado desta metodologia, através da simulação numérica do conteúdo de PM_{2.5} na coluna atmosférica (mg/m^2), para o dia 27 de agosto de 2002 em duas resoluções espaciais: (a) 40 km, (b) 200 km. Nesta Figura aparecem também as lhas de corrente do fluxo de ar na baixa troposfera, em 700 mbar.

A resolução vertical começa com 150 m próximo à superfície, tendo uma resolução final de 850m na alta troposfera. A grade de 200 km cobre a América do Sul e parte da África, e tem como objetivo produzir a condição de contorno de grande escala para o cálculo das concentrações na grade regional (com 40 km).

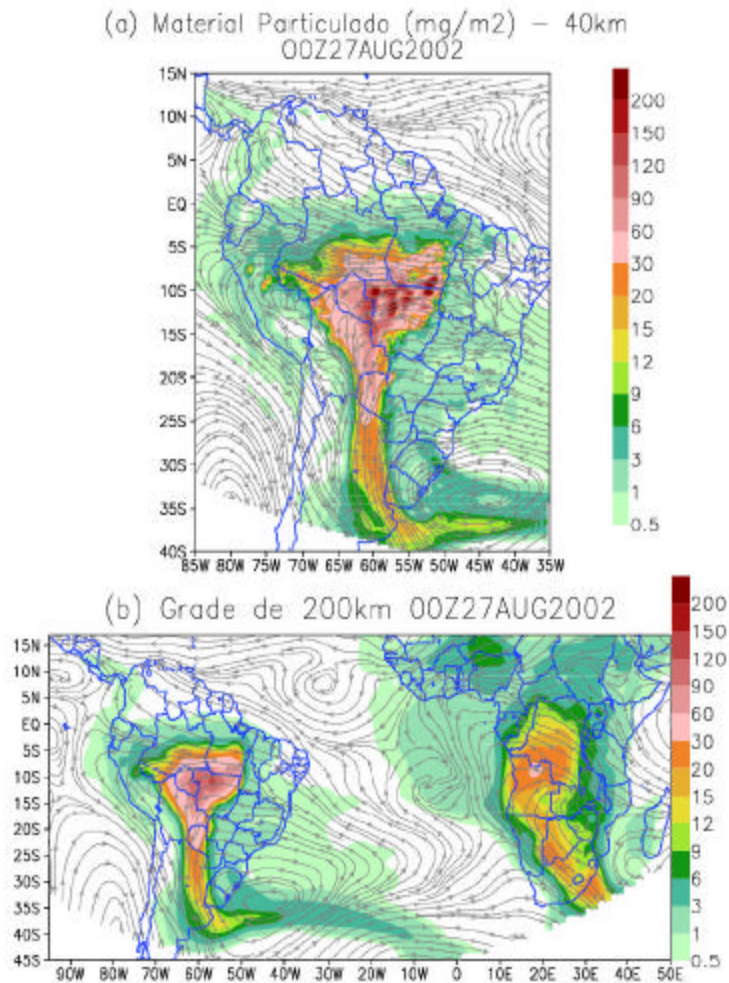


FIGURA 3.6 – Simulação numérica do transporte de fumaça emitida por queimadas. Conteúdo de MP2.5 integrado na coluna (mg/m²) às 00 Z do dia 27 de agosto de 2002: (a) grade regional do modelo com resolução 40 km x 40 km; (b) grade de larga escala com resolução de 200 km x 200km.

FONTE: Freitas et al (2005a).

O modelo CATT-BRAMS, -trata-se de uma simulação numérica dos movimentos da atmosfera, utilizando o modelo atmosférico RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) e os métodos Lagrangiano e Euleriano. O RAMS foi construído a partir do conjunto completo de equações primitivas que governam o movimento da atmosfera, possuindo parametrizações de diversos processos físicos presentes nestas equações. Fundamentalmente, trata-se de um modelo de área limitada, podendo ser conFigurado para simular sistemas atmosféricos de meso a larga escalas. O código é dividido em módulos funcionais, de modo que a evolução temporal das quantidades físicas simuladas é obtida acumulando-se a contribuição individual de cada processo físico presente. O método Lagrangiano é baseado no cálculo de trajetórias cinemáticas de parcelas de ar. As trajetórias são obtidas integrando-se as três componentes do campo de vento na escala resolvida, simulados pelo RAMS. Os pontos de partida das parcelas de ar, para a integração, são tomados dos mapas de queimadas detectadas por sensores a bordo de satélites, como o AVHRR da série NOAA. O método Euleriano é baseado na integração da equação de conservação de massa. Para tanto, é introduzido um modelo de fontes emissoras de partículas associadas à queimadas, distribuídas espacialmente e temporalmente através da assimilação diária de mapas de posição de queimadas produzidos por sensoriamento remoto. (Freitas, 1999).

O modelo tem como partida a solução do sistema de equações que governam a evolução do estado atmosférico. Este sistema de equações, baseado nas leis clássicas do movimento de Newton e da termodinâmica é aplicado a um fluido observado a partir de um sistema de coordenadas em rotação, e considerado-se a lei de conservação de massa. A solução numérica do conjunto de equações passa inicialmente por uma análise de escalas adequada para o sistema em estudo, a qual produz simplificações na equação de transporte de traçadores.

A equação de conservação de massa, expressa em termos da razão de mistura $\bar{s}_{[h]}$ do traçador, é dada por:

$$\frac{\partial \bar{s}_{[h]}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{adv} + \left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{turb} + \left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{con} + \bar{W}_{PM\ 2.5} + \bar{R}_{[h]} + \bar{Q}_{[h]}$$

onde

- $\bar{s}_{[h]}$ é a razão de mistura do gás/partícula,
- $\left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)$ é o termo de tendência local,
- $\left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{adv}$ é o termo de advecção na escala resolvida,
- $\left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{turb}$ é o termo de transporte não resolvido na camada limite planetária,
- $\left(\frac{\partial \bar{s}_h}{\partial t} \right)_{con}$ é o termo de transporte não resolvido associado às circulações convectivas úmidas e profundas,
- $\bar{W}_{PM\ 2.5}$ é o termo referente à remoção úmida,
- $\bar{R}_{[h]}$ representa processos de remoção (deposição seca),
- $\bar{Q}_{[h]}$ é o termo fonte associada à queima de biomassa.

O modelo fornece a quantidade de monóxido de carbono (CO) e de material particulado (PM_{2,5}) para várias altitudes e de material particulado integrado na

coluna (PMINT2,5), para nove horários a partir de 00 UTC, num intervalo de 3 horas para a grade regional de 40 X 40 km .

A preocupação com a validação do modelo é constante. Em 2002, com a realização do LBA-SMOCC (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia-Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate), foi possível realizar algumas medidas para a validação do modelo.

A Figura 3.7 apresenta uma comparação entre a variação temporal do material particulado (PMINT2,5), verticalmente integrado na coluna, mg/m^2 , com a espessura óptica do aerossol, no canal $0.44\mu\text{m}$, obtida pela rede aeronet em Ji-Paraná-RO em 2002. A espessura óptica do aerossol é uma medida da quantidade de partículas de aerossol opticamente ativa na coluna atmosférica.

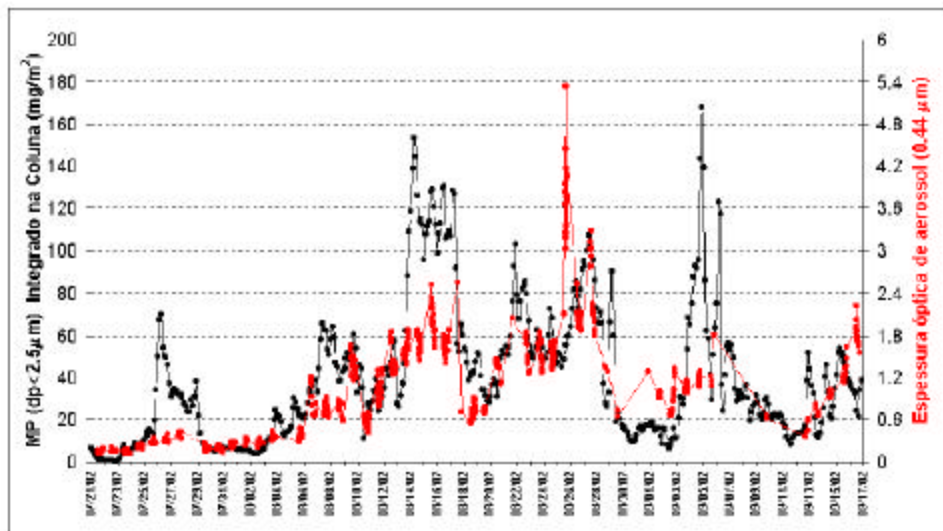


FIGURA 3.7- Comparação entre material particulado verticalmente integrado e a espessura óptica do aerossol no canal $0.44\mu\text{m}$ para 2002.

FONTE: Freitas (2002).

A Figura 3.8, mostra a comparação da espessura do aerossol (canal 550 nm) obtido pela observação do sensor MODIS (MODerate – Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo do satélites TERRA, lançado em 18 de dezembro de 1999 e a calculada pelo modelo (combinação da grade regional e a grade de grade escala) para 27 de Agosto de 2002.

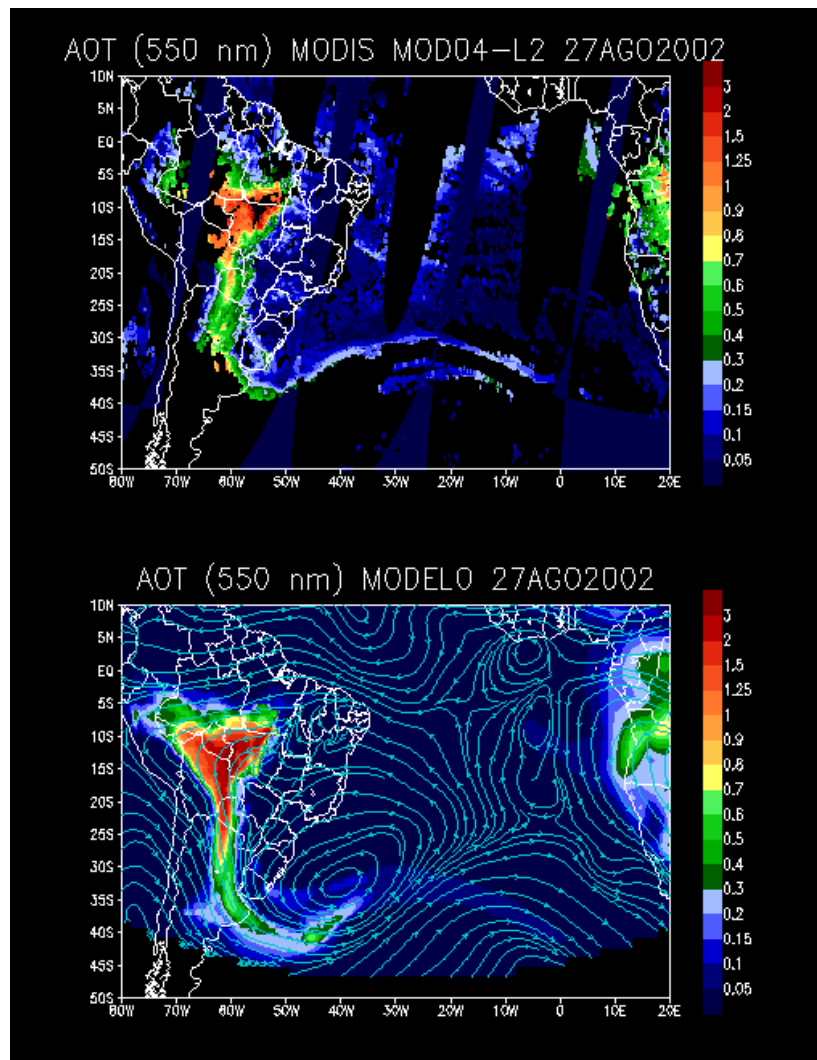


FIGURA 3.8 – Comparação entre a estimativa feita pelo modelo e o índice de aerossol obtido pelo MODIS.

FONTE: [Http://www.cptec.inpe.br/meio_ambiente/](http://www.cptec.inpe.br/meio_ambiente/)

Uma comparação entre a concentração de massa do PM_{2,5} fornecida pelo modelo às 12 UTC, e os valores médios diários das medidas centradas às 12 UTC em Ji-Paraná – RO, entre 10 de Setembro e 3 de Novembro de 2002, mostrou uma boa correlação em termos do padrão geral da evolução temporal. Contudo, os valores do modelo estavam sistematicamente abaixo dos observados (Figura 3.9).

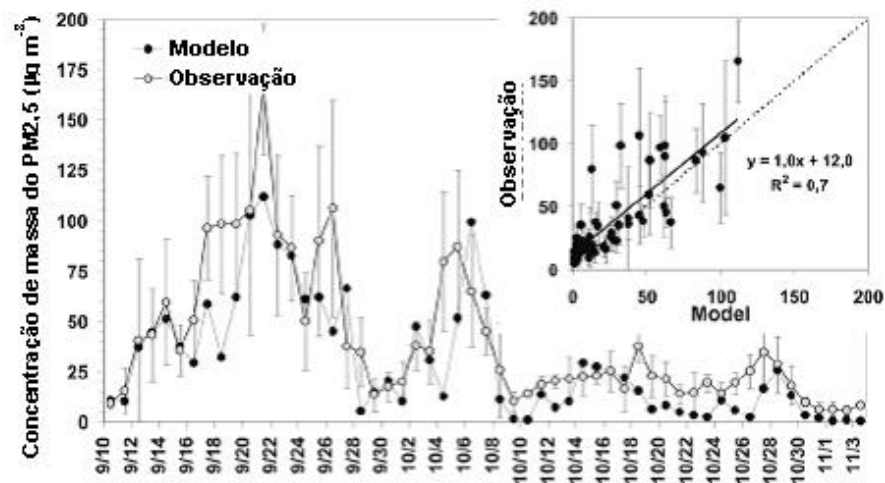


FIGURA 3.9 - Série temporal da concentração de massa do PM_{2,5}($\mu\text{g m}^{-3}$) simulado pelo modelo (preto) e medido na superfície (cinza) com o instrumento TEOM (Tapered Element Oscillating Mass Balance) em Ji-Paraná-RO. Um gráfico é inserido na Figura, para mostrar a regressão linear entre os valores da concentração de massa do PM_{2,5} observados e o modelados. As medidas são médias diárias e centradas às 12 UTC. As barras de erro, são o desvio padrão. Os resultados do modelo são apresentados como valores instantâneos às 12UTC.

FONTE: Freitas et al (2005b).

A regressão linear entre os valores da concentração de massa do PM2,5 observados e modelados ($r^2 \approx 0.7$) confirma que as medidas tendem a ser mais altas que o modelo por um valor constante de aproximadamente $12 \mu\text{g m}^{-3}$, o qual basicamente caracteriza o valor de “background” da concentração de massa da partícula em Ji-Paraná (Freitas et al., 2005b).

3.2 – Métodos

3.2.1 – Critérios para Obtenção dos Dados de Raios pela Rede BLDN

O sensor IMPACT pode detectar um raio até 600km de distância; desse modo, a rede formada pelos quatro sensores em Rondônia (Figura 3.2) detecta descargas além da região de estudo, como mostra a Figura 3.10. A região de estudo foi escolhida (Figura 3.1) de modo a ter-se maior confiabilidade nos dados.

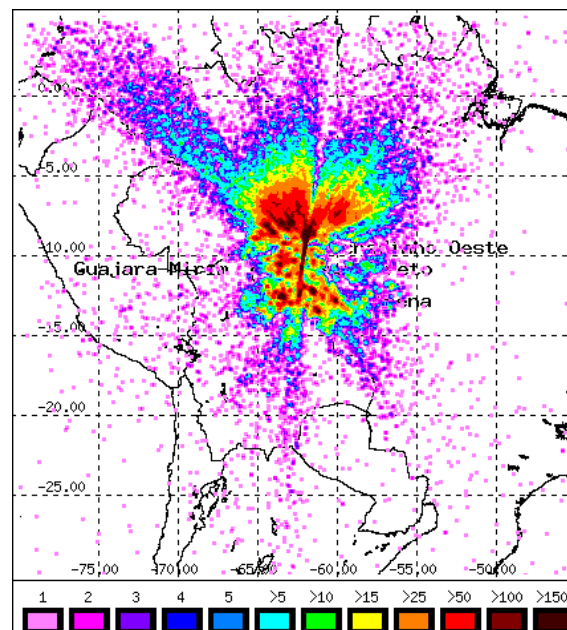


FIGURA 3.10 – Distribuição dos relâmpagos em agosto de 2002.

FONTE: <http://branch.nsstc.nasa.gov/cgi-bin/>

O período de estudo, de 01 de Agosto de 2002 a 12 de fevereiro de 2003, e 01 de Agosto a 25 de Dezembro de 2003, foi escolhido devido a disponibilidade dos dados pela rede.

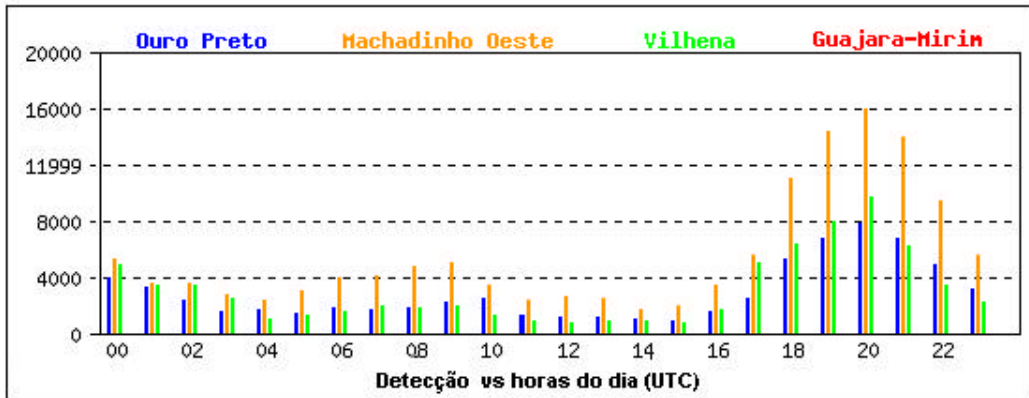


FIGURA 3.11 – Número de sensores em funcionamento em agosto de 2002.

FONTE: <http://branch.nsstc.nasa.gov/>

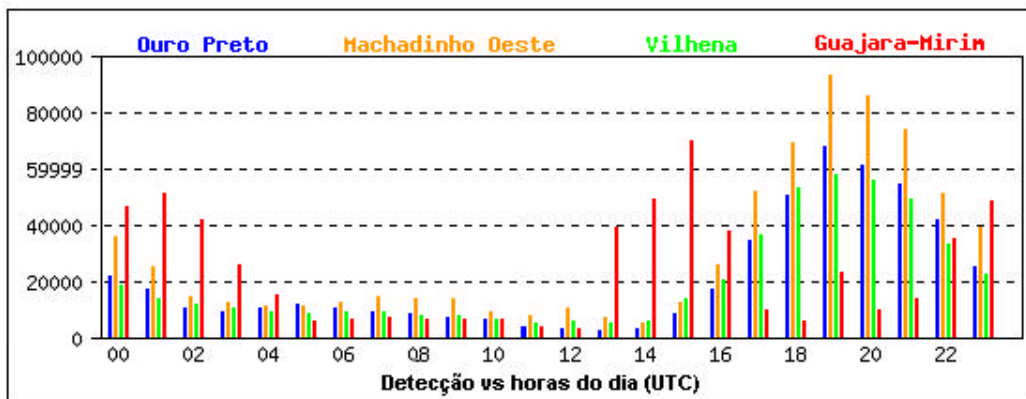


FIGURA 3.12 - Número de sensores em funcionamento a partir de setembro de 2002.

FONTE: <http://branch.nsstc.nasa.gov/>

A eficiência adotada para a rede foi de 40% no mês de Agosto de 2002, devido ao não funcionamento do sensor localizado em Guajará-Mirim - RO (Fig.3.11), enquanto que para o resto do período, foi considerada a eficiência de 75%, pois a partir de Setembro de 2002, todos os quatro sensores passaram a funcionar (Fig. 3.12), com base em análises feitas pelo Marshall Space Flight Center (Blasqueslee et al., 1999).

Para evitar a contaminação de relâmpagos intra-nuvem (IN) nos dados obtidos pela rede, foi adotado como intensidade do pico de corrente positiva mínima a intensidade de 20kA, de modo a tornar os resultados mais confiáveis. Porém o recomendado por (Cummins et al., 1998) é 10kA. Contudo os resultados não são significativamente alterados, caso se adotasse esse valor.

O programa Estrela 3.1 de propriedade do grupo ELAT, foi utilizado para ler e agrupar os dados de raios obtidos pela rede e fornecidos pela NASA. Neste trabalho somente a intensidade do pico de corrente da primeira descarga foi considerada.

3.2.2 – Critérios para Obtenção dos Dados de Relâmpagos pelo Sensor LIS a Bordo do Satélite TRMM

Os relâmpagos totais (Intranuvem e nuvem-solo) foram obtidos pelo LIS durante as suas passagens pela região de estudo em áreas de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Foi assumida a eficiência de 73% para as passagens diurnas e de 93% para as passagens noturnas (Boccippio et al., 2002). O total de relâmpagos diário foi obtido somando-se todas as áreas em cada dia.

O LIS leva 49 dias para passar pela região em todas as horas do dia. Portanto, para minimizar a influência da hora local sobre as observações, o período de

estudo foi separado em quatro janelas de 49 dias. As quatro janelas foram consideradas da seguinte forma: 01 Aug. a 18 de Set. (JAN_01), 19 de Set. a 06 de Nov. (JAN_02), 07 de Nov. a 25 de Dez. (JAN_03) e a quarta janela é de 26 de Dezembro de 2002 a 12 de Fevereiro de 2003 (JAN_04), não sendo repetida no final de 2003, por falta de dados.

3.2.3 – Cálculo da Razão entre os Relâmpagos Intra-Nuvem e os Nuvem-Solo (IN:NS)

A razão Z entre os relâmpagos intra-nuvem (IN) e nuvem-solo (NS) é foi calculada pela seguinte expressão:

$$Z = \frac{\frac{R_{LIS}}{ED_{LIS}} - \frac{R_{rede}}{ED_{rede}}}{\frac{R_{rede}}{ED_{rede}}}$$

onde, R_{LIS} representa os relâmpagos obtidos pelo LIS e R_{rede} , os obtidos pela rede, em cada área de $1^\circ \times 1^\circ$, dentro da região de estudo. A eficiência de detecção (ED) para o LIS é: $ED_{LIS} = 0,93$, durante as passagens noturnas e $ED_{LIS} = 0,73$, durante as passagens diurnas. Para a rede, foram adotadas $ED_{rede} = 0,4$ para o mês de Agosto de 2002 e $ED_{rede} = 0,75$ para o resto do período.

3.2.4 – Agrupamento Espacial e Temporal dos Dados de Raios fornecidos pela Rede e os Dados da Concentração de Aerossóis fornecidos pelo Modelo

O modelo fornece o PMINT_{2,5} ($\mu\text{g m}^{-2}$), em 9 horários diários (UTC): 0; 3; 6; 9; 12; 15; 18; 21 e 24, para a grade regional de 40 km X 40km. Para poder-se associar os parâmetros dos raios obtidos pela rede com o PMINT_{2,5}, foram agrupados os dados de raios na mesma resolução espacial da grade regional. Desse modo, para cada quadrícula de 40 km X 40 km, que contém um valor do PMINT_{2,5}, foi também adicionado o número de raios positivos e negativos, e calculada a média da intensidade do pico de corrente para ambas polaridades e percentual de raios positivos. Os dados de raios foram agrupados temporalmente em intervalos de 3 horas, centrado nos horários fornecidos pelo modelo. Um programa criado no “IDL” foi desenvolvido para fazer a leitura do PMINT_{2,5} fornecido pelo modelo e o agrupamento dos raios obtidos pela rede.

As quadrículas foram classificadas em função do PMINT_{2,5} em três grupos: Poluídas ($\text{PMINT}_{2,5} > 30000 \mu\text{g m}^{-2}$); moderadas ($9000 < \text{PMINT}_{2,5} < 30000 \mu\text{g m}^{-2}$) e limpas ($\text{PMINT}_{2,5} < 9000 \mu\text{g m}^{-2}$). Este critério foi adotado com base nas observações realizadas em Ji-Paraná -RO e comparadas com o modelo (Figura 3.9). O valor de “background” encontrado da comparação entre as observações e o modelo foi de $12000 \mu\text{g m}^{-2}$. Para aumentar a confiança, foi adotado um valor máximo para as quadrículas limpas um pouco menor do que este valor de “background”, e aproximadamente o triplo como valor mínimo para as quadrículas poluídas.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Neste Capítulo, são apresentados os resultados do estudo da influência da fumaça proveniente das queimadas sobre os raios, obtidos através dos dados da rede de sensores em Rondônia, do sensor LIS a bordo do satélite TRMM e do modelo de transporte de material particulado para a região de estudo mostrada na Figura 3.3. Neste estudo foi considerada a eficiência do LIS como sendo de 93% para as passagens noturnas e 73% para as passagens diurnas (Boccippio et al., 2002) para todos os horários. Para a rede de sensores foi considerada uma eficiência de 40% no mês de Agosto de 2002, devido ao não funcionamento do sensor localizado em Guajará-Mirim - RO (Figura 3.4), enquanto que para o resto do período, foi considerada a eficiência de 75%, pois a partir de Setembro de 2002, todos os quatro sensores passaram a funcionar (Figura 3.5). Essas considerações, conforme descritas no capítulo anterior, garantem uma melhor qualidade dos dados.

Para evitar a contaminação de relâmpagos intra-nuvem nos dados obtidos pela rede, adotamos como pico de corrente positiva mínima a intensidade de 20kA. O período de estudo foi separado em quatro janelas de 49 dias, pelo fato do LIS levar esse tempo para passar pela região em todos as horas do dia, minimizando a influência da hora local sobre as observações. As quatro janelas foram consideradas da seguinte forma: 01 Aug. a 18 de Set. (JAN_01), 19 de Set. a 06 de Nov. (JAN_02), 07 de Nov. a 25 de Dez. (JAN_03) e a quarta janela é de 26 de Dezembro de 2002 a 12 de Fevereiro de 2003 (JAN_04), não sendo repetida no fim de 2003, por falta de dados.

São apresentados como resultados, ao longo das janelas, o comportamento da razão entre os relâmpagos intra-nuvem (IN) e os nuvem-solo (NS), do número de

relâmpagos NS, da taxa de relâmpagos IN mais NS por minuto, da intensidade dos picos de corrente de relâmpagos NS para ambas as polaridades, do percentual de relâmpagos NS positivos e do CAPE. Será apresentada também uma comparação entre a concentração de aerossóis fornecidos pelo modelo e os parâmetros dos relâmpagos NS (raios), e serão analisados alguns dias como estudo de casos.

4.1 - Comportamento da Razão entre os Relâmpagos Intra-Nuvem e o Nuvem-Solo (IN/NS)

Devido ao fato do sensor LIS detectar todos os tipos de relâmpagos que ocorrem na atmosfera, ou seja, não discrimina os relâmpagos intra-nuvem (IN) dos relâmpagos nuvem-solo (NS), é possível conhecer a razão IN/NS (denotada por Z), quando se combina os dados do LIS com dados de uma rede de sensores no solo. O conhecimento de Z é importante sobre vários pontos de vista, por exemplo, para calcular a produção global ou regional de NO_x , a contribuição dos relâmpagos para o circuito elétrico global, como também a evolução da tempestade, sua dinâmica, a altura dos centros de cargas e os processos de separação de cargas.

Neste estudo as maiores médias de Z foram obtidas para a janela 01, nos dois anos, e diminuem da janela 1 para a janela 3(Tabela 4.1).

TABELA 4.1- Médias de Z e das taxas de relâmpagos por minuto obtidas pelo LIS e da percentagem de relâmpagos intra-nuvem.

		IN:NS (Z)	Relâmpagos total/minuto	% de IN
2002	JAN_01 (01 Ago – 18 Set)	32	12	96
	JAN_02 (19 Set – 06 Nov)	10	11	89
	JAN_03 (07 Nov –25 Dez)	5	9	82
	JAN_04 (26 Dez – 12 Fev_2003)	7	6	85
Média	9	10	88	
2003	JAN_01 (01 Ago – 18 Set)	25	9	95
	JAN_02 (19 Set – 06 Nov)	12	14	90
	JAN_03 (07 Nov –25 Dez)	7	10	85
	Média	11	12	88

Rutledge et al. (1992), usando uma antena lenta combinada com uma rede de sensores de localização, encontraram que Z tende em geral a aumentar com a taxa de relâmpagos total(IN+NS). Esse comportamento não é notado, como mostra a Figura 4.1, onde os valores da razão Z e das taxas para cada janelas são apresentados.

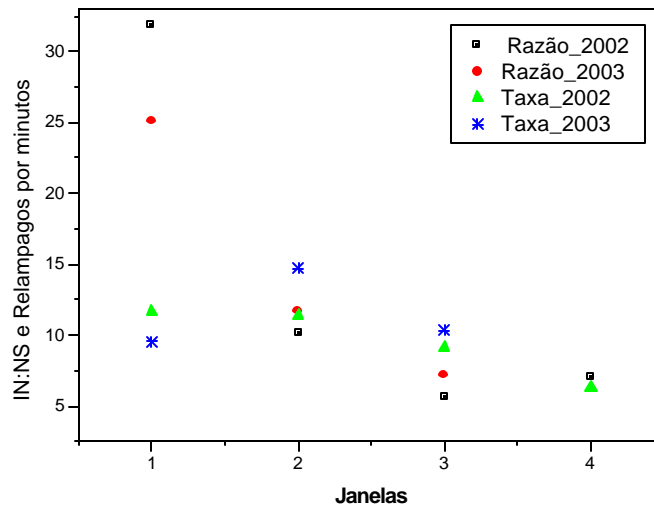


FIGURA 4.1 – Razão IN/NS e a taxa de relâmpagos por minuto para as janelas.

A diferença entre a taxa de relâmpagos por minuto da janela 01 com as demais janelas, não foi tão grande quanto o observado para a diferença entre os valores de Z. As médias de Z para as janelas 01 e 02 estão acima dos valores esperados para essas latitudes (Figura 4.2).

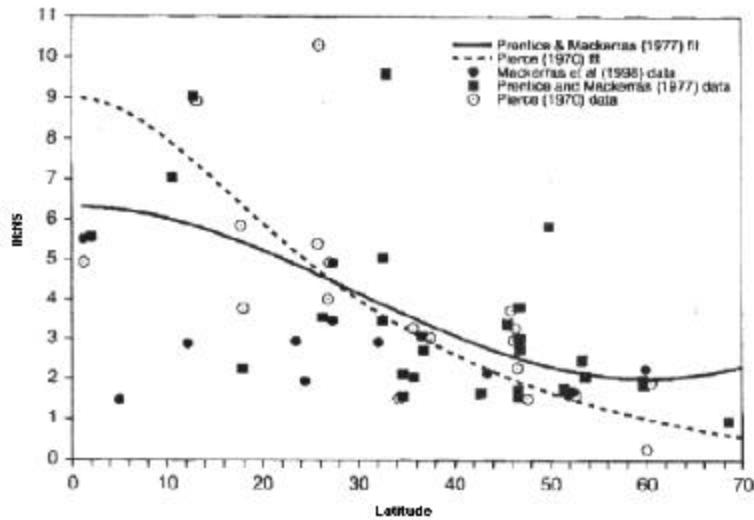


FIGURA 4.2 – Observações da razão Z em função da latitude.

FONTE: Boccippio et al (2000).

As taxas de relâmpagos, obtidas pelo LIS para áreas de $1^\circ \times 1^\circ$ dentro da região de estudo e para cada janela, são apresentadas para 2002 e 2003 nas Figuras 4.3 e 4.4, respectivamente. Esses histogramas mostram que as taxas para todas as janelas estão concentradas entre 2 e 30 relâmpagos por minuto. Valores maiores que estes, representam poucos casos e ocorreram com mais freqüências nas janelas 02, porém com valores inferiores a 75 relâmpagos por minuto.

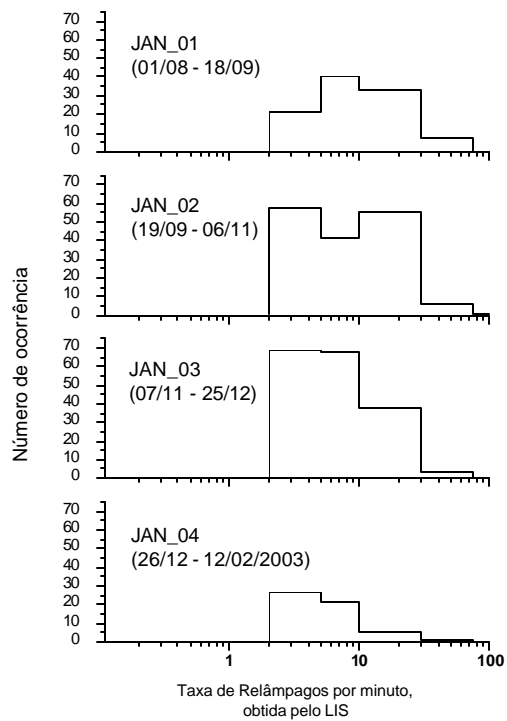


FIGURA 4.3 – Histograma das taxas de relâmpagos obtido pelo sensor LIS para as janelas de 2002.

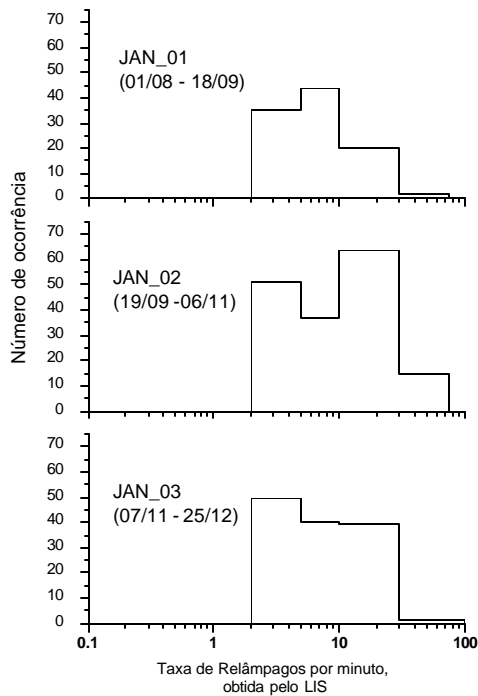


FIGURA 4.4 – Histograma das taxas de relâmpagos obtido pelo sensor LIS para as janelas de 2003.

O comportamento da razão Z , pode ser infinito ou ter grandes variações em seu valor, quando há pequenas mudanças no número de NS. Em virtude disso, para representar a variação diária da relação dos IN com os NS, em vez desta razão, foi usada a percentagem de intra-nuvem, que por sua vez não possui este problema. A percentagem de IN é relacionada com Z pela expressão:

$$f_{IN} = \frac{100 * Z}{1 + Z}$$

A distribuição diária das percentagens de intra-nuvens, mostra que na maioria dos dias, as percentagens foram maiores do que 70% (Figuras. 4.5 e 4.6). Dias com valores inferiores a este, são encontrados com mais freqüência nas janelas 3 e 4.

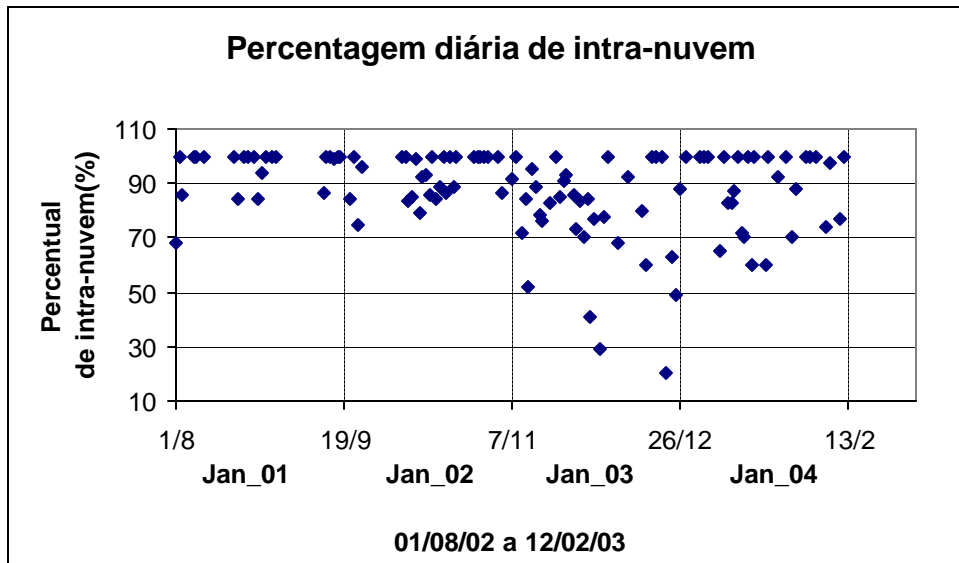


FIGURA 4.5 – Distribuição diária do percentual de intra-nuvem para as janelas de 2002.

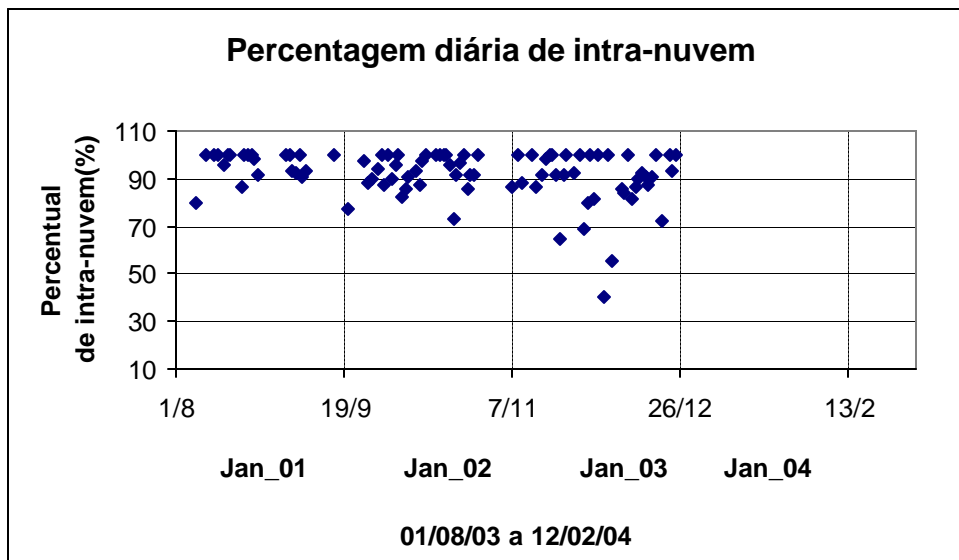


FIGURA 4.6 – Distribuição diária do percentual de intra-nuvem para as janelas de 2003.

4.2 - Comportamento dos Raios obtidos pela Rede formada por Quatro Sensores

4.2.1 - Número de Raios

As Figuras 4.7 e 4.8 mostram a distribuição diária dos raios obtidas para 2002 e 2003, respectivamente, onde se nota que os dias com maiores números de raios ocorreram nas janelas 02 e 03.

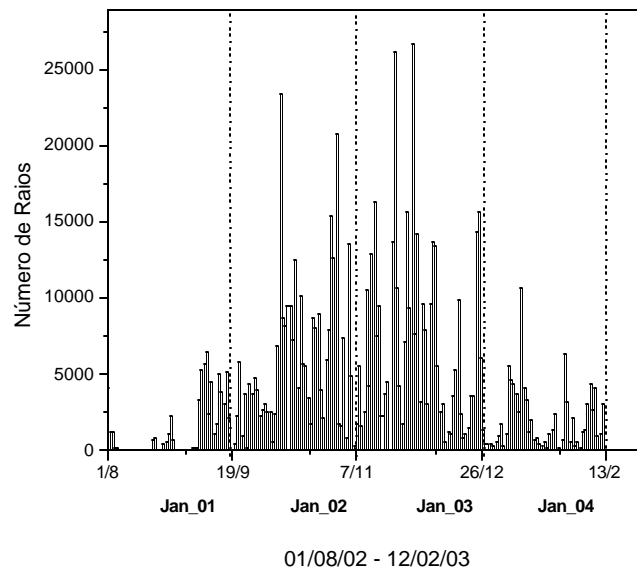


FIGURA 4.7 – Distribuição diária dos raios entre 01 de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.

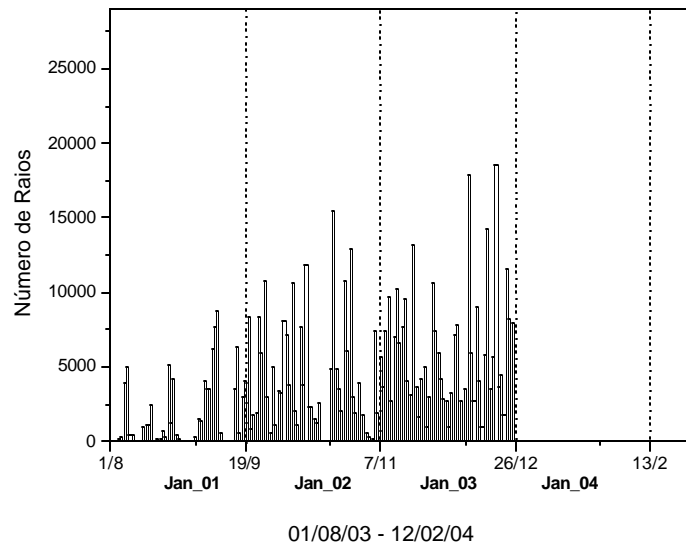


FIGURA 4.8 – Distribuição diária dos raios entre 01 de agosto e 25 de dezembro de 2003.

A distribuição espacial dos raios para a região de estudo em cada janela foi feita em uma resolução espacial de 50 x 50 km. As Figuras 4.9 e 4.10, mostram a distribuição dos raios para a janela 01 de 2002 e de 2003, respectivamente. A maioria dos raios está distribuída na parte norte da região. A falta do sensor localizado em Guajará – Mirim – RO (Figura 3.2), durante o mês de agosto em 2002 pode ter causado a diferença nas observações no sudoeste desta região entre as duas janelas. As janelas 02, em 2002 e 2003, são mostradas nas Figuras 4.11 e 4.12, respectivamente; nelas vemos que a maioria dos raios também está distribuída na parte norte da região, como visto nas janelas 01. Esse comportamento também é visto nas janelas 03, em 2002 (Figura 4.13) e 2003 (Figura 4.14). Na janela 04 de 2002 (Figura 4.15), a maioria dos raios está distribuída na parte nordeste da região, enquanto que a minoria está na região oeste.

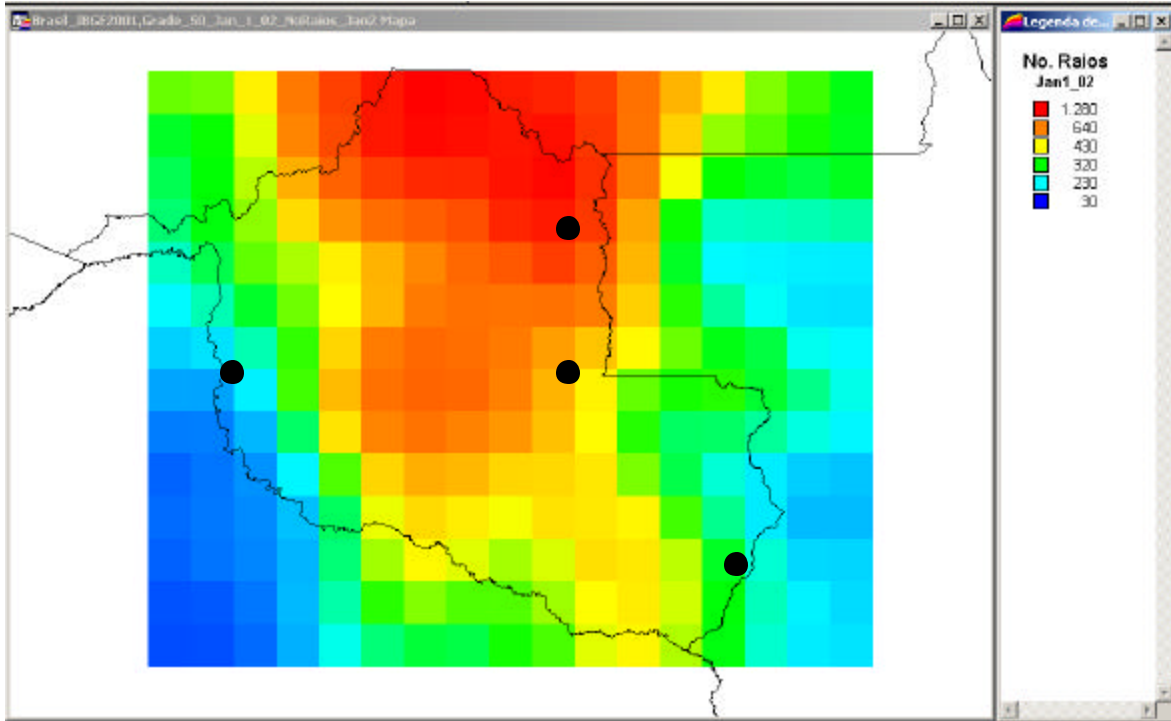


FIGURA 4.9 – Distribuição espacial dos raios na janela 01 de 2002.

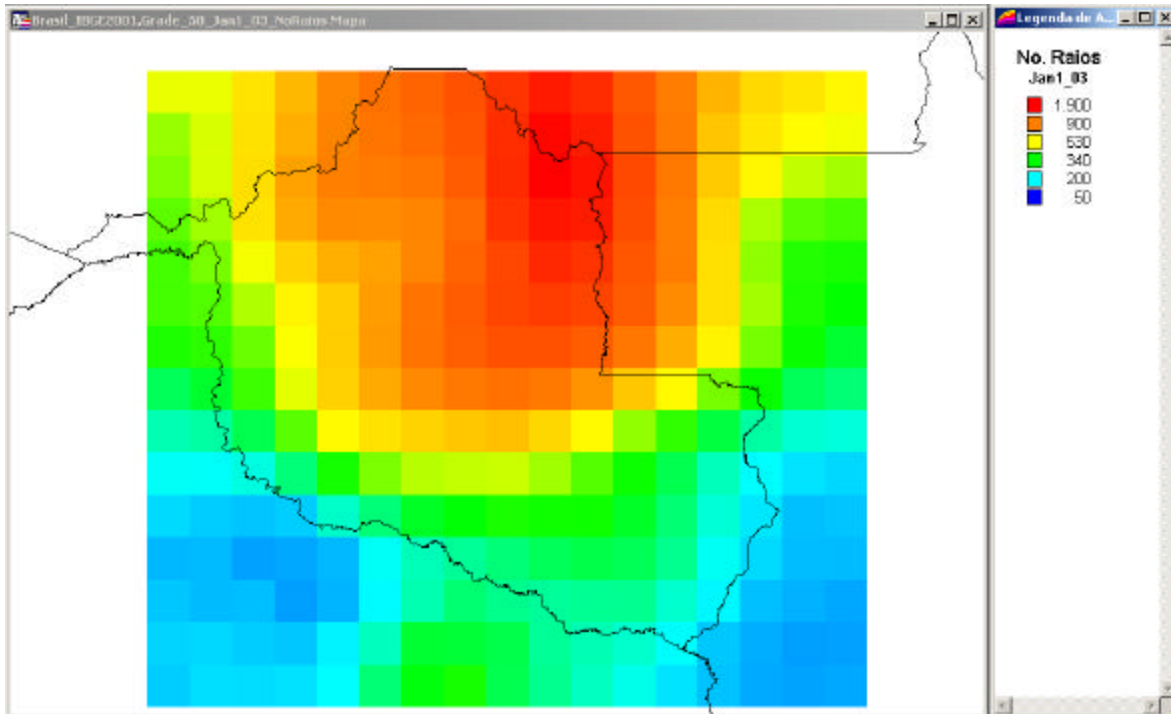


FIGURA 4.10 – Distribuição espacial dos raios na janela 01 de 2003.

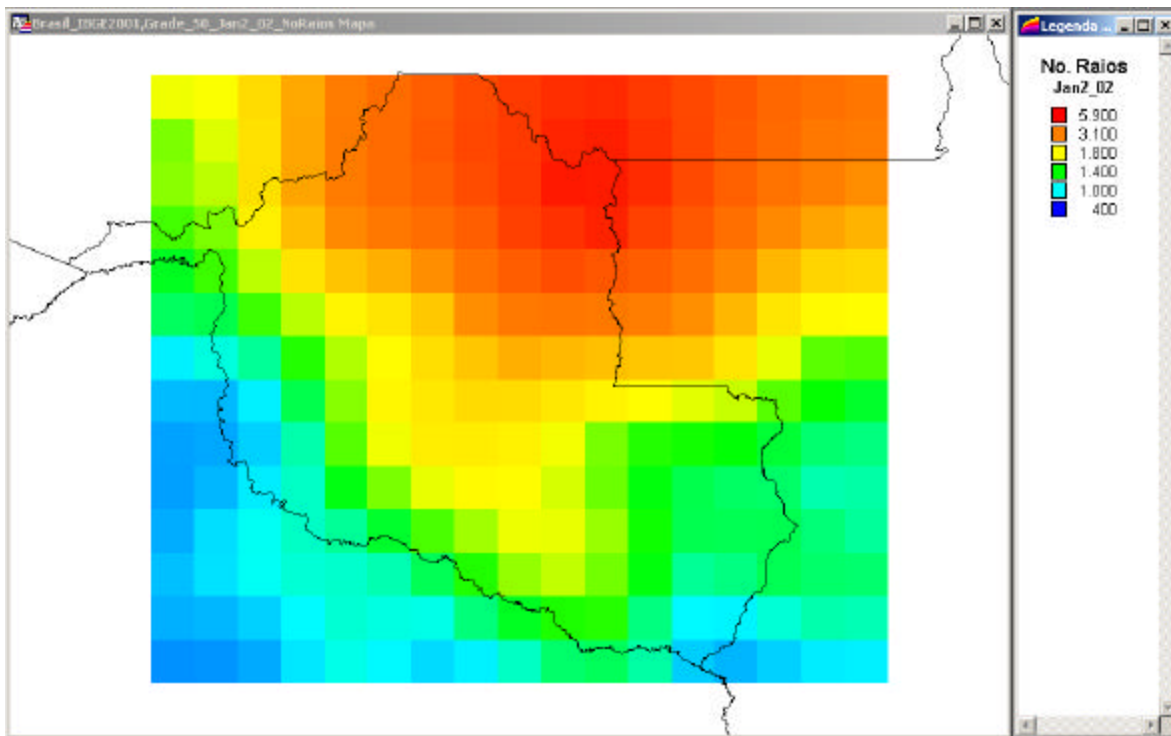


FIGURA 4.11 – Distribuição espacial dos raios na janela 02 de 2002.

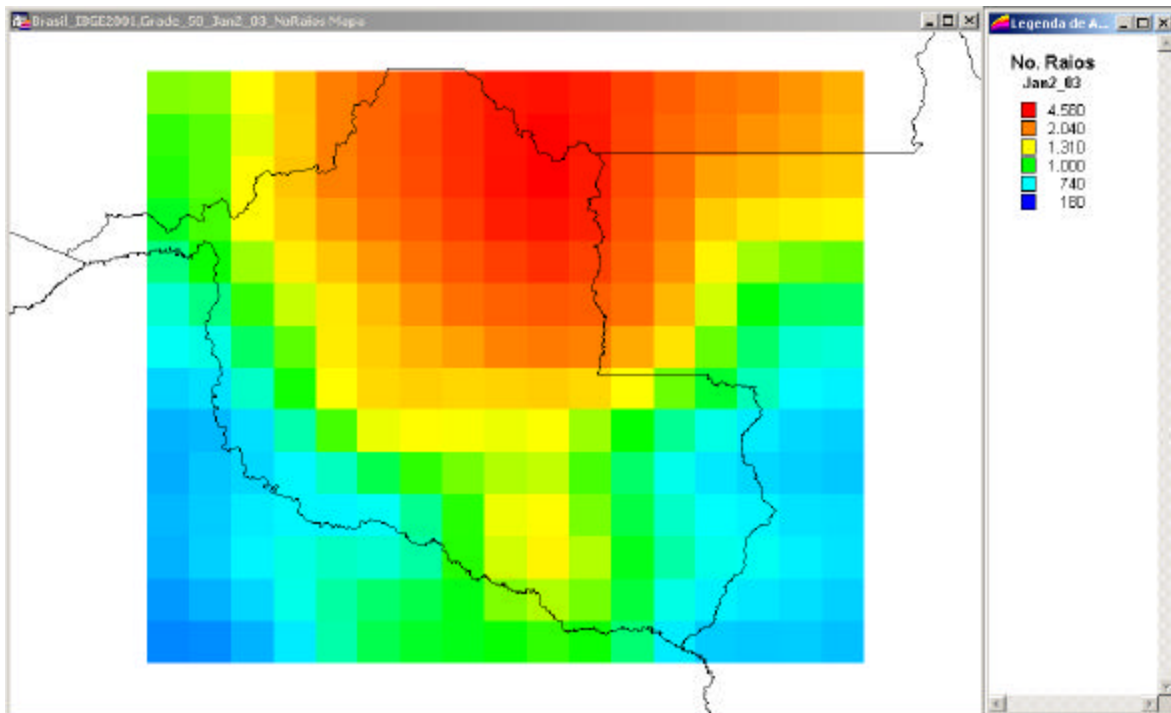


FIGURA 4.12 – Distribuição espacial dos raios na janela 02 de 2003.

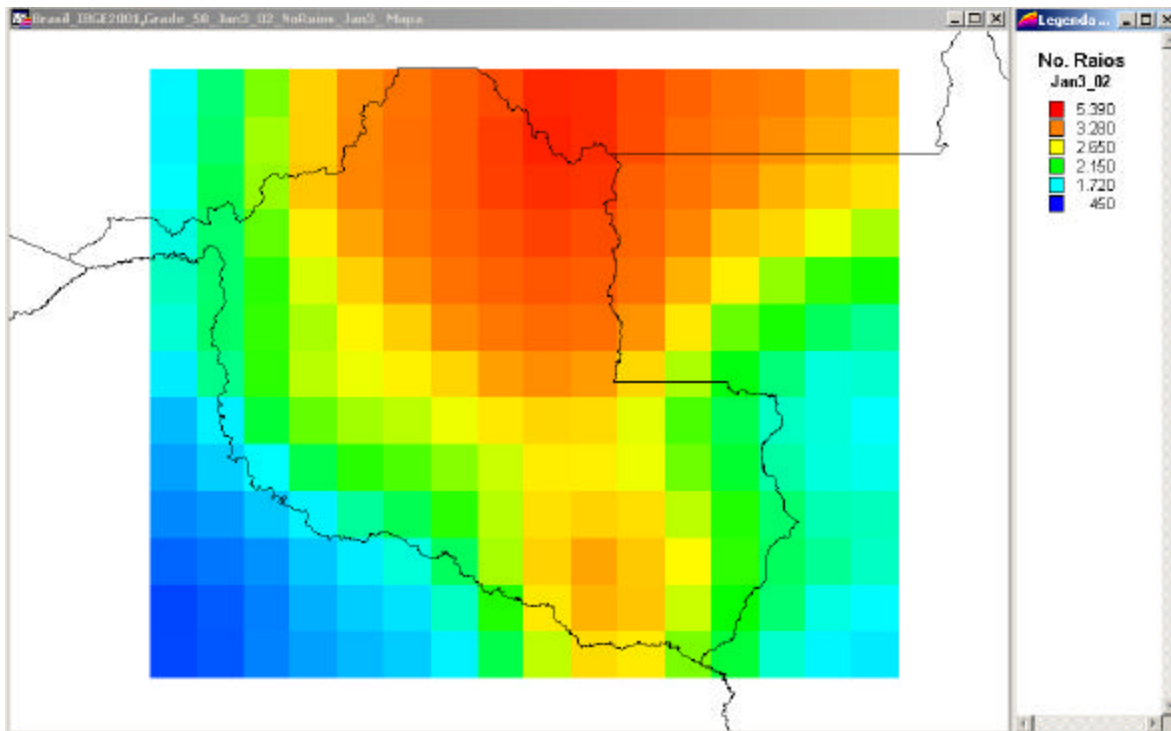


FIGURA 4.13 – Distribuição espacial dos raios na janela 03 de 2002.

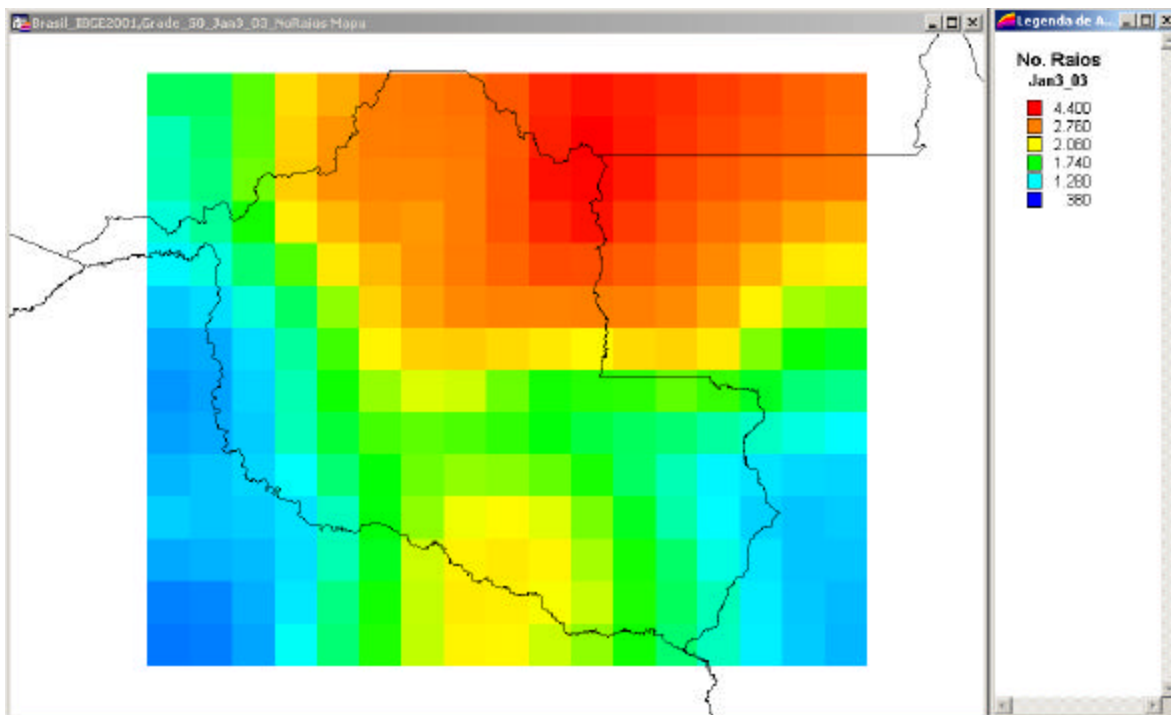


FIGURA 4.14 – Distribuição espacial dos raios na janela 03 de 2003.

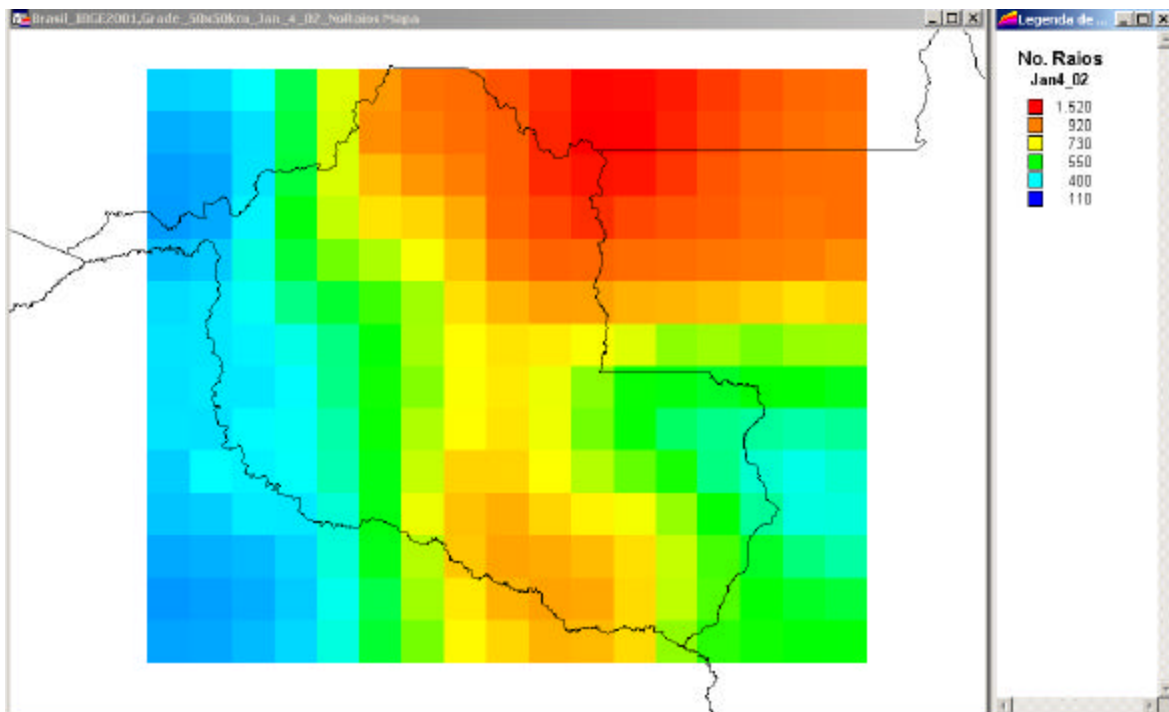


FIGURA 4.15 – Distribuição espacial dos raios na janela 04 de 2002.

4.2.2 – Intensidade do Pico de Corrente Negativa

A média diária da intensidade do pico de corrente negativa é mostrada na Figura 4.16 para 2002 e na Figura 4.17 para 2003. Nos dois anos vemos que há um crescimento dos valores ao longo dos dias para todo o período. Nas janelas 01 e 02, praticamente não houve médias diárias com intensidades maiores do que 30kA, enquanto que nas janelas 03 e 04, praticamente não houve abaixo de 20kA.

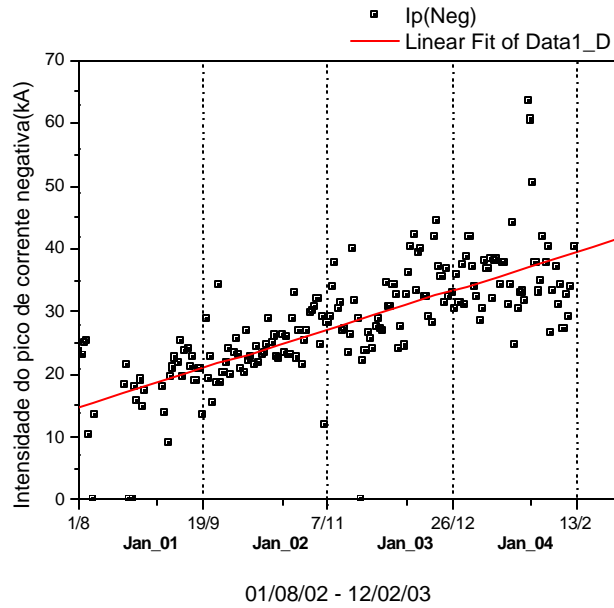


FIGURA 4.16 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente negativa entre 1^o de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.

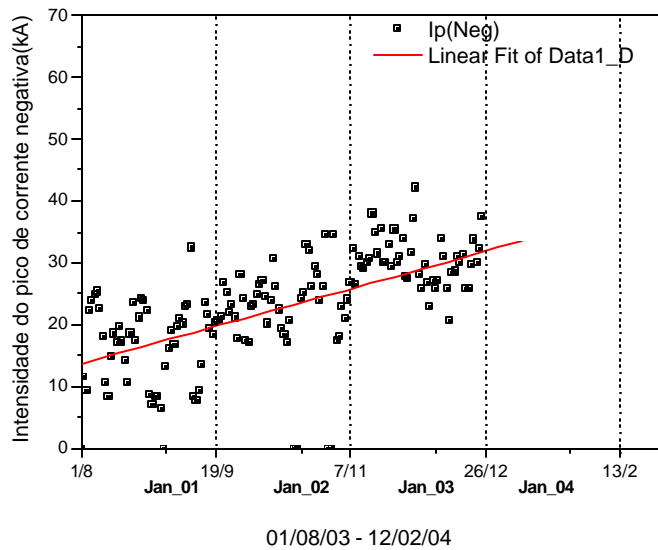


FIGURA 4.17 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente negativa entre 1^o de agosto e 25 de dezembro de 2003.

A distribuição espacial das intensidades do pico de corrente negativa é mostrada para a janela 01 de 2002 (Figura 4.18) e de 2003 (Figura 4.19). Nestas Figuras, vemos que a região com intensidades do pico de corrente menor do que 20kA está localizada na parte central da Figura. Esta região é maior na janela 01 de 2002. Nas janelas 02 em 2002 (Figura 4.20) e 2003 (Figura 4.21), nota-se que a intensidade do pico de corrente aumentou com relação à janela 01 em quase toda região, tornando a região com intensidade do pico de corrente abaixo de 20kA menor do que na janela 01 nos dois anos. Na janela 03 de 2002 (Figura 4.22) e de 2003 (Figura 4.23), novamente houve um aumento na intensidade do pico de corrente com relação à janela anterior. Na janela 04 de 2002 (Figura 4.24), a intensidade do pico de corrente também foi maior em toda a região com relação à janela anterior. Nesta janela não houve regiões com intensidade do pico de corrente abaixo de 20kA. Os maiores valores ocorreram na parte oeste da região, onde também foi observado o menor número de raios (Figura 4.25).

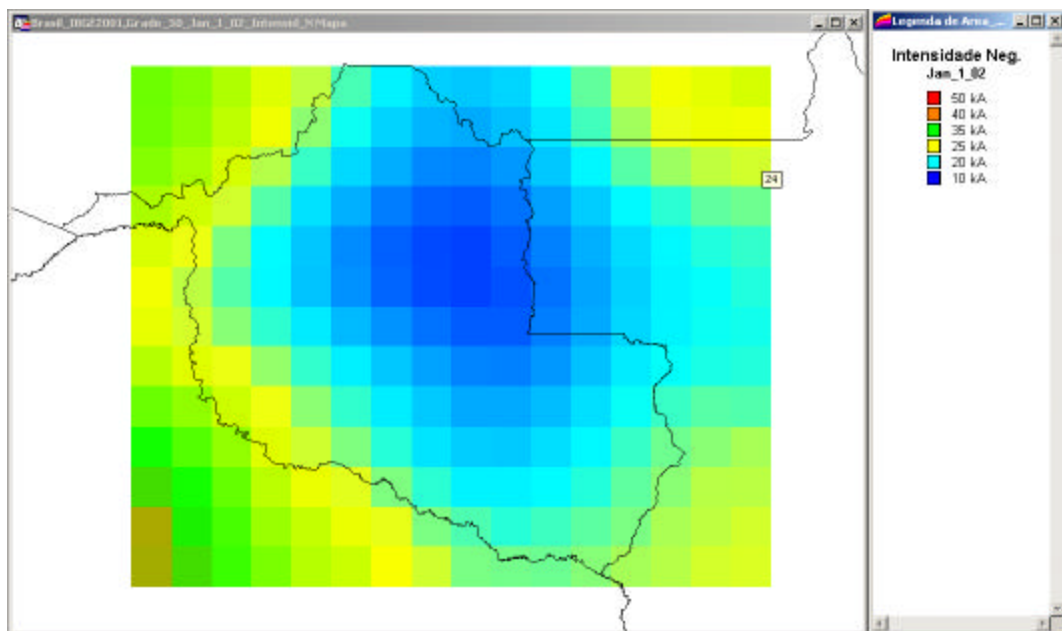


FIGURA 4.18 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2002.

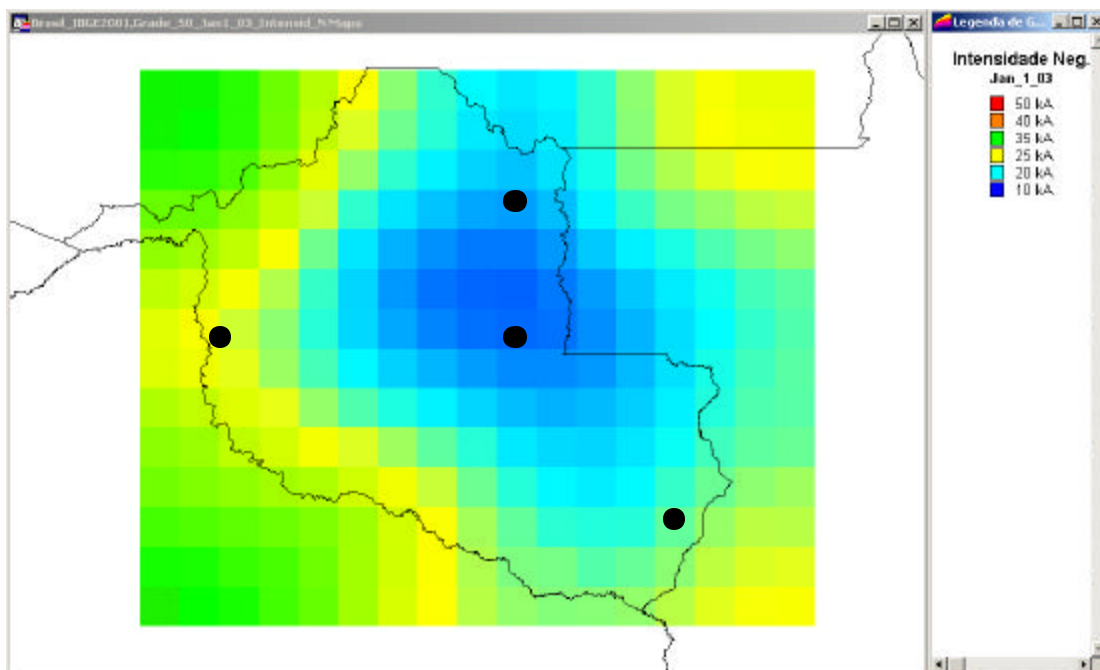


FIGURA 4.19 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2003.

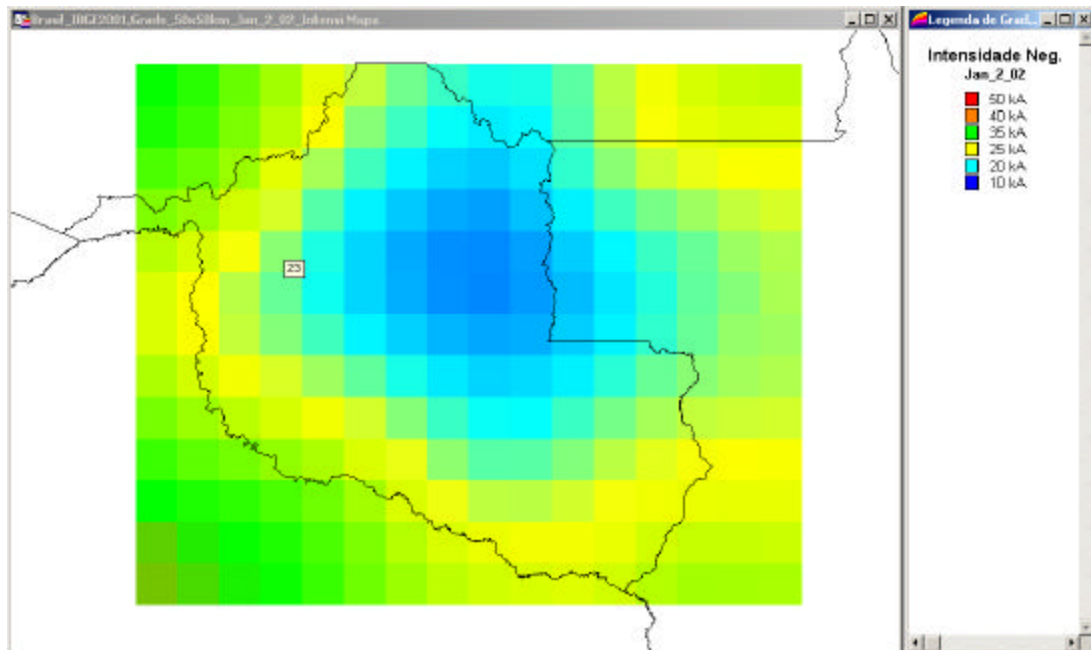


FIGURA 4.20 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 02 de 2002.

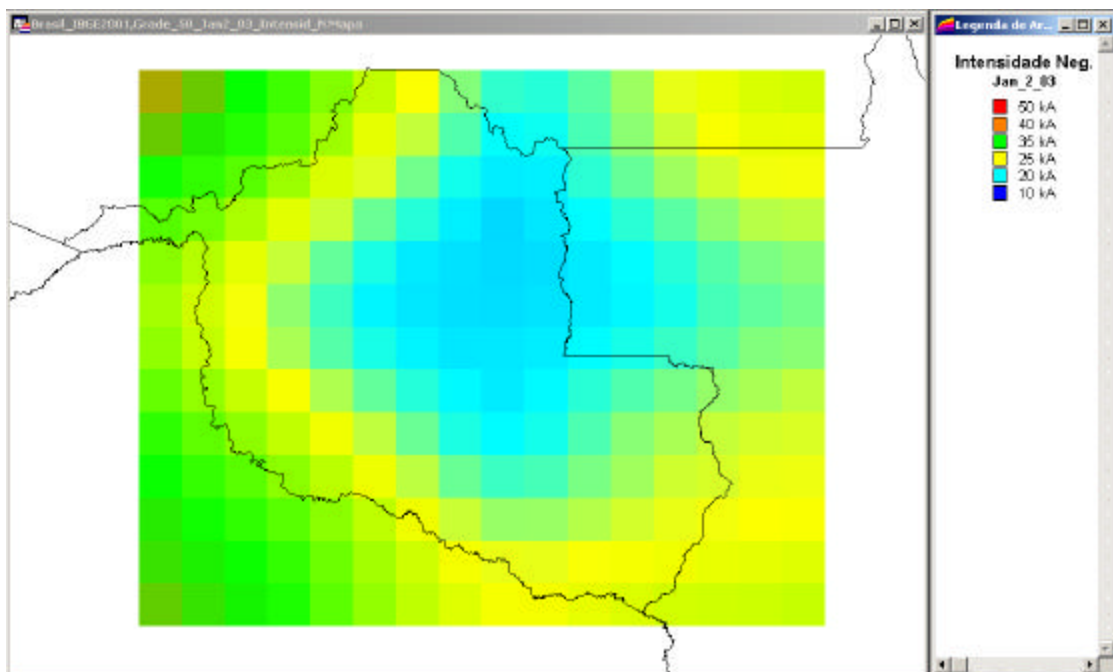


FIGURA 4.21 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 02 de 2003.

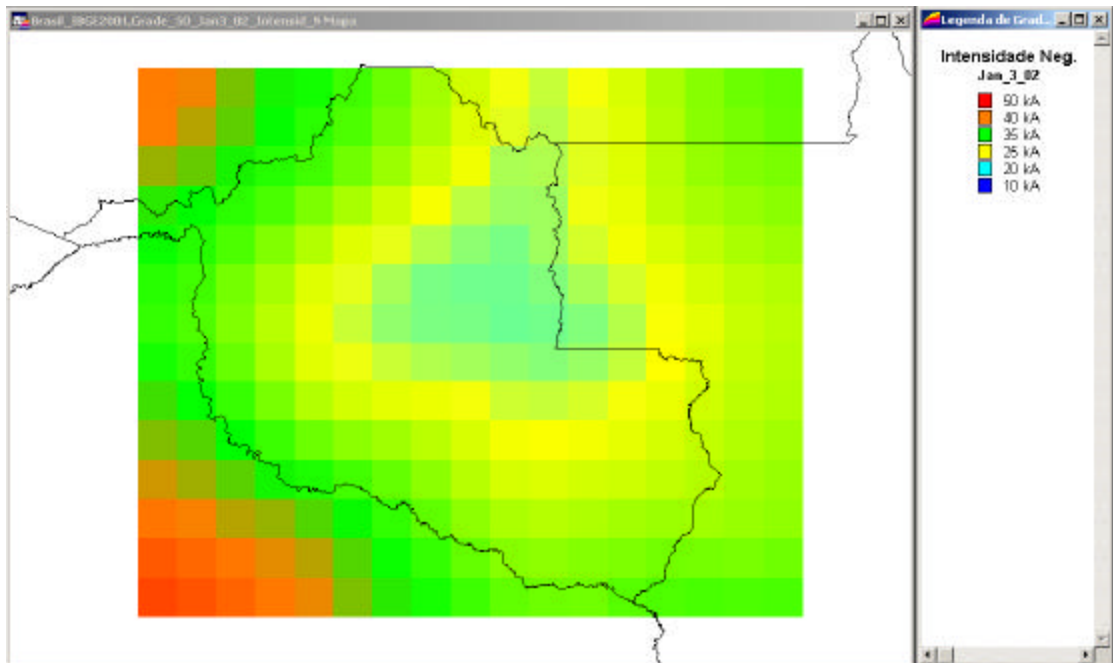


FIGURA 4.22 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 03 de 2002.

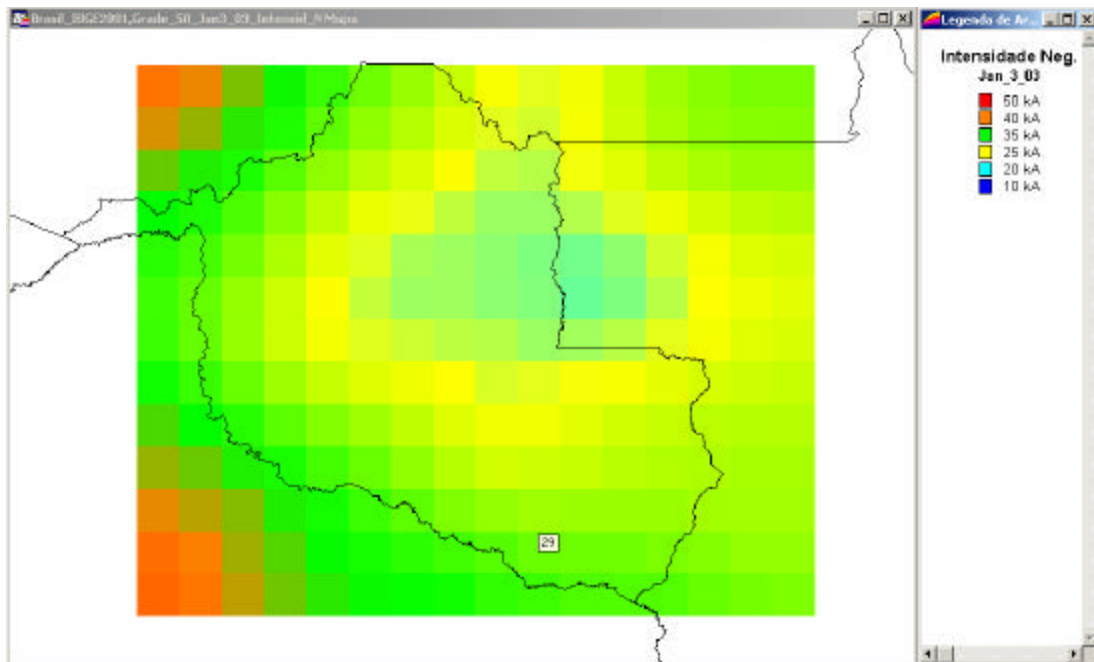


FIGURA 4.23 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 03 de 2003.

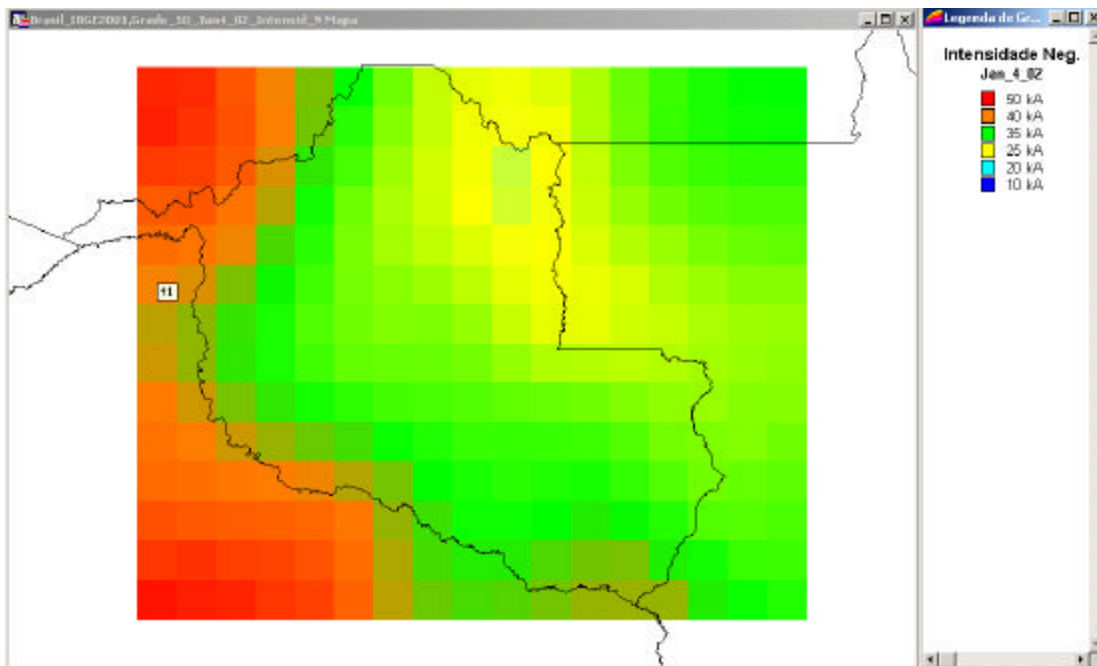


FIGURA 4.24 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 04 de 2002.

4.2.3 – Intensidade do Pico de Corrente Positiva

A média diária da intensidade do pico de corrente positiva é mostrada para 2002, na Figura 4.25 e para 2003, na Figura 4.26. Nesses dois anos vemos que as médias diárias apresentam grandes variações, tendo valores em sua maioria entre 25 e 50kA. Contudo, uma pequena tendência de diminuição da janela 01 para a janela 03 ou 04 pode ser visto, como verificado a seguir.

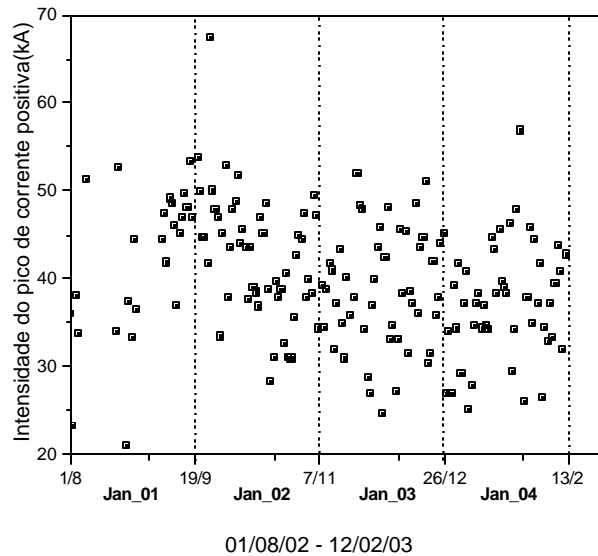


FIGURA 4.25 - Distribuição diária da intensidade do pico de corrente positiva entre 1º de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.

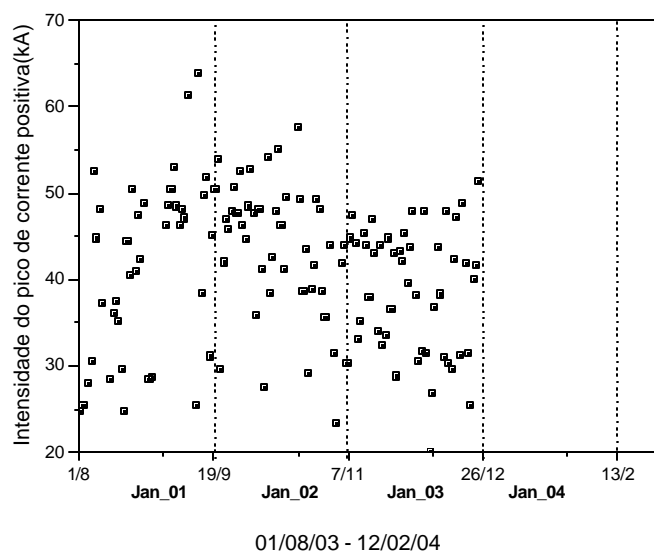


FIGURA 4.26 – Distribuição diária da intensidade do pico de corrente positiva entre 1^o de agosto e 25 de dezembro de 2003.

A distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva é mostrada para a janela 01 de 2002 (Figura 4.27) e de 2003 (Figura 4.28). Para a janela 01 de 2002, os maiores valores ocorreram nas partes leste e sudeste da região, enquanto que em 2003, os maiores valores ocorreram em toda a região. Na janela 02 de 2002 (Figura 4.29) e de 2003 (Figura 4.30), vemos que há uma distribuição uniforme da intensidade do pico de corrente positiva para os dois anos, sendo que em 2003 os valores são maiores do que em 2002. Na janela 03 de 2002 (Figura 4.31) e de 2003 (Figura 4.32), também houve uma distribuição uniforme da intensidade do pico de corrente positiva para os dois anos. Comparando a janela 02 com a janela 03, vemos que praticamente não houve diferença em 2002 nas intensidades do pico de corrente positiva entre essas duas janelas, porém em 2003, nota-se que os valores são maiores na janela 02. Na janela 04 de 2002 (Figura 4.33), vemos que, em comparação com a janela 03 de

2002, os valores da intensidade do pico de corrente positiva diminuíram em quase toda a região.

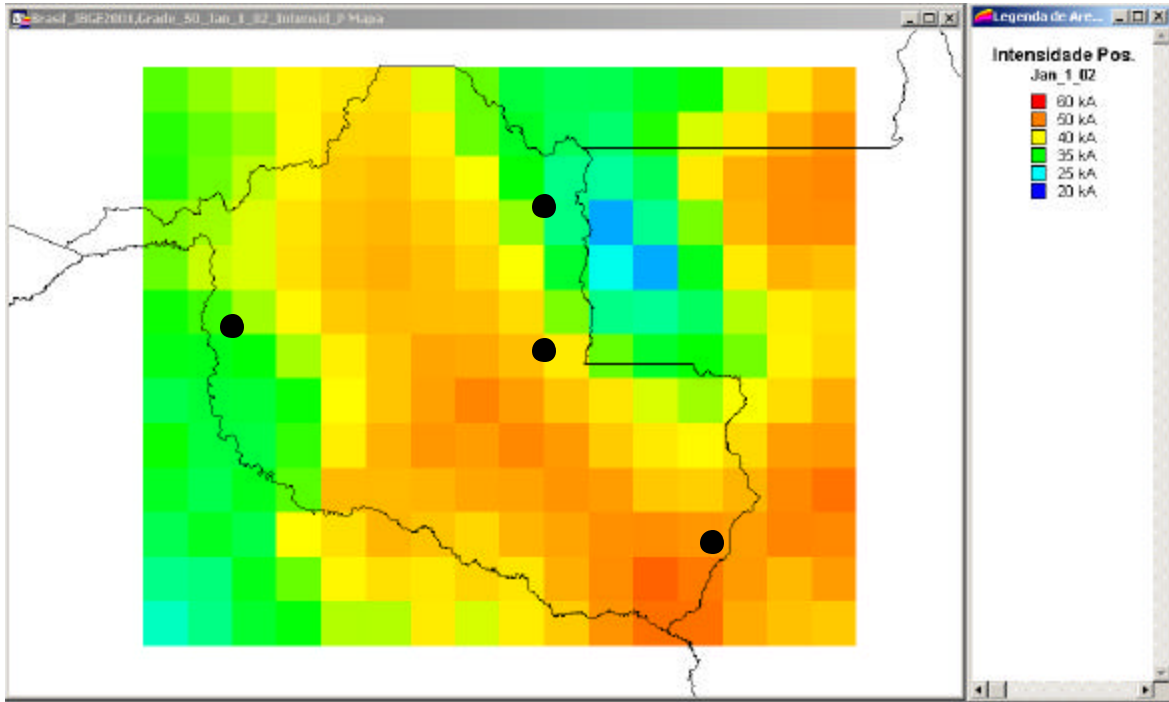


FIGURA 4.27 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 01 de 2002.

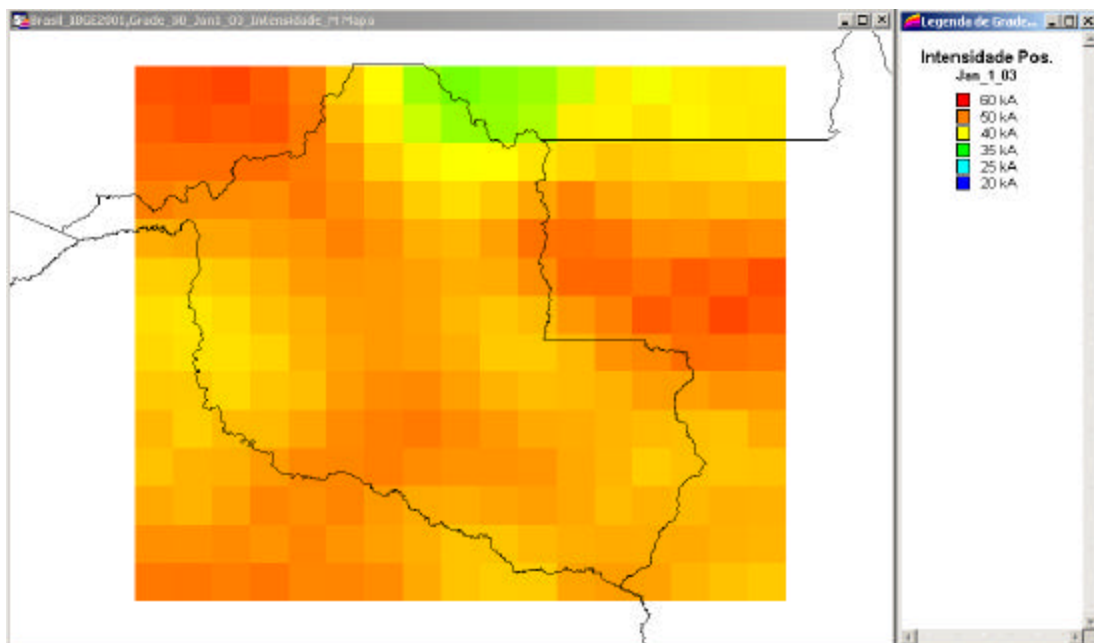


FIGURA 4.28 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 01 de 2003.

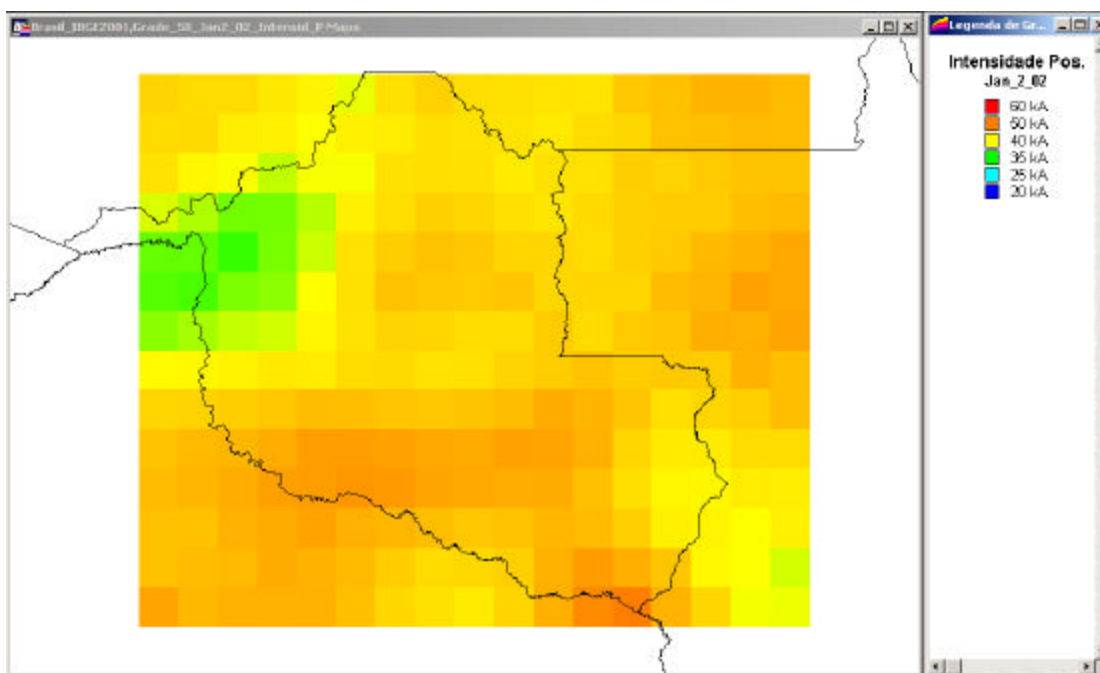


FIGURA 4.29 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 02 de 2002.

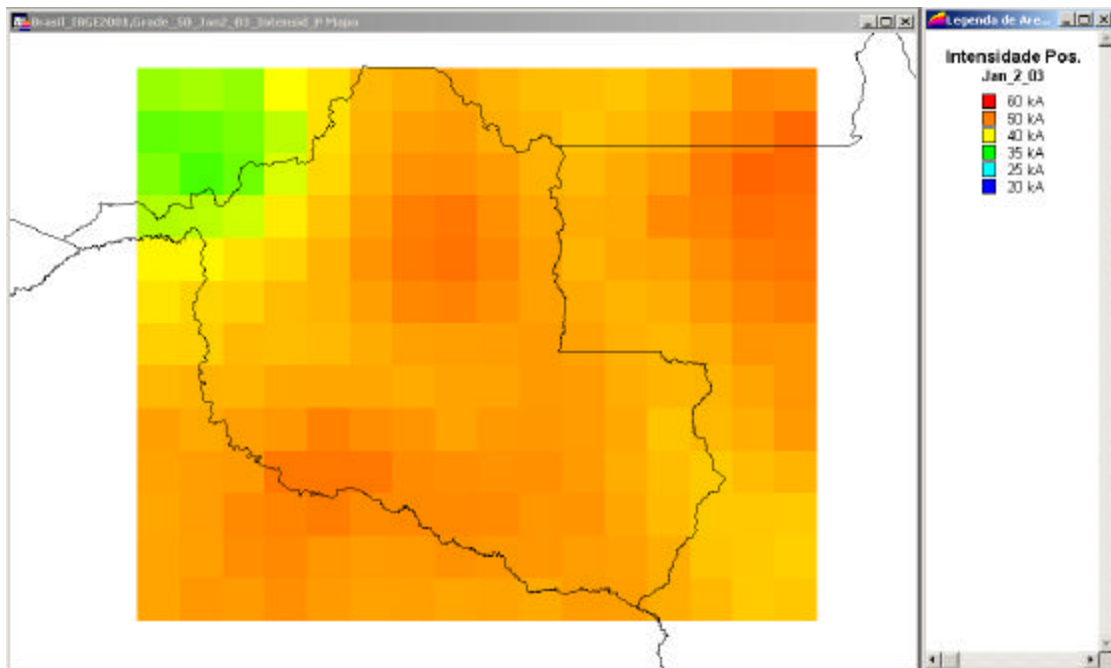


FIGURA 4.30 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 02 de 2003.

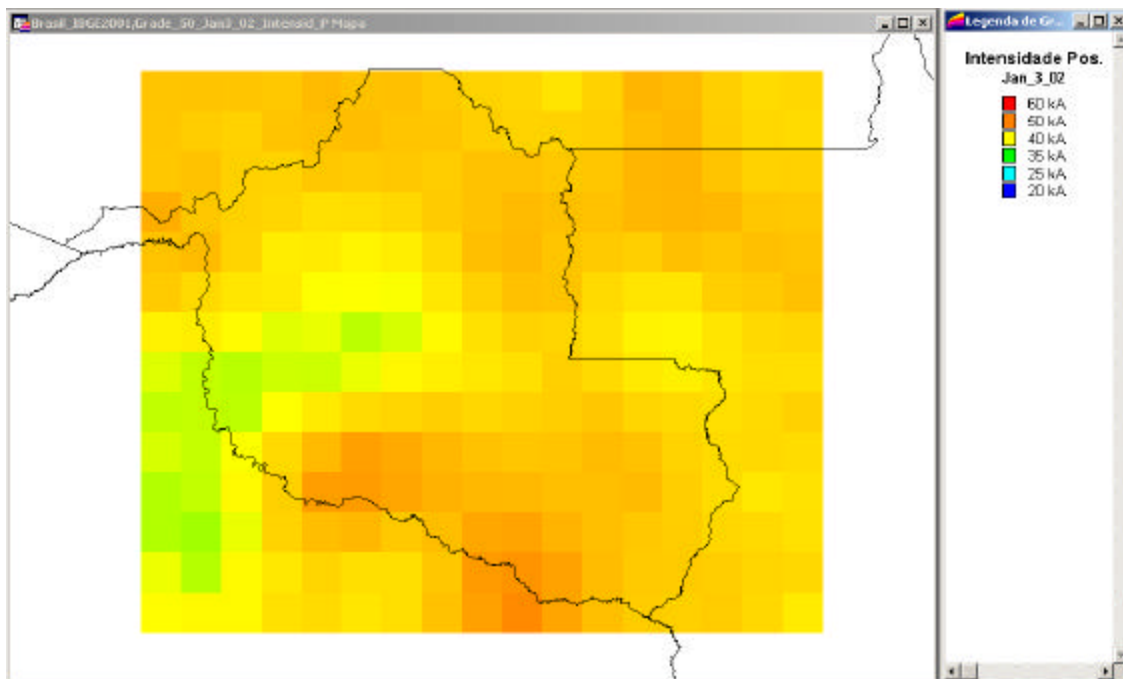


FIGURA 4.31 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 03 de 2002.

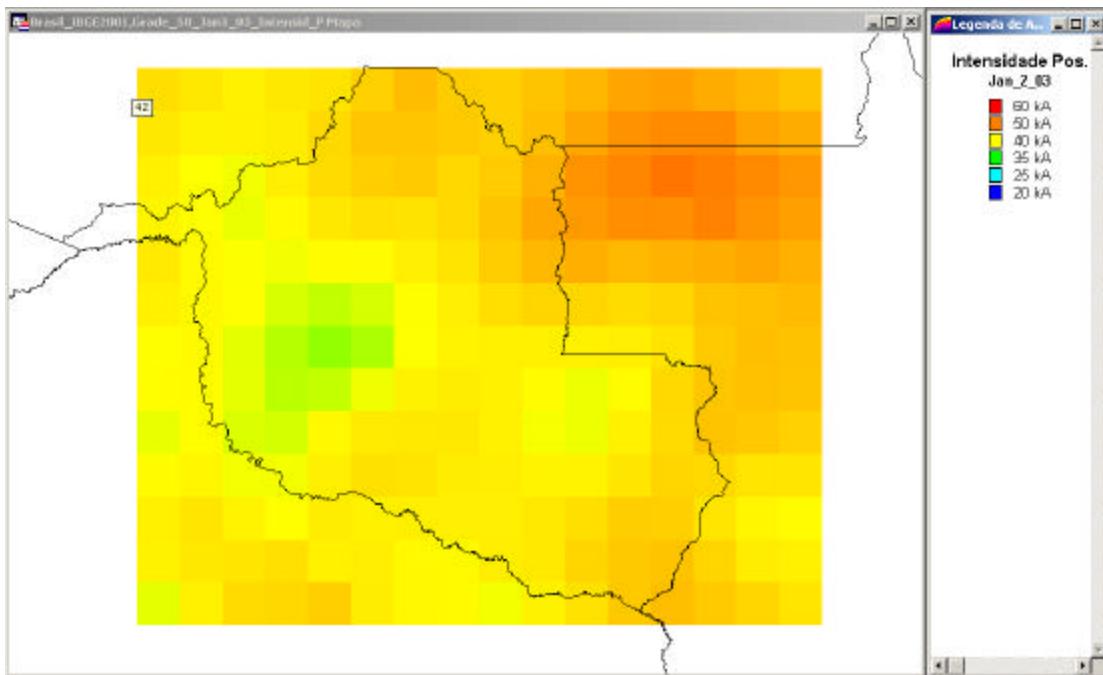


FIGURA 4.32 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 03 de 2003.

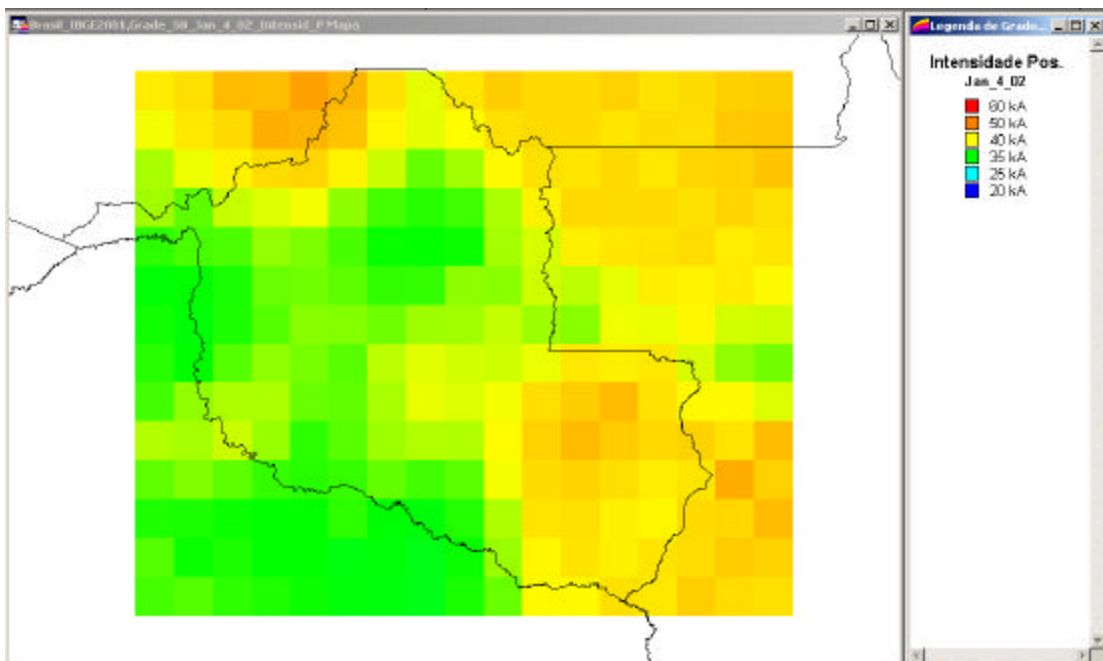


FIGURA 4.33 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente positiva na janela 04 de 2002.

4.2.4 - Percentual de Raios Positivos

As médias diárias do percentual de raios positivos são mostradas para 2002, na Figura 4.34 e para 2003, na Figura 4.35. Em 2002 não houve dias com percentuais acima de 20%, enquanto que em 2003, dias com percentuais acima de 20% ocorreram somente nas janelas 01 e 02, sendo que nos dias 03 e 04 setembro, o percentual atingiu 40% e 56%, respectivamente.

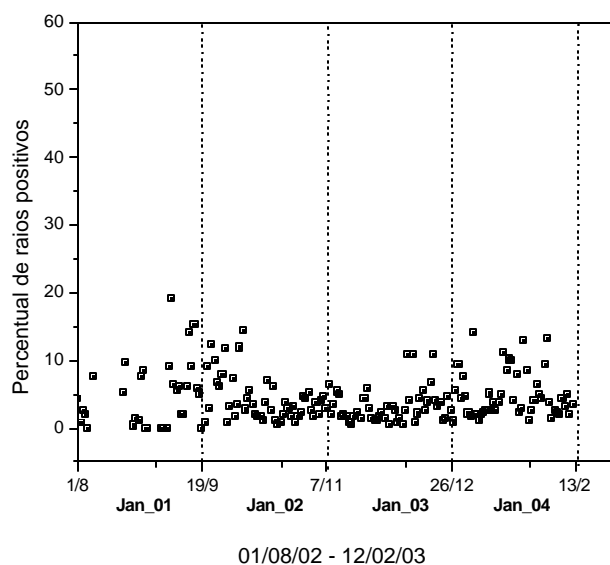


FIGURA 4.34 – Distribuição diária do percentual de raios positivos entre 1º de agosto de 2002 e 12 de fevereiro de 2003.

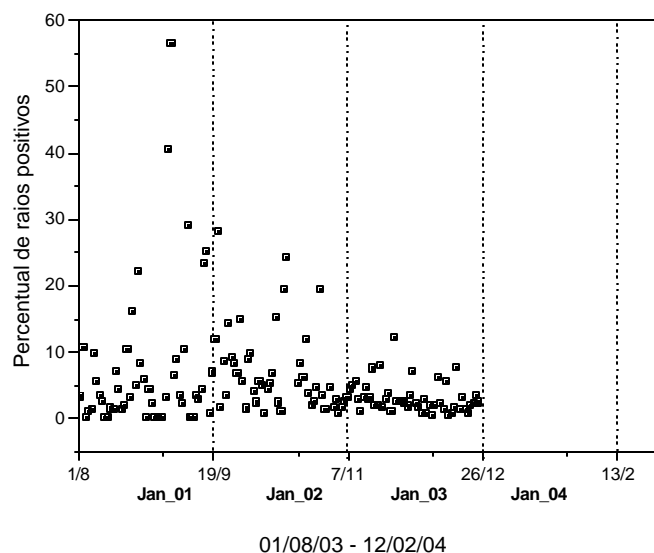


FIGURA 4.35 - Distribuição diária do percentual de raios positivos entre 1º de agosto e 25 de dezembro de 2003.

A distribuição espacial do percentual de raios positivos é mostrada para a janela 01 de 2002 (Figura 4.36) e de 2003 (Figura 4.37). Em 2002 o percentual de raios positivos foi maior nas regiões onde também ocorreram as maiores intensidades do pico de corrente positiva e menor na parte norte da região onde ocorreu o maior número de raios. Em 2003, os menores percentuais de raios positivos ocorreram na parte norte, com valores abaixo de 2%, enquanto que os maiores foram no centro da região com valores próximos de 25%, e para o restante da região os valores ficaram abaixo de 10%. Na janela 02 de 2002 (Figura 4.38) e de 2003 (Figura 4.39), os menores percentuais ocorreram na parte norte nos dois anos e também a leste em 2002. Os maiores percentuais estiveram abaixo de 20% e ocorreram em 2003. Na janela 03 de 2002 (Figura 4.40) e de 2003 (Figura 4.41), os percentuais ficaram abaixo de 5% em toda região. Na janela 04 de 2002 (Figura 5.47), os maiores percentuais estiveram abaixo de 10% e foram

encontradas na parte sudoeste da região, onde ocorreram as maiores intensidades do pico de corrente negativa e menores positiva, como também poucos raios.

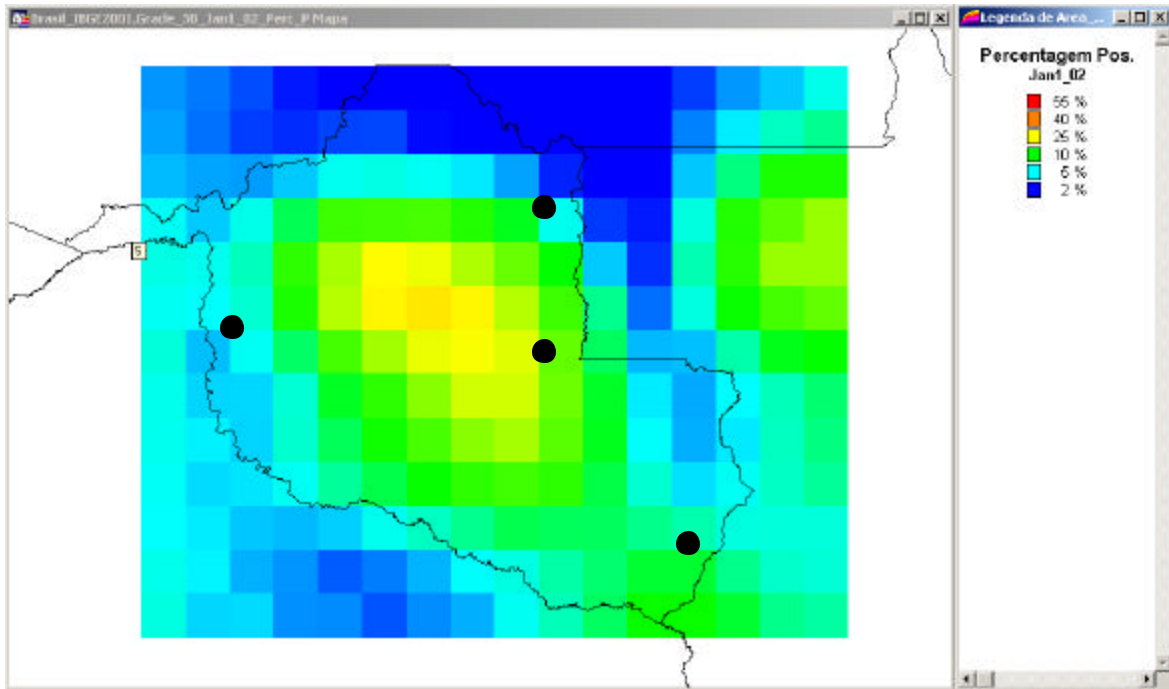


FIGURA 4.36 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 01 de 2002.

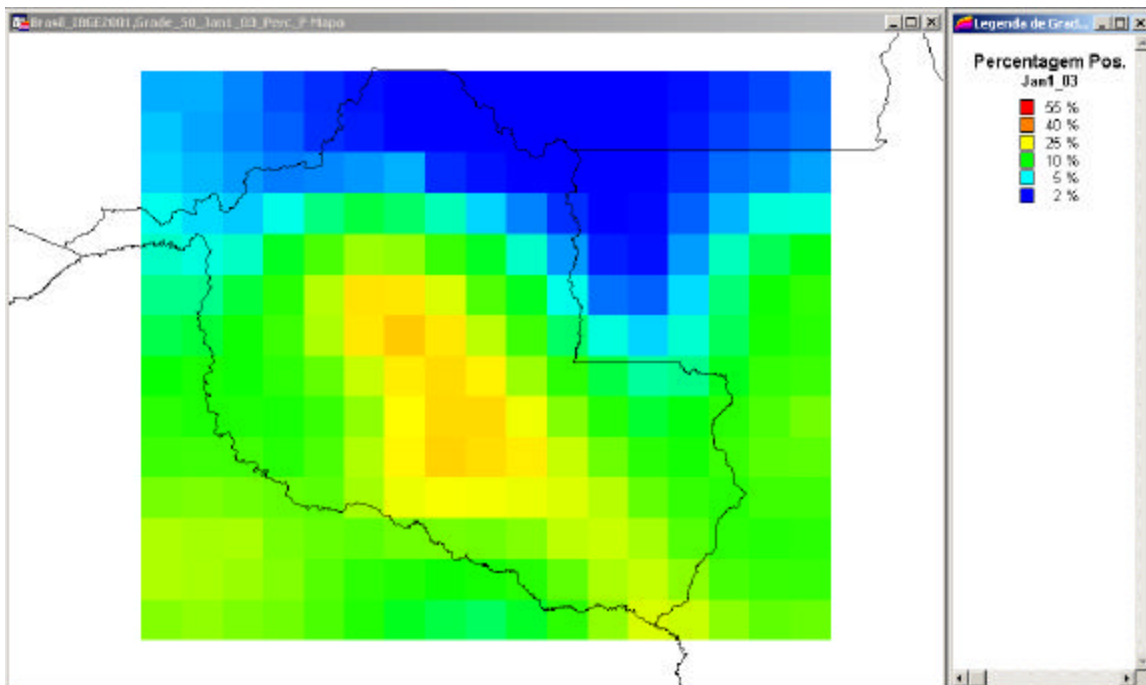


FIGURA 4.37 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 01 de 2003.

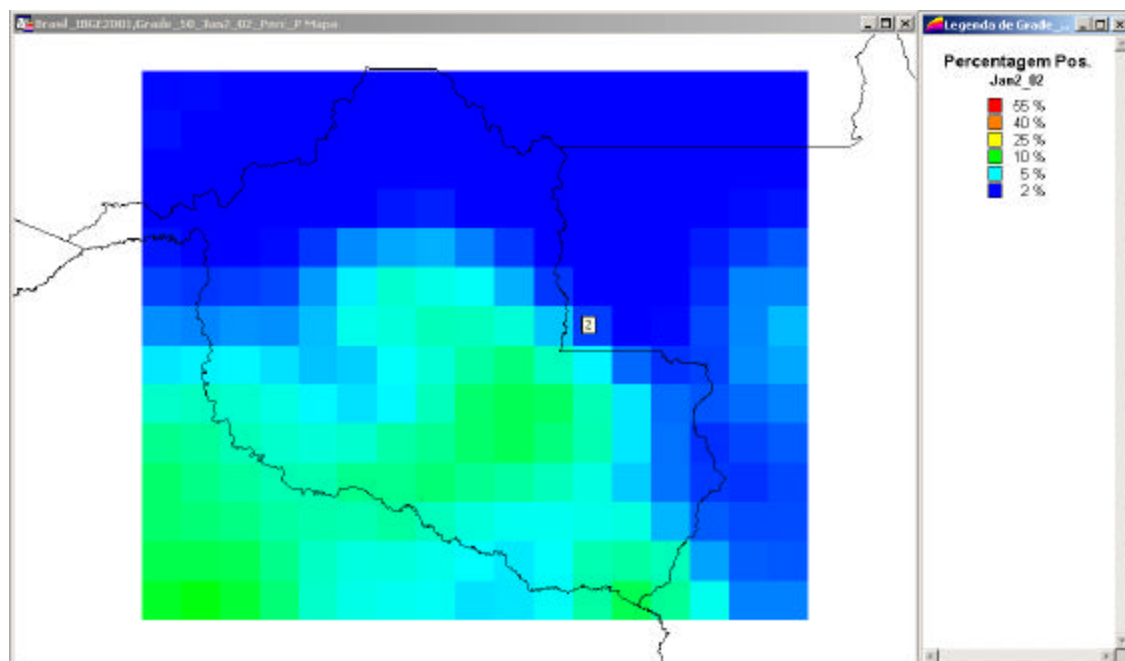


FIGURA 4.38 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 02 de 2002.

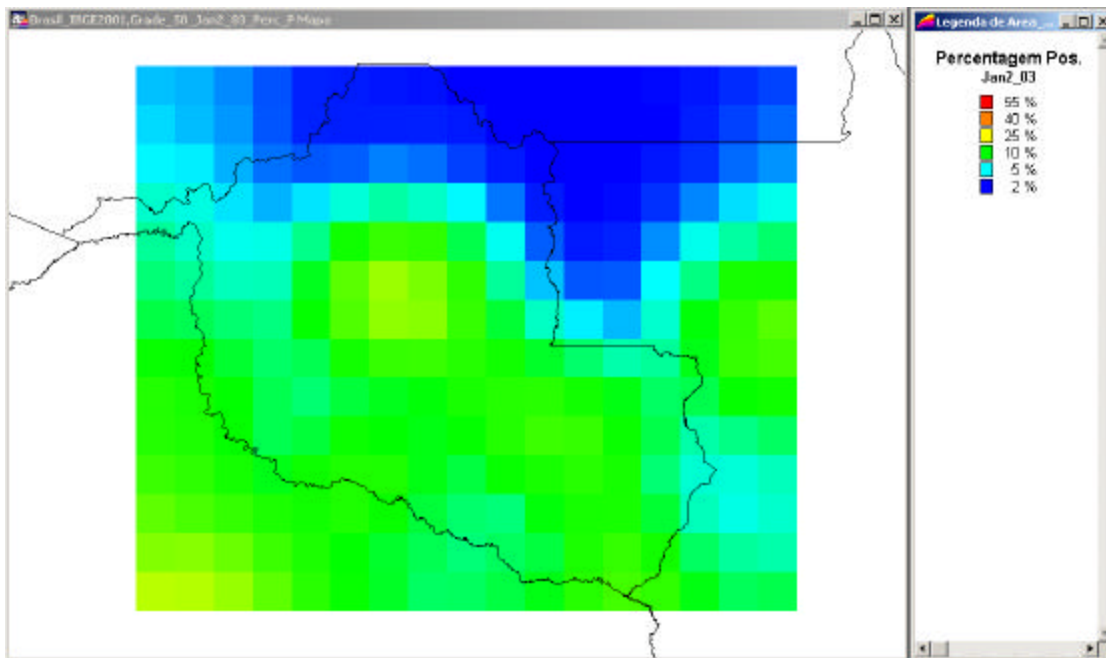


FIGURA 4.39 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 02 de 2003.

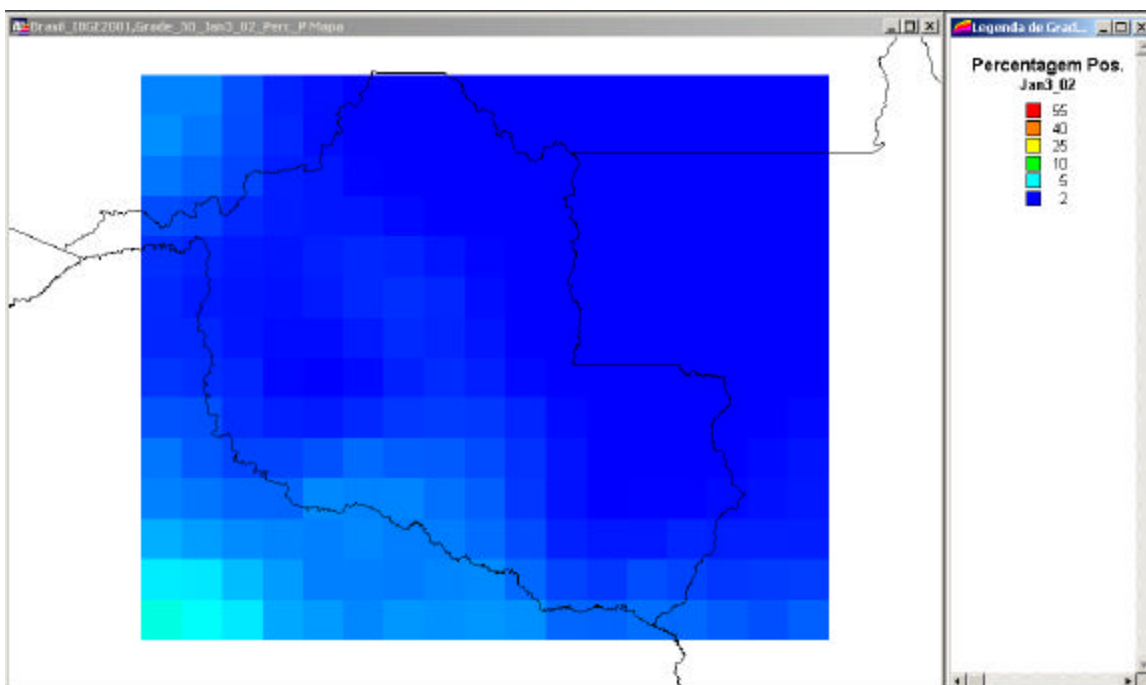


FIGURA 4.40 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 03 de 2002.

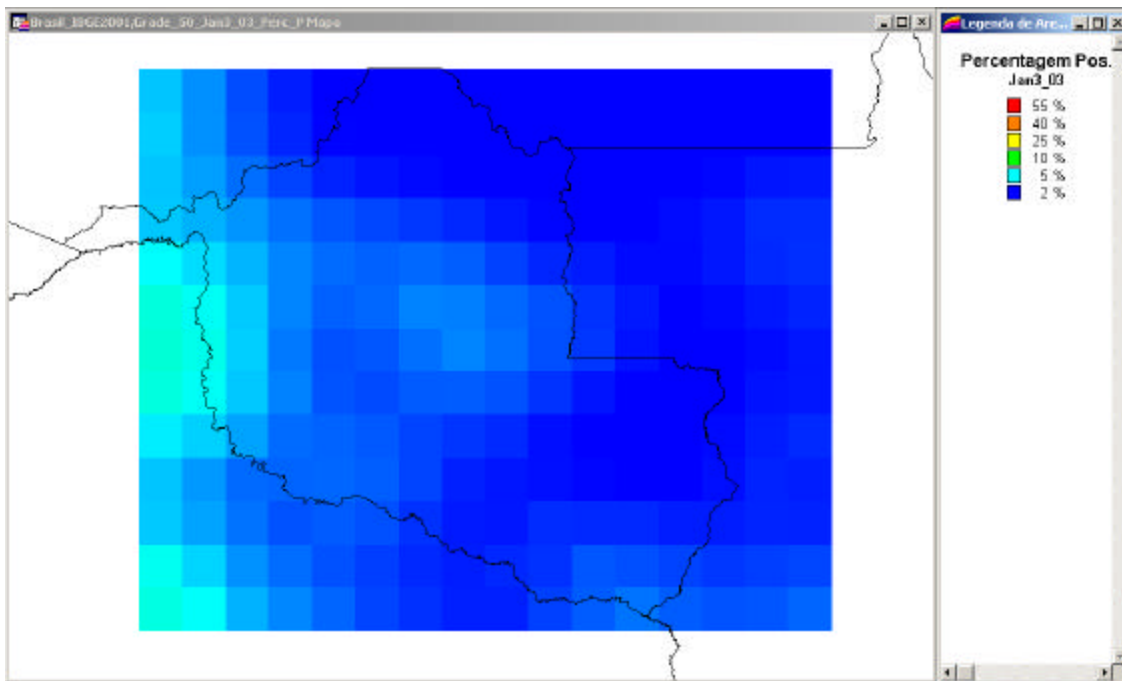


FIGURA 4.41 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 03 de 2003.

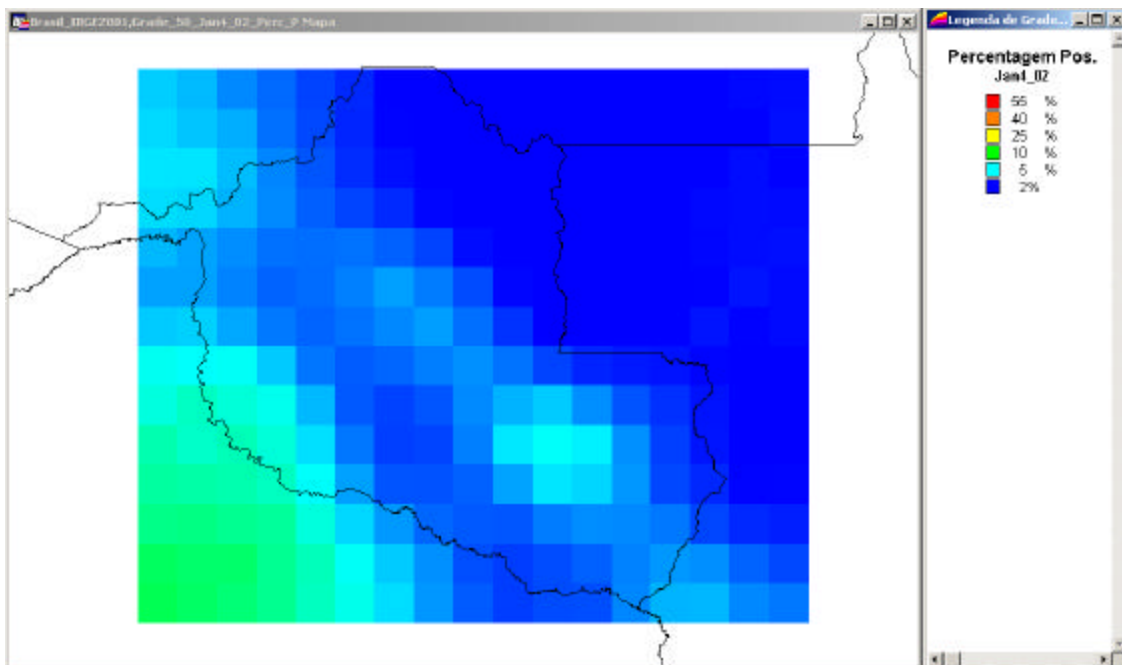


FIGURA 4.42 – Distribuição espacial do percentual de raios positivos na janela 04 de 2002.

A média do percentual de raios positivos para cada janela é mostrada na Tabela 4.2, juntamente com o número de raios e as médias da intensidade do pico de corrente para ambas polaridades. Nessa Tabela, vemos que o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente positiva são maiores na janela 01, onde também foi encontrado a menor intensidade do pico de corrente negativa.

TABELA 4.2 – Número de raios positivos e negativos, percentual de raios positivos e as médias das intensidades dos picos de corrente para as janelas.

		Num. Raios(-)	Num. Raios(+)	Perc. Raios(+)	Ip(-)	Ip(+) >20kA	Ip(-) >20kA
2002	JAN_01	58103	5007	7.93	21.20	46.60	33.10
	JAN_02	276562	10351	3.61	24.20	43.50	35.80
	JAN_03	344646	10063	2.84	29.20	42.40	41.30
	JAN_04	94885	3414	3.47	34.40	39.50	46.30
2003	JAN_01	71909	8488	10.56	21.45	48.40	34.28
	JAN_02	191753	13975	6.79	24.79	46.63	36.72
	JAN_03	285545	9150	3.10	30.05	42.87	41.25

A menor intensidade do pico de corrente negativa justamente na janela 01, onde ocorre a maior percentagem de IN (Figura 4.5 e Figura 4.6), poderia levar a acreditar que talvez a contaminação dos IN sobre os NS, ocorra também nos raios negativos; embora isso possa acontecer, nota-se na Tabela 4.2, que não é esse o caso, pois ao excluir os raios negativos com intensidade do pico de corrente abaixo de 20kA na análise, a média ainda é menor na janela 01. O fato da menor média para a intensidade do pico de corrente negativa ocorrer na janela 01, é na verdade devido à falta de raios negativos com intensidade do pico de corrente elevada, por exemplo, maiores do que 50kA.

Quando se considerou somente os raios negativos, foi visto que os raios com intensidade do pico de corrente maiores do que 50 kA, correspondem a 5% de todos os raios negativos na janela 01, para os dois anos(Figura 4.43 e 4.44). Esse percentual aumenta da janela 01 para a janela 04, e com isso, aumentam as médias para essas janelas. A mesma análise foi feita para os raios positivos, porém seu comportamento foi oposto ao visto para os raios negativos. A janela 01, teve o maior percentual de raios com intensidade do pico de corrente positiva maior que 50 kA, tornando sua média maior que as demais. O percentual diminuiu ao longo das janelas.

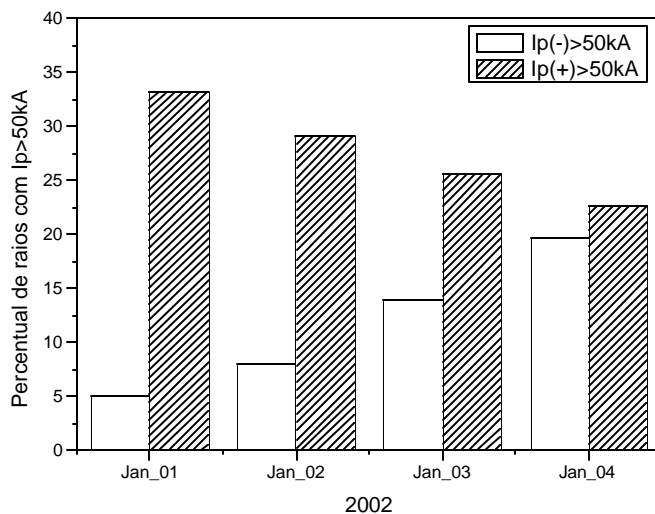


FIGURA 4.43 - Percentual da intensidade do pico de corrente, maiores do que 50kA, para ambas polaridades nas janelas de 2002.

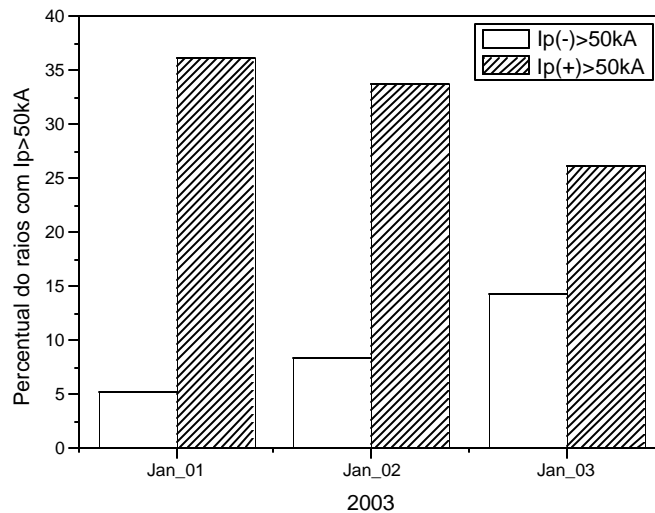


FIGURA 4.44 - Percentual da intensidade do pico de corrente, maiores do que 50kA, para ambas polaridades nas janelas de 2003.

4.3 – Condições Ambientais

4.3.1 – Instabilidade Atmosférica

Movimentos verticais de ar em tempestades são causadas pela diferença de temperatura entre a parcela de ar e o ambiente. Uma medida usada freqüentemente, obtida de sondagens termodinâmicas, é a CAPE (energia potencial convectiva disponível). Em geral, uma atmosfera com CAPE grande, provavelmente produz fortes correntes ascendentes de ar e uma tempestade mais vigorosa e eletricamente ativa. As correntes ascendentes de ar influenciarão o desenvolvimento vertical da precipitação na região de mistura de fase da nuvem. A CAPE é calculada através da fórmula:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz$$

T_{vp} , T_{va} e g são, respectivamente, a temperatura virtual de uma parcela de ar e do ambiente. NCL é o nível de convecção livre. NE é o nível de equilíbrio da parcela de ar .

Em apenas dois locais dentro da área de estudo foram feitas radiosondagens, realizadas às 12hs UTC nos dois anos. O primeiro em Porto Velho-RO, ao norte da região, e o segundo em Vilhena-RO, ao sul. As Figuras 4.45, 4.46, 4.47 e 4.48, mostram o número de dias para diferentes valores de CAPE para cada janela.

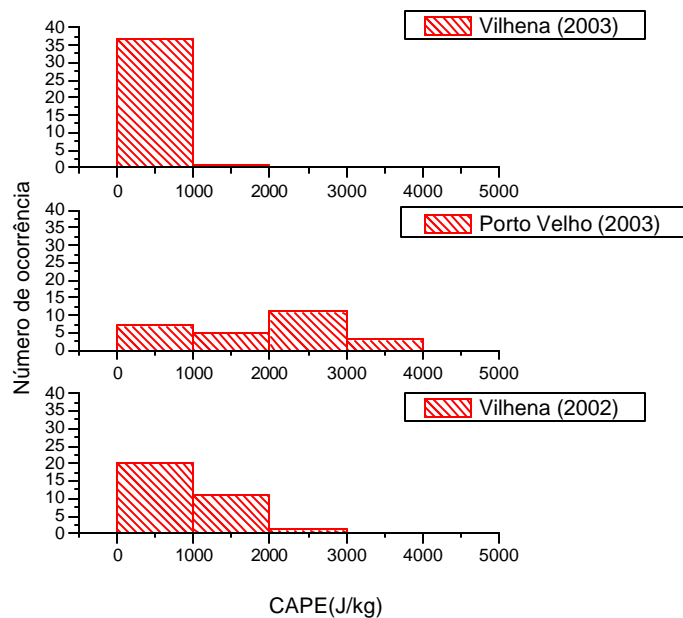


FIGURA 4.45 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 01, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.

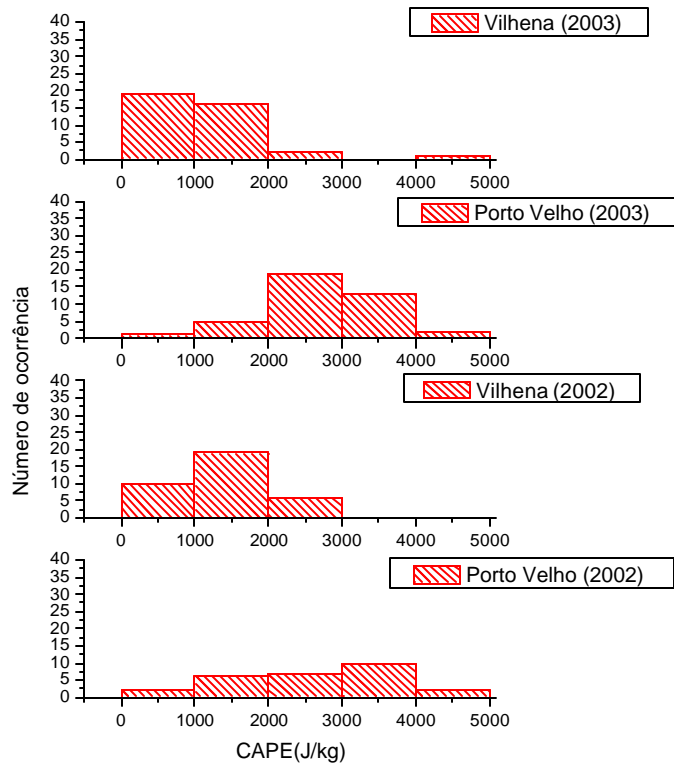


FIGURA 4.46 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 02, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.

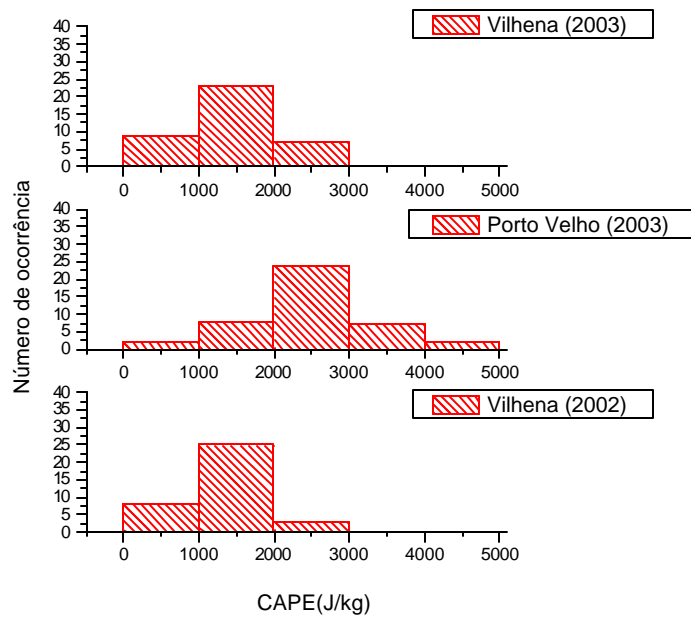


FIGURA 4.47 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 03, em Vilhena e Porto Velho em 2002 e 2003.

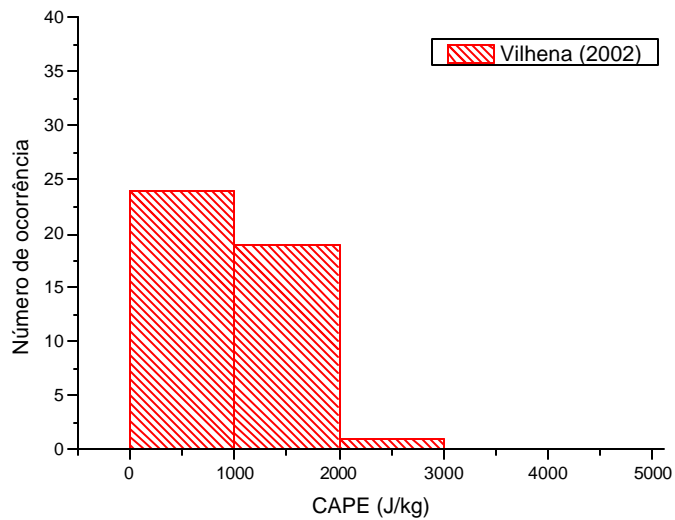


FIGURA 4.48 – Histograma do número de ocorrência do CAPE para a janela 04 em Vilhena.

Vilhena e Porto Velho estão próximos dos limites da região de estudo e distantes cerca de 500km. Eles apresentam características diferentes nos valores de CAPE. Em Vilhena-RO, os valores de CAPE foram em sua maioria menores que 2000 J/kg, enquanto que em Porto Velho-RO a maioria foi superior a 2000 J/kg. Essa diferença no CAPE entre Porto Velho e Vilhena, está de acordo com a distribuição dos raios na região, mostrados para cada janela nas Figuras (4.9 até 4.15) onde foi visto que na parte norte, próximo de Porto Velho, ocorrem mais raios. Nessas Figuras nota-se também que a janela 1 apresenta valores de CAPE menor e que praticamente não há diferença entre as janelas 2 e 3, o que mostra que existe um outro agente controlando as diferenças vistas nos parâmetros dos relâmpagos.

4.3.2 – Sistemas Convectivos

Durante a campanha do LBA-SMOCC (Large-Scale Biosphere- Atmosphere Experiment in Amazônia-Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate) realizada em Rondônia entre setembro e novembro de 2002, foram monitorados os sistemas convectivos que atuaram na região. Os raios máximos desses sistemas convectivos são apresentados na Figura 4.49, juntamente com o número de raios e do percentual de raios positivos. Nota-se que os maiores valores do percentual de raios positivos estão na primeira parte da Figura, onde a ocorrência de grandes sistemas convectivos não é tão freqüente, como o visto a partir do dia 09 de outubro.

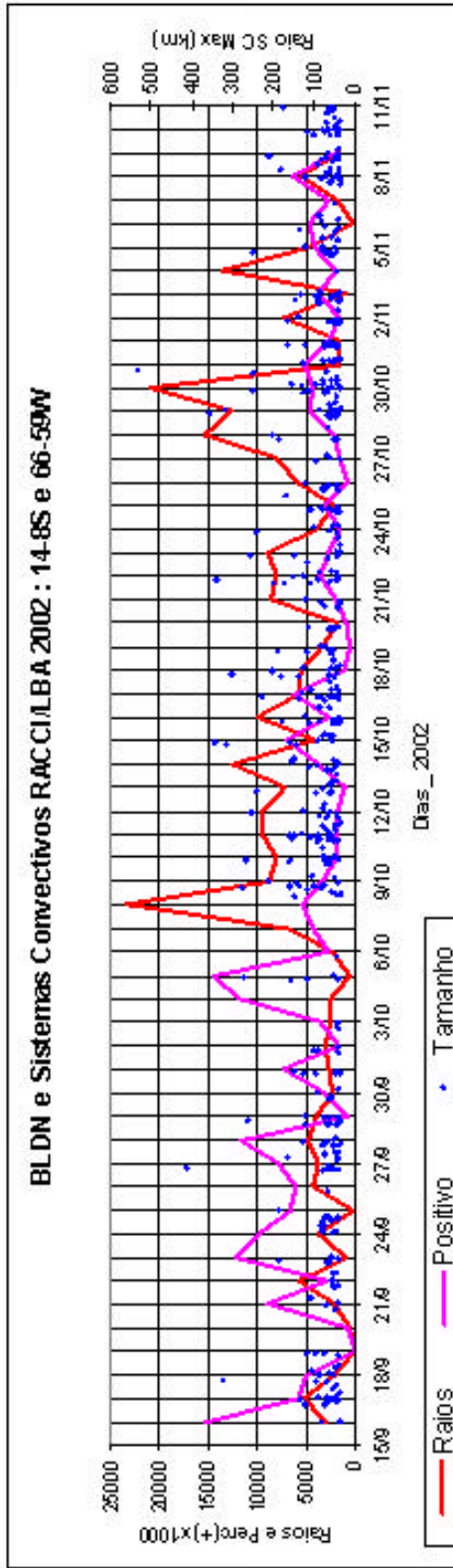


Figura 4.49 – Raio máximo (km) dos sistemas convectivos que atuaram na região, número de raios e o percentual de raios positivos, entre 16 de setembro a 11 de novembro, durante a campanha do LBA.

FONTE: Morales, C. (2005).

4.4 – Medidas da Concentração de Aerossóis

Os resultados apresentados até aqui, ficaram restritos apenas a uma comparação entre diferentes parâmetros dos relâmpagos e da CAPE através das janelas. As diferenças encontradas indicam que elas são devidas a diferentes condições atmosféricas locais, como a presença de aerossóis, ou a diferentes tipos de tempestades. Todavia, com base no número médio de relâmpagos por minuto registrado em cada janela, nos sistemas convectivos (Figura 4.49) e nas imagens do satélite GOES, não há evidência de que diferentes tipos de tempestade tenham ocorrido em diferentes janelas. Outro parâmetro que também poderia proporcionar diferenças entre os parâmetros dos relâmpagos nas janelas, porém não evidenciado conforme as Figuras 4.46 a 4.48 é a CAPE. Deste modo, o único agente capaz de provocar mudanças significantes na atmosfera e na microfísica das nuvens e que apresenta um contraste dentro do período estudado é o aerossol proveniente das queimadas. A sua presença, como discutido anteriormente, pode afetar a temperatura do solo e da atmosfera como também alterar o tamanho das gotas das nuvens, quando atua como núcleo de condensação.

O número de focos de queimadas obtidos através do monitoramento feito por satélites, como é o caso do NOAA-12 e 14, ajuda a estimar a concentração de partículas de aerossóis e mostra os períodos poluídos e limpos, como é ilustrado nas Figuras 4.50 e 4.51.

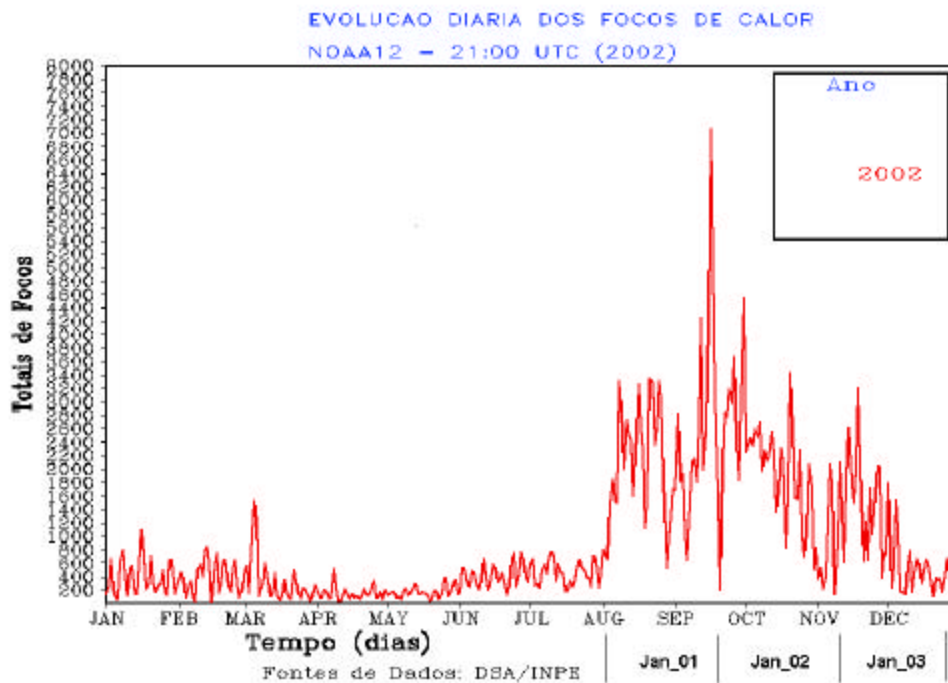


FIGURA 4.50 – Distribuição do número de focos de calor para 2002.

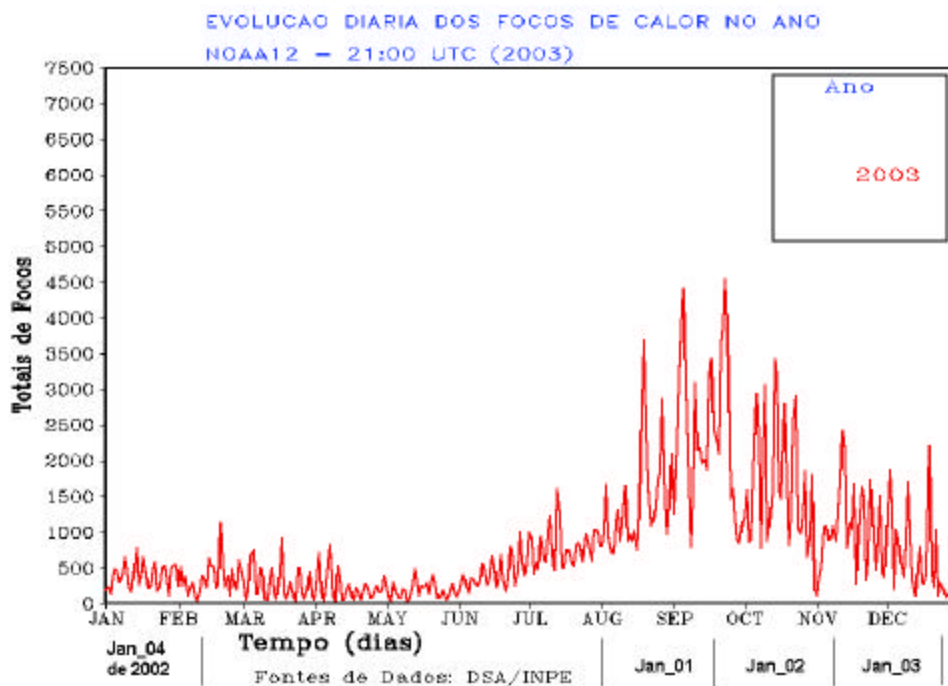


FIGURA 4.51 – Distribuição do número de focos de calor para 2003.

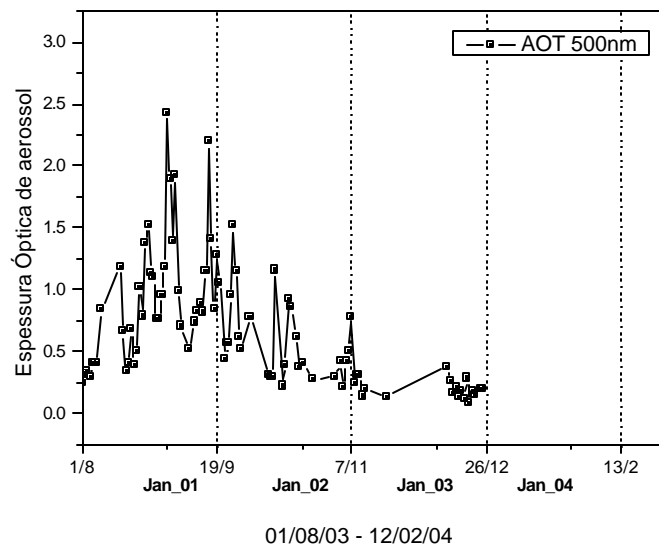


FIGURA 4.53 – Distribuição diária da espessura óptica dos aerossóis em FNS - RO entre 1º de agosto e 26 de dezembro de 2003.

Outro modo de se conhecer a distribuição dos aerossóis e que melhor se aplicou a este estudo é o modelo “Coupled Aerosol and Tracer Transport model to *Brazilian Regional Atmospheric Modelling System*” – (CATT – BRAMS). Esse modelo permite que se conheça a concentração de aerossóis ($D < 2,5 \mu\text{m}$) denominado por (PM_{2,5}) e de CO em diferentes altitudes, e também a concentração integrada para toda a coluna atmosférica denominada por (PMINT_{2,5}).

4.5 – Comparação entre os Parâmetros dos Raios e o PMINT_{2,5} fornecido pelo Modelo

O modelo CATT-BRAMS fornece o PMINT_{2,5} para nove horários a partir de 0hs UTC em um intervalo de três horas numa grade que cobre toda a América do Sul

e com uma resolução espacial de 40 x 40km, que para este estudo foi denominada de quadrícula.

Os dados de raios obtidos na área de estudo foram separados na mesma resolução espacial do modelo, e agrupados temporalmente, de modo a permitir uma comparação entre o número de raios, a intensidade de corrente para ambas polaridades e o percentual de raios positivos com o PMINT2,5. As Figuras 4.54 e 4.55 mostram o número de raios em função do PMINT2,5.

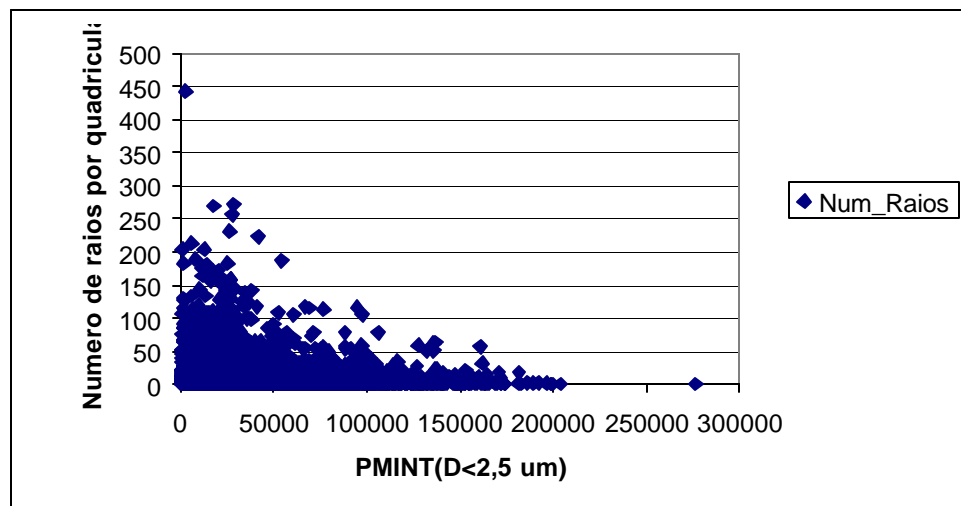


FIGURA 4.54 – Amostra da distribuição do número de raios em função do PMINT2,5 nas quadrículas entre agosto e dezembro de 2002.

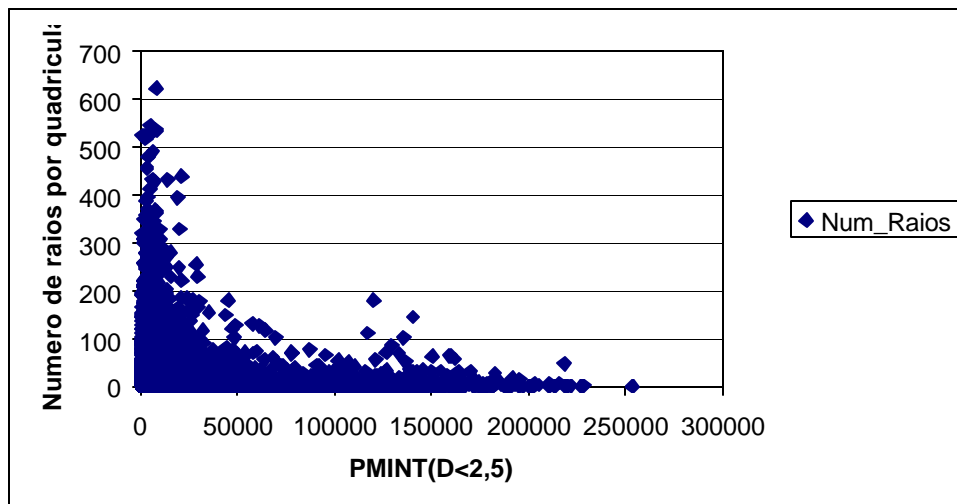


FIGURA 4.55 – Amostra da distribuição do número de raios em função do PMINT_{2,5} nas quadrículas entre agosto e setembro de 2003.

Nota-se uma diminuição no número de raios à medida que o PMINT_{2,5} aumenta tanto na Figura 4.54 como na Figura 4.55.

Na tentativa de estudar tempestades com a mesma característica convectiva, foram considerados somente os raios que ocorreram entre as 12:30 e 21:30 hora local, e desconsideradas as quadrículas contendo um número de raios menores do que 50. Outro critério adotado é quanto à classificação de poluído ou limpo para cada quadrícula. As quadrículas com PMINT_{2,5} acima de $30000\mu\text{g}/\text{m}^2$ foram consideradas como poluídas, as moderadas entre 9000 e $30000\mu\text{g}/\text{m}^2$ e entre 1000 e $9000\mu\text{g}/\text{m}^2$ como limpas. A escolha desses valores ocorreu devido ao valor de “background” obtido de observações em 2002 (Figura 3.9). Desse modo, foram obtidos, dois grupos de quadrículas com níveis de poluição distintos, onde os parâmetros dos raios puderam ser comparados. Os dados disponíveis do modelo não continham os meses de janeiro, fevereiro, outubro, novembro e dezembro de 2003. Portanto, só fizeram parte da análise as janelas 01, 02 e 03 (até dia 05 de dezembro) para 2002, a janela 01 e a janela 02 (com apenas 12

dias, entre 19 e 30 de setembro) para 2003. As Tabelas 4.3 a 4.7 apresentam os parâmetros dos raios para os dois grupos de quadriculas e as médias, para as janelas 01, 02 e 03 em 2002 e as janelas 01 e 02 em 2003, respectivamente.

TABELA 4.3 – Valores médios para a janela 01 em 2002.

	PMINT _{2,5} ($\mu\text{g m}^{-2}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
Média Jan01_02	24406	1139	19843	20982	47981	-20282	5,43	233	90,05
PMINT>30000	54763	723	3610	4333	48329	-18829	16,69	54	80,24
1000<PMINT<9000	4626	53	3988	4041	34339	-18871	1,31	44	91,84

TABELA 4.4 – Valores médios para a janela 02 em 2002.

	PMINT _{2,5} ($\mu\text{g m}^{-2}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
Média Jan02_02	8216	1908	150915	152705	40023	-23410	1,25	1452	105,17
PMINT>30000	57706	205	3131	3336	48078	-18604	6,15	42	79,43
1000<PMINT<9000	4723	1020	115600	116534	36657	-23481	0,88	1068	109,11

TABELA 4.5 – Valores médios para a janela 03 em 2002.

	PMINT _{2,5} ($\mu\text{g m}^{-2}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
Média Jan03_02	4641	1531	152226	153757	36442	-25638	1,00	1369	112,31
PMINT > 30000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1000 < PMINT < 9000	4287	997	112317	113314	33931	-25662	0,88	986	114,92

TABELA 4.6 – Valores médios para a janela 01 em 2003.

	PMINT _{2,5} ($\mu\text{g m}^{-2}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
Média Jan01_03	42335	4271	48567	52838	48515	-20781	8,08	350	150,96
PMINT > 30000	54898	3766	24597	28363	48564	-19839	13,27	213	133,15
1000 < PMINT > 9000	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABELA 4.7 – Valores médios para a janela 02 em 2003.

	PMINT2,5 ($\mu\text{g m}^{-3}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
Média Jan02_03	38982	2335	40175	42510	46562	-20858	5,49	216	196,81
PMINT > 30000	54790	1654	18255	19909	46271	-20525	8,31	109	182,65
1000 < PMINT < 9000	-	-	-	-	-	-	-	-	-

As médias encontradas para cada janela nas Tabelas anteriores são apresentadas na Figura 4.56, onde se nota que a intensidade do pico de corrente positiva e o percentual de raios positivos aumentam em função do aumento no PMINT2,5, enquanto que a intensidade do pico de corrente negativa diminui. As maiores diferenças vistas nesta Figura ocorreram entre as janelas 02 e 03 de 2002, com PMINT2,5 médio menor que $9000\mu\text{g}/\text{m}^2$ (Limpas) e as janelas 01 e 02 de 2003 com PMINT2,5 médio maior que $30000\mu\text{g}/\text{m}^2$ (Poluídas).

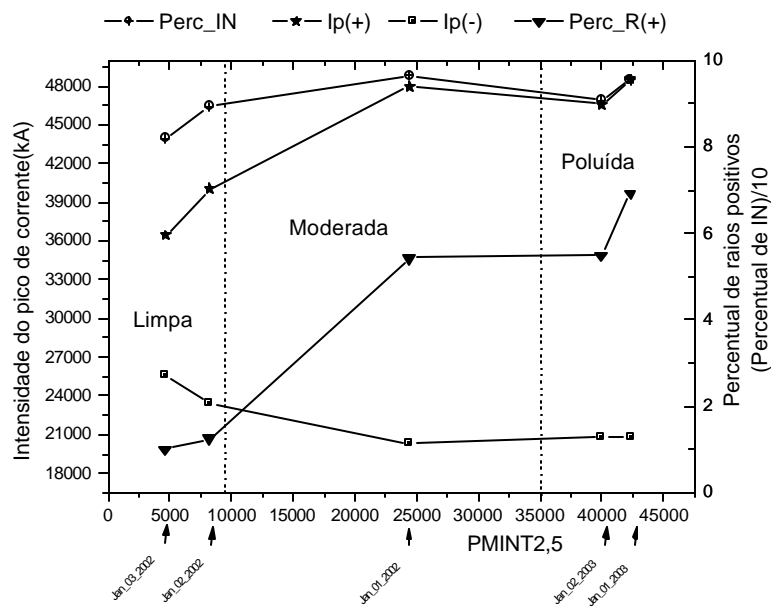


FIGURA 4.56 – Médias da intensidade do pico de corrente negativa e positiva e do percentual de raios positivos em função do PMINT2,5 médio de cada janela e o percentual de relâmpagos Intra-nuvem.

Na Tabela 4.3, que representa a janela 01 de 2002, esse comportamento somente não foi notado para a intensidade do pico de corrente negativa, que foi praticamente a mesma para as quadrículas poluídas e limpas. Porém, nesta janela durante o mês de agosto o sensor de Guajará-Mirim-RO, ficou sem funcionar.

Deste modo, os raios negativos ocorridos nas quadrículas limpas localizadas na parte nordeste da região tiveram sua intensidade média diminuída. Isso é visto quando se compara a Figura 4.57, construída para a janela 01 de 2003 sem o sensor de Guajara-mirim com a Figura 4.19 para a mesma janela e com todos os sensores.

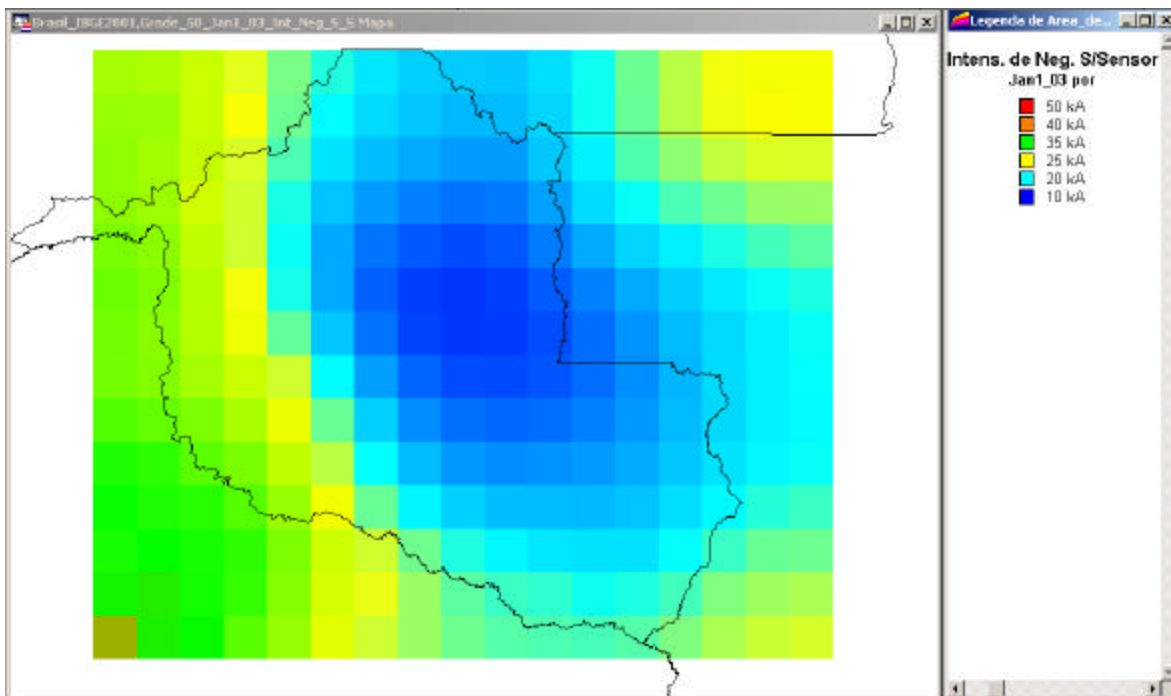


FIGURA 4.57 – Distribuição espacial da intensidade do pico de corrente negativa na janela 01 de 2003, sem o sensor de Guajará-Mirim.

Na Tabela 4.4, quando são comparados os parâmetros dos raios nas quadrículas poluídas com os das quadrículas limpas, obtidos na janela 02 de 2002, vemos também que o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente positiva são maiores nas quadrículas poluídas, enquanto que a intensidade do pico de corrente negativa é menor. Na Tabela 4.5 não houve quadrículas poluídas e nas Tabelas 4.6 e 4.7 não houve quadrículas limpas.

A comparação entre o percentual de raios positivos nas quadrículas consideradas poluídas com as consideradas limpas, dentro de cada janela, mostra que os valores encontrados nas quadrículas poluídas são significativamente maiores do que nas limpas, isso pode ser visto em todas as janelas. O número de raios positivos encontrados nas quadrículas poluídas correspondem a 63%, 11,5%, 71% e 88% do total de raios positivos encontrados nas janelas 01 e 02 em 2002 e nas janelas 01 e 02 em 2003, respectivamente.

4.6 – Estudo de Casos

Na maioria dos dias não houve variação significativa do PMINT_{2,5} dentro do horário observado. Porém, isso ocorreu nos dias 06,14,22,26 e 28 de setembro de 2002, onde dentro do mesmo horário apresentaram quadrículas com grandes variações do PMINT_{2,5}; no entanto, somente o dia 28 apresentou quadrículas poluídas e limpas, ou seja, com valores de PMINT_{2,5} maior que 30000 $\mu\text{g}/\text{m}^2$ e menor que 10000 $\mu\text{g}/\text{m}^2$, respectivamente. Deste modo, nos outros dias as comparações referem-se a quadrículas poluídas e quadrículas chamadas aqui como moderadas, tendo PMINT_{2,5} entre 10000 $\mu\text{g}/\text{m}^2$ e 30000 $\mu\text{g}/\text{m}^2$. Os valores do PMINT_{2,5} e os parâmetros dos raios para esses dias são mostrados na Tabela 4.8. Através desta Tabela, nota-se que a maior parte dos raios positivos estão nas quadrículas poluídas, fazendo com que nestas o percentual de raios positivos sejam bem maiores do que nas quadrículas moderadas ou limpas. Também se nota que a intensidade do pico de corrente positiva é maior nas quadrículas poluídas. A intensidade do pico de corrente negativa somente não foi menor para as quadrículas poluídas nos dias 14 e 22 de setembro de 2002.

TABELA 4.8 – Valores médios entre 18 e 24 horas UTC para os dias 06; 14; 22; 26 e 28 de setembro de 2002.

18-24 UTC	PMINT2,5 ($\mu\text{g m}^{-2}$) Médio	N. de Raio(+)	N. de Raio(-)	N. total de Raios	Ip(+) (kA)	Ip(-) (kA)	% de Raios(+)	Qtd. Quad	N. de Raios/quadr.
6/9/2002									
10000<PMINT<30000	17109	7	1541	1548	32714	-19254	0,45	18	86,00
PMINT>90000	117116	99	24	123	40131	-7125	80,49	2	61,50
14/9/2002									
9000<PMINT<30000	19874	5	801	806	28400	-19839	0,62	7	115,14
PMINT>30000	61081	212	1287	1499	44075	-20833	14,14	17	88,18
22/9/2002									
15000<PMINT<30000	21935	7	2325	2332	27000	-22551	0,30	19	122,74
PMINT>30000	72491	38	1388	1426	46553	-19759	2,66	16	89,13
18-21									
26/9/2002									
12000<PMINT<30000	20101	20	1219	1239	40050	-21943	1,61	15	82,60
PMINT>30000	46822	8	988	996	54500	-16586	0,80	13	76,62
28/9/2002									
4000<PMINT<10000	4748	10	849	859	49300	-23287	1,16	16	53,68
PMINT>30000	47837	160	185	345	53437	-18232	46,38	5	69,00

No dia 06 de setembro de 2002, o PMINT_{2,5} para a região de estudo (quadrado delimitado) na Figura 4.58, é maior no centro da região e na parte sul e menor na parte norte. As maiores intensidades do pico de corrente negativa, mostradas na Figura 4.59, estão na parte norte da região e as menores mais ao centro. A intensidade do pico de corrente positiva está distribuída em apenas seis quadrículas (Figura 4.60), onde as no centro da região possuem os maiores valores. O Percentual de raios positivos (Figura 4.61) está distribuído em apenas seis quadrículas, sendo zero nas restantes na parte norte e atinge 100% numa quadrícula na parte sul.

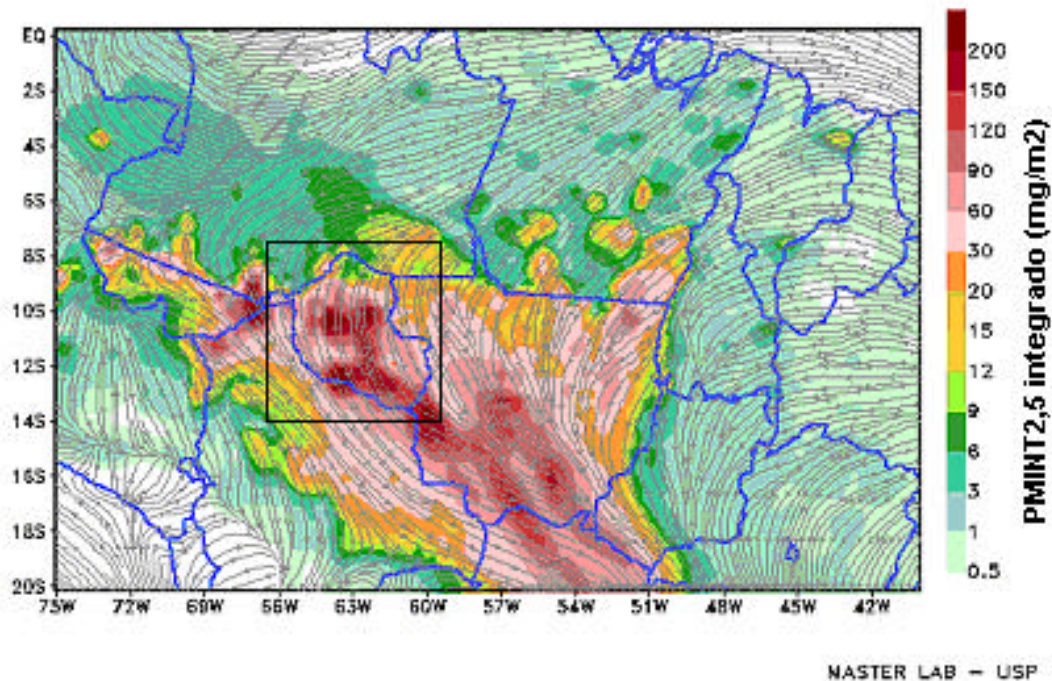


FIGURA 4.58 – Distribuição espacial do PMINT_{2,5} fornecido pelo modelo para o dia 06 de setembro de 2002 às 21:00 UTC.

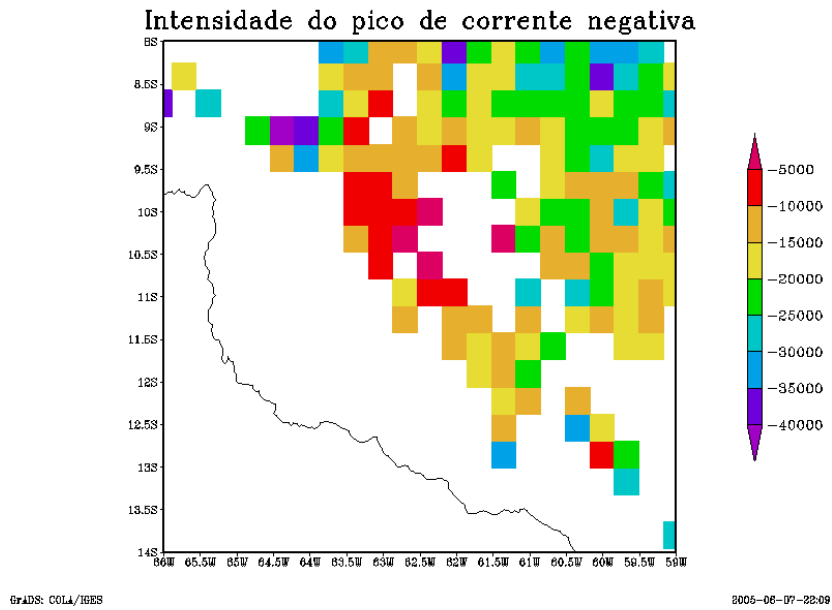


FIGURA 4.59 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.

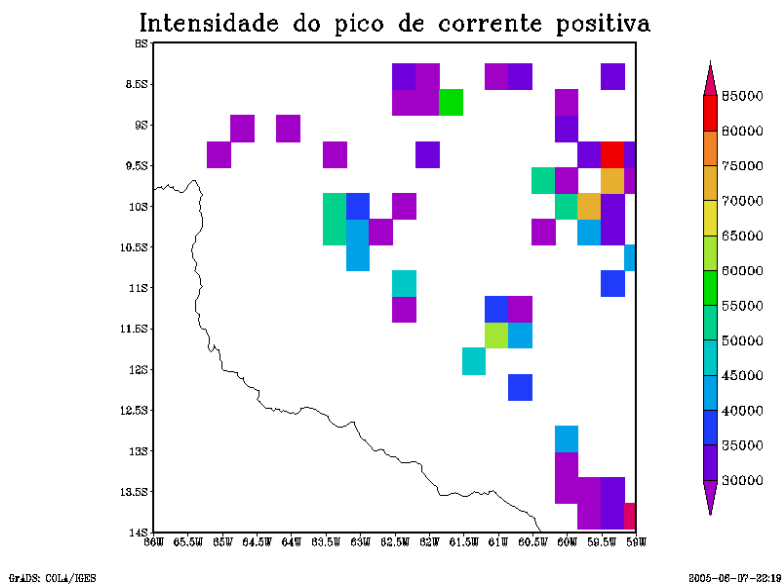


FIGURA 4.60 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.

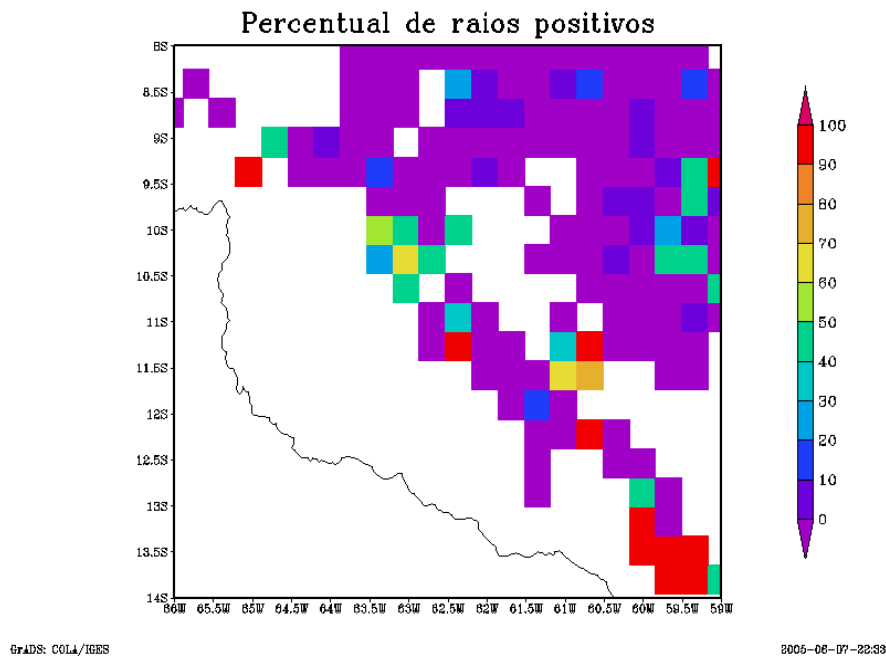


FIGURA 4.61 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 06/09/02.

No dia 14 de setembro, o PMINT2.5, para região de estudo, foi menor na parte norte e oeste e maior no centro da região (Figura 4.62). A intensidade do pico de corrente negativa (Figura 4.63) mostra que os maiores valores estão na parte oeste e próximos ao limite desta região na parte sul e os menores valores estão na região central. A intensidade do pico de corrente positiva (Figura 4.64) está distribuída em poucas quadrículas na região central, assim como, o percentual de raios positivos (Figura 4.65). As maiores intensidades do pico de corrente positiva coincidem com os maiores percentuais de raios positivos e menores intensidades do pico de corrente negativa.

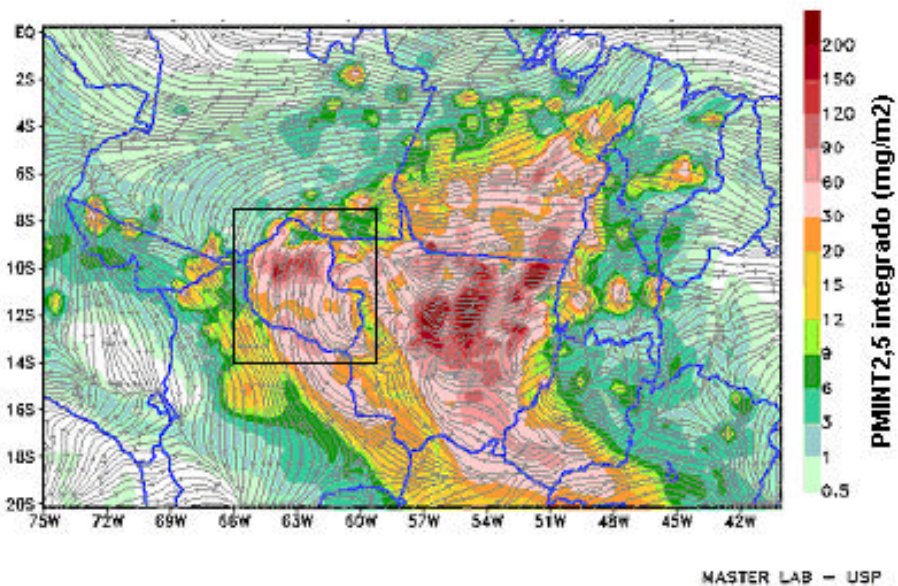


FIGURA 4.62 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 14 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.

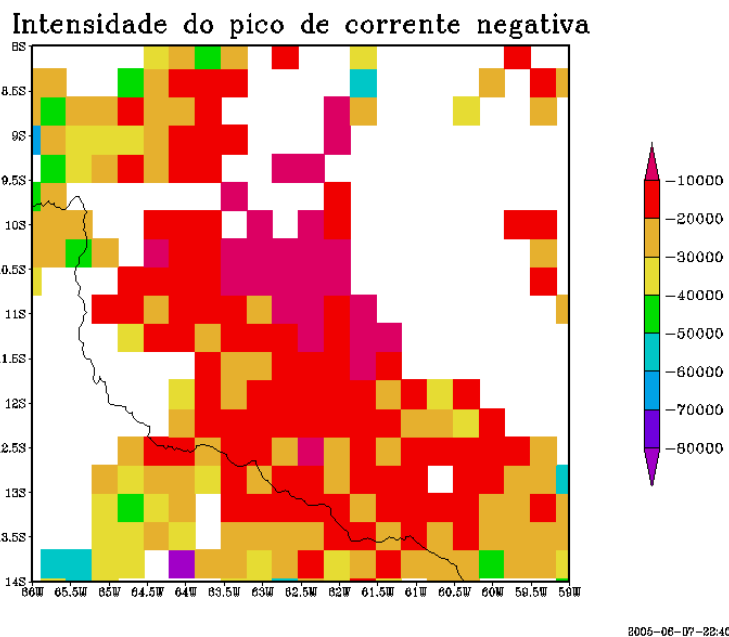
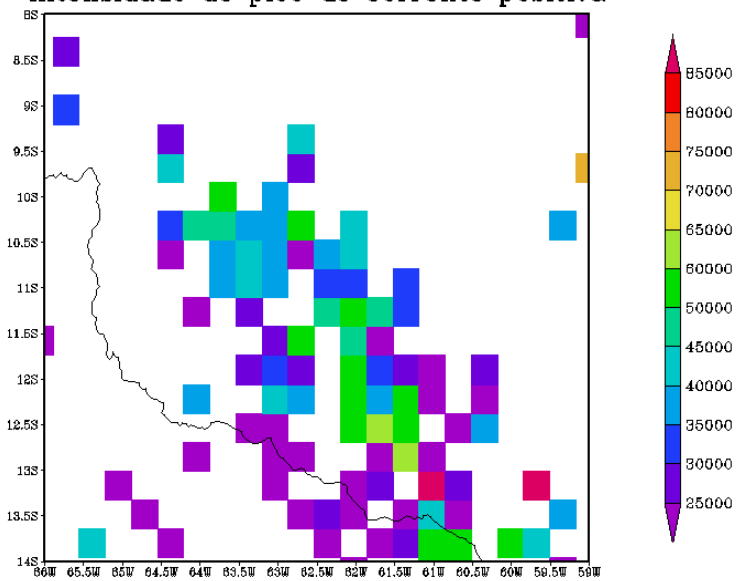


FIGURA 4.63 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.

Intensidade do pico de corrente positiva

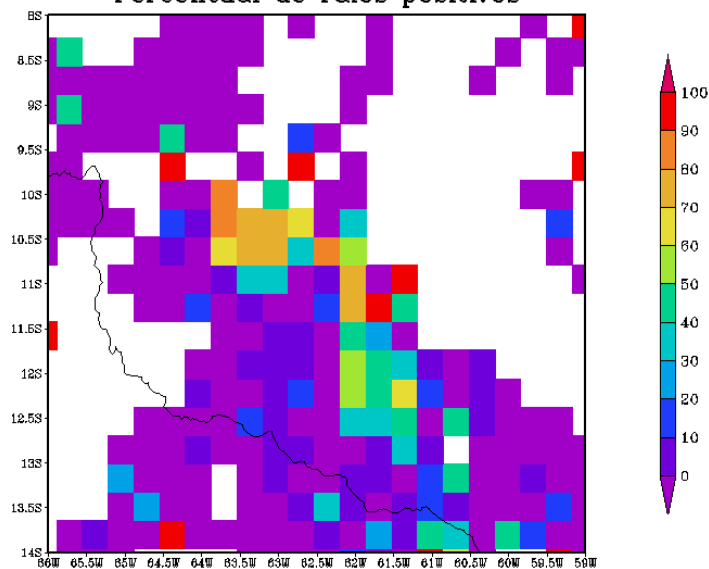


GRADS: COLA/IBES

2005-06-07-22:44

FIGURA 4.64 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.

Percentual de raios positivos



GRADS: COLA/IBES

2005-06-07-22:49

FIGURA 4.65 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 14/09/02.

No dia 22 de setembro, o PMINT_{2,5} para a região de estudo (Figura 4.66) variou entre moderado ao oeste e poluído no centro. Neste dia houve poucos raios positivos e bastantes raios negativos, com relação aos outros dias (Tabela 4.8). A intensidade do pico de corrente negativa (Figura 4.67) foi maior do que 30kA em poucas quadrículas e os menores valores são observados na parte central da região. A intensidade do pico de corrente positiva (Figura 4.68), apresentou grande variação nos valores obtidos; contudo, através do percentual de raios positivos (Figura 4.69), nota-se que eles foram distribuídos em poucas quadrículas.

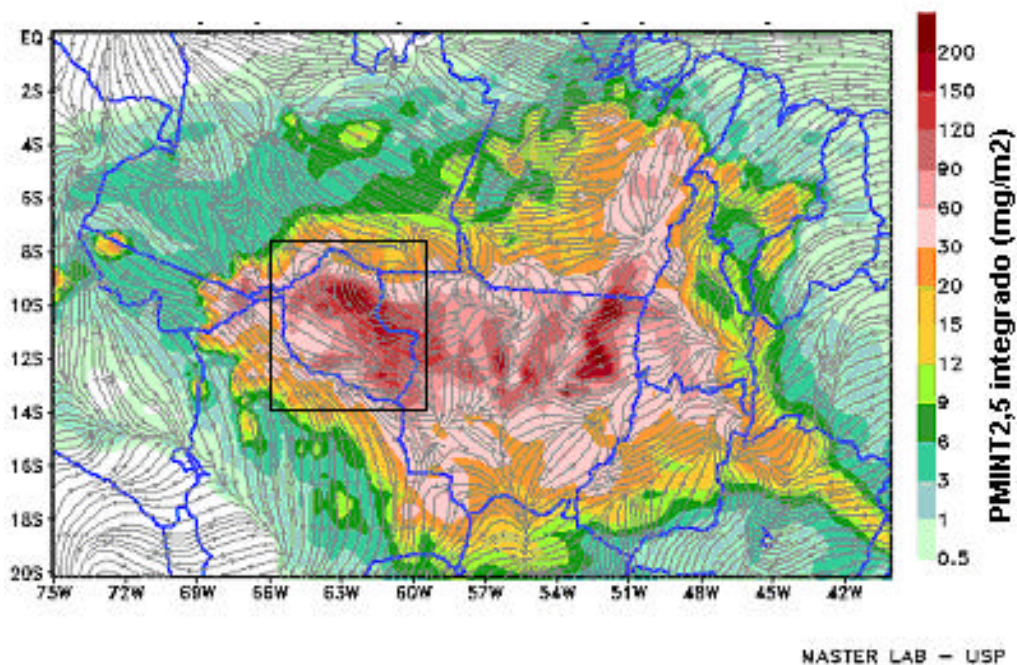


FIGURA 4.66 – Distribuição espacial do PMINT_{2,5} fornecido pelo modelo para o dia 22 de setembro de 2002 às 21:00 UTC.

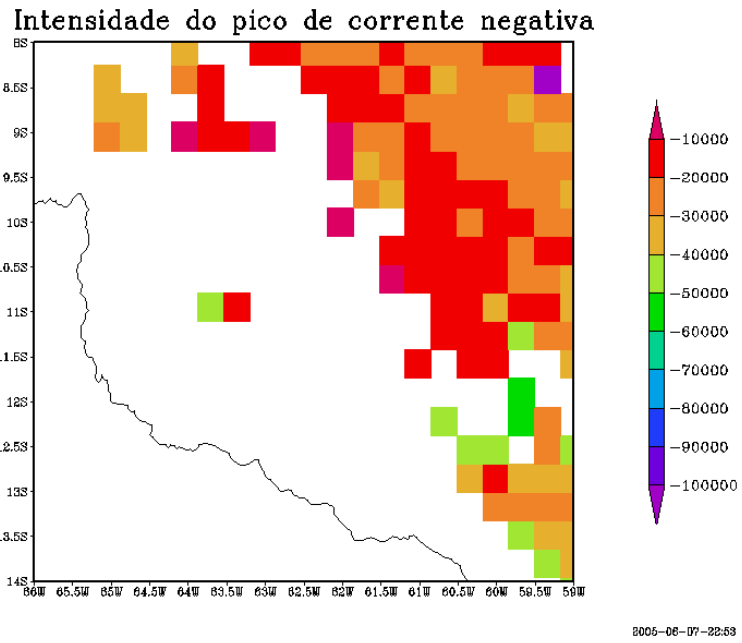


FIGURA 4.67 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.

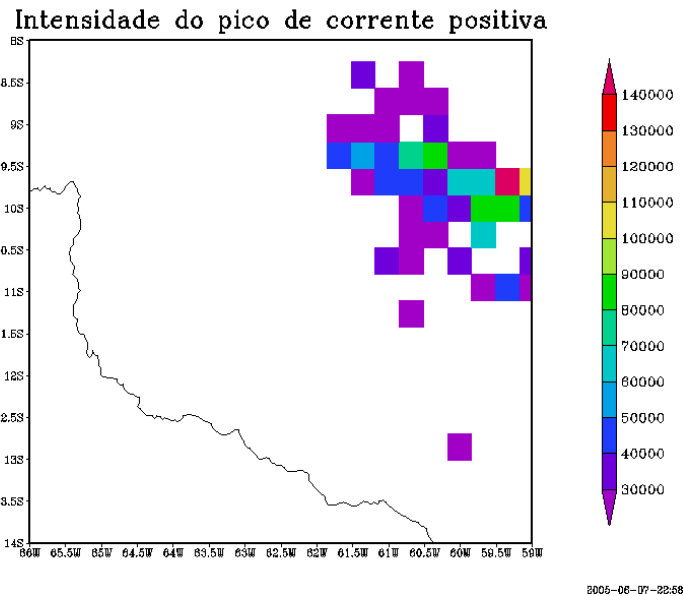
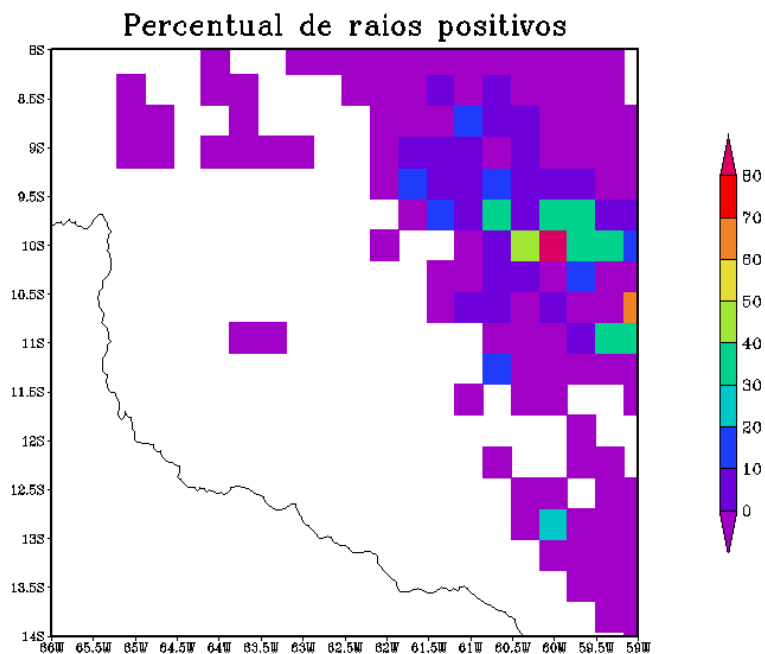


FIGURA 4.68 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.



GRADS: COLA/IGES

2005-06-07-23:01

FIGURA 4.69 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 22/09/02.

No dia 26 de setembro, o PMINT_{2,5} na região de estudo (Figura 4.70), variou de moderado nas partes oeste e norte a poluído na parte central e ao sul da região. Os raios ocorreram na parte norte da região. A distribuição da intensidade do pico de corrente negativa (Figura 4.71) mostra que os menores valores ocorrem nas quadrículas mais próximas ao centro da região. Neste dia, assim como no dia 22, houve poucos raios positivos (Tabela 5.8), com intensidade do pico de corrente positiva (Figura 4.72) e o percentual de raios positivos (Figura 4.73), distribuídos em poucas quadrículas.

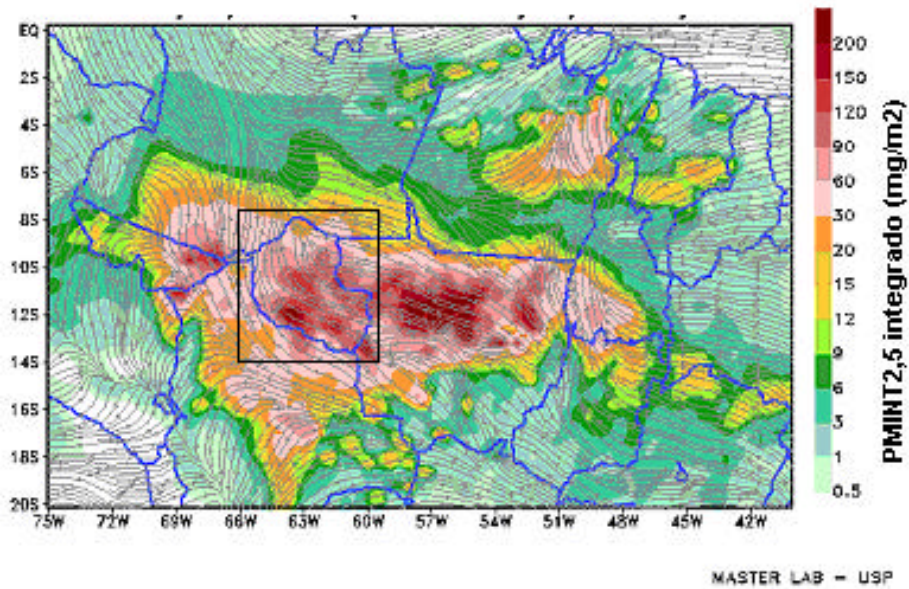


FIGURA 4.70 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 26 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.

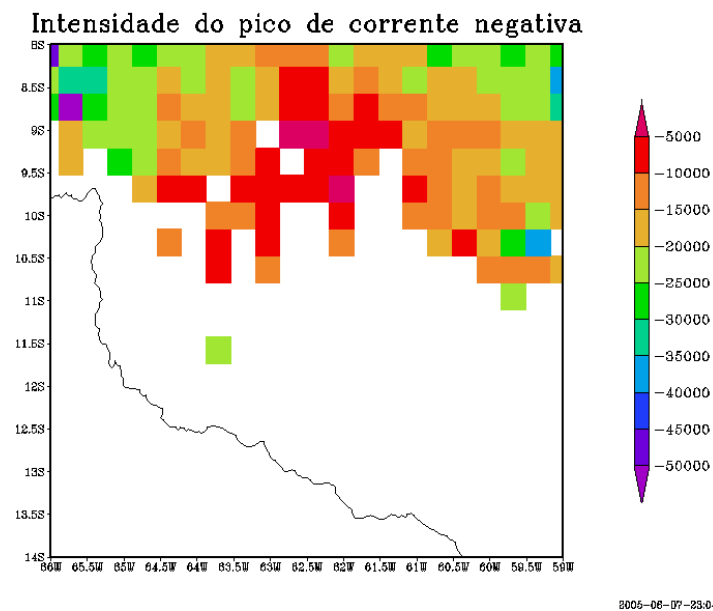


FIGURA 4.71 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.

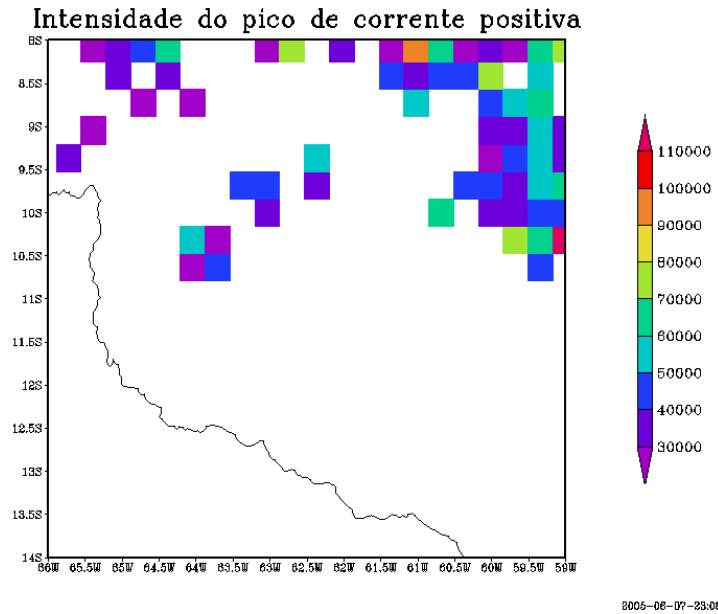


FIGURA 4.72 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.

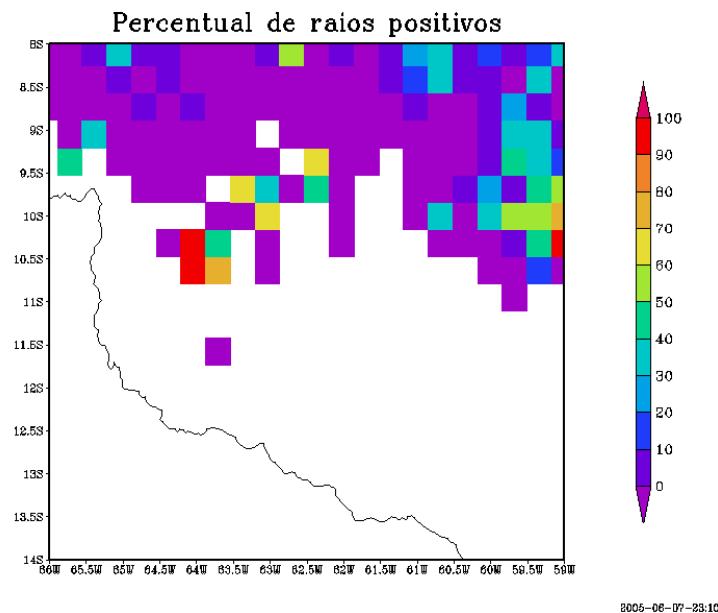


FIGURA 4.73 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 26/09/02.

No dia 28 de setembro, o PMINT2.5 (Figura 4.74) dentro da região de estudo variou de limpo na parte norte para poluído na parte sul. A intensidade do pico de corrente negativa (Figura 4.75) foi maior nas quadrículas localizadas a oeste da região. Os raios positivos ocorreram praticamente somente nas quadrículas poluídas, localizadas mais ao sul da região; isso pode ser visto através da intensidade do pico de corrente positiva (Figura 4.76) e do percentual de raios positivos (Figura 4.77).

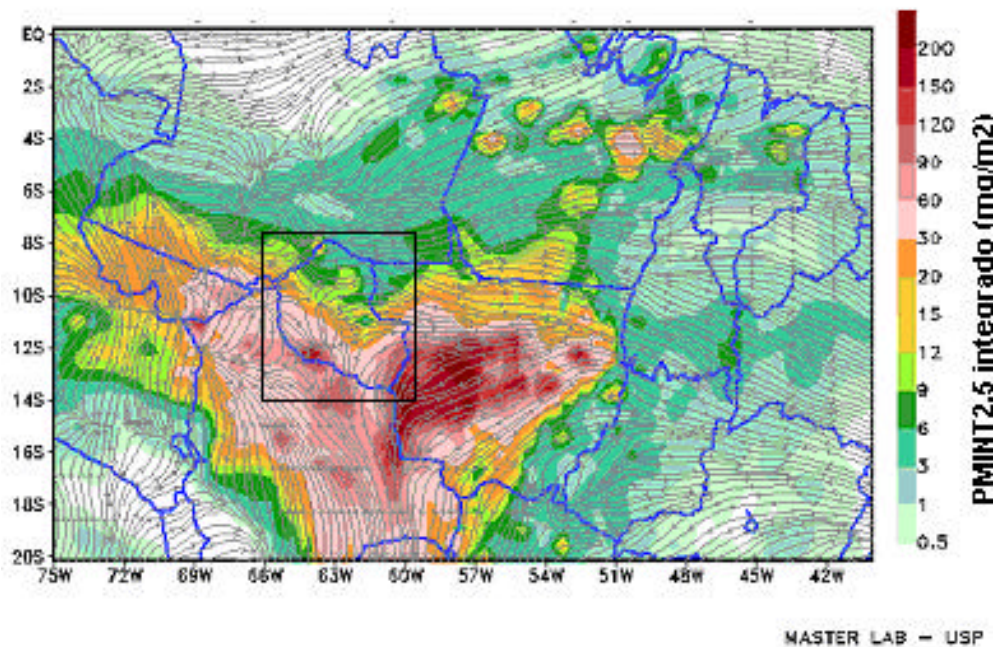
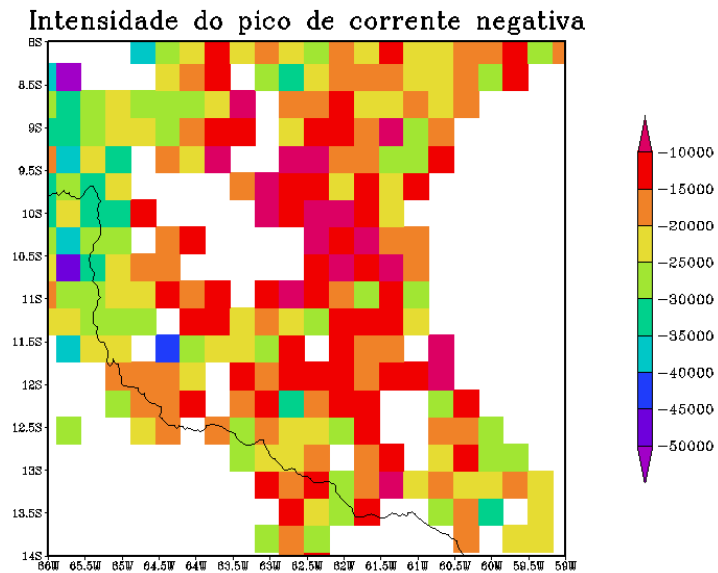


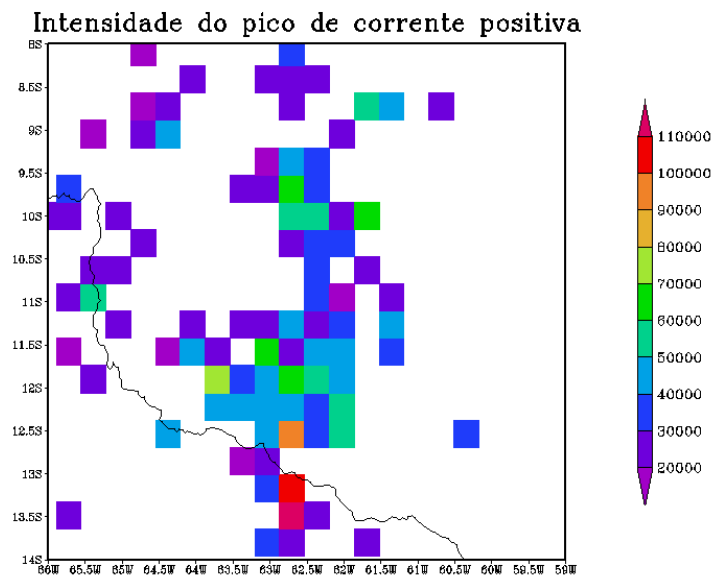
FIGURA 4.74 – Distribuição espacial do PMINT2,5 fornecido pelo modelo para o dia 28 de setembro de 2002 as 21:00 UTC.



GrADS: COLA/IBES

2005-06-07-23:13

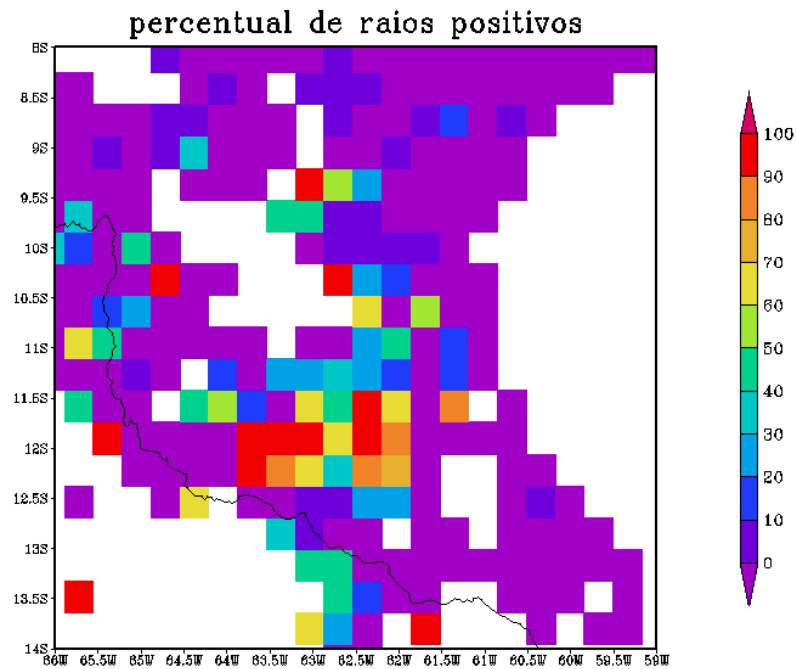
FIGURA 4.75 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente negativa para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.



GrADS: COLA/IBES

2005-06-07-23:16

FIGURA 4.76 – Distribuição espacial da média da intensidade do pico de corrente positiva para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.



GrADS: COL4/IGES 2005-08-08-11:59

FIGURA 4.77 – Distribuição espacial da média do percentual de raios positivos para as quadrículas, entre 18 e 24hs(UTC) para o dia 28/09/02.

4.7. – Altura da Base da Nuvem

A altura da base da nuvem tem sido considerada relevante para aumentar a velocidade e a largura das correntes ascendentes de ar (Lucas et al 1994). Bases de nuvem elevadas favorecerão fortes correntes ascendentes que provavelmente serão menos diluídas, transportando mais água para maiores altitudes e favorecendo a ocorrência de mais relâmpagos (Williams and Stanfill, 2002b).

A altura da base da nuvem é estabelecida quando o ar da superfície é levantado e esfriado até alcançar o ponto de saturação. Pode se calcular a altura da base da nuvem de forma aproximada pela seguinte expressão:

$$\text{Altura da base da nuvem} \approx \frac{T - T_d}{8} (\text{km})$$

T e T_d são, respectivamente, a temperatura e temperatura do ponto de orvalho.

Durante o LBA-SMOCC, foram realizadas sondagens atmosféricas na Fazenda Nossa Senhora - FNS ($10^\circ \text{ S } 62^\circ \text{ W}$), em Rondônia entre 12 de setembro e 03 de novembro de 2002. A partir destas sondagens foi possível calcular a altura da base da nuvem pela relação acima para dois horários: 12 hs (UTC) (Figura 4.78) e 18hs (UTC) (Figura 4.79), iniciando em 18 de setembro de 2002. Nota-se nessas Figuras que a altura da base da nuvem é maior às 18 UTC.

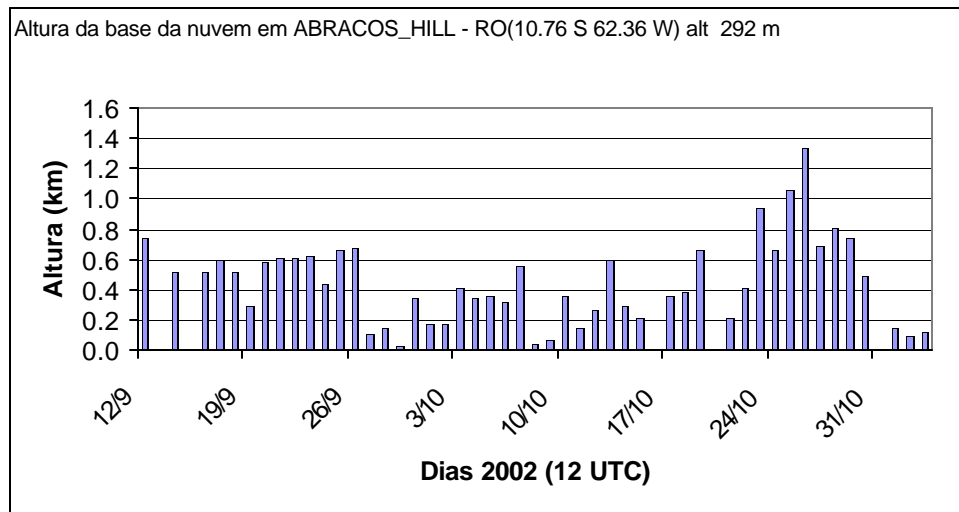


FIGURA 4.78 – Altura da base da nuvem em FNS – RO (12 UTC), entre 12 de setembro e 03 de novembro de 2002.

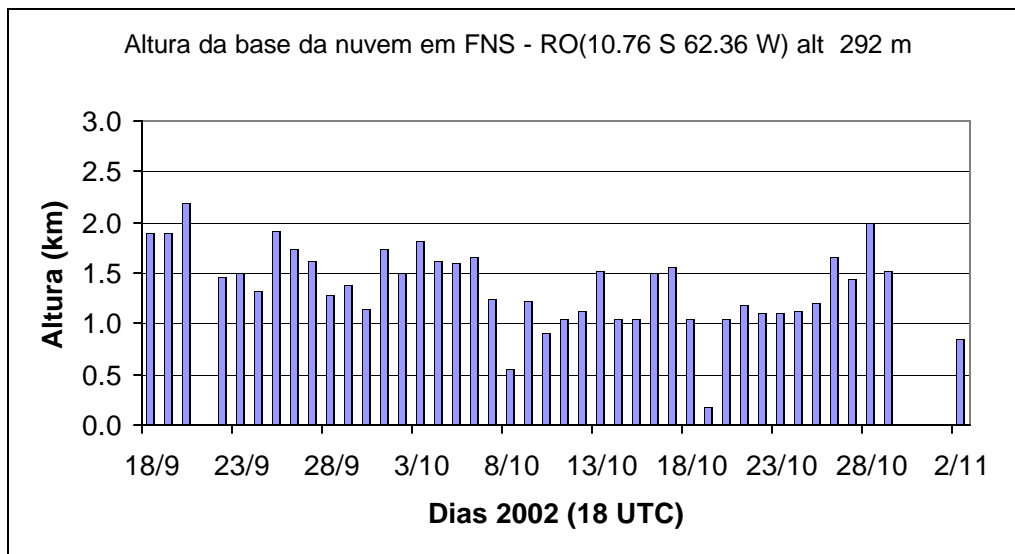


FIGURA 4.79 – Altura da base da nuvem em FNS – RO (18 UTC), entre 12 de setembro e 03 de novembro de 2002.

Considerando-se somente as quadrículas fornecidas pelo modelo para os dois horários 18hs e 21 hs (UTC), que estão mais próximos da sondagem realizada em FNS em 2002, foi possível comparar a altura da base da nuvem com o percentual de raios positivos, número de raios, PMINT2,5, e Intensidade do pico de corrente para ambas as polaridades, Figuras 4.80 e 4.81.

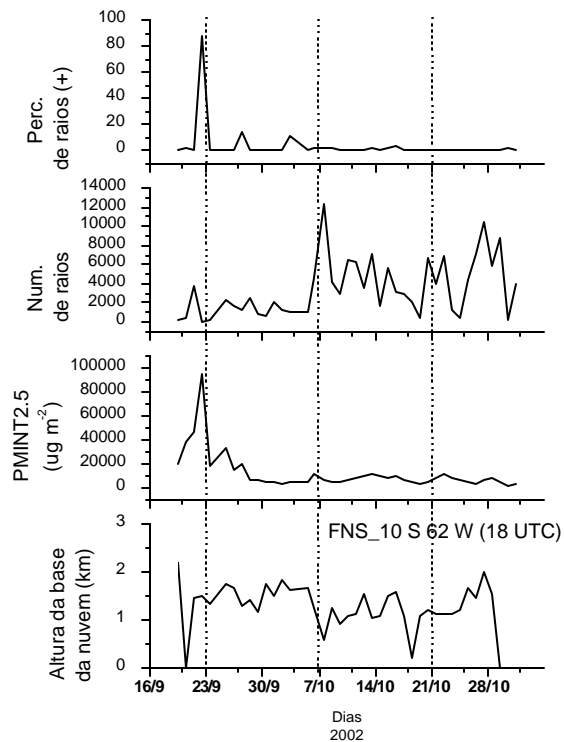


FIGURA 4.80 – Percentual de raios positivos, número de raios, PMINT2,5 fornecido pelo modelo (18-21hs UTC) e a altura da base da nuvem (18 UTC), entre 16 de setembro e 01 de novembro de 2002.

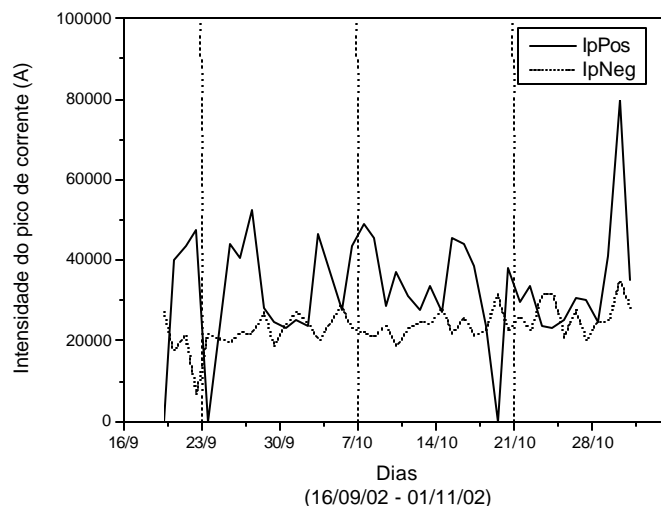


FIGURA 4.81 – Intensidade do pico de corrente para ambas polaridades, número de raios (18-21hs UTC), entre 16 de setembro e 01 de novembro de 2002.

Através das Figuras 4.80 e 4.81, nota-se que quando a altura da base da nuvem é bastante elevada, o número de raios diminui devido a diminuição da instabilidade condicional. Porém, aparentemente ela não teve influência sobre nenhum o percentual de raios ou sobre a intensidade do pico de corrente de ambas polaridades. Isso pode ter ocorrido pelo fato de ter havido somente uma sondagem na região (FNS). O dia com maior percentual de raios positivos e menor intensidade do pico de corrente negativa ocorreu no dia 23 de setembro, onde o PMINT2,5 foi maior.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO

As principais diferenças entre os períodos poluídos e limpos observadas neste trabalho foram que o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente positiva aumentaram com a concentração de aerossóis, enquanto que a intensidade do pico de corrente negativa diminuiu, o que também foi observado por (Lyons et al., 1998 e Murray et al., 2000).

No período poluído foram observados também altos percentuais de relâmpagos intra-nuvens. (William et al., 2002), documentaram também a ocorrência de altos percentuais de relâmpagos intra-nuvens para os dias 13 e 14 de outubro de 1999 em Rondônia, considerados poluídos. Pierce (1970); Prentice e Mackerras (1977) encontraram que quando são combinados os relâmpagos de todas as tempestades em cada região, a percentagem de IN decresce com o aumento da latitude. Prentice e Mackerras (1977) encontraram que o valor médio da percentagem variou de 85% entre 2°N e 19°N a 64% entre 52°N e 69°N. Pierce sugeriu que a percentagem fosse determinada por : $90 - 25 * \sin f_{lat}$; ele hipotetizou que a variação foi causada pela diminuição sistemática na altura média da isoterma de 0°C com o aumento da latitude. Essa diminuição foi assumida por causar uma diminuição correspondente na altura do centro de carga negativo, que então era esperado, para aumentar a proporção de NS (com uma diminuição correspondente na proporção de IN). Mackerras (1985) notou que a variabilidade na porcentagem de IN de tempestade para tempestade e entre locais que têm latitudes semelhantes não pode ser explicada, como tinha sido hipotetizado, através de variações na altura da isoterma de 0°C; tais variações tendem a ser relativamente pequenas para tempestades em uma determinada latitude ou local

durante a estação chuvosa. Por outro lado, Price e Rind (1993) sugeriram que as observações apóiam a hipótese que a porcentagem de IN aumenta com a profundidade da nuvem acima da isoterma de 0°C. Esta profundidade tende a aumentar com o decréscimo da latitude, mas também pode variar notadamente de tempestade para tempestade, e assim pode responder pelas variações diárias nas porcentagens de IN (MacGorman, 1998).

A descrição feita acima sobre as tempestades com altas porcentagens de intra-nuvem, revela que as tempestades que ocorreram nas janelas 1 e 2, tendem a ter em média um desenvolvimento maior acima da isoterma de 0°C.

Os maiores percentuais de raios positivos foram encontrados nas janelas 01 e 02, onde também foram encontradas os maiores valores da razão entre relâmpagos intra-nuvens e nuvem-solo Z (IN:NS). Boccippio et al., (2000) e Pinto et al., (2003), encontraram uma correlação entre Z e o percentual de raios positivos. Boccippio et al., (2000), mostrou que altos valores de Z só ocorreram em regiões com altos percentuais de raios positivos, embora a recíproca não seja verdadeira (Figura 5.1). Para tentar explicar a aparente correlação entre Z e ocorrência de raios positivos, eles recorreram as observações feitas por (Stolzenburg et al., 1998) em sondagens do campo elétrico no interior de nuvens realizadas em sistemas convectivos de mesoescala (MCS), supercélulas e em tempestades no Novo México. Estes autores não só identificam uma região de carga negativa principal elevada nas regiões de correntes ascendentes mas uma aparente elevação do mais baixo centro de carga positiva, sobre o modelo tradicional "tripolar" (Simpson e Scrase 1937; Williams 1989).

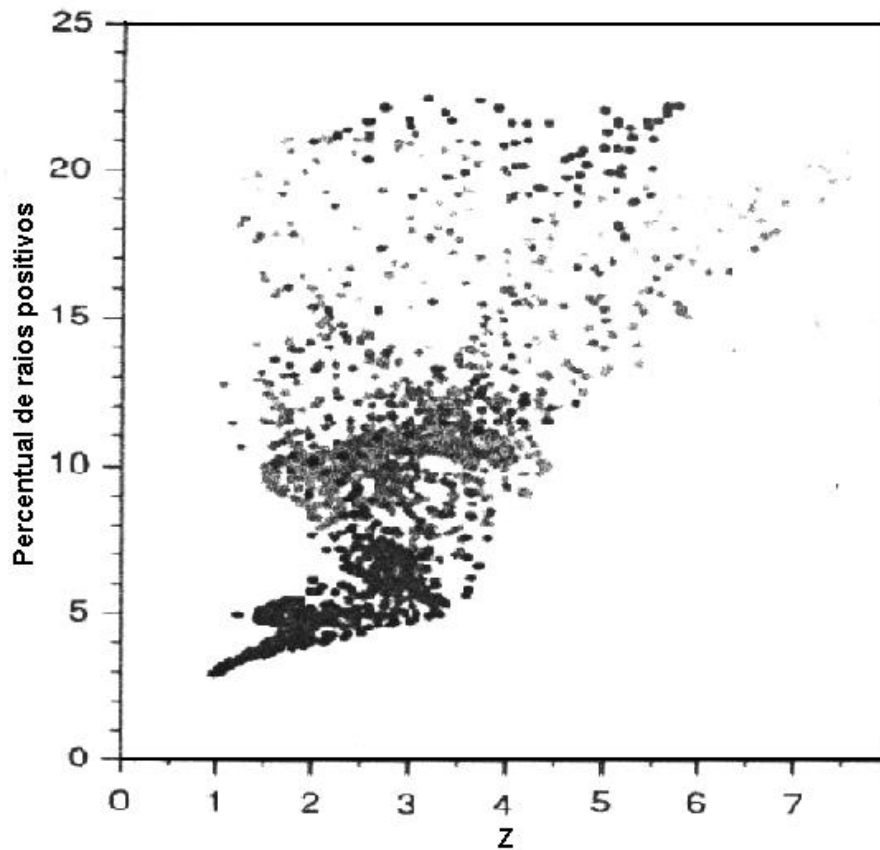


FIGURA 5.1 - Percentual de raios positivos em função de Z. Os valores foram obtidos na região central dos Estados Unidos (89° - 109° W, em todas as latitudes) entre maio de 1995 e abril de 1999.

FONTES: Boccippio et al (2000).

Na análise incluindo os dados do modelo de transporte e emissão de aerossóis, as quadrículas poluídas apresentaram percentuais de raios positivos (tabelas 4.3 a 4.8) altos em comparação com os valores das quadrículas limpas. As janelas poluídas (Figura 4.56) apresentaram os mais altos percentuais de raios positivos e de relâmpagos intra-nuvem, como também acompanhados de elevados pico de corrente positiva e de baixos pico de corrente negativa. Esse comportamento

sugere que as nuvens poluídas são modificadas devido as altas concentrações de aerossóis.

5.1 – Explicação sobre as Modificações nos Centros de Cargas de Nuvens Poluídas

Um dos impactos importantes das partículas de aerossol é sobre o balanço da radiação, através da absorção e espalhamento. O efeito principal é visto, esfriando a superfície e esquentando a camada limite, afetando fortemente a estabilidade atmosférica em baixos níveis. O aumento da estabilidade estática conduz a uma redução na turbulência e a um impacto negativo sobre a velocidade de ascensão na base da nuvem (Silva Dias, M.A.F., et al., 2004). Outro impacto importante é que as queimadas produzem grande concentração de partículas de aerossóis, e entre 80 e 100% dessas partículas atuam como núcleo de condensação (Rogers et al., 1991). O aumento da concentração de núcleo de condensação de nuvem (NCN) cria muitas gotículas pequenas de nuvens devido a competição pelo vapor, as quais são lentas para realizar a coalescência e precipitar. A ausência de gotas grandes é uma indicação de supressão de chuva na fase de desenvolvimento de cúmulo e uma eventual troca de chuva quente para chuva gerada pelos processos envolvendo gelo. O retardo na precipitação permite que a corrente ascendente de ar transporte água de nuvem para regiões mais altas e superesfriadas, onde ela pode libertar calor latente e se congelar. Essa água adicionada está disponível para produzir intensa precipitação de gelo, criando tempestades convectivas mais violentas (Andreae et al., 2004).

Williams (2004), sugeriu que os resultados obtidos por (Lyons et al., 1998), para altos percentuais de raios positivos, podem ser explicados pela inversão da estrutura de cargas das nuvens, que passa a apresentar um dipolo invertido com cargas negativas mais próximas do topo da nuvem e cargas positivas mais

próximas da base, ao invés da estrutura normalmente encontrada (Figura 2.6), positiva sobre a negativa. Ele sugeriu duas condições para as tempestades exibirem dipolos invertidos, em ambos os casos a altura da base da nuvem é maior do que a normalmente encontrada para que as correntes ascendentes sejam mais fortes. A primeira condição (Figura 5.2), é devido a presença dos aerossóis (Rosenfeld and Graham Feingeld, 2003) sobre a microfísica da nuvem, no qual o aerossol torna as gotas de nuvem pequenas, suprimindo a coalescência e garantindo uma maior transferência de água líquida para a região de fase mista da nuvem.

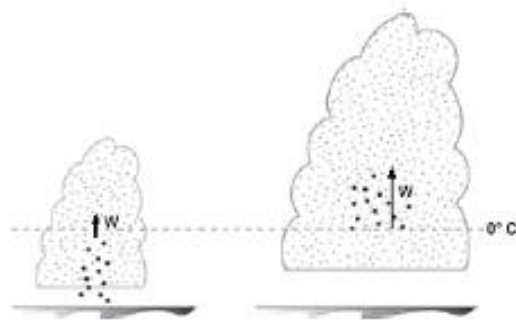


FIGURA 5.2 - Ilustração do efeito da altura da base nuvem sobre a depleção da água pela coalescência das gotas de nuvem.

FONTE: Williams (2004).

A segunda condição (Figura 5.3) é o efeito termodinâmico que é apresentado em função do ambiente seco e quente encontrado por (Smith et al., 2003) essa condição foi discutida inicialmente por (Williams and S. Stanfill 2002), onde tendo a nuvem uma base mais alta, a camada de ar instável abaixo, ao se elevar sofre menos diluição por mistura, e conseqüentemente um conteúdo de água de nuvem mais próximo do adiabático é elevado. Estas circunstâncias seriam capazes de permitir que mais água alcance a região de fase misturada, onde podem promover

a eletrização das partículas de gelo. Curiosamente, todas as simulações envolvendo eletrização das nuvens (Takahashi, 1978; Saunders et al., 1991; Pereyra et al., 2000) baseadas em mecanismos de colisões não-indutivos, mostram que o granizo torna-se carregado positivamente quando o conteúdo de água líquida aumenta, aumentando a carga positiva próxima a base da nuvem, como discutido em 2.2.4 (Williams et al., 1991) .

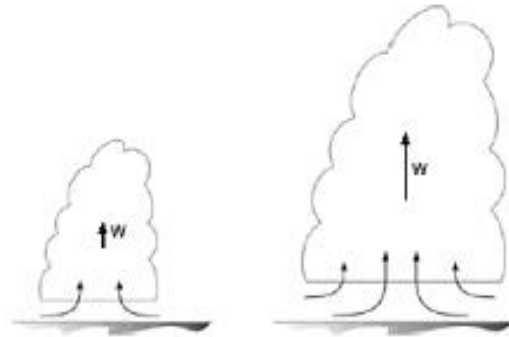


FIGURA 5.3 - Ilustração do efeito da altura da base da nuvem sobre a corrente ascendente de ar e o conteúdo de água da nuvem.

FONTE: Williams (2004).

As observações encontradas no presente trabalho sugerem que as nuvens embebidas por altas concentrações de partículas de aerossóis apresentam uma estrutura de cargas mais elevada do que a normalmente encontrada, devido ao aumento na razão (IN/NS), na intensidade do pico de corrente positiva e no percentual de raios positivos e uma diminuição da intensidade do pico de corrente negativa.

Stolzenburg et al., (1998), realizaram sondagens de campo elétrico em sistemas convectivos de mesoescala (SCM), supercélulas isoladas e em tempestades isoladas. Eles identificaram na região convectiva, com correntes ascendentes, quatro regiões com cargas, e na região com correntes descendentes, seis regiões com cargas. Em todas essas tempestades, a região com correntes ascendentes apresentou um aumento na altura desses centros em função da velocidade de ascensão. A Figura 5.4 mostra a estrutura de cargas na região convectiva de uma tempestade e o campo elétrico necessário para iniciar uma descarga, em função da altitude.

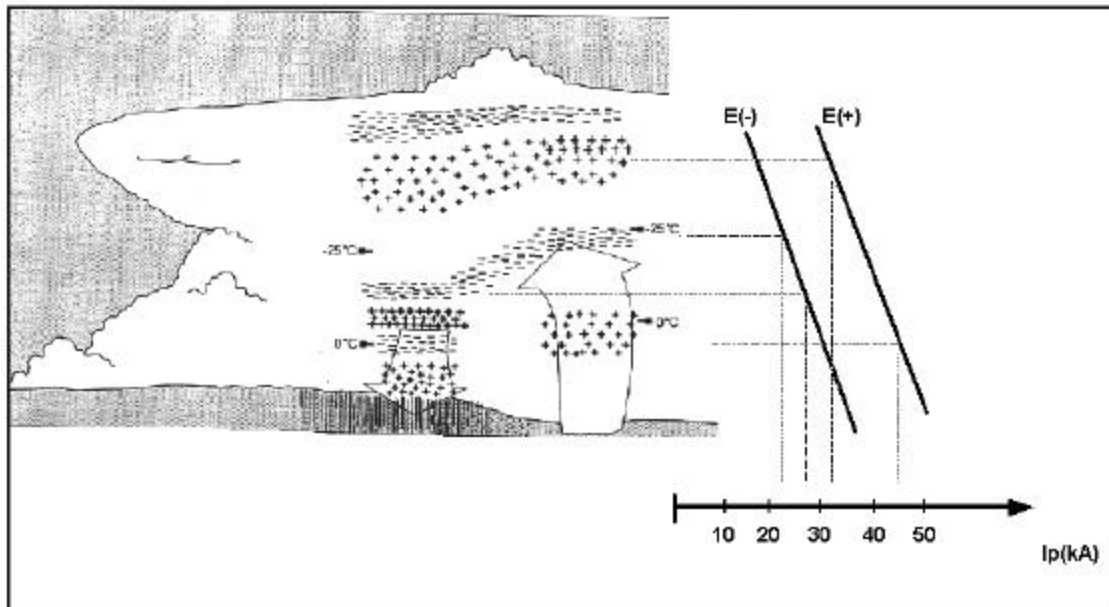


FIGURA 5.4 - Esquema da estrutura de carga na região convectiva de uma nuvem de tempestade e do campo elétrico necessário para iniciar uma descarga, em função da altitude, juntamente com os valores do pico de corrente correspondentes.

FONTE: Adaptada de Stolzenburg et al (1998).

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 como mostrado na Figura 5.4, para região com correntes ascendentes. 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. O favorecimento na ocorrência de relâmpagos intra-nuvens, pode levar a nuvem a apresentar uma estrutura de carga “dipolo invertido” como sugerido por Williams, 2004.

A alteração na intensidade do pico de corrente também é causada pela mudança na altura dos centros de cargas. A Figura 5.5, mostra a intensidade do campo elétrico de “breakeven”, para descargas positivas e negativas, com a altitude. Os relâmpagos ocorrem em tempestades quando o campo elétrico devido a separação de cargas acelera os elétrons em uma pequena região do ar, tornando-o condutor. Valores máximos de campo elétrico medido dentro de tempestades são menores que o necessário para romper a rigidez dielétrica do ar. Foram sugeridos vários mecanismos que poderiam permitir a iniciação de relâmpagos em campos elétricos menores que o necessário para a quebra da rigidez do ar. Rousset-Dupre et al., (1992) sugeriram que elétrons energéticos secundários podem levar ao início dos relâmpagos em campos elétricos menores que o necessário

para a quebra da rigidez dielétrica do ar. O limiar da intensidade do campo elétrico na presença de elétrons secundários enérgicos é chamado de "campo elétrico de breakeven", e diminui com altitude (Figura 5.5).

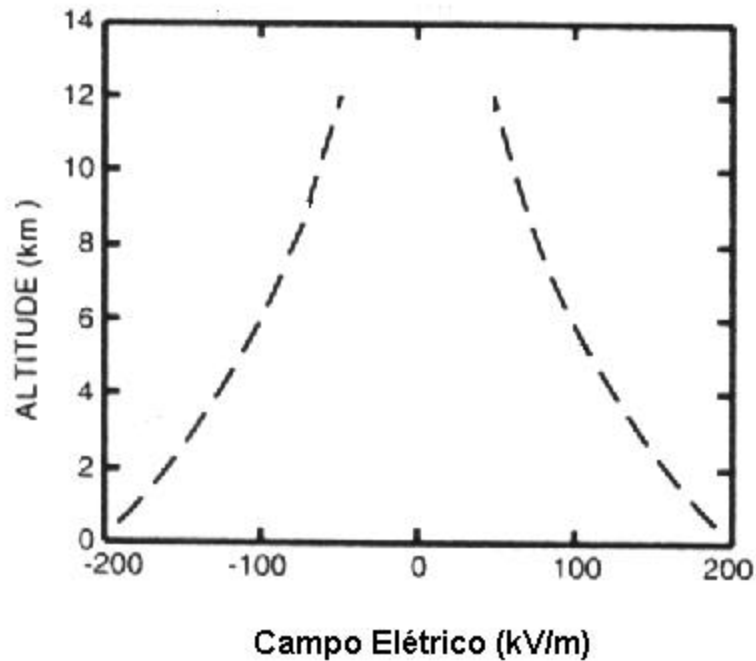


FIGURA 5.5 - Perfil do campo elétrico de "breakeven" com a altitude.

FONTE: Adaptada de Marshall et al (1995).

O valor do campo elétrico que inicia a descarga é acreditado ser diretamente proporcional à intensidade do pico de corrente desta descarga. Assim, o aumento da altura do centro de carga negativa, indicado na Figura 5.4, provocará uma diminuição da intensidade do pico de corrente negativa, enquanto que a intensidade do pico de corrente positiva sofrerá um acréscimo, pois os raios positivos para nuvens poluídas são originados no centro de carga positiva inferior, diferente das nuvens em ambiente limpos, onde ocorrem normalmente na parte estratiforme superior e no final das tempestades.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

Os dados de relâmpagos obtidos pela rede BLDN e pelo LIS foram analisados juntamente com o PMINT_{2,5} (material particulado integrado na coluna atmosférica com diâmetro menor que 2,5 μm), fornecido pelo modelo CATT-BRAMS. O período de estudo utilizado neste trabalho (1° de agosto de 2002 a 12 de fevereiro de 2003 e 1° de agosto a 25 de dezembro de 2003) permitiu analisar para uma mesma região os relâmpagos com diferentes níveis de poluição. Os dados de raios obtidos pela rede foram agrupados aos dados de concentração de aerossóis fornecidos pelo modelo. Para cada quadrícula (40 km x 40 km) e horário nos quais o modelo atribui um valor de PMINT_{2,5}, foram calculados o número de raios, o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente para ambas polaridades, em intervalos de três horas centrado nos horários disponibilizados pelo modelo: 0;3;6;9;12;15;18;21 e 24hs (UTC). As quadrículas contendo PMINT_{2,5} distintos, foram classificadas em três grupos: Poluídas (PMINT_{2,5}>30000 $\mu\text{g m}^{-2}$); moderadas (9000<PMINT_{2,5}<30000 $\mu\text{g m}^{-2}$) e limpas (PMINT_{2,5}<9000 $\mu\text{g m}^{-2}$). Os valores dos parâmetros dos raios encontrados nas quadrículas poluídas foram comparados com os valores encontrados nas quadrículas moderadas e limpas. Os resultados dessas comparações foram apresentados em tabelas para cada janela e para os dias escolhidos como estudo de casos e em uma figura representando os valores médios de cada janela.

A distribuição diária da percentagem dos relâmpagos intra-nuvens apresentadas nas figuras 4.5 e 4.6, mostrou que para as janelas 01 e 02 praticamente não houve dias com valores menores do que 70%, indicando para essas janelas uma maior altura nos centros de carga, o que favoreceu um aumento neste tipo de relâmpago.

A distribuição dos focos de calor, da espessura óptica dos aerossóis e do PMINT_{2,5} fornecido pelo modelo, mostraram que as concentrações dos aerossóis diminuem da janela 01 para a janela 04.

As médias das taxas de relâmpagos obtidas pelo LIS para as janelas não apresentaram variações significativas entre as janelas 01, 02 e 03, evidenciando não haver sistemas diferentes, em diferentes janelas. A menor média foi vista na janela 04, indicando que nesta, as tempestades foram pouco ativas, o que também foi notado através do número de raios.

A média diária da intensidade do pico de corrente negativa mostrou claramente um aumento ao longo do período analisado. Nas janelas 01 e 02 praticamente não houve dias com intensidades de picos de correntes maiores do que 30kA. Esse aumento da intensidade do pico de corrente negativa encontrada deve estar associado à altura do centro de carga negativa, que possivelmente apresenta uma diminuição ao longo deste período, como apresentado através do percentual de intra-nuvem.

A intensidade média diária do pico de corrente positiva não apresentou uma variação clara ao longo do período, no entanto, a média obtida para cada janela mostra que seu valor diminui da janela 01 para a janela 04 (tabela 4.2).

O percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente para ambas polaridades, apresentaram diferenças em função do aumento do PMINT_{2,5} (Figura 4.56).

O percentual de raios positivos foi o parâmetro que apresentou a maior diferença entre os valores obtidos para as quadrículas poluídas e limpas. O percentual obtido para as janelas 02 e 03 de 2002, limpas, foram de 1,25% e 1,0%, respectivamente. Enquanto que para as janelas 01 e 02 de 2003, poluídas, o percentual aumentou para 8,08% e 5,49%, respectivamente (Figura 4.56).

A intensidade do pico de corrente dos raios positivos aumentou em função do aumento do PMINT_{2,5}. Os valores médios das quadrículas poluídas para cada janela foram em todos os casos maiores que 46 kA, enquanto que os valores médios das quadrículas limpas para cada janela foram menores que 37 kA .

A intensidade do pico de corrente dos raios negativos diminuiu em função do aumento do PMINT_{2,5}. A diferença entre os valores obtidos para as quadrículas poluídas e as quadrículas limpas não apresentou uma variação tão grande quanto à observada no percentual de raios positivos e na intensidade do pico de corrente positiva; as médias obtidas para as janelas limpas foram de 23 kA e 25 kA e para as janelas poluídas foi de 20 kA (Figura 4.56).

Estas observações podem ser explicadas considerando-se que há uma alteração na altura dos centros de cargas das nuvens ao longo das quatro janelas. As nuvens poluídas 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 corrente 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.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Andreae, M.O.; Crutzen, P.J. Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. **Science**, v. 276, p. 1052-1058, 1997.

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.

Andreae, M. O. Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate, in Global Biomass Burning: Atmospheric. In: Levine, J.S. (ed.). **Climatic and Biospheric Implications**. Cambridge: MIT Press, 1991. p.3-21.

Artaxo, P.; Maenhaut, W.; Storms, H.; Van Grieken, R. Aerosol characteristics and sources for the Amazon Basin during the wet season. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, D10, p.16971-16985, 1990.

Artaxo, P.; Fernandes, E.T.; Martins, J.V.; Yamasoe, M.A.; Hobbs, P.V.; Maenhaut, W.; Longo, K.M.; Castanho, A. Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.103, D24, p. 31837-31847, 1998.

Artaxo, P.; Martins, J.V.; Yamasoe, M.A.; Procópio, A.S.; Pauliquevis, T.M.; Andreae, M.O.; Guyon, P.; Gatti, L.V.; Cordova Leal, A.M. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, V. 107, D20, p. 49.1-49.14, 2002.

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.

Blaskelle, R. J.; Bailey, J. C.; Koshak, W. J. Pinto Jr., O. The Rondonia lightning detection network: network description, data analysis, science objectives, and first results. In: Fall Meeting, Dec. 1999, San Francisco. **Proceedings...** San Francisco: AGU, 1999.

Boccippio, D.; Cummins, K.; Christian, H.; Goodman, S. Combined satellite- and surface based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States. **Monthly Weather Review**, v.129, p. 108-122, 2000.

Boccippio, D.J.; Koshak, W.J.; Blakeslee, R.J. Performance assessment of the optical transient detector and lightning imaging sensor. Part I: predicted diurnal variability. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.19, p. 1318–1332, 2002.

Church, C.R. **The electrification of hail**. 1966. 581p. Tese (Doutorado em Física) - Universidade de Durham, Durham, England, 1966.

Coutinho, L.M. O cerrado e a ecologia do fogo. **Ciência Hoje**, v.12, n.68, p.22-30, 1990.

Coutinho, L.M.; Miranda, H.S.; Moraes, H.C. O bioma do cerrado e o fogo. **Revista do Instituto de Estudos Avançados da USP**, p.1-51, 2002.

Crutzen, P. J.; Andreae, M. O. Biomass burning in the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. **Science**, v.250, p.1669-1678, 1990.

Cummins, K. L.; Murphy, M. J.; Bardo, E. A.; Hiscox, W. L.; Pyle, R. B.; Pifer, A. E. A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. **Journal Geophysical Research**, v.103, D8, p. 9035-9044, 1998.

Dias, I.F.O.; Miranda, A.C.; Miranda, H.S. Efeitos de queimadas no microclima de solos de campos de cerrado - DF/Brasil. In: Miranda, H.S.; Saito, C.H.; Dias, B.F.S. (eds.). **Impactos de queimadas em áreas de cerrado e restinga**. Brasília: Universidade de Brasília, 1996. p;11-19

Echalar, F.; Artaxo, P.; Martins, J.V.; Yamasoe, M.; Gerab, F. Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon basin: Source identification and apportionment. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31849-31864, 1998.

Freitas, S. R. **Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases traços e aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical da América do sul**. 1999. 185p. Tese (Doutorado em Física Aplicada) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

Freitas, S. R. Modelagem numérica do transporte e de processos atmosféricos de queimadas na América do Sul. **Relatório científico Fapesp**. São Paulo, set. 2002. (Fapesp- Processo N. 01/07874-9).

Freitas, S.; Longo, K.; Silva Dias, M.; Silva Dias, S.; Chatfield, R.; Prins, E.; Artaxo, P.; Grell, G.; Recuero, F. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, p. 135 – 167, 2005a.

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, 2005b.

Grenet G. Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orages. **Annales Geophysicae**, v.3, p.306-307, 1947.

Hinds, W. C. **Aerosol technology**: properties, behavior, and measurement of airborne particles. New York: John Wiley & Sons, 1982. p.465.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Descrição do modelo de transporte de poluentes**. Disponível em : <
<http://www.cptec.inpe.br/meioambiente> >: Acesso em: 10 maio 2005.

Iribarne, J. V.; Cho, H. R. **Atmospheric physics**. London: D. Reidel Publishing, 1980. 212p.

Jayarathne E. R.; Saunders, C. P. R.; Hallet, J. 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.

Kaufman, Y. J. et al. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v.419, p. 215- 223. 2002.

Kaufman, Y. J. Remote sensing of the direct and indirect aerosol forcing: A review for the Dahlem Conference, Berlin. In: _____. **Aerosol forcing of climate.**

England: Charlson & Heintzenberg, 1994. p. 297-334.

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.

Latham, J.; Mason, B. J. Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field. **Proceedings of the Royal society A**, v. 266, p. 387-401, 1962.

Latham, J.; Stow, C. D. The influence of impact velocity and ice specimen geometry on the charge transfer associated with temperature gradients in ice. **The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 91, p. 462-470, 1965.

Latham, D. Lightning flashes from a prescribed fire-induced cloud. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 17151-17157, 1991.

Longo, K. M.; Thompson, A.M.; Kirchoff, V.W.J.H.; Remer, L.A.; Freitas, S.R.; Silva Dias, M.A.F.; Artaxo, P.; Hart, W.; Spinhirne, J.D.; Yamasoe, M.A. Correlation between smoke and tropospheric ozone concentration in Cuiabá during SCAR-B. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 12113-12129, 1999.

Longo, K.; Freitas, S.; Silva Dias, M.; Chatfield, R.; Silva Dias, P. Numerical modelling of the biomass burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. In: International Global Atmospheric Chemistry Conference, 8., Christchurch, Nova Zelândia. 2004. **Proceedings...** 2004.

Lucas, C.; Zipser, E.; Lemone, M. Vertical velocity in oceanic convection off tropical Australia. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 3183-3193, 1994.

Lyons, W.A.; Nelson, T.E.; Williams, E.R.; Cramer, J.; Turner, T. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke. **Science**, v.282, p. 77-81, 1998.

Mason, B. J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceedings of the Royal society A**, v. 415, p. 303-315, 1988.

MacGorman, D. R.; Rust, D. **The electrical nature of storms**. New York: Oxford University Press, 1998. 422p.

Mackerras, D. Automatic short-range measurement of the cloud flash to ground flash ratio in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 6195-6201, 1985.

Morales, C. **Sistemas convectivos**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2005. (Comunicação pessoal).

Murray, N.; Orville, R.; Huffines, G. Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 2597-2600, 2000.

Naccarato, K. **Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do sistema de localização de tempestades**. 2001. 160p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Espacial de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). **Links to archived BLDN/ALDF imagery** Disponível em : < <http://branch.nsstc.nasa.gov/> > : Acesso em: 8 abr. 2005.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). **Thunderstorms are affected by pollution.** maio 2002. Disponível em : < <http://eospsoc.gsfc.nasa.gov/newsroom/viewStory.php?id=264> > : Acesso em: 12 maio 2005.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). **What are aerosols?.** Disponível em : < <http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols/> > : Acesso em: 10 jun. 2005.

Pereira, M. **Detecção, monitoramento e análises de alguns impactos ambientais de queimadas na Amazônia usando dados de avião e dos Satélites NOAA e LANDSAT.** 1988. 120p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1988.

Pereyra, R.G.; Avila, E.E.; Castellano, N.E. A laboratory study of graupel charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 20803-20812, 2000.

Pierce, E. T. Latitudinal variation of lightning parameters. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 194-195, 1970.

Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. **Relâmpagos.** São Paulo: Brasiliense, 1996. 105p.

Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. 185p.

Pinto, O., Jr.; Pinto, I.R.C.A.; De Faria, H.H. A comparative analysis of lightning data from lightning networks and LIS sensor in the North and Southeast of Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 1073-1075, 2003.

Pivetta, M. Sombras sobre a floresta. **Revista Pesquisa Fapesp**, v. 86, p. 31-35, 2003.

Prentice, S. A.; Mackerras, D. The ratio of cloud-to-ground lightning flashes in thunderstorms. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, p. 545-549, 1977.

Price, C.; Rind, D. What determines the cloud-to-ground lightning fraction in thunderstorms? **Geophysical Research Letters**, v.20, p. 463-466, 1993.

Prins, E. M.; Feltz, J.M.; Menzel, W.P.; Ward, D.E. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.D24, p.31821-31835, 1998.

Ramanathan, V.; Crutzen, P.J.; Kiehl, T.K.; Rosenfeld, D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science**, v.294, p.2119-2124, 2001.

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

Rogers, C. F. et al. Cloud condensation nuclei from biomass burning. In: Levine, J.S (ed.). **Global biomass burning**. [S.l]: MIT Press, 1991. p. 431-438.

Rosenfeld, D.; Graham, F. Explanation of discrepancies among satellite observations of aerosol indirect effects. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n.14, p. 9.1- 9.3, 2003.

Rosenfeld, D.; Woodley, W.L. Convective clouds with sustained highly supercooled liquid water down to -37.5°C . **Nature**, v. 405, p. 440-442, 2000.

Rosenfeld, D.; Woodley, W.L. Pollution and clouds. **Physics World**, p.33-37, Feb. 2001.

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.

Rust, W. D.; Marshall, T. C. On abandoning the thunderstorm tripole-charge paradigm. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.23499-23504, 1996.

Rutledge, S.A.; Williams, E.R.; Keenan, T.D. The Down Under Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE): overview and preliminary results. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.73, p. 3-16, 1992.

Saunders, C. P. R.; Keith, W. D.; Mitzewa, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 11007-11017,1991

Saunders, C.P.R. Thunderstorms electrification laboratory experiments and charging mechanisms. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n.D5, p.10.773-10.779, 1994.

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.

Seinfeld, J. H. **Atmospheric chemistry and physics of air pollution**. New York: John Wiley & Sons, 1986. 738p.

Seinfeld, J. H. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York: John Wiley & Sons, 1998. 1326p.

Simpson, G. C.; Robinson, G. D. The distribution of electricity in thunderclouds, II. **Proceedings of the Royal society A**, v.177, p. 281-329, 1941.

Simpson, G. C.; Scrase, F. J. The distribution of electricity in thunderclouds. I. **Proceedings of the Royal society A**, v.161, p. 309-352, 1937.

Smith, J.A.; Baker, M.B; Weinman, J.A. Do forest fires affect lightning? **The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.129, p. 2651-2670, 2003.

Solomon, R.; Baker, M.B. Lightning flash rate and type in convective storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 14041-14057, 1998.

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.

Takahashi, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.35, p.1536-1548, 1978.

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

Volland, H. **Handbook of atmospheric electrostatics**. London: CRC press, 1995. 528p.

Vonnegut, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. **Geophysical Research Papers**, v.42, p.169-181,1955

Vonnegut, B.; Latham, D.J.; Moore, C.B.; Hunyady, S.J. An explanation for anomalous lightning from forest fire clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.100, p.5037-5050, 1995.

Warneck, P. **Chemistry of the natural atmosphere**. 2.ed. San Diego: Academic Press, 1999. 927p.

Ward, D. E.; Susott, R.A.; Kauffman, J.B.; Babbit, R.E.; Cummings, D.L.; Dias, B.; Holben, B.N.; Kaufman, Y.J.; Rasmussen, R.A.; Setzer, A.W. Smoke and fire characteristics for cerrado and deforestation burns in Brazil: BASE-B experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n.D13, p. 14601-14619, 1992.

Williams, E. R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, p.48–65, Nov. 1988.

Williams, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p.13.151-13.167,1989.

Williams, E.R.; Zhang, R.; Rydock, J. Mixed phase microphysics and cloud electrification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2195-2203, 1991.

Williams, E.R. et al. Contrasting convective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research**, LBA Special Issue, v.107, n.D20, doi:10.1029/2001JD000380, 2002.

Williams, E.R.; Stanfill, S. The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. **Comptes Rendus—Physique**, v. 3, p. 1277-1292, 2002.

Williams, E.R. The role of elevated cloud base height in the inverted electrical polarity of severe storms. In: International Conference on Grounding and Earthing & International Conference on Lightning Physics and Effects, 2004, Belo Horizonte. **Proceedings...** Belo Horizonte : UFMG/INPE, 2004. p.1-3.

Wilson, C. T. R. Investigations on lightning discharges and on the electrical field of thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v.221, p. 73-115, 1920.

Wilson, C. T. R. Some thundercloud problems. **Journal of the Franklin Institute**, v.208, p. 1-12, 1929.

Yamasoe, M.A. **Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros**, 1999. 273p. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.