



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14083-TDI/1069

**ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS NA
REGIÃO SUDESTE DO BRASIL**

Kleber Pinheiro Naccarato

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

INPE
São José dos Campos
2006

551.594.21 (815)

Naccarato, K. P.

Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil / K. P. Naccarato. – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005.

362 p.; - (INPE-14083-TDI/1069)

1.Tempestades. 2.Relâmpagos. 3.Raios. 4.Ilhas de calor. 5.Áreas urbanas. 6.Poluição atmosférica. 7.Sensores remotos. 8.Deteccção de sinais. 9. Rede de deteccção.
I.Título.

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

Dr. Pílnio Carlos Alvalá


Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Delano Gobbi


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Earle Williams


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

Dr. Alexandre Piantini


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

Aluno (a): Kleber Pinheiro Naccarato

São José dos Campos, 25 de julho de 2005

*A meus pais,
pelas oportunidades, lições e apoio constantes!*

*A meu grande amor,
pela dedicação, presença e carinho eternos!*

AGRADECIMENTOS

Ao Mestre Maior que, a mais de 2000 anos atrás, nos ensinou a simplicidade e magnificência da Vida e à espiritualidade amiga que, constantemente, tem me lembrado e ajudado a pôr em prática todos aqueles ensinamentos.

A meus pais, pela oportunidade de Vida que me deram e pelas inúmeras portas que me abriram para que eu chegasse onde agora estou.

Aos meus vários irmãos e amigos, Breno, Perky, Caio Eduardo, Manuella, Zé Luiz, Rodrigo, Júlio César, Marina, Marcelo, Aurora, pelo apoio incondicional, pelas palavras de incentivo e pela paciência e compreensão durante todo esse trabalho; que a Luz Maior recaia sobre todos eles.

Aos amigos do Portal da Esperança, pela amizade e pela oportunidade de aprendizado e crescimento que sempre me ofereceram.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Osmar Pinto Jr. e Profa. Dra. Iara Regina C. A. Pinto, primeiramente pela amizade após tantos anos de convívio, e também por continuarem me orientando e me ensinando com profissionalismo, competência, experiência e segurança.

Aos membros da Banca Examinadora que, com competência e propriedade, trouxeram sugestões e opiniões que certamente enriqueceram este trabalho.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo suporte financeiro integral a este trabalho através do processo no. 01/04026-7.

Aos amigos do grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT), pelo apoio e compreensão ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

À Iara Mazzei, pela dedicação, carinho, atenção e boa vontade com que esteve presente nas etapas finais deste trabalho e sem a qual as dificuldades teriam sido maiores.

Ao Miguel Carretero, por tantas horas dedicadas na solução dos problemas que levaram aos sucessos alcançados.

À Eliane Kalil, da Divisão de Sensoriamento Remoto (SERE) do INPE, pela gentileza e agilidade na obtenção das imagens de satélite empregadas neste trabalho.

Ao arquiteto Flávio Fatigati, da Secretaria do Verde e Meio Ambiente do Município de São Paulo (SVMA), membro do projeto Atlas Ambiental do Município de São Paulo, por todo apoio, dedicação, paciência e competência no processamento das referidas imagens.

A Wolfgang Schulz, da ALDIS (rede de detecção austríaca), pelas importantes orientações e contribuições durante o desenvolvimento do modelo de eficiência de detecção da RINDAT.

À CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental), particularmente ao Sr. Jesuíno Romano, do Departamento de Qualidade Ambiental, pela autorização de acesso aos dados das estações automáticas, e a Masayuki Kuromoto, da ETQM, pelo pronto atendimento das solicitações e suporte técnico competente.

Aos amigos do Departamento de Assessoria e Tecnologia da Informação (API-T) de Furnas Centrais Elétricas, por todas as facilidades oferecidas na obtenção dos dados de raios da RINDAT. Um destaque especial para Simone Garcia, Carlos Henrique (Charlão) e Rodrigo Lucena, os quais estiveram mais diretamente envolvidos e trabalharam arduamente para viabilizar toda parte técnica.

Ao consórcio RINDAT (CEMIG, Furnas, SIMEPAR e INPE), pelo apoio e infra-estrutura oferecidos durante todo o desenvolvimento do trabalho.

Às equipes técnicas de Pesquisa & Desenvolvimento (P&D) da Enersul, Bandeirante Energia e CPFL (Companhia Paulista de Força e Luz) pela oportunidade de aprendizado e de pesquisa que muito contribuíram para a realização desse trabalho.

RESUMO

Estudos climatológicos de raios no Brasil não são recentes. Os primeiros trabalhos publicados datam da metade da década de 90. Entretanto, nessa época, não se contava com uma rede de detecção de raios abrangente no país, fazendo com que as análises ficassem restritas a regiões bem específicas. No início desta década, novos trabalhos foram publicados com dados de uma rede maior, cobrindo toda a região sudeste do Brasil. Entretanto, os períodos considerados não passavam de alguns poucos anos. Atualmente, com a RINDAT em operação (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas), a qual abrange seis estados do país (GO, MG, ES, SP, RJ, PR), foi possível realizar, pela primeira vez, um estudo climatológico dos raios na região sudeste do Brasil com base em seis anos de dados completos e contínuos (1999-2004). Entretanto, como a rede de detecção sofreu inúmeras alterações em sua configuração ao longo desse período (tanto pela adição de novos sensores quanto por falhas nos sensores existentes), foi necessário o desenvolvimento de um modelo de eficiência de detecção (MED) visando compensar essas variações na rede de sensores, as quais afetam diretamente a eficiência de detecção de toda a rede e, conseqüentemente, os dados de raios. Além disso, nos últimos anos, vários trabalhos na literatura têm mostrado que os grandes centros urbanos afetam o comportamento local dos raios. Assim, utilizando dados de poluição e parâmetros meteorológicos medidos pela rede de estações automáticas da CETESB na região metropolitana de SP (RMSP), fez-se um estudo mais detalhado de suas características atmosféricas, procurando levantar quais fatores (poluição ou termodinâmica) poderiam estar atuando mais efetivamente nas alterações observadas da atividade local de raios (aumento no número de raios e redução do percentual de positivos). Neste sentido, este trabalho trouxe três importantes contribuições para a pesquisa de relâmpagos no Brasil. A primeira foi o desenvolvimento de um MED para a RINDAT o qual mostrou possuir um grande potencial para se tornar, no futuro, um poderoso aliado dos estudos das características dos relâmpagos em regiões com cobertura deficiente da rede de detecção mediante a aplicação de fatores de correção aos dados. Entretanto, alguns aprimoramentos ainda são necessários para que o modelo possa minimizar o efeito de borda dos mapas de corrente de pico e para que seja capaz de corrigir os dados de multiplicidade. A segunda foi o estudo climatológico dos raios na região sudeste do Brasil, o qual apresentou a distribuição espacial da atividade de raios e sua possível relação com a topografia e com os sistemas meteorológicos. O efeito urbano sobre as grandes cidades também pode ser confirmado mediante o aumento da atividade local de raios, a redução do percentual de positivos e a redução da corrente de pico dos negativos. As análises temporais na região sudeste também mostraram características bastante particulares da atividade dos raios, entre elas as variações diurnas e sazonais da corrente de pico e da multiplicidade e diferenças no comportamento diurno, mensal e anual dos raios negativos e positivos. Por fim, o estudo da RMSP mostrou que a poluição atmosférica e a termodinâmica, quando consideradas em conjunto, parecem explicar melhor as observações que isoladamente. Com isso, propôs-se a Teoria do Efeito Urbano, a qual estabelece que a termodinâmica continua sendo o mecanismo básico pelo qual as nuvens se formam. Porém, para atmosferas urbanas, quando a poluição atmosférica atinge um determinado nível crítico, ela passa a modular a convecção através da alteração dos perfis de temperatura na camada limite.

LIGHTNING CHARACTERISTICS IN SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

The first climatological studies of cloud-to-ground (CG) lightning flashes characteristics in Brazil were published at the middle of 90'. However, at that time, the lightning detection network used to be composed by only a few sensors, which restricted the analyses to some specific regions. In the beginning of this decade, new studies were published using lightning data provided by a larger network, covering all the southeastern region of Brazil. However, the periods of data are constrained to only a few years. Currently, the establishment of the RINDAT (Integrated National Lightning Detection Network), which covers six states of the country (GO, MG, ES, SP, RJ, PR), makes possible to accomplish, for the first time, a climatological study of the CG lightning flashes characteristics over the southeastern region of Brazil based on a 6-year lightning dataset (1999-2004). However, as the network experienced several changes in its sensor configuration throughout this period, it was required the development of a detection efficiency model (DEM) that could be used to compensate the variations in the overall network detection efficiency, which directly affects the CG lightning data. Moreover, over the last years, several works in literature have reported that the urban areas affect the characteristics of the local CG lightning flashes. Thus, employing air pollution and meteorological data measured by CETESB automatic stations over the São Paulo metropolitan region (RMSP), a more detailed study of its atmospheric environment was performed as an effort to identify which factors (air pollution or thermodynamics) could be acting more effectively at the local CG lightning activity (by increasing the number of CG flashes, and decreasing the percentage of CG positives flashes and the negative peak current). Thereby, this work made three important contributions for the lightning research in Brazil. The first one was the development of a DEM for the RINDAT, which results revealed its potential to support, in the future, studies of the CG lightning flashes characteristics over regions with poor network coverage by correcting the lightning data. However, some new improvements are still necessary so that the DEM can better retrieve the actual distributions of the peak current and can also correct the multiplicity values. The second was the climatological study of the CG lightning flashes over the southeastern region of Brazil, which presented the geographical distribution of the CG lightning activity and its possible correlation with the topography and the meteorological systems. The urban effect over the large cities was also observed by the increase of the local CG lightning activity and the reduction of the percentage of CG positives flashes and the negative peak current. The temporal analyses have shown some particular characteristics of the CG lightning flashes, such as the diurnal and seasonal variation of the peak current and multiplicity, and differences in the diurnal, monthly and annual behavior of the negative and positive CG flashes. Finally, the urban effect analysis over the RMSP revealed that the air pollution and the thermodynamics together could better explain the observations as if they were considered separately. It was then proposed the Urban Effect Theory, which establishes that the thermodynamics remains the basic mechanism for thunderstorm generation. However, for urban environments, when the air pollution reaches a critical level, it starts to control the convection by changing the temperature profiles at the boundary layer.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	29
CAPÍTULO 2 – TERMODINÂMICA ATMOSFÉRICA	35
2.1 - Introdução	35
2.2 - A Teoria da Parcela	35
2.2.1 - Convecção Adiabática Não-Saturada	36
2.2.2 - Convecção Adiabática Saturada	37
2.2.3 - Instabilidade Condicional.....	41
2.2.4 - Influência do Formato da CAPE no Comportamento das Tempestades.....	43
2.2.5 - Tratamento da Precipitação na Teoria da Parcela.....	46
2.3 – Nucleação Heterogênea do Vapor D’água	47
CAPÍTULO 3 – PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE	53
3.1 - Introdução	53
3.2 – Processo de Eletrificação Convectivo.....	53
3.3 – Processo de Eletrificação de Partículas.....	55
3.3.1 - Processo Indutivo	55
3.3.2 - Processos Não-Indutivos de Eletrificação	58
3.3.2.1 - Interação dos Cristais/Grãos de Gelo.....	58
3.3.2.2 - Interação de Esferas/Grãos de Gelo.....	62
3.3.3 - Mecanismos de Transferência de Carga	63
3.3.3.1 - Taxas de Crescimento Relativo e Camada Líquida.....	63
3.3.3.2 - Eletrificação da Superfície de Gelo em Crescimento ou Evaporação.....	65
3.3.3.3 - Eletrificação por Potencial de Contato.....	66
3.3.3.4 - Cargas em Desarranjos Cristalinos.....	67
3.3.3.5 - Aplicação dos Mecanismos de Eletrificação de Partículas	68
3.4 - Os Resultados dos Últimos Anos	69
3.5 – Efeito dos Campos Elétricos das Tempestades	76

CAPÍTULO 4 – ASPECTOS FÍSICOS BÁSICOS DOS RELÂMPAGOS 77

4.1 – Visão Geral.....	77
4.2 – Estrutura Elétrica das Nuvens de Tempestade.....	78
4.3 - Relâmpagos.....	84
4.3.1 - Classificação dos Relâmpagos.....	85
4.3.2 - Aspectos Físicos Básicos.....	87
4.3.2.1 - Relâmpagos NS.....	87
4.3.2.2 - Relâmpagos IN.....	93

CAPÍTULO 5 – SISTEMA DE DETECÇÃO DE RELÂMPAGOS 95

5.1 - Introdução.....	95
5.2 – Técnicas de Detecção.....	96
5.3 – Componentes de um Sistema.....	100
5.3.1 - Central de Processamento APA2000.....	100
5.3.2 - Os Sensores.....	101
5.4 – Parâmetros Físicos dos Raios Fornecidos pelo Sistema.....	103
5.4.1 - Corrente de Pico da Descarga.....	103
5.4.2 - Multiplicidade.....	105
5.4.3 - Tempo de subida e Largura de Pulso.....	107
5.5 – Desempenho do Sistema.....	107
5.5.1 - Algoritmo de Localização e Erros Associados.....	108
5.5.2 - Precisão da Localização.....	109
5.5.2.1 - Exemplo de Aplicação da Elipse de Segurança: Análise de Eventos Isolados.....	113
5.5.3 - Eficiência de Detecção (ED).....	114
5.6 – Configuração e Operação da Central de Processamento.....	117
5.7 – Limitações do Sistema.....	121
5.8 – Rede de Detecção Brasileira (RINDAT).....	123
5.8.1 - Evolução Histórica.....	123
5.8.2 - Configuração dos Sensores e das Centrais.....	127
5.8.3 - Perspectivas Futuras.....	128

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES SOBRE AEROSSÓIS E ILHAS DE CALOR..... 131

6.1 – Aerossóis Atmosféricos.....	131
6.2 – Os Aerossóis Urbanos e a Poluição.....	133
6.2.1 - Visão Geral.....	133
6.2.2 - Interações Aerossol-Nuvem.....	137
6.3 – As Ilhas de Calor Urbanas.....	142

CAPÍTULO 7 – DESCRIÇÃO DOS DADOS E METODOLOGIA DE ANÁLISE 147

7.1 - Introdução	147
7.2 – Base de Dados de Raios	147
7.2.1 - Fonte dos Dados Brutos	147
7.2.2 - Reprocessamento dos Dados Brutos	149
7.2.2.1 - Extração das Informações dos Arquivos Raw Data.....	151
7.2.2.2 - Ordenação Cronológica dos Dados DFR Binários	151
7.2.2.3 - Recálculo das Soluções (Reprocessamento).....	151
7.2.2.4 - Manipulação dos Formatos de Dados das Soluções	152
7.2.2.5 - Geração de Dados de Relâmpagos.....	153
7.2.3 - Parâmetros do Reprocessamento	153
7.2.3.1 - Cenário de Configuração	153
7.2.3.2 - Re-calibração dos Ganhos dos Sensores LPATS.....	154
7.3 – Estudo das Características dos Raios	157
7.3.1 - Geo-referenciamento da Base de Dados	157
7.3.2 - Análise dos Dados	158
7.3.2.1 - AnalisadorDFE (Estatísticas dos Parâmetros dos Raios)	159
7.3.2.2 - HistogramasDFE (Histogramas dos Parâmetros)	159
7.3.2.3 - HistTemporaisDFE (Histogramas Temporais dos Parâmetros)	160
7.3.3 - Validação Estatística das Análises (Teste ANOVA).....	160
7.4 – Estudo do Efeito Urbano	161
7.4.1 - Imagens da Temperatura Aparente da Superfície.....	161
7.4.2 - Dados de Poluição Atmosférica	166
7.4.2.1 - Estações Automáticas da CETESB	166
7.4.2.2 - Estruturação dos Dados.....	167
7.4.3 - Parâmetros Termodinâmicos	170
7.4.4 - Regiões de Estudo.....	171

CAPÍTULO 8 – RESULTADOS E DISCUSSÕES – MODELO DE EFICIÊNCIA DE DETECÇÃO PARA A RINDAT 175

8.1 - Introdução	175
8.2 – Modelo Preliminar de Eficiência de Detecção Relativa	177
8.2.1 - Introdução	177
8.2.2 - Descrição do Modelo	177
8.2.3 - Correção dos Mapas de Densidade de Raios.....	182
8.3 - O Atual Modelo de Eficiência de Detecção Relativa	183
8.3.1 - Considerações Iniciais	183
8.3.2 - Curvas de EDRS	185
8.3.3 - Cálculo da ED da Rede.....	189
8.3.4 - Aplicação do MEDR para Correção do Número de Raios.....	197

8.3.4.1 - Número de Raios	197
8.3.4.2 - Corrente de Pico.....	199
8.3.4.3 - Multiplicidade	202

CAPÍTULO 9 – RESULTADOS E DISCUSSÕES – CLIMATOLOGIA DOS RELÂMPAGOS NO SUDESTE DO BRASIL205

9.1 - Introdução	205
9.2 – Características Geográficas dos Raios	206
9.2.1 - Densidade de Raios na Região Sudeste (Análise Global)	206
9.2.1.1 - Avaliação do MEDR	207
9.2.1.2 - Aspectos da Distribuição Geográfica dos Raios	210
9.2.2 - Densidade de Raios na Região Sudeste (Análise Anual).....	213
9.2.3 - Densidade de Raios no Estado de SP (Análise Global).....	223
9.2.4 - Densidade de Raios no Estado de SP (Análise Anual)	226
9.2.5 - Corrente de Pico Negativa.....	230
9.2.5.1 - Avaliação do MEDR	232
9.2.5.2 - Aspectos da Distribuição da Corrente de Pico Negativa.....	234
9.2.6 - Corrente de Pico Positiva.....	235
9.2.6.1 - Avaliação do MEDR	238
9.2.6.2 - Aspectos da Distribuição da Corrente de Pico Positiva	238
9.2.7 - Multiplicidade dos Raios com Polaridade Negativa.....	240
9.2.8 - Percentual de Positivos.....	243
9.2.8.1 - Avaliação do MEDR	245
9.2.8.2 - Aspectos da Distribuição do Percentual de Positivos.....	245
9.3 – Características Temporais dos Relâmpagos.....	248
9.3.1 - Número de Raios.....	248
9.3.2 - Corrente de Pico.....	253
9.3.3 - Multiplicidade dos Negativos	262
9.3.4 - Percentual de Positivos.....	266

CAPÍTULO 10 – RESULTADOS E DISCUSSÕES - O EFEITO URBANO SOBRE OS RAIOS271

10.1 - Introdução	271
10.2 – Resultados Iniciais	272
10.2.1 - Contexto	272
10.2.2 - O Primeiro Estudo no Brasil.....	274
10.2.3 - O Efeito Urbano sobre os relâmpagos.....	279
10.2.3.1 - Hipótese do Aerossol (Poluição Atmosférica).....	280
10.2.3.2 - Hipótese Termal (Ilhas de Calor Urbanas)	282
10.3 – Os Novos Estudos na RMSP.....	284
10.3.1 - Descrição	284

10.3.2 - Caracterização da Ilha de Calor Urbana	284
10.3.3 - Climatologia dos Raios, Poluição e Termodinâmica nos Centros Urbanos	291
10.3.4 - A variação Semanal dos Raios, Poluição e Termodinâmica	299
CAPÍTULO 11 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	309
11.1 – Modelo de Eficiência de Detecção Relativa (MEDR)	309
11.2 – Características dos Raios na Região Sudeste do Brasil	311
11.3 – Estudo do Efeito Urbano na RMSP	314
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	317
APÊNDICE A – SAÍDAS DOS PROGRAMAS DE ANÁLISE ESTATÍSTICA	335
APÊNDICE B – TABELAS DE ESTADO DE OPERAÇÃO DOS SENSORES	347
APÊNDICE C – TELAS DOS PROGRAMAS DE ANÁLISE ESTATÍSTICA	355

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 Densidade de vapor de equilíbrio para a faixa de temperatura encontrada na troposfera. Curvas para a água líquida e o gelo são mostradas na faixa de temperatura de fase mista (de 0°C a -40°C)	38
2.2 Ilustração da temperatura T , temperatura de ponto de orvalho T_D , temperatura potencial equivalente θ_e e temperatura potencial de bulbo úmido θ_w em um diagrama termodinâmico	40
2.3 Condições para se obter a instabilidade condicional em um diagrama termodinâmico.....	42
2.4 Níveis de supersaturação de equilíbrio (com relação a uma superfície de água plana) para gotículas de água pura (curva tracejada) e para gotículas contendo massas fixas de sal dissolvido, em função do raio das gotículas.....	50
3.1 Desenvolvimento do centro de cargas negativas na parte mais baixa da nuvem através do processo convectivo e a subsequente intensificação da eletrificação como resultado da descarga corona a partir do solo	54
3.2 Um grão de gelo esférico, na presença de um campo elétrico ambiente, polariza-se. Partículas de gelo que venham a colidir com a parte de baixo do grão removem suas cargas positivas, tornando-a negativamente carregada.....	56
3.3 Microfísica da transferência de carga envolvendo colisões entre grãos de gelo e cristais de gelo em função da temperatura.....	60
3.4 Carga transferida a um grão de gelo pela colisão com cristais em função da temperatura. A temperatura de inversão corresponde ao ponto onde não há transferência de carga	61
3.5 Sinal da carga transferida para um grão de gelo em crescimento por incrustação através de colisões com cristais de gelo em função da quantidade de água líquida efetiva e da temperatura.....	61
3.6 Transferência de cargas negativas para cristais de gelo associada à camada líquida de um grão de gelo formado por incrustação.	64
3.7 Transferência de cargas associadas a gradientes de temperatura nas extensões dendríticas formadas sobre a superfície de um grão de gelo.....	66
3.8 Variação do potencial de contato em uma superfície de gelo após incrustação em função da temperatura. O potencial inicial de 0V está associado a uma superfície sem incrustação.....	67
3.9 Linha superior: determinação experimental da EW e temperatura da nuvem para a inversão do sinal da carga transferida a 3m/s (Saunders e Peck.	

	1998). Os sinais referem-se à carga transferida para o grão de gelo durante sua colisão com o cristal. Linha inferior: zona de eletrificação positiva do grão (Saunders et al. 1991).....	71
3.10	Sinal da carga transferida ao grão de gelo em função da quantidade efetiva de água disponível (EW) e a temperatura do ambiente (T_a) para duas distribuições de tamanhos de gotículas (DTG) diferentes. Os pontos pretos representam carga negativa e os pontos cinzas, carga positiva	74
4.1	(a) Modelo de uma nuvem de tempestade eletrificada. (b) Padrão de variação típico do campo elétrico medido na superfície. Dois tipos de fontes de correntes, I_u e I_d , e os três centros de carga associados Q_+ , Q_- e q_+ são mostrados em termos de altitude e temperatura.....	80
4.2	Visão conceitual da evolução microfísica, dinâmica e elétrica de uma tempestade. As linhas SP, KA, QA e AC representam as trajetórias dos aviões e balões responsáveis pelas medidas <i>in loco</i>	84
4.3	Desenho esquemático simplificado dos tipos de relâmpagos que atingem o solo: (a) NS positivo; (b) NS negativo; (c) SN positivo; (d) SN negativo.....	86
4.4	Representação do efeito da intensificação do campo elétrico sobre gotículas de água em queda dentro da nuvem: (a) menos que 500 kV/m; (b) acima de 500 kV/m; (c) próximo a 1000 kV/m; (d) acima de 1000 kV/m.....	90
4.5	Processos físicos de um relâmpago NS negativo típico desde a ruptura preliminar até a segunda descarga de retorno	91
5.1	Algoritmo usado no método MDF para determinação da localização ótima	96
5.2	(a) Método de interseção hiperbólica para sistemas de localização utilizando três sensores. (b) Exemplo de localização ambígua resultante da interseção hiperbólica a partir de três sensores	98
5.3	Método de interseção circular utilizando quatro sensores	98
5.4	Método de localização combinado TOA-MDF, mostrando os dois azimutes (θ_1 e θ_2) calculados pelo método MDF e os dois raios (r_1 e r_2) obtidos a partir do método TOA. A intersecção das duas linhas e dos dois círculos define o local da descarga. Note que há uma redundância de informações (um grau de liberdade).....	99
5.5	Algoritmo de agrupamento de descargas, mostrando que as descargas 1, 3, 4 e 5 serão associadas ao relâmpago em processamento, ao contrário das descargas 2, 6 e 7, que serão atribuídas a outros relâmpagos	106
5.6	Distribuição gaussiana 3D dos erros de localização mostrando a posição estimada do evento no ponto de maior probabilidade (pico). A elipse de segurança de 50% de probabilidade é determinada pelo corte na distribuição no nível $p = 0,5$	111
5.7	Elipse de segurança para uma geometria desfavorável entre os sensores	112

5.8	Elipse de segurança para uma geometria favorável entre os sensores	112
5.9	Uso da elipse de segurança para identificar a causa da interrupção de uma linha de transmissão. A descarga #1 pode ser descartada, uma vez que a elipse de segurança muito pequena e circular indica boa precisão de localização e não intercepta a linha. Já a descarga #2 tem 50% de probabilidade de ter atingido a linha (devido a intersecção da elipse), porém a forma alongada da elipse indica uma geometria desfavorável dos sensores. É preciso, nesse caso, verificar também o valor do χ^2	114
5.10	Eficiência de detecção relativa de dois tipos de sensores.....	116
5.11	Localização dos 25 sensores ativos da RINDAT identificados por tipo. Os sensores marcados em vermelho foram instalados na rede após a primeira integração de 1998.	126
5.12	Configuração mais provável dos 57 sensores que comporão a nova rede RINDAT, a qual deve entrar em operação no início de 2006.....	130
6.1	Distribuições numéricas, de área superficial e de volume típicas para aerossóis urbanos. Os gráficos representam medidas independentes entre si utilizadas apenas a título de ilustração.....	133
6.2	Distribuições de volume (ou massa) de aerossol próximo a uma via expressa (mostrando 3 modos, devido ao surgimento do modo núcleo) comparada com a média urbana (2 modos)	134
6.3	Emissões relativas de poluentes por tipo de fontes em 2004.....	137
6.4	Espectros de ativação de NCN em função do nível de supersaturação (modelo numérico). A linha tracejada refere-se ao NCN processado por uma nuvem cúmulos. A linha contínua representa o NCN original do ambiente	139
6.5	Esquema das principais interações aerossol-nuvem na atmosfera continental.....	140
6.6	Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-5 no dia 03/setembro/1999 as 09:57h	143
7.1	Diagrama esquemático das etapas do reprocessamento indicando os tipos de dados gerados em cada transformação. ASCII = formato texto.....	150
7.2	Histograma da imagem obtida a partir do sensor ETM6+ do satélite LandSat-7 para a área do município de São Paulo (cena 219/76 + 20% sul).....	162
7.3	Imagem da banda termal (cena 219/76 + 20% sul) mostrando o município de São Paulo após o recorte, processamento, aplicação de escala cromática e registro.	163
7.4	Relação entre o número digital do pixel (DN) e a temperatura aparente da superfície (em °C) dada pela equação (7.1). A faixa de pixels correspondente à imagem da cidade de São Paulo aparece em destaque.	165

7.5	Associação da escala cromática com os valores de temperatura aparente para a imagem da área do município de SP obtida as 09:57h do dia 03/set/1999.....	165
7.6	Localização das 29 estações da rede automática de monitoramento da CETESB.....	168
7.7	Círculo com 50km de diâmetro sobre a RMSP (na área de maior incidência de descargas atmosféricas) onde os dados de raios foram selecionados para o estudo do efeito urbano. Os losangos cinza correspondem às estações automáticas da CETESB que medem os poluentes atmosféricos. Os dois círculos pretos são as estações do Ibirapuera e São Caetano do Sul para as quais a CBH foi calculada.	172
7.8	Localização da região Externa (círculo de 150km de diâmetro) a oeste da RMSP (mesma latitude) onde não existem grandes centros urbanos. Os dados de raios dessa área foram comparados com a RMSP na tentativa de se identificar alterações nas características devido ao efeito urbano	173
8.1	A rede de detecção híbrida composta por 22 sensores (LPATS e IMPACT) usada no desenvolvimento do MEDR.....	177
8.2	Definição da QUAD (linha azul tracejada) com dimensões de 450 x 450 km usada no cálculo da DCP acumulada de referência. O retângulo preto contínuo define a área de cobertura da rede para o modelo, a qual se estende para fora da rede 150 km em relação aos sensores mais externos.....	178
8.3	Distribuições de corrente de pico (DCPs) para a região QUAD (em vermelho) e para uma determinada célula da grade (em verde). A DCP ajustada (em amarelo) foi calculada pelo método do mínimo χ^2	179
8.4	Mapa de ED calculado pelo MEDR para a rede de 22 sensores da Figura 8.1. A resolução da grade vale 50 x 50 km.	180
8.5	Curvas EDRS geradas pelo programa AnalísSensores que são usadas pelo modelo para estimar a ED da rede. (a) Curva do sensor de Ibiúna/SP (LPATS IV). (b) Curva do sensor de Manoel Ribas/PR (IMPACT 141-T). (c) Curva do sensor de São José dos Campos/SP (IMPACT 141-TES).....	185
8.6	(a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA no mês de fevereiro/1999, quando houve perda de dados dos sensores do estado do PR. Nessa ocasião, a rede possuía apenas 12 sensores (marcados na cor branca).....	189
8.6	(b) Idem a Figura 8.6a, porém para a faixa de corrente de 30-35kA.....	189
8.7	(a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA em maio/2001 com 21 sensores operantes (em branco).....	191
8.7	(b) Idem a Figura 8.7a, porém para a faixa de corrente de pico entre 30-35kA.....	191

8.8	(a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA em novembro/2004 com todos os 25 sensores em operação (na cor branca).	193
8.8	(b) Idem a Figura 8.8a, porém para a faixa de corrente entre 15-20kA.	193
8.8	(c) Idem a Figura 8.8a, porém para a faixa de corrente entre 30-35kA.....	194
8.9	(a) Distribuição da corrente de pico dos raios com polaridade negativa detectados na região SE (incluindo os estados de GO e PR). A curva cinza representa a distribuição original, enquanto que a preta representa a distribuição corrigida	199
8.9	(b) Idem a Figura 8.9a, mas considerando agora a polaridade positiva. O retângulo vermelho corresponde à remoção dos eventos abaixo de 10kA	199
8.10	(a) Multiplicidade dos raios negativos para a região SE e estados PR e GO.....	201
8.10	(b) Idem a Figura 8.10a para os relâmpagos com polaridade positiva.	201
9.1	Mapa da densidade de raios (eventos.km ⁻² .ano ⁻¹) na região de estudo com resolução de 10 x 10 km para uma base de dados contínua de 6 anos (1999-2004), indicando as áreas de maior ocorrência de raios.	206
9.2	Idem a Figura 9.1, utilizando-se os dados corrigidos.....	207
9.3	Distribuição do número total de relâmpagos na região sudeste do Brasil obtida a partir de 7 anos de dados (1998-2004) do sensor LIS a bordo do satélite da NASA. A resolução de 25 x 25 km é suficiente para identificar os principais aspectos da distribuição geográfica dos eventos.	209
9.4	Modelo numérico do terreno da região sudeste. Embora o modelo tenha resolução de 3,5 x 3,5km nessa região, o mapa foi gerado com resolução de 10x10km a fim de ressaltar apenas as características principais da topografia.	211
9.5	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ⁻² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 1999.....	213
9.5	(b) Idem a Figura 9.5a, porém corrigida com base no MEDR.	214
9.6	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ⁻² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2000.....	214
9.6	(b) Idem a Figura 9.6a, porém corrigida com base no MEDR.	215
9.7	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ⁻² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2001.....	215
9.7	(b) Idem a Figura 9.7a, porém corrigida com base no MEDR.	216
9.8	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ⁻² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2002.....	216

9.8	(b) Idem a Figura 9.8a, porém corrigida com base no MEDR.	217
9.9	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2003.	217
9.9	(b) Idem a Figura 9.9a, porém corrigida com base no MEDR.	218
9.10	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ² .ano ⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10km para o ano de 2004.	218
9.10	(b) Idem a Figura 9.10a, porém corrigida com base no MEDR.	219
9.11	Evolução anual do número médio de sensores que participavam das soluções durante os 6 anos de dados utilizados nesse estudo.	220
9.12	(a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km ² .ano ⁻¹) no estado de SP. Resolução de 4x4km. Período de 6 anos de dados (1999-2004)	224
9.12	(b) Idem a Figura 9.12a, porém corrigida com base no MEDR.	224
9.13	Mapa da densidade de raios (eventos.km ² .ano ⁻¹) corrigida pelo MEDR no estado de SP com resolução de 4x4km para o ano de 1999.	226
9.14	Idem à Figura 9.13 para o ano de 2000.	227
9.15	Idem à Figura 9.13 para o ano de 2001.	227
9.16	Idem à Figura 9.13 para o ano de 2002.	228
9.17	Idem à Figura 9.13 para o ano de 2003.	228
9.18	Idem à Figura 9.13 para o ano de 2004.	229
9.19	(a) Distribuição original da corrente de pico (kA) dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10 x 10km.	231
9.19	(b) Idem a Figura 9.19a, porém corrigida com base no MEDR.	231
9.20	(a) Distribuição da corrente de pico original dos raios negativos (<20KA) na região sudeste. Período de 1999-2004. Resolução de 10 x 10km.	233
9.20	(b) Idem a Figura 9.20a, porém para valores de corrente de pico acima de 30kA.	233
9.21	(a) Distribuição corrigida da corrente de pico (kA) dos raios negativos no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.	236
9.21	(b) Distribuição da corrente de pico (kA) original dos raios negativos acima de 30kA no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.	236
9.22	(a) Distribuição original da corrente de pico (kA) dos raios positivos na região sudeste. Período de 1999-2004 e resolução de 10 x 10 km.	237
9.22	(b) Idem a Figura 9.22a, porém corrigida com base no MEDR.	237

9.23	Distribuição corrigida a partir do MEDR da corrente de pico (kA) dos raios positivos no estado de SP para o período de 1999-2004 e resolução de 4x4km.	241
9.24	Distribuição original da multiplicidade dos relâmpagos negativos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10 x 10 km.....	242
9.25	Distribuição original da multiplicidade dos raios negativos no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.....	243
9.26	(a) Distribuição original do percentual de relâmpagos positivos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10 x 10 km.....	244
9.26	(b) Idem a Figura 9.26a, porém corrigida com base no MEDR.	244
9.27	Distribuição corrigida a partir do MEDR do percentual de relâmpagos positivos no estado de SP. Período de 1999-2004 e resolução de 4x4km.....	247
9.28	Variação anual do número total de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	248
9.29	Variação mensal do número médio de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	250
9.30	Variação mensal do número médio de sensores participantes da RINDAT ao longo dos 6 anos, mostrando que os meses mais críticos foram janeiro, fevereiro e agosto.	251
9.31	(a) Variação diurna (com a hora do dia) do número total de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.	252
9.31	(b) Variação diurna do número total de raios negativos e positivos (corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	253
9.32	(a) Variação anual da corrente de pico média dos raios negativos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.	255
9.32	(b) Idem a Figura 9.32a para os raios com polaridade positiva.....	255
9.33	Variação anual da corrente de pico média corrigida pelo MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	256
9.34	Variação anual da corrente de pico média (simples e múltiplos por polaridade) corrigida pelo MEDR na região sudeste para o período de 1999-2004.....	257
9.35	(a) Variação mensal da corrente de pico média dos raios negativos (original e corrigida) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	258
9.35	(b) Idem à Figura 9.35a para os raios positivos.....	259
9.36	Variação mensal da corrente de pico média corrigida com base no MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste. Período de 1999-2004.....	260

9.37	Varição diurna da corrente de pico média corrigida pelo MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	262
9.38	Varição anual da multiplicidade média dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.....	263
9.39	Varição mensal da multiplicidade média original dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.....	265
9.40	Varição diurna da multiplicidade média original dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.....	266
9.41	Varição anual do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	267
9.42	Varição mensal do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) para o período de 1999-2004 na região sudeste.....	268
9.43	Varição diurna do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.....	270
10.1	Localização da área de estudo (46.800km ²), contendo os três centros urbanos. Nessa época, a rede de detecção possuía apenas 16 sensores.....	275
10.2	(a) Densidade de raios (eventos.km ² .verão ⁻¹) sobre os três centros urbanos estudados (resolução de 1x1km). (b) Distribuição espacial do percentual de positivos (resolução de 2x2km) para a mesma área.....	276
10.3	(a) Densidade de raios na RMSP (1x1km). (b) Localização da área urbana do município de São Paulo (em preto). (c) Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite LandSat-7, caracterizando a ilha de calor urbana.....	277
10.4	Localização dos sete círculos de 10km de raio utilizados na determinação do número de raios e do percentual de positivos para correlacionar com as concentrações de MP ₁₀	278
10.5	(a) Correlação positiva entre o número de relâmpagos e as concentrações de material particulado (MP ₁₀). (b) Correlação negativa entre o percentual de positivos e o MP ₁₀	279
10.6	(a) Imagem da temperatura aparente da superfície gerada a partir da banda termal do satélite Landsat para o dia 11/mar/2002 as 09:57h LT mostrando as ilhas de calor da RMSP e das cidades de Campinas, São José dos Campos e Sorocaba.....	286
10.6	(b) Idem à Figura 10.6a para o dia 29/dez/2004 as 09:57h LT.....	287
10.7	Mapa da densidade de raios (eventos.km ² .ano ⁻¹) corrigido pelo MEDR nas áreas urbanas estudadas (RMSP, Campinas e São José dos Campos) com resolução de 1 x 1 km referente ao período de 1999-2004.....	288

10.8	Idem a Figura 10.7 com destaque para os nuances da distribuição espacial de raios na RMSP através de uma escala de cores mais apropriada	289
10.9	Variação anual da concentração de material particulado (MP_{10}), dada em $\mu\text{g}/\text{m}^3$, na RMSP e na cidade de Sorocaba.....	292
10.10	Variação anual do percentual de positivos na RMSP e em Sorocaba	292
10.11	Variação anual dos raios na RMSP e na região Externa. Os números não foram normalizados pela área da região de estudo	293
10.12	Variação diurna dos raios na RMSP e na cidade de Sorocaba.....	295
10.13	Variação diurna da altura da base da nuvem na RMSP	295
10.14	Variação diurna da concentração de MP_{10} na RMSP e em Sorocaba.....	296
10.15	Variação mensal dos raios na RMSP e na cidade de Sorocaba.....	297
10.16	Variação mensal da altura da base da nuvem na RMSP entre 13h-19h LT.....	297
10.17	Variação mensal da concentração de MP_{10} na RMSP e na cidade de Sorocaba entre 13h e 19h LT	298
10.18	Variação mensal da temperatura do ar na RMSP e na cidade de Sorocaba entre 13h-19h LT	298
10.19	Variação semanal da concentração de MP_{10} na RMSP e em Sorocaba.....	300
10.20	Variação semanal do número de raios, concentração de MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$), CBH (m) e do índice Efeito Urbano para o período da tarde, compreendido entre 14h e 19h LT.....	302
10.21	Variação semanal do número de raios, concentração de MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$), CBH (m) e do índice Efeito Urbano para o período noturno, compreendido entre 21h e 03h LT.....	305
C.1	(a) Interface do programa AnalisadorDFF. (b) Tela de definição das regiões retangulares para análises individuais. (c) Janela de configuração mostrando as diferentes opções de cálculo das estatísticas e operação do programa.....	355
C.2	(a) Interface do programa HistogramasDFF. (b) Intervalos de valores dos histogramas para os diferentes parâmetros dos raios. (c) Janela de configuração com as opções de cálculo e operação do programa	357
C.3	(a) Interface do programa HistTemporaisDFF. (b) Intervalos de valores dos histogramas para os diferentes parâmetros dos raios. (c) Janela de configuração com as opções de cálculo e operação do programa	359
C.4	(a) Tela de configuração do programa AnalisSensores mostrando as opções de operação do programa. (b) Tela para importação da tabela de configuração dos sensores e definição dos parâmetros das estatísticas do programa	361

LISTA DE TABELAS

	Pág.
3.1 Aplicabilidade dos processos de eletrificação aos resultados das colisões de cristais de gelo.....	68
5.1 Comparação entre os sensores LPATS e IMPACT.....	101
5.2 Parâmetros de configuração do LP2000.....	120
5.3 Sensores da RINDAT.....	126
5.4 Parâmetros dos sensores IMPACT (RINDAT).....	128
5.5 Parâmetros de configuração da APA 2000 (RINDAT).....	128
7.1 Fonte dos dados brutos dos sensores.....	149
7.2 Parâmetros de configuração do LP2000.....	154
7.3 Re-calibração dos ganhos dos sensores LPATS.....	156
7.4 Configuração da rede automática.....	169
7.5 Métodos de determinação dos poluentes (rede automática).....	169
10.1 Valores dos parâmetros (referente à Figura 10.20).....	301
10.2 Valores dos parâmetros (referente à Figura 10.21).....	305
A.1 Listagem de saída do programa AnalisadorDFF referente às estatísticas dos parâmetros dos raios.....	335
A.2 Listagem de saída do programa HistogramasDFF referente ao histograma da intensidade da corrente de pico.....	337
A.3 Listagem de saída do programa HistTemporaisDFF referente aos histogramas diurno e mensal da corrente de pico.....	339
A.4 Tabela do estado de operação dos sensores (programa VerifSensores).....	341
A.5 Tabela de eficiência de detecção dos sensores (programa AnalisSensores).....	342
B.1 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 1999.....	348
B.2 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2000.....	349
B.3 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2001.....	350
B.4 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2002.....	351
B.5 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2003.....	352
B.6 Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2004.....	353

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Desde a descoberta da natureza elétrica dos relâmpagos pelo cientista americano Benjamim Franklin (1706-1790) até os dias atuais, a pesquisa de descargas atmosféricas e seus fenômenos associados (área da Geofísica denominada Eletricidade Atmosférica) tem apresentado avanços significativos, principalmente a partir da década de 70, com o advento de tecnologias de medição cada vez mais sofisticadas. Osciloscópios de alta resolução e com grande velocidade de digitalização (abaixo de 1ns), câmeras de vídeo ultra-rápidas (até 8.000 quadros/s), satélites com sensores ópticos e redes intercontinentais de sensores eletromagnéticos permitiram à ciência desvendar muitos mistérios relacionados aos fenômenos elétricos da baixa atmosfera (que inclui a troposfera e a estratosfera). Entretanto, muitas perguntas ainda permanecem sem resposta. Quanto mais as tecnologias de medição avançam, mais e mais particularidades desses fenômenos são observadas, forçando a ciência a buscar constantemente a correlação entre os diferentes processos físicos e químicos que ocorrem na troposfera da Terra a fim de encontrar explicações, ou pelo menos desenvolver hipóteses, a respeito daquilo que constitui um ponto fundamental em basicamente todos os estudos na área de Eletricidade Atmosférica: os relâmpagos.

O grande interesse de se estudar os relâmpagos se deve ao seu grande poder de destruição. Embora a grande maioria dos relâmpagos ocorra no céu, ou seja, sem o contato com a superfície da Terra (Rakov e Uman. 2003), a parte que atinge o solo é numerosa o suficiente para provocar danos consideráveis nas estruturas construídas pelo homem, principalmente nos grandes centros urbanos, entre elas desligamentos das linhas de transmissão e distribuição de energia elétrica, avarias em torres de telecomunicações, em edifícios, queima de equipamentos eletrônicos, entre tantos outros (Pinto Jr. 2005). Agora, mais do que isso, os relâmpagos podem matar, como de fato matam, sendo a segunda maior causa de morte por fenômenos meteorológicos no planeta, de acordo com estatísticas mundiais da Cruz Vermelha. Esses números, entretanto, são muito difíceis de serem estimados pela falta sistemática de registros na maioria dos países.

Muitas têm sido as técnicas utilizadas para estudar os relâmpagos na Natureza, como filmagem mediante câmeras de alta velocidade, as quais permitem observar todas as etapas do fenômeno físico (Ballarotti. 2005; Saba et al. 2003, 2004b); medição dos campos eletromagnéticos irradiados próximos e distantes do evento através de antenas capacitivas ou indutivas (Rakov e Uman. 2003), as quais permitem recuperar a informação da corrente que circula pelo canal; medição da luminosidade do canal a partir de sensores ópticos (Chowdhuri et al. 2005) e medidas diretas da corrente do canal por meio de raios induzidos artificialmente (Solorzano. 2003). Todas essas técnicas utilizam sistemas de aquisição de alta velocidade que possibilitam analisar detalhes das variações dos campos eletromagnéticos, da luminosidade e da corrente no canal, relacionando-as com os processos físicos que ocorrem durante o fenômeno. Porém, devido ao seu caráter pontual, ficam restritas às regiões onde as medidas são realizadas. Em escalas mais amplas, encontram-se os sensores ópticos instalados em satélites, os quais permitem estimar a frequência e os locais de ocorrência dos relâmpagos numa escala global (Boccippio et al. 1998; Christian et al. 1999, 2003), e as redes de detecção de solo, capazes de registrar com maior precisão a ocorrência e localização das descargas atmosféricas em escala continental, os denominados sistemas *Low Frequency* (LF), e mesmo globalmente, como os sistemas *Very Low Frequency* (VLF), descritos por Dowden et al. (2002) e Lay et al. (2004).

É nos sistemas LF, técnica atualmente bastante difundida no mundo, que se encontra o foco deste trabalho. Os dados fornecidos por essas redes de detecção constituem a base para estudos detalhados da distribuição geográfica e temporal dos relâmpagos e suas características em regiões específicas, como estados, países ou mesmo continentes (Areitio et al. 2001; Orville et al. 2002; Pinto Jr. et al. 2003b; Schulz et al. 2005). Isso possibilita comparar o comportamento espacial dos relâmpagos com o clima, sob determinadas condições meteorológicas, com a orografia, a concentração populacional, uso do solo, rotas de estradas, traçados de linhas de transmissão, enfim toda e qualquer informação que possua uma localização geográfica associada. Já as características temporais permitem estudos da sazonalidade dos eventos, bem como suas variações anuais, mensais ou até mesmo com a hora do dia (diurna). Com isso, expande-se enormemente a capacidade de analisar quais fatores naturais podem estar afetando as características dos relâmpagos e, principalmente, como a atividade humana também pode alterar seu comportamento. Vê-se,

portanto, que o campo de pesquisa desta área é muito vasto e apresenta perspectivas desafiadoras, mas ao mesmo tempo concretas e fascinantes, para o melhor entendimento desse fenômeno.

Por outro lado, a análise mais crítica de uma rede de detecção LF revela que, embora seja um instrumento de medida bastante sofisticado, apresenta algumas limitações quanto às informações que é capaz de fornecer. Nada mais natural, uma vez que todo sistema de medida apresenta erros e imprecisões inerentes do próprio processo de medida e da tecnologia disponível no momento. Este aspecto também pode (e deve) ser explorado na pesquisa científica, verificando onde estão as limitações e/ou erros e sugerindo possíveis correções a fim de minimizá-los. Esta abordagem tem como objetivo fundamental tornar mais confiáveis todos os resultados relacionados com o fenômeno físico em estudo. Embora trabalhos anteriores tenham apresentado análises do desempenho da rede de detecção (Naccarato et al. 2001b, 2002, 2003b, 2004a; Saba et al. 2003, 2004a,b), nenhuma avaliação da rede como um todo (incluindo os sensores individualmente) foi realizada no sentido de se determinar sua Eficiência de Detecção (ED), a qual sofre variações significativas em função da distribuição geográfica dos sensores (conforme será discutido em detalhes no Capítulo 5). Desta forma, a geometria e o tipo dos sensores podem afetar significativamente os dados de relâmpagos fornecidos dependendo da posição da região estudada em relação à rede. Com isso, torna-se necessário levantar as curvas de eficiência de detecção para cada sensor individualmente com o objetivo de avaliar seu alcance e índice de participação nas soluções para a região de estudo. Com esses parâmetros é possível desenvolver-se um modelo de ED para a rede de detecção e assim determinar as regiões onde os dados sofrem maior influência do sistema de medida para então aplicar as devidas correções com o objetivo de minimizá-la.

Estudos das características dos relâmpagos no Brasil utilizando dados de um sistema de detecção LF não são recentes. Desde 1988, quando a CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais) instalou a primeira rede no país (que na época contava apenas com quatro sensores LPATS série III), foram publicados vários trabalhos sobre esse assunto (Pinto Jr. et al. 1996, 1997, 1999, 2000; Pinto et al. 1999, 2000), os quais, embora apresentassem análises para grandes períodos de tempo, utilizaram dados de uma rede com apenas quatro

sensores LPATS. Isso restringia significativamente a área de estudo, reduzia a confiabilidade das informações e resultava em índices mais altos de contaminação dos dados por descargas intranuvem (IN), conforme mostrou Naccarato et al. (2001b, 2003b, 2004a). Trabalhos posteriores (Naccarato et al. 2001a, 2002, 2003a, 2004b), por sua vez, já contaram com uma rede de detecção mais moderna, composta por sensores LPATS e IMPACT, e utilizaram uma configuração mais adequada da central de processamento. Naturalmente, os resultados apresentados foram mais confiáveis, porém a distribuição geográfica dos sensores ainda não permitia uma completa cobertura da região sudeste e o período de tempo considerado era muito curto (apenas dois anos de dados). Além disso, aquela rede ainda possuía um pequeno número de sensores IMPACT, causando contaminação dos dados por descargas IN e diminuindo o número de soluções otimizadas (devido à baixa redundância).

Vários aspectos da pesquisa de relâmpagos utilizando dados de sistemas de detecção LF ainda precisam ser investigados mais detalhadamente, ou porque ainda suscitam discussões na comunidade científica (abrindo espaço para novas contribuições) ou porque ainda não foram estudados no Brasil (havendo, portanto, a necessidade de se preencher essa lacuna). Vale ressaltar também que, embora no trabalho de Mestrado (Naccarato. 2001) algumas questões do desempenho do sistema de detecção e das características dos relâmpagos tenham sido estudados, sua abordagem teve um caráter preliminar, visando mais a compreensão dos princípios básicos de funcionamento do sistema e a avaliação geral do comportamento geográfico e sazonal dos relâmpagos em uma área limitada.

Nos últimos anos, o estudo dos efeitos urbanos sobre a atividade de relâmpagos está ganhando grande destaque na literatura (Orville et al. 2001; Soriano e Pablo. 2002; Steiger et al. 2002; Steiger e Orville. 2003). Particularmente no Brasil, Naccarato (2001) foi o primeiro a observar o fenômeno, com base em dados da rede de detecção brasileira, para três grandes centros urbanos do Estado de São Paulo: a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), Grande Campinas e Vale do Paraíba, regiões notadamente caracterizadas por elevada atividade industrial, grande fluxo de veículos, alta concentração de edificações e quase completo desmatamento da vegetação. Pinto et al. (2004a), analisando oito anos de dados (1988-1996), também observaram alterações nas características dos relâmpagos para

a região metropolitana de Belo Horizonte/MG. Entretanto, nenhum desses dois trabalhos procurou discutir as possíveis causas desses efeitos. Naccarato et al. (2003c) confirmaram a existência de variações nas características dos relâmpagos para as três grandes áreas urbanas do Estado de São Paulo, utilizando dados dos verões de 2000-2003 (quando a atividade de relâmpagos é maior), e apresentaram possíveis explicações para as observações. Esse assunto tem promovido muita discussão no meio científico, porém, até agora, não se chegou a nenhuma conclusão definitiva. Hipóteses estão sendo levantadas com base em teorias que assumem alterações nos processos microfísicos de eletrificação das nuvens de tempestades ou mudanças no comportamento termodinâmico da atmosfera sobre essas regiões densamente povoadas. Esta é, portanto, uma questão em aberto que exige estudos mais detalhados.

Atualmente, no Brasil, grande parte dos projetos de proteção de estruturas contra descargas atmosféricas e de linhas de transmissão e distribuição usam como base os índices cerâmicos, os quais são obtidos manualmente pela contagem dos dias de tempestades (quando se ouve trovões) em diferentes regiões do país. Obviamente, esse tipo de informação apresenta grande imprecisão e subjetividade, embora constitua a única estimativa da atividade elétrica em determinadas regiões. Com a instalação de uma rede de detecção integrada no Brasil a partir de 1998, ganhou-se uma poderosa ferramenta para se obter os índices de atividade de relâmpagos nas regiões cobertas com uma precisão incomparavelmente superior.

Com base nas discussões anteriores, a maior contribuição deste trabalho para a pesquisa de relâmpagos no Brasil é apresentar um levantamento detalhado e inédito das características das descargas atmosféricas em toda a área de cobertura da atual rede de detecção brasileira, denominada RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas), a qual engloba toda a região sudeste do país mais os estados de Goiás e Paraná, para um período de seis anos contínuos (1999-2004). Mais ainda, com o objetivo de minimizar o efeito do próprio sistema de medição sobre os dados, desenvolveu-se um modelo de eficiência de detecção relativa que corrige as informações fornecidas pela rede de detecção com base em algumas de suas limitações conhecidas na tentativa de se obter resultados mais realísticos e confiáveis. Trata-se de um trabalho de grande importância que

possibilitou agrupar todos os dados desde 1999 a 2004, uma vez que a rede de detecção não possui uma distribuição homogênea dos sensores e sua configuração sofreu várias alterações nos últimos anos. Finalmente, como parte do estudo das características dos relâmpagos, este trabalho também traz novos resultados no que se refere aos centros urbanos e seus efeitos sobre os relâmpagos. Realizou-se uma análise comparativa dos seis anos de dados de raios disponíveis com dados adicionais de poluição atmosférica (obtidos pelas estações automáticas da CETESB) juntamente com dois parâmetros termodinâmicos básicos: a altura da base da nuvem e a temperatura potencial de bulbo úmido, na tentativa de avaliar qual o papel de cada fator (termodinâmica ou aerossol) nas alterações observadas da atividade elétrica.

O Capítulo 2 apresenta a teoria básica da termodinâmica atmosférica necessária para a discussão dos resultados do estudo urbano. No Capítulo 3 são descritos os processos de eletrificação das nuvens de tempestade atualmente aceitos pela comunidade científica na forma de uma revisão bibliográfica atualizada. Os aspectos físicos dos relâmpagos mais diretamente relacionados a este trabalho serão discutidos no Capítulo 4, enfocando basicamente as principais características dos diferentes tipos de descargas atmosféricas. O Capítulo 5, por sua vez, apresentará a descrição detalhada de uma rede de detecção LF, destacando também suas limitações. As principais características dos aerossóis atmosféricos, incluindo os aerossóis urbanos, serão revisadas no Capítulo 6. O Capítulo 7 trará a descrição dos dados utilizados nesse trabalho e a metodologia empregada de análise. O Capítulo 8 descreverá o Modelo de Eficiência de Detecção Relativa (MEDR) desenvolvido e como seus resultados foram utilizados na correção dos dados de relâmpagos. O Capítulo 9 contém os resultados e discussões da análise das características dos relâmpagos (tanto geográficas como temporais). Os principais resultados do estudo do efeito urbano na Região Metropolitana de SP (RMSP) serão apresentados e discutidos no Capítulo 10. Finalmente, o Capítulo 11 encerra com as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

Este trabalho contou com o suporte financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) através do Processo No. 01/04026-7.

CAPÍTULO 2

TERMODINÂMICA ATMOSFÉRICA

2.1. Introdução

As nuvens convectivas que são capazes de produzir relâmpagos são definidas como nuvens de tempestade, as quais constituem um dos elementos meteorológicos mais violentos e difíceis de se prever. As tempestades originam-se a partir da inter-relação de vários fatores como: perfil de temperatura, disponibilidade de vapor d'água, condição de instabilidade atmosférica e formação de precipitação (condensação do vapor d'água), sendo caracterizadas por fortes correntes de ar ascendente, turbulência, rajadas de vento, descargas atmosféricas e intensa precipitação, acompanhada ou não de granizo. Por se formarem no ar, mais precisamente na troposfera, as tempestades devem obedecer às mesmas leis da Termodinâmica e da Mecânica de Fluídos que o restante da atmosfera. Este será, portanto, o assunto deste capítulo: analisar os principais conceitos termodinâmicos que estejam diretamente relacionados com a formação das tempestades. Este assunto já se encontra consolidado na literatura, havendo uma grande quantidade de livros publicados. As informações apresentadas aqui foram baseadas em Goody e Walker (1975), Iribarne e Cho (1980), Iribarne (1981); Hobbs (1993), Williams (1995) e Stull (2000).

2.2. A Teoria da Parcela

O Sol constitui a principal fonte de energia para a convecção. Pelo fato da atmosfera limpa ser transparente à radiação solar, mais da metade da luz incidente é absorvida pela superfície terrestre. Esse aquecimento diferencial da atmosfera próxima à superfície em relação à coluna de ar imediatamente acima constitui o fator determinante para a criação da instabilidade condicional ou latente, causa primária das tempestades convectivas. A instabilidade ocorre devido ao princípio de Arquimedes: parcelas de ar com menor densidade imersas em um ambiente mais denso sofrem uma força para cima denominada empuxo. Considerando-se o ar atmosférico como um gás ideal, a densidade de uma parcela

de ar em uma dada altitude (ou pressão) é determinada pela sua temperatura. Desta forma, tanto maior será o empuxo quanto maior for a diferença de temperatura entre a parcela de ar e suas vizinhanças. Embora as tempestades convectivas sejam caracterizadas por movimentos ascendentes altamente turbulentos, é conveniente assumir que a convecção é composta por parcelas de ar individuais que permanecem inalteradas ao longo de suas trajetórias: a teoria da parcela. Como os processos de difusão inerentes da turbulência são mais efetivos em pequenas escalas, espera-se que esta teoria aproximada (que ignora esses processos) seja mais exata para parcelas de ar de grandes dimensões. A teoria da parcela considera então pacotes de ar e vapor d'água contidos em membranas sem massa, perfeitamente extensíveis e impermeáveis para as trocas de energia e massa (adiabáticas).

2.2.1. Convecção Adiabática Não-Saturada

Para parcelas de ar em movimento ascendente no campo gravitacional da Terra sem que haja mudança de fase (condensação ou evaporação), duas contribuições de energia devem ser consideradas: a energia potencial gravitacional e a energia interna. Considerando uma parcela composta por um gás ideal, sua energia interna (por unidade de massa) é dada pelo produto entre a capacidade térmica à pressão constante C_p e a temperatura absoluta T . Desta forma, pelo princípio da conservação de energia, à medida que a parcela de ar sobe, a energia térmica transforma-se em energia potencial gravitacional, ou seja, o aumento da altitude da parcela leva a uma diminuição de sua temperatura, chamado processo de resfriamento adiabático. Assim, para um deslocamento dz e uma variação dT de temperatura, pode-se escrever:

$$C_p \cdot dT + g \cdot dz = 0 \Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} = \Gamma_d \approx 9,8^\circ\text{C/km} \quad (2.1)$$

onde C_p = capacidade térmica do ar não-saturado; Γ_d = gradiente adiabático não-saturado; g = aceleração da gravidade. Observe que o gradiente adiabático não-saturado, Γ_d , dado pela Equação acima, independe da altitude (ou pressão).

A convecção adiabática não-saturada é caracterizada por uma grandeza conservativa denominada temperatura potencial θ , medida em relação ao nível de pressão $p_0 = 1000\text{mbar}$, dada por:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,286} \quad (2.2)$$

onde R = constante do gás não-saturado. Esta temperatura equivale à temperatura que a parcela de ar adquiriria caso fosse trazida adiabaticamente de sua altura original ao nível de 1000mbar. Neste processo, parcelas de ar presentes em pressões menores que 1000mbar, sofreriam um aquecimento adiabático em seu deslocamento hipotético ao nível de 1000mbar e sua temperatura seria então significativamente maior que sua temperatura na altitude inicial.

2.2.2. Convecção Adiabática Saturada

Quando se considera a presença de vapor d'água durante o processo de ascensão da parcela de ar acompanhado de mudança de fase, o calor latente de condensação deve ser incluído no balanço de energia. Desta forma, a Equação (2.1) transforma-se em:

$$-L \cdot dW_s = C_p \cdot dT + g \cdot dz \quad (2.3)$$

onde L = calor latente de condensação (ou evaporação) = $2,5 \times 10^6$ J/kg; W_s = quantidade de vapor em equilíbrio no ar (dada pela relação de Clausius-Clapeyron). O termo da esquerda na Equação acima aparece com sinal negativo, pois uma diminuição na quantidade de vapor da parcela dW_s está associada a um aumento da temperatura da parcela (contribuição positiva) devido à liberação de calor durante a condensação.

A lei de Clausius-Clapeyron determina como a densidade de vapor, em equilíbrio com as fases sólida e líquida, varia em função da temperatura (Figura 2.1). A concentração de vapor d'água é quantificada por vários parâmetros diferentes em meteorologia: temperatura de ponto de orvalho, pressão de vapor, densidade de vapor e umidade específica. De 0°C

até cerca de +30°C, obtém-se um aumento de 100% na densidade de vapor para cada 10°C de variação de temperatura. Para temperaturas abaixo de 0°C, deve-se considerar duas curvas de densidade de vapor: uma para água super-resfriada e outra para o gelo. Água super-resfriada é o constituinte predominante nas tempestades devido, primariamente, à escassez de núcleos de congelamento, os quais possibilitam a transformação da água super-resfriada em gelo. Próximo à -40°C, água líquida transforma-se espontaneamente em gelo por um processo denominado nucleação homogênea. A faixa de temperatura de 0°C a -40°C em uma tempestade define uma região chamada de fase mista.

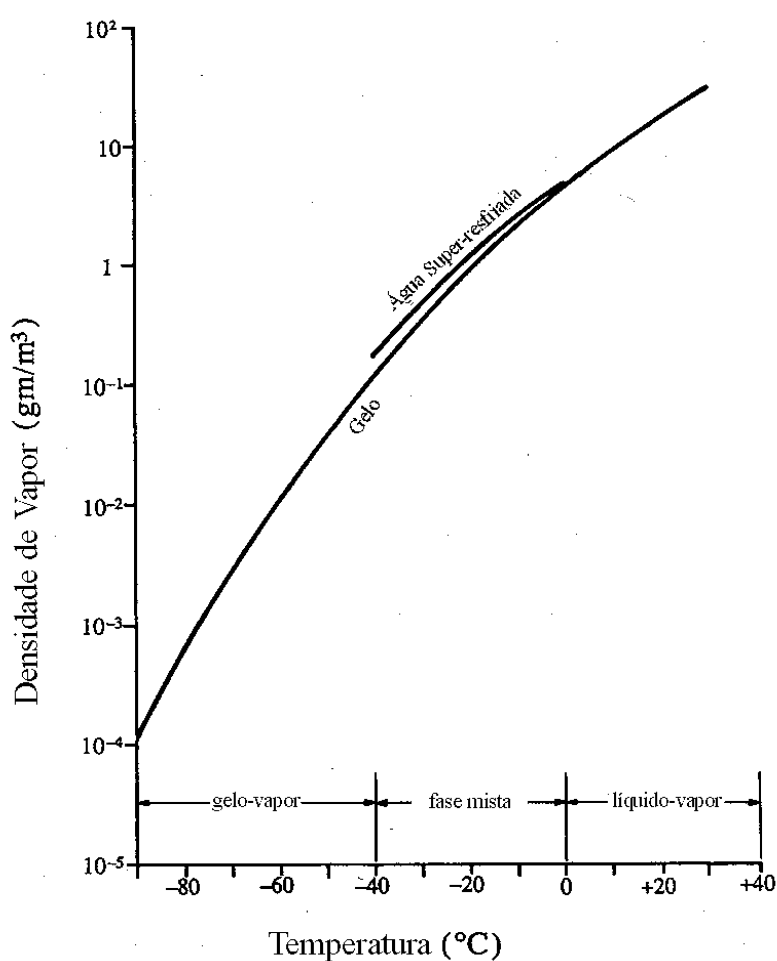


FIGURA 2.1 – Densidade de vapor de equilíbrio para a faixa de temperatura encontrada na troposfera. Curvas para a água líquida e o gelo são mostradas na faixa de temperatura de fase mista (de 0°C a -40°C).
 FONTE: Adaptada de Williams (1995, p. 29).

A Equação (2.3), após algumas manipulações, pode ser reescrita como:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{-\Gamma_d}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{dW_s}{dT}} = -\Gamma_s \quad (2.4)$$

onde Γ_s = gradiente adiabático saturado (ou pseudo-adiabático), que corresponde a uma modificação do gradiente adiabático não-saturado. Como dW_s/dT é positivo para toda a faixa de temperatura considerada (curva de Clausius-Clapeyron), conclui-se que:

$$\Gamma_s \leq \Gamma_d \quad (2.5)$$

Parcelas de ar em ascensão adiabática saturada também são caracterizadas por duas grandezas conservativas distintas. Como as parcelas de ar saturadas de vapor tanto podem se resfriar, devido à evaporação da água líquida, como se aquecer, devido à condensação do vapor, define-se então as respectivas grandezas conservativas: temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w) e temperatura potencial equivalente (θ_e), ambas dadas em relação ao nível de 1000mbar. A Figura 2.2 mostra suas definições em um diagrama termodinâmico.

A temperatura de ponto de orvalho é freqüentemente utilizada para caracterizar a quantidade de vapor d'água em uma parcela de ar, sendo diretamente proporcional à disponibilidade de vapor. Ela corresponde à temperatura a qual uma parcela de ar não-saturada deve ser resfriada (à pressão constante) para atingir a saturação. Para uma dada pressão (altitude), dois pontos caracterizam uma parcela de ar: sua temperatura e sua temperatura de ponto de orvalho (pontos 1 e 2 da Figura 2.2). Se essa parcela não-saturada sofre um deslocamento adiabático não-saturado, duas grandezas são conservadas: a temperatura potencial θ e a razão de mistura de vapor d'água. Desta forma, o deslocamento da parcela é representado por uma translação ao longo da adiabática não-saturada (a partir da temperatura inicial de bulbo seco) e ao longo de uma isolinha de razão de mistura (a partir da temperatura inicial de bulbo úmido). A intersecção dessas duas linhas em um determinado nível de pressão representa a condição de saturação (ponto 3). Esse nível de pressão é denominado nível de condensação de nuvens (CCL) e corresponde à altitude onde há a formação das primeiras nuvens. A partir daí, deslocamentos ascendentes da parcela seguirão uma adiabática saturada, havendo então conservação de θ_w e θ_e que, na

prática, correspondem à mínima e máxima temperatura que a parcela pode ter, respectivamente, em virtude do calor latente de vaporização da água.

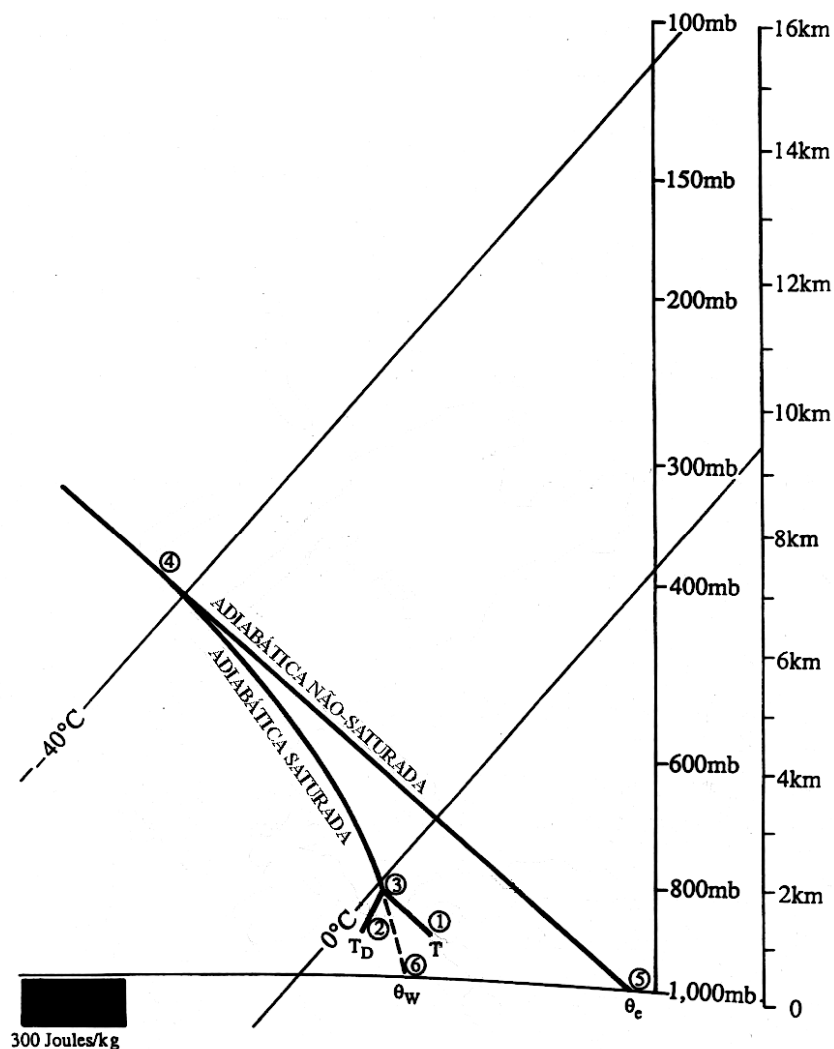


FIGURA 2.2 – Ilustração da temperatura T , temperatura de ponto de orvalho T_D , temperatura potencial equivalente θ_e e temperatura potencial de bulbo úmido θ_w em um diagrama termodinâmico.
 FONTE: Adaptada de Williams (1995, p. 32).

Os pontos 5 e 6 da Figura 2.2 mostram como os valores de θ_w e θ_e podem ser determinados a partir de um diagrama termodinâmico. Desta forma, para se determinar θ_e , a parcela de ar é elevada até níveis de pressão muito baixos (altos níveis) onde a curva adiabática saturada tangencia a curva adiabática não-saturada (ponto 4). Neste processo

toda a água líquida é eliminada, mantendo-se apenas o calor latente de condensação. A partir daí, a parcela de ar seca é aquecida adiabaticamente trazendo-a até o nível de 1000 mbar ao longo da adiabática não-saturada. A temperatura obtida corresponde a θ_e . Para se determinar θ_w , desloca-se a parcela do nível CCL em direção à superfície ao longo da adiabática saturada. Neste processo, a água líquida da parcela deve evaporar-se à medida que ela desce. Ao chegar no nível de 1000mbar, sua temperatura será θ_w .

2.2.3. Instabilidade Condicional

A instabilidade condicional é o mecanismo gerador das tempestades, estando diretamente relacionada com a energia potencial convectiva disponível (CAPE). Embora a instabilidade condicional possa ocorrer sob diversas condições meteorológicas, duas delas estão presentes em todos os casos: (1) as parcelas de ar devem ser elevadas a partir de baixos níveis de pressão até níveis onde seja possível a condensação e a liberação de calor latente; (2) a parcela de ar deve estar mais quente (ou menos densa) que o ambiente ao ser redor, sofrendo assim a ação de uma força de sustentação positiva (ou ascendente), pois o empuxo aplicado é maior que seu peso.

O gradiente de temperatura vertical da troposfera freqüentemente fica compreendido entre a curva adiabática não-saturada, dada pela Equação (2.1), e a curva saturada, dada pela Equação (2.4). Uma sondagem do perfil de temperatura típico é mostrada na Figura 2.3. Nesse diagrama, a temperatura da parcela de ar na superfície vale T e sua temperatura de ponto de orvalho, T_D .

Se uma parcela de ar próxima à superfície é elevada, por qualquer processo físico, primeiramente ao longo da adiabática não-saturada até o nível CCL e, em seguida, ao longo da adiabática saturada, até o nível de convecção livre (LFC), obtém-se, de forma gráfica, as condições essenciais para a ocorrência da instabilidade condicional. A grande maioria das pequenas cumulus que se formam durante o período da manhã sobre o continente ficam confinadas em altitudes entre os níveis CCL e LFC, devido à ausência de agentes (dinâmicos ou termodinâmicos) que as impulsionem para além desses níveis.

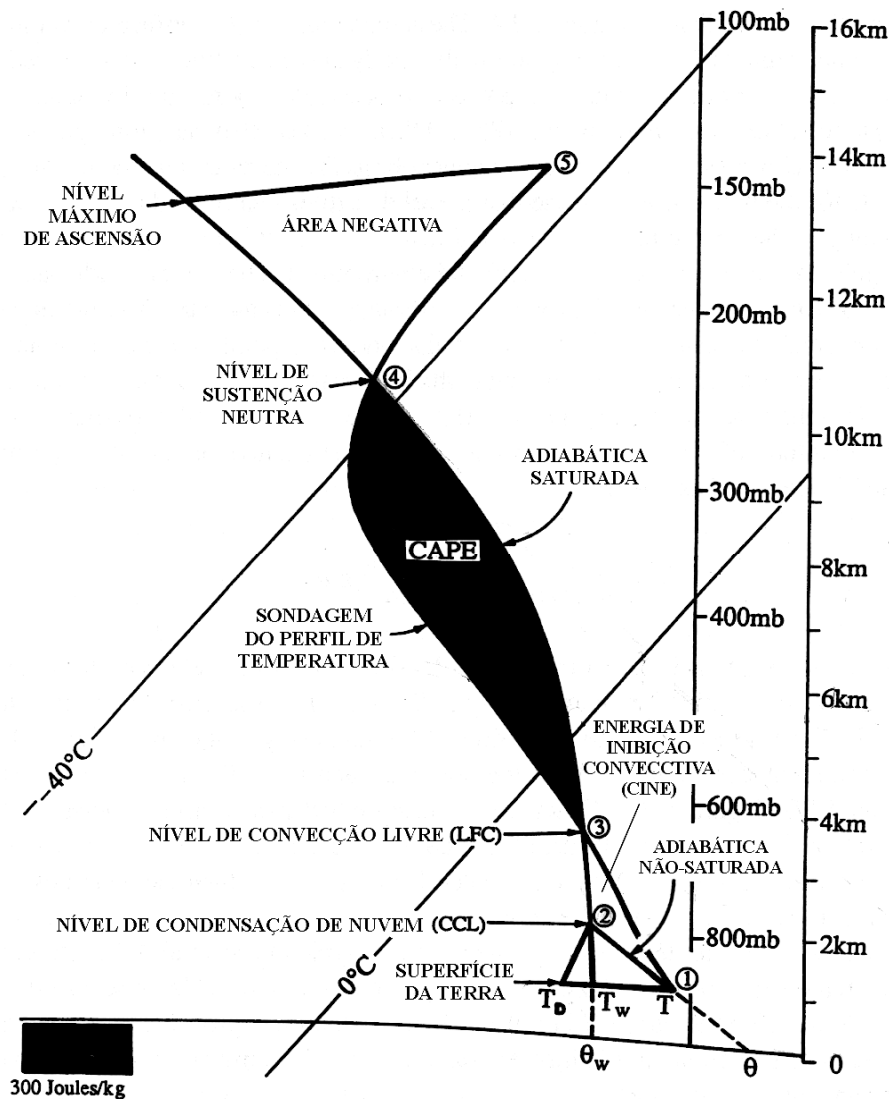


FIGURA 2.3 – Condições para se obter a instabilidade condicional em um diagrama termodinâmico.

FONTE: Adaptada de Williams (1995, p. 33).

Observe que a curva adiabática saturada intercepta a sondagem do perfil de temperatura do ambiente nos pontos 3 (nível de convecção livre, LFC) e 4 (nível de sustentação, LNB). O nível LFC corresponde à altitude onde a parcela, pela primeira vez, está sujeita a uma força ascendente. Neste ponto, assume-se que a densidade da parcela é função apenas de sua temperatura e, de acordo com o Princípio de Arquimedes, o empuxo resultante será diretamente proporcional à diferença de temperatura entre a parcela de ar e o ambiente ao seu redor. Com isso, essa parcela irá elevar-se espontaneamente. Porém, esta ascensão não

poderá perdurar indefinidamente e a parcela de ar, ao atingir o nível LNB, não sofrerá mais a ação da força de ascensão (pois o empuxo ficará em equilíbrio com o seu peso), cessando assim seu movimento de subida.

A CAPE (J/kg), corresponde à área positiva compreendida entre a temperatura da parcela de ar (dada pela adiabática saturada) e a temperatura do ambiente, limitada pelos níveis LFC e LNB, sendo calculada pela integral da força de ascensão ao longo da altitude:

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_{parc} - T_{amb}}{T_{amb}} \cdot g \cdot dz \quad (2.6)$$

Para que a CAPE possa ser liberada, deve-se inicialmente fornecer uma quantidade de energia, denominada energia de inibição convectiva (CINE), que corresponde à área negativa abaixo do nível LFC. Em geral, esta energia é fornecida por transições térmicas entre camadas da atmosfera, sistemas frontais ou efeitos orográficos. Considerando que toda a CAPE de uma parcela de ar em ascensão seja transformada em energia cinética (sem perdas), então é possível que esta parcela ultrapasse o nível LNB, alcançando a tropopausa e mesmo a estratosfera através de uma região com força de sustentação negativa (ou descendente). Este *overshoot* é mais comum em grandes tempestades para as quais, provavelmente, a teoria da parcela é mais exata.

A significativa variação diurna da atividade convectiva sobre o continente pode ser parcialmente explicada através da Figura 2.3. A radiação solar diurna aquece a superfície terrestre aumentando assim a temperatura potencial de bulbo úmido do ar próximo à superfície o que, por sua vez, aumenta a CAPE.

2.2.4. Influência do Formato da CAPE no Comportamento das Te

A CAPE constitui uma importante ligação entre a termodinâmica, dinâmica das tempestades e a microfísica das nuvens a qual é responsável direta pelos relâmpagos. Mesmo para pequenas tempestades, com fracas correntes ascendentes, a CAPE define um

limite para a energia cinética da corrente ascendente. Desta forma, a velocidade de ascensão da parcela de ar, w , possuirá um valor máximo dado por:

$$w(z) = \sqrt{2 \cdot \text{CAPE}(z)} \quad (2.7)$$

A máxima velocidade de ascensão em uma dada altitude define o tamanho máximo adquirido pelas partículas de gelo que crescem por incrustação na região de fase mista. Isso porque, todas as partículas cuja velocidade terminal seja exatamente igual à velocidade das correntes ascendentes permanecerão suspensas em uma mesma altitude e continuarão crescendo devido à agregação da água super-resfriada em sua superfície. Com isso, pode-se estimar os tamanhos máximos das partículas na região de fase mista com base na velocidade de ascensão da parcela de ar. Aparentemente, correntes ascendentes com velocidades entre 10 e 20m/s na região de fase mista (valores típicos para tempestades ordinárias) podem sustentar o crescimento de partículas de gelo de 1 a 10mm de diâmetro. Para quantidades típicas de água líquida, essas partículas apresentarão um crescimento seco concomitante com sublimação e, portanto, não sobreviverão à queda até a superfície a partir da isoterma de 0°C. Para tempestades severas, com correntes ascendentes de 20 a 50m/s, as partículas de gelo terão diâmetros da ordem de centímetros, possivelmente apresentarão um crescimento úmido, densidades próximas da massa específica do gelo e sobreviverão à queda de 5 km até o chão sem derreterem (tempestades de granizo).

Aparentemente, o formato da CAPE é tão importante quanto o valor da CAPE em si na determinação da estrutura vertical da precipitação, que parece controlar a intensidade da eletrificação e assim a frequência dos relâmpagos. O crescimento de grandes partículas de gelo é fortemente estimulado pela presença de grande quantidade de CAPE abaixo e na parte inferior da região de fase mista. A existência de CAPE acima da região de fase mista não produz grandes efeitos na formação de precipitação devido à escassez de água super-resfriada nessa região, sem a qual não se conhece nenhum mecanismo de crescimento. O formato da CAPE para as nuvens sem atividade elétrica (longo e estreito) e para as tempestades eletricamente carregadas (curto e espesso) com a produção de granizo de até 10cm de diâmetro são exemplos de seu significativo impacto sobre a microfísica e a eletrificação das nuvens.

Recentemente, Williams et al. (2003), utilizando dados da incidência de relâmpagos observados por satélite e medidas simultâneas de parâmetros termodinâmicos na superfície, mostraram que existe uma boa correlação entre a altura da base das nuvens (CBH) e o CAPE. Segundo os autores, a CBH possui um papel fundamental no controle da transformação da CAPE em energia cinética de ascensão. Diante desse cenário, a temperatura de bulbo seco (ou temperatura do ar) prevaleceria em relação à temperatura de bulbo úmido no sentido de regular a ocorrência de relâmpagos em regiões onde predomina a convecção úmida. Essa hipótese foi confirmada por Mushtak et al. (2003), os quais estudaram a influência da latitude na atividade dos raios, mostrando que regiões equatoriais apresentariam maiores taxas de descargas intranuvem devido à redução da atividade de relâmpagos nuvem-solo. Essa redução estaria diretamente relacionada com os valores mínimos de CBH observados, os quais levariam à redução da extensão horizontal do centro de cargas negativas.

Ainda segundo Williams et al. (2003), existem alguns estudos que mostram uma sensível relação entre a atividade de raios e as velocidades verticais de ascensão. Resultados de modelos comprovam essa hipótese e mostram que a taxa de ocorrência de relâmpagos é diretamente proporcional à quarta potência da velocidade vertical. Inicialmente, alguns estudos (Williams. 1992, 1994; Williams e Renno. 1993) mostraram que a transformação da CAPE seria dependente da temperatura potencial de bulbo úmido (WBPT) nas regiões tropicais. Entretanto, essa hipótese começou a perder força quando se observou que os valores de CAPE sobre os oceanos tropicais (aquecidos) possuíam a mesma ordem de magnitude dos valores sobre os continentes, porém a atividade de raios diferia por mais de uma ordem de magnitude (Williams e Stanfill. 2002). Além disso, considerando a correlação entre a CAPE e a WBPT, os valores médios máximos da WBPT no continente eram bem maiores que no oceano, uma evidência indireta que a temperatura do ar no continente (oceano) já havia se ajustado às condições da superfície do continente (oceano). Um outro problema é a impossibilidade da teoria da parcela (na qual se baseia qualquer estudo da CAPE) em tratar as significativas trocas externas causadas pelas turbulências na convecção. Com isso, as velocidades máximas previstas a partir da CAPE (e da teoria da parcela) serão sempre maiores que as observações em quase todas as supercélulas de tempestade (Williams e Stanfill. 2002). Desta forma, não se pode confiar em hipóteses baseadas em

teorias com furos. Deveria haver então uma maneira de explicar as diferenças entre as velocidades verticais sobre o continente o oceano mesmo com valores de CAPE essencialmente iguais. A hipótese da CBH (Lucas et al. 1996) mostrou que nuvens oceânicas com 500m de CBH (tipicamente) apresentavam correntes ascendentes fracas, pequenas “bolhas” convectivas e baixa eficiência de conversão da CAPE em energia cinética de ascensão; enquanto que, na convecção continental, onde os valores de CBH tendiam a ser 2 a 5 vezes maiores, as correntes ascendentes eram muito mais fortes.

A CBH pode ser facilmente calculada a partir de parâmetros termodinâmicos, sendo proporcional à chamada depressão de ponto de orvalho ($T - T_d$), onde T é a temperatura de bulbo seco e T_d a temperatura de ponto de orvalho do ar na superfície.

2.2.5. Tratamento da Precipitação na Teoria da Parcela

A precipitação é característica da atividade convectiva que produz relâmpagos, sendo, em geral, embora não exclusivamente, um ingrediente essencial nos processos de eletrificação. As gotas de água e partículas de gelo em suas mais diferentes formas constituem elementos pesados no interior de uma nuvem e acabam por precipitar. Durante a queda, esses elementos adquirem velocidades terminais suficientemente altas para saírem das parcelas de ar onde originalmente se formaram em intervalos de tempo pequenos se comparados com o tempo de vida da tempestade. Como consequência, a teoria da parcela, a qual assume não haver trocas entre a parcela e o ambiente, apresenta limitações inerentes no tratamento da precipitação. Duas considerações são empregadas para aliar a precipitação à teoria da parcela:

- 1) Todos os elementos resultantes da condensação são retirados continuamente da parcela à medida que se formam, impedindo assim a precipitação. Essa condição elimina a necessidade de se considerar o complicado efeito do peso sobre o movimento ascendente da parcela (devido à atração gravitacional sobre os elementos condensados) e a contribuição da capacidade térmica desses elementos à temperatura da parcela. Como o calor latente liberado durante a condensação é mantido na parcela, esse processo é denominado pseudo-adiabático. Além disso, como os

elementos condensados foram eliminados, o deslocamento descendente da parcela segue uma adiabática não-saturada, dando origem a um processo irreversível.

- 2) Corresponde a um processo reversível onde todos os elementos condensados são mantidos na parcela, porém a precipitação não ocorre. A contribuição da capacidade térmica desses elementos e o respectivo efeito da gravidade devem ser levados em consideração, sendo este último bastante significativo (uma razão de mistura de 3 g/kg equivale a uma elevação de 1°C da parcela).

Uma complicação adicional inerente da convecção é a presença de gelo e as mudanças de fase associadas de vapor para gelo e líquido para gelo à medida que a parcela ascende para níveis mais frios. Neste caso, para o processo reversível, a transformação da água super-resfriada para gelo (incrustação ou *riming*) também deve ser considerada bem como a contribuição variável da capacidade térmica dos elementos condensados para a ascensão da parcela.

Na determinação da CAPE a partir dos dados de sondagem atmosférica, todos esses efeitos podem ser considerados. Os resultados mostram que o efeito da carga gravitacional sobre a parcela, no processo reversível, é compensado de certa forma pela contribuição adicional do calor latente proveniente da fase sólida. De forma geral, valores de CAPE calculados a partir da consideração padrão pseudo-adiabática (sem presença de gelo) são comparáveis com os valores calculados a partir de processos reversíveis mais complexos os quais incluem fase sólida.

2.3. Nucleação Heterogênea do Vapor D'água

O valor de saturação da pressão de vapor d'água, e_s , é definido como a pressão na qual o vapor está em equilíbrio com uma superfície plana de água. Entretanto, superfícies de água com curvaturas muito grandes (isto é, raios de curvatura muito pequenos), como as gotículas, apresentam valores de pressão de vapor de saturação muito maiores que e_s . Isso porque, em uma superfície convexa, as moléculas estão muito mais fracamente ligadas que em uma superfície plana e, portanto, elas tendem a evaporar mais rapidamente. Como a

taxa de condensação não sofre modificações em função da forma da superfície, para que exista um equilíbrio entre a evaporação e a condensação, torna-se necessário então um valor bem mais alto da pressão de vapor a fim de favorecer o fluxo de retorno das moléculas para a superfície curva. Através de conceitos termodinâmicos, pode-se expressar essa pressão de vapor, e_r , segundo a Equação de Kelvin:

$$e_r = e_s \exp\left(\frac{2M\sigma}{\rho R T r}\right) \quad (2.8)$$

onde M = peso molecular (água = 18,02 g/mol); ρ = densidade (água = 1 g/cm³); R = constante dos gases ideais; T = temperatura absoluta; σ = tensão superficial (água = 0,072 N/m); r = raio da gota.

Em um ambiente livre de partículas, o vapor d'água somente começa a condensar, formando gotículas de água, quando os níveis de supersaturação alcançam valores muito elevados (chamada nucleação homogênea). O nível de supersaturação S de um ambiente, que possui uma pressão de vapor e , é dado, em %, por:

$$S = 100 \cdot \left(\frac{e}{e_s} - 1\right) \quad (2.9)$$

Na nucleação homogênea, portanto, é preciso que a supersaturação atinja um valor em torno de 300% para que a água líquida comece a se aglutinar ao redor de íons negativos, sempre presentes na atmosfera, e cerca de 500% para que a aglutinação ocorra ao redor de íons positivos. Uma gota de 0,01 μ m de raio, por exemplo, requer um nível de supersaturação de 12,5% em relação à superfície plana para manter seu tamanho constante.

Em contrapartida, na presença de aerossóis (semelhantes aos encontrados na atmosfera), as gotículas de água se formam em níveis de supersaturação bem mais baixos, da ordem de 2% ou menos (nucleação heterogênea). Isso porque, se a gotícula se formou a partir de um núcleo higroscópico (como o NaCl, por exemplo) um segundo efeito deve ser considerado:

a influência do soluto não-volátil na pressão de vapor. Para soluções diluídas, esse efeito segue a lei de Raoult:

$$e'_s = e_s N_w \quad (2.10)$$

onde e'_s = pressão de vapor da solução (para uma superfície plana); N_w = fração molar da água na solução. Com isso, observa-se uma redução na pressão de vapor das soluções, uma vez que $N_w < 1$ sempre. Para uma massa constante de soluto, raios cada vez menores da gota representam concentrações cada vez maiores (proporcionais a $1/r^3$) e, conseqüentemente, efeitos cada vez mais significativos. Neste ponto, quando a solução apresenta elevadas concentrações de soluto, a lei de Raoult não se aplica mais, mas ainda o efeito se mantém de maneira análoga. Portanto, o efeito do soluto torna-se predominante em gotas de raios pequenos em relação ao efeito da curvatura. Esse resultado é mostrado no gráfico da Figura 2.4, denominado curvas de Köhler. Cada curva representa, para uma dada massa de soluto, os valores da pressão de vapor de equilíbrio em função de vários tamanhos de gotícula.

Em resumo, as curvas de Köhler incorporam os seguintes efeitos:

- 1) À medida que o tamanho da gotícula aumenta, o nível de supersaturação de equilíbrio sobre sua superfície diminui (Equação de Kelvin). No caso de uma gotícula de água pura, o efeito é mostrado na curva tracejada: quanto menor a gotícula, maior a pressão de vapor de equilíbrio. As curvas para gotículas contendo quantidades fixas de sal dissolvido se aproximam da curva de Kelvin à medida que aumentam de tamanho, devido ao aumento do grau de diluição do sal.
- 2) O nível de supersaturação de equilíbrio é reduzido em função da quantidade de soluto dissolvido (Lei de Raoult). Para gotículas contendo quantidades fixas de soluto, esse efeito torna-se mais significativo quanto menor for a gotícula. Assim, para gotículas de solução muito pequenas, a pressão de vapor de equilíbrio é menor se comparada com o valor para uma superfície plana de água, ou seja, o nível de supersaturação é negativo.

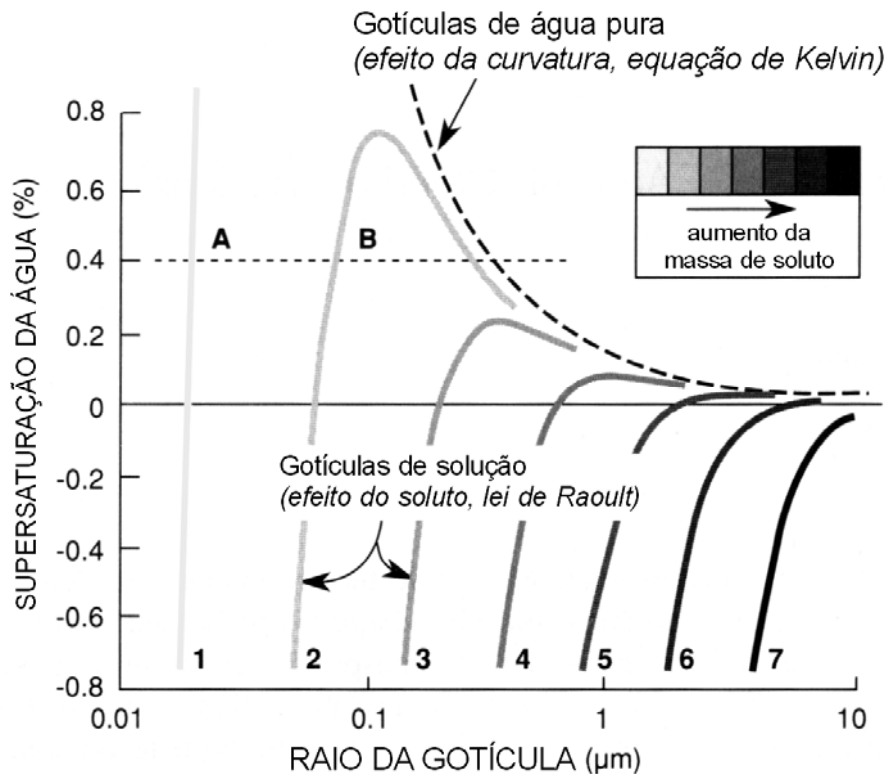


FIGURA 2.4 – Níveis de supersaturação de equilíbrio (com relação a uma superfície de água plana) para gotículas de água pura (curva tracejada) e para gotículas contendo massas fixas de sal dissolvido, em função do raio das gotículas.
 FONTE: Adaptada de Hobbs (1993, p. 34).

Além de fornecer o nível de supersaturação de equilíbrio sobre a superfície de uma gotícula, as curvas de Köhler podem ser usadas para se determinar como as gotículas irão crescer em um ambiente com um dado nível de supersaturação fixo. Por exemplo, para um ambiente com supersaturação de 0,4%, partículas insolúveis menores que 0,5 μm não servem como núcleos de crescimento de gotículas, pois o equilíbrio de supersaturação das gotículas que se formam sobre as partículas é inicialmente > 0,4%. Neste mesmo ambiente, gotículas contendo material dissolvido (com raios efetivos muito menores que 0,5 μm e representadas pela curva 1), irão aumentar de tamanho até o ponto A, quando então estarão em equilíbrio com a pressão de vapor do ambiente. O mesmo irá acontecer para gotículas representadas pela curva 2, as quais crescerão até o ponto B. Na atmosfera, gotas que estejam em pontos de equilíbrio como estes (à esquerda do pico de sua respectiva curva de Köhler) são denominadas gotículas inativas (que formam neblina), as quais podem

reduzir significativamente a intensidade da luz solar que chega até a superfície, diminuindo assim a visibilidade. Note que partículas solúveis em água podem formar neblina a pressões de vapor bem menores que o valor de saturação da água. Para o caso de uma gotícula representada pela curva 3, o pico da curva fica abaixo do nível de supersaturação de 0,4%. Neste caso, ela irá crescer seguindo a curva e ultrapassar o pico para a direita, sendo então denominada de gotícula ativada, pois terá formado uma gotícula de nuvem com vários μm de raio. Em geral, uma partícula solúvel será ativada em um ambiente com nível de supersaturação S caso $S > S_c$, onde S_c é o valor de pico da supersaturação dado pela curva de Köhler que representa a partícula.

Desta forma, quando uma parcela de ar sobe na atmosfera, primeiramente ela irá atingir o nível de saturação (conforme visto anteriormente). Neste ponto, o nível de supersaturação é exatamente nulo ($S = 0$). Então, à medida que ela sobe um pouco mais, atinge-se uma situação onde todas as gotículas (como também os núcleos iniciais), cujos valores máximos (raios críticos) encontram-se abaixo do nível de saturação, tornam-se ativas. Assim, o processo de condensação em todas essas gotículas é suficiente para reduzir o nível de supersaturação. Como resultado, mais nenhuma gotícula ativa-se. Aquelas com núcleos muito pequenos não têm condições de ultrapassarem seu raio crítico e retornam ao equilíbrio em seus tamanhos menores, correspondente à porção esquerda da curva. Estas permanecem, portanto, como partículas úmidas de aerossóis, mas não são consideradas gotículas de nuvens (seus tamanhos alcançam, na maioria das vezes, o máximo de $0,1\mu\text{m}$). Um fenômeno similar acontece quando o ar se resfria abaixo de seu ponto de orvalho por fenômenos de condução ou radiação, dando origem aos nevoeiros.

CAPÍTULO 3

PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE

3.1. Introdução

Embora as tempestades venham sendo largamente estudadas nos últimas décadas, os mecanismos de eletrificação das nuvens ainda rendem extensos debates na comunidade científica. Existem atualmente evidências irrefutáveis da presença de cargas elétricas no interior das nuvens como, por exemplo, a ocorrência dos relâmpagos e o desenvolvimento de intensos campos elétricos observados *in loco* ou na superfície. Entretanto, para que esses campos elétricos se desenvolvam, é necessário haver a formação e a conseqüente separação das cargas positivas e negativas dentro da nuvem de tempestade. Para tentar explicar esses processos físicos, várias teorias têm sido propostas na literatura*. O objetivo deste texto é abordar os principais mecanismos atualmente aceitos com base na revisão de Saunders (1995). A partir dele, serão então discutidos os principais avanços da pesquisa na área com base em publicações mais recentes.

3.2. Processo de Eletrificação Convectivo

Este processo tem sido considerado uma alternativa para as teorias envolvendo eletrificação de partículas (Vonnegut et al. 1962; Moore et al. 1989). Uma nuvem cumulus em crescimento arrasta para cima, através de suas correntes ascendentes, íons positivos

* Na literatura, as partículas de gelo que se formam na atmosfera recebem diferentes denominações em função de seu estágio de desenvolvimento, as quais podem ser resumidas em:

Cristais de Gelo (*Ice Crystals*) – Partículas sub-micrométricas formadas a partir da deposição de vapor nos núcleos de gelo ou gotículas congeladas (primeiro estágio de desenvolvimento).

Grãos de Gelo (*Graupel*) – Partículas micrométricas formadas a partir dos cristais de gelo pela agregação de gotículas de água super-resfriada em sua superfície, num processo denominado incrustação (*riming*), que representa o segundo estágio de crescimento.

Granizo (*Hail*) – Partículas milimétricas formadas a partir do crescimento dos grãos de gelo em condições muito específicas da nuvem. Nem todas as partículas alcançam esse estágio.

presentes abaixo de sua base. Essas cargas positivas são então rapidamente aprisionadas nas gotículas de água e carregadas para cima até próximo ao topo onde então atraem cargas negativas das camadas mais altas da atmosfera em direção à nuvem que, por sua vez, são aprisionadas em partículas presentes em suas fronteiras. Acredita-se que essa camada de blindagem resultante desça em direção à base da nuvem por processos de penetração de ar em seu topo seguidos por correntes de ar descendentes. A Figura 3.1 mostra o fluxo de cargas em uma nuvem de tempestade com base no processo convectivo. Considera-se também que processos de mistura nas bordas da nuvem tragam cargas negativas para dentro dela, as quais descem para os níveis mais baixos onde então atraem ainda mais cargas espaciais positivas existentes abaixo da nuvem.

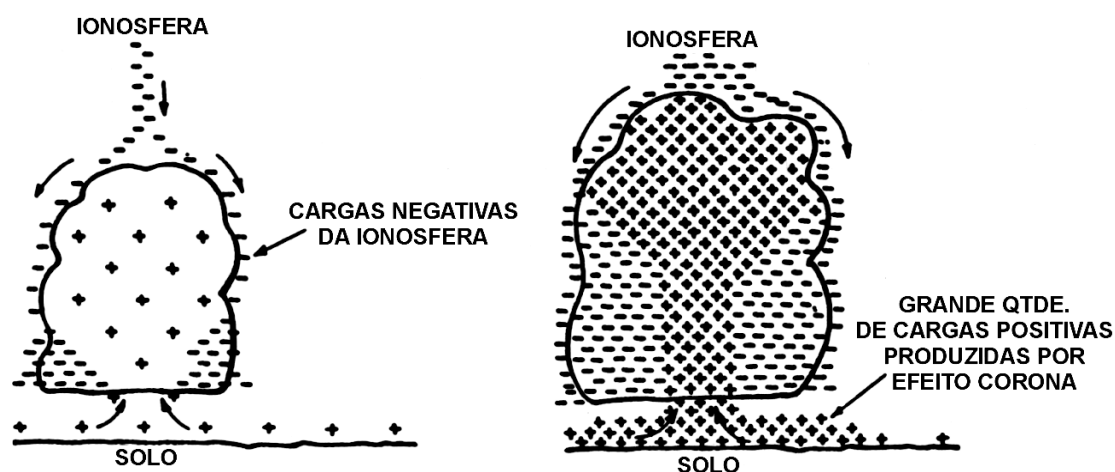


FIGURA 3.1 – Desenvolvimento do centro de cargas negativas na parte mais baixa da nuvem através do processo convectivo e a subsequente intensificação da eletrificação como resultado da descarga corona a partir do solo.

FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 71).

Esse mecanismo, entretanto, apresenta algumas contradições que ainda não puderam ser re-solvidas. Uma das questões ainda sem resposta trata da convecção inicial de cargas positivas para dentro da base da nuvem, a qual baseia-se no excesso de cargas espaciais positivas disponíveis perto do solo. Ainda não há evidências conclusivas de que a produção desses íons positivos por raios cósmicos ou decaimento radioativo na baixa troposfera seja suficiente para permitir a eletrificação da nuvem de tempestade. Por outro lado, há quem defenda a idéia de que, com a suficiente intensificação do campo elétrico no solo em

função da concentração de cargas negativas na base da nuvem (provenientes das partes mais altas), seria possível a formação de cargas positivas por efeito corona, as quais penetrariam na base da nuvem dando continuidade ao processo. Surge, entretanto, algumas outras contradições. Acredita-se que esse processo de penetração de cargas positivas na base da nuvem seja excessivamente lento para contribuir para a eletrificação. Além disso, como explicar que campos elétricos tão intensos, capazes de gerar descarga corona no solo, não sejam fortes o suficiente para dar início a rupturas dielétricas dentro da nuvem?

Embora existam evidências de que o processo convectivo de fato ocorra (Vonnegut. 1991), todas essas considerações mostram que este mecanismo parece não conseguir explicar os primeiros estágios da eletrificação das nuvens de tempestade. A maior crítica está justamente no início do processo, quando os campos elétricos ainda são fracos. Em outras palavras, a formação de cargas espaciais positivas por descarga corona na superfície e sua conseqüente convecção até a base da nuvem somente seriam possíveis após uma significativa eletrificação da nuvem, quando os campos elétricos se tornam suficientemente intensos. A partir daí sim o processo convectivo teria um papel bem definido: o transporte de cargas espaciais até a nuvem, permitindo a manutenção da eletrificação da tempestade por mais tempo e prolongando assim a atividade de relâmpagos. Desta forma, conclui-se que outros processos devam estar ocorrendo nos primeiros estágios da eletrificação para que se obtenha os elevados campos elétricos registrados por medidas *in loco*.

3.3. Processo de Eletrificação de Partículas

3.3.1. Processo Indutivo

Esse processo baseia-se na polarização elétrica de partículas por indução de um campo elétrico vertical existente no ambiente. Quando uma partícula pequena ricocheteia no hemisfério inferior de uma partícula maior polarizada pelo campo elétrico, ela remove cargas positivas e assim promove a separação das cargas, o que por sua vez intensifica o campo elétrico. Esse mecanismo foi inicialmente proposto para gotas de d'água maiores colidindo com gotículas menores, entretanto, nesse caso, o campo elétrico tende a promover a coalescência e não a separação de cargas.

A possibilidade da transferência indutiva de cargas quando cristais de gelo colidem com grãos de gelo maiores foi proposta mais tarde, com base em experimentos de laboratório (Figura 3.2). Os resultados mostraram, entretanto que a transferência de carga, nesses casos, era desprezível, pois o tempo de contato era muito pequeno para permitir a completa relaxação do campo elétrico e, conseqüentemente, promover a movimentação das cargas de uma partícula para outra. Alguns experimentos mostraram que gotículas super-resfriadas podiam remover cargas de grãos de gelo esféricos sob ação de um campo elétrico radial. Isso porque, nessa configuração de campo, os grãos apresentavam uma diferença de potencial com relação a suas vizinhanças de tal forma que colisões tangenciais em qualquer ponto da superfície separavam a mesma quantidade de carga. Por outro lado, para grãos caindo em um campo elétrico vertical, as colisões tangenciais ocorriam somente próximas ao equador horizontal, uma região onde a quantidade de cargas induzidas pelo campo da tempestade é pequena, resultando assim em pequenas transferências de cargas.

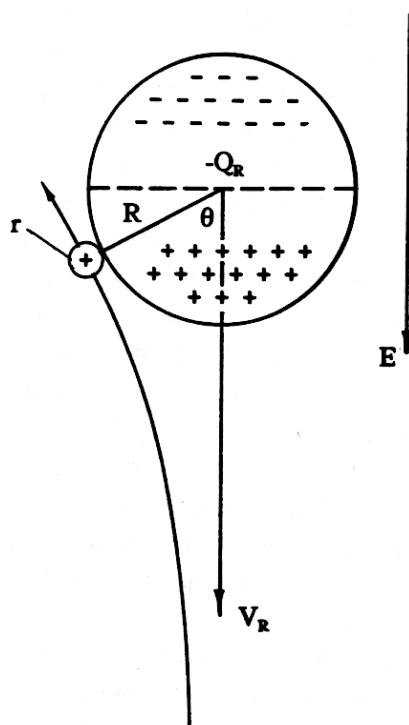


FIGURA 3.2 – Um grão de gelo esférico polariza-se na presença de um campo elétrico ambiente. Partículas de gelo que venham a colidir com a parte de baixo do grão removem suas cargas positivas, tornando-a negativamente carregada.
 FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 74).

Outros trabalhos mostraram que a separação de cargas promovida por gotículas congeladas, ricocheteando em grãos de gelo esféricos na presença de um campo elétrico, não podia ser explicada simplesmente pelo processo indutivo, uma vez que a condutividade do gelo era muito baixa para a completa transferência de cargas durante o tempo de contato das partículas (tipicamente $< 1\mu\text{s}$).

Mesmo diante desses resultados desfavoráveis, o processo indutivo tem sido incluído em muitos modelos numéricos de eletrificação de tempestades, pelo fato do mecanismo de transferência de cargas ser conhecido, ao contrário de outros processos de eletrificação, e da facilidade em se calcular a magnitude das cargas transferidas. Porém, algumas questões ainda permanecem sem resposta. Por exemplo, ainda se questiona até que ponto o processo indutivo pode levar à eletrificação, uma vez que o equador elétrico de um grão de gelo esférico se move para baixo, à medida que ele se carrega após sucessivas colisões. Se as gotículas capazes de separar cargas só o fazem quando colidem logo abaixo do equador geométrico, então o processo de eletrificação indutivo é limitado para eletrificar tempestades. Entretanto, alguns trabalhos mostraram, em uma reavaliação do processo, que existe a possibilidade de haver uma significativa transferência de carga a partir de gotículas que colidem com o hemisfério inferior de pequenos grãos de gelo de baixa densidade, cuja velocidade de queda é suficientemente baixa para que as gotículas colidam bem próximo ao equador geométrico. Esse processo, embora pareça viável (Brooks e Saunders. 1994), ainda precisa de investigações em laboratório, uma vez que os valores das eficiências de colisão e as probabilidades de separação de cargas em grãos de gelo por pequenas gotículas ainda não são bem conhecidos.

No entanto, o maior problema do mecanismo indutivo é que ele não explica a existência de partículas altamente carregadas já nos primeiros estágios da eletrificação. As elevadas quantidades de cargas presentes em grãos de gelo milimétricos não condizem com a intensidade dos campos elétricos medidos em algumas tempestades. Esse mecanismo, portanto, não é capaz de produzir por si só a eletrificação observada nessas tempestades. Desta forma, mesmo que o processo indutivo não possa sozinho promover a eletrificação de uma tempestade, ele pode trabalhar em conjunto com outros mecanismos.

Uma forte crítica ao processo indutivo tem sido o tempo de recuperação do campo elétrico entre relâmpagos consecutivos, o qual, pelo processo, deveria ser exponencial. Entretanto, medidas a bordo de balões dentro das nuvens mostraram recuperações lineares. Além disso, medidas abaixo de tempestades revelaram que a corrente de Maxwell (soma da corrente de condução com a corrente de deslocamento) varia muito lentamente mesmo na presença de relâmpagos, o que sugere que o gerador de corrente seja independente do campo elétrico da nuvem. Medidas a bordo de planadores mostraram taxas de crescimento exponenciais do campo elétrico nos primeiros estágios de eletrificação em algumas tempestades no Novo México. Com um tempo de relaxação de 50–100s, essa taxa é relativamente maior que aos valores determinados por modelos numéricos baseados no crescimento indutivo. Esse rápido desenvolvimento do campo pode ser uma evidência de que vários processos de eletrificação estejam atuando simultaneamente. E o mais interessante é que, no Novo México, a taxa de crescimento do campo estabiliza-se após esse período de 4–5 min de crescimento rápido, em concordância com o crescimento linear do campo, observado em outros trabalhos.

3.3.2. Processos Não-Indutivos de Eletrificação

Esses processos ocorrem durante colisões entre partículas nas quais ocorre transferência de carga independentemente da intensidade do campo elétrico local.

3.3.2.1. Interação dos Cristais/Grãos de Gelo

Grandes transferências de carga têm sido observadas durante interações de cristais de gelo (crescidos por deposição de vapor) com grãos de gelo (formados por incrustação) na presença de água super-resfriada. A comprovação da eficiência desse processo na eletrificação de tempestades veio de exaustivas experiências de laboratório e de dados obtidos a bordo de aeronaves voando através das nuvens. Essas interações entre partículas foram estudadas pela primeira vez na década de 50 através de experimentos de simulação de nuvens, os quais mostraram que as cargas separadas por cristais de gelo colidindo com grãos de gelo esféricos eram suficientes para explicar a eletrificação das tempestades. Esses experimentos foram realizados a temperaturas em torno de -25°C , utilizando quantidades

de água líquida realísticas, e mostraram que as esferas de gelo, representando os grãos em queda, carregavam-se negativamente uma vez que cargas positivas eram removidas na colisão com os cristais de gelo. Nas tempestades, esse processo de transferência de carga explicava o dipolo vertical presente nas nuvens, após a separação das cargas por efeito gravitacional. Não foi observada a separação de cargas quando, na ausência de cristais de gelo, as gotículas colidiam com os grãos de gelo. Esses resultados levaram à conclusão que a transferência de carga ocorria devido à diferença de temperatura entre as partículas interagentes: os cristais permaneciam essencialmente à temperatura do ar enquanto que os grãos de gelo, ao capturar água super-resfriada, eram aquecidos pela liberação do calor latente de congelamento. Mais tarde, no início da década de 80, novos experimentos mostraram que essa transferência de carga não dependia da diferença de temperatura entre as partículas, mas sim da temperatura do ambiente, bem como da quantidade de água líquida disponível. Os resultados desses trabalhos resumem então a base de um mecanismo de eletrificação viável (Figura 3.3) no qual os cristais de gelo carregam negativamente os grãos de gelo quando colidem entre si a temperaturas mais baixas (entre -15° e -20°C) e positivamente quando a colisão ocorre a temperaturas mais altas (entre -5°C e -10°C). Além disso, o sinal da carga transferida também é influenciado pela quantidade de água líquida disponível para ser capturada pelo grão de gelo.

Em meados na década de 80, confirmou-se que o sinal da carga transferida entre as partículas dependia da temperatura do ambiente (Figura 3.4), sendo que o valor da temperatura de inversão tende a aumentar com a diminuição da quantidade de água líquida. Observou-se também que a quantidade de carga transferida dependia da velocidade de impacto e do tamanho dos cristais de gelo. Keith e Saunders (1990) estenderam os experimentos anteriores, empregando cristais de gelo maiores (até $800\mu\text{m}$ de diâmetro), e encontraram que a quantidade de carga transferida aumentava em função do tamanho dos cristais, porém esse aumento era muito rápido quando os cristais eram pequenos, tornando-se mais lento para os cristais maiores. A explicação dada foi que as cargas transferidas eram limitadas por transferências inversas de algumas das cargas já existentes na superfície das partículas quando estas colidiam. Estudos dessas interações cristais/grãos no escuro revelaram emissões de luz associadas com essa transferência contrária de cargas na forma de efeito corona. A partir desses experimentos, foram então formuladas

expressões matemáticas relacionando a quantidade de carga transferida, o tamanho dos cristais e a velocidade de impacto para ambas as polaridades (Mitzeva e Saunders. 1990).

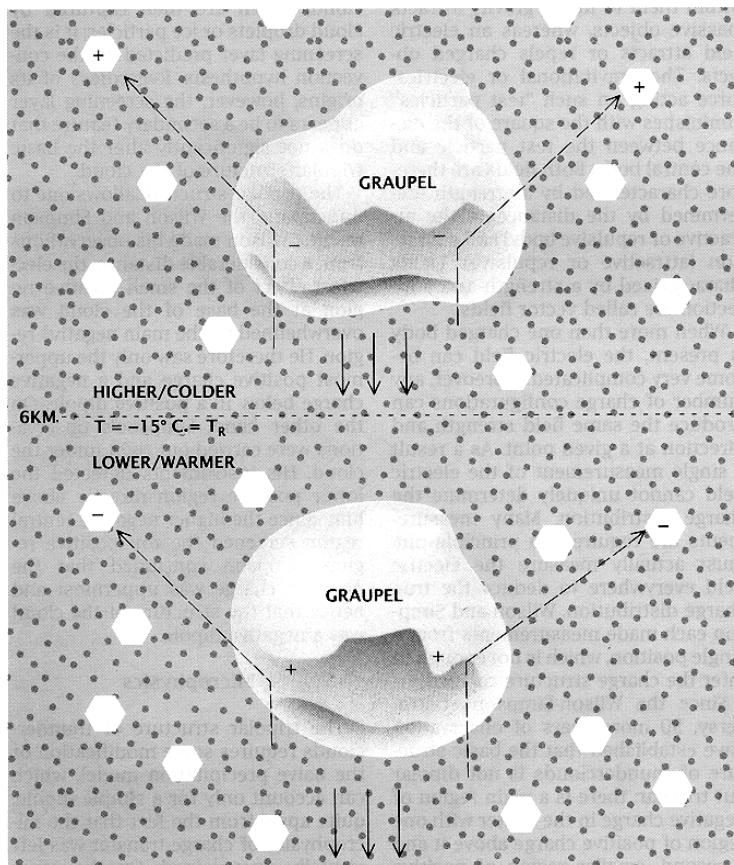


FIGURA 3.3 – Microfísica da transferência de carga envolvendo colisões entre grãos de gelo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente.
FONTE: Williams (1988, p. 92).

A dependência numérica da transferência de carga cristais/grãos de gelo com a quantidade de água líquida (LWC) na nuvem foi formulada por Saunders et al. (1991) a partir de vários experimentos de laboratório sob condições controladas. Estudos anteriores já haviam mostrado que a quantidade de água líquida efetiva (EW), formada por gotículas grandes o suficiente para colidir com as partículas de gelo em crescimento, é importante no controle da carga elétrica transferida. A Figura 3.5 mostra os regimes de transferência de carga positiva e negativa em função da EW e da temperatura. Os autores apresentaram também equações parametrizadas que combinam os efeitos da temperatura, do tamanho dos cristais de gelo e da velocidade de impacto no processo de separação de cargas. Essas equações

permitem o cálculo da transferência de carga para determinadas condições da nuvem que representam as condições reais das regiões das tempestades onde ocorre a eletrificação das partículas. Além disso, essas expressões possibilitam sua inclusão em modelos numéricos de desenvolvimento de campos elétricos de nuvens.

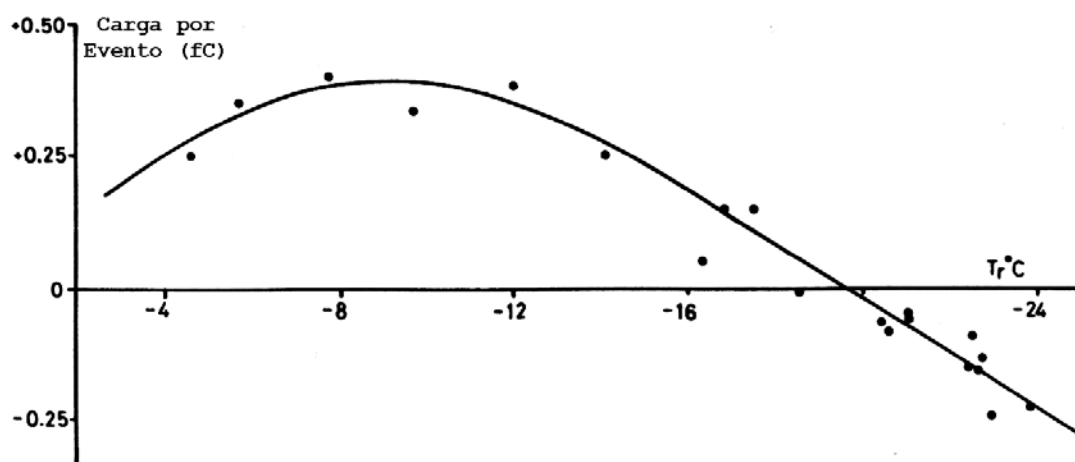


FIGURA 3.4 – Carga transferida a um grão de gelo pela colisão com cristais em função da temperatura. A temperatura de inversão corresponde ao ponto onde não há transferência de carga.
 FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 78).

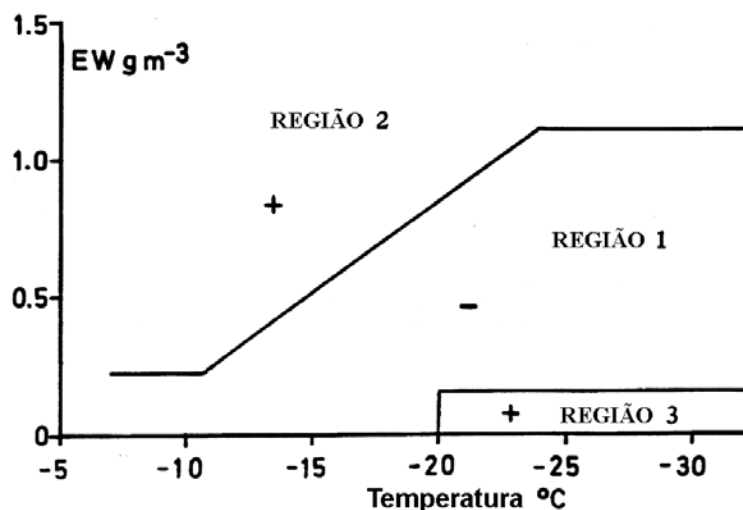


FIGURA 3.5 – Sinal da carga transferida para um grão de gelo em crescimento por incrustação através de colisões com cristais de gelo em função da quantidade de água líquida efetiva e da temperatura.
 FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 79).

3.3.2.2. Interação de Esferas/Grãos de Gelo

Uma outra abordagem experimental consiste em modelar a separação de cargas durante as colisões entre grãos de gelo grandes e pequenos através do impacto de esferas de gelo individuais de $100\mu\text{m}$ de diâmetro com superfícies incrustadas. Esses experimentos mostraram que a maior parte da carga transferida para a superfície tinha polaridade positiva a temperaturas acima de -18°C e negativa a temperaturas abaixo de -24°C , resultando numa temperatura de inversão de aproximadamente -21°C . Aumentando-se a LWC ou a temperatura, havia um favorecimento da eletrificação positiva dos grãos em concordância com os resultados envolvendo cristais de gelo. As equações mencionadas anteriormente (Saunders et al. 1991) foram usadas para comparar os dois processos de transferência (com cristais e com esferas de gelo), embora se acredite que esses mecanismos possivelmente sejam diferentes. Isso porque a quantidade média de carga transferida pelo mecanismo das esferas de gelo, medida em laboratório a uma temperatura de -24°C , $0,2\text{ g/m}^3$ de EW, partículas com $100\mu\text{m}$ de diâmetro e velocidades de 5m/s , é cerca de 3 vezes maior que o valor predito pelas equações para o mecanismo dos cristais de gelo nas mesmas condições. Essa transferência média de cargas superior pode ser causada pela maior quantidade de movimento das esferas de gelo ou mesmo por diferentes mecanismos de eletrificação envolvendo os dois tipos de partículas.

Nos experimentos envolvendo esferas de gelo, a temperatura de inversão possui boa concordância com os valores encontrados nos experimentos de cristais de gelo. Entretanto, estudos de esferas de gelo para temperaturas próximas a sua temperatura de inversão (-21°C) com EW igual a $0,2\text{ g/m}^3$ revelaram que um aumento na quantidade de água líquida ou na temperatura alterava a polaridade predominante da superfície de impacto de negativa para positiva. Pela Figura 3.5, para as interações com cristais de gelo em torno de -21°C , o correspondente valor crítico de EW para a inversão do sinal de negativo para positivo com o aumento de EW ou da temperatura seria $0,9\text{ g/m}^3$. Essa diferença pode ser um indicativo de que o mecanismo de transferência de carga para os experimentos com esferas de gelo individuais seja diferente que o mecanismo dos experimentos com múltiplos cristais de gelo ou, pelo menos, de que existam diferenças importantes entre os dois tipos experimentos. A consequência desses resultados, os quais apontam para uma maior transferência de carga

positiva para os grãos de gelo a menos que a LWC seja muito baixa, é a dificuldade em explicar a predominância das partículas com cargas negativas nas tempestades.

3.3.3. Mecanismos de Transferência de Carga

O exato mecanismo no qual cargas são transferidas entre duas partículas interagentes ainda continua em discussão. Os processos descritos a seguir não sofrem com o problema dos curtos tempos de contato, os quais limitam o processo indutivo, devido a sua necessidade de conduzir carga de um ponto distante da superfície da partícula até o ponto de contato. Nos processos abaixo, a carga estará sempre disponível no ponto de contato.

3.3.3.1. Taxas de Crescimento Relativo e Camada Líquida

A partir dos experimentos de interação cristal/grão de gelo, foi possível explicar a inversão da polaridade de carga transferida com base nas taxas de crescimento relativo das partículas interagentes. Um grão não só coleta gotículas de água super-resfriada como também cresce por difusão do vapor proveniente do ambiente ao seu redor (nuvem de gotas local). Ele também cresce pela difusão do vapor liberado quando as gotículas de água congelam em sua superfície. Por outro lado, os pequenos cristais de gelo presentes na nuvem crescem apenas por difusão do vapor ambiente e, assim, esses dois tipos de partículas apresentam taxas distintas de crescimento por difusão. O tempo de congelamento de uma gotícula sobre o grão de gelo depende da temperatura. Desta forma, para temperaturas baixas, com o rápido congelamento das gotículas, há menos vapor liberado que para temperaturas mais altas. Qualitativamente, os cristais e os grãos de gelo possuem taxas de crescimento relativo que podem se inverter em função da temperatura e que as partículas que crescem mais rapidamente por deposição de vapor adquirem carga positiva. Em resumo, a eletrificação positiva do grão de gelo ocorre quando os cristais colidem com áreas de sua superfície que estão crescendo mais rapidamente pela difusão do vapor proveniente da superfície das gotículas em congelamento. Por outro lado, os grãos adquirem cargas negativas quando a liberação de calor latente pelo congelamento das gotículas em sua superfície o aquece suficientemente para que sua taxa de crescimento por difusão de vapor fique menor que a taxa de crescimento dos cristais interagentes.

O mecanismo proposto por Baker e Dash (1989) para explicar essa transferência de carga dependente da taxa de crescimento estabelece que a orientação das moléculas na superfície gera um excesso de íons negativos na camada líquida de água que envolve a partícula (Figura 3.6). A carga na superfície depende da taxa de crescimento: as partículas que crescem mais rapidamente terão camadas líquidas mais finas e, assim, fornecerão mais cargas negativas durante as interações com os cristais. O mecanismo se baseia na transferência de cargas de uma partícula para outra através do contato. Entretanto, existem aqui alguns problemas: medidas experimentais mostraram que a camada líquida ao redor do gelo existe somente até -4°C , uma vez que as partículas, nessas temperaturas, se comportam eletricamente como uma superfície de água. Abaixo de -4°C , o comportamento elétrico da superfície corresponde ao do gelo. Por outro lado, existem evidências de que a camada líquida possa existir para temperaturas bem mais baixas. Um outro problema se refere à diminuição da camada líquida com a redução da temperatura, embora uma significativa transferência de carga entre cristais e grãos de gelo tenha sido observada em estudos de laboratório realizados abaixo de -30°C .

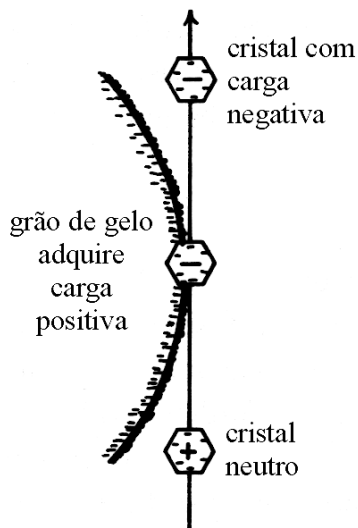


FIGURA 3.6 – Transferência de cargas negativas para cristais de gelo associada à camada líquida de um grão de gelo formado por incrustação.
 FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 81).

Algumas experiências indicaram que o sinal e a magnitude das cargas na interação cristais/grãos são afetadas por impurezas nas gotículas de água que formam o grão de gelo: o sódio aumenta a eletrificação positiva da partícula, enquanto que o amônio intensifica a eletrificação positiva. Esses resultados, entretanto, não são satisfatoriamente explicados por nenhum mecanismo.

3.3.3.2. Eletrificação da Superfície de Gelo em Crescimento ou Evaporação

Experimentos realizados com cristais de gelo na ausência de gotículas de água revelaram que, quando os cristais colidem com uma superfície de gelo crescendo por difusão de vapor, essa superfície adquire carga positiva; por outro lado, superfícies em evaporação (sublimação) adquirem carga negativa. Outros experimentos sem a presença de cristais de gelo provaram que os resultados acima eram causados pela remoção da superfície em crescimento ou sublimação. Entretanto, outros estudos mostraram que cristais ou esferas de gelo de 100 μ m de diâmetro a velocidades reais (como as utilizadas em experimentos de eletrificação) não eram capazes de quebrar o gelo incrustado, mesmo com sua baixa densidade. Contudo, certas extensões dendríticas do gelo (protuberâncias) podiam ser rompidas, permitindo dizer que todas as transferências de cargas observadas nesses experimentos possivelmente tenham sido causadas pela ruptura do gelo nos alvos.

A partir desses resultados, Caranti et al. (1991) desenvolveram um novo e mais eficiente mecanismo de separação de cargas. Eles observaram que protuberâncias crescendo por deposição na superfície de um grão de gelo apresentavam um gradiente de temperatura ao longo da estrutura, onde as pontas externas eram mais quentes em função da liberação de calor latente. Os autores propuseram que, quando pequenas partículas de gelo colidem com a superfície, essas estruturas são quebradas de tal forma que os prótons das pontas de hidrogênio tendem a permanecer no lado frio da fratura e, como as extremidades (mais quentes e, portanto, carregadas negativamente) são removidas, o grão fica com excesso de cargas positivas (Figura 3.7). Ao contrário, uma protuberância em sublimação possui suas extremidades externas mais frias que sua base e assim, quando removidas (carregando consigo cargas positivas), o grão de gelo adquire carga negativa. As mesmas delicadas

protuberâncias crescendo por sublimação podem ser responsáveis pela eletrificação negativa dos grãos de gelo quando removidas pela colisão com cristais ou jatos de ar.

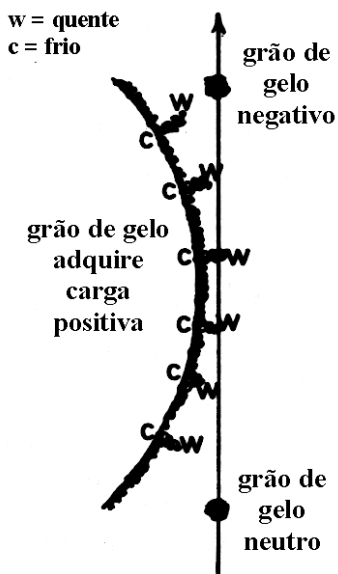


FIGURA 3.7 – Transferência de cargas associadas a gradientes de temperatura nas extensões dendríticas formadas sobre a superfície de um grão de gelo.
FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 81).

3.3.3.3. Eletrificação por Potencial de Contato

Caranti e Illingworth (1983) mostraram que a incrustação em uma superfície de gelo fazia com que ela desenvolvesse um potencial de contato negativo se comparada com uma superfície sem incrustação. Esses resultados estão na Figura 3.8. Esse potencial de contato tornava-se mais negativo com a diminuição da temperatura até alcançar um valor constante em torno de -400mV a temperaturas abaixo de aproximadamente -20°C . A hipótese levantada foi que um cristal de gelo colidindo com a superfície de um grão iria carregá-lo negativamente devido a uma diferença de potencial de contato entre ambos. Cálculos embasados nessa teoria apresentaram valores de transferência compatíveis com as observações. Novos experimentos comprovaram que não há variação do potencial de contato associada com a mudança de uma superfície em crescimento para uma em sublimação, permitindo assim que esse processo explicasse as inversões de polaridade de grãos de gelo em crescimento ou sublimação. Nos experimentos envolvendo esferas de

gelo, o mecanismo do potencial de contato parece não ser ativo, pois ambas as superfícies interagentes poderiam ter o mesmo potencial de contato face ao rápido congelamento da água super-resfriada.

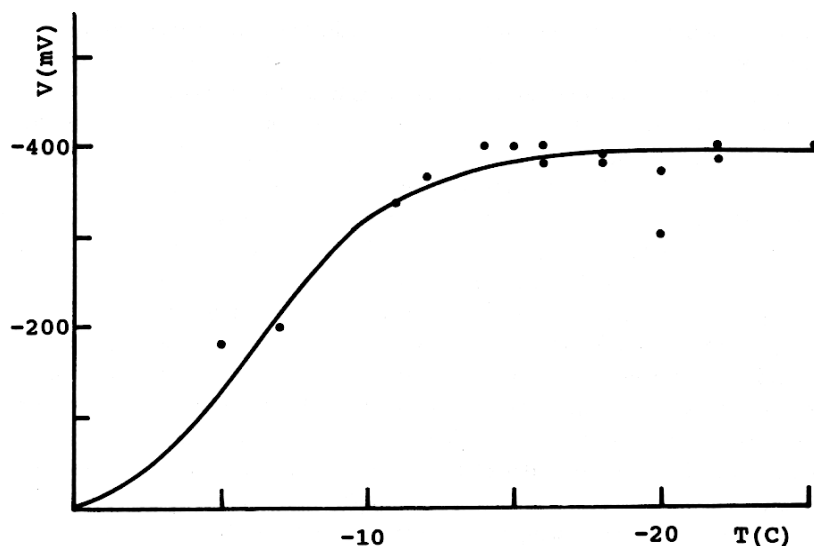


FIGURA 3.8 – Variação do potencial de contato em uma superfície de gelo após incrustação em função da temperatura. O potencial inicial de 0V está associado a uma superfície sem incrustação.
FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 83).

3.3.3.4. Cargas em Desarranjos Cristalinos

Takahashi (1978) propôs que durante o impacto de um cristal de gelo com as protuberâncias de um grão de gelo cria-se um par de prótons livres e desarranjos cristalinos carregados negativamente. Segundo esse mecanismo, enquanto a ramificação está sendo rompida, as cargas são separadas sob ação do gradiente de temperatura local, explicando assim a polaridade positiva dos grãos de gelo em condições de baixa disponibilidade de água líquida. Um mecanismo de desarranjo alternativo que pode explicar grãos com carga negativa é sustentado por algumas evidências de desarranjos cristalinos com cargas positivas e a dependência da densidade de cargas em função da temperatura e da taxa de crescimento. Cálculos da disponibilidade de carga para transferência nas colisões cristal/grão de gelo concordam com as observações experimentais. Variações na velocidade

e no tamanho dos cristais poderão alterar a área de contato entre as partículas interagentes, o que irá afetar a magnitude da carga transferida. Alguns estudos mostraram um aumento na densidade dos desarranjos (mm^{-2}) nos grãos de gelo com a redução da temperatura, além disso, cristais com baixa taxa de crescimento apresentavam baixas densidades de desarranjos. Assim, a eletrificação observada pode ser explicada em termos da diferença na concentração de desarranjos nas superfícies das partículas interagentes.

3.3.3.5. Aplicação dos Mecanismos de Eletrificação de Partículas

As várias regiões de eletrificação mostradas na Figura 3.5 podem ser associadas a condições específicas dos grãos de gelo controladas pela EW e temperatura. A Tabela 3.1 identifica os possíveis mecanismos de eletrificação relacionados com cada região dos experimentos cristal/grão de gelo, de acordo com a Figura 3.5. A carga positiva de um grão de gelo pode advir da remoção da superfície incrustada, pelo crescimento da partícula via difusão de vapor ou pela presença de camada líquida. A carga negativa pode ser proveniente da diferença do potencial de contato entre o grão e os cristais de gelo interagentes, da diferença entre a concentração de desarranjos carregados eletricamente nas superfícies interagentes ou da remoção de parte da camada líquida carregada. É muito provável que todos os processos de transferência de carga ocorram simultaneamente, porém um ou outro tende a dominar em função da temperatura e da quantidade de água líquida.

TABELA 3.1 – Aplicabilidade dos processos de eletrificação aos resultados das colisões de cristais de gelo.

	Polaridade da Carga do Grão de Gelo	Potencial de Contato	Desarranjos	Camada Líquida	Gradiente de Temperatura
Região 1	Negativa	√	√	√	X
Região 2	Positiva	X	X	√	√
Região 3	Positiva	X	X	√	√

Nota: √ = aplicável; X = não aplicável.

3.4. Os Resultados dos Últimos Anos

Muitos têm sido os trabalhos publicados desde a revisão de Saunders (1995), entretanto a discussão sobre os processos de eletrificação ainda parece estar longe de chegar a uma conclusão definitiva. Basicamente, os estudos dos pesquisadores da área têm se resumido a experimentos específicos, voltados para reproduzir uma determinada condição da nuvem ou incluir uma nova variável, na tentativa de explicar determinadas discordâncias existentes em estudos anteriores.

Experimentos mais recentes realizados por Saunders e Peck (1998) envolvendo interações cristais/grãos de gelo permitiram substituir a Figura 3.5, apresentada anteriormente, pela Figura 3.9, que mostra o sinal da carga transferida em função da EW e da temperatura ambiente. Os resultados obtidos nesse trabalho basearam-se na hipótese de que os grãos tendem a adquirir carga positiva quando apresentam elevadas taxas de crescimento (relacionadas com a incrustação) para altas temperaturas do ambiente; e tendem a ser carregar negativamente para temperaturas mais baixas e taxas de crescimento menores.

Ávila et al. (1995) mostraram através de colisões individuais de esferas de gelo que era possível a inversão de polaridade da carga média transferida para os grãos à medida que se aumentava sua temperatura. Para uma temperatura ambiente abaixo de -15°C , a carga transferida passava de positiva para negativa quando o grão era aquecido em alguns graus; aquecimentos adicionais levavam à transferência positiva novamente. Ávila et al. (1996), numa extensão do trabalho anterior, apresentou um diagrama da polaridade de carga transferida para o grão em função da temperatura ambiente (T_a) e a temperatura média do grão (T_b), o qual era consistente com a separação de cargas de larga escala presente em três categorias de nuvens: (1) Estratiforme e de inverno – Caracterizadas por nuvens finas, com fracas correntes ascendentes, baixa LWC e, em geral, lento crescimento das partículas, as quais apresentam temperaturas próximas a do ambiente. Isso leva então a eletrificação positiva dos grãos; (2) Ordinárias – Apresentam significativo desenvolvimento vertical, com níveis de LWC mais altos e correntes ascendentes mais intensas. Isso provoca um maior aquecimento dos grãos e, conseqüentemente, sua eletrificação negativa. O objetivo do trabalho era incluir mais uma variável (além da temperatura do ambiente e da EW) na

parametrização da transferência de cargas durante a colisão esferas/grãos de gelo: a temperatura média do grão (T_b). Com isso foi possível separar os efeitos causados pela presença de água líquida: (1) as gotículas são fontes de vapor de água e favorecem o crescimento dos grãos por deposição, o que leva à eletrificação positiva; (2) o aquecimento do grão pela liberação de calor latente faz com ele permaneça mais quente que o ambiente, favorecendo assim a sublimação de sua superfície e a conseqüente eletrificação negativa. Algum tempo depois, Saunders et al. (2001) argumentaram que o procedimento experimental aplicado por Ávila et al. (1995, 1996), o qual consistia em forçar artificialmente a variação da temperatura dos grãos de gelo, não seria o mais adequado para investigar eventuais influências sobre os processos de eletrificação. Eles defendiam a injeção de ar úmido resfriado na direção do alvo e das gotículas da nuvem separadamente como um método mais realístico para avaliar os efeitos do crescimento dos cristais na eletrificação dos grãos. O trabalho baseou-se na hipótese da taxa de crescimento relativa, onde as partículas interagentes que crescem mais rápido por difusão de vapor adquirirão carga positiva. Comprovando experimentos anteriores, os autores mostraram que, ao se injetar ar úmido na nuvem contendo cristais, porém sem gotículas grandes o suficiente para serem coletadas pelo alvo (que simula os grãos), a carga negativa do alvo condiz com o conceito de que partículas que crescem mais rapidamente por difusão carregam-se positivamente. Neste caso, mescla-se o ar úmido injetado com os cristais da nuvem (que corresponde a um aumento da supersaturação), fazendo-os crescer mais rapidamente por difusão de vapor. Injetando-se ar seco sobre os cristais, estes irão sublimar mais rapidamente e, assim, o alvo carrega-se positivamente. O fato de partículas com maiores taxas de sublimação adquirirem carga negativa constitui um corolário do conceito da taxa de crescimento usual. Os resultados deste trabalho mostraram a importância da taxa de crescimento e sublimação dos cristais em função da mistura turbulenta de ar dentro da nuvem. Além disso, o trabalho mostrou que para baixa EW, a injeção de ar úmido próximo ao alvo pode fazer com que ele adquira ainda mais carga positiva ou inverta sua polaridade de negativa para positiva. Isso reforça ainda mais a importância da injeção local de vapor.

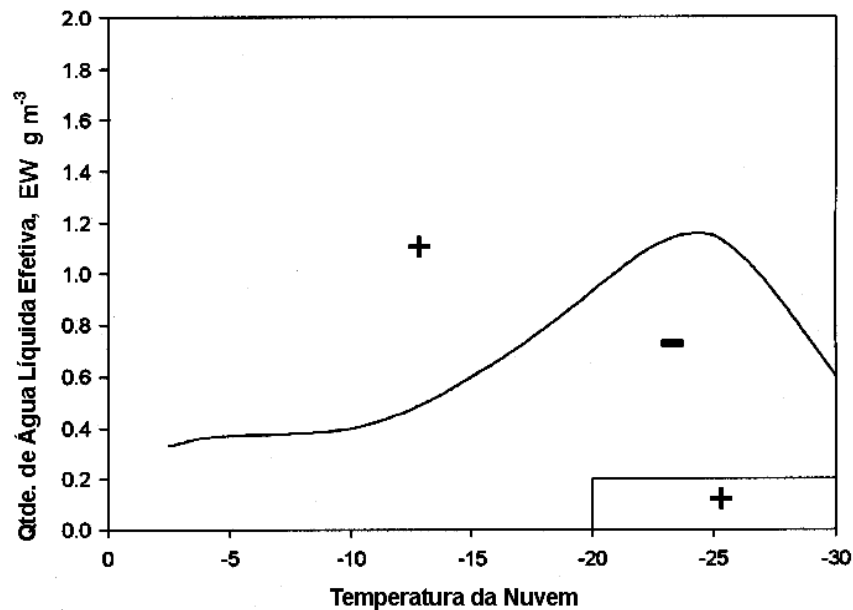


FIGURA 3.9 – Linha superior: determinação experimental da EW e temperatura da nuvem para a inversão do sinal da carga transferida a 3 m/s (Saunders e Peck, 1998). Os sinais referem-se à carga transferida para o grão de gelo na colisão com o cristal. Linha inferior: zona de eletrificação positiva do grão (Saunders et al. 1991).

FONTE: Adaptada de Saunders e Peck (1998).

Entretanto, o mais importante resultado apresentado até então foi obtido nos experimentos de Ávila et al. (1999); Ávila e Pereyra (2000), os quais mostraram a dependência do sinal da carga transferida em relação à distribuição de tamanho das gotículas de água. Esses trabalhos foram motivados pela descoberta de que o tamanho das gotículas influenciava na carga transferida durante as colisões de cristais de gelo crescendo por difusão de vapor e grãos de gelo esféricos.

Ávila et al. (1998) mostraram que o alargamento do espectro de tamanho das gotículas acima de $60\mu\text{m}$ fazia com que os grãos adquirissem carga negativa para valores mais altos de EW que os valores mencionados em trabalhos anteriores. No primeiro trabalho, Ávila et al. (1999) colidiram individualmente esferas de gelo de $100\mu\text{m}$ de diâmetro em um alvo que simulava os grãos e as transferências de carga foram medidas com base em duas distribuições de tamanho de gotículas (DTG) distintas. Os resultados mostraram que a polaridade predominante nas transferências dependia do espectro das gotículas. A

temperatura de inversão também apresentou uma dependência com a distribuição de tamanhos. Para a DTG 1 (mais de 30% das gotículas com diâmetros $> 13\mu\text{m}$), a inversão acontecia abaixo de -25°C , enquanto que para a DTG 2 (mais de 50% das gotículas com diâmetros $> 13\mu\text{m}$), a inversão ocorria a -18°C . Esses resultados, juntamente com Ávila et al. (1998), indicaram que gotículas maiores tendem a carregar negativamente os grãos de gelo e pedras de granizo à medida que colidem com cristais de gelo e outros grãos menores. Os mecanismos utilizados para explicar os resultados foram baseados nas teorias da taxa de crescimento relativa e do gradiente de temperatura. Pela primeira teoria, o aumento do diâmetro das gotículas favoreceria a eletrificação negativa dos grãos, para uma mesma taxa de incrustação, uma vez que as gotículas maiores, consideradas todas juntas, apresentariam uma área superficial total menor que as gotículas pequenas. Desta forma, haveria menor disponibilidade de vapor liberado pelo congelamento dessas gotículas na superfície dos grãos. Além disso, as gotículas maiores provocariam um maior aquecimento dos grãos que as menores. Esses dois fatores fariam com que os grãos adquirissem carga negativa face à queda de sua taxa de deposição de vapor abaixo da taxa dos cristais. Pela segunda teoria, se as gotículas maiores tendem a reduzir a disponibilidade de vapor para os grãos crescerem, a transferência de carga tende a ser negativa, pois as protuberâncias estão sublimando e carregam consigo as cargas positivas quando arrancadas. Entretanto, ainda não está claro se essa redução de vapor é suficiente para causar a eletrificação negativa.

Nos experimentos de Ávila e Pereyra (2000), procurou-se verificar a influência do espectro de tamanho das gotículas na transferência de carga durante as interações cristais/grãos de gelo. Foram analisadas duas DTG distintas para uma ampla faixa de temperatura e de EW. A DTG 1 estendia-se até $50\mu\text{m}$ de diâmetro (diâmetro médio de $18\mu\text{m}$) enquanto que a DTG 2 abrangia até $30\mu\text{m}$ (diâmetro médio de $13\mu\text{m}$). Os resultados estão resumidos na Figura 3.10. Para a DTG 1 (Figura 3.10a), observa-se que a temperatura de inversão vale aproximadamente -15°C , independentemente da EW. Para a DTG 2 (Figura 3.10b), a temperatura de inversão cai para cerca de -18°C , sendo que a polaridade positiva (acima de -18°C) independe de EW. Para temperaturas abaixo de -18°C , valores altos e baixos de EW geram cargas positivas, enquanto que as cargas negativas ocorrem para valores intermediários de EW. Assim, os autores especularam que o aumento do tamanho das gotículas pode levar ao um aumento da região de cargas negativas da nuvem e vice-versa.

Paul (2000) mostrou que o espectro médio das gotículas se alarga em função da altitude, bem como a concentração das gotículas maiores, a quantidade de água líquida disponível e o volume médio das gotículas. Segundo Liu e Hallett (1997); Reid et al. (1999) existe uma relação à potência $1/3$ entre o raio efetivo da distribuição de tamanho das gotículas e a razão entre a quantidade de água líquida e a concentração total das gotas. Como consequência desse trabalho, pode-se inferir que a eletrificação negativa dos grãos de gelo estaria acontecendo com maior probabilidade nas regiões da nuvem com espectro de tamanho de gotículas mais largo. Particularmente, têm sido observadas determinadas tempestades onde ocorre uma maior predominância de relâmpagos nuvem-solo positivos. É razoável se pensar que essa característica incomum estaria fisicamente relacionada com alguma organização dinâmica ou microfísica específica. Há evidências de que tempestades severas sejam frequentemente caracterizadas pela predominância de relâmpagos nuvem-solo positivos na fase madura. De fato, essas tempestades são caracterizadas por alta disponibilidade de água líquida e intensas correntes ascendentes e, assim, espera-se que as gotículas não tenham tempo suficiente para crescer, permanecendo com tamanhos reduzidos. Os autores concluem então, com base em seu trabalho, que a grande disponibilidade de água líquida e o tamanho reduzido das gotículas levariam a uma predominância da eletrificação positiva. Além disso, seus resultados poderiam também explicar a dominância do centro de carga positivo próximo à base da nuvem e a alta ocorrência de relâmpagos positivos em nuvens convectivas que não se estendam a níveis de temperaturas muito baixas na atmosfera.

Miller et al. (2001) desenvolveram um modelo para avaliar a aplicabilidade do algoritmo de Saunders et al. (1991), mencionado anteriormente, na eletrificação de uma tempestade. A validação foi feita através dos resultados dos experimentos CCOPE e CAPE, os quais estudaram duas nuvens convectivas com diferentes estruturas dinâmicas: uma formada apenas por uma célula com correntes ascendentes relativamente fracas e outra formada por várias células com atividade convectiva mais intensa. Os autores comentaram que essa escolha, embora não tão adequada devido à limitada atividade de relâmpagos, deveu-se à escassez de dados melhores. Como principais conclusões, os autores consideraram o modelo satisfatório em reproduzir as condições da nuvem nos dois diferentes casos reais observados. Em outras palavras, o modelo foi capaz de recriar uma tempestade com

determinada exatidão, reproduzindo a distribuição de cargas clássica (um centro positivo acima de um negativo), os campos elétricos críticos de ruptura preliminar e os correspondentes relâmpagos com magnitudes dentro das faixas observadas. Além disso, os resultados sugerem que os principais fatores que controlam a frequência de relâmpagos são: (1) a intensidade das correntes de ar ascendentes e, talvez a mais importante, (2) a concentração numérica de grãos de gelo. Acredita-se que esses fatores sejam interdependentes. Além disso, ao contrário do que Baker et al. (1995) propuseram, esse modelo não revelou nenhuma dependência direta da frequência de relâmpagos com a quantidade de gelo na nuvem, fazendo com que a frequência de eventos, sozinha, não seja um bom indicador da disponibilidade de gelo.

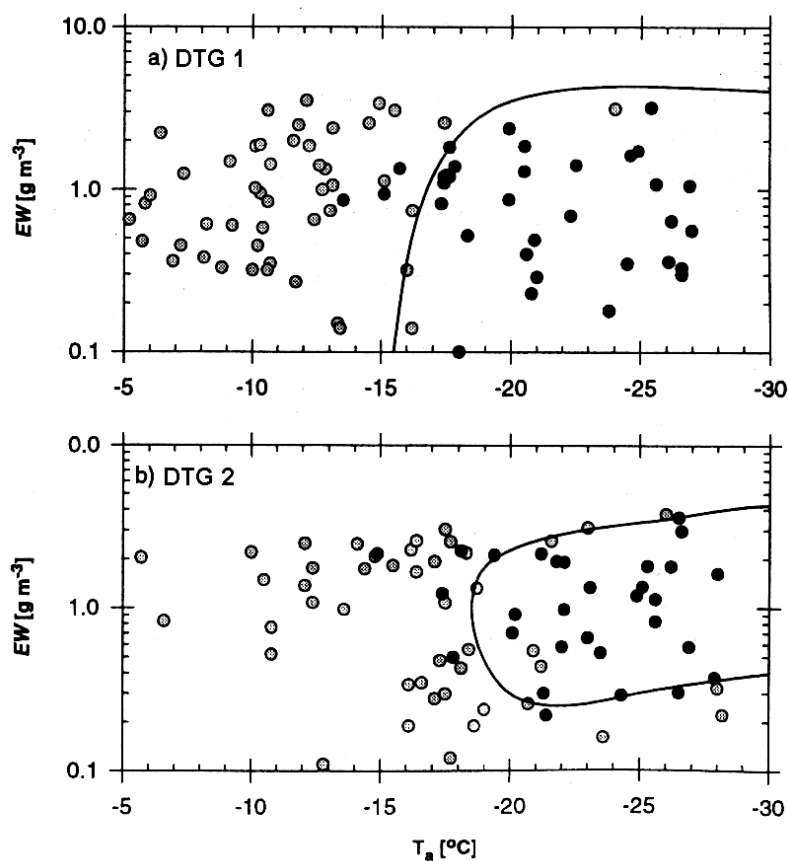


FIGURA 3.10 – Sinal da carga transferida ao grão de gelo em função da quantidade efetiva de água disponível (EW) e a temperatura do ambiente (T_a) para duas distribuições de tamanhos de gotículas (DTG) diferentes. Os pontos pretos representam carga negativa e os pontos cinzas, carga positiva. FONTE: Ávila e Pereyra (2000).

Em meio a tantas hipóteses e especulações em cima de teorias já existentes, Dash et al. (2001), com base nos recentes experimentos de Mason e Dash (2000), propuseram um modelo de camada líquida mais aprimorado para descrever as transferências de massa e de carga durante as colisões cristais/grãos de gelo com base em conceitos de físico-química e física do estado sólido. Os autores descrevem o processo de eletrificação em três estágios: crescimento antes da colisão, impacto e separação. Os aspectos qualitativos apontados para a troca de carga e de massa entre cristais e grãos de gelo são: (1) quanto mais rápido uma partícula está crescendo, maior a densidade de íons negativos em sua superfície; (2) colisões provocam a fusão da superfície de ambas as partículas no ponto de impacto, liberando os íons superficiais no líquido, os quais rapidamente se difundem para uniformizar a densidade numérica; (3) quando as duas partículas se separam, elas agregam quantidades aproximadamente iguais de líquido; (4) assim, a partícula com maior taxa de crescimento, tendo perdido maior quantidade de íons negativos, irá adquirir uma carga líquida positiva; (5) a fusão pode não ser igual nas duas superfícies. Os experimentos mostraram que a partícula em crescimento mais rápido é mais fria e, portanto, sua fusão é levemente menor. Na separação, ela sofre um leve acréscimo de massa, o qual traz de volta algumas cargas negativas. Entretanto, como esse processo representa apenas uma pequena fração da fusão total, ele não elimina a perda líquida total de carga negativa; (6) a saturação desse processo ocorre quando a taxa de crescimento, bem como a densidade superficial de cargas negativas e o campo elétrico local, aumenta o suficiente para inibir a troca de íons. Os autores, entretanto, comentam as limitações da aplicação dessa teoria para os fenômenos na atmosfera devido a 2 fatores: (1) às inúmeras simplificações adotadas diante de certos processos físicos associados ao mecanismo proposto que permanecem ainda completamente desconhecidos; (2) à dificuldade em se caracterizar determinadas situações reais como a topologia das superfícies das partículas, os possíveis tipos de colisões e as condições do ambiente dentro das nuvens.

A influência dos aerossóis na topografia (formato) dos cristais de gelo que crescem por agregação foi estudada por Sommer (2002). Os resultados do modelo FERMIC mostraram que assimetrias na curvatura dos cristais, associadas com a incorporação de aerossóis sólidos nas gotículas de água, causam uma elevada transferência de massa e de carga elétrica

antes da colisão entre duas partículas de gelo. Isso seria uma evidência do efeito dos aerossóis no sentido de intensificar o processo de eletrificação dentro das nuvens.

3.5. Efeito dos Campos Elétricos das Tempestades

Os campos elétricos gerados no interior das nuvens de tempestades podem alcançar valores da ordem de 100kV/m, o qual é suficientemente alto para influenciar no comportamento das partículas dentro da nuvem. Por exemplo, a eficiência de coleta de gotículas de 15 μ m de diâmetro por gotículas de 260 μ m aumenta cerca de 20% em um campo elétrico de 50kV/m com aumentos adicionais para campos ainda maiores. Analogamente, a agregação de cristais de gelo de 50 μ m em queda livre aumenta até 30% em campos de 100kV/m. A eficiência de coleta de pequenas partículas de granizo tende a aumentar mais de 30% sua eficiência de coleta de cristais de gelo para valores de campo em torno de 100kV/m. Campos acima desse valor aumentam a taxa de crescimento dos cristais de gelo pela colisão com gotículas super-resfriadas. A taxa de crescimento de cristais de gelo por difusão de vapor ambiente também aumenta para campos acima de aproximadamente 500kV/m (Ogawa, 1995). Como se vê, todos esses efeitos requerem elevados valores de campo elétrico, os quais são obtidos somente no estágio maduro do ciclo de vida da tempestade e, desta forma, embora interessantes, não influenciam profundamente o comportamento microfísico da nuvem.

Os campos elétricos das nuvens são capazes de modificar a velocidade de queda das partículas carregadas e podem, até mesmo, sustentá-las no ar. Gotículas com 100 μ m de diâmetro e carga de -30fC podem ser mantidas flutuando em campos de 100kV/m. Uma partícula precipitável, sendo eletrificada por um processo indutivo, pode adquirir uma quantidade de carga suficientemente alta quando sustentada pelo campo elétrico vertical, até que a taxa de interação entre as partículas diminua; com isso, o desenvolvimento do campo também diminui. Após um relâmpago, as partículas em sustentação são liberadas e começam a cair, havendo assim uma rápida intensificação da precipitação. Têm sido observados aumentos da precipitação no solo alguns minutos após a ocorrência de uma descarga, os quais são atribuídos à rápida coalescência das gotículas carregadas com íons liberados pelo relâmpago.

CAPÍTULO 4

ASPECTOS FÍSICOS BÁSICOS DOS RELÂMPAGOS*

4.1. Visão Geral

O relâmpago é uma descarga elétrica de grandes proporções que ocorre na troposfera da Terra como consequência da eletrificação (separação de cargas elétricas) das chamadas nuvens de tempestade ou cumulonimbus. Tais nuvens apresentam elevado desenvolvimento vertical e horizontal, formação de gelo em altas altitudes (acima de 5-6km) e fortes correntes verticais de vento (MacGorman e Rust. 1998; Rakov e Uman. 2003). Nessas condições, ocorre a separação de cargas dentro dessas nuvens que eleva significativamente o campo elétrico em seu interior e na superfície da Terra causando assim os relâmpagos, através da ruptura dielétrica do ar em pontos específicos do interior da nuvem, como uma forma de re-equilibrar essas cargas elétricas na atmosfera. Os processos de eletrificação das nuvens de tempestade ainda são objetos de muito estudo e discussão (Capítulo 3), mas modelos computacionais e simulações de pequena escala em laboratórios têm mostrado que fatores termodinâmicos (como perfil de temperatura da atmosfera, disponibilidade de água líquida, umidade relativa) associados com a disponibilidade de núcleos de condensação na atmosfera e a formação de cristais de gelo dentro da nuvem têm papel fundamental na geração dos grandes centros de cargas elétricas a partir dos quais têm origem as descargas atmosféricas. Por outro lado, as extensões vertical e horizontal das nuvens de tempestade variam em função da região do planeta e das estações do ano. Mais especificamente, os fatores que regulam suas dimensões e suas características físicas, elétricas e morfológicas são a latitude, a topografia da superfície, o perfil de temperatura atmosférico e a circulação dos ventos (Pinto Jr. e Pinto. 2000; Rakov e Uman. 2003). Devido à grande variabilidade desses fatores, os quais determinam diretamente as características elétricas das nuvens, os relâmpagos, por consequência, também apresentam

* O termo relâmpago denotará sempre um evento completo (*flash*), sendo constituído por uma ou mais descargas individuais. O termo descarga será sempre empregado como a tradução de *stroke*. Casos específicos onde o termo descarga possa ter outro significado serão indicados no texto.

uma grande variabilidade de suas características físicas. A maioria das informações apresentadas nesse capítulo foram baseadas em Ogawa (1995) e Rakov e Uman (2003.)

4.2. Estrutura Elétrica das Nuvens de Tempestade

Dados de radar revelam que os centros de cargas das nuvens de tempestades se organizam junto às regiões de precipitação, localizadas em faixas de temperaturas bem definidas. Essas análises também mostram que o rápido desenvolvimento elétrico está associado ao crescimento da precipitação. O fato de, em geral, as tempestades no planeta apresentarem centros de carga similares e localizados em faixas de temperaturas abaixo de 0°C sugere que a presença de gelo seja um importante requisito para qualquer processo de eletrificação (Ogawa, 1995). Os resultados de modelos, medidas de campo e de laboratório são consistentes com a eletrificação baseada em colisões entre os cristais de gelo e pedras leves de granizo (*soft hail*), denominadas grãos de gelo (*graupel*).

Em resumo, conforme discutido no Capítulo 3, nas altas altitudes e baixas temperaturas, os grãos de gelo carregam-se negativamente enquanto que os cristais adquirem carga positiva sendo transportados para as regiões mais altas das nuvens. Nos níveis mais baixos e mais quentes, os grãos carregam-se positivamente e caem por ação gravitacional até a base da nuvem para formar um centro de carga positiva nessa região. Já os cristais de gelo carregados negativamente tendem a ser arrastados para cima e, juntamente com os grãos de gelo carregados negativamente provenientes das regiões mais elevadas, formam um centro de carga negativa entre os dois centros positivos. No estágio maduro do desenvolvimento da tempestade, um processo adicional, indutivo, pode ocorrer quando gotículas de água ricocheteiam nos grãos de gelo em queda na presença de um campo elétrico elevado. Um processo alternativo de eletrificação que envolve colisões de partículas é a captura de íons pelas partículas e o subsequente desenvolvimento do campo elétrico à medida que as correntes elétricas convectivas transportam regiões de carga através da nuvem. Esses dois mecanismos podem atuar em conjunto para originar a estrutura elétrica observada nas nuvens de tempestade.

Um dos modelos de distribuição de cargas (que considera o efeito da condutividade atmosférica através do princípio da continuidade da corrente) em uma nuvem de tempestade de tamanho médio e as variações de campo elétrico observadas na superfície são mostradas nas Figuras 4.1a e 4.1b, respectivamente (Ogawa, 1995). A Figura 4.1a ilustra também os portadores de carga (partículas capazes de armazenar carga elétrica), a água nas diferentes fases e os ventos dentro e ao redor da nuvem em função da altitude e da temperatura, bem como as duas correntes I_u e I_d , responsáveis pela criação dos três centros de cargas Q_+ , Q_- e q_+ . Os portadores de carga na nuvem (cristais de gelo, cristais de neve, grãos de gelo, granizo, gotículas de água super-resfriadas e gotas de água) encontram-se distribuídos, respectivamente, da parte superior da nuvem até sua base. Em geral, os centros de carga negativa (Q_-) localizam-se entre 6 e 7 km de altitude em regiões cuja temperatura varia entre -6°C e -15°C . Os centros de carga positiva (Q_+) aparecem logo acima. Eventualmente pode-se encontrar um centro de cargas positivas abaixo de centro negativo, próximo à base da nuvem (q_+). Como a geração das cargas elétricas ocorre em regiões com temperatura abaixo de 0°C , acredita-se que os processos de eletrificação das nuvens resultem de um mecanismo que envolve as finas camadas de gelo formadas por deposição de vapor e incrustação (*riming*) ao redor das partículas ou núcleos de gelo. Com frequência, surgem também duas camadas de carga, uma negativa e outra positiva, na parte superior e inferior da nuvem, respectivamente, em função da blindagem dos centros de carga principais, causada pela captura de íons da atmosfera ao redor da nuvem. Esses modelos tripolares de nuvens de tempestade também foram descritos por Williams (1989).

Para a maioria das nuvens de tempestade, pode-se considerar, com boa aproximação, um centro de cargas como uma única carga pontual. Desta forma, o campo elétrico $E(t)$ na superfície devido aos três centros de cargas diferentes da nuvem, Q_i ($i = 1, 2, 3$) vale:

$$E(t) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \sum_{i=1}^3 \frac{2Q_i(t)z_i(t)}{\{x_i(t)^2 + y_i(t)^2 + z_i(t)^2\}^{3/2}} \quad (4.1)$$

onde ϵ_0 = permissividade elétrica no vácuo; $x_i(t)$, $y_i(t)$, $z_i(t)$ = coordenadas cartesianas dos centros de carga $Q_i(t)$.

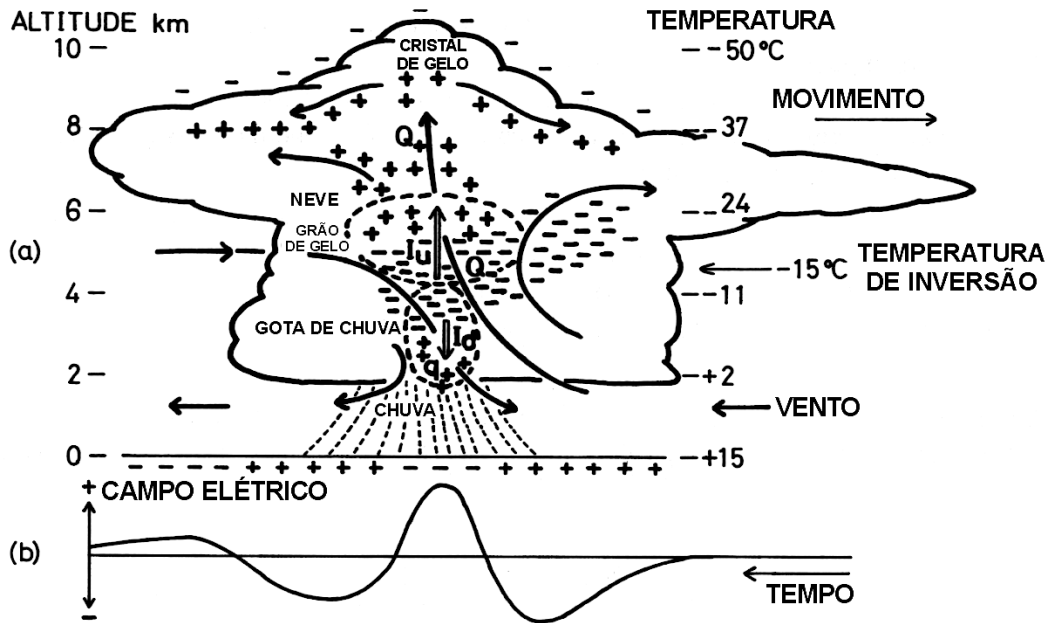


FIGURA 4.1 – (a) Modelo de uma nuvem de tempestade eletrificada. (b) Padrão de variação típico do campo elétrico medido na superfície. Dois tipos de fontes de correntes, I_u e I_d , e os três centros de carga associados Q_+ , Q_- e q_+ são mostrados em termos de altitude e temperatura.
 FONTE: Adaptada de Ogawa (1995, p. 95).

Os centros de cargas das nuvens de tempestade surgem a partir de correntes elétricas existentes no interior da própria nuvem, sendo necessárias, pelo menos, duas correntes para resultar nos três centros de carga em diferentes altitudes. Assumem-se, portanto, duas correntes verticais situadas uma acima da outra, desconsiderando-se eventuais inclinações dos fluxos entre si e em relação à vertical. As correntes que produzem cada centro de carga $I_1(t)$, $I_2(t)$ e $I_3(t)$ são funções de uma corrente ascendente, $I_u(t)$, e uma descendente, $I_d(t)$, conforme ilustrado na Figura 4.1a:

$$\begin{aligned}
 I_1(t) &= I_u(t) \\
 I_2(t) &= -I_u(t) - I_d(t) \\
 I_3(t) &= I_d(t)
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

Assume-se também que uma nuvem de tempestade desenvolve-se e dissipa-se durante seu movimento segundo uma função gaussiana. Neste caso, os centros de carga irão variar no tempo segundo a equação:

$$\frac{dQ_i(t)}{dt} = -\frac{\sigma_i}{\varepsilon_o} Q_i(t) + I_{oi} \exp\left\{-\frac{(t-t_o)^2}{2\tau^2}\right\} \quad (4.3)$$

onde I_{oi} são determinados a partir das relações (3.2) para $t = 0$; $Q_i(t) = 0$ para $t = -\infty$ (valor assumido); t_o = instante de tempo do máximo crescimento das correntes; τ = constante de tempo do desenvolvimento da nuvem; σ_i = condutividade do ar nas respectivas altitudes dos centros de carga. Assume-se que a condutividade seja dada por uma função exponencial:

$$\sigma_i = \sigma_o \exp(z_i/H) \quad (4.4)$$

onde $\sigma_o = 2,0 \times 10^{-12}$ S/m = condutividade na superfície; H = escala de altura da condutividade (valor médio para a faixa de altitude considerada = 6 km).

A solução desta equação para uma condição quase-estacionária, $\frac{dQ_i(t)}{dt} = 0$, é dada por:

$$Q_i(t) = \frac{\varepsilon_o}{\sigma_i} I_{oi} \exp\left\{-\frac{(t-t_o)^2}{2\tau^2}\right\} \quad (4.5)$$

onde $\varepsilon_o/\sigma_i = 40$ a 300 s para a faixa de altitudes considerada.

Quando a nuvem de tempestade atinge seu estágio maduro ($t = t_o$), então:

$$Q_i(t) = \frac{\varepsilon_o}{\sigma_i} I_{oi} \quad (4.6)$$

Em outras palavras, a quantidade de carga Q_i é determinada apenas pela corrente I_{oi} e pela condutividade σ_i na respectiva altura do centro. É importante observar que a quantidade de carga é inversamente proporcional à condutividade do ar, a qual aumenta com a altitude. Desta forma, a magnitude do centro de carga positivo na parte superior da nuvem é menor que o centro de carga negativo na parte inferior. Da parte superior à parte inferior de uma nuvem de tempestade, existem os mais diferentes portadores de carga conforme indica a Figura 4.1. Por esse motivo, não seria natural considerar apenas um mecanismo de eletrificação, mas, pelo menos, dois.

Medidas dos centros de cargas da nuvem através de radares e de triangulação da radiação gerada pelos relâmpagos mostraram que o centro de cargas negativas tende a permanecer a uma altitude fixa enquanto que o centro de cargas positivo costuma se mover para cima. Esse resultado sugere que um processo de separação de cargas esteja ocorrendo em torno do nível de -15°C envolvendo a colisão de partículas: as partículas carregadas positivamente, menores, são arrastadas para cima pelas correntes ascendentes enquanto que as partículas negativas, maiores, são mantidas efetivamente suspensas no nível de -15°C . Como consequência, esse processo de geração de cargas deve inverter a direção da transferência das cargas entre as partículas aproximadamente no nível médio do centro de cargas negativo. Acima desse nível, os grãos de gelo carregam-se negativamente e abaixo dele, positivamente. Esse nível está associado a um valor específico de temperatura dentro da nuvem, denominada temperatura de inversão. Isso revela a dependência do sinal da carga transferida em relação à temperatura. Essa dependência pode ser observada em tempestades com diferentes localizações geográficas para diferentes estações do ano e, apesar das grandes diferenças em sua extensão vertical, todas apresentaram centros de carga negativa compreendidos entre os níveis de -10°C e -20°C . Essas considerações levam a crer que as interações entre cristais e grãos de gelo sejam de fato a fonte das cargas elétricas em uma nuvem de tempestade, conforme discutido no Capítulo 3.

Medidas a bordo de aviões voando no nível de -5°C revelaram que as maiores densidades de carga elétricas coincidem com as regiões de maior concentração de grãos de gelo. Além disso, os registros dos campos elétricos mais intensos foram obtidos abaixo de regiões com elevados valores de refletividade de radar. Esses resultados são consistentes com o

mecanismo de eletrificação de tempestades baseado em partículas, no qual as interações de separação de carga ocorrem nos níveis mais altos. Um outro dado importante obtido a partir dessas medidas revelou que apenas 10% das partículas encontravam-se significativamente carregadas, das quais algumas já apresentavam elevada carga já nos primeiros estágios da eletrificação.

Análises mais detalhadas dos dados de tempestade obtidos a bordo de aeronaves revelaram que o desenvolvimento da precipitação e as interações entre as partículas, as quais podem levar à transferência de carga, ocorrem em uma zona de transição entre as correntes de ar ascendente e descendente, compreendida entre os níveis -10°C e -20°C , onde há presença de água líquida. Nos primeiros estágios da formação da nuvem, não há uma intensificação significativa do campo elétrico em seu interior, apesar de estar ocorrendo convecção e crescimento das pequenas partículas. Rápida intensificação do campo e produção de relâmpagos sucede a formação de grãos de gelo milimétricos com uma concentração superior a 1000 m^{-3} . As cargas negativas acumuladas próximas ao nível de -20°C estão associadas com regiões de alta refletividade de radar conforme mostra a Figura 4.2, a qual ilustra o desenvolvimento dos centros de carga de uma nuvem de tempestade com base no processo de eletrificação por colisão de partículas.

Conforme já mencionado, a distribuição elétrica tripolar de nuvens de tempestade consiste em um modelo idealizado e, conseqüentemente, simplificado. Medidas a bordo de balões no interior de nuvens de tempestade mostraram a existência de múltiplas camadas de carga com polaridades alternadas em função da altitude (Stolzenburg et al. 1998a,b,c). E simulações em laboratório das condições dessas nuvens e dos processos de eletrificação conseguiram reproduzir essas configurações em camadas (Mitzewa et al. 2003). Desta forma, observa-se que a distribuição real dos centros de cargas em uma nuvem cumulonimbus pode ser extremamente complexo, havendo, portanto, a necessidade de se criar um modelo padrão que facilite o desenvolvimento das teorias.

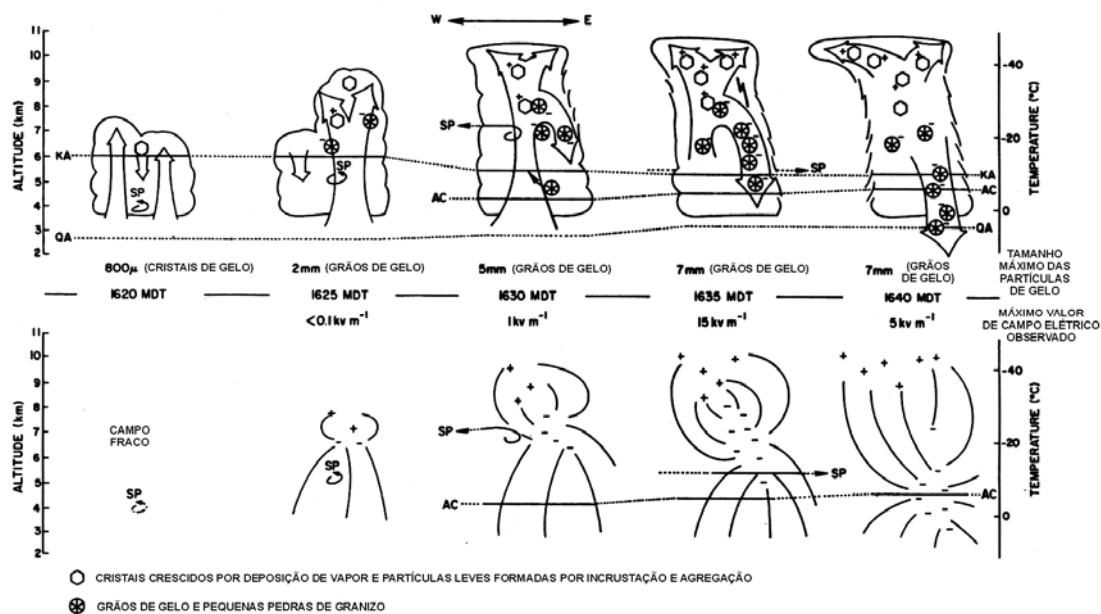


FIGURA 4.2 – Visão conceitual da evolução microfísica, dinâmica e elétrica de uma tempestade. As linhas SP, KA, QA e AC representam as trajetórias dos aviões e balões responsáveis pelas medidas in loco.
 FONTE: Adaptada de Saunders (1995, p. 69).

4.3. Relâmpagos

O relâmpago consiste em uma descarga elétrica de grandes proporções que ocorre na atmosfera, a qual possui um longo canal ionizado, na maioria das vezes dotado de diversas ramificações, que se estende por vários quilômetros tanto na vertical como na horizontal. Este canal atua como uma efetiva antena de irradiação de ondas eletromagnéticas (EM) em um amplo espectro de frequências, denominadas *sferics*, as quais propagam-se ao redor do planeta através da atmosfera, gerando vários fenômenos não só próximos ao local de sua ocorrência, como também a grandes distâncias, desde a superfície da Terra até as camadas atmosféricas mais altas (Pinto Jr. e Pinto. 2000; Rakov e Uman. 2003). Como exemplo, tem-se observado nos últimos anos, através de câmeras de alta velocidade, diferentes tipos de emissões luminosas de baixa intensidade (muitas vezes invisíveis ao olho humano) no topo da troposfera (podendo se estender até a mesosfera) denominadas *sprites*, jatos azuis e *elves*, as quais têm apresentado estreita relação com a atividade de relâmpagos nuvem-solo com polaridade positiva (Sabbas et al. 2003; Pinto Jr. et al. 2004).

Particularmente, as variações dos campos EM distantes até 50-100km do ponto de impacto do relâmpago permitem revelar características físicas importantes de cada etapa do evento. Isso porque, os campos EM irradiados pelos diferentes processos em cada etapa possuem assinaturas distintas que se reproduzem a cada novo evento. Com isso, foi possível diferenciar os relâmpagos no céu dos relâmpagos que atingem o solo através da análise das variações nas assinaturas da radiação EM associadas a cada tipo. Uma discussão mais detalhada sobre medidas de sinais EM irradiados por relâmpagos pode ser encontrada em Ogawa (1995), MacGorman e Rust (1998), Rakov e Uman (2003).

4.3.1. Classificação dos Relâmpagos

Em termos de nomenclatura, considera-se um relâmpago como um fenômeno físico completo, desde seu início na nuvem até sua total extinção. O termo descarga atmosférica tem sido freqüentemente empregado de forma equivalente a relâmpago. Existem dois tipos fundamentais de relâmpagos: (1) no céu e (2) que atingem o solo.

Entre os relâmpagos no céu, pode-se identificar três tipos principais: (1) relâmpagos intra-nuvem (IN), os quais ocorrem no interior de uma mesma nuvem de tempestade; (2) relâmpagos entre-nuvens (EN), que ocorrem entre nuvens diferentes e (3) relâmpagos no ar (AR), que partem de uma nuvem e terminam na própria atmosfera, sem alcançar uma outra nuvem ou o solo. Bolsões de carga que se formam na atmosfera em torno das nuvens de tempestade seriam responsáveis por esse tipo de relâmpago (Ogawa. 1995).

Os relâmpagos que atingem o solo, também conhecidos simplesmente como raios, são classificados em dois tipos básicos: (1) relâmpagos nuvem-solo (NS), caracterizados por descargas que, partindo de uma nuvem, atingem a superfície da Terra; (2) relâmpagos solo-nuvem (SN), que ocorrem a partir do solo em direção à nuvem. Os relâmpagos NS e SN também são classificados pela polaridade das cargas efetivamente transferidas ao solo (ou neutralizadas na nuvem), dando origem aos relâmpagos positivos (transferência de cargas positivas) e negativos (transferência de cargas negativas), conforme ilustrado na Figura 4.3.

Os relâmpagos IN são os mais comuns, seguidos pelos relâmpagos NS (Boccippio et al. 2001; Pinto Jr. e Pinto. 2000; Rakov e Uman. 2003). Já os relâmpagos SN, EN e AR são bem mais raros. Embora os relâmpagos que atinjam o solo não sejam os mais freqüentes, eles são os mais estudados (e, conseqüentemente, melhor compreendidos), não só pela maior facilidade na realização de medidas como também por sua ação destrutiva na superfície terrestre. Por outro lado, os relâmpagos no céu ainda são bem menos conhecidos, devido a grande dificuldade em obter-se informações detalhadas de seus mecanismos físicos.

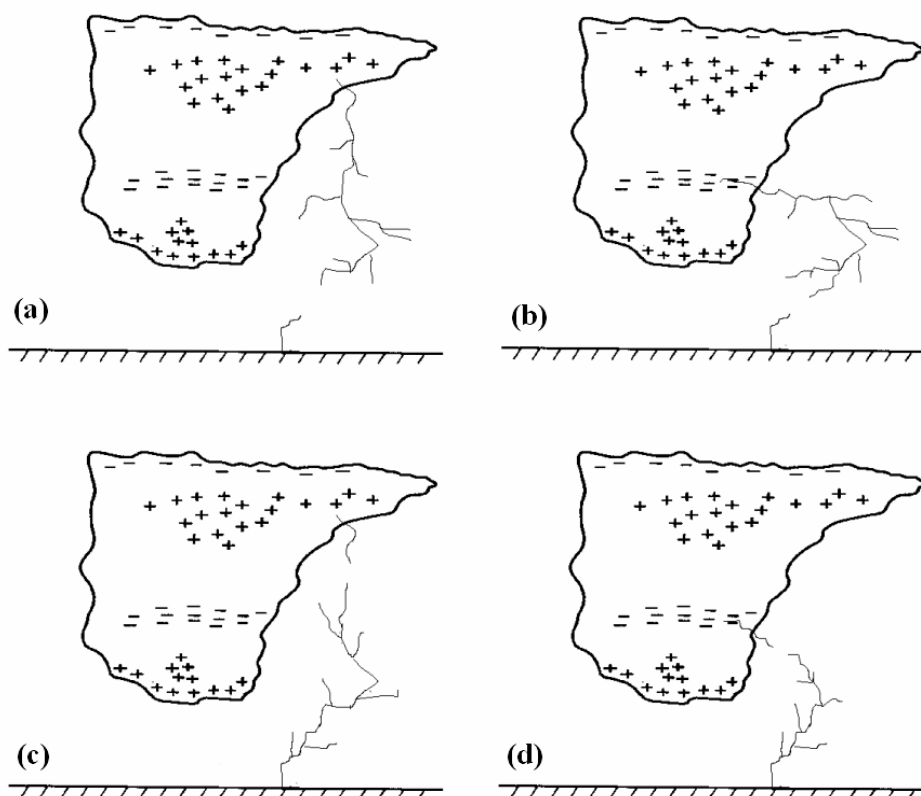


FIGURA 4.3 – Desenho esquemático simplificado dos tipos de relâmpagos que atingem o solo: (a) NS positivo; (b) NS negativo; (c) SN positivo; (d) SN negativo. FONTE: Naccarato (2001).

Na próxima Seção, serão discutidos os principais aspectos físicos dos relâmpagos que atingem o solo, com ênfase aos relâmpagos NS (por serem muito mais freqüentes que os

SN) e aos relâmpagos IN, cuja radiação pode alcançar a superfície com intensidade suficiente para ser detectada pelos sensores de solo, levando à chamada contaminação dos dados por relâmpagos IN. Este assunto será tratado com mais detalhes no Capítulo 5.

4.3.2. Aspectos Físicos Básicos

4.3.2.1. Relâmpagos NS

Os relâmpagos NS apresentam em sua maioria polaridade negativa, representando em média 90% de seu total. A frequência dos relâmpagos NS com polaridade positiva, entretanto, parece ser bastante variável, sendo em alguns casos até superior à dos negativos (Orville e Huffines. 2001; Rakov e Uman. 2003; Carey et al. 2003; Naccarato et al. 2003c). Cinco fatores básicos parecem afetar o percentual de relâmpagos com polaridade positiva (em relação ao número total de eventos):

- 1) Regiões estratiformes de sistemas convectivos de mesoescala (MCS) tendem a produzir maior quantidade de relâmpagos com polaridade positiva devido à redução significativa da profundidade das nuvens. Por outro lado, as regiões com intensa convecção, que conseqüentemente levam a nuvens de grande profundidade, produziriam maior quantidade de relâmpagos com polaridade negativa (Rakov e Uman. 2003);
- 2) O gradiente vertical dos ventos com a altura está diretamente relacionado com as condições meteorológicas e com a estação do ano. Quanto maior este gradiente com a altura, maior o deslocamento das cargas positivas em relação às negativas (cisalhamento da nuvem), expondo assim o centro de cargas positivo à superfície. Isso facilitaria os relâmpagos positivos alcançarem o solo. Este comportamento foi freqüentemente observado em tempestades de inverno no Japão. (MacGorman e Rust. 1998; Rakov e Uman. 2003);
- 3) A dissipação da nuvem de tempestade. À medida que a chuva elimina os centros de carga negativa na base da nuvem, restam apenas os centros positivos nas partes mais

altas. Sem a blindagem dos centros de carga negativa, aumentaria a possibilidade de ocorrerem relâmpagos positivos em direção ao solo (MacGorman e Rust. 1998);

- 4) Alterações na altura e profundidade do centro de carga negativo e do pequeno centro de cargas positivo próximo à base da nuvem. Essas variações seriam causadas por altas concentrações de aerossóis na atmosfera (os chamados núcleos de condensação de nuvens ou CCN) que afetariam a relação entre relâmpagos positivos e negativos (Lyons et al. 1998; Murray et al. 2000; Orville et al. 2001; Naccarato et al. 2003c). Este efeito seria mais comum em regiões com elevados índices de poluição atmosférica na forma de material particulado, como os grandes centros urbanos (discutido no Capítulo 6), e áreas de queimadas;
- 5) As tempestades severas, as quais são caracterizadas por fortes correntes verticais (convecção intensa), produção de granizo, altas taxas de ocorrência de relâmpagos, ventos fortes na superfície (e, eventualmente, produção de tornados), tendem a apresentar uma maior proporção de relâmpagos positivos (Rakov e Uman. 2003);

Em geral, um relâmpago NS negativo transporta para a Terra dezenas de coulombs de cargas negativas, sendo constituído por vários pulsos de corrente denominados *strokes* ou descargas de retorno. O número de *strokes* que compõe um relâmpago é chamado de multiplicidade. Em média, os relâmpagos com polaridade negativa apresentam uma multiplicidade de 3-4 descargas de retorno. Em geral, cada descarga de retorno pode durar cerca de centenas de μ s e o tempo típico de separação entre elas é da ordem de dezenas de ms (Ferraz. 2001; Miranda et al. 2003; Miranda. 2004; Rakov e Huffines. 2003; Saba et al. 2004b; Ballarotti. 2005). Visualmente, um relâmpago freqüentemente parece “pisar” porque o olho humano consegue perceber os vários pulsos de luz individuais associados a cada descarga de retorno (*stroke*).

Os relâmpagos NS iniciam-se por uma ruptura preliminar da rigidez dielétrica do ar (*preliminary breakdown*) no interior da nuvem, cujos centros de cargas são constituídos por um grande número de cargas elétricas isoladas. Por esse motivo, esses centros de carga não podem ser descarregados sem uma preparação inicial, uma vez que nesse estágio ainda não

há condutores elétricos interconectando as cargas elétricas. Para que seja produzida uma descarga inicial, primeiramente deve surgir uma região condutora em alguma parte da nuvem. A forma mais natural para que isso ocorra é a união de um grande número de portadores de carga através de filamentos condutores de ar, dando origem a uma malha de micro-descargas elétricas. Esses filamentos são formados, basicamente, a partir das gotículas de água presentes na nuvem.

A intensidade do campo elétrico necessário para dar início a uma descarga atmosférica dentro de uma nuvem é significativamente menor que o valor requerido em um ambiente seco e sem partículas. Mais especificamente, a presença de gotas d'água com raios maiores que $1\mu\text{m}$ reduz significativamente a tensão de ruptura dielétrica no interior da nuvem. Seja uma gota d'água em queda livre ou suspensa por uma corrente ascendente situada entre dois pacotes de cargas formando uma camada negativa (N) e uma camada positiva (P), conforme mostra a Figura 4.4. Uma gota em queda possui a parte superior de sua superfície alongada e a base achatada devido à pressão do ar. Cargas positivas e negativas são induzidas na parte superior e inferior da gota, respectivamente. À medida que o campo elétrico se intensifica, a gota se deforma cada vez mais em direção aos eletrodos devido ao aumento da força de Coulomb. Para campos superiores a 1000kV/m , forma-se um longo e fino filamento no lado positivo da gota enquanto que um pequeno filamento se desenvolve do lado negativo. A partir daí, um arco elétrico inicia-se a partir da ponta do filamento mais longo e, eventualmente, a gota pulveriza-se em minúsculas gotículas carregadas positivamente (ou íons positivos) os quais são atraídos para o eletrodo negativo. Esse é o início da descarga, fazendo com que o ar, ao longo do caminho que os íons percorreram, torne-se condutor. Experiências mostraram que para se produzir uma descarga elétrica entre os eletrodos, uma gota d'água de $1,2\mu\text{m}$ de raio requer um campo de 1140kV/m e uma gota de $2,5\mu\text{m}$ de raio requer 800 kV/m . Se o raio da gota for menor que $1\mu\text{m}$, não há formação do filamento devido à tensão superficial. Desta forma, há uma tendência do filamento desenvolver-se mais facilmente na superfície das gotas com raios maiores que, em geral, localizam-se na região do pacote de cargas positivas (próximo à base da nuvem), já que as gotas menores concentram-se na região do centro de cargas negativo um pouco mais acima.

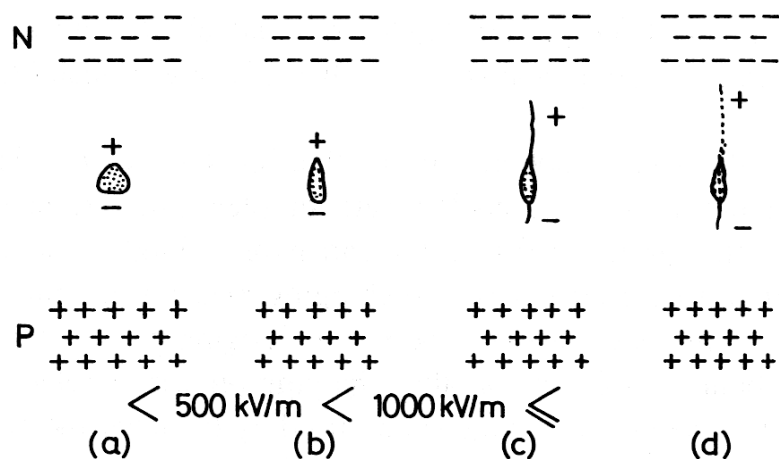


FIGURA 4.4 – Representação do efeito da intensificação do campo elétrico sobre gotículas de água em queda dentro da nuvem: (a) menos que 500 kV/m; (b) acima de 500 kV/m; (c) próximo a 1000 kV/m; (d) acima de 1000 kV/m.
 FONTE: Ogawa (1995, p. 98).

É a partir das rupturas preliminares dentro da nuvem de tempestades que surgem os relâmpagos. A seguir serão descritas as etapas de um relâmpago NS típico, as quais podem ser acompanhadas individualmente através da Figura 4.5.

Em geral, após uma ruptura preliminar na parte inferior da nuvem, entre o centro principal de cargas negativas e o pequeno centro de cargas positivas, tem início o líder escalonado (*stepped leader*) o qual se propaga da nuvem para o solo em uma série de passos discretos, precedendo a primeira descarga de retorno (*return stroke*) em um relâmpago. Análises fotográficas revelam que os passos do líder apresentam uma duração típica de $1\mu\text{s}$ e estendem-se por algumas dezenas de metros, com uma pausa aproximada de $50\mu\text{s}$ entre os passos. O líder escalonado, durante sua trajetória para o solo, ramifica-se na direção descendente durante sua busca por regiões com melhor condutividade elétrica na atmosfera, produzindo assim a estrutura ramificada característica.

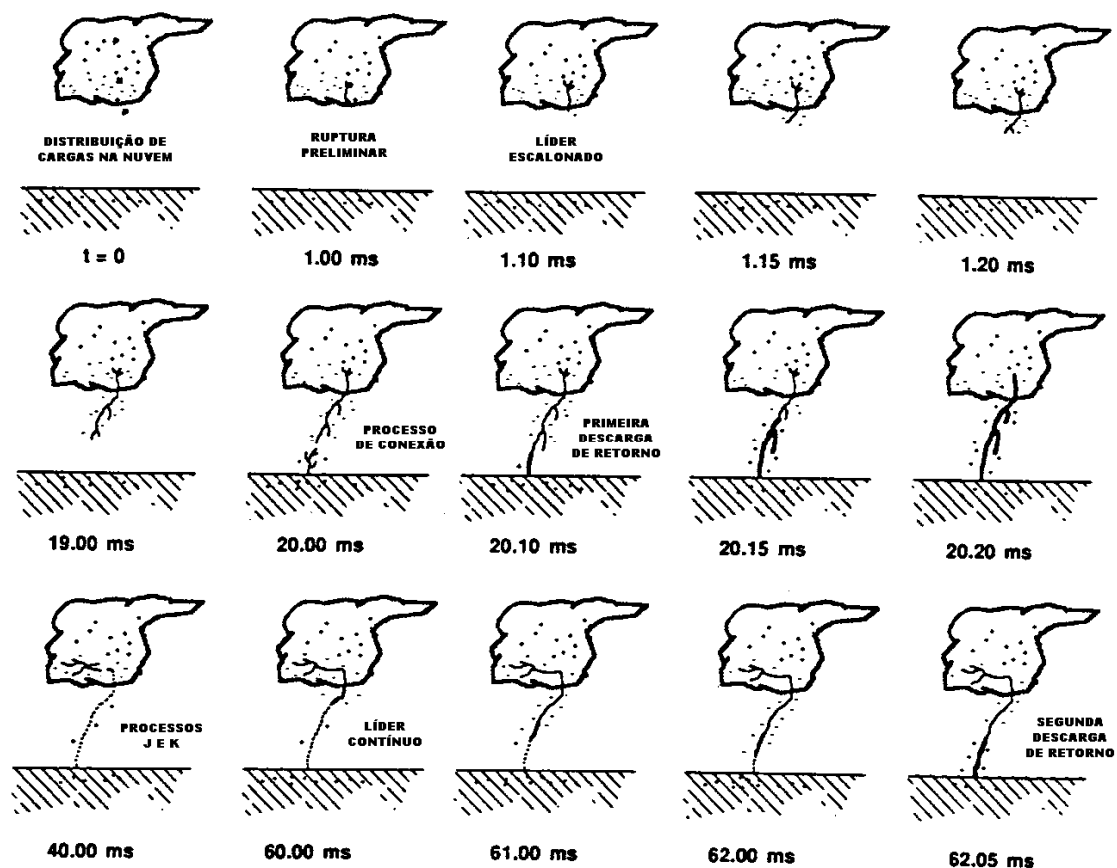


FIGURA 4.5 – Processos físicos de um relâmpago NS negativo típico desde a ruptura preliminar até a segunda descarga de retorno.
 FONTE: Adaptada de Uman (1987, p. 12).

O potencial elétrico em relação ao solo da base do canal do líder carregado negativamente apresenta uma magnitude da ordem de 10^7 V. Desta forma, a medida que a extremidade do líder aproxima-se do solo, o campo elétrico em torno de objetos pontiagudos no chão ou sobre irregularidades da superfície (edificações, torres, montanhas, antenas, pára-raios, etc.) intensifica-se a ponto de romper a rigidez dielétrica do ar, fazendo com que uma ou mais descargas ascendentes surjam a partir desses pontos, dando origem ao processo de conexão (*attachment process*). Quando uma das descargas ascendentes encontra o líder escalonado descendente a algumas dezenas de metros acima do solo, a extremidade do líder conecta-se com o potencial da Terra. Neste instante, uma frente de onda (representando o potencial da Terra) propaga-se continuamente para cima através do canal, previamente ionizado e carregado eletricamente, descarregando-o. Tem-se então a primeira descarga de retorno,

cuja velocidade ascendente é tipicamente da ordem de um terço da velocidade da luz ou mais, diminuindo com a altura. O tempo de trânsito total desde o solo até o topo do canal é cerca de 100 μ s. A primeira descarga de retorno tipicamente produz um pico de corrente próximo ao solo da ordem de 30kA, com um tempo de subida em geral de 2 a 10 μ s. A descarga de retorno efetivamente transporta para o solo toda a carga depositada no canal principal e em suas ramificações, bem como cargas que possam estar disponíveis no topo do canal naquele instante, gerando um pico de corrente. Além disso, cargas das regiões vizinhas ao canal (resultantes da ionização da atmosfera) podem também ser coletadas durante a descarga, dando origem a um segundo pico de corrente de menor intensidade alguns microssegundos depois. Este padrão de corrente elétrica produz variações do campo elétrico na faixa de alguns nanossegundos a vários milissegundos.

Após a extinção da corrente da descarga de retorno, o relâmpago pode encerrar-se. Tem-se então um relâmpago simples, composto por uma única descarga de retorno. Por outro lado, se cargas adicionais forem depositadas no topo do canal por intermédio de fracas descargas que ocorrem entre centros de carga na nuvem, denominadas processos J e K, um líder contínuo ou “líder dardo” (*dart leader*) poderá propagar-se em direção ao solo através do canal residual. Não existe ainda um consenso se estes processos estariam necessariamente relacionados com o início do líder contínuo. De qualquer forma, esse líder, com correntes da ordem de 1kA, ao atingir o solo, dá origem a uma segunda descarga de retorno. E tantas outras descargas subseqüentes ocorrerão enquanto houver condições para a formação de novos líderes contínuos, caracterizando assim um relâmpago múltiplo. Os líderes contínuos e as descargas de retorno subseqüentes, geralmente, não são ramificadas. Em cerca de 30-40% dos casos, o líder contínuo pode desviar-se de seu trajeto original em direção ao solo, devido ao decaimento do canal inicial, seguindo um novo caminho na atmosfera (Rakov e Uman. 2003; Valine e Krider. 2002; Rakov. 2004). Neste caso, a nova descarga de retorno irá atingir um ponto diferente do solo, dando origem aos chamados relâmpagos bifurcados. As variações totais de campo elétrico devidas às descargas de retorno subseqüentes são similares às provocadas pela primeira descarga, porém com intensidade duas ou mais vezes menor. Suas correntes apresentam taxas de variação máximas similares, mas com tempos de subida menores em relação à primeira descarga.

Os relâmpagos NS positivos, por sua vez, costumam ser, em sua maioria, simples e sua única descarga de retorno transfere ao solo uma quantidade de carga maior quando comparado a um relâmpago negativo. Desta forma, a intensidade da corrente dos relâmpagos positivos tende a ser maior que a dos negativos (Naccarato. 2001; Orville e Huffines. 2001; Rakov e Uman. 2003; Schulz et al. 2005).

Como discutido anteriormente, um relâmpago pode ser considerado um agente radiante de larga faixa espectral. Em geral, os relâmpagos NS apresentam uma intensa componente de baixa frequência, uma vez que a radiação EM das descargas de retorno possui máxima energia na faixa entre 10–100kHz (Krider. 1996; Uman. 1987, 2001). A amplitude das diferentes frequências (espectro) varia em função das etapas do relâmpago dependendo, portanto, dos processos físicos em andamento num dado instante (primeira descarga de retorno, descarga subsequente, líder escalonado, etc). Além disso, a radiação EM observada a distâncias maiores que 1km do relâmpago apresentam atenuações diferenciadas em função do espectro de frequência (que por sua vez está relacionado com as etapas do fenômeno), da amplitude e da polaridade do sinal (Cooray. 1987; Cooray et al. 2000), gerando distorções significativas na forma de onda original. Este é um aspecto de extrema importância para as redes de detecção, cujos sensores medem a radiação EM de raios ocorridos a centenas de quilômetros de distância (Capítulo 5).

4.3.2.2. Relâmpagos IN

Mais da metade de todas as descargas atmosféricas são relâmpagos IN (Rakov e Uman. 2003). Com o advento de novas tecnologias, sistemas de detecção específicos, que trabalham nas faixas de frequência de VHF (*Very High Frequency*), estão sendo desenvolvidos com o intuito de mapear bi e tridimensionalmente, em tempo real, as fontes da radiação EM oriundas dos relâmpagos IN à medida que se deslocam na atmosfera durante as tempestades. Exemplos são o LDAR II (3D) da Vaisala Inc. nos EUA (Rison et al. 1999; Boccippio et al. 2001; Demetriades. 2003), o sistema de interferometria 3D do Japão (Mardiana et al. 2002; Matsumoto et al. 2004) e o sistema SAFIR (2D) da Vaisala Inc. (VAISALA. 2004). Tais tecnologias de ponta têm possibilitado a identificação das principais características físicas dos relâmpagos IN, de sua radiação EM e sua relação com

as diferentes fases de uma tempestade (Demetriades et al. 2004). Esta última informação tem grande importância nas previsões de curto prazo de tempestades severas.

Em geral, os relâmpagos IN não apresentam descargas de retorno, sendo acompanhados por emissões de radiação centradas entre 100-800MHz (Krider et al. 1979, 1980; Krider. 1996), muito acima dos 100 kHz registrados para os relâmpagos NS. Este aspecto deve-se basicamente à diferença da geometria dos canais nos dois casos e a altura em que ocorrem as rupturas preliminares dentro da nuvem as quais dão origem aos dois tipos de relâmpagos (Rakov e Uman. 2003).

Desta forma, através da análise comparativa entre as assinaturas das radiações EM emitidas por um relâmpago é possível classificá-lo como um relâmpago NS ou um relâmpago IN. Isto pode ser feito comparando-se diretamente parâmetros básicos que definem a forma de onda da radiação como, por exemplo, a largura do pulso (*peak-to-zero time*) e tempo de subida (*rise time*). Ambos os parâmetros são empregados pelos atuais sistemas de detecção que trabalham na faixa de LF para discriminar descargas IN dos relâmpagos NS (GAI. 1999; VAISALA. 2003, 2004).

CAPÍTULO 5

SISTEMA DE DETECÇÃO DE RELÂMPAGOS

5.1. Introdução

Um sistema de detecção de relâmpagos consiste em um complexo instrumento de medida utilizado para detectar descargas atmosféricas que ocorrem tanto no céu (genericamente chamadas de intranuvens, IN) quanto aquelas que atingem o solo (genericamente denominadas nuvem-solo, NS), e identificar precisamente a localização do ponto de impacto de cada uma das descargas NS que compõem um relâmpago. Isso é feito mediante uma rede de sensores remotos que detectam a radiação eletromagnética (EM) emitida pelos relâmpagos na faixa entre 10-300kHz, denominada *low frequency* (LF), analisam os sinais recebidos por intermédio de algoritmos específicos e eliminam aqueles cujas fontes não tenham sido descargas atmosféricas. Essa faixa de frequência possibilita justamente a detecção das descargas de retorno dos relâmpagos NS (conforme discutido no Capítulo 4), uma vez que a máxima potência da radiação EM associada a essas descargas está concentrada nessa faixa (Rakov e Uman. 2003). Cada sensor que tenha detectado um evento válido envia os dados obtidos (os quais consistem basicamente no horário do evento, a intensidade do sinal, o tempo de subida e a largura do pulso da forma de onda) para um sistema centralizado de processamento, conhecido como Central de Análise Avançada de Localização (*Advanced Position Analyzer*, APA), que compara os horários informados a fim de assegurar que os dados sejam de um mesmo evento e, em seguida, calcula a localização ótima do ponto de impacto daquela descarga NS. Além da localização, esse sistema pode determinar várias outras características descritivas de cada evento registrado, como a intensidade da corrente de pico, multiplicidade, polaridade, entre outras. Por fim, a APA armazena toda a informação disponível em bancos de dados específicos, permitindo assim consultas posteriores às soluções determinadas em tempo real e o reprocessamento dos dados utilizando-se diferentes padrões de configuração e diferentes combinações dos sensores que compõem a rede.

5.2. Técnicas de Detecção

Basicamente, os atuais sistemas de detecção empregam duas tecnologias de detecção combinadas (Cummins et al. 1993; Naccarato. 2001):

- 1) **Método da direção magnética (MDF):** Emprega sensores capazes de medir a direção de uma descarga (azimute = ângulo em relação ao norte verdadeiro), determinada pelo uso de dois *loops* magnéticos e ortogonais entre si. Neste método, quando dois ou mais sensores detectam uma descarga, a intersecção das retas definidas pelos respectivos azimutes determina o ponto de impacto. Quando três ou mais sensores detectam uma descarga, pode ser empregado um procedimento de otimização, denominado triangulação, que minimiza o erro no cálculo dos ângulos (Figura 5.1).

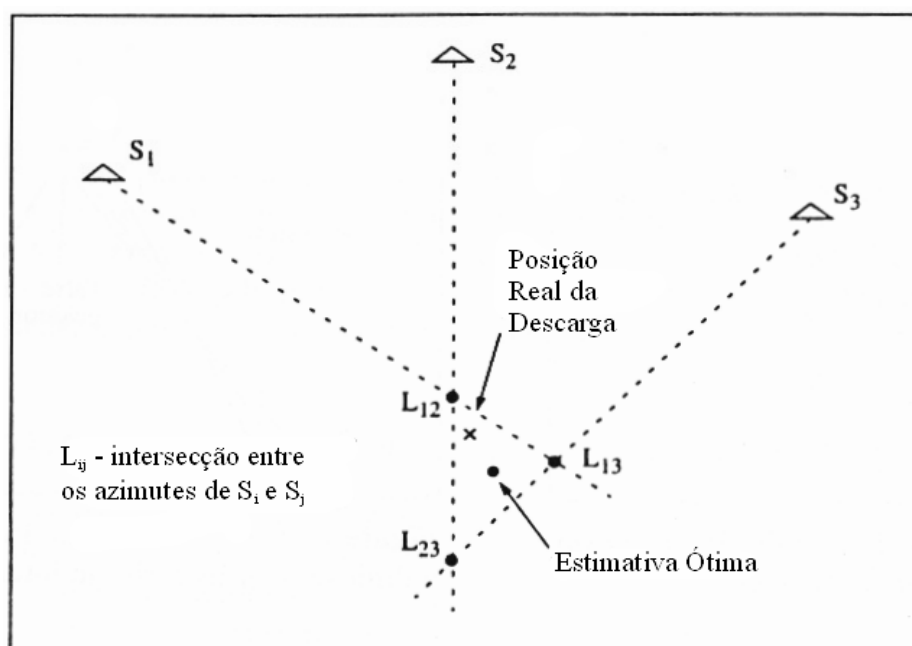


FIGURA 5.1 – Algoritmo usado no método MDF para determinação da localização ótima.
FONTE: Naccarato (2001).

- 2) **Método do tempo de chegada (TOA):** Emprega três ou mais sensores os quais registram o horário de chegada da radiação EM gerada por uma descarga. Na

realidade, a central de processamento calcula a diferença temporal relativa entre os horários de chegada registrados pelos vários sensores. Com esse método, cada par de sensores define uma curva hiperbólica que descreve o conjunto de possíveis localizações (lugar geométrico dos pontos) que satisfaz aquela diferença temporal medida. Dadas duas destas curvas, definidas por três ou quatro sensores, é possível determinar uma localização a partir do ponto de interseção entre elas, conforme mostra a Figura 5.2a. Este método é comumente denominado método de localização por interseções hiperbólicas. Sob certas condições geométricas, as curvas definidas por apenas três sensores participantes poderão resultar em dois pontos de interseção, levando assim a uma localização ambígua (Figura 5.2b). Esse problema pode ser evitado se pelo menos quatro sensores detectarem a descarga. Uma abordagem alternativa para localização de relâmpagos utilizando o método TOA consiste em medir o horário absoluto de chegada do sinal em cada sensor e implementar um método para estimar tanto a localização quanto o horário de ocorrência da descarga. Nesta situação, a informação de cada sensor pode ser interpretada como sua distância efetiva do ponto de impacto da descarga, definindo assim um lugar geométrico circular ao seu redor. O raio de cada círculo é baseado na diferença entre o horário estimado da descarga e o horário medido no instante da chegada da radiação ao local do sensor, conforme ilustrado na Figura 5.3. A localização é determinada então selecionando a posição e o horário correspondentes ao ponto de interseção de todos os círculos. Este algoritmo costuma ser denominado método de localização por interseções circulares. Em termos comparativos, utilizando-se três sensores, ambos os métodos apresentam a mesma precisão de localização. Quando mais de três sensores informam a ocorrência de uma descarga, o método das interseções circulares pode produzir uma solução otimizada. Além disso, o método das interseções circulares pode ser facilmente generalizado para incluir medidas de ângulo de azimute. Por esses motivos, este último método é atualmente utilizado nos sistemas de detecção.

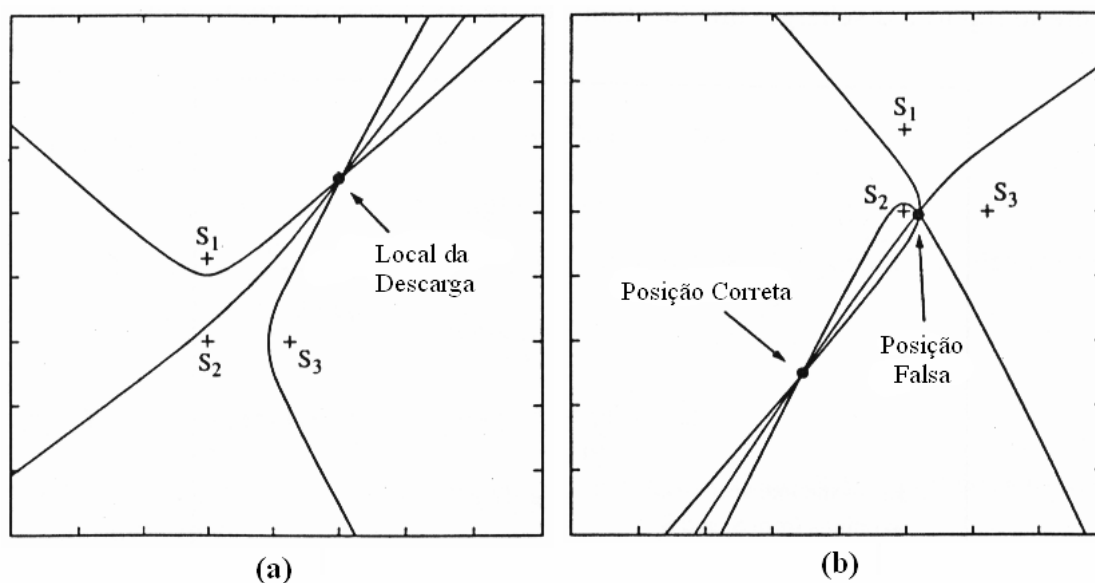


FIGURA 5.2 – (a) Método de interseção hiperbólica para sistemas de localização utilizando três sensores. (b) Exemplo de localização ambígua resultante da interseção hiperbólica a partir de três sensores.
 FONTE: Naccarato (2001).

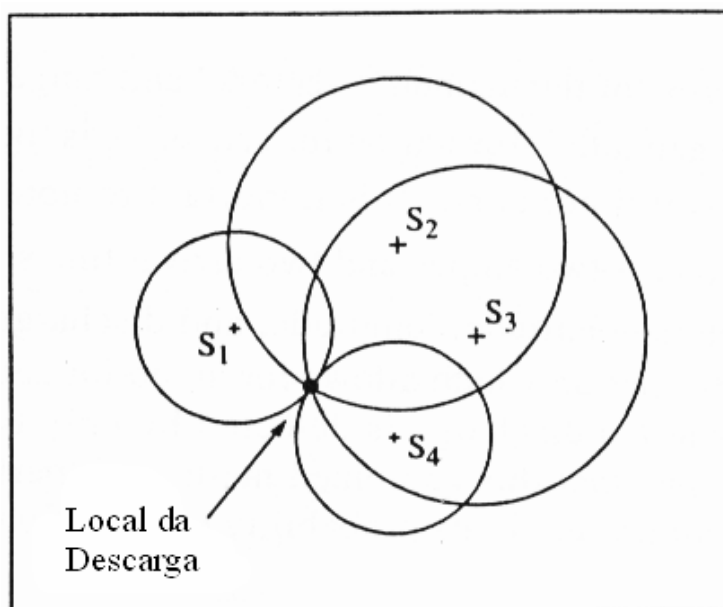


FIGURA 5.3 – Método de interseção circular utilizando quatro sensores.
 FONTE: Naccarato (2001).

A combinação dos métodos MDF e TOA, ou seja, o uso simultâneo da informação do ângulo de azimute e a informação da distância em relação ao sensor (raio do círculo), possibilita uma generalização do método de interseções circulares, a qual fornece uma estimativa ótima da localização da descarga, utilizando todos os dados disponíveis. Avaliações desse método revelaram que seu desempenho supera o desempenho de cada método isoladamente, tanto no que se refere à precisão de localização quanto na probabilidade de detecção e, portanto, não sofre com os problemas inerentes de cada método individual (Cummins et al. 1993). Isso porque, o método combinado possui informação redundante a qual permite calcular uma localização otimizada mesmo em uma condição de detecção mínima, isto é, quando uma descarga é registrada por apenas dois sensores. Por exemplo, se uma descarga ocorrer exatamente sobre uma linha de base (segmento de reta que liga dois sensores quaisquer), tendo sido detectada apenas pelos dois sensores que forma essa mesma linha (Figura 5.4), ela será localizada com precisão através da interseção das duas linhas de azimute e os dois círculos ao redor dos sensores.

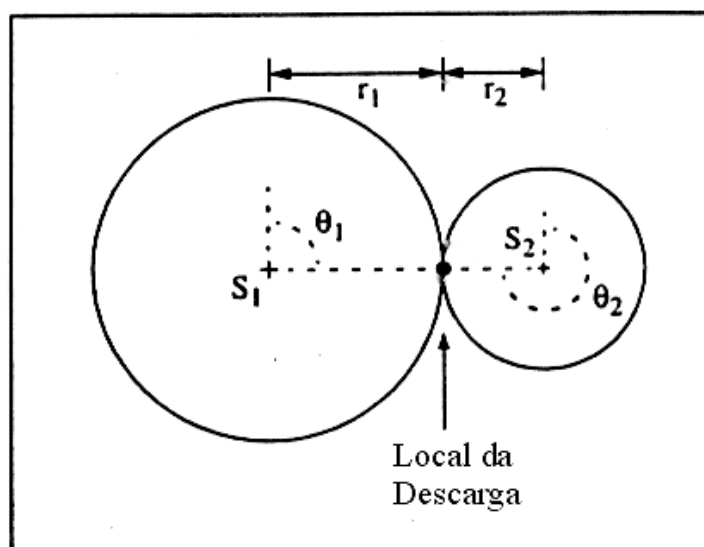


FIGURA 5.4 – Método de localização combinado TOA-MDF, mostrando os dois azimutes (θ_1 e θ_2) calculados pelo método MDF e os dois raios (r_1 e r_2) obtidos a partir do método TOA. A intersecção das duas linhas e dos dois círculos define o local da descarga. Note que há uma redundância de informações (um grau de liberdade).

FONTE: Naccarato (2001).

5.3. Componentes de um Sistema

5.3.1. Central de Processamento APA2000

APA2000 é o nome dado a um pacote de software desenvolvido para o sistema operacional UNIX, o qual é composto por três módulos básicos denominados LP2000, DA2000 e NM2000. Este software roda em estações de trabalho *Sun Microsystems* usando o ambiente gráfico *Solaris (Common Desktop Environment, CDE)*, o qual facilita significativamente a interação do usuário. Em geral, cada módulo opera em uma estação distinta, porém todas são interconectadas através de uma rede local TCP/IP *Ethernet (Local Area Network, LAN)*.

O módulo LP2000 (*Lightning Processor*) é responsável pelo cálculo das soluções de localização das descargas a partir dos dados brutos recebidos dos sensores. Como resultado, o LP2000 fornece os seguintes parâmetros das descargas: data, horário (com resolução de 100ns e suporte para horário local), latitude, longitude, intensidade do sinal e polaridade (o RNSS ou o valor estimado da corrente de pico em kA), multiplicidade do relâmpago, número de sensores participantes de uma solução, número de graus de liberdade disponíveis para a otimização de uma solução, semi-eixos maior e menor da elipse de segurança de 50% de probabilidade (dados em km), ângulo de azimute da elipse de segurança, medida do χ^2 , tempo de subida e largura de pulso da forma de onda (dados em μ s), máxima taxa de subida do sinal ou derivada (dada em kA/ μ s), classificação entre relâmpago NS ou IN e indicação de qual informação foi utilizada na localização da descarga: ângulo, sinal ou tempo (VAISALA. 2003, Capítulo 2). Todos esses parâmetros serão descritos nas próximas seções deste capítulo. O módulo DA2000 oferece recursos avançados para armazenamento e distribuição dos dados a usuários finais, tanto em tempo real como na forma de arquivos (dados históricos ou reprocessados). Já o módulo NM2000 é usado para visualizar, configurar e analisar a rede como um todo, com o objetivo de avaliar e manter seus níveis de desempenho. Atualmente, as versões mais recentes da central de processamento APA integram os módulos LP2000 e NM2000 em uma única estação de trabalho (VAISALA. 2003).

5.3.2. Os Sensores

Atualmente existem duas grandes famílias de sensores em operação nos sistemas de detecção instalados no mundo: os sensores LPATS (*Lightning Position and Tracking System*), que utilizam apenas o método de detecção TOA, e os sensores IMPACT (*Improved Performance from Combined Technology*) que utilizam o método de detecção combinado TOA-MDF. Ambas as famílias de sensores são equipados com circuitos receptores do sinal de GPS (*Global Positioning System*), permitindo assim grande precisão na sincronização temporal entre eles (da ordem de 50-100ns), fundamental para um bom desempenho do método TOA. Os sensores LPATS sofreram inúmeros aperfeiçoamentos tecnológicos ao longo dos anos, dando origem a diferentes séries de produtos (desde 1983), entre elas as séries III e IV também em uso em vários sistemas de detecção no mundo, inclusive no Brasil. Os aprimoramentos concentraram-se essencialmente nos circuitos eletrônicos de amostragem do sinal EM (com um aumento na taxa de amostragem, memória e precisão) e de sincronização temporal com o sinal de GPS (maior precisão). Foram incluídos também novos recursos para configuração do modo de operação do sensor. O método de detecção TOA, contudo, permaneceu inalterado (GAI. 1995, 1998). O mesmo aconteceu com os sensores da família IMPACT, os quais passaram por inúmeros aprimoramentos tecnológicos desde 1994, dando origem às famílias 141-T, 141-TES e 141-TESP (GAI. 1994, 1999; VAISALA. 2004).

A Tabela 5.1 faz uma análise comparativa entre as duas famílias de sensores com base nas informações do fabricante (constantes nos manuais) ou obtidas a partir de contatos diretos com a equipe técnica.

TABELA 5.1 – Comparação entre os sensores LPATS e IMPACT.

	LPATS	IMPACT
Método de Detecção	TOA	TOA-MDF
Faixa de Operação	1,5 – 430kHz	1 – 400kHz

(continua)

TABELA 5.1 – Conclusão.

Alcance Nominal	200–300km para ganho e limiar de ativação (<i>threshold</i>) ótimos	370km para ganho alto (série 141-T) 555km para ganho extra-alto (séries 141-TES e 141-TESP)
Ajuste de Ganho e Limiar	Automático (série III) visa controlar o fluxo de dados no canal de comunicação, evitando congestionamentos. Manual (série IV)	Manual
Eficiência de Detecção no alcance nominal	85%	75% (série 141-T) 85%-90% (séries 141-TES e 141-TESP)
Tipo de Sinal Detectado	Apenas a componente vertical do campo elétrico	Componente vertical do campo elétrico e as duas componentes ortogonais do campo magnético
Informação Temporal determinada a partir da medição do campo elétrico	Sim	Sim
Informação de Direção (Azimute) determinada a partir das componentes ortogonais do campo magnético em relação ao norte geográfico	Não	Sim
Parâmetros da Descarga determinados no sensor	Horário (ns) Intensidade do Sinal Tempo de Subida Largura de Pulso somente série IV	Horário (ns) Intensidade do Sinal Tempo de Subida Largura de Pulso Relação E/B razão entre os picos do campo elétrico e campo magnético
Discriminação de Descargas IN	Apenas classifica as descargas como IN e NS	Classifica as descargas e rejeita ou não as IN conforme configuração
Critério de Discriminação IN	Largura de pulso da forma de onda do campo elétrico (somente série IV)	Largura de pulso da forma de onda do campo elétrico (PTZ = <i>peak-to-zero</i>)
Discriminação de Ruído	Não	Sim (através da relação E/B)
Taxa de Contaminação Individual detecção de descargas IN e ruídos como se fossem descargas NS válidas	34% segundo Théry (2001)	5% (série 141-T) <1% (séries 141-TES e 141-TESP)

5.4. Parâmetros Físicos dos Raios Fornecidos pelo Sistema

5.4.1. Corrente de Pico da Descarga

Diversos modelos matemáticos têm sido desenvolvidos ao longo dos anos para descrever analiticamente as formas de onda dos campos EM produzidos por descargas de retorno a diferentes distâncias da fonte (Rakov and Uman. 1998; Thomson. 1999; Lupo et al. 2000; Popov et al. 2000; Rakov e Uman. 2003, Capítulo 12). Uma importante aplicação desses modelos consiste em inferir a propagação da frente de onda da corrente pelo canal da descarga com base nas medidas dos campos EM remotos. Em particular, esta abordagem relaciona-se diretamente com os sistemas de detecção. Isso porque, a estimativa da corrente de pico da descarga constitui um dos parâmetros fornecidos pelo sistema, sendo calculada a partir das medidas do valor de pico da radiação EM gerada pela corrente fluindo no canal. Para se obter uma relação entre o pico da radiação e o pico da corrente, assume-se que o simples modelo de linha de transmissão (*Transmission Line Model*, TLM), descrito em Uman et al. (1975), seja válido. Isso significa dizer que o valor de pico do campo elétrico irradiado pela descarga é diretamente proporcional ao valor de pico corrente (frente de onda da corrente) que se propaga pelo canal, segundo a expressão (Wacker e Orville. 1999a):

$$I_{pk} \approx \frac{2\pi D}{\mu_0 \nu} E_{pk} \quad (5.1)$$

onde D = distância horizontal da fonte de radiação; μ_0 = permeabilidade magnética no vácuo; ν = velocidade de propagação do pico da corrente de retorno próximo à base do canal (suposta constante); E_{pk} = intensidade do pico da radiação do campo elétrico vertical no solo (suposto perfeitamente condutor); I_{pk} = intensidade do pico da corrente da descarga na base do canal.

Com relação a essa estimativa da corrente de pico, Diendorfer et al. (1998) e Schulz et al. (2005) fazem várias críticas quanto ao uso de um modelo matemático (no caso, o TLM) que não considera a velocidade de propagação da descarga de retorno no canal, a aplicação de um modelo simples para corrigir o efeito de propagação e da utilização de dados de

intensidade de corrente de raios induzidos artificialmente como parâmetros de calibração (Orville. 1991). Por outro lado, Rachidi et al. (2004), embora concordem que o uso do modelo TLM é limitado, eles desenvolvem um modelo estatístico que prova ser possível determinar a corrente de pico dos raios com base na estatística. Com isso conseguem uma justificativa teórica para o uso de redes de detecção de raios na determinação das distribuições estatísticas da corrente de pico dos raios com base na medida remota dos respectivos campos EM irradiados.

O primeiro passo para se estimar o valor do pico da corrente da descarga é considerar a atenuação que a radiação EM sofre à medida que se propaga por uma superfície de condutividade finita, conforme discutido por Diendorfer et al. (1998) e Cooray et al. (2000). Este fenômeno, denominado efeito de propagação, faz com que a forma de onda do sinal EM sofra uma distorção (redução do valor de pico e aumento do tempo de subida e da largura do pulso) proporcional à distância percorrida pelo sinal. Então, como a radiação percorre diferentes distâncias até chegar a cada um dos sensores da rede (e, portanto, apresenta diferentes atenuações em cada sensor), é interessante obter-se um valor de intensidade do sinal normalizado pela distância (*range normalized signal strength*, RNSS) para cada sensor participante da solução, a fim de que a estimativa da corrente de pico já leve em consideração os diferentes efeitos de propagação. A expressão empregada para o cálculo do RNSS é (Cummins et al. 1998a):

$$RNSS = C \cdot SS \cdot \left(\frac{r}{D}\right)^p e^{-\frac{r-D}{A}} \quad (5.2)$$

onde SS = intensidade do sinal EM medido pelo sensor; r = distância da fonte de radiação (dada em km); D = distância de normalização (definida como 100 km); p = expoente de atenuação; A = escala de comprimento da atenuação da radiação e C = constante (unitária). O expoente de atenuação atualmente utilizado nos sistemas em operação vale $p = 1,13$ e foi determinado empiricamente por Orville (1991), assumindo A infinito. O valor de A atualmente adotado como padrão pelo fabricante é 10^5 km. A rede de detecção austríaca (ALDIS), entretanto, por possuir pequena extensão geográfica, utiliza parâmetros diferentes: $p = 1,0$ e $A = 10^7$ km (Schulz et al. 2005).

O segundo passo é calcular a média dos valores de RNSS para todos os sensores participantes em um raio de 625 km ao redor do evento (basicamente para se evitar reflexão do sinal EM na ionosfera e/ou distorções excessivas do sinal devido à grande distância de propagação) e que tenham registrado valores válidos dos picos da radiação. O valor do RNSS resultante é então convertido na estimativa da corrente de pico através da expressão (Cummins et al. 1998a):

$$I_{pk} = 0.185 \cdot RNSS \quad (5.3)$$

A rede ALDIS na Áustria também adota um fator diferente para o cálculo da estimativa de pico, o qual foi estimado com base em dados de corrente medidos em torres (Diendorfer et al. 1998). Segundo Schulz et al. (2005), o fator utilizado na ALDIS vale $I_{pk} = 0.23 \cdot RNSS$

5.4.2. Multiplicidade

Um aspecto interessante dos sistemas de detecção de raios está na sua capacidade de detectar cada uma das descargas de retorno (*strokes*) que compõe um relâmpago, agrupá-las e, em seguida, determinar a multiplicidade do evento completo ou relâmpago (*flash*).

Atualmente, o método de agrupamento consiste em um algoritmo que leva em consideração aspectos espaciais e temporais das descargas a fim de decidir quais descargas pertencem ou não a um determinado relâmpago (Cummins et al. 1998a). Descargas são associadas a um relâmpago ativo por um período de um segundo após a primeira descarga de retorno detectada e enquanto estiverem a uma distância máxima de 10 km do primeiro ponto de impacto, mantendo um intervalo de tempo máximo de 500 ms em relação à descarga anterior. Para evitar que uma dada descarga seja associada a mais de um relâmpago, o algoritmo irá sempre adicioná-la ao relâmpago cuja primeira descarga de retorno estiver mais próxima. Por outro lado, se uma descarga estiver a mais de 10 km de distância da primeira descarga (mas ainda dentro de um raio de 50 km) e havendo uma sobreposição de sua elipse de segurança com a região espacial do relâmpago (o que impossibilita uma clara separação entre ambos), então esta descarga também será associada ao respectivo relâmpago.

Como exemplo, considere as descargas 5 e 6 mostradas na Figura 5.5. Embora a posição da descarga 5 esteja além do círculo de 10 km, ela ainda se encontra dentro da área de agrupamento (raio de 50 km). Como sua elipse de segurança se sobrepõe ao raio de abrangência do relâmpago, esta é então agrupada ao relâmpago em andamento. O mesmo não acontece com a descarga 6 que, embora tenha sua elipse de segurança sobreposta ao raio de abrangência do relâmpago, sua posição está fora do raio de agrupamento. Portanto, ela será considerada como integrante de outro evento. Assim, as descargas 1, 3, 4 e 5 serão agrupadas ao relâmpago ativo e as descargas 2, 6 e 7 serão associadas a outros relâmpagos.

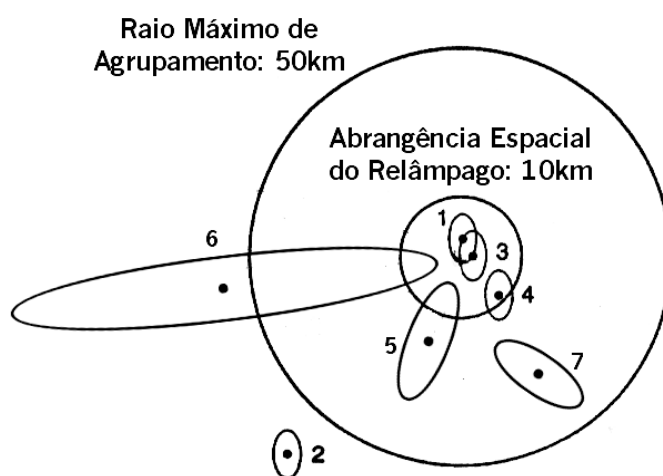


Fig. 5.5 – Algoritmo de agrupamento de descargas, mostrando que as descargas 1, 3, 4 e 5 serão associadas ao relâmpago em processamento, ao contrário das descargas 2, 6 e 7, que serão atribuídas a outros relâmpagos.

FONTE: Adaptada de Cummins et al. (1998b, p. 9038).

Ainda como parte do algoritmo, caso um relâmpago ultrapasse 15 descargas, todas as descargas adicionais serão associadas a um novo evento, estabelecendo assim um limite máximo de 15 para a multiplicidade. Vale ressaltar também que a localização de um relâmpago informada pelo sistema corresponde sempre à localização de sua primeira descarga de retorno, o mesmo ocorrendo para o valor da corrente de pico, que também corresponde ao pico da primeira descarga. Descargas subsequentes são agrupadas em um determinado relâmpago mesmo que possuam polaridades opostas à polaridade da primeira descarga de retorno (Cummins et al. 1998b).

5.4.3. Tempo de Subida e Largura de Pulso

O tempo de subida e a largura de pulso da radiação EM emitida por um relâmpago são medidas diretamente pelos sensores e, para um dado evento, correspondem aos valores registrados pelo sensor mais próximo da primeira descarga de retorno. O objetivo é minimizar os efeitos de propagação sobre a forma de onda da radiação que, conforme já discutido, sofre uma maior atenuação das altas frequências que as baixas, distorcendo assim seu tempo de subida, largura de pulso e o valor de pico em função da distância percorrida e da intensidade do sinal (Cooray. 1987).

Em termos práticos (do ponto de vista dos sistemas de detecção), define-se a largura de pulso como o tempo decorrido entre o pico da radiação e o instante em que seu valor atinge o limiar de ativação dos sensores (*threshold*). O tempo de subida, por sua vez, é definido como o tempo que o sinal EM leva para atingir o valor de pico, partindo do *threshold* dos sensores (Diendorfer et al. 1998). É importante lembrar que somente a largura de pulso tem sido utilizada para discriminar as descargas IN das descargas NS nos sistemas de detecção atuais. Esse processo de seleção ocorre nos próprios sensores, os quais registram como descargas NS apenas aquelas cuja largura de pulso da forma de onda do campo elétrico seja $>10\mu\text{s}$ (valor fixo para os sensores LPATS) e acima de $0-31\mu\text{s}$ (configurável para os sensores IMPACT). Desta forma, numa rede híbrida (composta de sensores LPATS e IMPACT), consideram-se descargas IN todas aquelas cuja largura de pulso da forma de onda seja inferior ao valor configurado para os sensores IMPACT.

5.5. Desempenho do Sistema

Os dois principais parâmetros que determinam o desempenho de um sistema de detecção de raios são: (1) a precisão da localização das descargas e (2) a eficiência de detecção da rede. Devido à natureza discreta das redes de detecção, esses dois parâmetros irão necessariamente variar com a localização das descargas em relação aos sensores. Além disso, ambos os parâmetros são função da amplitude da fonte de radiação e podem variar abruptamente se houver alguma interrupção na comunicação ou no funcionamento dos sensores próximos ao evento. Mesmo diante da importância desses parâmetros na análise

dos dados de sistemas de detecção, a maioria das publicações, inclusive no Brasil, que se empregam desses dados não faz nenhuma menção sobre a precisão da localização e a eficiência de detecção do sistema utilizado.

Com o objetivo de quantificar essas medidas de desempenho, a VAISALA (fabricante dos sistemas de detecção) utiliza modelos matemáticos para calcular a precisão de localização e a eficiência de detecção com base nos tipos dos sensores e nas soluções calculadas pelo sistema (Cummins et al. 1992, 1998a). Esses modelos serão descritos a seguir.

5.5.1. Algoritmo de Localização e Erros Associados

As informações provenientes dos sensores são utilizadas pela APA para calcular a localização da descarga através de um procedimento de otimização de mínimos quadrados que inclui tanto as medidas de direção (azimutes) quanto os horários (tempos de chegada). Em sua forma original, o processo de otimização calcula a localização ótima (latitude, longitude) e o tempo do início do evento (definido como o instante do pico de corrente que, por sua vez, corresponde ao pico da radiação) com base na posição sobre uma superfície esferóide oblata (ou elipsoidal) que minimiza uma função erro (Cummins et al. 1998b). O valor mínimo dessa função erro (definida como a soma dos quadrados dos desvios angular e temporal ponderados pelo inverso dos erros esperados) representa então a coerência das informações dos sensores utilizadas para o cálculo da localização do evento. Quando normalizada pelo número de graus de liberdade, a função erro passa a se chamar chi-quadrado (χ^2) normalizado, dado então pela expressão (McGorman e Rust. 1998):

$$\chi^2 = \left(\sum_{j=1}^N \frac{(\theta_j - \theta_j^*)^2}{\sigma_{\theta_j}^2} + \sum_{j=1}^n \frac{(t_j - t_j^*)^2}{\sigma_{t_j}^2} \right) \cdot x^{-1} \quad (5.4)$$

onde N = número de sensores participantes (ou número de medidas); θ_j, t_j = valores do azimute e horário, respectivamente, medidos pelo j -ésimo sensor; θ_j^*, t_j^* = valores do azimute e horário, respectivamente, calculados pelo sistema para o j -ésimo sensor a partir da localização ótima; $\sigma_{\theta_j}, \sigma_{t_j}$ = estimativa de erros nas medidas de azimute e horário,

respectivamente; x = número de graus de liberdade, o qual é definido como a diferença entre o número de medidas realizadas e o número de parâmetros estimados.

Os erros angulares e temporais esperados são determinados a partir dos erros randômicos e sistemáticos em cada sensor, expressos em termos do desvio padrão. Assim, a precisão das informações temporais é determinada pelos erros randômicos na medida do horário da chegada do sinal ao sensor (juntamente com os atrasos de propagação associados), os quais possuem um desvio padrão de aproximadamente $1,5\mu\text{s}$. Os erros randômicos nas medidas angulares mais os erros residuais sistemáticos de alinhamento dos sensores apresentam um desvio padrão em torno de $0,9^\circ$ (Cummins et al. 1998b).

A descrição completa dos algoritmos de cálculo da localização com base nas informações de azimute e tempo pode ser encontrada em Orville Jr. (1987), Koshak et al. (2000) e Koshak e Solakiewicz (2001).

5.5.2. Precisão da Localização

Conforme discutido por Schulz. 1997 e Schulz e Diendorfer. 1996, a precisão de localização de uma descarga individual é afetada basicamente por três fatores:

- 1) **Desvios-padrão das medidas angulares e temporais:** erros randômicos e sistemáticos nas medidas angulares e temporais irão produzir os mesmos tipos de erros na localização e no horário do evento, afetando assim sua precisão. Os desvios-padrão dessas medidas correspondem, na verdade, à média dos desvios-padrão para um grande número de medidas e não apenas para uma medida individual de uma única descarga.
- 2) **Número de sensores participantes:** esse valor depende da eficiência de detecção da rede e, portanto, também depende da corrente de pico da descarga.
- 3) **Localização do sensor em relação à localização da descarga:** uma descarga detectada por sensores muito distantes claramente não terá uma localização tão

precisa quanto uma descarga que ocorra próxima aos sensores. Além disso, um evento detectado por sensores posicionados ao redor do ponto de impacto terá uma precisão de localização muito melhor que um evento detectado por sensores concentrados em uma única região. Desta forma, a distribuição espacial dos sensores possui um papel fundamental.

A maneira mais adequada de se representar a precisão da localização de um evento é definir uma região (denominada região de segurança) que detenha uma probabilidade específica (chamada nível de segurança) de conter todas as possíveis soluções em seu interior (Cummins et al. 1995, 1998a). A Figura 5.6 ilustra uma distribuição Gaussiana tridimensional de erros de localização a partir da qual a região de segurança é determinada. A localização ótima da descarga está, obviamente, no ponto de maior probabilidade, que corresponde ao pico da distribuição de erros. A região de segurança corresponde então à seção transversal da distribuição para o nível de probabilidade desejado (eixo Z). Observe que, para uma distribuição de erros gaussiana, a região de segurança é uma elipse. Este resultado foi demonstrado por Stansfield (1947), onde pode ser encontrada uma discussão detalhada sobre elipses de segurança para sistemas de detecção. Desta forma, para qualquer nível de probabilidade p , a região de segurança corresponde a uma elipse dentro da qual existe a probabilidade p de se encontrar a verdadeira localização do evento. Para os sistemas atuais, o nível de probabilidade de referência empregado vale $p = 50\%$, de tal forma que a elipse de segurança descreve uma precisão média da localização. O uso de uma distribuição Gaussiana para os erros de localização baseia-se na suposição de que os erros randômicos nas medidas angulares e temporais dos sensores são independentes entre si e apresentam naturalmente uma distribuição normal. Essa consideração só é válida se os erros sistemáticos de posicionamento dos sensores estão corrigidos e se os erros temporais devido aos atrasos de comunicação são pequenos. Mesmo que essa hipótese não seja completamente válida, essa aproximação ainda é apropriada uma vez que os erros totais tendem a seguir uma distribuição normal quando um grande número de sensores participa das soluções. Desvios significativos dessas condições podem ser identificados como elevados valores de chi-quadrado (χ^2) no algoritmo de otimização.

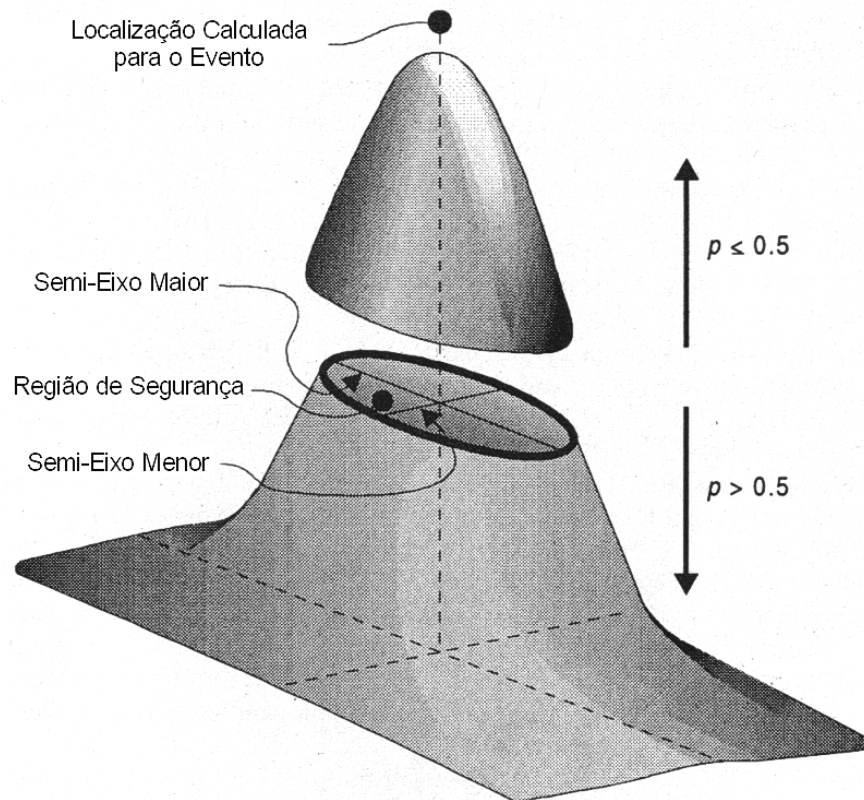


FIGURA 5.6 – Distribuição gaussiana 3D dos erros de localização mostrando a posição estimada do evento no ponto de maior probabilidade (pico). A elipse de segurança de 50% de probabilidade é determinada pelo corte na distribuição no nível $p = 0,5$.

FONTE: Adaptada de Cummins et al. (1998a, p. 9043).

Assim, para todas as soluções calculadas pelo sistema, pode-se determinar uma elipse de segurança, centrada na localização da descarga, onde existem 50% de probabilidade do evento ter ocorrido em seu interior. Esta elipse é descrita em termos de um semi-eixo maior, da excentricidade (razão entre o semi-eixo maior e o semi-eixo menor) e do ângulo de orientação do semi-eixo maior (em graus, relativo ao norte), podendo ser calculada para outras probabilidades diferentes de 50%, bastando para isso alterar-se apropriadamente a escala dos semi-eixos maior e menor (que equivale a cortes em diferentes alturas da figura).

O formato das elipses de segurança depende da localização da descarga em relação aos sensores. Por exemplo, quando uma descarga ocorre fora da rede de detecção, a uma

distância muito grande dos sensores, a elipse apresentar-se-á muito alongada (com grande excentricidade), apontando na direção dos sensores (Figura 5.7). Isso traduz uma maior incerteza na localização. Entretanto, se a descarga ocorrer no meio da rede de sensores (geometria mais favorável), a elipse tenderá a ser menor e mais circular (Figura 5.8).

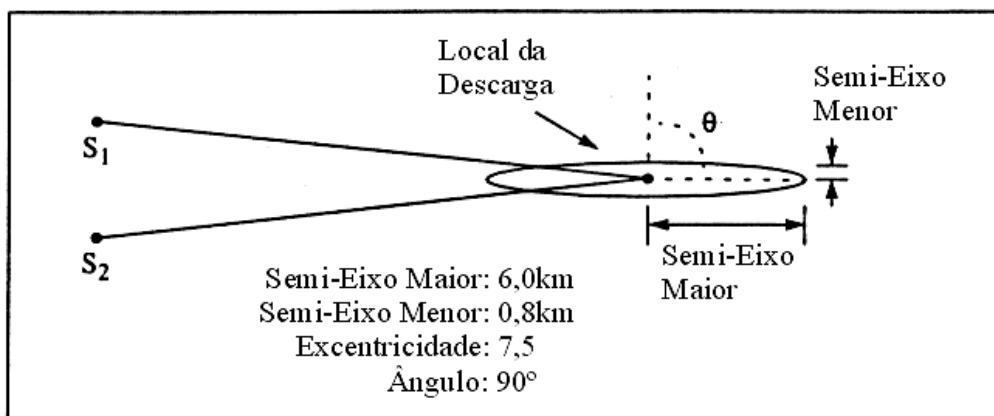


FIGURA 5.7 – Elipse de segurança para uma geometria desfavorável entre os sensores.
FONTE: Naccarato (2001).

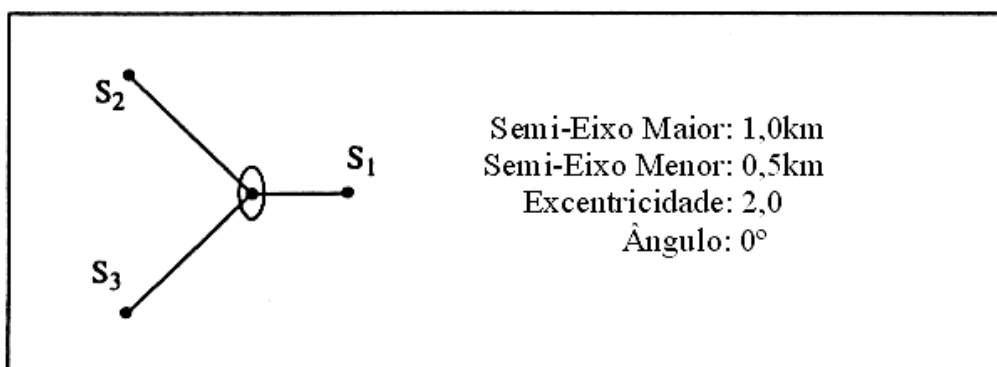


FIGURA 5.8 – Elipse de segurança para uma geometria favorável entre os sensores.
FONTE: Naccarato (2001).

O atual modelo do fabricante utilizado para estimar a precisão de localização de uma rede de sensores calcula o semi-eixo maior da elipse de segurança (com 50% de probabilidade) para cada ponto de uma grade de 50x50 km abrangendo toda a área de cobertura da rede. Para isso, devem ser especificados as posições e os tipos de sensores que compõem o

sistema, bem como seus erros temporais e/ou angulares médios. Como resultado, o modelo gera um mapa de isolinhas representando os valores do semi-eixo maior da elipse para a área da rede (Cummins et al. 1998a).

5.5.2.1. Exemplo de Aplicação da Elipse de Segurança: Análise de Eventos

Isolados

Durante a investigação de um incidente, por exemplo, a interrupção de uma linha de transmissão, onde há dúvidas se uma determinada descarga atmosférica a atingiu ou não, pode-se usar a orientação e o formato da respectiva elipse de segurança do evento para auxiliar na solução do problema (Figura 5.9). Primeiramente, é necessário verificar se o valor do χ^2 para o evento em análise está dentro da faixa aceitável de valores (normalmente abaixo de 10). Se esse valor for maior que 10, então os parâmetros da elipse de segurança irão subestimar o erro real da localização (o erro de localização é maior que a incerteza da elipse) e, portanto, não podem ser utilizados na análise. Ao contrário, se o valor do χ^2 for aceitável, então os parâmetros da elipse indicarão qual a probabilidade da descarga ter realmente atingido a linha e causado a interrupção.

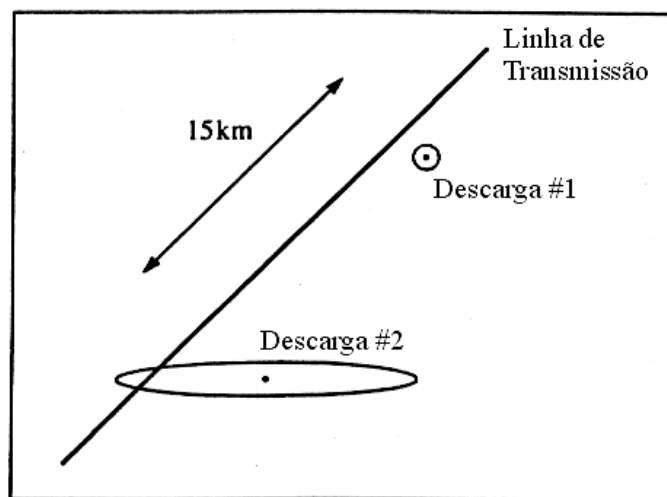


FIGURA 5.9 – Uso da elipse de segurança para identificar a causa da interrupção de uma linha de transmissão. A descarga #1 pode ser descartada, uma vez que a elipse de segurança muito pequena e circular indica boa precisão de localização e não intercepta a linha. Já a descarga #2 tem 50% de probabilidade de ter atingido a linha (devido a intersecção da elipse), porém a forma alongada da elipse indica uma geometria desfavorável dos sensores. É preciso, nesse caso, verificar também o valor do χ^2 .

FONTE: Naccarato (2001).

5.5.3. Eficiência de Detecção (ED)

Nem todas as descargas que ocorrem durante uma tempestade são efetivamente registradas pelo sistema. Tipicamente, um sensor não irá informar a ocorrência de um evento se o valor de pico da radiação EM gerada estiver abaixo de seu *threshold* ou se a forma de onda do sinal não satisfizer os critérios de seleção de forma de onda, como nível de pré-disparo (*pre-trigger*), tempo de subida, largura de pulso, estrutura de múltiplos picos e padrão bipolar. Além disso, ainda que os sensores enviem essas informações para a central de processamento, se elas não puderem ser correlacionadas entre si ou se produzirem uma solução inválida, então a localização do evento não poderá ser determinada. Neste caso, essa descarga não será registrada. Desta forma, a habilidade que um sistema tem de detectar e localizar descargas NS é denominada eficiência de detecção, expressa como um percentual do número real de descargas ocorridas. Os principais fatores que afetam a eficiência de detecção de um sistema são (Cummins et al. 1995, 1998a, 1998b):

- 1) **Eficiência de detecção individual de cada sensor da rede:** Corresponde à probabilidade de um sensor detectar ou não uma determinada descarga. Essa eficiência, a qual depende do valor da corrente de pico e da distância do evento ao sensor, é determinada basicamente por três fatores (Schulz, 1997; Schulz e Diendorfer. 1996): (1) o limiar de ativação do sensor, (2) seu limite de saturação e (3) o critério de discriminação da forma de onda adotado pelo sensor.
- 2) **Número médio de sensores participantes nas soluções:** Atrasos elevados ou mesmo a completa interrupção da comunicação dos sensores com a central pode levar a significativas reduções na eficiência de detecção local da rede na região da falha. Além disso, o número de sensores participantes está diretamente relacionado com a geometria da rede (ou a distribuição geográfica dos sensores), a qual define suas linhas de base.

- 3) **Linhas de base da rede:** Define a distância entre dois sensores quaisquer que compõem a rede. Juntamente com o ganho e o *threshold* dos sensores, as linhas de base constituem um parâmetro crítico para a criação de redes com altos níveis de confiabilidade. Se, por exemplo, as linhas de base de uma rede são maiores que o alcance nominal dos sensores (isto é, a distância a partir da qual descargas de baixa intensidade não podem mais ser detectadas), então a rede irá sofrer significativas quedas de eficiência em função da ausência ou mesmo falha de comunicação de um único sensor, resultando assim na perda de boa quantidade de eventos em uma região específica. E esse efeito é muito maior em redes com um número pequeno de sensores por motivos óbvios. A eficiência de detecção relativa (EDR) constitui uma medida bastante útil para se determinar os valores máximos das linhas de base de uma rede, sendo definida como a razão entre o número de eventos detectados por um dado sensor individualmente e o número de eventos total detectados pela rede, calculada em função da distância do sensor. Alguns resultados para um sensor típico são mostrados na Figura 5.10. Observe que o sensor #2 apresenta uma EDR de aproximadamente 60% até 650 km (alcance nominal), enquanto que o sensor #1 possui um alcance nominal de apenas 350 km. Avaliações feitas pelo fabricante sugerem que o valor máximo das linhas de base de uma rede seja aproximadamente 60-75% o valor do alcance nominal dos sensores (Cummins et al. 1998b).
- 4) **Distribuição da corrente de pico das descargas:** Este parâmetro afeta, como já foi visto, a eficiência de detecção individual dos sensores e está diretamente relacionado com as características morfológicas das tempestades e sua posição geográfica em relação à rede.

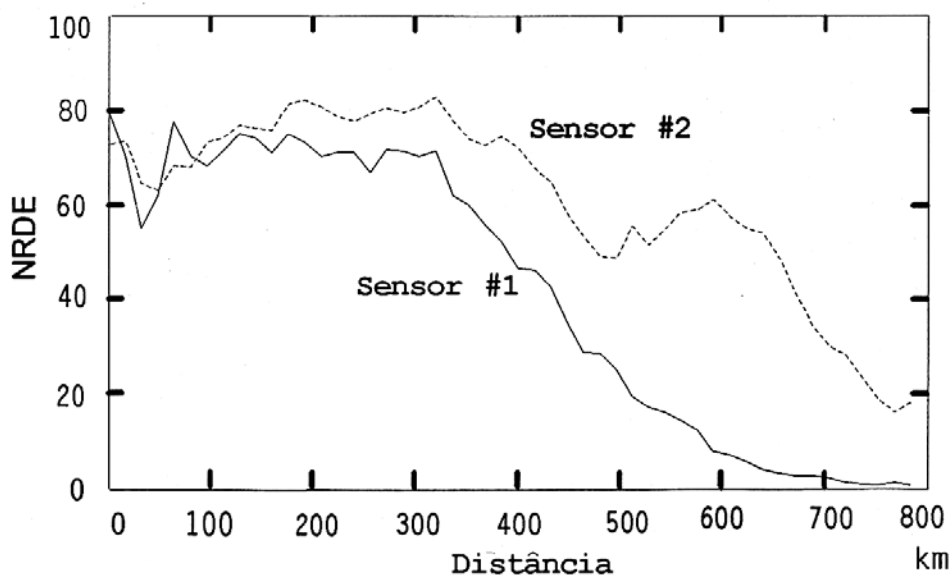


FIGURA 5.10 – Eficiência de detecção relativa de dois tipos de sensores.
 FONTE: Adaptada de Cummins et al. (1995).

O modelo de eficiência de detecção (MED) desenvolvido pelo fabricante permite obter uma estimativa desse parâmetro para uma determinada rede de sensores (Cummins et al. 1998a). Inicialmente a área de cobertura da rede é dividida em uma grade de 50 x 50 km. Para cada ponto da grade, o modelo gera valores específicos de corrente de pico, simulando a ocorrência de descargas, e calcula a intensidade do sinal EM que deveria chegar a cada sensor com base no modelo de efeito de propagação discutido anteriormente. O modelo usa então uma tabela interna para relacionar a intensidade do sinal calculada para cada sensor, respeitando sua respectiva eficiência de detecção individual. Isso define qual a probabilidade daquele sensor detectar uma dada descarga. Essa tabela interna contém a resposta de cada tipo de sensor em função da intensidade de sinal incidente. Na sua forma mais simples, existiria a probabilidade $p = 1$ do sensor detectar todas as descargas com intensidade de sinal acima de seu *threshold* e probabilidade $p = 0$ de detectar todos os eventos abaixo de seu limiar. Tabelas mais realísticas foram construídas para todos os tipos de sensores com base em sua resposta a dezenas de milhares de descargas e, desta forma, os valores de probabilidade aumentam de $p = 0$ no nível de *threshold* até um máximo (porém ainda menor que $p = 1$) em um nível 2-3 vezes valor do *threshold*. Finalmente, a probabilidade integrada (ou probabilidade total) é calculada para todas as combinações de

sensores que responderam à descarga, assumindo que as probabilidades de detecção de cada sensor são independentes entre si. Essa suposição permite que o cálculo da probabilidade integrada para qualquer combinação de sensores seja simplesmente o produto das probabilidades de detecção (e de não-deteção) para cada sensor. Esse processo é então repetido para toda a faixa de valores de corrente de pico para cada ponto da grade, produzindo assim a estimativa total da eficiência de detecção da rede, a qual é apresentada em um mapa de isolinhas que correspondem aos vários percentuais de detecção. No Capítulo 8 será descrito o modelo de eficiência de detecção relativa desenvolvido neste trabalho a partir das curvas de eficiência reais dos sensores, sendo utilizado para corrigir os dados de raios fornecidos pelo sistema.

5.6. Configuração e Operação da Central de Processamento

Conforme visto, o módulo LP2000 (*Lightning Processor*) constitui o coração da central de processamento APA2000 por ser o responsável pela determinação dos dados dos relâmpagos (tanto sua localização como seus parâmetros físicos) com base nas informações fornecidas pelos sensores. Este módulo pode trabalhar em dois modos, simultaneamente ou não (VAISALA. 2003):

- 1) **Tempo real (*real-time*):** As soluções são computadas à medida que os dados dos sensores chegam à central. Este modo apresenta uma grande limitação: dados de sensores que sofram um atraso de comunicação maior que o limite de espera do sistema não entram no cálculo das soluções. Esse fato pode não só degradar a qualidade das informações para eventos cujos dados registrados pelos sensores foram parcialmente usados em sua solução (pois alguns não chegaram a tempo de serem usados) como também nem registrar descargas que efetivamente tenham ocorrido.
- 2) **Reprocessamento:** As soluções são calculadas com base nas informações dos sensores gravadas em disco e ordenadas cronologicamente. Neste modo, elimina-se o problema da perda de informações por atraso de comunicação haja vista que todos os dados dos sensores estão gravados nos arquivos em disco. Desta forma, as soluções calculadas através do reprocessamento utilizam todas as informações

disponíveis e, assim, apresentam uma maior precisão em relação às geradas em tempo real (com eventuais perdas de dados). Além disso, o reprocessamento garante que todas as descargas que tenham sido detectadas pelo sistema tenham suas informações calculadas, com exceção obviamente daquelas cujos dados sejam insuficientes ou gerem soluções inconsistentes. Estudos mostraram que o reprocessamento apresenta um ganho de 15-20% no número total de descargas registradas (Naccarato. 2001), o que corresponde justamente às descargas perdidas durante a operação em tempo real. Além disso, a qualidade de certas soluções também pode melhorar (em relação à solução de tempo real) se ela for recalculada com mais informações de sensores. Algumas análises isoladas mostraram reduções significativas no valor do χ^2 para determinadas soluções (quanto menor o valor do χ^2 , melhor a correlação entre os dados dos sensores e a solução final) e alterações na localização e na estimativa da corrente de pico devido a participação de mais sensores. Por fim, como se utiliza uma mesma configuração de parâmetros da central no reprocessamento de uma determinada base de dados, todas as soluções são calculadas a partir de uma configuração constante, o que evita alterações nos parâmetros dos raios e mesmo em suas localizações ao longo do tempo, gerando assim uma base de dados homogênea. Isso não ocorre no tempo real, uma vez que as soluções passadas podem ter sido calculadas com base em configurações completamente diferentes das atuais. A descrição detalhada das etapas do reprocessamento pode ser encontrada no Capítulo 7.

Em termos da configuração dos parâmetros do LP2000, existem três formas de fazê-la:

- 1) Editando-se diretamente o arquivo *locate.cfg*, o qual possibilita a alteração de aproximadamente 60 parâmetros diferentes relacionados com: (a) precisão da localização inicial da descarga e os métodos de otimização da solução final; (b) critérios de seleção das informações fornecidas pelos sensores e os parâmetros de qualidade das soluções determinadas pelo LP2000; (c) modelo de propagação da radiação EM (usado no cálculo do pico de corrente da descarga com base na intensidade dos sinais detectados pelos sensores); (d) fatores de correção aplicáveis aos dados dos sensores; (e) critérios de discriminação de relâmpagos IN.

- 2) Utilizando o aplicativo *APAConfig*, o qual possibilita a alteração de cerca de 40 parâmetros relacionados basicamente com: (a) os critérios de qualidade a serem aplicados às soluções calculadas pelo LP2000; (b) os critérios de seleção dos dados dos sensores (*raw data*) que irão efetivamente participar das soluções; (c) a configuração dos sensores e dos canais de comunicação com a central de processamento; (d) as características dos dispositivos de visualização das soluções que eventualmente estejam recebendo os dados do sistema.

- 3) Editando-se diretamente o arquivo *fealc.cfg*, o qual permite alterar, entre outros, 6 parâmetros básicos relacionados com o algoritmo de agrupamento de descargas para determinação da multiplicidade de um relâmpago. Neste arquivo estão definidos os valores usados pelo sistema para: (a) o tempo total de um relâmpago; (b) seu raio de abrangência; (c) o tempo entre descargas; (d) qual descarga componente do relâmpago definirá seu valor de corrente de pico (a primeira descarga de retorno ou a descarga mais intensa); (e) a multiplicidade máxima permitida para um relâmpago; (f) o raio de agrupamento de descargas.

Muitos parâmetros de configuração podem ser especificados tanto no arquivo *locate.cfg* como no aplicativo *APAConfig*. Quando isso acontece, os valores definidos no primeiro se sobrepõem a este último. Por outro lado, o aplicativo *APAConfig* permite a configuração de diversos parâmetros de operação do LP2000, os quais se encontram organizados em grupos, através de uma interface gráfica que facilita a interação com o usuário. Entre esses grupos, os dois mais importantes são os parâmetros ligados ao núcleo de processamento e aqueles relacionados com os sensores. Uma característica muito atraente deste aplicativo é a possibilidade de se criar cenários de configuração diferentes. Um cenário corresponde a uma configuração específica de todos os parâmetros disponíveis na interface, o qual pode ser armazenado em um arquivo exclusivo no disco para ser utilizado posteriormente conforme o interesse. Com isso, de posse desses arquivos, pode-se utilizar o LP2000 em modo reproprocessamento, gerando dados a partir de diferentes cenários de configuração e diferentes combinações de sensores segundo a análise desejada.

A Tabela 5.2 apresenta uma descrição dos oito parâmetros de configuração do núcleo de processamento, dentre aqueles disponíveis no aplicativo *APAConfig*.

TABELA 5.2 – Parâmetros de configuração do LP2000.

Parâmetro	Descrição
<i>Times</i>	Número mínimo de medidas temporais (horários) exigido no cálculo da localização da descarga. Este parâmetro define o número mínimo de sensores IMPACT e/ou LPATS exigido nas soluções, uma vez que ambos fornecem dados temporais das descargas.
<i>Angles</i>	Número mínimo de medidas angulares (azimute) exigido no cálculo da localização da descarga. Este parâmetro define o número mínimo de sensores IMPACT exigido nas soluções, uma vez que apenas esses sensores fornecem esse tipo de informação.
<i>Hold Time</i>	Corresponde ao tempo máximo de espera para o recebimento das informações dos sensores referentes a uma descarga. Durante esse tempo, o LP2000 vai armazenando as mensagens dos sensores à medida que vão chegando. Esgotado o tempo de espera, ele inicia o processamento da solução e eventuais mensagens retardatárias são então desprezadas.
<i>Confidence Ellipse</i>	Define uma região elíptica, chamada elipse de segurança, em torno da localização calculada pelo sistema onde existe 50% de probabilidade de que a descarga tenha ocorrido. Este valor corresponde ao máximo comprimento do semi-eixo maior da elipse aceitável para a localização da descarga. Em outras palavras, este parâmetro define a incerteza da localização. Valores cada vez maiores do semi-eixo maior da elipse significam incertezas maiores com relação à localização da descarga.
<i>Chi Square</i>	Representa uma medida do desvio existente nas informações dos sensores usadas no cálculo da localização. Este valor define o máximo desvio permitido para que uma localização seja classificada como aceitável.
<i>Distance</i>	Define uma distância em relação à localização da descarga dentro da qual deve existir pelo menos um sensor que tenha participado da solução. Se nenhum sensor estiver a essa distância, a solução é rejeitada.
<i>Allow</i>	Define se o LP2000 deve ou não considerar nas soluções dados de descargas classificadas pelos sensores como IN. Quando esse parâmetro estiver habilitado, o LP2000 irá incluir no cálculo das informações da descarga todas as mensagens fornecidas pelos sensores, independentemente de sua classificação como NS ou IN, desde que pelo menos um sensor classifique-a como N. Desta forma, uma descarga somente será classificada como IN se todas as mensagens dos sensores

(continua)

TABELA 5.2 - Conclusão.

	<p>referentes a ela estiverem classificando-a como tal. Esta opção possui um inconveniente: como a classificação das descargas pelos sensores costuma ser imprecisa, pode haver contaminação das soluções por dados de descargas IN ou eliminação de dados de descargas NS válidas. Em virtude das características distintas das descargas NS e IN, a eliminação de dados NS reais costuma ser muito menor que a dos dados IN. Isso porque os sensores tendem a classificar mais descargas IN como NS que o inverso. Por outro lado, o parâmetro estiver desabilitado, qualquer mensagem recebida dos sensores que classifique a descarga como IN não será incluída no processamento de sua solução. Desta forma, obtém-se uma situação mais exigente, pois somente as informações dos sensores que classificarem a descarga como NS serão utilizadas na localização final.</p>
<p><i>Coincidence Window</i></p>	<p>Define uma janela de tempo, denominada janela de coincidência, utilizada para correlacionar os dados dos sensores referentes a uma mesma da descarga. Em outras palavras, esse tempo corresponde ao atraso sofrido pelo sinal ao ser detectado por dois sensores muito distantes um do outro e permite ao sistema determinar quais mensagens dos sensores correspondem a uma mesma descarga. Uma onda eletromagnética, devido ao fato de se propagar com uma velocidade finita (próxima à velocidade da luz), irá atingir sensores muito distantes entre si em tempos diferentes. Essa diferença constitui a janela de coincidência e é calculada com base na velocidade da luz e na maior distância em linha reta entre dois sensores da malha. Com base nesse tempo, o sistema desconta os eventuais atrasos de propagação devido às diferentes distâncias dos sensores da rede e determina assim quais sensores detectaram a descarga.</p>

5.7. Limitações do Sistema

Quando se empregam dados de relâmpagos obtidos a partir de sistemas de detecção, seja qual for a aplicação, é imprescindível que, primeiramente, se compreenda as limitações da tecnologia de medida no sentido de se evitar erros de interpretação dos resultados. Basicamente, existem quatro pontos fundamentais que devem ser considerados nas análises desses dados:

- 1) **Variabilidade da eficiência de detecção:** Conforme discutido, a ED de uma rede pode variar em função da posição dos eventos (devido à geometria da rede) e em função do tempo (devido ao estado de funcionamento dos sensores e da natureza da tempestade). Por esse motivo, a interpretação de variações temporais e espaciais na densidade de relâmpagos deve ser feita com cautela. Além disso, variações na ED

podem afetar significativamente as medidas da distribuição da corrente de pico, bem como o percentual de relâmpagos com polaridade positiva. Desta forma, antes de qualquer análise, deve-se avaliar criteriosamente a ED da rede em questão através de mapas de ED como uma primeira aproximação e tomar cuidado com as regiões periféricas, onde a ED cai abruptamente e a geometria dos sensores não é favorável.

- 2) **Precisão na estimativa da corrente de pico:** O principal uso da informação da intensidade da corrente de pico dos relâmpagos está no projeto e construção de sistemas de proteção pelas empresas de geração e distribuição de energia elétrica. As distribuições da corrente de pico são usadas como base para se determinar os riscos teóricos de falhas nas linhas de transmissão e distribuição, bem como nos transformadores e equipamentos auxiliares. Atualmente, a incerteza na estimativa da corrente de pico dada pelos sistemas de localização está entre 20-30% com base em dados de relâmpagos induzidos artificialmente (Cummins et al. 1998b). Isso porque dois fatores afetam significativamente essas estimativas: (1) quando poucos sensores detectam um evento, é grande a incerteza na estimativa do RNSS para a fonte de radiação; (2) quando diferentes sensores medem campos EM que se propagam por terrenos variáveis (com diferentes condutividades), ocorrem atenuações distintas para o sinal que chega em cada sensor. Neste segundo caso, incluir ou excluir um único sensor em uma rede pequena pode alterar dramaticamente o valor médio do RNSS.
- 3) **Precisão da multiplicidade:** Em geral, os valores de multiplicidade determinados pelos sistemas de detecção tendem a subestimar os valores reais. Isso porque, as descargas subsequentes dos relâmpagos múltiplos costumam ser mais fracas que as primeiras descargas de retorno (Rakov e Uman. 2003) e, portanto, tendem a ser perdidas mais freqüentemente pelo sistema para uma mesma distância. Desta forma, a multiplicidade média dos relâmpagos registrados tende a ser menor. Estima-se que a ED de uma rede para descargas subsequentes seja 50-60% quando sua ED para as primeiras descargas de retorno vale 80-95% (Cummins et al. 1998a).
- 4) **Contaminação por descargas IN:** Sistemas de detecção cuja rede contenha sensores IMPACT e que obriguem sua participação nas soluções tendem a minimizar

bastante a detecção errônea de descargas IN (Naccarato et al. 2004a). Isso porque os sensores IMPACT apresentam critérios de discriminação de descargas IN mais eficazes e, assim, presume-se que os eventos cuja solução pelo menos um sensor IMPACT tenha participado não sejam descargas IN. Acredita-se que estas sejam registradas como descargas NS válidas de baixa intensidade e polaridade positiva, afetando assim as distribuições de corrente dos relâmpagos positivos e dos percentuais de eventos com polaridade positiva. Entretanto, Naccarato et al. (2004a) mostraram que, em rede com sensores LPATS, a contaminação também ocorre para os eventos com polaridade negativa e numa faixa de corrente mais ampla (além dos 10kA). Schulz et al. (2005) também defende essa mesma idéia. Como se vê, esta questão ainda suscita muita discussão na comunidade científica e ainda não existe um consenso de como resolver o problema de maneira eficiente. Atualmente, o procedimento sugerido pelo fabricante (e largamente adotado pela comunidade científica) é eliminar todos os eventos com polaridade positiva abaixo de 10kA no intuito de se minimizar o efeito da contaminação (Cummins et al. 1998a; Wacker e Orville. 1999a).

5.8. Rede de Detecção Brasileira (RINDAT)

5.8.1. Evolução Histórica

A rede de detecção no Brasil surgiu de uma iniciativa da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), uma empresa do setor elétrico. Em novembro de 1988, interessada em acompanhar a atividade de raios no estado de MG, ela adquiriu quatro sensores LPATS III os quais foram instaladas em usinas hidrelétricas da empresa: Ipatinga, Volta Grande, Três Marias e Lavras, cobrindo todo centro-sul do estado. Esses sensores operaram nessa configuração até julho de 1995, quando então 2 novos sensores IMPACT 141-T foram incorporados à rede substituindo as LPATS de Volta e Grande e Três Marias, as quais foram transferidas para Capitão Enéas e Emborcação. Até essa época, o modelo da central de processamento era a APA283T, a qual somente processava dados temporais. Só em 1996, foi feita a atualização da central passando para a versão APA2000, a qual permitia o uso da informação angular fornecida pelos sensores IMPACT. Nessa mesma época, o

Instituto Tecnológico SIMEPAR adquiriu uma central APA2000 e seis sensores LPATS III que foram instalados nas atuais localizações (Paranaguá, Xavantes, Foz do Iguaçu, Foz do Areia, Paranavaí e Ivaiporã) cobrindo assim todo o estado do PR. Em 1997, através de um convênio de cooperação científica e tecnológica com a CEMIG, o INPE compra um sensor IMPACT-141T e instala-o em Cachoeira Paulista/SP, interligando-o com a central da CEMIG. Logo em seguida, a CEMIG adquire mais um sensor LPATS III, instalando-o em Belo Horizonte/MG, no topo do prédio da empresa. Esse convênio permitiu ao INPE (mais especificamente o grupo de Eletricidade Atmosférica, ELAT) ter acesso a todos os dados da central da CEMIG para fins de pesquisa científica, empregando seu conhecimento de raios para auxiliar na operação da rede.

Com os resultados do monitoramento de descargas atmosféricas em plena divulgação em congressos científicos e nos meios de comunicação do setor elétrico, Furnas Centrais Elétricas decidiu adquirir também uma central de processamento APA2000 e mais 8 novos sensores, sendo dois IMPACT 141-T e cinco LPATS IV. Porém, sua idéia era bastante ambiciosa: interligar as duas redes existentes no PR e em MG (que até então operavam independentes uma da outra) formando uma única grande rede integrada e, além disso, expandi-la ainda mais para o norte do país (estado de GO). Isso porque Furnas possui linhas de transmissão que vão desde o PR (partindo de Itaipú) até o estado de GO, passando por MG, SP, RJ e ES. E assim, dois sensores LPATS IV de Furnas foram instalados em Rio Verde/GO e Serra da Mesa/GO, um sensor IMPACT 141-T foi instalado em Brasília/DF e o outro em Manoel Ribas/PR (subestação de Furnas) a menos de 1km de Ivaiporã, onde havia o sensor LPATS III do SIMEPAR. A idéia inicial era incluir pelo menos um sensor do tipo IMPACT no PR (onde só havia sensores LPATS). A escolha de Manoel Ribas baseou-se na questão geográfica: sua localização estratégica no centro do estado. No entanto, a razão pela qual o SIMEPAR não transferiu o sensor de Ivaiporã para outro local permanece desconhecida até hoje. Os outros 4 sensores LPATS IV de Furnas foram instalados em Ibiúna/SP (próximo à região metropolitana de SP), Jupiá/SP (na divisa com o MS), Rio de Janeiro/RJ e Vitória/ES.

Por fim, em agosto/1998, os sensores da CEMIG são interligados à central do SIMEPAR e vice-versa e, finalmente, em setembro de 1998 entra em operação a central de Furnas

integrando todos os sensores da rede: nascia então a RIDAT (Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas), num esforço conjunto de três instituições: CEMIG, Furnas e SIMEPAR. E a partir de janeiro de 1999, o Brasil passou a contar com uma rede de detecção composta por 22 sensores (sendo 5 IMPACT-141T e 6 LPATS IV e 11 LPATS III) que cobria desde o estado do PR até GO, passando por SP, RJ, parte do ES e MG.

Em setembro/2001, o INPE compra um sensor IMPACT-141TES (nova geração) e instala-o em São José dos Campos/SP, interligando-o apenas com a central da CEMIG, devido ao convênio de cooperação. Vendo a necessidade de iniciar uma integração mais completa das informações e das ações a favor da rede, ainda em 2001, o INPE assina um convênio de cooperação com Furnas, permitindo assim acesso aos dados de toda a rede. Ao mesmo tempo, inicia-se um longo processo que somente em 2004 culminaria com o ingresso do INPE no consórcio RIDAT.

A partir de novas análises do desempenho da rede, a RIDAT convenceu-se da necessidade de uma integração completa de todos os sensores em todas as centrais. Isso porque, em agosto/2002 o sensor IMPACT 141-TESP de Campo Grande/SP, comprado pelo INPE, foi interligado na central do SIMEPAR e o sensor IMPACT 141T-ESP de Pirassununga/SP (também de propriedade do INPE) foi interligado com a CEMIG. Ou seja, ainda havia sensores que não estavam interligados a todas centrais. Finalmente, em junho/2003, houve a integração completa de todos os sensores da rede em todas as três centrais, surgindo assim a RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas), que passou a operar com os atuais 25 sensores listados na Tabela 5.3 e na Figura 5.11. E finalmente, no início de 2004, o INPE ingressou no consórcio RINDAT como membro oficial.

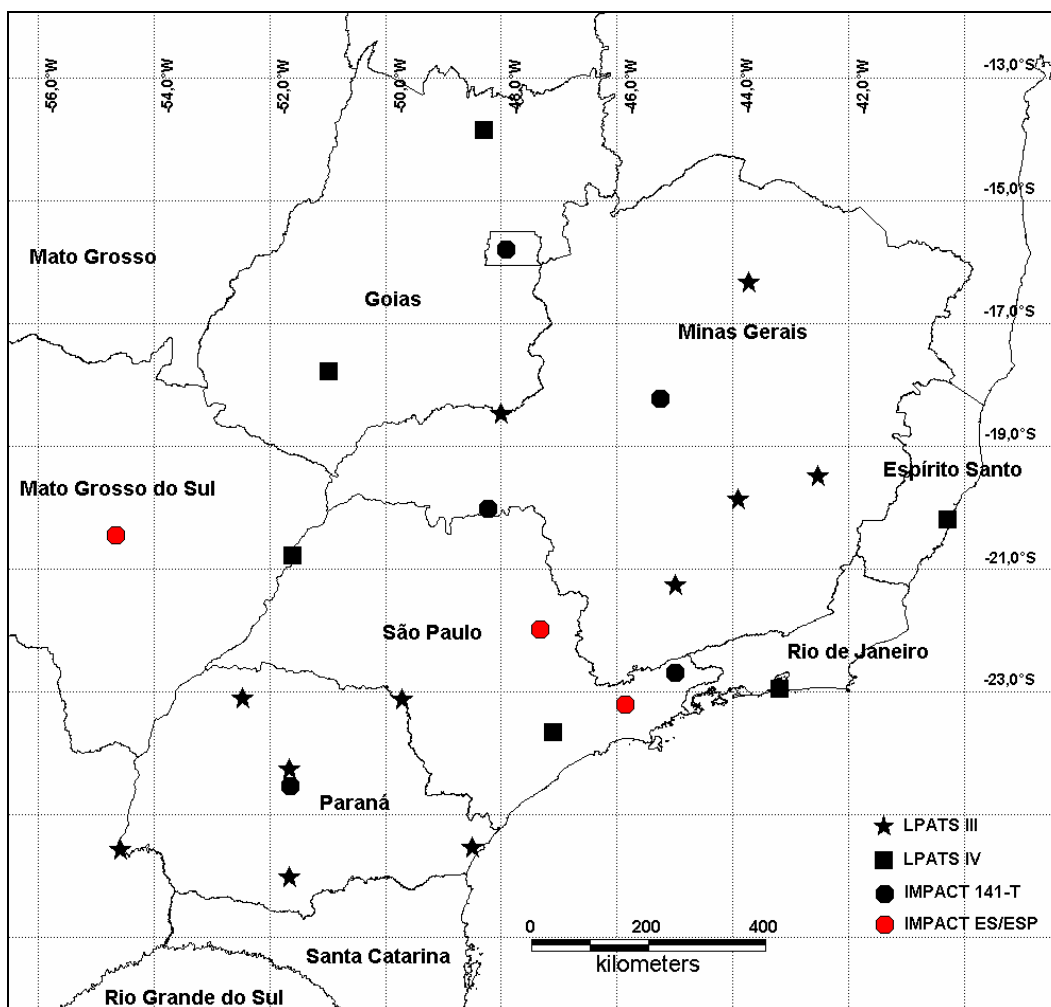


FIGURA 5.11 – Localização dos 25 sensores ativos da RINDAT identificados por tipo. Os sensores marcados em vermelho foram instalados na rede após a primeira integração de 1998.

TABELA 5.3 – Sensores da RINDAT.

	Lat.	Long.	Local	UF	Modelo	Respons.
01	-22,955503	-43,191502	Rio de Janeiro	RJ	LPATS IV	Furnas
02	-20,199953	-40,291222	Vitória	ES	LPATS IV	Furnas

(continua)

TABELA 5.3 – Conclusão.

03	-23,660185	-47,103485	Ibiúna	SP	LPATS IV	Furnas
04	-20,780504	-51,605938	Jupiaá	SP	LPATS IV	Furnas
05	-17,785421	-50,976486	Rio Verde	GO	LPATS IV	Furnas
06	-15,789170	-47,923920	Brasília	DF	IMPACT 141T	Furnas
07	-13,849007	-48,303783	Serra de Mesa	GO	LPATS IV	Furnas
08	-24,533001	-51,650902	Manoel Ribas	PR	IMPACT 141T	Furnas
09	-18,226040	-45,248970	Três Marias	MG	IMPACT 141T	CEMIG
10	-19,476101	-42,531479	Ipatinga	MG	LPATS III	CEMIG
11	-21,248850	-45,004280	Lavras	MG	LPATS III	CEMIG
12	-20,025829	-48,220558	Volta Grande	MG	IMPACT 141T	CEMIG
13	-16,317230	-43,722408	Capitão Enéas	MG	LPATS III	CEMIG
14	-18,456499	-48,003712	Emborcação	MG	LPATS III	CEMIG
15	-19,849527	-43,913830	Belo Horizonte	MG	LPATS III	CEMIG
16	-22,686001	-44,999298	Cachoeira Paulista	SP	IMPACT 141T	INPE
17	-24,237795	-51,670422	Ivaiporã	PR	LPATS III	SIMEPAR
18	-26,004320	-51,668461	Foz de Areia	PR	LPATS III	SIMEPAR
19	-25,555710	-54,578659	Foz do Iguaçu	PR	LPATS III	SIMEPAR
20	-23,090099	-52,475288	Paranavaí	PR	LPATS III	SIMEPAR
21	-23,113621	-49,722172	Xavantes	PR	LPATS III	SIMEPAR
22	-25,523680	-48,511501	Paranaguá	PR	LPATS III	SIMEPAR
23	-20,458691	-54,665958	Campo Grande	MS	IMPACT ESP	INPE
24	-21,991869	-47,329266	Pirassununga	SP	IMPACT ESP	INPE
25	-23,211880	-45,866119	S. J. dos Campos	SP	IMPACT ES	INPE

5.8.2. Configuração dos Sensores e das Centrais

A Tabela 5.4 mostra a atual configuração dos critérios de discriminação e dos ganhos dos sensores IMPACT 141-T para a RINDAT. A grande maioria dos parâmetros é mantida nos valores padrão do fabricante desde o início de operação da rede. A Tabela 5.5 traz a configuração da central de processamento em vigor desde 1998.

TABELA 5.4 – Parâmetros dos sensores IMPACT (RINDAT).

Sensor	Ganho	Razão E/B		Tempo de Subida (μ s)		Largura Pulso (μ s)	
		(+/-)	(+/-)	(+/-)	(+/-)	(+/-)	(+/-)
Brasília	6	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Manoel Ribas	6	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
Três Marias	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
Volta Grande	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
Cachoeira Paulista	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
São José dos Campos	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
Campo Grande	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0
Pirassununga	4	0.2	10.0	0.0	24.0	11.0	31.0

TABELA 5.5 – Parâmetros de configuração da APA 2000 (RINDAT).

Parâmetro	Valor Adotado
<i>Times</i>	4
<i>Angles</i>	0
<i>Confidence Ellipse</i>	50%
<i>Chi Square</i>	20
<i>Distance</i>	2000km
<i>Allow</i>	Yes
<i>Coincidence Window</i>	10ms

5.8.3. Perspectivas Futuras

Obviamente que a expansão da RINDAT está apenas começando. Agora em 2005, a rede vai passar por uma expansão de grande magnitude: seu número de sensores vai mais do que duplicar, saltando dos atuais 25 para 57 sensores. Isso porque, com a consolidação da RINDAT, vários setores da sociedade brasileira, percebendo o imenso potencial de uma rede de detecção em termos de pesquisa científica e de questões econômicas e estratégicas, decidiram investir na sua ampliação e atualização com o objetivo de atender aos seus interesses, possibilitando assim, em um futuro próximo, a cobertura de todo país.

Na região sul, um grupo de 10 instituições (incluindo universidades, institutos de pesquisa e empresas do setor elétrico), através do projeto SIDDEM (Sistema de Informações Integradas baseado no Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas) adquiriu e está instalando 5 sensores IMPACT 141-TESP para cobrir os estados de SC e RS e assim expandir a RINDAT para o sul do país. Uma nova central de processamento com sede em Florianópolis/SC irá processar os dados desses sensores, redistribuindo-os para as outras centrais que compõem a RINDAT. Além disso, esse projeto também prevê a instalação de 5 sensores SAFIR (VHF 2D) no estado de SC, o que possibilitará, pela primeira vez no Brasil, registrar a atividade das descargas IN. Embora inicialmente não integrados a RINDAT, esses dados, além de sua grande importância nos estudos meteorológicos e nas pesquisas sobre a física dos relâmpagos, possibilitarão também a avaliação do desempenho da RINDAT em termos de sua discriminação das descargas IN com relação aos relâmpagos NS.

O Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE em parceria com o grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) adquiriu mais 7 sensores IMPACT 141-TESP e está instalando-os nos estados de MS, MT, RS e SC a fim de ampliar a área de cobertura da rede para o centro-oeste do país e reforçar a cobertura no sul do país, permitindo assim a geração de novos produtos meteorológicos, validação de modelos e novas pesquisas sobre a física do fenômeno. Ao mesmo tempo, o grupo de ELAT aprovava um projeto para a compra de uma central de processamento que será instalada no INPE de São José dos Campos/SP e receberá os dados de todos os 57 sensores da futura rede RINDAT (Figura 5.12) através da interligação com a central de Furnas. Esta última está passando por uma ampla atualização com o objetivo de ser o ponto de interconexão entre as outras 4 centrais existentes (SIMEPAR, CEMIG, SIDDEM e SIVAM), permitindo assim a completa integração de toda a rede de sensores. A central do INPE tem previsão de entrar em operação no segundo semestre de 2005.

Furnas Centrais Elétricas também está comprando 2 sensores LS7000, a nova geração de sensores IMPACT da VAISALA (que vêm substituir os atuais sensores IMPACT 141-TESP, mantendo a mesma tecnologia de detecção), os quais serão instalados em São José dos Campos/SP e Cachoeira Paulista/SP (no Vale do Paraíba Paulista). Os antigos

sensores IMPACT desses locais serão movidos para a BA e MT a fim continuar a expansão da rede para o norte.

Em Rondônia, existe atualmente uma rede isolada de 4 sensores IMPACT 141-T, a qual foi utilizada pela NASA durante as campanhas do projeto LBA (*The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*). Atualmente, o INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) é responsável pela manutenção da rede e os trâmites burocráticos para a integração desses sensores com a RINDAT (e eventualmente um possível rearranjo na posição dos sensores) encontram-se em fase final de conclusão. Por fim, o projeto SIVAM (Sistema de Vigilância da Amazônia), que teve início oficialmente em julho/1997, também previu a compra e instalação de 14 sensores LPATS IV nos estados de MA, PI, TO e PA, com uma central de processamento própria sediada em Belém/PA. O objetivo é obter as primeiras informações de raios na região norte e nordeste do Brasil. Atualmente, essa rede está em fase final de instalação dos sensores e testes da central, com previsão para entrar em operação no primeiro semestre de 2006, já integrada à RINDAT.

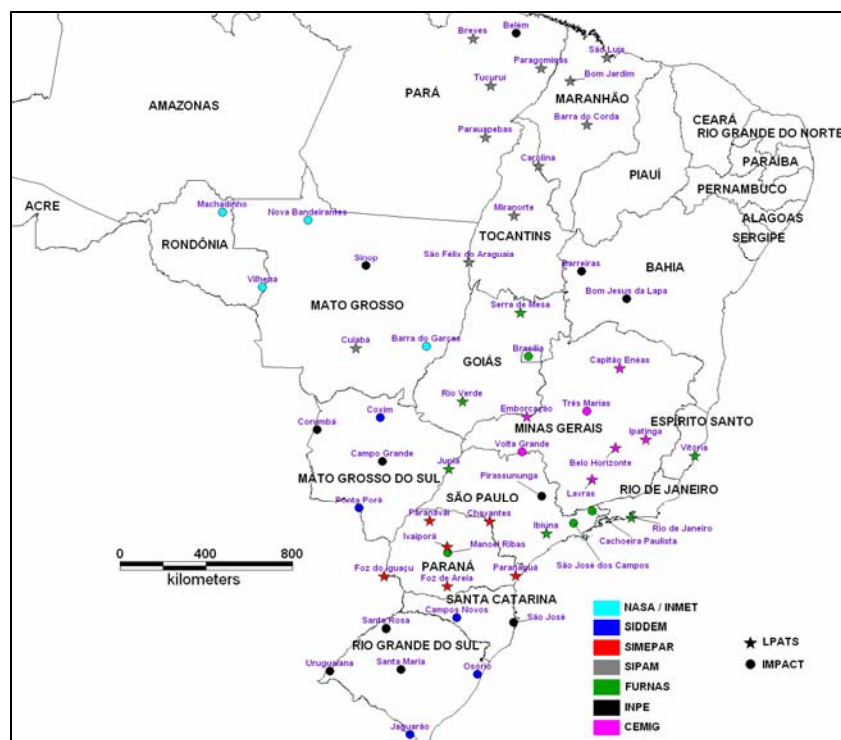


FIGURA 5.12 – Configuração mais provável dos 57 sensores que comporão a nova rede RINDAT, a qual deve entrar em operação no início de 2006.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES SOBRE AEROSSÓIS E ILHAS DE CALOR

6.1. Aerossóis Atmosféricos

As partículas na atmosfera surgem de fontes naturais, como tempestades de areia nos desertos, maresia, vulcões, e da atividade antropogênica, como a queima de combustíveis, atividade industrial, urbanização. Embora, tecnicamente, o termo aerossol seja definido como pequenas partículas sólidas e/ou líquidas em suspensão em um meio gasoso, ele tem sido utilizado mais comumente para se referir apenas ao material particulado (parte sólida). Através da influência sobre a natureza e a distribuição de tamanhos das partículas no interior de uma nuvem (formada apenas por água ou água/gelo), os aerossóis podem definir a existência ou não de precipitação, bem como interferir em suas propriedades radiativas. Por outro lado, as nuvens e a precipitação são importantes agentes de remoção de aerossóis atmosféricos. Isso, portanto, afeta tanto a distribuição de tamanhos e a composição química dos próprios aerossóis o que reflete diretamente nas características das nuvens e da precipitação (Seinfeld e Pandis. 1998).

Emitido diretamente como partículas (aerossol primário) ou formado na atmosfera mediante processos de conversão gás-partícula (aerossol secundário), considera-se aerossol atmosférico as partículas cujo diâmetro varia de alguns nanômetros (nm) a dezenas de micrômetros (μm). Uma vez em suspensão, as partículas podem alterar seu tamanho e sua composição através da condensação de espécies gasosas e/ou evaporação, da coagulação com outras partículas, de reações químicas a partir de gases precursores ou da ativação na presença de vapor d'água supersaturado para se transformar em nevoeiro ou gotículas de nuvem. Os aerossóis podem ser removidos da atmosfera por dois mecanismos: impacto direto com a superfície da Terra (deposição seca) e incorporação nas gotas de nuvem durante a formação da precipitação (deposição úmida). Apesar dos gases precursores na atmosfera possuírem tempos de vida variando desde alguns milissegundos (ms) até um

século ou mais, o tempo de vida das partículas na troposfera varia apenas de alguns dias a algumas semanas.

As partículas atmosféricas com diâmetros menores que $2,5 \mu\text{m}$ são denominadas finas, enquanto que as maiores que $2,5 \mu\text{m}$ são chamadas de grossas. As frações finas e grossas das partículas, em geral, se originam e se transformam separadamente, são removidos da atmosfera por diferentes mecanismos, requerem técnicas diferentes para minimizar suas emissões nas fontes, possuem composições químicas e propriedades óticas distintas e diferem significativamente na forma como se depositam no sistema respiratório do ser humano. Desta forma, a distinção entre as partículas finas e grossas é fundamental em qualquer discussão da química, física e dos processos de medida dos aerossóis.

As partículas finas podem ser divididas basicamente em dois tipos: (1) núcleo, com diâmetros entre $\sim 0,005$ e $0,1 \mu\text{m}$, e (2) acumulação, com diâmetros entre $0,1$ e $2,5 \mu\text{m}$. O tipo núcleo engloba, em termos numéricos, a maior parte das partículas. Entretanto, elas são responsáveis apenas por alguns poucos % da massa total das partículas em suspensão, devido ao seu pequeno tamanho. As partículas desse tipo se formam pela condensação de vapores quentes durante os processos de combustão e pela nucleação das espécies atmosféricas que resultam em novas partículas. Seu mecanismo de perda se deve principalmente à coagulação com partículas maiores. O tipo acumulação, em geral, é responsável pela maioria da área superficial do aerossol e uma parte significativa de sua massa total. A fonte dessas partículas provém da coagulação das partículas do tipo núcleo e da condensação de vapores em partículas pré-existentes, fazendo-as crescerem até essa faixa de tamanhos. O tipo acumulação recebe esse nome, pois os mecanismos de remoção são menos eficientes nessa escala, provocando um acúmulo de partículas. Com disso, essas partículas tendem a apresentar tempos de residência consideravelmente maiores que os outros tipos.

As partículas grossas têm origem a partir de processos mecânicos naturais ou antropogênicos. Essas partículas apresentam velocidades de sedimentação suficientemente grandes para se depositarem na superfície em intervalos de tempo relativamente curtos.

6.2. Os Aerossóis Urbanos e a Poluição

6.2.1. Visão Geral

Os aerossóis urbanos compõem-se de uma mistura de material particulado primário, proveniente das indústrias, transporte, geração de energia e fontes naturais, com material secundário, formado por mecanismos de conversão gás-partícula na atmosfera. Sua distribuição numérica é dominada por partículas menores que $0,1\mu\text{m}$, enquanto que grande parte da área superficial concentra-se na faixa de tamanhos entre $0,1$ e $0,5\mu\text{m}$. Devido a essa grande disponibilidade de área, a transferência de material da fase gasosa durante a conversão gás-partícula ocorre preferencialmente nessa faixa de tamanhos. Por outro lado, a distribuição de volume (ou massa) possui, em geral, dois modos distintos: um na escala de acumulação e outro na escala das partículas grossas, conforme mostra a Figura 6.1. A maior parte da massa das partículas engloba as partículas com diâmetro maior que $0,1\mu\text{m}$.

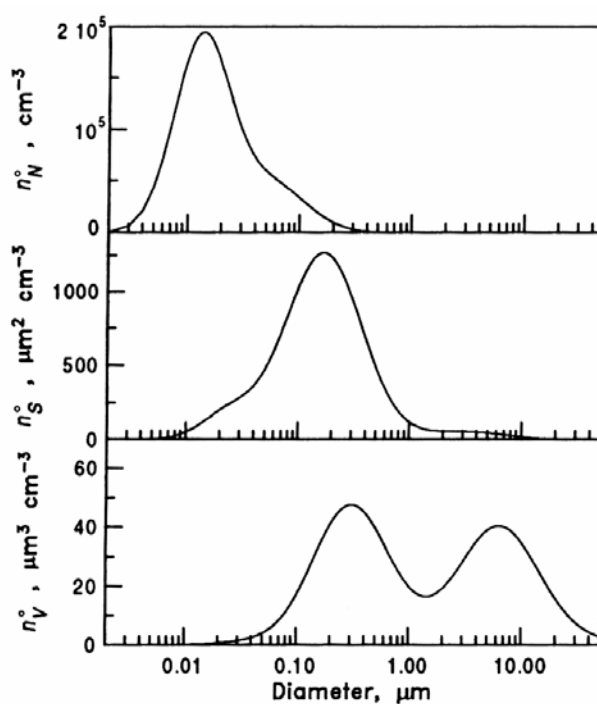


FIGURA 6.1 – Distribuições numéricas, de área superficial e de volume típicas para aerossóis urbanos. Os gráficos representam medidas independentes entre si utilizadas apenas a título de ilustração.

FONTE: Adaptada de Seinfeld e Pandis (1998, p. 431).

Uma característica importante das distribuições de tamanho do aerossol urbano é seu caráter multimodal variável. As concentrações de massa dos modos acumulação e grosso são em geral comparáveis para a maioria das áreas urbanas, porém o modo núcleo pode apresentar grandes variações dependendo da região considerada (próximo a fontes de combustão, por exemplo). A Figura 6.2 mostra que concentrações extremamente elevadas de partículas finas ($< 0,1 \mu\text{m}$) são encontradas próximas a vias expressas ou rodovias, as quais decaem rapidamente com a distância. Além disso, observa-se também um aumento da concentração de partículas grossas como resultado da re-suspensão de poeira mineral, detritos e desgaste de freios e pneus. A nomenclatura freqüentemente utilizada para descrever a concentração de massa dos aerossóis urbanos inclui o total de material particulado em suspensão (MPT), o qual se refere à concentração de massa de partículas menores que $40\text{--}50\mu\text{m}$, e o total de material particulado com diâmetros menores que um dado valor $X \mu\text{m}$ (MP_X).

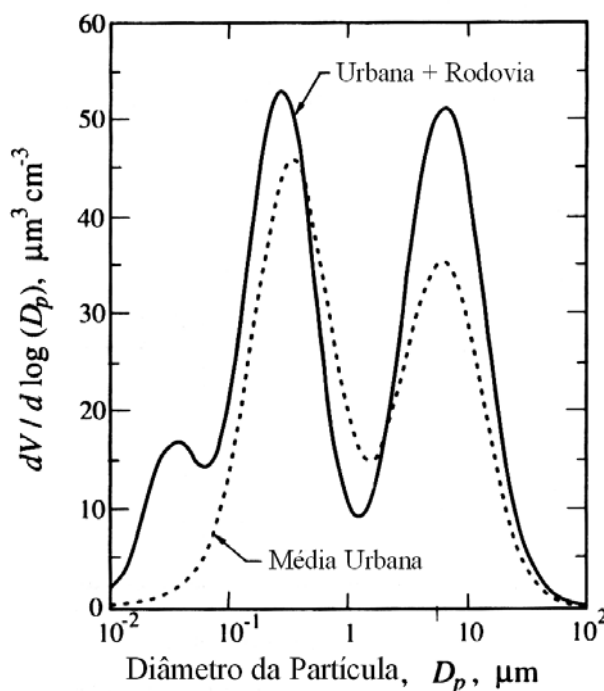


FIGURA 6.2 – Distribuições de volume (ou massa) de aerossol próximo a uma via expressa (mostrando 3 modos, devido ao surgimento do modo núcleo) comparada com a média urbana (2 modos).
 FONTE: Adaptada de Seinfeld e Pandis (1998).

Os principais mecanismos de transferência de partículas do tipo núcleo para o tipo acumulação são a coagulação e o crescimento por condensação de vapores produzidos por reações químicas sobre as partículas existentes. A coagulação entre partículas do tipo acumulação é um processo lento e não transfere partículas para o modo grosso. O processamento de aerossóis dos tipos acumulação e grosso pelas nuvens pode também modificar suas concentrações e composições químicas. Reações em meio aquoso ocorrem nas gotículas de nuvem e de nevoeiro e em partículas de aerossol submetidas a umidades relativas próximas de 100%. Essas reações levam a produção de sulfato e, após a evaporação da água, uma partícula maior é deixada na atmosfera. Essa transformação pode levar a formação de dois modos na faixa de tamanhos entre 0,1 e 1 μm , onde o menor é chamado de modo condensação e o maior, modo gotícula.

Em geral, para os grandes centros urbanos, a composição química das partículas varia em função do diâmetro (finas ou grossas) e da época do ano (verão ou inverno). Segundo Miranda et al. (2002), na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), a maior área urbana do país, o aerossol é constituído por:

- 1) Compostos ricos em Si: Grupo constituído por partículas contendo Si (possivelmente óxidos de Si), alumino-silicatos (partículas com alta concentração de Al, Si, K e Fe), partículas Si-Ca e Si-Fe. Normalmente, se apresentam como frações grossas e são emitidos basicamente a partir do solo, podendo também ter origem em usinas termelétricas.
- 2) Compostos de sulfato: As partículas desse grupo são compostas por apenas S e Fe, Ca e K. São formadas pela reação química na atmosfera de compostos de enxofre com outras substâncias. Predominam como fração fina no inverno e tem origem, principalmente, da conversão gás-partícula que ocorre na superfície de outras partículas.
- 3) Compostos metálicos e metais: Partículas compostas por Al, Ti, Zn e Cu. A maior parte desses elementos predominam na fração grossa e são liberados em processos industriais.

- 4) Compostos ricos em Ca: Têm origem em pedras de carbonato e aparecem com tamanhos intermediários.
- 5) Cloretos: Inclui o elemento Cl e cloretos de Na e K. Predominam com tamanhos intermediários. As partículas de NaCl têm origem oceânica, o que é razoável uma vez que a RMSP encontra-se à apenas 60 km do litoral. Partículas de KCl têm origem biogênica e por isso aparecem apenas no verão.
- 6) Compostos de carbono: Predominam como fração fina e são emitidos na atmosfera basicamente pela queima de combustível.
- 7) Partículas biogênicas: Encontradas principalmente no verão, essas partículas incluem pólen, esporos, fragmentos de animais e plantas, bactérias, algas, fungos, etc.

A caracterização das fontes de emissão de gases poluentes e dos aerossóis na RMSP é realizada pela Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB) desde 1983 através de 23 estações automáticas de monitoramento. Os resultados são publicados anualmente no Relatório de Qualidade do Ar do Estado de São Paulo. Segundo o relatório de 2004 (CETESB, 2005), as principais fontes de poluição do ar na RMSP são os veículos automotores, seguidos por processos industriais, queima de resíduos, movimentação e estocagem de combustíveis, etc. A contribuição relativa de cada fonte de poluição do ar na RMSP pode ser facilmente visualizada na Figura 6.3, onde se observa que os veículos automotores são as principais fontes de monóxido de carbono (CO), hidrocarbonetos totais (HC) e óxidos de nitrogênio (NO_x). Para os óxidos de enxofre (SO_x), as indústrias e os veículos são importantes fontes e no caso das partículas inaláveis (MP10) contribuem ainda outros fatores como a re-suspensão de partículas do solo e a formação de aerossóis secundários. No caso específico de partículas inaláveis, as estimativas de contribuição relativa das fontes foram feitas a partir de dados obtidos no estudo de modelo receptor.

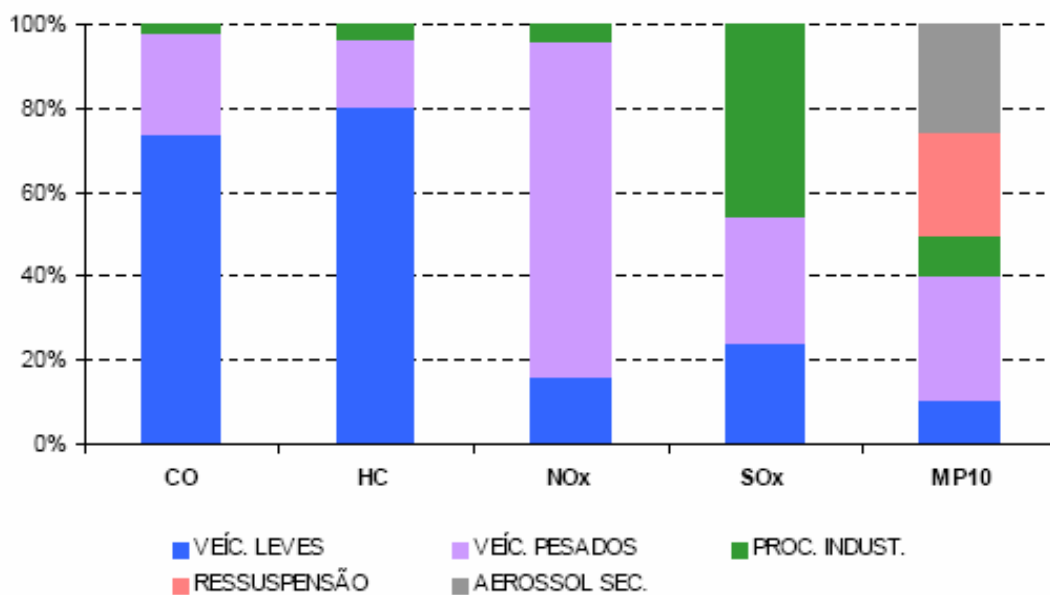


FIGURA 6.3 – Emissões relativas de poluentes por tipo de fontes em 2004.
 FONTE: CETESB (2005, p. 4).

6.2.2. Interações Aerossol-Nuvem

Quando o ar sobe, resfriando-se por expansão adiabática, ele atinge sua saturação e, assim que o vapor d'água excede seu valor de saturação, a água começa a se condensar nos núcleos higroscópicos maiores e com mais material solúvel, denominados núcleos de condensação de nuvem (NCN). À medida que a supersaturação aumenta, mais e mais núcleos tornam-se ativos até que o efeito da condensação, retirando o vapor d'água do ar, torna-se mais significativo que o efeito do resfriamento adiabático, atingindo-se um nível máximo de supersaturação. Deste ponto em diante, o nível de supersaturação diminui e mais nenhum outro núcleo é ativado. O número de núcleos ativados irá corresponder, portanto, ao número de gotículas de nuvem formadas. O tempo de vida médio dos NCN é de aproximadamente uma semana, de tal forma que, em média, um NCN poderá passar por 5-10 ciclos de ativação/evaporação antes de ser efetivamente removido da atmosfera pela precipitação ou por deposição seca. Com isso, conclui-se que os aerossóis são essenciais na atmosfera, pois, se não existissem, não haveria formação de nuvens, uma vez que os níveis de supersaturação típicos da troposfera não seriam suficientes para provocar a condensação espontânea do vapor d'água (ou seja, sem a presença das partículas).

Alguns estudos na literatura, compilados por Hobbs (1993), mostram que as concentrações de NCN ativos para um dado nível de supersaturação são freqüentemente mais altas no ar que foi processado por nuvens que no ar ambiente. Alguns autores sugerem que esse aumento na atividade dos NCN se deve à oxidação do SO_2 em sulfato nas gotículas das nuvens. Assim, quando uma gotícula de nuvem evapora, ela deixa para trás tanto o NCN inicial no qual se formou quanto o material resultante das reações químicas na gota o qual precipita fora da solução. Se essas duas fontes de material de cada gota se combinam para formar uma partícula quando a gota evapora, então o número de partículas no ar não será afetado pela formação e evaporação de gotas, mas a massa de aerossol irá aumentar. Assim, como cada NCN original terá aumentado de tamanho, o espectro dos NCN de partículas liberadas por uma nuvem será diferente do espectro original, além de terem potencializado sua capacidade de nucleação.

Um modelo simplificado de interação entre a química e a microfísica das nuvens considera as chamadas nuvens orográficas, as quais se formam quando o ar, soprando sobre uma montanha, eleva-se acima de seu nível de condensação. Nesse modelo, acompanha-se uma parcela de ar à medida que ela se move ao longo de uma linha de fluxo através da nuvem orográfica. Quando a parcela entra na nuvem, gotículas se formam nos NCN existentes. Essas gotículas crescem ou evaporam conforme a parcela de ar sobe ou desce. Simultaneamente, SO_2 e NH_3 se dissolvem nas gotas e o SO_2 dissolvido oxida-se em íons de sulfato. Quando a parcela de ar deixa a nuvem e as gotículas evaporam, cada NCN no qual a gota se formou agrega agora uma massa adicional de sulfato de amônio (na verdade, uma forma molecular entre o H_2SO_4 e o $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) produzido durante o trânsito pela nuvem. A quantidade de sulfato de amônio produzido e o correspondente aumento da atividade dos NCN são determinados pelo modelo. Como principal resultado, observa-se que o sulfato adicional depositado nas partículas pelas nuvens faz com que elas sejam ativadas a níveis de supersaturação menores que o nível necessário para ativação dos NCN originais (Figura 6.4). Na troposfera como um todo, a conversão de SO_2 em sulfato pelas nuvens corresponde a um mecanismo consumidor de SO_2 cerca de 10 a 15 vezes maior que a oxidação homogênea em fase gasosa (Hobbs, 1993).

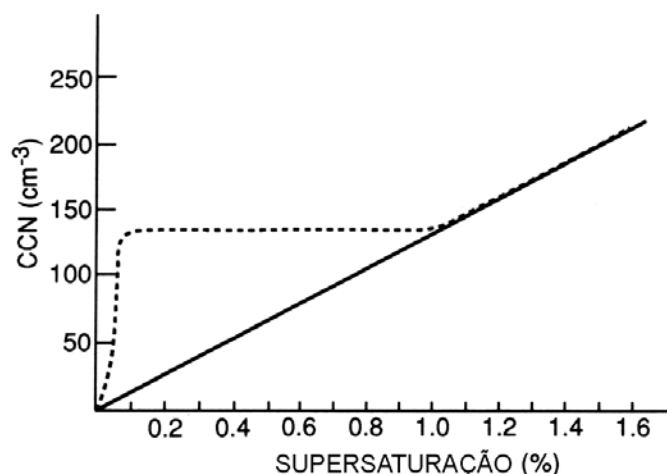


FIGURA 6.4 – Espectros de ativação de NCCN em função do nível de supersaturação (modelo numérico). A linha tracejada refere-se ao NCCN processado por uma nuvem cúmulos. A linha contínua representa o NCCN original do ambiente.

FONTE: Adaptada de Hobbs (1993, p. 62).

Um resumo dos principais processos químicos e físicos envolvidos nas interações entre nuvens e aerossóis atmosféricos é mostrado esquematicamente na Figura 6.5.

Vários trabalhos (Kaufman e Fraser. 1997; Rosenfeld e Lensky. 1998; Khain et al. 1999; Rosenfeld. 2000; Rosenfeld e Woodley. 2001; Sherwood. 2002; Bréon et al. 2002;) têm mostrado que, basicamente, os aerossóis apresentam dois efeitos sobre as nuvens:

- 1) Redução do tamanho médio das gotículas, para uma dada quantidade de água líquida, como resultado do aumento da concentração de gotículas causada pelo aumento da concentração de aerossol; em outras palavras, quanto maior a concentração numérica de gotículas, menor o seu tamanho (caso das nuvens continentais).
- 2) Redução da eficiência de precipitação devido à redução do tamanho das gotículas, o que tende a aumentar a quantidade de água líquida da nuvem e, conseqüentemente, seu tempo de vida e sua espessura.

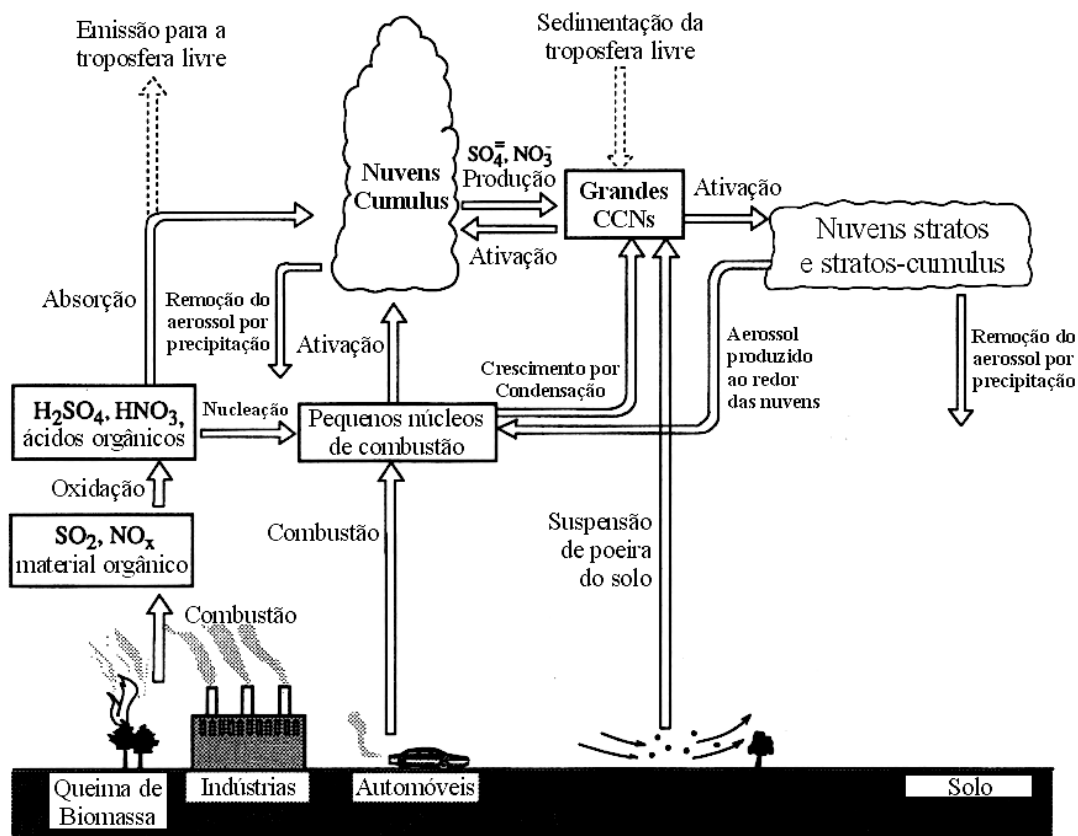


FIGURA 6.5 – Esquema das principais interações aerossol-nuvem na atmosfera continental.

FONTE: Adaptada de Hobbs (1993, p. 68).

Para que as gotículas de chuva de uma nuvem precipitem, aproximadamente uma em cada um milhão de gotas deve atingir o tamanho de precipitação, ou seja, seu raio deve aumentar de cerca de $10\ \mu\text{m}$ para $1\ \text{mm}$. O crescimento das gotas por deposição de vapor pode produzir rapidamente gotículas com raios de até $10\ \mu\text{m}$, mas a partir daí, o crescimento por esse mecanismo torna-se lento. Para nuvens quentes (isto é, que não contém gelo), gotas maiores que a média podem crescer até o tamanho de precipitação apenas coletando gotículas menores que estiverem em seu caminho. Claramente, para esse tipo de crescimento, uma distribuição de tamanhos mais larga é mais provável que uma distribuição estreita. Como as nuvens oceânicas tendem a apresentar distribuições mais largas que as continentais devido às menores concentrações de NCN no ar oceânico, conclui-se que, mantendo os outros fatores constantes (profundidade da nuvem, velocidade de ascensão), as nuvens oceânicas tendem a produzir precipitação mais eficientemente que

as nuvens continentais (Hobbs. 1993). Desta forma, as nuvens continentais, diante das grandes concentrações de NCN, tendem a reter uma quantidade de água líquida maior em seu interior, alterando assim as distribuições de gotículas e a disponibilidade de água líquida que, por sua vez, alterariam os processos microfísicos de formação de gelo e eletrificação. Esse assunto será abordado com mais detalhes no Capítulo 10.

Os aerossóis também funcionam como núcleos de gelo, embora se saiba que sua quantidade é muito menor que os NCN. A formação de gelo nas nuvens é importante porque leva rapidamente à precipitação e está diretamente associada à eletrificação. O espectro do NCN e sua composição química influenciam significativamente a largura da distribuição de tamanho das gotículas e, assim, podem afetar as concentrações máximas de partículas de gelo nas nuvens (Hobbs. 1993). Além disso, o crescimento de partículas de gelo pela coleta de gotículas super-resfriadas e/ou deposição de vapor d'água, que leva a formação de cristais, pedras de gelo e granizo, também é afetado pela distribuição de gotículas de nuvem e sua composição química e, portanto, pelos NCN (Kojima et al. 2004). Sherwood (2002) mostrou que existe uma anticorrelação entre o diâmetro efetivo das partículas de gelo, a intensidade da convecção e a concentração de aerossóis na atmosfera. Ou seja, regiões onde a convecção seja mais intensa ou tenham concentrações mais altas de aerossóis tendem a apresentar partículas de gelo com diâmetros menores em nuvens de tempestade (cumulonimbus).

Finalmente, Adams e Seinfeld (2003) observaram que as emissões de aerossol primário tendem a atuar mais eficientemente no aumento da concentração de NCN que emissões secundárias (gases precursores). Isso porque as emissões de material particulado e de gases, responsáveis pelos processos de conversão gás-partícula, afetam de maneira distinta a microfísica dos aerossóis atmosféricos. A maioria desses estudos baseia-se em resultados de modelos numéricos da química da atmosfera e, portanto, estão sujeitos às limitações de cada implementação. Atualmente, os modelos utilizados empregam o SO_2 (gás) e H_2SO_4 (partícula) como espécies padrão (representantes da fração total do aerossol antropogênico) para o estudo dos processos microfísicos dos aerossóis e suas interações na atmosfera. Há muito poucos estudos estimando o efeito indireto de aerossóis carbonáceos (mistura de aerossóis de carbono elementar e carbono orgânico) e de nitrato. Nesse caso, as estimativas

incorporam apenas os efeitos de tipos de aerossóis que possuam distribuição espacial similar aos aerossóis de sulfato, como os aerossóis de nitrato e os carbonáceos provenientes da queima de combustível fóssil. Nestes casos, não estão incluídos os efeitos de aerossóis provenientes da queima de biomassa, os quais possuem uma distribuição espacial diferente (Haywood e Boucher. 2000). Estudos recentes estão apresentando os primeiros resultados observacionais das interações dos aerossóis emitidos por queimadas com as nuvens e a atmosfera (Andreae et al. 2004; Graf. 2004; Koren et al. 2004).

6.3. As Ilhas de Calor Urbanas

Segundo Lombardo (1985), o clima urbano é um sistema que abrange o clima de um dado espaço terrestre e sua urbanização. Ou seja, é um mesoclima que sofre, na proximidade do solo, influências microclimáticas derivadas dos espaços urbanos. Uma das mais significativas expressões da alteração climática nas cidades são os valores de temperatura e concentrações de poluentes. As cidades contribuem para a alteração do balanço de energia, gerando bolsões sobre as áreas urbanas, denominadas ilhas de calor. A distribuição das isotermas nas cidades mostra a tendência de formação de um gradiente de temperatura da periferia para o centro. A ilha de calor urbana, portanto, corresponde a uma área na qual a temperatura da superfície é mais elevada que as áreas circunvizinhas, o que propicia o surgimento de circulação local. Sua formação já é bem conhecida e está comprovada na literatura científica (Landsberg. 1981; Oke. 1982; Changnon. 1980; Changnon et al. 1981; Westcott. 1995; Bornstein e Lin. 2000). A diferença de temperatura entre a cidade e suas vizinhanças tipicamente é mais nítida durante a noite. A Figura 6.6 mostra a caracterização da ilha de calor na região metropolitana de São Paulo obtida a partir de numa imagem da banda termal do satélite Landsat-5. Observa-se que, nesse dia, a diferença de temperatura da superfície no centro da cidade (pontos vermelhos) para as vizinhanças (em azul) pode chegar a 8°C. Regiões mais claras no interior da ilha de calor são grandes parques municipais que colaboram para a redução da temperatura local.

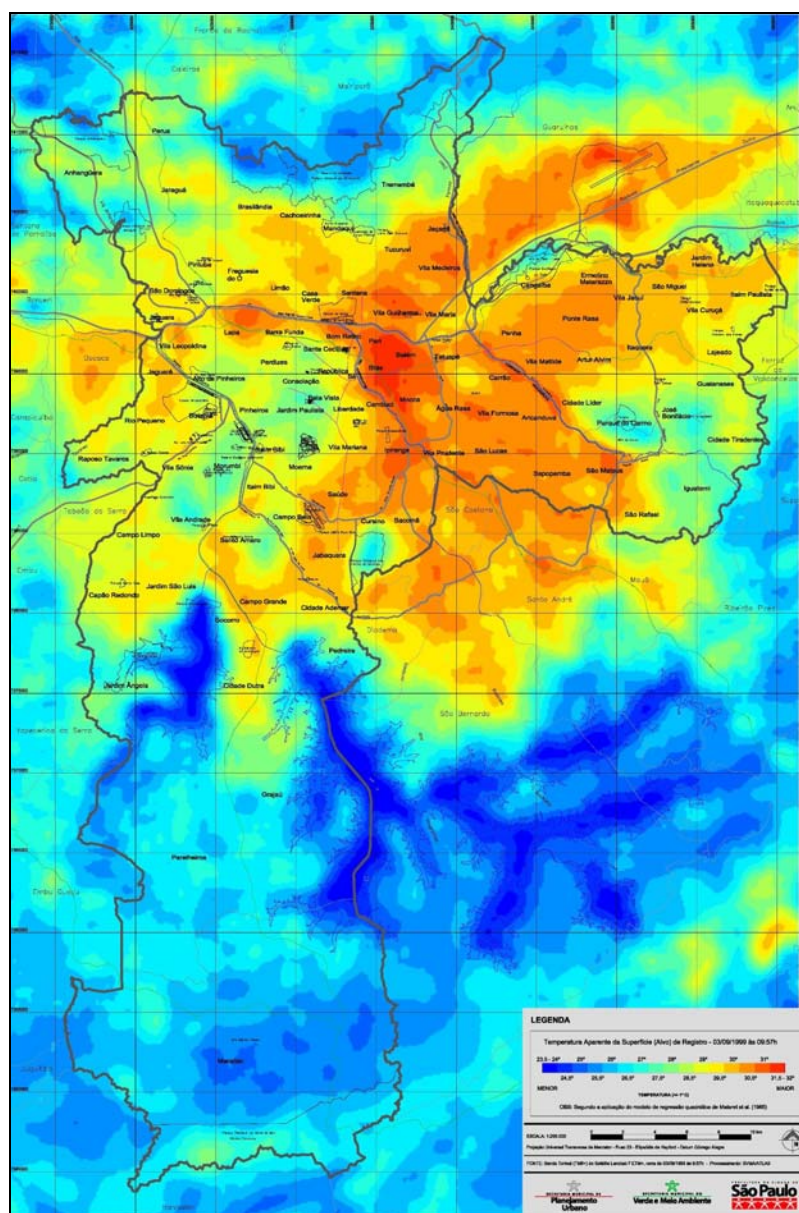


FIGURA 6.6 – Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-5 no dia 03/setembro/1999 as 09:57h.
FONTE: Adaptada de SMVA e SEMPLA (2005).

Segundo Oke (1982) e Lombardo (1985), o efeito da ilha de calor sobre as cidades ocorre devido a três aspectos principais:

- 1) Efeitos da transformação de energia no interior da cidade, cujos fatores estão relacionados com a rugosidade da superfície (estruturas verticais criadas artificialmente), as cores (reflexão da radiação ou albedo) e os materiais de

construção (condutibilidade térmica). Essas superfícies aquecidas proporcionam um sistema altamente eficiente para aquecer grandes volumes de ar. Por outro lado, a geometria dos edifícios funciona como um obstáculo para o vento, modificando seu fluxo natural e dificultando também a dispersão do calor.

- 2) Redução do resfriamento causado pela diminuição da evaporação face às poucas áreas verdes (conforme pode ser visto na Figura 6.6, as regiões dos parques tendem a apresentar temperaturas menores), transporte de água de chuva através de canais subterrâneos, canalização de rios, etc.
- 3) Produção de energia antropogênica através da emissão de calor pelas indústrias, veículos automotores e edificações.

A poluição pode interferir na absorção e re-emissão da radiação na área ocupada pela cidade, ocasionando também um aumento da temperatura. A concentração de poluentes coincide, em geral, com os maiores índices térmicos no interior das cidades. Isso porque como o ar tende a circular na direção do gradiente de temperatura, os poluentes tendem a convergir para o centro da cidade. A camada de poluição, que a princípio pode apresentar certa tendência a refletir a luz solar, reduzindo assim a radiação direta que atinge a superfície, dificulta, por outro lado, a dispersão do calor (Haywood e Boucher. 2000; Koren et al. 2004). Parte da radiação absorvida pelos aerossóis é emitida para baixo, aquecendo, assim, as camadas inferiores. Uma parcela dessa radiação será então absorvida e re-emitida pela superfície. Assim, a concentração de ar poluído não só contribui para a formação da ilha térmica como também altera a estrutura vertical da temperatura atmosférica de forma a retardar a dispersão do calor. A radiação solar que incide sobre a cidade é menor devido à grande quantidade de aerossóis, no entanto, ocorre um aumento da radiação emitida pela cidade, caracterizada por comprimentos de onda maiores, devido à irradiação das superfícies com temperaturas mais elevadas, como concreto, tijolo, asfalto. Em condições de ventos fracos, quando então os movimentos turbulentos são escassos, grande parte dessa energia irradiada volta às estruturas urbanas em função da re-emissão pela atmosfera. Desta forma, a produção de energia antropogênica aumenta a temperatura uma vez que o calor emitido pela ação humana ultrapassa o balanço médio da radiação.

É no centro das áreas urbanas, em lugares com pouca vegetação, que as temperaturas alcançam os valores máximos (Figura 6.6). Por outro lado, os valores mínimos são registrados nas áreas verdes e nos reservatórios de água. Com a elevação da temperatura nas cidades, pode ocorrer diminuição da umidade relativa, principalmente no inverno. Além disso, a redução da radiação solar devido aos aerossóis também reduz a evaporação de corpos d'água e da vegetação no interior da cidade (Koren et al. 2004). Em dias extremamente quentes, o desconforto térmico associado à baixa umidade relativa provoca um clima de deserto artificial. Por outro lado, a elevação da temperatura pode aumentar a capacidade da atmosfera de armazenar vapor d'água (aumento da pressão de vapor). Desta forma, no verão, principalmente em áreas próximas a corpos d'água, altos valores de pressão de vapor, juntamente com o aumento da radiação térmica, produzem a sensação desagradável do “efeito sauna”, causado pelo ar aquecido e úmido.

Oke (1982) mostrou que a ilha de calor urbana está fortemente relacionada com a densidade populacional da cidade (o efeito tende a aumentar proporcionalmente à população) e com alterações no balanço da radiação sobre a cidade, como resultado de diferenças entre as propriedades termo-ópticas das edificações urbanas e rurais (tamanho, densidade, materiais de construção) e sua geometria (a área e o formato das coberturas expostas ao céu). Além disso, o clima predominante (ventos, tipos de nuvens, estabilidade atmosférica), a estação do ano e a distribuição do uso do solo atuam como moduladores dos efeitos físicos relacionados com o ambiente urbano.

CAPÍTULO 7

DESCRIÇÃO DOS DADOS E METODOLOGIA DE ANÁLISE

7.1. Introdução

O foco deste trabalho concentra-se no estudo climatológico dos relâmpagos na região sudeste do Brasil. Trata-se de um levantamento inédito que utilizou uma base de dados de raios de 6 anos obtida a partir da rede de detecção brasileira, a RINDAT, cuja área de cobertura engloba os estados de São Paulo, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro, Goiás e Paraná. Obviamente que outros estados mais distantes como Santa Catarina, Mato Grosso do Sul, Bahia, Tocantins também possuem informações de descargas atmosféricas fornecidas pela mesma rede, porém sua qualidade fica bastante prejudicada devido a baixa eficiência de detecção da RINDAT nesses locais. Os passos seguidos para se obter essa base serão descritos a seguir, bem como a metodologia empregada na análise dos dados.

7.2. Base de Dados de Raios

7.2.1. Fonte dos Dados Brutos

Conforme já discutido no Capítulo 5, a rede RINDAT é composta por 25 sensores de radiação EM que cobrem seis estados da região centro-sul do país. Esses sensores, conforme vão registrando a ocorrência de descargas atmosféricas, enviam os dados brutos (parâmetros da radiação EM medida) através de linhas dedicadas de comunicação para as várias centrais de processamento, as quais calculam a localização e os principais parâmetros físicos, arquivam os dados brutos e as soluções finais e monitoram constantemente o desempenho da rede. Essas atividades são realizadas independentemente por três módulos: LP2000 (cálculo dos parâmetros das descargas e arquivamento dos dados brutos), DA2000 (armazenamento das soluções finais) e NM2000 (monitoramento da rede). O LP2000, além de processar os dados brutos enviados pelos sensores (*raw data*), também os arquiva em discos magneto-ópticos específicos, os quais são trocados periodicamente, efetuando-se o

backup das informações em CDs. O *raw data* consiste não só de registros de descargas atmosféricas, mas também de informações operacionais (*status*) dos sensores e dos processos computacionais em execução na central de processamento.

Para que fosse possível a realização deste estudo, era fundamental ter em mãos um conjunto de dados confiável e bem estruturado. E isso não foi uma tarefa fácil, haja vista que a rede RINDAT não nasceu com seus atuais 25 sensores (conforme histórico descrito no Capítulo 5). Grande parte do tempo foi dedicada à montagem de uma base de dados de raios sólida a qual pudesse dar suporte aos estudos aqui apresentados. Problemas como a falta de integração das centrais de processamento, perda de dados por falhas de equipamentos e erros operacionais, bem como alterações periódicas na rede (instalação de novos sensores) tiveram de ser contornados para que se obtivesse hoje a base de dados em questão para toda a região sudeste do Brasil. Para isso, os dados brutos dos sensores (*raw data*) foram recuperados a partir de diferentes centrais de processamento e reprocessados para que se chegasse a um período de seis anos de dados completo: de 1999 a 2004. O reprocessamento (discutido no Capítulo 5) foi essencial para que os dados brutos provenientes de diferentes centrais (e, portanto, com diferentes configurações) pudessem ser uniformizados e integrados em uma única base de dados. A Tabela 7.1 traz a origem (centrais de processamento) dos dados brutos dos sensores para cada mês do período de janeiro/1999 a dezembro/2004 e as indicações dos meses em que houve perdas de dados.

A grande variabilidade das fontes se deve justamente às questões discutidas anteriormente. Os dados brutos dos sensores da central de Furnas foram perdidos para os meses de fevereiro/1999 a setembro/1999 (exceto abril/1999). Isso exigiu que os dados brutos das centrais do SIMEPAR e CEMIG fosse utilizados para se recuperar a base de informações. O mesmo aconteceu para o período de novembro/2000 a janeiro/2001. Para os meses de fevereiro/1999, março/1999 e janeiro/2001 os dados da central do SIMEPAR também foram perdidos. Desta forma, os dados dos sensores instalados no estado do PR não foram utilizados no processamento das soluções, uma vez que nenhuma outra central possuía essa informação. Este fato exigiu uma compensação através do modelo de eficiência de detecção da rede (que será discutido no Capítulo 8). De setembro/2001 a julho/2002 foram utilizados os dados brutos da central da CEMIG para a inclusão do sensor de São

José dos Campos/SP o qual ainda não estava conectado com as outras duas centrais. De agosto/2002 a junho/2003, foram incluídos também os dados do sensor de Campo Grande/MS o qual estava interligado apenas à central do SIMEPAR. A partir de julho/2003 toda as centrais foram interligadas e, assim, os dados brutos de todos os sensores estavam disponíveis para todas as centrais. Finalmente, nos meses de abril/2004, agosto/2004, setembro/2004 e dezembro/2004 problemas com o disco magnético-óptico de Furnas causaram perda dos dados brutos, tendo sido substituídos então pelos dados da central da CEMIG.

TABELA 7.1 – Fonte dos dados brutos dos sensores.

	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Jan	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	CEMIG	FURNAS
			SIMEPAR		SIMEPAR	
Fev	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS
	SIMEPAR				SIMEPAR	
Mar	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS
	SIMEPAR				SIMEPAR	
Abr	FURNAS	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	CEMIG
					SIMEPAR	
Mai	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS
	SIMEPAR				SIMEPAR	
Jun	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS
	SIMEPAR				SIMEPAR	
Jul	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	FURNAS	FURNAS
	SIMEPAR					
Ago	CEMIG	FURNAS	FURNAS	CEMIG	FURNAS	CEMIG
	SIMEPAR			SIMEPAR		
Set	CEMIG	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS	CEMIG
	SIMEPAR			SIMEPAR		
Out	FURNAS	FURNAS	CEMIG	CEMIG	FURNAS	FURNAS
				SIMEPAR		
Nov	FURNAS	CEMIG	CEMIG	CEMIG	FURNAS	FURNAS
		SIMEPAR		SIMEPAR		
Dez	FURNAS	CEMIG	CEMIG	CEMIG	FURNAS	CEMIG
		SIMEPAR		SIMEPAR		

7.2.2. Reprocessamento dos Dados Brutos

O reprocessamento dos dados de raios é uma tarefa bastante trabalhosa, porém conceitualmente simples. A idéia básica é, partindo dos arquivos *raw data* gravados pelo

LP2000, extrair somente os dados de descargas atmosféricas (pois, como já mencionado, esses arquivos contêm também informações do estado de operação da central e dos sensores), ordenar cronologicamente esses dados e então efetivamente recalculer todas as soluções. Essa última etapa permite escolher diferentes configurações dos parâmetros da central e quais os sensores participantes dentre aqueles em operação. Dadas as soluções finais, é possível então gerar os mais diferentes arquivos de dados, segundo formatos e padrões mais convenientes. A Figura 7.1 apresenta um resumo esquemático de todas etapas do reprocessamento, seguida pela descrição de cada uma delas e dos respectivos tipos de dados envolvidos.

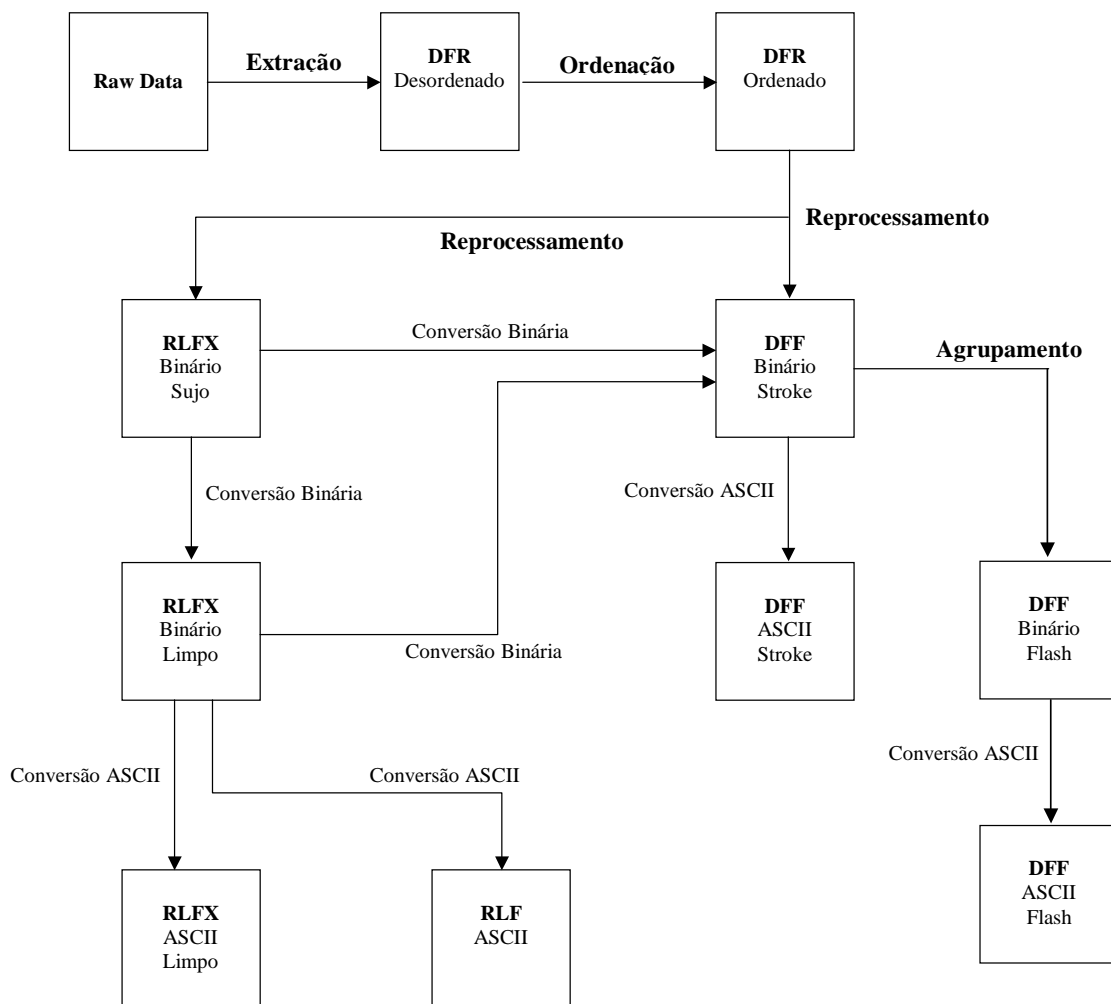


FIGURA 7.1 – Diagrama esquemático das etapas do reprocessamento indicando os tipos de dados gerados em cada transformação. ASCII = formato texto.

7.2.2.1. Extração das Informações dos Arquivos *Raw Data*

É possível extrair três tipos de informações dos arquivos *raw data*, os quais são gerados em formato binário pelo LP2000 e que contêm os dados brutos dos sensores:

- 1) Os dados de descargas atmosféricas propriamente ditos, denominados dados DFR, em formato binário ou texto. Esses são os dados de maior interesse, uma vez que possibilitam o cálculo das soluções finais e, assim, a obtenção das informações dos relâmpagos;
- 2) O histórico do estado de operação dos sensores, em formato binário ou texto;
- 3) O histórico do estado de operação dos processos computacionais em execução nas estações de trabalho da central de processamento (apenas no formato texto).

7.2.2.2. Ordenação Cronológica dos Dados DFR Binários

Conforme discutido no Capítulo 4, atrasos na comunicação entre os sensores e a central de processamento podem afetar diretamente o número e a qualidade das soluções finais. No reprocessamento, esse problema não existe, uma vez que a central não precisa esperar pela chegada de mensagens. Elas estão todas armazenadas nos arquivos DFR. Basta ordenar o arquivo DFR de forma a agrupar todas as mensagens segundo a ordem cronológica para garantir que todas as mensagens disponíveis participem das soluções.

7.2.2.3. Recálculo das Soluções (Reprocessamento)

Com o arquivo DFR binário ordenado em mãos, é possível então partir para o reprocessamento propriamente dito (recálculo das soluções). Antes de iniciar, entretanto, alguns passos devem ser executados previamente, os quais correspondem à escolha da configuração mais conveniente dos parâmetros da central, selecionando inclusive a participação de determinados ou de todos os sensores ativos. Esta configuração da pode ser feita de duas formas, conforme visto no Capítulo 5: (1) via aplicativo *APACconfig*; (2) editando-se diretamente o arquivo *locate.cfg*. O arquivo *locate.cfg* concentra todas as opções de

configuração da central (mais completo), porém o *APAConfig*, por sua interface gráfica, organiza e facilita a alteração dos parâmetros, além de permitir que várias configurações de parâmetros sejam feitas e gravadas em arquivos distintos no disco (os chamados cenários de configuração). Definidos então os cenários mais apropriados, executa-se o reprocessamento para efetivamente recalculer as soluções partindo do arquivo DFR binário ordenado. Esse comando, por sua vez, permite gerar as soluções em 3 diferentes formatos binários de saída: DFF, RLF e RLFX. O formato DFF é o mais simples, contendo todos os parâmetros calculados de cada solução (que corresponde a uma única descarga e não a um relâmpago). O formato RLF contém os principais parâmetros das soluções (não todos), informando também quais os sensores participaram de cada solução e os respectivos dados registrados por cada um deles. Por fim, o formato RLFX é semelhante ao formato RLF, porém traz um detalhamento maior dos dados dos sensores e de como as soluções foram geradas. Os parâmetros das soluções, porém, são os mesmos do formato RLF. Os dados no formato RLFX podem incluir também as soluções inválidas, ou seja, dados de sensores que não puderam ser correlacionados com sucesso, não permitindo assim determinar a localização e/ou corrente de pico de um evento. Essas pseudo-soluções (pois aparecem como se fossem válidas) são classificadas em função do motivo pelo qual os dados não geraram uma saída válida. Tais dados foram denominados de RLFX sujo. É possível filtrar essas soluções inválidas, obtendo-se assim apenas o RLFX limpo. Uma descrição mais detalhada dos dados RLF e RLFX pode ser encontrada em VAISALA (2003).

7.2.2.4. Manipulação dos Formatos de Dados das Soluções

Após o reprocessamento, de acordo com o estudo a ser realizado, é possível obter-se um arquivo de dados binário num dos três formatos já mencionados. A partir daí, a central oferece uma série de comandos para gerar os arquivos-texto em cada um dos formatos. É importante ressaltar que, a partir dos arquivos de dados RLFX sujo (ou limpo), pode-se obter os dados RLF e DFF sem a necessidade de se reprocessar os dados novamente.

7.2.2.5. Geração de Dados de Relâmpagos

Todas as informações geradas pelos procedimentos anteriores referem-se a dados de descarga. Sabe-se que um relâmpago (*flash*) ou raio é composto por um determinado número de descargas de retorno (*strokes*), o que define sua multiplicidade. Relâmpagos simples são aqueles compostos por apenas uma descarga de retorno. Já os múltiplos, por outro lado, apresentam mais de uma descarga, podendo chegar até 20 ou mais. Um aspecto interessante da central está na sua capacidade de detectar cada uma dessas descargas de retorno e agrupá-las para determinar a multiplicidade do relâmpago. Para realizar esse procedimento, deve-se definir os parâmetros de configuração desejados no arquivo *flashcalc.cfg*, conforme mencionado no Capítulo 4. Recomenda-se, entretanto, que os valores padrão definidos pelo fabricante sejam mantidos. Vale lembrar que esse comando só pode ser usado para arquivos DFF binários contendo informações de descargas. Não há como agrupar dados RLF ou RLFX.

7.2.3. Parâmetros do Reprocessamento

7.2.3.1. Cenário de Configuração

Para o reprocessamento que deu origem à base de dados de raios utilizada nesse estudo, definiu-se um cenário de configuração que, basicamente, não exige a participação de sensores IMPACT nas soluções e que rejeita mensagens de sensores classificadas como descargas IN. Essa escolha baseou-se nos resultados obtidos no trabalho de mestrado (Naccarato. 2001). A Tabela 7.2 ilustra a configuração completa dos parâmetros adotada. A descrição detalhada desses parâmetros encontra-se no Capítulo 5.

TABELA 7.2 – Parâmetros de configuração do LP2000.

Parâmetro	Valor Adotado
<i>Times</i>	4
<i>Angles</i>	0
<i>Chi Square</i>	20
<i>Distance</i>	2000km
<i>Confidence Ellipse</i>	50%
<i>Allow</i>	Desabilitado
<i>Coincidence Window</i>	10ms

Embora se saiba que cenários de configuração onde não se exige a participação de sensores IMPACT nas soluções estão mais sujeitos à contaminação por descargas IN (Naccarato et al. 2001b; Naccarato et al. 2004a), a escolha de um cenário desse tipo foi necessária devido ao reduzido número de sensores IMPACT nos anos de 1999 a 2001. Além disso, a instalação dos sensores de São José dos Campos/SP, Campo Grande/SP e Pirassununga/SP (todos IMPACT) ocorreu de forma gradual (nos anos de 2001, 2002 e 2003, respectivamente). Desta forma, somente no ano de 2004 foi que a rede RINDAT atingiu um número razoável de sensores IMPACT o qual possibilitaria a adoção de um cenário mais exigente. Por esse motivo, foi necessária a escolha de um cenário um pouco menos exigente para que não se restringisse significativamente o número de descargas registradas, mas que ainda mantivesse uma boa qualidade dos dados, mesmo com maiores riscos de contaminação. Com o objetivo de tentar minimizar o efeito dessa contaminação nos dados válidos, adotou-se o procedimento recomendado pelo fabricante (discutido no Capítulo 5): foram eliminadas da base de dados todas as descargas com polaridade positiva e intensidade de corrente de pico inferior a 10kA.

7.2.3.2. Re-calibração dos Ganhos dos Sensores LPATS

A central de processamento, quando calcula a estimativa da corrente de pico de uma descarga, utiliza os valores da intensidade do sinal da radiação EM medida em cada um dos sensores que detectaram o referido evento. Esses valores devem, primeiramente, ser

corrigidos para: (1) compensar a atenuação sofrida pela radiação quando se propaga sobre uma superfície com condutividade finita; (2) minimizar o erro de medida dos sensores LPATS, os quais apresentam os maiores erros uma vez que detectam apenas sua componente elétrica (mais sensível a distorções e ruídos). Já os sensores IMPACT, por utilizarem a componente magnética na medida do valor de pico da radiação, estão menos sujeitos a erros devido a menor degradação do sinal (Cummins, 2005). No primeiro caso, utiliza-se um modelo matemático simples para simular o efeito de propagação e aplicar as correções necessárias. No segundo caso, são utilizados fatores de correção, denominados ganhos, os quais devem ser calculados individualmente para cada sensor LPATS. Tal procedimento é realizado automaticamente pela central de processamento utilizando dados de descargas detectadas pela própria rede e baseando-se na calibração dos sensores IMPACT, considerada padrão pelo fabricante (VAISALA, 2003). Entretanto, isso acontece somente para períodos de 24h de dados, o que freqüentemente sofre com a falta de dados suficientes para se obter uma boa significância estatística.

Para contornar essa limitação, é necessário selecionar um período de dados brutos no qual todos os sensores da rede tenham reportado um número significativo de eventos. Esses dados são então reprocessados utilizando-se apenas os sensores IMPACT (as antenas LPATS devem ser excluídas). Naturalmente esse processo torna-se cada vez mais preciso quanto maior o número de sensores IMPACT existentes na rede e quanto mais homogêneamente distribuídos estiverem na área de cobertura. Com isso, durante o cálculo das soluções, um módulo específico da central (responsável pelo levantamento das estatísticas de funcionamento da rede) calcula os ganhos para os sensores LPATS com base unicamente nas informações fornecidas pelos sensores IMPACT (referência). Esse cálculo nunca havia sido feito para a rede RINDAT, pois ele exige versões mais recentes da central de processamento (superiores a versão 2.0) e todas as três centrais em operação no Brasil até o início de 2005 (CEMIG, Furnas e SIMEPAR) não possuíam esse recurso. Por esse motivo, desde a instalação da central de Furnas em setembro/1998, os valores padrão definidos pelo fabricante têm sido mantidos. Sabe-se, entretanto, que esses valores precisavam ser avaliados em um dado momento. Este trabalho foi então uma boa oportunidade de se atualizar esse parâmetro com base em dados fornecidos pela própria RINDAT e, assim, melhorar as estimativas da corrente de pico dos eventos, as quais são

bastante sensíveis à calibração dos sensores LPATS. Isso porque esses sensores exigem uma configuração mais apurada de seus ganhos e correspondem à cerca de 70% da rede.

Como na época do reprocessamento dos dados desse trabalho nenhuma central no Brasil permitia o cálculo dos ganhos dos sensores LPATS para períodos superiores a 24h, os dados brutos (*raw data*) da RINDAT foram então enviados à Áustria para que os novos valores dos ganhos fossem recalculados na central da ALDIS (rede de detecção austríaca), a qual possibilitava esse tipo de procedimento. Selecionou-se um período de 5 meses de dados (de 15/junho/2003 a 15/novembro/2003) no qual todos os 25 sensores da RINDAT estavam operando normalmente, tendo registrado um número suficiente de eventos a fim de garantir significância estatística. A Tabela 7.3 mostra os valores antigos dos ganhos da LPATS (adotados desde a instalação da central de Furnas) e os novos valores calculados pela central da ALDIS com base nos dados da rede brasileira. É importante notar que os ganhos de todos os sensores IMPACT têm valor unitário na coluna dos ganhos recalculados por serem a referência.

TABELA 7.3 – Re-calibração dos ganhos dos sensores LPATS.

Sensor		Tipo	Ganhos Antigos	Ganhos Recalculados
Rio de Janeiro	RJ	LPATS IV	0,40	0,31
Vitória	ES	LPATS IV	0,46	0,31
Ibiúna	SP	LPATS IV	0,44	0,34
Jupia	SP	LPATS IV	0,67	0,66
Rio Verde	GO	LPATS IV	0,47	0,31
Brasília	DF	IMPACT 141T	1,00	1,00
Serra de Mesa	GO	LPATS IV	1,00	0,28
Manoel Ribas	PR	IMPACT 141T	1,00	1,00
Três Marias	MG	IMPACT 141T	1,29	1,00
Ipatinga	MG	LPATS III	0,58	0,30
Lavras	MG	LPATS III	0,82	0,50
Volta Grande	MG	IMPACT 141T	1,00	1,00
Capitão Enéas	MG	LPATS III	0,53	0,40
Emborcação	MG	LPATS III	1,33	1,00
Belo Horizonte	MG	LPATS III	1,29	1,00

(continua)

TABELA 7.3 – Conclusão.

Cachoeira Paulista	SP	IMPACT 141T	1,00	1,00
Ivaiporã	PR	LPATS III	0,81	0,70
Foz de Areia	PR	LPATS III	0,84	0,50
Foz do Iguaçu	PR	LPATS III	1,93	1,30
Paranavaí	PR	LPATS III	1,26	1,00
Xavantes	PR	LPATS III	2,58	1,40
Paranaguá	PR	LPATS III	0,85	0,80
Campo Grande	MS	IMPACT ESP	1,00	1,00
Pirassununga	SP	IMPACT ESP	1,00	1,00
São José dos Campos	SP	IMPACT ES	1,00	1,00

Analisando os dados da Tabela 7.3, observa-se que, para alguns sensores LPATS, a alteração no ganho foi significativa o que certamente influenciará na estimativa da corrente de pico para os eventos em que esses sensores participarem. Por esse motivo, recomenda-se que todos os reprocessamentos futuros utilizem essa nova configuração de ganhos para os sensores LPATS.

7.3. Estudo das Características dos raios

7.3.1. Geo-referenciamento da Base de Dados

Reprocessada toda a base de dados de raios (de janeiro/1999 a dezembro/2004), o passo seguinte consistiu no geo-referenciamento da informação. Trata-se de um processo computacionalmente bastante trabalhoso, mas constitui uma etapa fundamental para a realização do estudo proposto, uma vez que os dados de raios gerados no formato texto pela central de processamento são então convertidos em objetos geográficos, os quais podem então ser posicionados sobre a superfície da Terra. Para isso, são utilizados modelos da Terra (baseados em informações geodésicas) e projeções cartográficas específicas para definir o sistema de coordenadas a partir do qual se obtém a localização dos objetos. Os detalhes sobre geo-referenciamento de dados não serão discutidos aqui por sair fora do escopo do trabalho. Informações adicionais podem ser encontradas em Câmara et al. (2005). No caso dos raios, esses objetos são pontos, definidos por suas respectivas

coordenadas geográficas (na projeção lat/long e modelo da Terra WGS-84), aos quais são associados também todos os parâmetros do raio fornecidos pela rede de detecção.

Como objetos geográficos, os raios (e seus parâmetros) podem então ser confrontados com as mais diversas informações cartográficas como mapas de divisões geopolíticas, topografia, rodovias, hidrografia, além de imagens de satélite, saídas de modelos meteorológicos, entre outros. Além disso, é possível também confeccionar mapas da densidade de raios e de outros parâmetros físicos (apresentados no Capítulo 9) permitindo assim avaliar sua distribuição espacial sobre regiões específicas ou em toda a área de abrangência da rede de detecção. A partir daí, as possibilidades são inúmeras. No caso deste trabalho, serão apresentados, basicamente, comparação das distribuições espaciais dos raios com dados topográficos, dados de descargas obtidos por satélite e localização dos centros urbanos.

O geo-referenciamento dos dados dos raios fora realizado com o auxílio do software comercial *MapInfo Professional* v7.5, adquirido há 2 anos pelo grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT). Vale ressaltar que o *MapInfo* também foi adotado pelo fabricante dos sistemas de detecção (VAISALA) como base para desenvolvimento de seus pacotes de análise de dados de raios.

7.3.2. Análise dos Dados

Diante do grande volume de dados a ser analisado (o número médio de eventos registrados pela rede de detecção na região sudeste do país para um único período de tempestades, ou seja, de setembro até março, varia de 1,5 a 2,5 milhões de descargas), é impossível que qualquer análise seja feita sem o auxílio de programas computacionais específicos. Embora haja no mercado uma vasta gama de pacotes para análise de dados em geral, após alguns testes com os mais difundidos no meio científico (*Microcal Origin*, *Microsoft Excel*, entre outros), concluiu-se que, para as análises estatísticas dos raios, havia a necessidade de se desenvolver tais programas. Isso porque os pacotes comerciais ou não conseguiam manipular as grandes quantidades de dados ou não possuíam os métodos de análise mais adequados ou ainda não apresentavam ferramentas que facilitassem a manipulação conveniente das informações.

A maior parte dos programas empregados na geração dos resultados deste trabalho foi implementada inicialmente no mestrado utilizando-se o *Borland Delphi* v6.0 como ferramenta de desenvolvimento. Posteriormente, ao longo do doutorado, novas funcionalidades foram adicionadas, erros foram corrigidos e novos algoritmos foram desenvolvidos para aumentar a velocidade de processamento. Alguns desses programas, entretanto, foram desenvolvidos exclusivamente no doutorado, diante da necessidade de determinadas análises e estudos.

7.3.2.1. **AnalizadorDFF (Estatísticas dos Parâmetros dos Raios)**

O AnalizadorDFF abre um arquivo de dados de raios (formato texto) gerado no reprocessamento e calcula somatórios, valores médios, mínimos, máximos e os desvios-padrão das principais informações fornecidas pelo sistema de detecção. A Listagem A.1 do Apêndice A mostra um exemplo da saída do programa, ilustrando todos os cálculos realizados. A Figura C.1a do Apêndice C mostra sua interface. O programa permite também que os dados sejam analisados para regiões específicas, através do comando **Regiões**. A Figura C.1b mostra que podem ser definidos três retângulos distintos dentro dos quais as estatísticas dos dados são calculadas (para cada retângulo há uma coluna correspondente no arquivo de saída, conforme mostra a Listagem A.1). Através do comando **Opções**, o usuário pode configurar como o programa irá calcular as estatísticas. A Figura C.1c mostra as possibilidades de configuração, permitindo assim análises diferenciadas dos dados.

7.3.2.2. **HistogramasDFF (Histogramas dos Parâmetros)**

Este programa utiliza um algoritmo adaptado do AnalizadorDFF para abrir os arquivos de dados de raios gerados no reprocessamento (formato texto) e criar histogramas para os diferentes parâmetros fornecidos pelo sistema de detecção: corrente de pico, corrente dos relâmpagos simples, corrente dos múltiplos, multiplicidade, multiplicidade dos múltiplos, tempo de subida, largura de pulso, derivada máxima, chi-quadrado, número de sensores participantes e semi-eixo maior da elipse. Sua interface principal é muito semelhante a do AnalizadorDFF, bem como suas opções de configuração, permitindo também análises para

três regiões retangulares distintas (Figuras C.2a,c do Apêndice C). Os intervalos dos histogramas também podem ser configurados através do comando **Intervalos** (Figura 2b), a critério do usuário. A Listagem A.2 (no Apêndice A) mostra o histograma da corrente de pico calculado pelo programa. A criação gráfica dos histogramas, devido à sua inerente complexidade, não foi implementada. Porém, qualquer programa comercial de análise de dados fornece esse recurso bastando, para isso, importar os dados da tabela de saída.

7.3.2.3. **HistTemporaisDFF (Histogramas Temporais dos Parâmetros)**

Com um princípio de funcionamento muito semelhante ao HistogramasDFF, este programa permite a criação de histogramas temporais dos mesmos parâmetros descritos anteriormente, cuja visualização gráfica pode novamente ser feita em qualquer programa comercial específico. Os histogramas temporais podem ser de três tipos: (1) diurnos, que indicam a distribuição dos dados em função da hora do dia; (2) diários, em função dos dias do mês; (3) mensais, em função dos meses do ano. A Listagem A.3 (Apêndice A) ilustra um histograma diurno para a intensidade da corrente de pico. A interface, as opções de configuração (programa e histogramas) e a definição das regiões seguem os mesmos padrões dos dois programas anteriores (Figura C.3 do Apêndice C).

7.3.3. **Validação Estatística das Análises (Teste ANOVA)**

No presente trabalho, comparações entre duas ou mais médias de dados para se verificar se há diferenças significativas entre elas serão bastante freqüentes. Um teste estatístico bastante conhecido, denominado ANOVA, fornece o nível de significância dessas diferenças com base na variância dos dados referente a cada média comparada (Brase e Brase. 1995). De posse deste método, pode-se obter a significância estatística entre as várias médias calculadas nas análises a fim de se garantir que as variações sejam reais e não fruto de flutuações estatísticas. Entretanto, este teste somente pode ser aplicado a uma população de dados que apresente uma distribuição normal de probabilidades. Porém, essa restrição estatística não oferece problemas à aplicação deste teste às populações obtidas nos estudos. Isso porque, se o número de dados de uma amostra da população for grande (maior que 30), o Teorema do Limite Central garante que a distribuição das médias das

várias amostras dessa população será uma distribuição normal (Brase e Brase. 1995). Com isso, como o número de eventos considerados é sempre muito grande nas análises, o teste ANOVA pode ser aplicado para testar as diferenças entre duas ou mais médias para amostras retiradas de populações que não precisam necessariamente ser as mesmas.

7.4. Estudo do Efeito Urbano

7.4.1. Imagens da Temperatura Aparente da Superfície

No estudo da influência dos centros urbanos sobre a atividade local de raios (Capítulo 9), serão apresentadas imagens da temperatura aparente da superfície no intuito de caracterizar a ilha de calor urbana na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), na Grande Campinas e na região de São José dos Campos (Vale do Paraíba). Inicialmente, foram obtidas várias imagens da banda termal dos sensores TM e ETM+ (a bordo dos satélites Landsat-5 e Landsat-7, respectivamente), registradas em diferentes datas entre setembro e março (época das tempestades) de 1999 a 2004. As imagens brutas foram gentilmente cedidas pela DGI/INPE, tendo sido então processadas segundo metodologia desenvolvida pelo Núcleo de Geoprocessamento (NuGeo) da Secretaria do Meio Ambiente (SVMA) do município de São Paulo (SVMA e SEMPLA. 2005). Foram utilizadas as cenas da órbita-ponto 219/76, com um deslocamento de 20% em direção ao sul, possibilitando que uma mesma cena abrangesse toda a região estudada, eliminando a necessidade de mosaicos. A seguir, encontra-se uma breve descrição da referida metodologia.

O satélite Landsat-7 tem como uma de suas novas características a geração de duas imagens para a banda termal: a de baixo ganho (6L) e a de alto ganho (6H), ambas com resolução espacial de 60m, correspondentes ao canal infravermelho termal (*thermal IR*) do sensor ETM6+ que capta a emissividade da superfície de registro (alvo) apresentando sensibilidade aos contrastes térmicos. Por sua vez, o satélite Landsat-5 gera apenas imagens de baixo ganho na banda termal (sensor TM6), com a mesma resolução espacial de 60m. Os dados da banda termal do Landsat-7 (assim como as demais bandas desse satélite e do Landsat-5) são representados por uma matriz de pixels, denominada imagem composta. Cada um desses pixels possui um número digital associado (DN – *digital number*) que

compõe a escala cromática de 255 tons de cinza (para as imagens de 8 bits, como as geradas pelo Landsat-7), sendo o 0 associado à cor branca (emissividade máxima do alvo) e o 255 à cor preta (ausência de emissividade). Assim, os DN's encontrados em uma imagem processada situam-se numa faixa intermediária do histograma, sendo representados por tons intermediários de cinza entre o 0 e o 255. A Figura 7.2 mostra, por exemplo, que os DN's dos pixels da área que compreende o município de São Paulo situam-se no intervalo de valores entre 132 a 151. No caso das imagens da banda termal em análise, os tons de cinza mais claros correspondem às áreas de maior temperatura da superfície em oposição aos tons mais escuros.

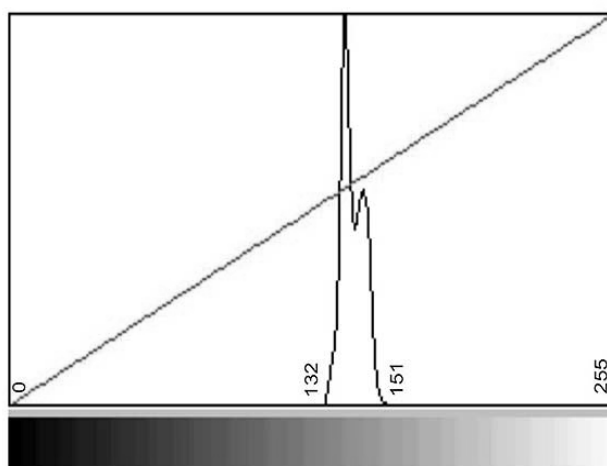


FIGURA 7.2 – Histograma da imagem obtida a partir do sensor ETM6+ do satélite LandSat-7 para o município de São Paulo (cena 219/76 + 20% sul).
FONTE: SVMA e SEMPLA (2005).

A partir daí, utilizou-se o software *ERMapper* 6.4 (Geosoft Inc.) para executar os seguintes procedimentos: (1) remoção das áreas cobertas por nuvens em todas as cenas utilizadas; (2) ajuste do histograma para o trecho de maior população de valores digitais (DN) dos pixels que compõem cada imagem (*stretch*), (2) aplicação de escala cromática de pseudocor (*pseudocolor*), (3) aplicação de filtro passa-baixa (*low-pass*), adotando-se uma matriz de 7x7 pixels (em processo de generalização); (4) fatiamento (*slicing*) da imagem filtrada em 16 fatias ou intervalos de pixel; (5) registro da imagem resultante em uma base vetorial da

região estudada com erro admitido de cerca de um pixel, equivalente a aproximadamente 30m, considerando resolução espacial das imagens.

Uma imagem assim processada irá mostrar em vermelho as áreas de maior temperatura aparente da superfície se contrapondo às áreas em azul, nas quais a temperatura é menor. O intervalo compreendido pelas duas temperaturas extremas foi dividido em 16 faixas segundo o processamento aplicado à imagem, sendo utilizada uma escala cromática de pseudocor para sua representação. A Figura 7.3 mostra um exemplo de imagem processada para a região do município de São Paulo obtida no dia 03/setembro/1999 as 09:57h.

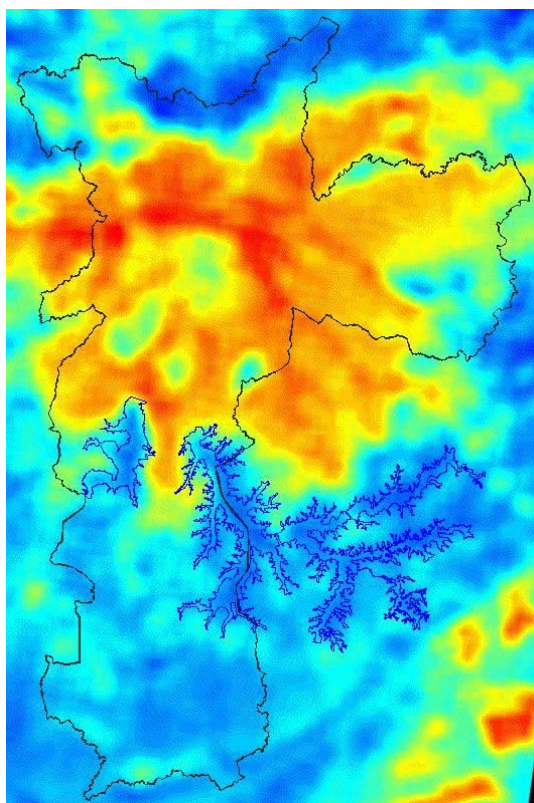


FIGURA 7.3 – Imagem da banda termal (cena 219/76 + 20% sul) mostrando o município de São Paulo após o recorte, processamento, aplicação da escala cromática e registro.

FONTE: SVMA e SEMPLA (2005).

O passo seguinte foi associar um valor de temperatura a cada pixel da imagem processada, a fim de possibilitar a leitura das temperaturas encontradas na referida imagem, como

também das variações de temperatura decorrentes (Δt). Para tanto foram pesquisados vários modelos aplicados em projetos de características semelhantes e o modelo escolhido (Malaret et al. 1985) possibilita extrair a temperatura aparente da superfície a partir dos dados da banda termal do satélite Landsat-5. É importante notar que, embora o modelo tenha sido desenvolvido para uso em dados do Landsat-5, sua aplicação para imagens da banda termal do Landsat-7 é viável, tendo em vista que as características básicas de registro de ambas não apresentaram mudanças significativas. De acordo com Malaret et al. (1985), a obtenção da temperatura aparente da superfície é feita mediante a conversão do DN de cada pixel da imagem da banda termal (sensor TM6) segundo um modelo de regressão quadrática dado pela equação:

$$T = 209,831 + 0,834 \cdot DN - 0,00133 \cdot (DN)^2 \quad (7.1)$$

onde T = temperatura aparente em K e DN = número digital do pixel.

As temperaturas resultantes são então convertidas para °C (graus Celsius) subtraindo-se 273,15K. O gráfico da Figura 7.4 mostra a associação dos valores de DN dos pixels à temperatura aparente dada pelo modelo de regressão quadrática, com destaque para o caso da região onde se encontra a cidade de São Paulo (intervalo de DN's entre 132 e 151). Note que as temperaturas variam de 23,60°C a 32,29°C, com uma diferença (Δt) de 8,69°C.

Associando-se as temperaturas à escala cromática utilizada no processamento digital da imagem, tem-se um diagrama que correlaciona as faixas de cores com os valores de temperatura aparente. A Figura 7.8 mostra o caso da região de São Paulo para a imagem de 03/set/1999, às 09:57h. A comparação entre os valores de temperatura aparente da superfície (resultantes da aplicação do modelo de regressão quadrática para esse caso) com os valores de temperatura do ar obtidos por estações meteorológicas no solo apresentou uma boa correlação. Entretanto, não se pode esperar uma correspondência exata entre os valores obtidos por satélite e os valores medidos por estações meteorológicas. Por um lado, o satélite identifica a temperatura do solo como resultado de sua emissividade na faixa termal. Já as estações medem a temperatura do ar próximo do solo. Como se vê, são medidas diferentes. Diante desse quadro resolveu-se adotar uma tolerância de $\pm 1^\circ\text{C}$ para

as temperaturas aparentes resultantes, o que foi incorporado na legenda dos mapas de temperatura, conforme mostra a Figura 7.5.

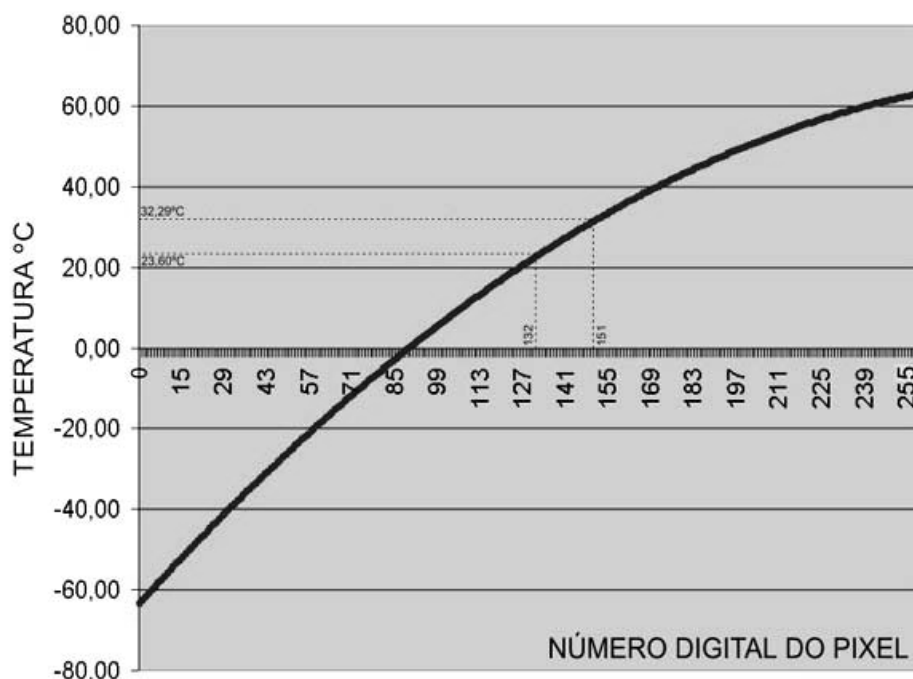


FIGURA 7.4 – Relação entre o número digital do pixel (DN) e a temperatura aparente da superfície (em °C) dada pela Equação (7.1). A faixa de pixels correspondente à imagem da cidade de São Paulo aparece em destaque.
 FONTE: SVMA e SEMPLA (2005).

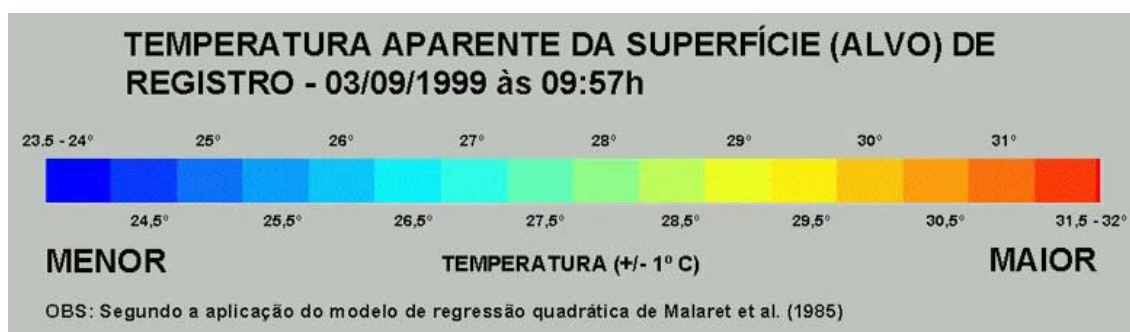


FIGURA 7.5 – Associação da escala cromática com os valores de temperatura aparente para a imagem da área do município de SP obtida as 09:57h do dia 03/set/1999.
 FONTE: SVMA e SEMPLA (2005).

Esta metodologia foi então utilizada para gerar imagens da temperatura aparente de superfície de uma região que abrange as três principais áreas urbanas do estado de São Paulo: a RMSP, a Grande Campinas e a região de São José dos Campos no Vale do Paraíba. É importante observar que os satélites Landsat-5 e LandSat-7 retornam ao mesmo ponto da superfície a cada 16 dias e, para que possam registrar uma imagem de boa qualidade, não deve haver nuvens no céu. Desta forma, para a região de interesse, entre os anos de 1999 e 2004, considerando o período das tempestades (entre outubro e março, justamente quando a cobertura de nuvens tende a ser quase constante), foram obtidas apenas sete imagens, as quais serviram para avaliar a variação anual da ilha de calor urbana nas três regiões estudadas.

7.4.2. Dados de Poluição Atmosférica

7.4.2.1. Estações Automáticas da CETESB

O Estado de São Paulo mantém desde a década de 70, através da CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental), redes de monitoramento da qualidade do ar que têm permitido medir os poluentes atmosféricos em escalas local e regional. A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é uma área considerada prioritária, já que apresenta uma forte degradação da qualidade do ar, condição característica da maior parte dos grandes centros urbanos. Os poluentes presentes na atmosfera da RMSP estão principalmente relacionados à grande emissão proveniente dos veículos automotores leves e pesados e secundariamente pelas emissões originadas em processos industriais. A RMSP, bem como municípios densamente povoados ou áreas próximas a grandes centros urbanos e/ou industriais no interior do Estado de SP, apresentam níveis de comprometimento da qualidade do ar que requerem sistemas de monitoramento para acompanhar os níveis de poluição atmosférica por longos prazos (CETESB. 2005).

O monitoramento da qualidade do ar deve ser, por questões de ordem prática, limitado a um número restrito de poluentes, definidos em função de sua importância e dos recursos materiais e humanos disponíveis. De uma forma geral, a escolha recai sempre sobre um grupo de poluentes que servem como indicadores de qualidade do ar, consagrados

universalmente: dióxido de enxofre (SO₂), material particulado (MP), monóxido de carbono (CO), ozônio (O₃) e dióxido de nitrogênio (NO₂). A razão da escolha desses parâmetros como indicadores de qualidade do ar está ligada a sua maior frequência de ocorrência e aos efeitos adversos que causam ao meio ambiente.

A CETESB possui uma rede automática de monitoramento da qualidade do ar que funciona na RMSP e Cubatão desde 1981 e nos municípios de Paulínia, São José dos Campos, Sorocaba e Campinas a partir de 2000. Esta rede é composta por 29 estações fixas de amostragem, conforme ilustrado na Figura 7.6, e monitora os seguintes parâmetros: partículas inaláveis, dióxido de enxofre, óxidos de nitrogênio, ozônio, monóxido de carbono, hidrocarbonetos totais (exceto metano), metano, direção do vento, velocidade do vento, umidade relativa, temperatura, pressão atmosférica e radiação solar (global e ultravioleta), conforme distribuição mostrada na Tabela 7.4. Em 2004, foram incluídos monitores de O₃, umidade relativa e temperatura na estação Nossa Senhora do Ó e NO_x, CO, umidade relativa e temperatura na estação Taboão da Serra.

7.4.2.2. Estruturação dos Dados

As estações automáticas da CETESB amostram continuamente (24h por dia, 7 dias por semana) os valores dos poluentes e das variáveis meteorológicas conforme descrito na Tabela 7.5. A cada hora completa, o sistema computadorizado das estações calcula uma média de todas as medidas daquela hora, verifica a consistência das informações e envia uma linha de dados (classificada como válida ou não) à central de coleta de dados, que a armazena em bancos de dados específicos. Quando solicitados à CETESB, esses dados são extraídos da base de dados central separadamente, criando-se arquivos no formato de texto distintos para cada parâmetro. Nesses arquivos, os dados estão organizados em colunas, sendo informados os valores das médias do parâmetro a cada hora do dia, a validade da informação e qual a estação que realizou a medida. Basicamente, esses arquivos contêm seis colunas de dados: data, hora, número e nome da estação, valor do parâmetro e validação.

A fim de facilitar a análise dos dados de poluição e das variáveis meteorológicas e sua comparação com os dados de raios, os dados recebidos da CETESB em inúmeros arquivos

de texto foram importados em um banco de dados Access e organizados em uma única tabela de dados. A partir daí, inúmeras consultas foram criadas para recuperar essas informações convenientemente, visando obter as análises estatísticas desejadas (variações diurnas, mensais, semanais) dos parâmetros e sua correlação com os dados de raios.

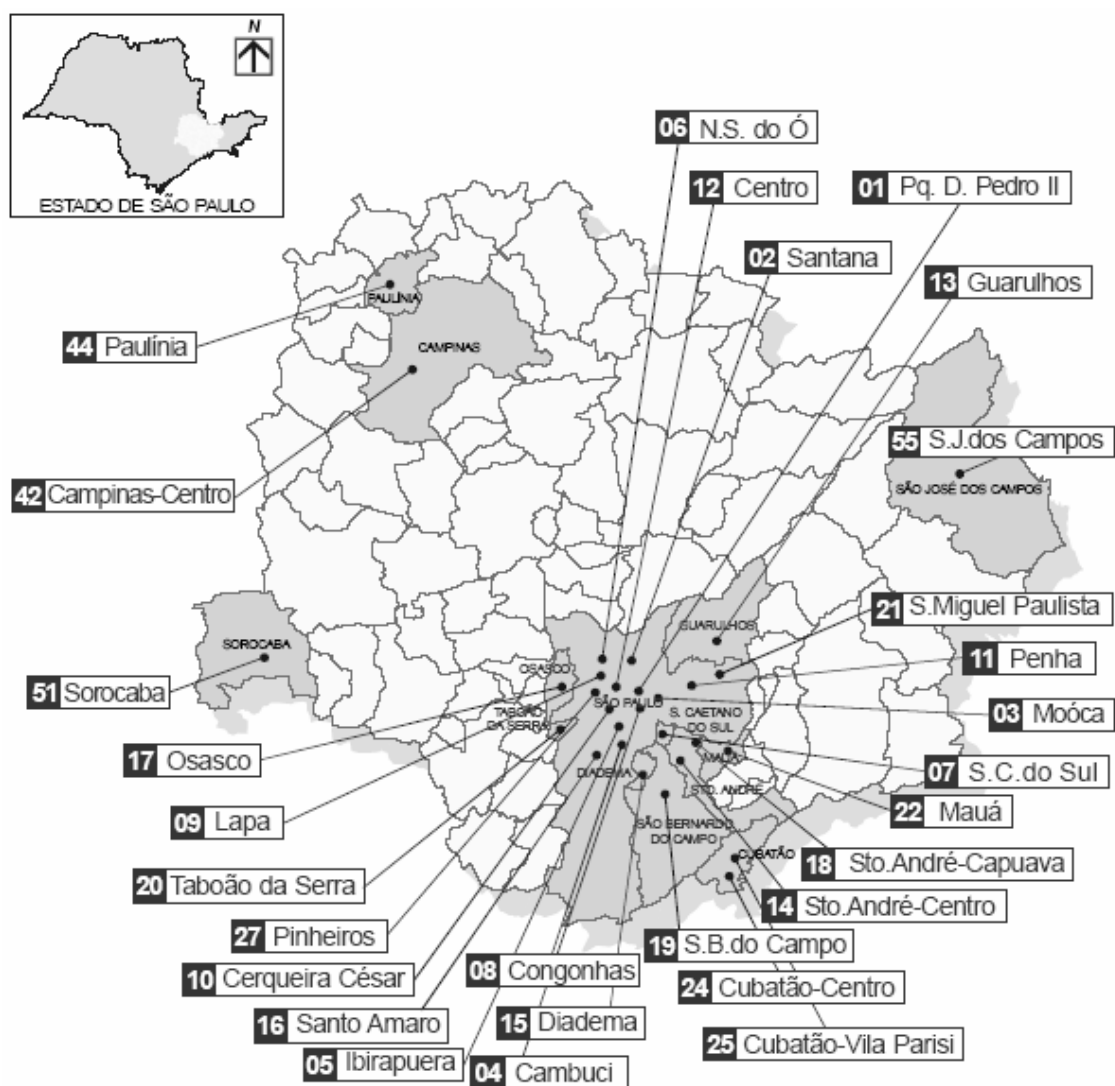


FIGURA 7.6 – Localização das 29 estações da rede automática de monitoramento da CETESB.
 FONTE: CETESB (2005, p. 24).

Na Tabela 7.5, são apresentados os métodos utilizados para determinação dos diversos poluentes amostrados pela rede automática.

TABELA 7.4 – Configuração da rede automática.

ESTAÇÃO Nº	LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES	PARÂMETROS											
		MP ₁₀	SO ₂	NO	NO ₂	NO _x	CO	O ₃	UR	TEMP	VV	DV	P
01	Parque D. Pedro II ¹	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
02	Santana	X						X			X	X	
03	Moóca	X						X			X	X	
04	Cambuci	X											
05	Ibirapuera ²	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
06	Nossa Senhora do Ó ^{3/4}	X						X	X	X			
07	São Caetano do Sul	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
08	Congonhas	X	X	X	X	X	X						
09	Lapa ^{5/6/7/8}	X		X	X	X	X						
10	Cerqueira César ⁵	X	X	X	X	X	X						
11	Penha ⁹												
12	Centro ¹⁰	X					X						
13	Guarulhos	X									X	X	
14	Santo André - Centro	X					X				X	X	
15	Diadema	X						X					
16	Santo Amaro	X					X	X			X	X	
17	Osasco ^{6/7/8}	X	X	X	X	X	X	X			X	X	
18	Santo André - Capuava	X						X			X	X	
19	São Bernardo do Campo	X									X	X	
20	Taboão da Serra ^{11/12}	X		X	X	X	X		X	X			
21	São Miguel Paulista	X						X	X	X	X	X	
22	Mauá	X		X	X	X		X					
27	Pinheiros ^{13/14}	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
24	Cubatão - Centro ^{5/7/15}	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X
25	Cubatão - Vila Parisi	X	X								X	X	
42	Campinas-Centro	X					X		X	X			
44	Paulínia ⁶	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
51	Sorocaba ¹⁵	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	
55	São José dos Campos	X	X		X			X	X	X	X	X	

MP ₁₀	Partículas inaláveis	O ₃	Ozônio
SO ₂	Dióxido de enxofre	VV	Velocidade do Vento
NO	Monóxido de nitrogênio	DV	Direção do Vento
NO ₂	Dióxido de nitrogênio	UR	Umidade Relativa do Ar
NO _x	Oxidos de nitrogênio	P	Pressão Atmosférica
CO	Monóxido de carbono	TEMP	Temperatura

FONTE: CETESB (2005, p. 26).

TABELA 7.5 – Métodos de determinação dos poluentes (rede automática).

PARÂMETRO	MÉTODO
partículas inaláveis	radiação Beta
dióxido de enxofre	fluorescência de pulso (ultravioleta)
óxidos de nitrogênio	quimiluminescência
monóxido de carbono	infravermelho não dispersivo (GFC)
hidrocarbonetos	cromatografia gasosa / ionização de chama
ozônio	ultravioleta

FONTE: CETESB (2005, p. 23)

7.4.3. Parâmetros Termodinâmicos

Conforme discutido no Capítulo 1, a altura da base da nuvem (CBH) e a temperatura de bulbo seco (ou temperatura do ar na superfície) podem ser usados como indicadores da atividade de raios. Isso porque a CBH modula a eficiência com que a energia potencial convectiva disponível (CAPE) é transformada em energia cinética de ascensão na atmosfera (Williams et al. 2003; Mushtak et al. 2003). A grande vantagem dessa abordagem é obter um indicativo da capacidade convectiva da atmosfera sem a necessidade de se levantar a CAPE, a qual depende de sondagens do perfil de temperatura da atmosfera no local de interesse. Considerando que a CBH está diretamente associada à CAPE e que facilmente pode ser calculada a partir de medidas da superfície, ela foi então utilizada para avaliar o efeito termodinâmico nos centros urbanos (Capítulo 9) e compará-lo com o efeito da poluição atmosférica a fim de tentar identificar como esses dois fatores estão correlacionados para provocar o aumento na atividade local de raios observada.

Segundo Williams (comunicação privada), a altura da base da nuvem pode ser calculada conhecendo-se apenas a temperatura do ar (bulbo seco) T e a temperatura do ponto de orvalho T_d :

$$CBH = 122 \cdot (T - T_d) \quad (7.2)$$

Por sua vez, a temperatura do ponto de orvalho T_d pode ser calculada através da seguinte seqüência de equações dada por Bolton (1980):

$$\begin{aligned} es &= 6,112 \cdot \exp((17,67 \cdot T)/(T + 243,5)) \\ q &= (UR/100) \cdot (0,62197 \cdot es)/(P - es) \\ q1 &= q/0,62197 \\ el &= \log((q1 \cdot P)/(1 + q1)) \\ Td &= (243,5 * el - 440,8)/(19,48 - el) \end{aligned} \quad (7.3)$$

onde T = temperatura do ar na superfície (bulbo seco); UR = umidade relativa do ar; P = pressão atmosférica. Como se vê, para o cálculo da CBH, basta conhecer os valores de T ,

UR e P na superfície, parâmetros fornecidos por algumas estações da CETESB. Infelizmente, conforme mostra a Tabela 7.5, na RMSP, somente as estações do Ibirapuera e de São Caetano do Sul fornecem os três parâmetros simultaneamente, permitindo então calcular a CBH para a região. Como todos os dados de poluição e parâmetros meteorológicos estão armazenados no Access, foram implementadas então rotinas no próprio banco para selecionar os dados de temperatura, umidade relativa e pressão atmosférica e calcular a CBH com base nas Equações 7.2 e 7.3.

7.4.4. Regiões de Estudo

Para o estudo do efeito urbano sobre os relâmpagos na RMSP, foram considerados os dados de poluição de todas as estações automáticas da CETESB localizadas nessa área, indicadas por losangos cinzas na Figura 7.7. Os dados meteorológicos necessários para o cálculo da CBH foram fornecidos pelas estações do Ibirapuera (5) e São Caetano do Sul (7), marcadas como círculos pretos na Figura 7.7. Os dados de raios foram selecionados em um círculo com diâmetro de 50km sobre a RMSP, escolhido de forma a englobar grande parte da área com maior incidência de descargas atmosféricas (cor branca de fundo na Figura 7.7). Esse círculo também inclui a ilha de calor urbana e a região com os maiores índices de ocupação do solo (urbanização).

Foi escolhida também uma outra região próxima a RMSP, denominada região Externa, onde os dados de raios foram comparados com a RMSP para se verificar eventuais alterações em suas características causadas pelo efeito urbano. Essa região Externa consiste num círculo de diâmetro de 150km (Figura 7.8) localizado a oeste da RMSP, numa região do estado de SP onde não existem grandes centros urbanos (com exceção de Sorocaba) e com densidades moderadas de raios. É importante destacar que, embora Sorocaba seja um grande centro urbano, ela não apresenta um aumento local do número de raios, não afetando assim as características regionais dos raios na região escolhida. Para esse estudo foram utilizados os mesmos programas de análise estatística descritos na Seção 7.3.2.

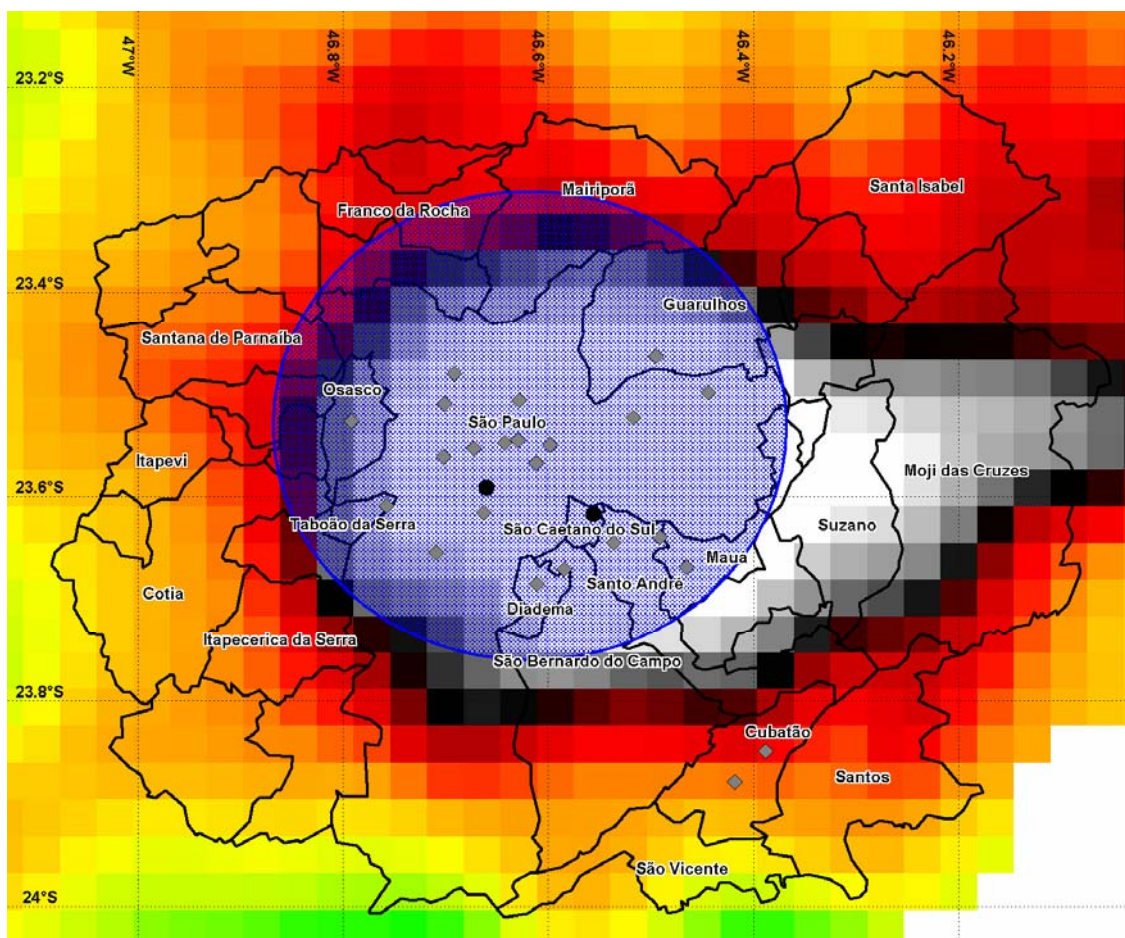


FIGURA 7.7 – Círculo com 50km de diâmetro sobre a RMS (na área de maior incidência de descargas atmosféricas) onde os dados de raios foram selecionados para o estudo do efeito urbano. Os losangos cinza correspondem às estações automáticas da CETESB que medem os poluentes atmosféricos. Os dois círculos pretos são as estações do Ibirapuera e São Caetano do Sul para as quais a CBH foi calculada.

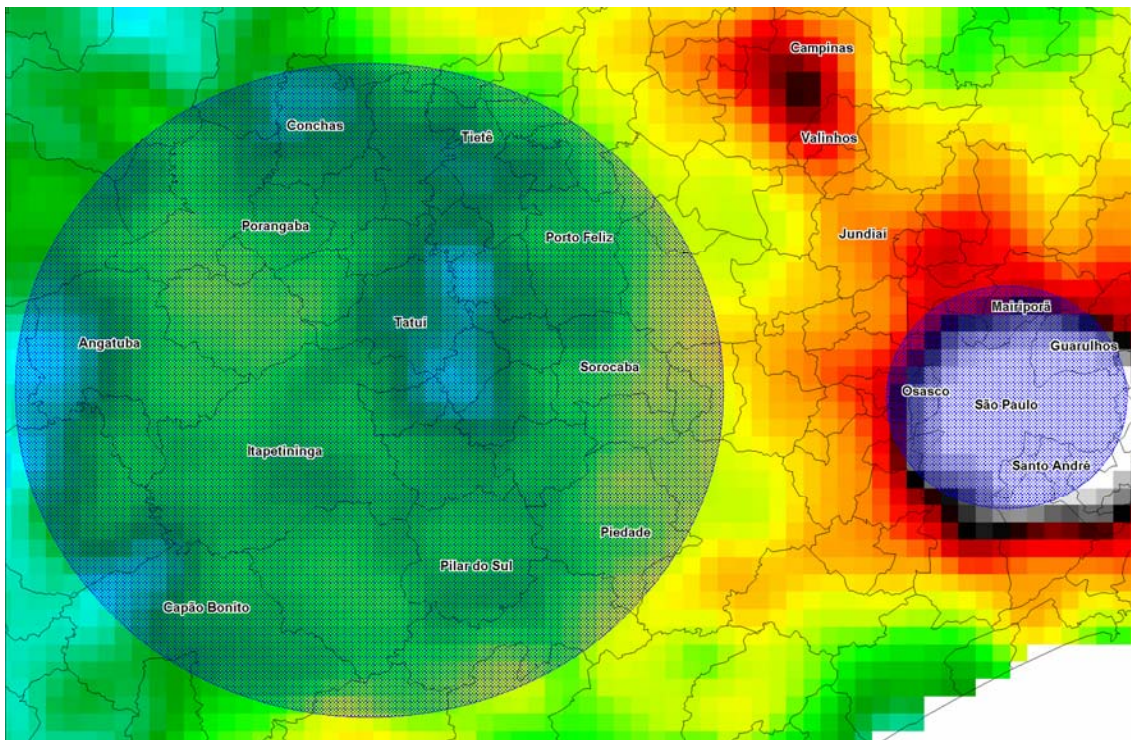


FIGURA 7.8 – Localização da região Externa (círculo de 150km de diâmetro) a oeste da RMSP (mesma latitude) onde não existem grandes centros urbanos. Os dados de raios dessa área foram comparados com a RMSP na tentativa de se identificar alterações nas características devido ao efeito urbano.

CAPÍTULO 8

RESULTADOS E DISCUSSÕES

MODELO DE EFICIÊNCIA DE DETECÇÃO PARA A RINDAT

8.1. Introdução

Como todo instrumento de medida, uma rede de detecção de raios também possui algumas limitações, conforme discutido no Capítulo 5. Talvez a mais significativa delas seja sua eficiência de detecção (ED), ou seja, a razão entre o número de eventos detectados e o número real de eventos que ocorreram. Isso porque, nunca uma rede de detecção, por melhor que seja, será capaz de detectar todas as descargas que ocorram sem perder uma só sequer. E essa perda pode ser tão significativa em determinados momentos (diante de falhas nos sensores, problemas nos canais de comunicação, geometria desfavorável da rede e mesmo falhas na central) que pode haver um comprometimento dos resultados para análises de longos períodos de dados. E não se pode esquecer também dos tipos de sensores. Sabe-se que as diferentes tecnologias existentes (TOA e MDF) possuem suas vantagens e desvantagens. Para haver um bom desempenho de todo o conjunto, é muito importante que se tenha uma distribuição espacial relativamente homogênea dos sensores bem como de seus tipos. Redes muito desequilibradas (com mais sensores de uma ou outra tecnologia ou mais concentrados em determinadas regiões que em outras) tendem naturalmente a apresentar piores índices de desempenho no que se refere à ED. Esses aspectos serão discutidos com mais detalhes ao longo desse capítulo.

Erros associados à localização do ponto de impacto dos raios na superfície, a chamada precisão de localização (PL), também devem ser considerados, embora seu impacto sobre as análises de longos períodos não seja tão significativo quanto a ED. A PL de uma rede merece maior atenção para estudos em regiões específicas, para intervalos de tempo curtos e um número mais reduzido de eventos, conforme mostraram Saba et al. (2003, 2004a) utilizando uma câmera de alta velocidade. Solorzano (2003), utilizando dados de raios

induzidos artificialmente, também observou erros de localização elevados (em torno de 6km) causados por problemas nos sensores na rede.

Desta forma, uma análise climatológica mais precisa da ocorrência de raios (e de suas características) em uma dada região somente é possível se o número de raios reportados pela rede nesta região for corrigido por sua respectiva ED, levando em conta cada período onde tenha havido qualquer tipo de alteração que potencialmente afete seu desempenho. Esse é o argumento fundamental que justificou o desenvolvimento do modelo de eficiência de detecção (MED) apresentado nesse capítulo. Trabalhos semelhantes estão sendo desenvolvidos no Brasil para redes de detecção de raios em escala global, as quais trabalham na faixa de frequência de VLF (Morales et al. 2004). A rede de detecção brasileira (RINDAT), desde sua primeira integração em 1998, sofreu inúmeras alterações na configuração espacial de seus sensores, causadas basicamente por falhas nos equipamentos, problemas nos canais de comunicação, troca e/ou adição de novos sensores. Isso porque, quando um sensor pára de funcionar ou perde comunicação com a central, ele “desaparece” da rede, alterando sua geometria. Se esse sensor está localizado numa região onde existem vários outros sensores ao redor (por exemplo, a área central da malha), sua ausência tende a ser compensada pelos sensores remanescentes, que suprem aquela falta de informação específica. A qualidade das soluções pode cair um pouco, mas a ED permanece relativamente inalterada. Por outro lado, se esse sensor está localizado na extremidade da malha, sua ausência reduz significativamente a ED da rede naquela região específica, já que não há sensores suficientes nas vizinhanças para suprir aquela falta de informação (Bernardi e Ferrari. 2004). O mesmo acontece quando se instala um novo sensor na rede. Como, na maioria das vezes, essa inclusão ocorre nas extremidades da malha (visando a própria expansão da rede), ocorrem alterações significativas em sua ED nessa região (Bernardi e Ferrari. 2004). Com isso, conclui-se que as várias alterações na geometria da rede RINDAT entre 1999 e 2004 certamente afetou significativamente sua ED ao longo dos anos. No sentido de minimizar esse efeito, foi então desenvolvido um MED para correção do número de raios em cada período em que houve alteração da geometria da rede em função dos fatores discutidos anteriormente. Isso possibilita atribuir eventuais diferenças na atividade de raios entre duas ou mais regiões mais aos fatores físicos do fenômeno que ao

instrumento de medida em si, embora seja muito difícil eliminar completamente o efeito deste último. Este modelo será descrito em detalhes nesse capítulo.

8.2. Modelo Preliminar de Eficiência de Detecção Relativa

8.2.1. Introdução

Inicialmente, com o objetivo de se conhecer melhor as etapas do desenvolvimento de um MED e como este poderia atuar na correção do número de raios, foi desenvolvido um modelo preliminar bastante simples, que se baseia na estimativa da ED relativa da rede (Naccarato et al. 2004c). Relativa porque o modelo considera como referência dados obtidos pela própria rede em regiões e condições específicas. Obviamente que uma abordagem utilizando valores absolutos de ED é muito mais atraente, porém essa informação exige levantamentos sistemáticos da ocorrência de raios ao longo de toda área de cobertura da rede mediante o uso de técnicas de detecção independentes (Ishii et al. 2002; Jerauld et al. 2005). Até o momento, tais estudos ainda não foram realizados no Brasil. Por outro lado, a idéia da ED relativa, embora pareça uma abordagem limitada, tem se mostrado bastante útil e poderosa no sentido de minimizar a influência da rede de detecção na distribuição geográfica dos raios.

8.2.2. Descrição do Modelo

Nos últimos anos, a literatura tem trazido algumas abordagens de modelos de eficiência de detecção relativa (MEDR), entre elas: Schulz e Diendorfer (1996), Murphy et al. (2002), Rompala et al. (2003). Todas essas metodologias utilizam um conjunto de dados de raios fornecido pela própria rede de detecção para calcular sua eficiência de detecção relativa (EDR). Como as regiões de referência são tradicionalmente áreas da rede com alta ED, os valores de EDR estimados pelos modelos podem representar com boa aproximação a eficiência de detecção absoluta (EDA) da rede. Murphy et al. (2002) utilizam uma metodologia bastante simples para estimar o ganho de ED da rede de detecção norte-americana (NLDN) após a atualização de grande parte de seus sensores no ano de 2002. Em seu trabalho, eles analisam dois conjuntos de dados: antes e depois da atualização da

rede, considerando a mesma região e a mesma época do ano, no caso, o mês de junho. Para cada conjunto de dados, determina-se então sua respectiva distribuição da corrente de pico (DCP) acumulada, obtendo-se uma DCP antiga (para o conjunto de dados da rede antes da atualização) e uma DCP nova (para os dados após a atualização). Em seguida, ajusta-se a DCP antiga a DCP nova, a qual é considerada como referência (corresponde a uma ED de 100%). A razão entre a DCP ajustada e a DCP de referência representa o ganho na EDR da rede. Rompala et al. (2003) desenvolveram uma metodologia um pouco mais elaborada para estimar as isolinhas de ED da rede de detecção (composta apenas por 4 sensores IMPACT) instalada no Estado de Rondônia no Brasil. Primeiramente, eles selecionaram uma área (chamada de QUAD) no centro da rede a qual assumiram possuir os melhores níveis de ED. A partir daí, calculou-se a DCP para os dados de raios da QUAD, a qual foi ajustada a uma função teórica de distribuição de probabilidade. Considerou-se então que esta função representava satisfatoriamente a distribuição dos eventos em qualquer parte da QUAD. Em seguida, dividiu-se toda a área de cobertura da rede em células de tamanho específico e calculou-se a DCP para os eventos em cada uma dessas células. Então, a DCP de referência (calculada na QUAD) foi aplicada para as células individualmente para se determinar qual a proporção do conjunto de dados de raios que realmente seria detectada. Por fim, a razão entre os valores calculados e o número total de eventos detectados representava a ED da célula em questão.

Neste MEDR preliminar, desenvolveu-se uma metodologia alternativa que combina os métodos de Murphy e Rompala. Como resultado, obteve-se um algoritmo bastante simples de ser implementado computacionalmente, capaz de efetivamente determinar, com relativa precisão, a EDR da rede de detecção em estudo. Obviamente, como qualquer método matemático que requer dados de raios, este MEDR depende fortemente do número de eventos disponíveis (ou seja, da estatística) em cada célula para fornecer resultados satisfatórios. Por outro lado, quanto maior o número de eventos, maior será o tempo computacional de processamento.

A rede de detecção estudada neste primeiro trabalho aparece na Figura 8.1. Trata-se de uma rede híbrida composta por 22 sensores: 11 LPATS III, 6 LPATS VI e 5 IMPACT 141-T. Essa rede difere da atual rede de 25 sensores (com 3 novos sensores IMPACT ES/ESP

instalados em 2001 e 2002), entretanto a opção pela rede antiga permitiu que se tivesse 5 anos contínuos de dados de raios (de Out/1998 a Out/2003) sem que houvesse alterações na configuração dos sensores. Cerca de 13 milhões de relâmpagos NS foram detectados pela rede nesse período.

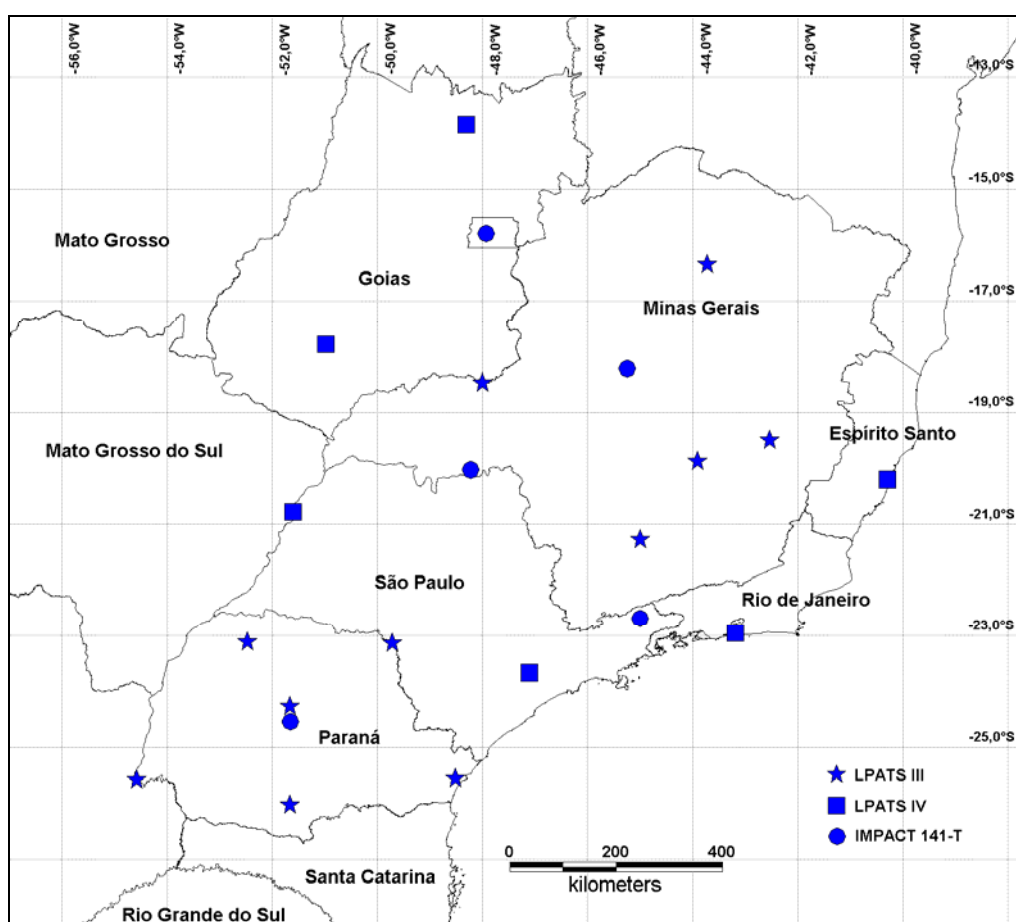


FIGURA 8.1 – A rede de detecção híbrida composta por 22 sensores (LPATS e IMPACT) usada no desenvolvimento do MEDR.
 FONTE: Naccarato et al. (2004c).

A Figura 8.2 traz a região da QUAD usada para o cálculo da DCP acumulada de referência. Essa área, de 450 x 450 km, foi escolhida numa região da rede com os mais altos níveis de ED. Naturalmente, essa escolha não foi aleatória. Empregou-se um processo iterativo para avaliar o impacto de diferentes regiões no ajuste estatístico das curvas de DCP (método do χ^2 mínimo). Mais de 1,2 milhões de raios (mais precisamente, 1.255.667 eventos) foram detectados na QUAD. Como resultado, obteve-se a DCP mostrada na

Figura 8.3. Essa distribuição foi normalizada pelo número total de eventos e o eixo das ordenadas representa a proporção de eventos acima de um determinado valor de corrente de pico (eixo das abscissas).

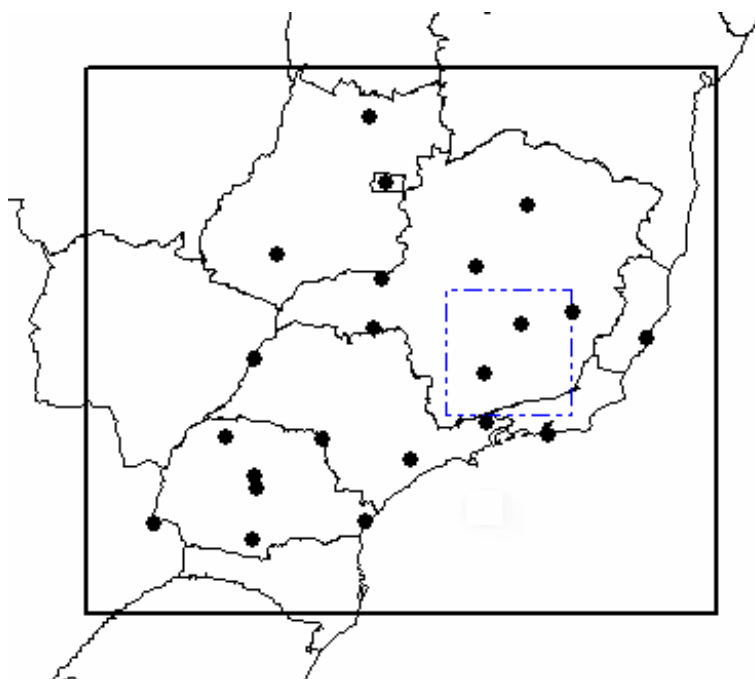


FIGURA 8.2 – Definição da QUAD (linha azul tracejada) com dimensões de 450 x 450 km usada no cálculo da DCP acumulada de referência. O retângulo preto contínuo define a área de cobertura da rede para o modelo, a qual se estende para fora da rede 150 km em relação aos sensores mais externos. FONTE: Naccarato et al. (2004c).

A Figura 8.4 traz o mapa de ED gerado pelo MEDR com resolução de 50 x 50 km. Como esse modelo fornece a EDR da rede de detecção, as regiões em vermelho apresentam os valores máximos de ED, ou seja, 100%. Pela figura, observa-se que o MEDR consegue identificar as regiões de alta ED e descrever a diminuição contínua da ED à medida que se afasta da região central da malha de sensores. Além disso, regiões fora desta malha, possuem ED inferiores a 60%. É importante observar, no entanto, que na região sul do país (particularmente no Estado do Paraná) o modelo estimou uma ED entre 70-80% para a rede, mesmo com o grande número de sensores existentes nessa área. Existem duas possíveis explicações para este resultado: (1) o formato do país, que pode levar a uma geometria desfavorável da rede, prejudicando assim seu desempenho através da

redução do ANSR (número médio de sensores participantes nas soluções), conforme discutido em Naccarato et al. (2003b); (2) a falta de sensores IMPACT: há apenas um único sensor IMPACT em todo Estado do PR e sul do Estado de SP.

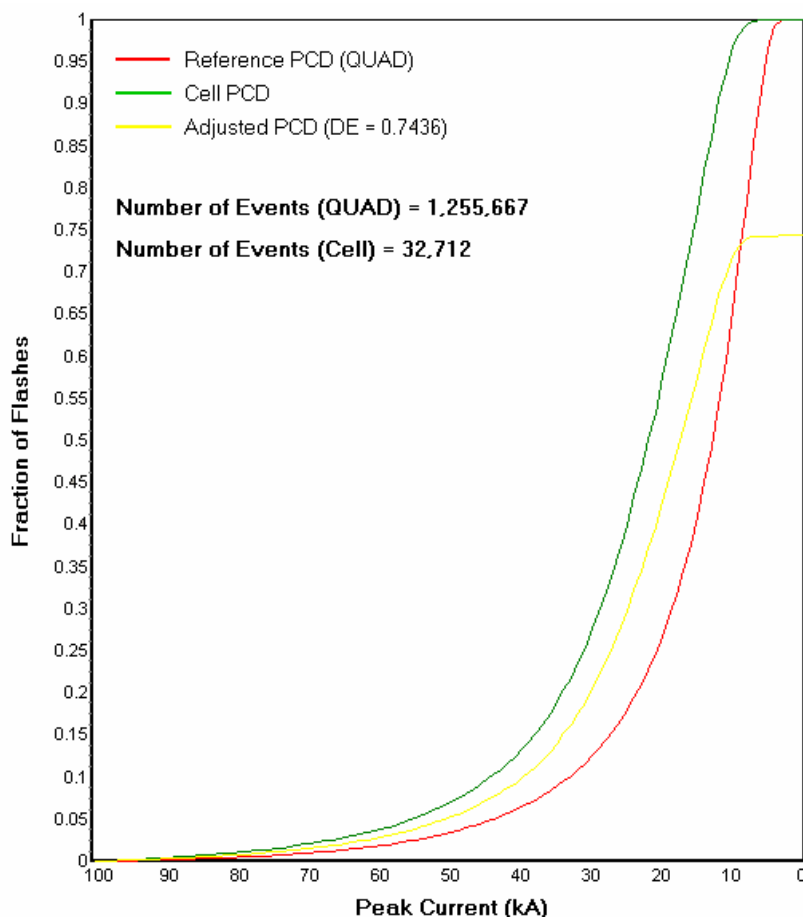


FIGURA 8.3 – Distribuições de corrente de pico (DCPs) para a região QUAD (em vermelho) e para uma determinada célula da grade (em verde). A DCP ajustada (em amarelo) foi calculada pelo método do mínimo χ^2 .
FONTE: Naccarato et al. (2004c).

Um outro aspecto encontrado no mapa da Figura 8.4 é a baixa ED (entre 50-60%) no Estado de GO, mesmo com a presença de três sensores na região. Analisando-se o número de dias que cada sensor da rede esteve operante, esses três sensores (2 LPATS IV e 1 IMPACT 141-T) estiveram cerca de 35% do tempo fora do ar no período dos cinco anos de dados, afetando assim os resultados do modelo na região. Esse fato comprova que o MED depende diretamente do estado de operação dos sensores, uma vez que depende dos

dados de raios detectados pela rede para realizar seus cálculos. Por outro lado, para a região sul, os 6 sensores instalados no Estado do PR estiveram operantes por 97% do tempo durante os 5 anos analisados. Isso, portanto, não pode explicar a pequena redução da ED nessa região, a qual deve estar relacionada de fato com os fatores descritos anteriormente.

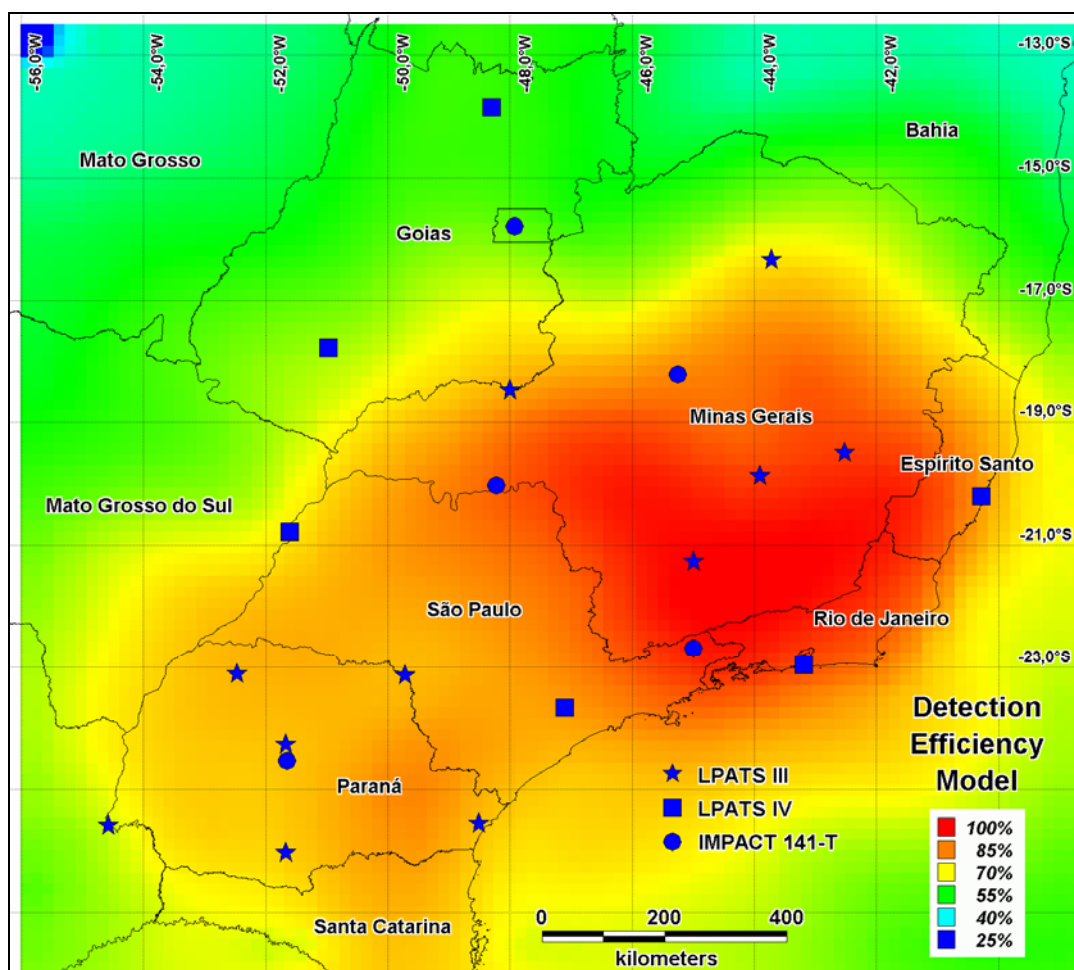


FIGURA 8.4 – Mapa de ED calculado pelo MEDR para a rede de 22 sensores da Figura 8.1. A resolução da grade vale 50 x 50 km.
FONTE: Naccarato et al. (2004c).

8.2.3. Correção dos Mapas de Densidade de Raios

A partir daí, fez-se a avaliação da eficiência do modelo em corrigir a informação do número de raios na sua área de abrangência. Esses resultados foram inicialmente apresentados por Naccarato et al. (2004c) utilizando dois mapas de densidade de raios (um original e outro

corrigido pelo modelo) na área de cobertura da rede para o período do verão (estendido de outubro a março) com base em 5 anos de dados. Foram registrados aproximadamente 10,8 milhões de eventos no período de análise. Após a correção, o número total de eventos em toda a área de cobertura da rede passou para cerca de 14,1 milhões (aumento de 23,4%).

Comparando-se ambos os mapas de densidade e o mapa de ED gerado pelo modelo, notou-se que a correção dos valores de densidade era efetiva apenas para regiões onde a ED da rede variava entre 60% e 80%. Para valores de ED menores que 60%, a correção não conseguia compensar o número reduzido de eventos detectados (baixa estatística), levando assim a valores de densidade menores que o esperado. Por esse motivo, pode-se dizer que, para regiões de baixa ED, é muito difícil para o MED recuperar os valores de densidade de raios, aproximando-os de valores mais realísticos. Por outro lado, para regiões com altos níveis de ED (acima de 80%), a correção não aumenta significativamente a densidade de raios, reduzindo novamente a capacidade do MED de recuperar valores mais próximos do real.

8.3. O Atual Modelo de Eficiência Relativa

8.3.1. Considerações Iniciais

Após a conclusão do MEDR preliminar (descrito na Seção 7.2), partiu-se para o desenvolvimento de um outro MEDR que superasse algumas das principais limitações da versão anterior, estendendo seus resultados. Baseado no trabalho de Schulz e Diendorfer (1996), este segundo MEDR apresentou uma redução drástica do tempo de processamento computacional, além de possibilitar alterações na configuração original da rede (basicamente a retirada e/ou inclusão de sensores) e considerar a dependência da ED da rede com relação à corrente de pico dos eventos. Como no modelo anterior, este MEDR também necessita dos dados de raios obtidos pela própria rede de detecção, entretanto eles são utilizados somente para se determinar a EDR de cada sensor (ERDS), a qual depende da corrente de pico e da distância ao evento. Tais curvas de EDRS (que na verdade são funções de distribuição de probabilidade) são determinadas uma única vez com base em uma grande massa de dados de raios e, a partir daí, funcionam como parâmetros de entrada

para o MEDR calcular a ED de toda rede. Este processo consiste em determinar, para um conjunto de eventos com intensidade de corrente e distância específicas, a probabilidade combinada de cada sensor detectar cada um dos eventos ou não. Esse algoritmo reduz significativamente o esforço computacional, pois não há mais a necessidade de se varrer toda a base de dados de raios inúmeras vezes selecionando os eventos em cada célula da grade para se calcular a DCP e assim compará-la com a DCP de referência (conforme descrição na Seção 7.2). Além disso, a nova abordagem flexibiliza alterações na configuração da rede (incluindo, alterando ou mesmo excluindo sensores) sem a necessidade de se reprocessar os dados de raios para cada situação. No caso do primeiro MEDR, por exemplo, a inclusão de um novo sensor na rede exigiria um determinado tempo de espera para que novos eventos fossem registrados com a participação do novo sensor. Já a retirada de algum sensor exigiria o reprocessamento de toda base de dados e eventuais mudanças no tipo e local dos sensores seria inviável, pois exigiria a alteração física dos sensores no campo. Por fim, o modelo anterior, por utilizar a razão direta entre duas PCDs, não considera a contribuição individual de cada intervalo de corrente na ED da rede. Essa limitação não existe na nova abordagem do MEDR, já que as curvas de EDRS já são naturalmente funções da corrente de pico (eventos mais intensos tendem a ser mais facilmente identificados pelo sensor) e da distância (devido aos efeitos de propagação).

O atual MEDR recebe como parâmetros de entrada as curvas de EDR dos sensores, a distribuição espacial dos sensores (geometria da rede) e o número de informações temporais e angulares requeridas para se obter uma solução. Baseado então nessas curvas de EDR individuais (calculadas separadamente com base nos dados de raios), a EDR da rede é calculada de acordo com a combinação probabilística de cada sensor detectar ou não um evento, de acordo com sua distância e intensidade de corrente. Este algoritmo foi aprimorado em relação ao proposto por Schulz (1997), resultando em um procedimento mais confiável e otimizado computacionalmente. O atual modelo considera também sensores LPATS e IMPACT de modo diferenciado, uma vez que os sensores IMPACT fornecem tanto a informação temporal quanto o azimute (direção da fonte de radiação) enquanto que os sensores LPATS fornecem apenas a informação temporal. Tal característica oferece um método mais preciso para o cálculo da ED, principalmente nas regiões mais externas da rede (próximo a suas fronteiras). Para tanto basta definir quantas

informações temporais (disponíveis para ambos os sensores) e angulares (somente para sensores IMPACT) são necessárias para a obtenção de uma solução válida. Vale ressaltar que a central de processamento, independentemente da configuração do número de informações temporais e angulares exigidas, sempre gera soluções para eventos que tenham sido detectados por dois sensores IMPACT, uma vez que com dois dados temporais e dois dados de azimute permitem calcular a localização otimizada do evento (por haver um grau de liberdade). Esse aspecto também é considerado pelo modelo atual na tentativa de torná-lo o mais realístico possível.

8.3.2. Curvas de EDRS

O primeiro passo para a determinação da ED da rede é levantar as curvas de EDRS individualmente em função de faixas de intensidade de corrente de pico e de intervalos de distância em relação ao sensor. Inicialmente, fez-se um levantamento detalhado da situação dos sensores da rede, desde janeiro/1999 até dezembro/2004, identificando os períodos em que cada sensor esteve operando normalmente. Para auxiliar nesse processo, desenvolveu-se um programa em *Borland Delphi* v6.0, denominado **VerificSensores**, que analisa os registros diários de desempenho da rede de sensores gerados automaticamente pela central de processamento e compila os resultados em uma grande tabela contendo o estado de operação de cada sensor.

A central de processamento, ao término de cada dia, gera um arquivo de texto (com extensão *qa*) contendo todas as estatísticas de operação da rede: estado de funcionamento dos sensores, estimativas da eficiência de detecção relativa individual dos sensores, distribuição dos erros nos cálculos das soluções, calibração do ganho para os sensores LPATS, enfim um grande número de informações que permite avaliar dia a dia o desempenho da rede. No entanto, quando se deseja analisar essas informações para longos períodos de tempo (como meses ou anos), a visualização individual desses arquivos torna-se inviável. Por esse motivo, desenvolveu-se um programa simples que lê um conjunto de arquivos **.qa* e gera uma tabela informando o estado de operação de cada sensor diariamente, conforme mostra a Listagem A.4 do Apêndice A. Esta é uma informação fundamental de entrada para o MEDR, pois define qual a geometria da rede para cada

intervalo de tempo considerado (no caso do atual modelo, intervalos mensais). Como o programa gera uma tabela de estado de operação diário, esses dados foram então organizados mensalmente para o período de janeiro/1999 a dezembro/2004 (Tabelas do Apêndice B) para que pudessem ser utilizados pelo modelo. Foram considerados em operação todos os sensores ativos por mais de 15 dias em cada mês. Por outro lado, sensores inativos por mais de 15 dias em cada mês foram classificados como inoperantes.

De posse dessas informações, utilizou-se um segundo programa desenvolvido em *Borland Delphi*, denominado **AnalísSensores** (Figura C.4 do Apêndice C) que, com base em uma tabela interna de configuração dos sensores (a qual pode ser importada diretamente a partir dos arquivos da central de processamento), abre os arquivos de dados de raios gerados no reprocessamento (opcionalmente permite separar as descargas detectadas por cada sensor individualmente, gravando-as em arquivos distintos) e determina as curvas de EDRS para toda a rede. Estatísticas relativas ao desempenho dos sensores, como taxa de participação nas soluções, percentual de dados não correlacionados, erros de sincronismo temporal e histogramas de desvios de sinal, tempo e/ou ângulo, também são calculadas pelo programa. Trata-se de um poderoso recurso que permite avaliar o comportamento de cada sensor da rede individualmente com base em longos períodos de dados, garantindo assim boa significância estatística dos resultados. Tais levantamentos, realizados periodicamente, são imprescindíveis para manter a boa qualidade das informações fornecidas pela rede de detecção. Para calcular a EDRS, o programa utiliza um algoritmo computacional otimizado, baseado no método matemático de Vincenty (1975), que permite calcular distâncias e azimutes entre dois pontos quaisquer sobre uma superfície elipsoidal. Este algoritmo baseou-se nas implementações de ICSM (2002) e NOAA (2004) utilizando o modelo da Terra WGS-84

A Listagem A.5 do Apêndice A mostra um trecho da saída do programa onde os valores de EDRS são calculados e organizados na forma de tabelas, onde cada sensor é identificado pelos números no início de cada linha. Inicialmente o programa calcula uma tabela de EDRS integrada para todas as faixas de corrente em função da distância e do azimute. A seguir, as tabelas são geradas por faixas de corrente de pico (no caso, em intervalos de 5 kA) também em função da distância e do azimute. Todos os intervalos (corrente de pico,

distância e ângulo) são configuráveis pelo usuário. A Figura 8.5 mostra o exemplo de três curvas EDRS reais geradas pelo programa **AnalísSensores** para os sensores de Ibiúna/SP (Figura 8.5a), Manoel Ribas/PR (Figura 8.5b) e São José dos Campos/SP (Figura 8.5c) para 3 intervalos de corrente de pico em função da distância. Os outros intervalos foram omitidos apenas para facilitar a apresentação, uma vez que as curvas são calculadas em intervalos de 5kA, com início em 5kA e término em 40kA. Acima de 40kA, todos os valores são integrados em uma única curva, uma vez que a EDR final (baseada em curvas acima de 40kA) não varia significativamente. As curvas por azimute, embora também geradas pelo programa, não são utilizadas pelo MEDR e não serão apresentadas aqui.

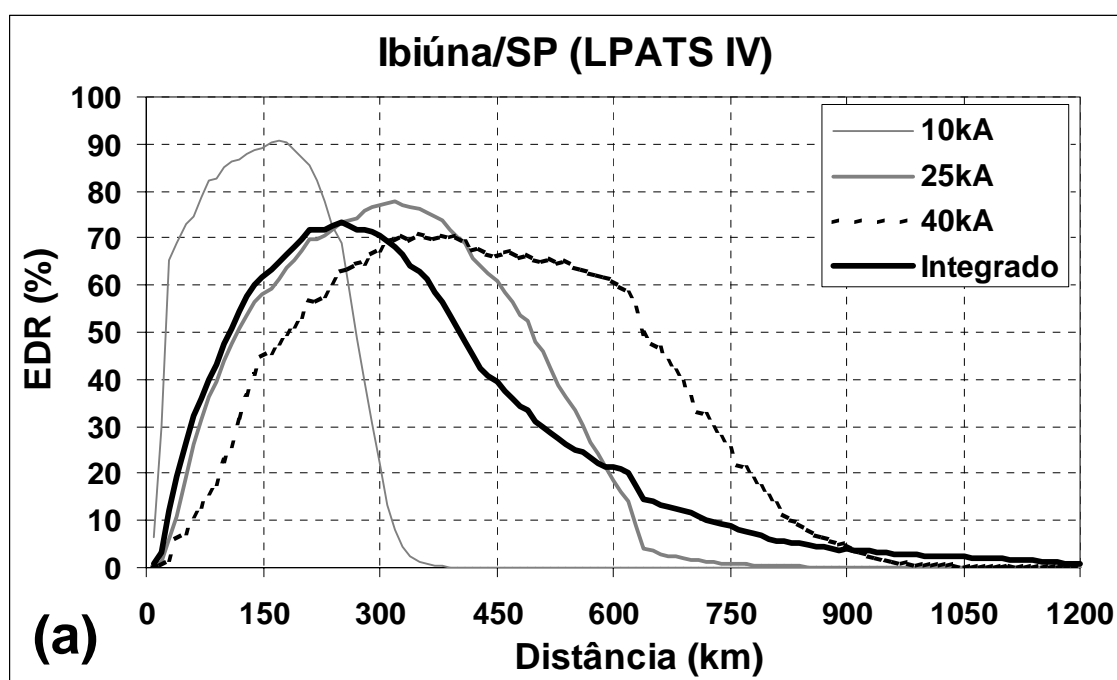


FIGURA 8.5 – Curvas EDRS geradas pelo programa **AnalísSensores** que são usadas pelo modelo para estimar a ED da rede. (a) Curva do sensor de Ibiúna/SP (LPATS IV). (b) Curva do sensor de Manoel Ribas/PR (IMPACT 141-T). (c) Curva do sensor de São José dos Campos/SP (IMPACT 141-TES).

(continua)

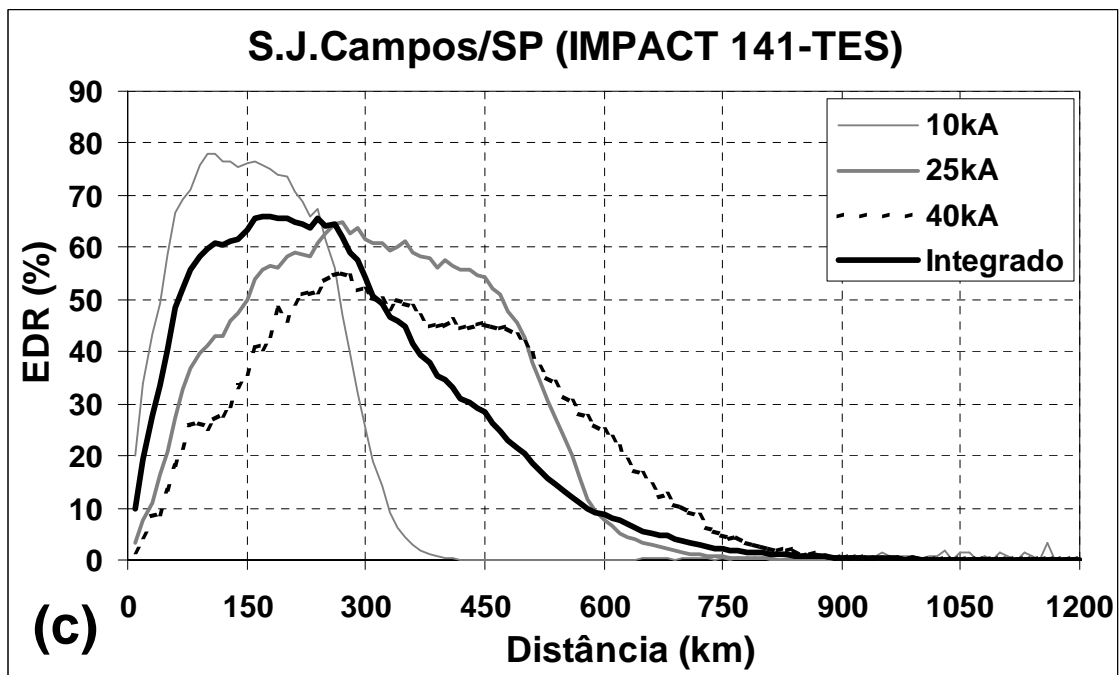
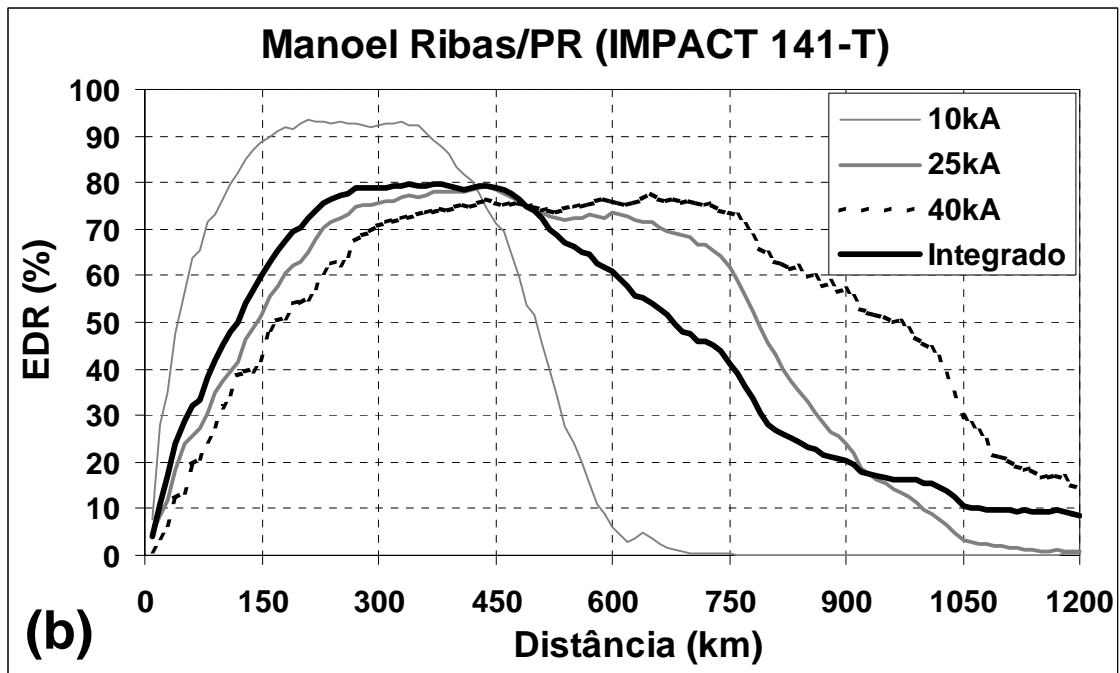


FIGURA 8.5 – Conclusão.

Observa-se através da Figura 8.5 que as curvas de EDRS dos sensores são muito variáveis, uma vez que são fortemente dependentes da posição do sensor em relação à rede, do seu tipo (LPATS ou IMPACT), da região onde está instalado (presença de florestas, lagos, cidades, etc), de ruídos EM no ambiente, da configuração do seu ganho (os sensores IMPACT podem ser ajustados em 4 diferentes níveis de ganho), entre tantos outros. A grande vantagem de se usar essas curvas (obtidas a partir dos dados da própria rede) é que elas incorporam todos esses fatores, não sendo necessário modelá-los separadamente. A desvantagem está em se trabalhar com eficiências de detecção relativas, mas que podem ser consideradas como uma boa estimativa para a ED absoluta do sensor (Schulz e Diendorfer. 1996). Comparando-se as curvas do sensor de Manoel Ribas com o sensor de São José dos Campos, nota-se claramente a diferença entre os ganhos. De fato, o sensor de Manoel Ribas está configurado com ganho nível 4 (máximo), enquanto que São José dos Campos mantém a configuração padrão do fabricante: nível 3. É importante notar também a diferença entre curvas para sensores LPATS e IMPACT. Considerando os sensores de Ibiúna e São José dos Campos, ambos configurados segundo padrão do fabricante, observa-se que o alcance dos sensores LPATS é maior que os sensores IMPACT uma vez que estes últimos possuem critérios de discriminação de descargas IN mais sofisticados que acabam por limitar seu alcance com relação aos primeiros (Wacker e Orville. 1999b). Por mais esse motivo (além da forma diferenciada com que a central trata as informações de um ou outro sensor no cálculo das soluções), é importante que o modelo faça a distinção entre esses dois tipos de sensores visando manter sua coerência com a realidade.

8.3.3. Cálculo da ED da Rede

De posse de todas as curvas EDRS dos sensores da rede e do estado de operação mensal dos sensores (Tabelas do Apêndice B), aplica-se então o algoritmo computacional que vai dividir a área de cobertura da rede em quadriculas (com determinada resolução espacial) e calcular, para cada célula dessa grade, a probabilidade da rede detectar um determinado evento em cada faixa de corrente especificada. Esse módulo foi desenvolvido em *MapBasic*, uma linguagem nativa do *MapInfo*, software usado para o geo-referenciamento dos dados de raios. Justamente por ser uma ferramenta de desenvolvimento de aplicativos para o *MapInfo*, o *MapBasic* mostrou-se bastante conveniente para implementar computacional-

mente este modelo, cuja característica fundamental é trabalhar com informações espaciais. O *MapBasic* possui inúmeras rotinas pré-definidas para operações geográficas como distâncias, intersecção e cobertura de objetos, criação de grades, conversão automática de sistemas de projeção, além de oferecer suporte completo para linguagem SQL, o facilita demasiadamente a manipulação de tabelas de dados. Todos esses recursos foram muito úteis na implementação do modelo e simplificaram significativamente as operações geográficas envolvidas na criação da grade, nas operações com os objetos geográficos e na manipulação das extensas tabelas de dados de raios. Conforme discutido anteriormente, o algoritmo que calcula a ED da rede em cada célula da grade a partir das informações da EDRS e da intensidade da corrente de pico dos eventos foi adaptada de Schulz (1997) para otimizar a velocidade de processamento e considerar sensores LPATS e IMPACT de maneira diferenciada. Trata-se de uma rotina bastante simples, desenvolvida em *Borland Delphi*, que recebe os valores da EDR de todos os sensores calculados no ponto de interesse, o número de sensores da rede e o número mínimo de sensores participantes. Com essas informações, o algoritmo recursivo calcula todas as combinações possíveis dos sensores detectarem ou não um evento (com base na EDRS individual) considerando o número mínimo de sensores participantes. Todas essas probabilidades então são combinadas segundo as regras do número mínimo de tempos e azimutes exigidos para gerar uma solução (discutido no Capítulo 7), determinando-se assim a ED da rede no ponto em questão. É este último critério que diferencia os sensores LPATS, que fornecem apenas dados de tempo, dos sensores IMPACT, que fornecem tanto dados de tempo quanto de azimute. Como resultado, obtém-se a ED da rede para as diferentes faixas de corrente especificadas conforme mostram as Figuras 8.6, 8.7 e 8.8.

A Figura 8.6 traz um exemplo da ED da RINDAT no mês de fevereiro de 1999, para duas faixas de corrente (5-10kA e 30-35kA), quando havia somente 12 sensores em operação. Na verdade, o problema não foi diretamente nos sensores. O que realmente ocorreu foi a perda (sem qualquer possibilidade de recuperação) dos dados brutos dos sensores do SIMEPAR (no estado do PR). Isso equivale a retirar esses sensores da rede quando se reprocessa a base de dados de raios. É em situações como essa que o MEDR pode ser uma valiosa ferramenta no sentido de minimizar esse impacto sobre os dados de raios e, conseqüentemente, sobre os estudos climatológicos.

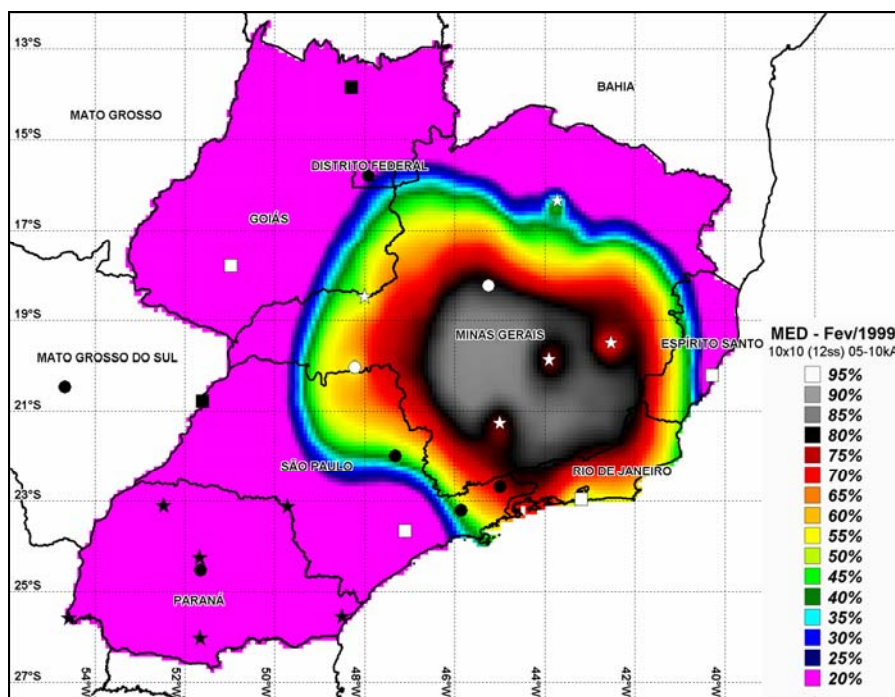


FIGURA 8.6 – (a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA no mês de fevereiro/1999, quando houve perda de dados dos sensores do estado do PR. Nessa ocasião, a rede possuía apenas 12 sensores (marcados na cor branca).

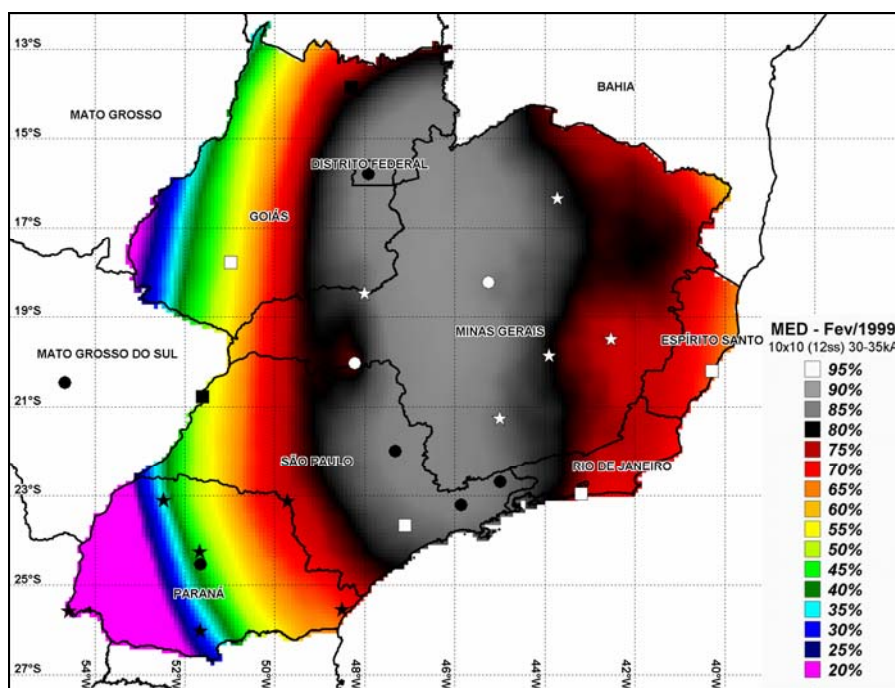


FIGURA 8.6 – (b) Idem a Figura 8.6a, porém para a faixa de corrente de 30-35kA.

Na Figura 8.6, os sensores em branco representam os sensores com dados e/ou operantes na época. Os dados dos sensores em preto não estavam disponíveis. No caso, os 6 sensores do SIMEPAR (marcados com estrelas no estado do PR) foram retirados devido a perda de dados. No caso dos sensores IMPACT do estado de SP (marcados com círculos), Cachoeira Paulista estava inoperante. Os sensores de São José dos Campos e Pirassununga ainda não haviam sido instalados. O mesmo para o sensor de Campo Grande/MS. O sensor IMPACT de Manoel Ribas/PR estava fora do ar, o mesmo para os sensores de Brasília/DF e Serra da Mesa/GO. Com isso, observa-se que a rede de sensores para a faixa 5-10kA (Figura 8.6a) fica restrita ao estado de MG e pequena parte de SP. Para correntes mais altas (faixa de 30-35kA), observa-se que a ED da rede aumenta significativamente (Figura 8.6b), porém não o suficiente para cobrir a região SE toda. O estado do PR continua bastante prejudicado. É de se esperar que, nesse mês, a correção do modelo seja bastante significativa.

A Figura 8.7 ilustra um caso menos crítico, em maio/2001, quando a rede possuía 21 sensores operando. Nesse mês, os sensores de São José dos Campos/SP, Pirassununga/SP e Campo Grande/MS ainda não haviam sido instalados. O sensor de Serra da Mesa/GO estava inoperante. Pela Figura 8.7a, observa-se que a ED da rede para a faixa de 5-10kA é muito mais abrangente que no mês de fevereiro/1999. Porém alguns efeitos nos sensores das extremidades da malha são bem evidentes como no sul do estado de SP e no sul do PR. Isso porque, descargas próximas a esses sensores tendem a ser perdidas por eles (mesmo nessa faixa de corrente, há saturação do sinal). E como estão mais distantes dos outros sensores, por serem fracas, a ED da rede nesse ponto cai bastante nessa faixa de corrente, pois não se atinge o número mínimo de informações para se obter uma solução. Particularmente no estado de SP, o sensor de Ibiúna (quadrado branco no sul do estado), está muito longe dos outros sensores. Nessa época ainda não havia os sensores de São José dos Campos e Pirassununga. Desta forma, as descargas fracas próximas a ele são freqüentemente perdidas, reduzindo a ED da rede nessa região. Com isso, observa-se que o MEDR conseguiu reproduzir com grande fidelidade essa situação.

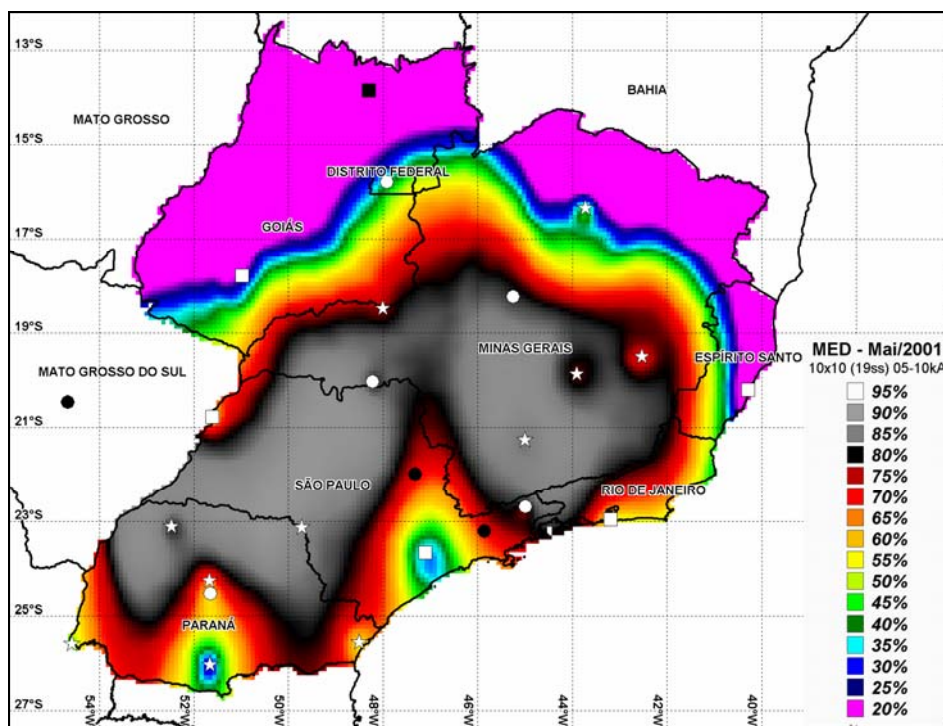


FIGURA 8.7 – (a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA em maio/2001 com 21 sensores operantes (em branco).

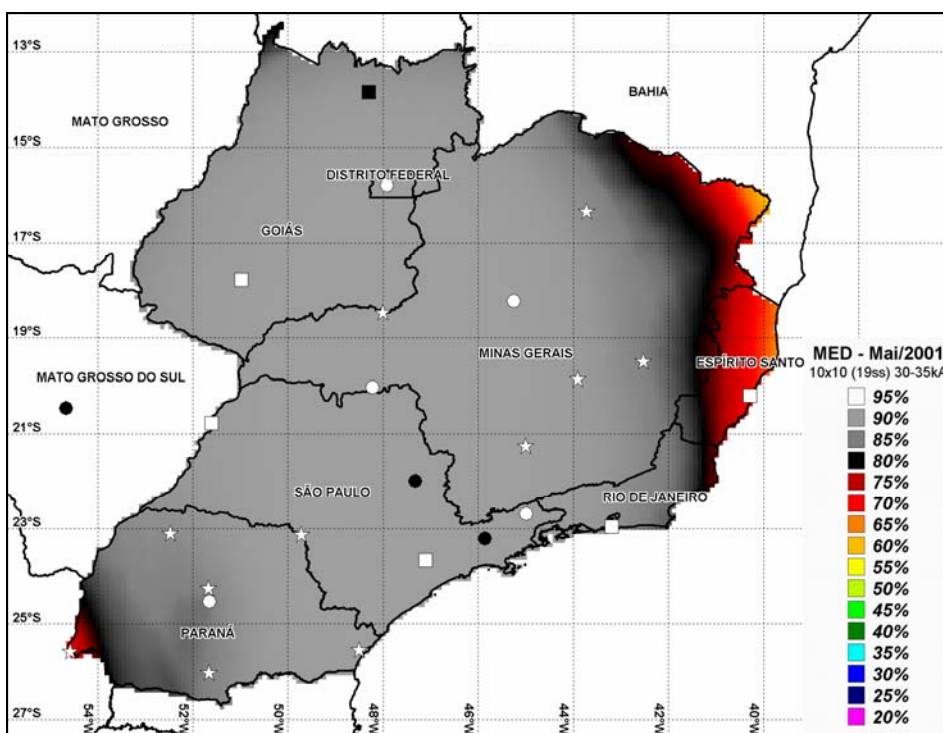


FIGURA 8.7 – (b) Idem a Figura 8.7a, porém para a faixa de corrente entre 30-35kA.

Quando se analisa a Figura 8.7b (faixa de 30-35kA), nota-se que o cenário muda completamente. Como a intensidade da corrente é alta, as descargas conseguem sensibilizar um número muito maior de sensores, desaparecendo o efeito mencionado no caso anterior. É evidente também que a ED da rede fica praticamente uniforme em quase toda região sudeste, com exceção do estado do ES, onde se nota a falta de sensores no nordeste de MG. É importante considerar que esse modelo, sendo relativo, fornece valores de ED de 100%. A fim de tornar os valores mais realísticos, os resultados gerados pelo modelo foram normalizados para uma ED de 90%. Esse valor foi escolhido com base no trabalho de Ballarotti (2005), o qual mostrou que a ED da rede RINDAT na região do Vale do Paraíba (onde existe a melhor cobertura de sensores) ficava em torno de 85-90% com base nos dados de mais de 200 raios filmados com câmera de alta velocidade e medidas simultâneas de campo elétrico. Além disso, o fabricante (Vaisala Inc.) também afirma que regiões com boa cobertura de sensores apresentam ED entre 80-90% (Saba et al. 2004a).

Por fim, a Figura 8.8 mostra o mapa da ED da rede calculada pelo modelo para o mês de fevereiro/2004, quando todos os 25 sensores da rede estavam operando. Por se tratar da atual configuração da RINDAT, foram gerados os mapas para três faixas de corrente de pico: 5-10kA (Figura 8.8a), 15-20kA (Figura 8.8b) e 30-35kA (Figura 8.8c). A Figura 8.8a mostra um resultado bastante interessante que comprova a fidelidade do modelo. Comparando-a com a Figura 8.8a, claramente se vê que o efeito da queda de ED na região do sensor de Ibiúna/SP desapareceu com a entrada em operação dos sensores de São José dos Campos/SP e Pirassununga/SP. Entretanto, o sensor do sul do PR continuou apresentando o mesmo efeito, uma vez que a rede naquele estado não sofreu nenhuma alteração. O mapa da Figura 8.8b traz a ED da rede para a faixa de 15-20kA, mostrando que para esses valores de corrente de pico (considerados relativamente baixos), a rede já apresenta um excelente desempenho, cobrindo todo estado do PR e quase toda região sudeste com 90% de ED. Mais uma vez, observa-se a falta de um sensor no nordeste de MG a fim de melhorar a cobertura no ES. Através da Figura 8.8c, que traz a ED da rede para a faixa de 30-35kA, pode-se notar que toda a região sudeste e os estados de GO e PR apresentam ótima cobertura com 90% de ED, exceção novamente ao estado do ES.

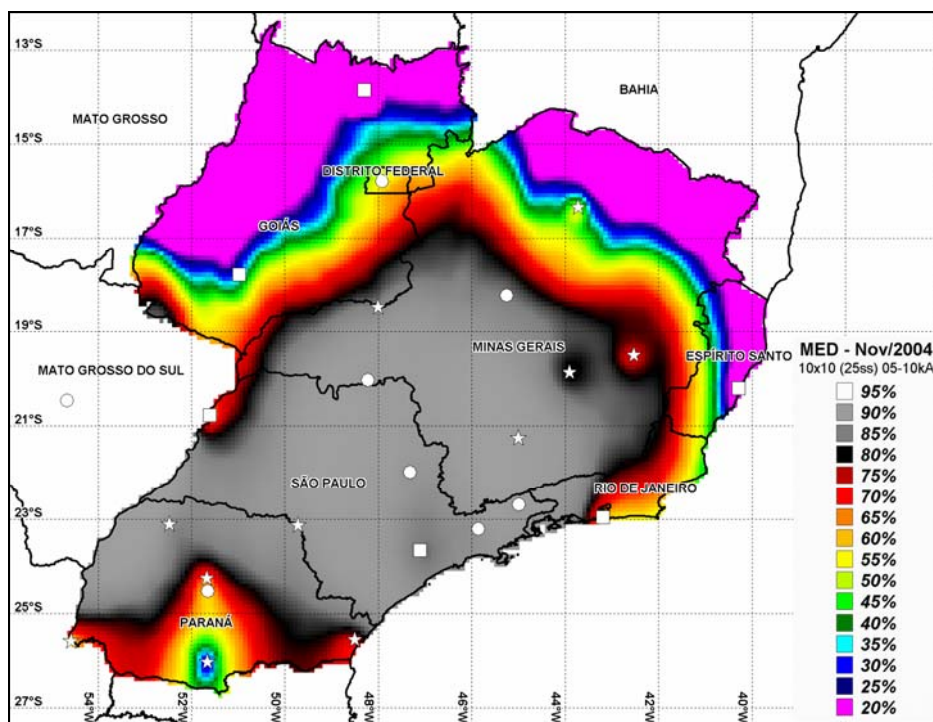


FIGURA 8.8 – (a) Mapa de ED da rede RINDAT calculada pelo MEDR para a faixa de 5-10kA em novembro/2004 com todos os 25 sensores em operação (na cor branca).

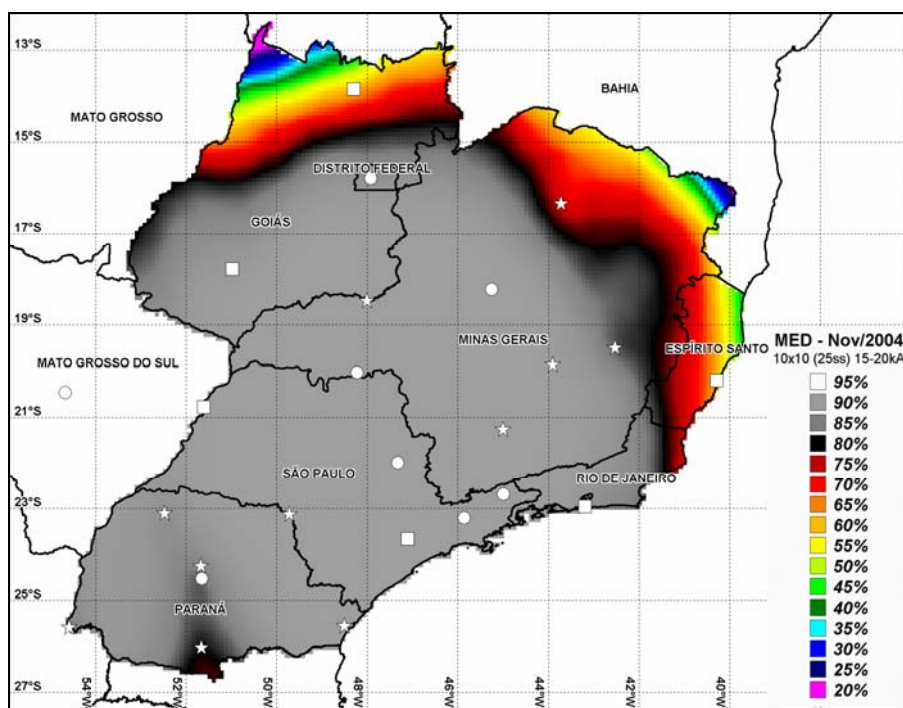


FIGURA 8.8 – (b) Idem a Figura 8.8a, porém para a faixa de corrente entre 15-20kA.

Esses resultados mostram que certas alterações na geometria da rede (causadas pelos mais diferentes fatores) geram determinados efeitos em sua ED que o MEDR desenvolvido teve sensibilidade suficiente para reproduzir. Mesmo sendo ainda uma primeira versão, o presente modelo mostrou ter grande potencial para evoluir em trabalhos futuros e se tornar um poderoso aliado dos estudos climatológicos de raios em regiões onde a cobertura da rede de detecção ainda não é suficiente. Essa é uma importante contribuição deste trabalho para a pesquisa de relâmpagos em um país de proporções continentais como o Brasil, onde a cobertura da rede ainda não atinge todos os estados e a incidência de descargas atmosféricas é bastante elevada conforme os dados do sensor LIS a bordo de satélite já mostraram (Christian et al. 2003; Pinto e Pinto Jr. 2003) e os resultados do Capítulo 9 irão comprovar.

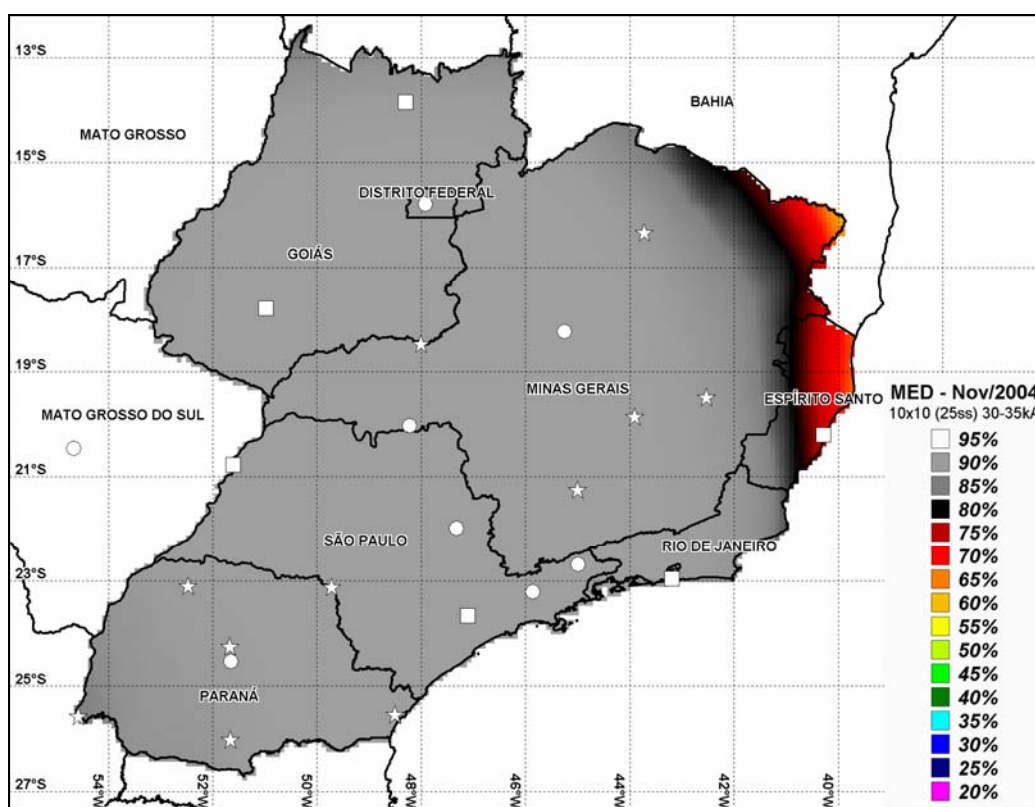


FIGURA 8.8 – (c) Idem a Figura 8.8a, porém para a faixa de corrente entre 30-35kA.

8.3.4. Aplicação do MEDR para Correção do Número de Raios

A última etapa do desenvolvimento do MEDR para a rede RINDAT consiste em aplicar seus resultados na correção dos dados de raios. Afinal, essa foi a principal motivação para a criação desse modelo. A avaliação desse processo será feita no próximo Capítulo, em paralelo com a discussão das características dos raios na região sudeste do Brasil. Nesta seção, serão descritas a metodologia empregada no processo de correção e quais os resultados esperados.

8.3.4.1. Número de Raios

Obtidos os valores mensais de ED da rede para as diferentes faixas de correntes, definiu-se um fator numérico de correção para cada raio da base de dados. A idéia é bastante simples. Não havendo nenhum tipo de correção dos dados (ou seja, assumindo que a rede possui uma ED de 100% constante em toda sua área de cobertura para todo o período de tempo considerado), cada solução representa de fato um único evento de raio com sua respectiva intensidade de corrente de pico, polaridade e multiplicidade. Como não há perdas, todos os raios são detectados e cada linha do banco de dados corresponde a um único evento. Considerando agora que a rede possui uma ED menor que 100% para uma dada região e um dado período de tempo, cada solução da base de dados passa a não mais representar um único evento, uma vez que existem eventos que foram perdidos naquela região e naquele momento. É necessário então associar, a cada linha do banco de dados, um fator maior que a unidade que corresponde justamente à fração de eventos que foram perdidos. E esse fator tende a ser maior quanto menor for a ED da rede naquela região e naquele período de tempo. Desta forma, o fator N será simplesmente o inverso da ED da rede ($N = ED^{-1}$) para aquele local e data onde o evento foi detectado. Com isso, o processo de correção consiste em calcular, para cada raio da base de dados, o fator N com base na localização do evento (uma vez que a ED varia espacialmente) e no mês em que o evento ocorreu (a ED também varia temporalmente). Como consequência desse processo, em situações de elevada ED (o modelo está normalizado para o máximo de 90% de ED), os raios detectados terão fatores bem próximos a um ($1 / 0,9 = 1,111$), mas nunca serão iguais à unidade, já que a rede nunca possuirá uma ED de 100%. Por outro lado, raios detectados

em situações de baixa ED, terão fatores bem maiores que a unidade. Cabe aqui, entretanto, uma condição de contorno. Dependendo da intensidade da corrente e da distância da malha de sensores, os valores de ED calculados pelo MEDR podem ser muito pequenos (matematicamente 10^{-10} ainda é diferente de zero). Entretanto, na prática isso levaria a fatores de correção absurdamente grandes, que não possuem significado físico algum. Para evitar essa “contaminação” dos dados por fatores não realísticos, limitou-se o valor mínimo da ED em 10%. Isso significa que todos os valores de ED calculados pelo modelo inferiores a 10% são fixados em 10%. Desta forma, nunca haverá fatores de correção maiores que $1 / 0,1 = 10$. Neste trabalho, não foi possível avaliar se a adoção de valores menores que 10% poderiam melhorar ainda mais as correções promovidas pelo modelo. Fica aqui uma sugestão para trabalhos futuros. Entretanto, sabe-se de antemão que esse valor mínimo não pode ser reduzido indefinidamente, sob risco de se gerar fatores de correção extremamente grandes invalidando assim todo o processo.

Como se vê, o processo de correção dos dados é bastante simples e atua apenas no número de eventos detectados (mediante a associação do fator N para cada solução). Essa abordagem, entretanto, tem uma limitação inerente: quanto menor o número de eventos detectados, menor será o efeito da correção. Isso porque, situações de baixa ED, embora leve a fatores de correção maiores, o número de eventos pode não ser suficiente para que a correção tenha um efeito significativo no comportamento geral dos raios. Essa questão será discutida no próximo Capítulo. Por outro lado, para situações onde a correção é significativa, obviamente haverá alterações nas médias dos parâmetros físicos, fundamentalmente na corrente de pico e na multiplicidade. Esse será o assunto da discussão a seguir.

Calculados os fatores de correção para cada solução da base de dados, o passo seguinte é calcular as características espaciais e temporais dos raios utilizando agora o fator N no cálculo do número total de eventos e na ponderação das médias dos parâmetros físicos (corrente de pico e multiplicidade). No caso do número de raios, o valor final passa a ser a soma dos fatores de correção de todas as linhas da base de dados e não mais a soma do número de linhas. No caso da corrente de pico e da multiplicidade, os valores médios não podem mais ser calculados simplesmente através da média aritmética das linhas de dados,

mas devem ser ponderados pelos fatores de correção. Como resultado direto, aumenta-se o peso dos eventos cujos fatores de correção são mais altos sobre as médias, ou seja, justamente aqueles eventos perdidos pela rede de detecção. Os efeitos dessa ponderação sobre os dois parâmetros serão discutidos a seguir.

8.3.4.2. Corrente de Pico

Através das Figuras 8.6 a 8.8 percebe-se claramente que a ED da rede diminui significativamente para os eventos mais fracos (com baixos valores de corrente de pico). Desta forma, esses eventos terão sempre associados fatores de correção elevados e seu peso sobre a média da corrente de pico será muito maior que os raios mais intensos, que terão sempre fatores muito próximos da unidade. Além disso, os eventos mais intensos ocorrem com frequência muito menor que os mais fracos. Assim, na prática, a baixa ED da rede para eventos mais fracos tende ser compensada pela baixa frequência natural dos eventos mais fortes, mesmo para as regiões mais afastadas da rede onde a ED para eventos mais fracos cai ainda mais. Combinando esses dois fatores, conclui-se que a média global da corrente de pico deve diminuir. Para comprovar esse efeito, a Figura 8.9 traz a distribuição da corrente de pico para todos os eventos detectados na região sudeste do Brasil incluindo os estados de GO e PR separados por polaridade (negativos na Figura 8.9a e positivos na Figura 8.9b). A curva cinza corresponde à distribuição original, calculada pela contagem individual dos eventos em cada faixa de corrente. A curva preta representa a distribuição da corrente ponderada pelo fator de correção, onde para cada faixa de corrente somam-se os fatores de correção. Como se pode observar, para ambas as polaridades, o peso da correção sobre o número de eventos mais fracos prepondera sobre a ocorrência dos eventos mais fortes (conforme o esperado) e, assim, o modelo atua na distribuição global da corrente de pico reduzindo seu valor médio global. Esses resultados concordam com um estudo semelhante realizado pela primeira vez para a rede de detecção americana (NLDN), onde a melhoria da ED da rede está associada a um aumento no número de eventos mais fracos que alteram então a distribuição média da corrente (Cummins e Bardo, 2004). Neste trabalho, os autores mostram que um aumento de 25% na EDR da rede (passando de 75% para 100%), a média da corrente de pico reduz cerca de 2kA. A

avaliação do impacto dessas mudanças sobre as características dos raios será feita no Capítulo 9.

Um comentário bastante pertinente a respeito da Figura 8.9b no que se refere à correção do modelo para a distribuição da corrente de pico positiva. Existe um consenso na literatura de que os eventos positivos fracos (com correntes de pico abaixo de 10kA) são de fato descargas IN que foram classificadas erroneamente pela rede como eventos NS. Embora essa ainda não seja uma questão fechada, todos os estudos climatológicos publicados eliminam esses eventos de suas análises. Na falta de uma solução mais eficaz para minimizar a contaminação dos dados (que de fato existe), este trabalho também adotou esse mesmo procedimento. Desta forma, a remoção dos eventos positivos com correntes inferiores a 10kA (retângulo vermelho da Figura 8.9b) acaba por reduzir sensivelmente o efeito da correção sobre a distribuição da corrente de pico dos positivos, uma vez que descarta justamente os eventos com os maiores fatores de correção. Resolver esse problema não é uma tarefa trivial. Manter esses eventos nas análises pode comprometer significativamente os resultados caso se comprove que realmente trata-se de contaminação. Por outro lado, recuperar essa informação descartada requer o conhecimento da distribuição real de corrente de pico dos eventos positivos ou, pelo menos, de sua estimativa a partir de modelos numéricos que calculam a corrente do canal com base na radiação EM gerada pelo raio. Uma terceira solução seria descontaminar a distribuição da corrente positiva. Porém, mais uma vez, torna-se necessário conhecer a distribuição real da contaminação ou dos raios positivos para que se possa separar um do outro. Com isso, fica aqui uma sugestão para estudos futuros no sentido de tentar incorporar ao modelo ferramentas para recuperação da distribuição da corrente de pico dos positivos ou métodos de descontaminação dos dados.

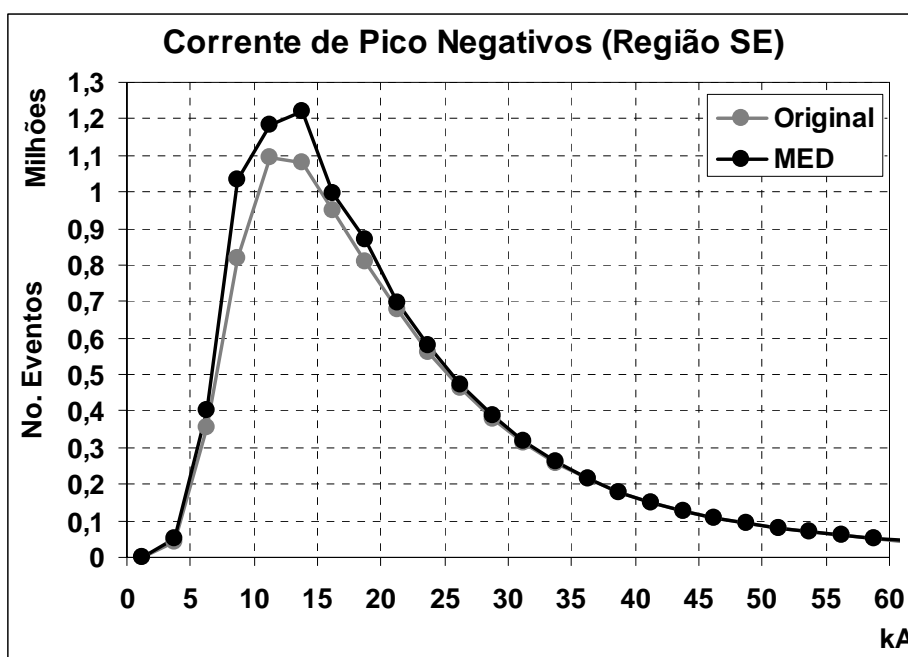


FIGURA 8.9 – (a) Distribuição da corrente de pico dos raios com polaridade negativa detectados na região SE (incluindo os estados de GO e PR). A curva cinza representa a distribuição original, enquanto que a preta representa a distribuição corrigida.

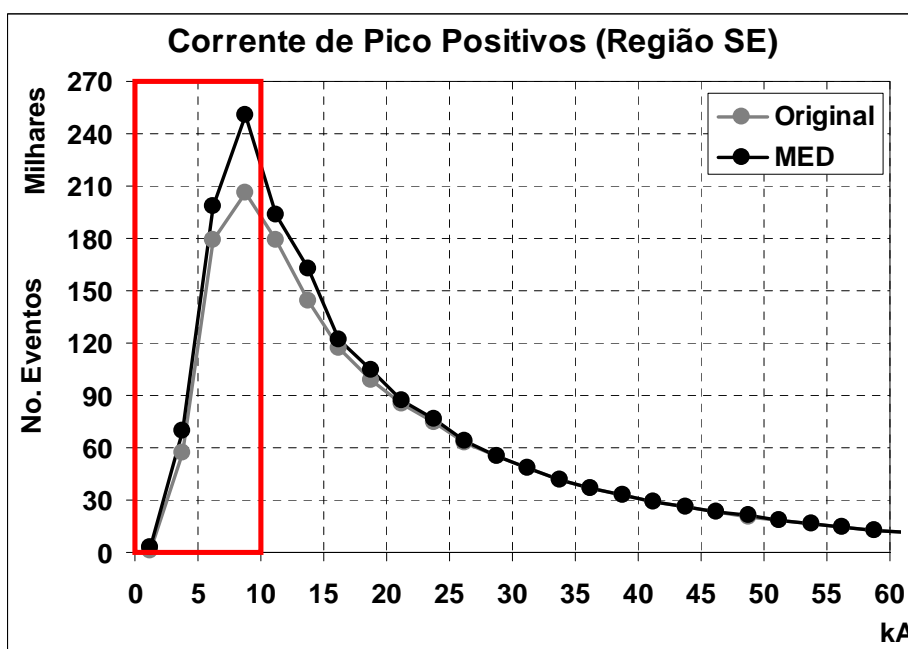


FIGURA 8.9 – (b) Idem a Figura 8.9a, mas considerando agora a polaridade positiva. O retângulo vermelho corresponde à remoção dos eventos abaixo de 10kA.

8.3.4.3. Multiplicidade

A Figura 8.10 mostra a distribuição da multiplicidade para os raios negativos e positivos na região sudeste incluindo os estados de PR e GO. Estudos no Vale do Paraíba (estado de SP) mostraram que a multiplicidade média dos raios negativos nessa região varia entre 3-4 (Ferraz. 2001; Saba et al. 2004a; Ballarotti. 2005). A literatura também tem mostrado que a multiplicidade média dos raios negativos fica em torno de 3-5 podendo chegar a mais que 6 em determinadas regiões do planeta (Rakov e Uman. 2003; Saba et al. 2004a). Como se vê, a rede de detecção tende a subestimar a multiplicidade dos eventos devido a menor ED para as descargas subsequentes, que tendem a ser mais fracas que as primeiras descargas de retorno. Tal fato já fora observado e comprovado anteriormente por Diendorfer et al. (1998) e Naccarato et al. (2001b).

Com base no gráfico da Figura 8.10a, observa-se que o modelo não consegue recuperar a multiplicidade média dos eventos negativos, uma vez que atua apenas nos eventos com baixos valores de multiplicidade (entre 1 e 2) por serem mais numerosos e por apresentarem correntes de pico menores (Naccarato et al. 2001b; Orville et al. 2002; Rakov e Uman. 2003; Schulz et al. 2005). Desta forma, conclui-se que a aplicação do modelo para corrigir a multiplicidade dos raios irá causar um efeito inverso, ou seja, a redução da média da multiplicidade, piorando assim os resultados. Isso porque, o processo de correção adotado neste trabalho atua somente sobre os dados de raios (os quais contem apenas o número da multiplicidade de cada evento) e não sobre os dados das descargas individuais que os compõem. Sendo assim, a correção somente será efetiva (no sentido de aumentar os valores de multiplicidade) se forem utilizados os dados das descargas individuais. Uma possibilidade seria desenvolver um novo modelo de correção específico para a multiplicidade, conforme descrito por Cummins e Bardo (2004). Neste caso então, seria necessário levantar a ED da rede para as descargas individuais dos relâmpagos, a qual tende a ser significativamente menor que a ED para relâmpagos (estima-se que, para uma ED de relâmpagos na faixa de 90%, a ED de descargas correspondente seria de 60%).

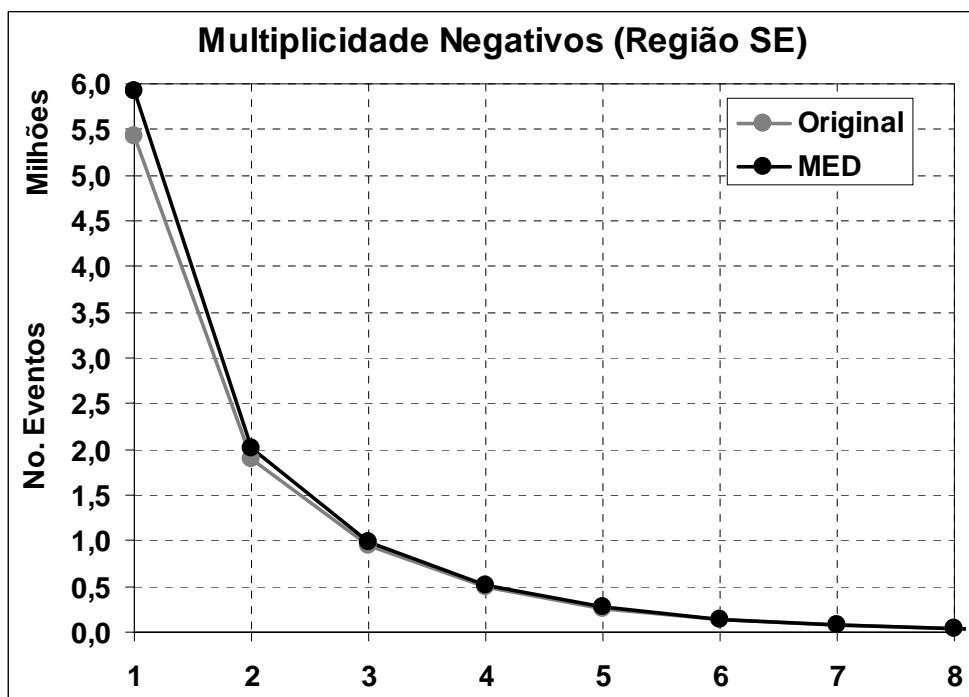


FIGURA 8.10 – (a) Multiplicidade dos raios negativos para a região SE e estados PR e GO.

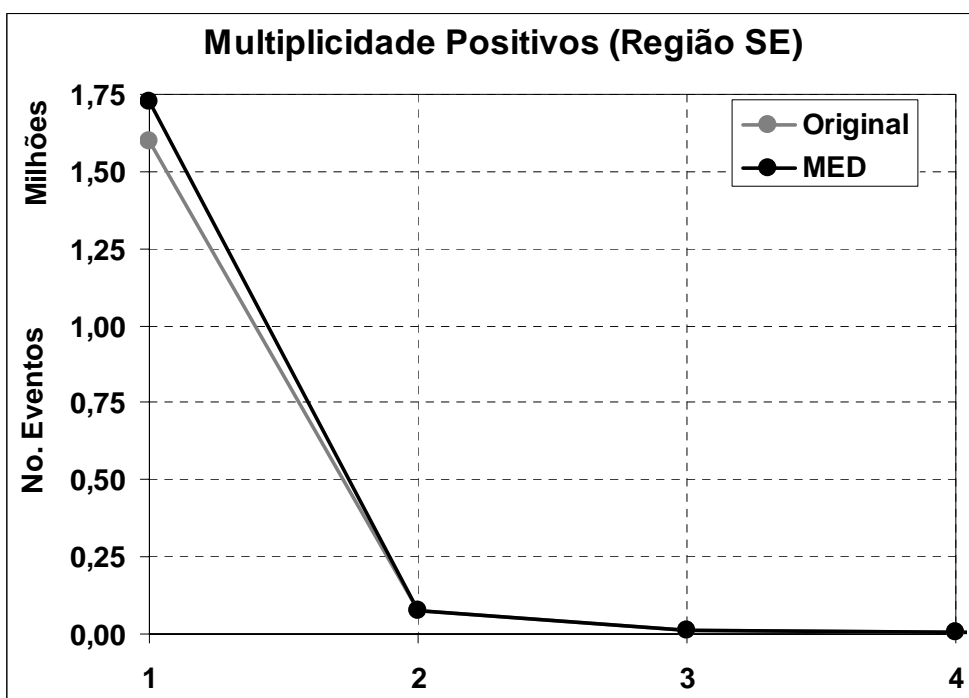


FIGURA 8.10 – (b) Idem a Figura 8.10a para os raios com polaridade positiva.

O gráfico da Figura 8.10b mostra que os raios positivos são predominantemente simples, fato já comprovado na literatura (Orville e Huffines. 2001; Naccarato et al. (2001a,b); Rakov e Uman. 2003; Schulz et al. 2005). E por representarem cerca de 10-20% do total de relâmpagos NS detectados, as análises estatísticas com esse parâmetro muitas vezes ficam prejudicadas pelo número reduzido de eventos. Desta forma, muitos trabalhos nem chegam a mencionar a multiplicidade dos raios positivos. O mesmo será feito aqui.

CAPÍTULO 9

RESULTADOS E DISCUSSÕES

CLIMATOLOGIA DOS RAIOS NO SUDESTE DO BRASIL

9.1. Introdução

O estudo climatológico dos raios na região sudeste do Brasil constitui uma importante contribuição deste trabalho para a pesquisa científica brasileira na área de Eletricidade Atmosférica. Embora trabalhos anteriores tenham realizado análises semelhantes (Naccarato et al. 2001a; Pinto Jr. et al. 2003b), esses estudos utilizaram períodos de dados relativamente curtos (Naccarato et al. 2001a) ou uma rede de detecção com área de cobertura reduzida (Pinto Jr. et al. 2003b). Pela primeira vez no Brasil está sendo possível um estudo climatológico utilizando seis anos de dados contínuos para uma área relativamente grande: toda a região sudeste mais os estados do PR e GO. Na literatura internacional, estudos semelhantes têm sido publicados para os EUA (Orville e Huffines. 2001; Orville et al. 2002), Canadá (Burrows et al. 2002), Espanha (Areitio et al. 2001), Península Ibérica (Soriano et al. 2001), Áustria (Diendorfer et al. 1998; Schulz et al. 2005) e região do Tibet, na China (Qie et al. 2003). Com exceção deste último trabalho, que utilizou dados do sensor LIS a bordo de satélite, todos os outros estudos basearam-se em dados de redes de detecção de solo semelhantes a existente no Brasil.

Todos os resultados apresentados aqui se referem sempre a seis estados do Brasil: SP, MG, ES, RJ, PR e GO. Entretanto, visando facilitar a escrita, eles serão sempre tratados como a região sudeste do país. Paralelamente ao estudo das características dos raios, será feita também uma avaliação da capacidade do MEDR em corrigir o comportamento dos parâmetros analisados, através de comparações com seus valores originais (sem correção). No presente trabalho, serão discutidas as características geográficas (através de mapas) e temporais (mediante histogramas diurnos, mensais e anuais) do número total de eventos (densidade de raios), da corrente de pico para negativos e positivos separadamente, da

multiplicidade de negativos apenas (uma vez que os eventos positivos são predominantemente simples) e do percentual de eventos com polaridade positiva.

9.2. Características Geográficas dos Raios

9.2.1. Densidade de Raios na Região Sudeste (Análise Global)

A Figura 9.1 traz o mapa da densidade de raios original (eventos.km⁻².ano⁻¹) na região de estudo para os 6 anos de dados (janeiro/1999 a dezembro/2004), o qual mostra claramente uma maior ocorrência de raios no sudeste e sudoeste de MG, leste de SP e sudoeste do RJ. A Figura 9.2 traz o mesmo mapa corrigido pela MEDR. Várias considerações podem ser feitas sobre a distribuição geográfica dos raios e as alterações resultantes da correção dos dados pela ED da rede. Primeiramente, será discutido o efeito das correções do MEDR nos resultados, seguido pela análise das características gerais dos raios.

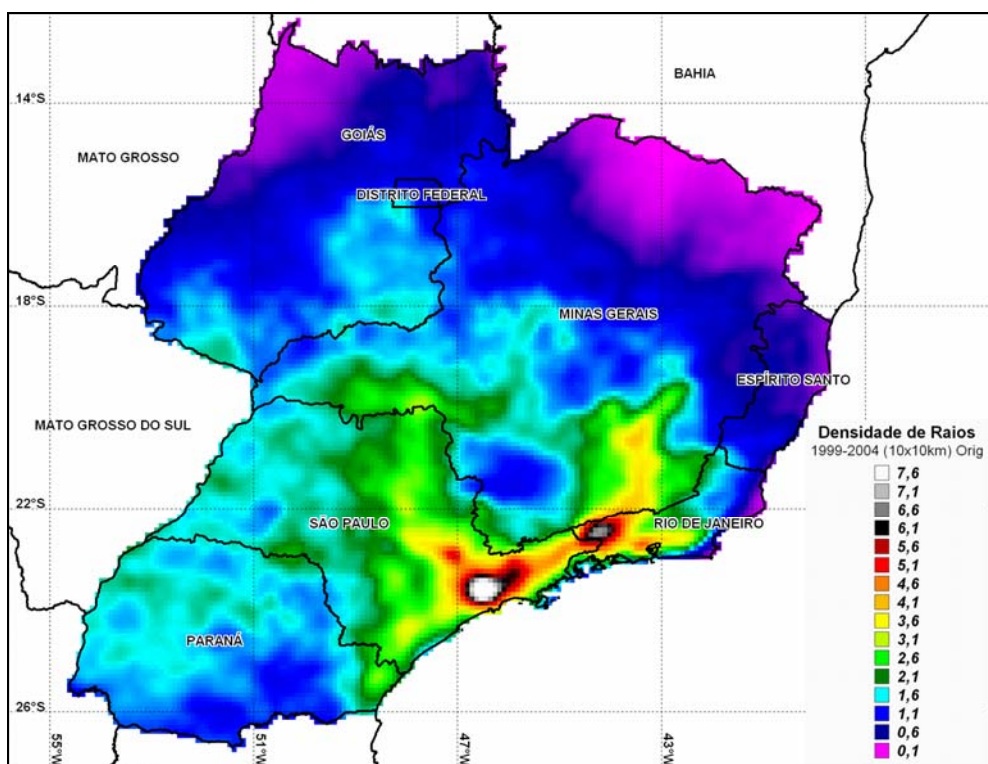


FIGURA 9.1 – Mapa da densidade de raios (eventos.km⁻².ano⁻¹) na região de estudo com resolução de 10 x 10 km para uma base de dados contínua de 6 anos (1999-2004), indicando as áreas de maior ocorrência de raios.

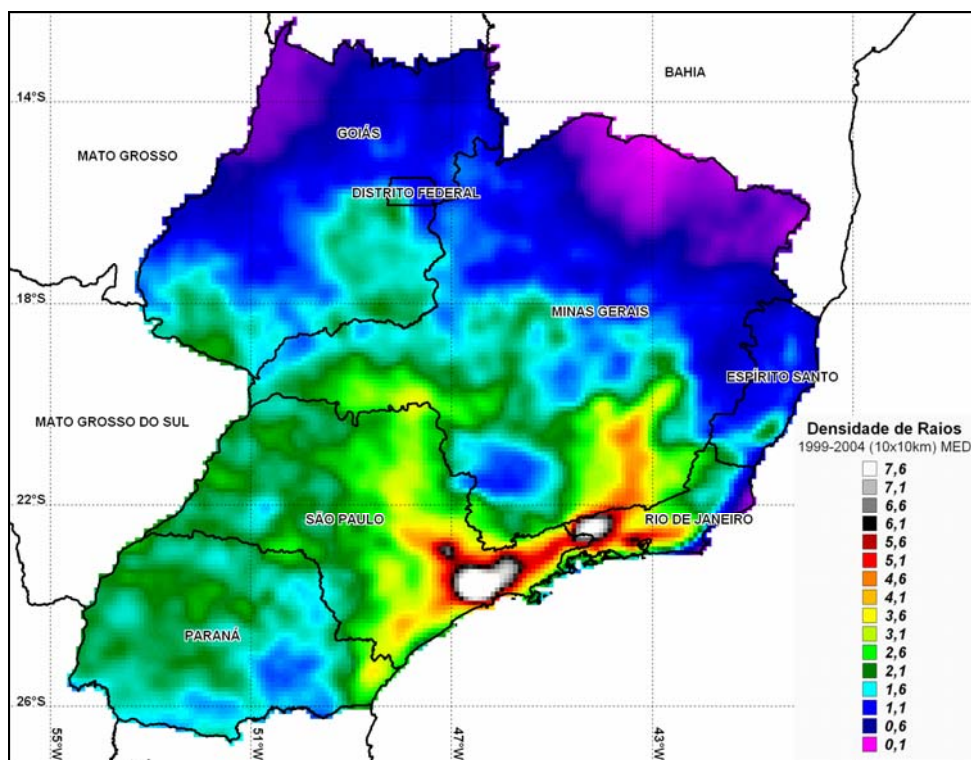


FIGURA 9.2 – Idem a Figura 9.1, utilizando-se os dados corrigidos.

9.2.1.1. Avaliação do MEDR

Comparando-se as Figuras 9.1 e 9.2 claramente observa-se o aumento do número de raios como consequência direta e imediata da correção. As escalas de ambas as figuras foram mantidas iguais justamente para que se possa observar onde o modelo atua com maior eficiência. As regiões notadamente com maior incidência de raios são reforçadas pela correção sem, no entanto, alterar o padrão da distribuição geográfica dos eventos. Já as regiões mais periféricas (como os estados do PR e GO) apresentaram aumentos mais significativos na densidade de raios como consequência de uma correção mais efetiva face aos menores valores de ED da rede e dos freqüentes problemas de sensores inoperantes e perdas de dados (conforme discutido no Capítulo 7). Já no norte dos estados de MG e ES praticamente não houve uma alteração significativa nos valores de densidade. No norte do estado de GO, as alterações também foram bem pequenas, porém levemente maiores que no norte do estado mineiro. Isso pode ser explicado por dois motivos.

Primeiramente, nota-se a dificuldade do modelo em corrigir eficientemente regiões com baixa ED, onde o número de eventos detectados é muito baixo. Esse efeito já havia sido discutido por Naccarato et al. (2004c) no desenvolvimento do MEDR preliminar, mostrando que o modelo não conseguia recuperar satisfatoriamente o número de raios em regiões onde a ED era inferior a 60%. No caso do MEDR atual, observa-se esse mesmo efeito, porém, como agora a correção atua por faixas de corrente de pico, a perda de eficiência do modelo fica concentrada aos eventos mais fracos (abaixo de 20kA, conforme mostra a Figura 8.9 do Capítulo 8). Desta forma, os resultados apresentados pelo MEDR atual para essas regiões de baixa ED são um pouco melhores que o MEDR preliminar, porém ainda são significativos, havendo a necessidade de ajustes a fim de minimizar esse efeito. Mais uma vez, fica aqui a sugestão de se avaliar uma possível redução da ED mínima (para valores abaixo de 10%) na tentativa de se minimizar essa limitação.

Uma segunda hipótese seria realmente a baixa ocorrência de raios nessas regiões, como consequência de um fenômeno natural. A única forma de se avaliar essa hipótese é comparar os resultados da Figura 9.2 com os mapas de raios gerados a partir dos dados do sensor LIS a bordo do satélite da NASA. A Figura 9.3 mostra o mapa da distribuição de raios observados pelo LIS para a região sudeste do Brasil com base em 7 anos de dados (janeiro/1998 a dezembro/2004). É importante notar que esse sensor, por detectar apenas os pulsos luminosos dos eventos, não tem capacidade para diferenciar os relâmpagos NS (raios) das descargas IN. Desta forma, sua informação corresponde ao número total de relâmpagos observados com uma eficiência de detecção estimada entre 90-95% (Boccippio et al. 1998; Christian et al. 1999). Sendo assim, embora a Figura 9.3 exiba a distribuição de todos os relâmpagos, acredita-se que, numa primeira aproximação, ela represente relativamente bem a distribuição das descargas NS na região sudeste do país, conforme discutido por Pinto e Pinto Jr. (2003). Por possuir uma resolução de 3-6km e amostrar uma mesma região apenas duas vezes por dia, sendo necessários 49 dias para que o sensor amostrasse igualmente todas as horas do dia de uma mesma região (Pinto Jr. et al. 2003a), os mapas de raios baseados nos dados do sensor LIS devem possuir uma resolução mínima de 20 x 20 km a fim de garantir boa estatística de eventos em cada ponto. Para o caso da Figura 9.3, foi empregada a resolução de 25 x 25 km a qual mostrou-se suficiente para identificar as principais variações na distribuição geográfica dos eventos.

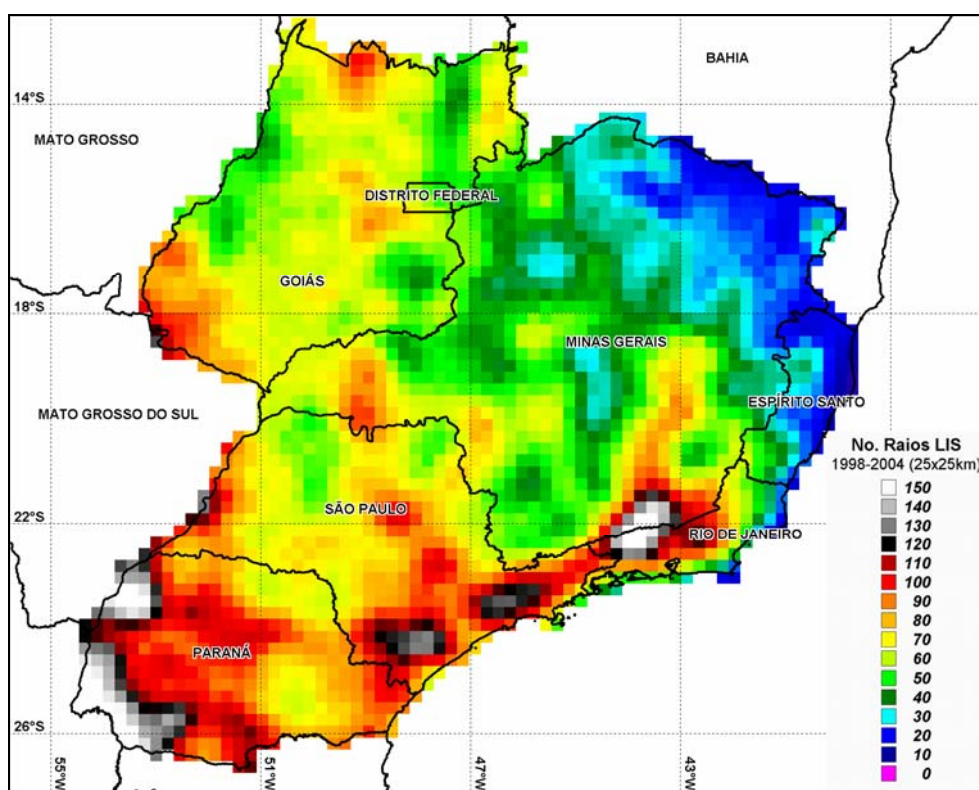


FIGURA 9.3 – Distribuição do número total de relâmpagos na região sudeste do Brasil obtida a partir de 7 anos de dados (1998-2004) do sensor LIS a bordo do satélite da NASA. A resolução de 25 x 25 km é suficiente para identificar os principais aspectos da distribuição geográfica dos eventos.

Com base nas Figuras 9.2 e 9.3, observa-se uma boa concordância do comportamento espacial dos raios em praticamente todos os estados. É possível identificar ainda na Figura 9.3 as mesmas regiões de máxima atividade de raios: leste de SP, sudeste e sudoeste de MG e oeste do RJ. Além disso, observa-se que, de fato, o norte de MG e ES apresenta uma baixa ocorrência de raios naturalmente, ao contrário do norte de GO. Nesta última região, portanto, o reduzido número de eventos detectados pela rede RINDAT impediu que o modelo recuperasse com eficiência os valores reais de densidade. Entretanto, na região central do estado (próximo ao DF) e na porção sudoeste, o modelo conseguiu identificar as áreas com maior atividade, embora se acredite que os valores de densidade apresentados ainda estejam aquém dos valores reais. Esse mesmo comportamento pode ser observado para o estado do PR, onde a atuação do modelo se mostrou mais efetiva, recuperando com boa fidelidade as regiões de maior atividade de raios no noroeste e na região central do

estado. Novamente aqui, de acordo com a Figura 9.3, acredita-se que os valores de densidade de raios fornecidos pelo modelo ainda devem estar aquém dos valores reais para o PR, havendo necessidade de novas validações nessa região. Cabe aqui um comentário importante com relação ao elevado número de raios observado pelo sensor LIS no extremo oeste do estado (na fronteira com o Paraguai). Acredita-se que essa alta atividade de raios esteja mais diretamente relacionada com maior ocorrência de descargas IN em relação a relâmpagos NS, diante da predominância dos sistemas convectivos de mesoescala (MCS) na região (Velasco e Fritsch. 1987; Boccippio et al. 2001), do que com efeitos da rede de detecção em si.

Pode-se dizer que o modelo conseguiu recuperar de forma satisfatória algumas características da distribuição dos raios na região sudeste do país. Entretanto, conforme já havia sido observado no MEDR preliminar, para regiões onde o número de eventos detectados é muito pequeno (as quais estão relacionadas com baixos valores de ED da rede), a correção no número de raios não é suficiente para identificar eventuais variações em seu comportamento espacial. Novos estudos e ajustes nos parâmetros do modelo (como a redução da ED mínima para valores menores que 10%) são necessários no futuro a fim de melhorar seu desempenho nessas regiões mais críticas.

9.2.1.2. Aspectos da Distribuição Geográfica dos Raios

Embora o modelo tenha apresentado algumas limitações no que se refere à correção do número de raios em regiões com baixa ED, o mapa da Figura 9.2 já pode ser considerado uma visão mais realística da distribuição geográfica dos raios na região sudeste do Brasil. Sua comparação com o mapa da distribuição total de raios obtida a partir do sensor LIS (Figura 9.3) confirma claramente a existência de uma grande faixa que se estende desde o sul de SP até a região central de MG, passando pelo RJ, onde as densidades de raios são significativamente maiores. Essa faixa também tem uma ramificação que parte do sudeste de SP (na região da capital) e avança em direção ao norte do estado até atingir o triângulo mineiro, a oeste de MG, na região da cidade de Uberaba. Com isso, surge uma “ilha” muito bem definida no sul do estado de MG, caracterizada por baixos valores de densidade. Essa configuração bastante particular da distribuição dos raios, observada pela primeira vez

nessa região, chamou a atenção de imediato e vários fatores foram levantados para tentar explicá-la. Entretanto, apenas um deles parece ser o candidato mais cotado: a topografia, apresentada no mapa da Figura 9.4. Este mapa topográfico foi obtido a partir do modelo numérico de terreno desenvolvido pela NASA (NGDC, 2005), cujos dados estão disponíveis gratuitamente na Internet para qualquer região do planeta. Este modelo tem resolução de 2 x 2 minutos de grau, o que corresponde a cerca de 3,5 x 3,5 km na região sudeste do Brasil, precisão mais que suficiente para as necessidades desse estudo.

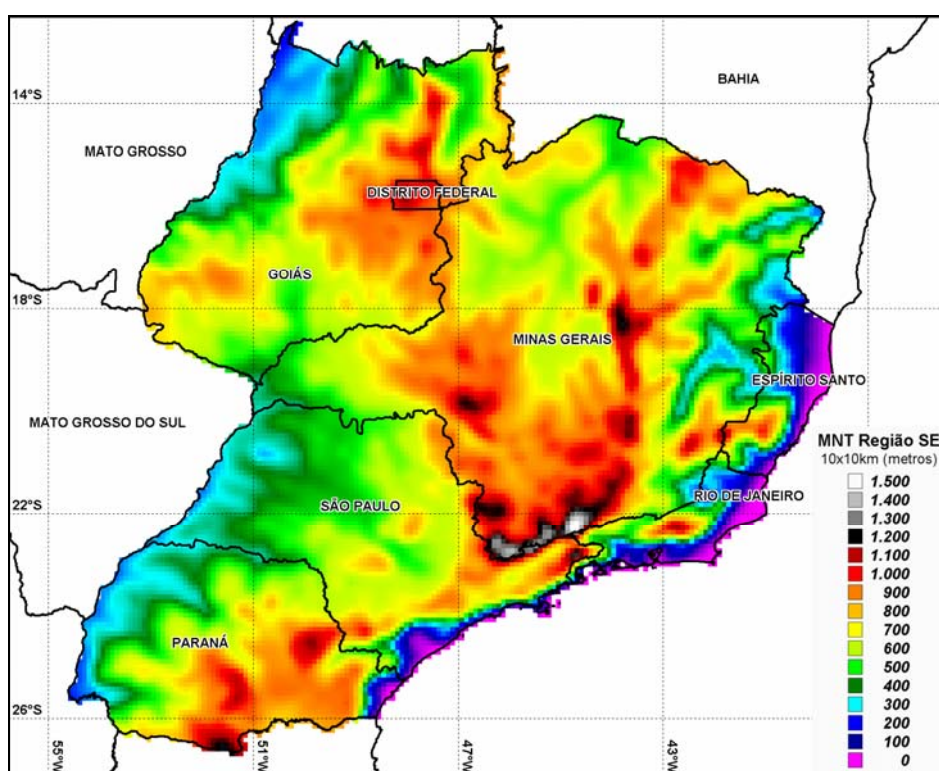


FIGURA 9.4 – Modelo numérico do terreno da região sudeste. Embora o modelo tenha resolução de 3,5 x 3,5 km nessa região, o mapa foi gerado com resolução de 10x10 km a fim de ressaltar apenas as características principais da topografia.

Comparando-se as Figuras 9.2 e 9.4, nota-se que a configuração espacial dos máximos de densidade no sudeste de MG, sul do RJ e leste de SP segue com exatidão a elevação do terreno nessa mesma região (configuração da Serra da Mantiqueira). Resultados semelhantes foram encontrados por Orville et al. (2002) e Burrows et al. (2002) para

cadeias montanhosas nos EUA e Canadá, respectivamente. Acredita-se, desta forma, que a ilha de baixa densidade observada no sul de MG seja uma conseqüência direta da topografia associada com as condições meteorológicas de mesoescala da região. A freqüente passagem de sistemas frontais no litoral de SP induziria a formação de tempestades convectivas ao longo das encostas (e não sobre elas) causando assim um aumento do número de raios à sudeste da cadeia montanhosa, em detrimento da região à noroeste. Isso explicaria, simultaneamente, a faixa de grande incidência de raios observada desde o sul do estado de SP até a região central de MG e a ilha de baixa densidade localizada no sul de MG. Esta mesma idéia também foi proposta por Orville et al. (2001) para explicar a redução do número de raios exatamente sobre os Montes Apalaches dos EUA. Vale ressaltar, entretanto, que esta não é uma conclusão definitiva. Embora as evidências indiquem que o efeito orográfico seja um forte candidato para explicar a configuração dos raios observada, ele não ocorre sozinho. Estudos mais detalhados das condições meteorológicas da região precisariam ser realizados a fim de verificar quais os fatores meteorológicos (incluindo os sistemas frontais) seriam os responsáveis, juntamente com a topografia, pela distribuição de raios observada.

Um outro aspecto da distribuição dos raios mostrado no mapa da Figura 9.2 são as elevadas densidades de raios registradas na região metropolitana de São Paulo (RMSP), na cidade de Campinas/SP e na região de São José dos Campos/SP (Vale do Paraíba), em comparação com suas vizinhanças. Este efeito, diretamente relacionado com a atividade urbana, foi observado pela primeira vez por Naccarato et al. (2003c) e será discutido em detalhes no próximo Capítulo. Uma descrição mais detalhada da configuração dos raios no estado de São Paulo será apresentada na Seção 9.2.3. Uma outra região caracterizada por altos valores de densidade de raios localiza-se no estado do RJ, próximo à divisa com SP. Este comportamento anômalo foi reportado pela primeira vez por Naccarato et al. (2004b), o qual mostrou não haver nenhum grande centro urbano ali que justificasse tal aumento na incidência de raios. Essa região possui apenas três cidades de pequeno-médio porte (Volta Redonda, Barra Mansa e Resende), totalizando no máximo 680 mil habitantes. Desta forma, sem estudos mais detalhados das condições atmosféricas locais, conforme foi feito para a RMSP, não se pode afirmar que esses centros urbanos sejam os responsáveis diretos

pelo aumento significativo da incidência de raios na região. Além disso, outros fatores meteorológicos também podem estar atuando e precisariam ser estudados conjuntamente.

Por fim, uma última faixa caracterizada por valores mais altos de densidade pode ser observada no sul do estado de SP, partindo da RMSP e seguindo até o leste do estado do PR. É muito difícil dizer qual seria a causa dessa variação sem fazer qualquer levantamento do nível de urbanização da área, das condições meteorológicas, associando-as com o relevo, da mesma forma como foi feito para a região da Serra da Mantiqueira na divisa entre SP, MG e RJ.

9.2.2. Densidade de Raios na Região Sudeste (Análise Anual)

A fim de verificar os efeitos da correção do MEDR sobre os dados de raios em cada ano e também avaliar o comportamento anual da distribuição geográfica dos raios na região sudeste, foram gerados mapas de densidade anuais (originais e corrigidos) de 1999 a 2004, os quais são mostrados nas Figuras 9.5 a 9.10, respectivamente.

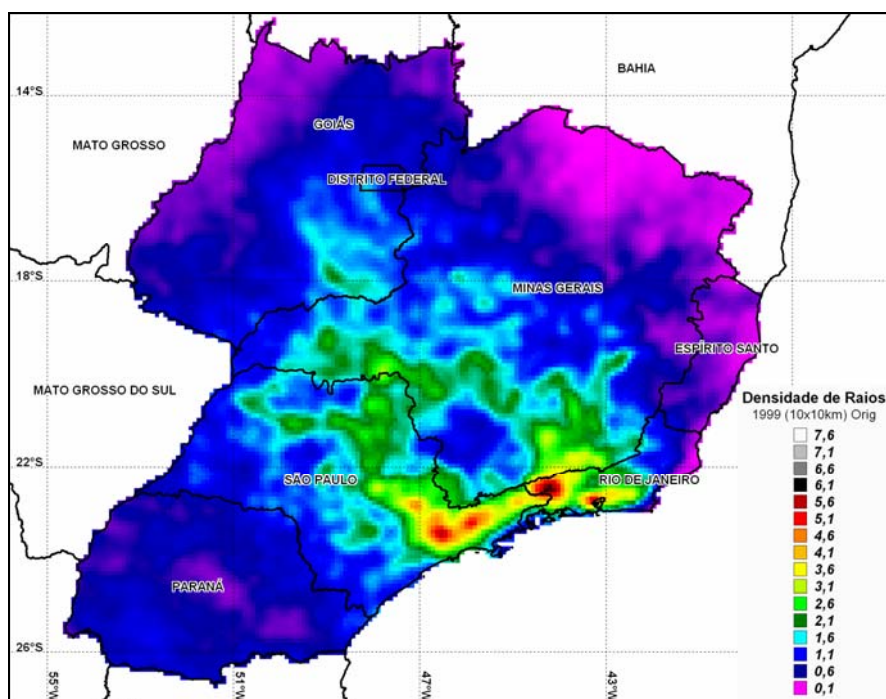


FIGURA 9.5 – (a) Mapa da densidade de raios original ($\text{eventos.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 1999.

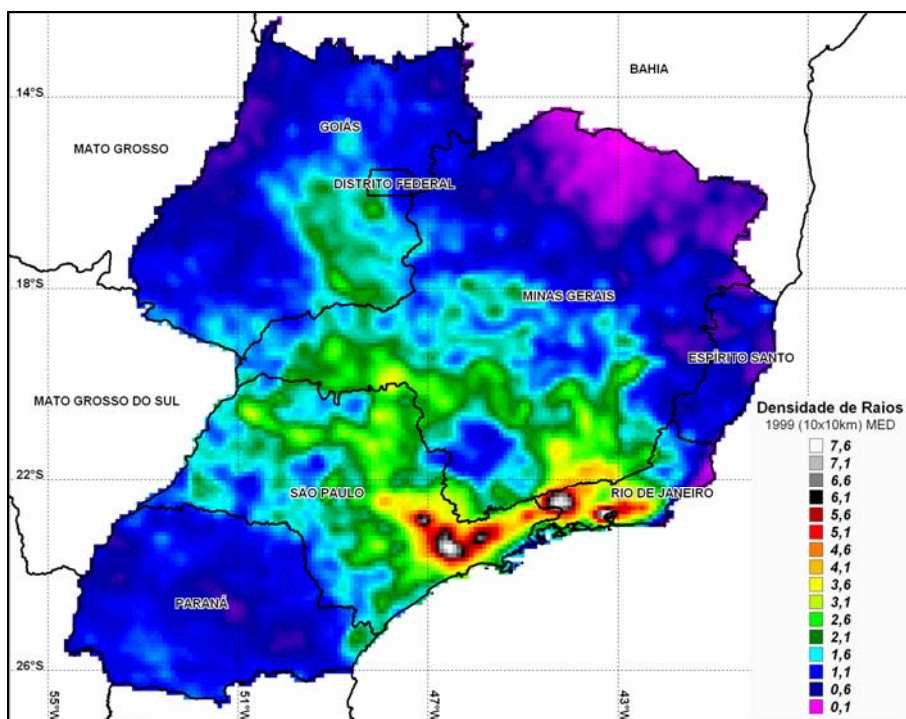


FIGURA 9.5 – (b) Idem a Figura 9.5a, porém corrigida com base no MEDR.

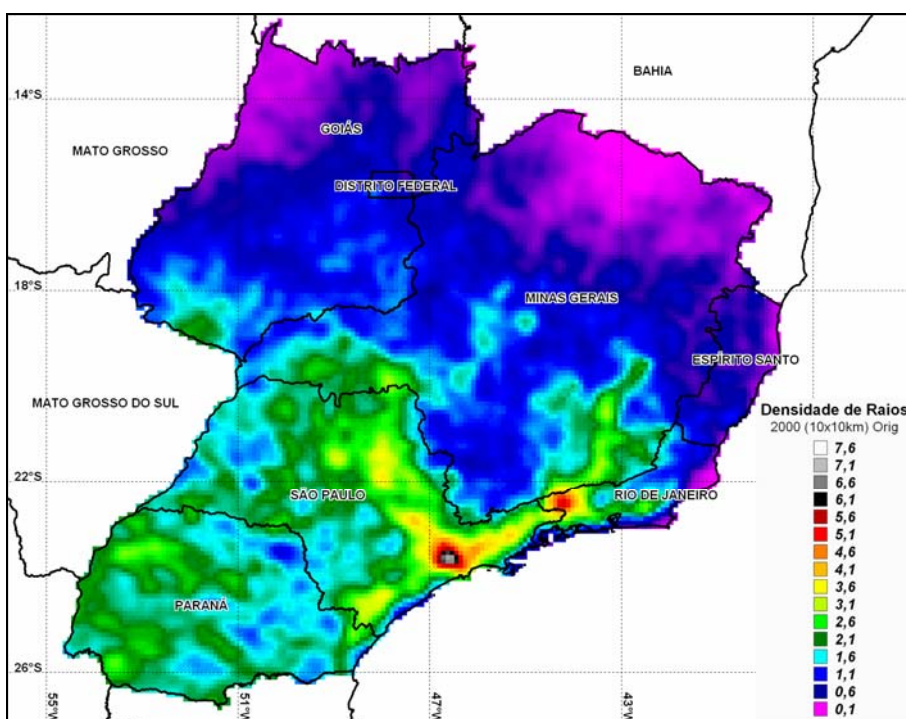


FIGURA 9.6 – (a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km².ano⁻¹) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2000.

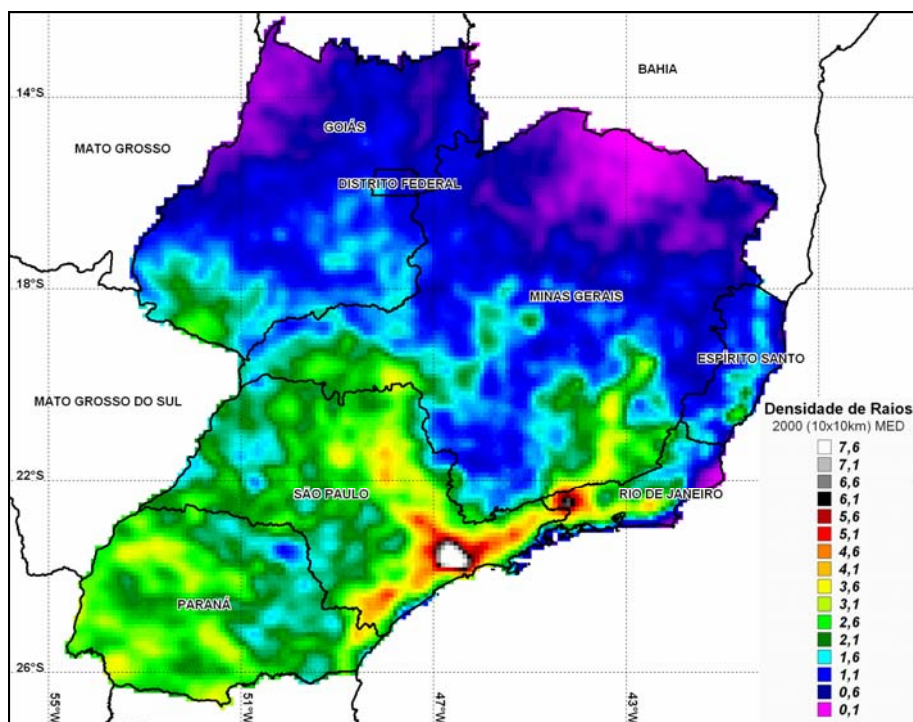


FIGURA 9.6 – (b) Idem a Figura 9.6a, porém corrigida com base no MEDR.

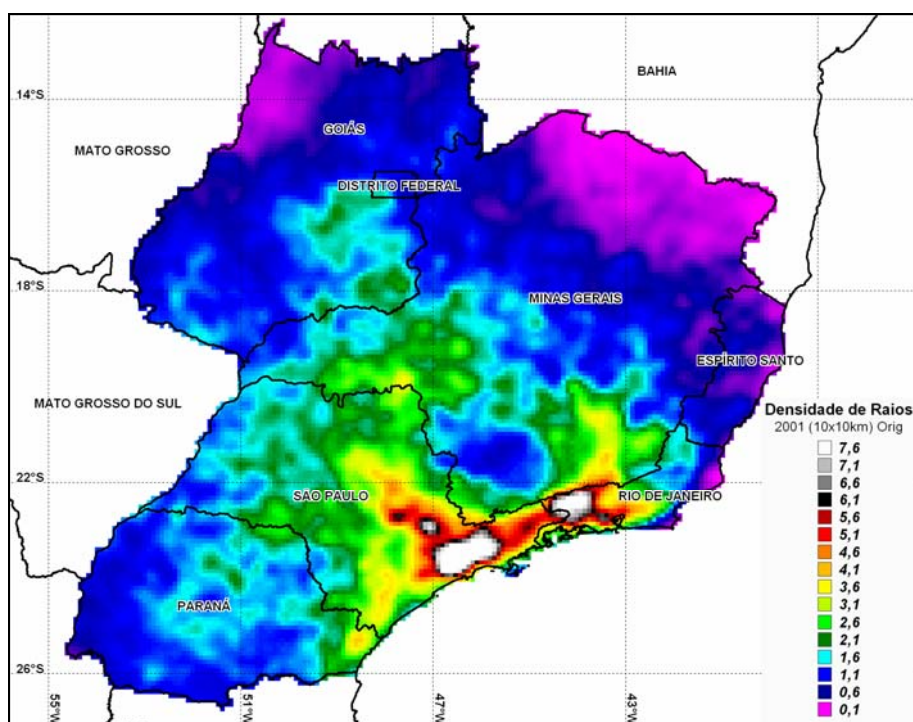


FIGURA 9.7 – (a) Mapa da densidade de raios original ($\text{eventos.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2001.

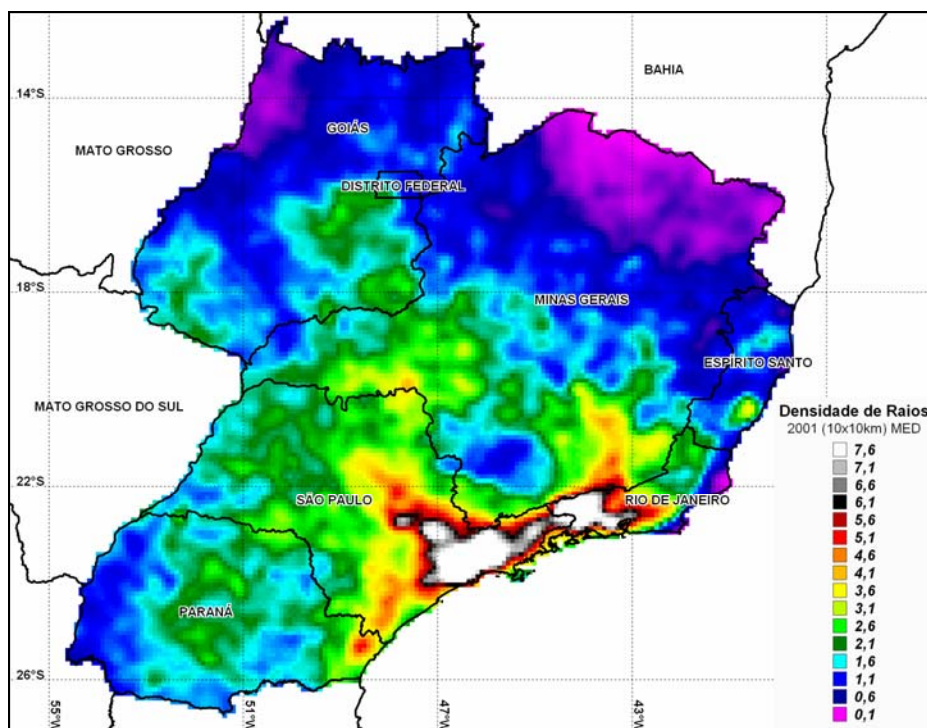


FIGURA 9.7 – (b) Idem a Figura 9.7a, porém corrigida com base no MEDR.

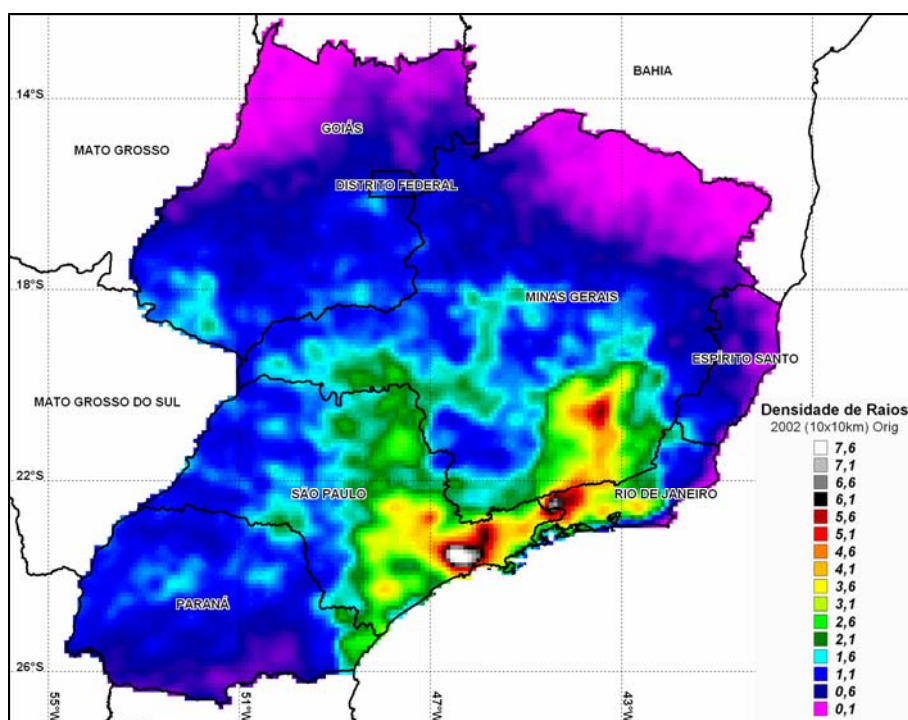


FIGURA 9.8 – (a) Mapa da densidade de raios original ($\text{eventos.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2002.

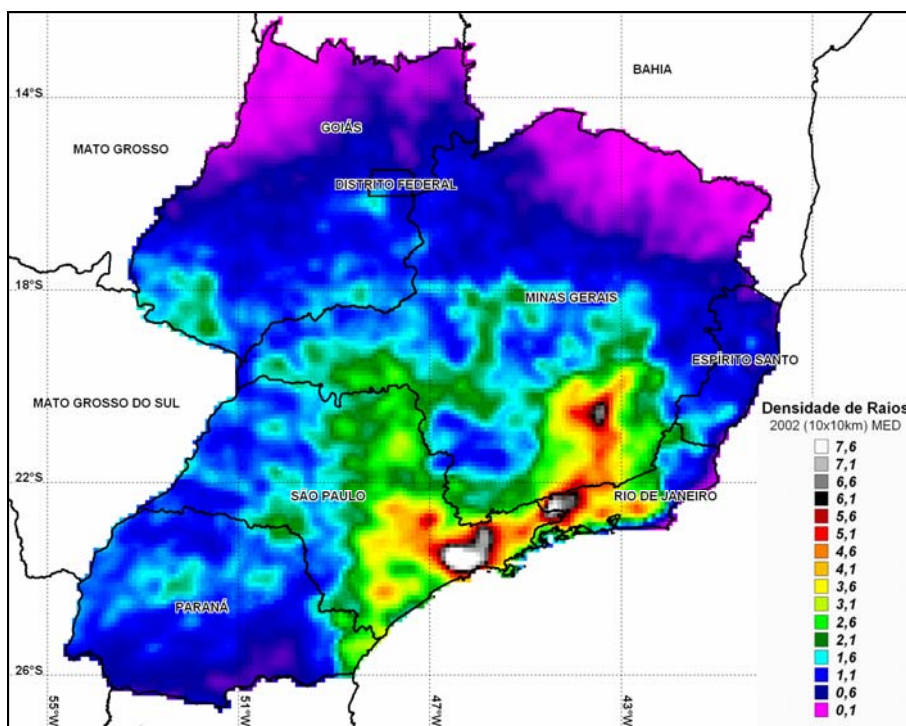


FIGURA 9.8 – (b) Idem a Figura 9.8a, porém corrigida com base no MEDR.

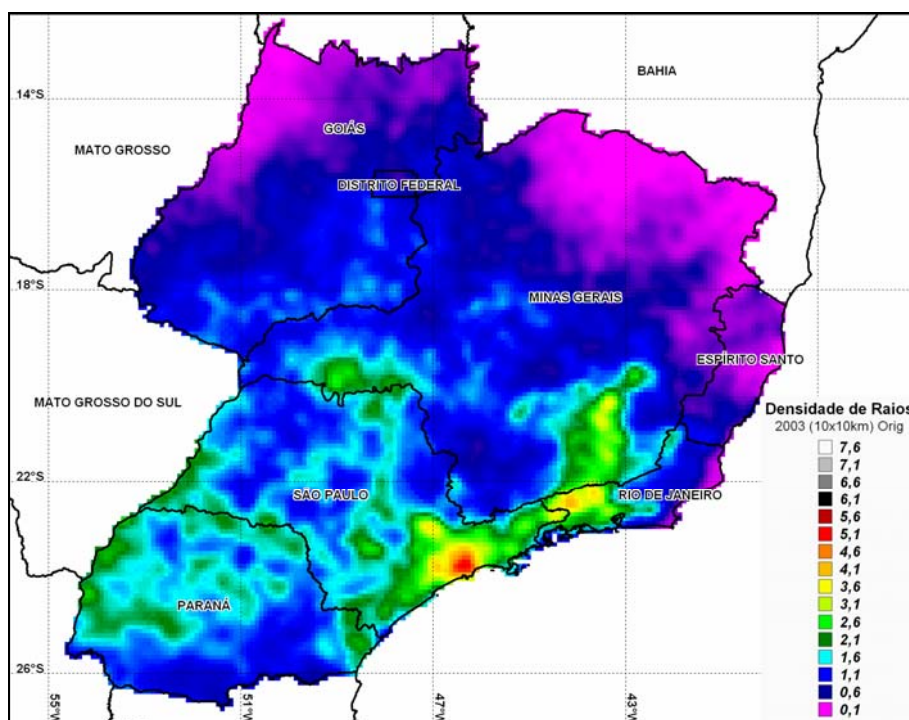


FIGURA 9.9 – (a) Mapa da densidade de raios original ($\text{eventos.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) na região sudeste com resolução de 10 x 10 km para o ano de 2003.

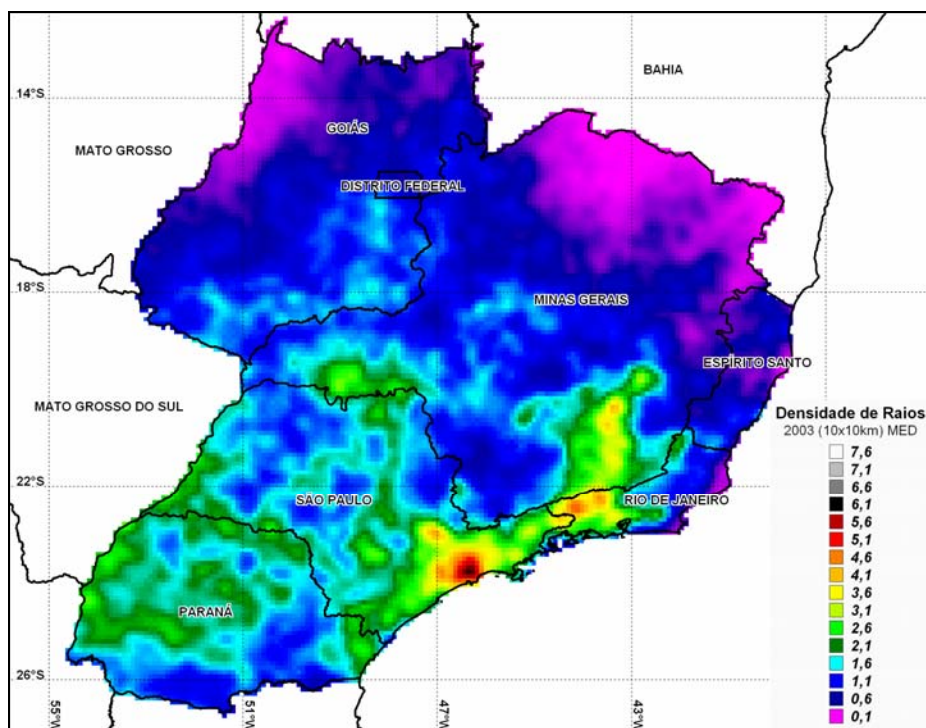


FIGURA 9.9 – (b) Idem a Figura 9.9a, porém corrigida com base no MEDR.

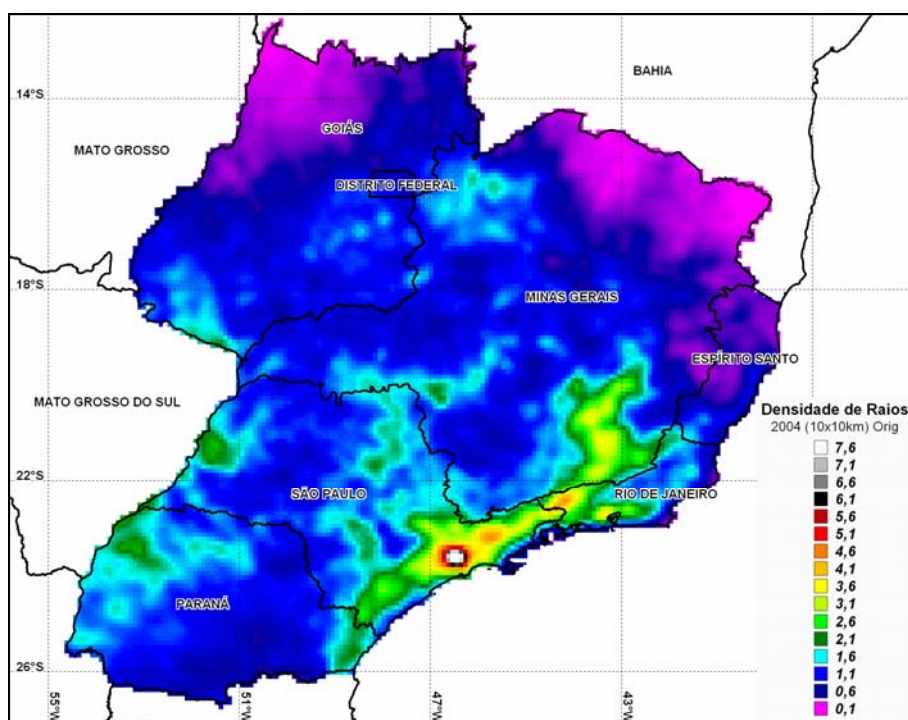


FIGURA 9.10 – (a) Mapa da densidade de raios original ($\text{eventos.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) na região sudeste com resolução de 10 x 10km para o ano de 2004.

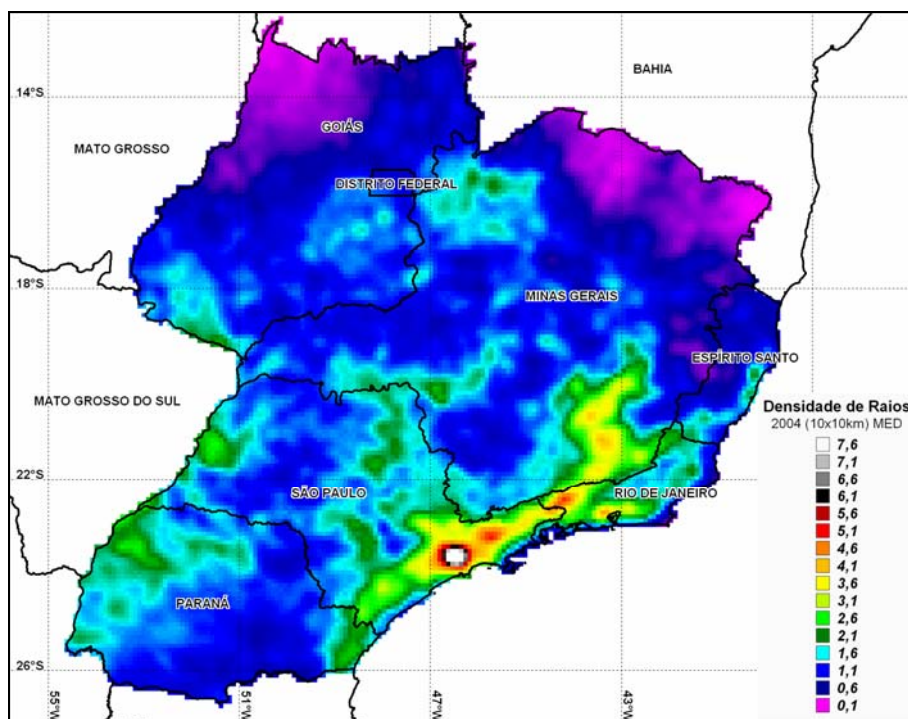


FIGURA 9.10 – (b) Idem a Figura 9.10a, porém corrigida com base no MEDR.

A comparação das distribuições anuais dos raios na região sudeste mostra alguns efeitos bastante interessantes, além de apresentar como a componente temporal do MEDR gera correções diferenciadas para cada ano em função das características da rede de detecção.

A Figura 9.11 mostra a variação anual do número de sensores da rede RINDAT ao longo dos 6 anos estudados. Observa-se que houve um crescimento contínuo da média de sensores que participavam das soluções. É importante ressaltar que esse aumento contínuo não se deve unicamente à instalação de novos sensores, mas também a melhorias nos canais de comunicação e a manutenção mais efetiva dos equipamentos que culminaram por reduzir o tempo médio em que os sensores ficavam inoperantes ao longo dos anos.

O gráfico da Figura 9.11 já dá uma idéia de como a correção do MEDR deverá atuar nos dados em cada ano. Desta forma, as correções tendem a ser mais significativas nos anos de 1999, 2000 e 2001 que nos anos de 2002, 2003 e 2004, quando o número médio de sensores já se aproxima dos atuais 25 sensores da RINDAT. Analisando os mapas das

Figuras 9.5, 9.6 e 9.7, claramente se percebe o efeito de uma correção mais efetiva sobre os valores de densidade de raios quando se compara os mapas originais e os corrigidos. Para os mapas das Figuras 9.8, 9.9 e 9.10, o efeito da correção já não é tão significativo. As escalas são as mesmas dos mapas acumulados (1999-2004) para que se possa avaliar como o comportamento anual dos raios varia em relação à média.

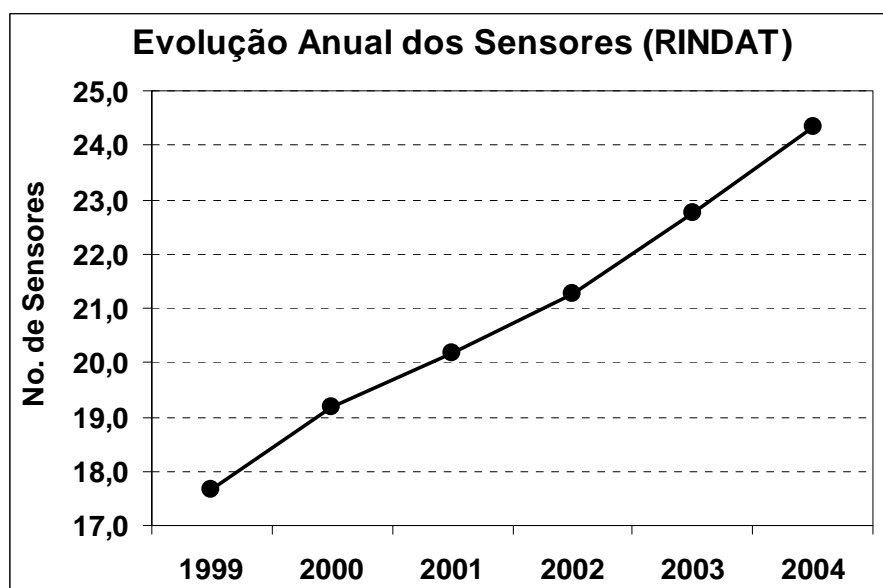


FIGURA 9.11 – Evolução anual do número médio de sensores que participavam das soluções durante os 6 anos de dados utilizados nesse estudo.

Para o ano de 1999 (Figuras 9.5a,b), claramente se nota a correção do MEDR a qual evidenciou os efeitos urbanos (aumento da incidência local de raios). Na Figura 9.5b é possível identificar o aumento na densidade de raios sobre a RMSP, a cidade de Campinas/SP, São José dos Campos/SP e a região metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). A anomalia da região de Resende/RJ (próximo à divisa com SP) também fica mais evidente após a correção. Por outro lado, a atividade de raios no estado do PR foi muito fraca neste ano, muito abaixo da média. É possível que isso tenha sido um fenômeno natural naquele ano ou, muito provavelmente, que tenha sido causado pela perda de dados dos sensores nos meses de fevereiro e março (período de grande ocorrência de raios), conforme discutido no Capítulo 7. Como efeito imediato, tem-se a redução significativa da

ED da rede na região (Figura 8.7b do Capítulo 8) e, conseqüentemente, o MEDR perde sua capacidade de recuperar de maneira eficiente os valores de densidade. Para o estado de GO, o efeito observado foi o oposto. O modelo conseguiu identificar com boa precisão as áreas de maior incidência de raios e elevou a densidade de raios no estado como um todo, mesmo com vários sensores inoperantes (veja Tabela B.1 do Apêndice B).

Já no ano de 2000, o cenário é bem diferente. O estado do PR apresentou densidades de raios bem mais altas que no ano de 1999 (acima da média) as quais foram reforçadas pela correção do MEDR. Nesse ano, o efeito dos centros urbanos não foi tão evidente, com exceção da RMSP. Por outro lado, novamente a anomalia da região de Resende/RJ pode ser observada. O estado de GO apresentou uma distribuição geográfica bem diferente do ano anterior e, mais uma vez, os valores de densidade foram ajustados pelo modelo. Por fim, o aumento da incidência de raios na porção sul de SP e leste do PR foi destacada pela correção do MEDR.

O ano de 2001 foi caracterizado por elevadas densidades de raios na região leste de SP, oeste do RJ e centro-sul de MG. O efeito urbano na RMSP praticamente se uniu com a região de São José dos Campos. O efeito da cidade de Campinas reapareceu e a anomalia da região de Resende/RJ se estendeu até a RMRJ. Até a cidade de Piracicaba/SP (a oeste de Campinas/SP) apresentou, pela primeira vez, um aumento na incidência de raios em relação a suas vizinhanças. Com as correções do modelo, todos esses efeitos foram reforçados, inclusive a faixa de maior densidade de raios entre a RMSP e o leste do PR.

Em 2002, novamente a RMSP e a região de Resende/RJ se destacam pelas elevadas densidades de raios. O estado do PR apresentou, como em 1999, uma baixa incidência global de raios, a qual agora não pode ser atribuída à perda de dados dos sensores (baixa ED da rede). Percebe-se que a correção agora conseguiu recuperar duas regiões onde a densidade de raios foi levemente maior que no restante do estado. Pela primeira vez, observou-se o aumento na densidade de raios associado à cidade de Belo Horizonte/MG, conforme já havia sido publicado por Pinto et al. (2004a). Para esse ano, de acordo com o que foi discutido anteriormente com base no gráfico da Figura 9.11, não se observou correções significativas por parte do modelo.

Os anos de 2003 e 2004 não apresentaram padrões específicos na distribuição geral dos raios que mereçam algum destaque. Na verdade, a distribuição geográfica dos eventos para esses dois anos segue um padrão bem definido que também aparece nos anos anteriores. Esse padrão foi discutido na Seção anterior para os mapas acumulados dos seis anos de dados e apresenta basicamente quatro características bem definidas: (1) uma faixa principal, bem definida, com elevados valores de densidade de raios, que vai desde a RMSP até a região sudeste de MG passando pelo Vale do Paraíba no estado de SP e oeste do estado do RJ; (2) uma segunda faixa que se estende desde a RMSP até o triângulo mineiro (na região da cidade de Uberaba/MG) passando por toda região nordeste do estado de SP; (3) uma terceira faixa que se estende desde a RMSP até o leste do PR, passando pelo sul do estado de SP, margeando o litoral; (4) uma região bem definida no sul de MG caracterizada por baixas densidades de raios (ilha).

Uma característica atualmente bastante discutida na comunidade científica é o aumento da atividade de raios sobre os grandes centros urbanos, efeito que será analisado mais detalhadamente para a RMSP no Capítulo 10. Os mapas anuais da distribuição de raios mostraram que o efeito urbano parece depender diretamente da atividade global dos raios na região e período considerados. Como exemplo, considere os anos de 1999, 2001 e 2002, os quais apresentaram intensa atividade de raios nos estados de SP e MG. Para esses anos, o efeito urbano pode ser facilmente identificado em várias cidades como a RMSP, Campinas/SP, São José dos Campos/SP, Piracicaba/SP, Belo Horizonte/MG e RMRJ. Para os anos de 2000, 2003 e 2004, quando a atividade de raios foi mais moderada em grande parte da região sudeste, muitas das cidades acima citadas não apresentaram esta característica. Tem-se então um forte indício de que o efeito urbano tende a aparecer somente quando a atividade regional de raios atinge um determinado valor crítico. No caso da RMSP, de São José dos Campos/SP e Campinas/SP, por estarem situadas em uma região que naturalmente apresenta elevada incidência de raios, o efeito urbano pode ser percebido em todos os anos. Steiger et al. (2002) observou esse mesmo comportamento estudando o efeito urbano da cidade de Houston (TX) nos EUA para 12 anos de dados (1989-2000). Esta constatação, embora bastante clara nos mapas anuais e com evidências dadas por um outro estudo independente, ainda necessita de análises mais detalhadas em cada área urbana individualmente para que seja sistematicamente comprovada.

9.2.3. Densidade de Raios no Estado de SP (Análise Global)

O estado de SP foi escolhido para se fazer uma análise mais específica das características geográficas dos raios por possuir a melhor e mais homogênea cobertura da rede de detecção (está localizado no centro da malha), por apresentar os maiores índices de urbanização do país (com a existência de grandes e importantes centros urbanos, como a RMSP, a qual ocupa a posição de quarta maior área urbana do mundo, sendo foco de estudo no Capítulo 10) e por ter grande importância no cenário econômico e social do país. Os mapas da densidade de raios no estado de SP para os 6 anos de dados encontram-se nas Figuras 9.12a (original) e 9.12b (corrigida).

Analisando a correção do modelo a partir dos mapas da Figura 9.12, nota-se que sua atuação foi praticamente uniforme em todo estado de SP. Isso porque, conforme mencionado anteriormente, esta região possui a melhor e mais homogênea cobertura de sensores o que resulta em pequenas variações de ED ao longo de todo estado. Desta forma, a correção do número de raios tende apenas a reforçar a incidência de raios em locais onde ela tende a ser mais alta naturalmente. Observa-se na porção oeste do estado que, após a correção, surgiram determinadas regiões com valores de densidade entre 2,5 e 3 eventos.km⁻².ano⁻¹ e que, originalmente, apresentavam incidências bem mais tímidas: em torno de 2 eventos.km⁻².ano⁻¹ ou menos.

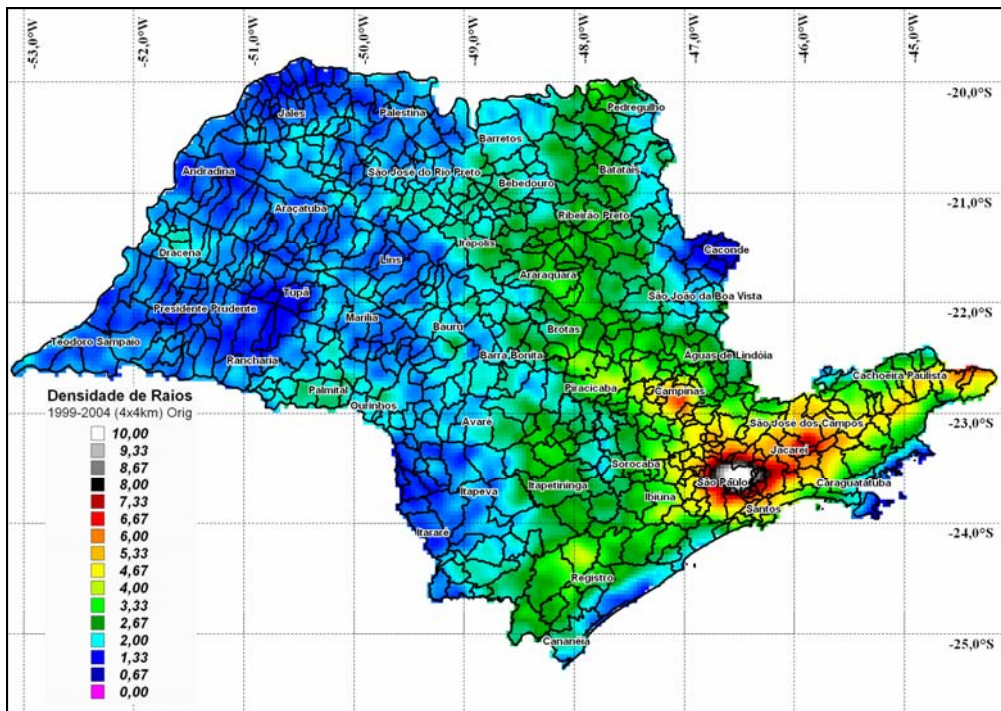


FIGURA 9.12 – (a) Mapa da densidade de raios original (eventos.km⁻².ano⁻¹) no estado de SP. Resolução de 4x4km. Período de 6 anos de dados (1999-2004).

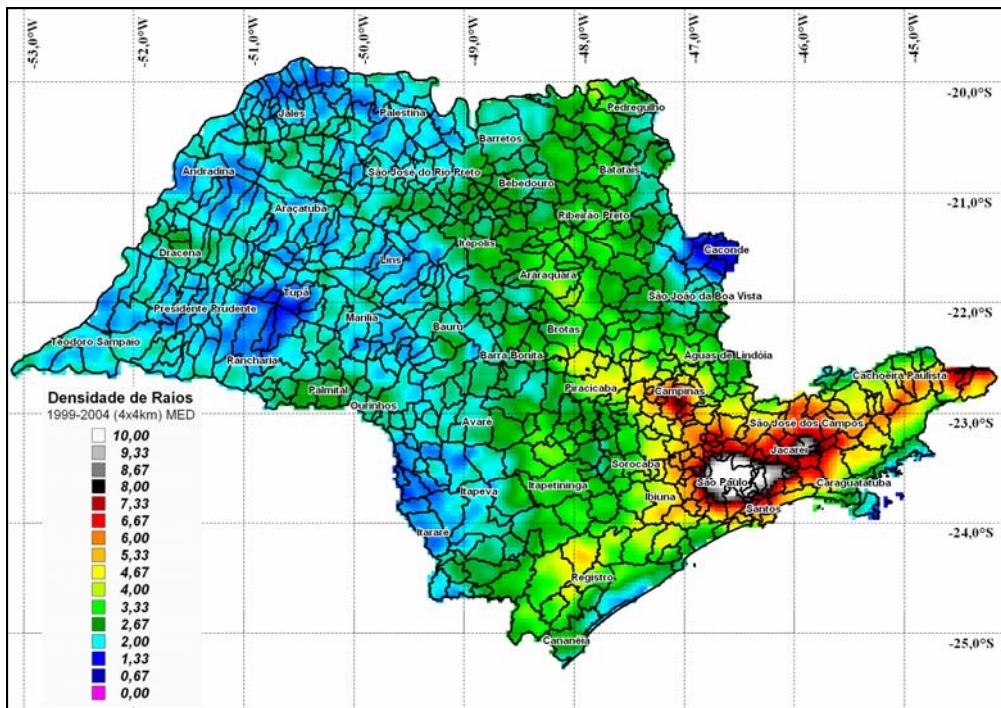


FIGURA 9.12 – (b) Idem a Figura 9.12a, porém corrigida com base no MEDR.

Um outro aspecto bastante marcante da distribuição geográfica dos raios no estado de SP é a maior concentração de raios na faixa que se estende desde a RMSP até o norte do estado, margeando a divisa com o estado de MG, fato observado anteriormente por Naccarato et al. (2004b). Sabe-se que essa região notadamente apresenta os maiores índices de urbanização do estado (eixo São Paulo-Campinas-Ribeirão Preto), sendo caracterizada por elevada industrialização, existência de importantes rodovias com grande fluxo de veículos e cidades relativamente próximas umas das outras (menos de 50 km). Diante dos resultados observados para os grandes urbanos, existem grandes evidências de que essa maior urbanização do leste do estado possa estar de fato alterando a atividade de raios na região. Por não se tratar de uma única área urbana (como uma cidade), o aumento da incidência de raios tende a ser mais abrangente, sem se concentrar em um ponto específico, justamente como mostram os mapas de densidade. Além disso, com base no mapa topográfico da Figura 9.4, não existe nenhuma característica específica do terreno nessa região que possa ser responsável pela configuração observada na distribuição de raios. Mais uma vez, embora haja certas evidências, sem estudos adicionais, ainda não se pode afirmar com certeza que a urbanização seja de fato a responsável pela distribuição diferenciada dos raios entre as porções leste e oeste do estado de SP.

Um último aspecto da distribuição de raios no estado de SP refere-se aos grandes centros urbanos (Naccarato et al. 2004b). Claramente se observa na Figura 9.12 o efeito urbano sobre a RMSP, a região de Campinas/SP, um grande centro urbano com mais de 1 milhão de habitantes (considerando as cidades circunvizinhas), e a região de São José dos Campos/SP, no Vale do Paraíba, uma área com elevado índice de industrialização e grande concentração populacional (em torno de 1 milhão de habitantes, considerando também as cidades circunvizinhas). Mais especificamente, a RMSP apresentou os maiores valores de densidade de raios de toda região sudeste, alcançando 16-17 eventos.km⁻².ano⁻¹ em determinados pontos. Embora a legenda do mapa da Figura 9.12 esteja limitada a 10 eventos.km⁻².ano⁻¹ (cor branca), essa faixa na verdade (pela própria implementação do software *MapInfo*) corresponde a valores iguais ou maiores que 10.

9.2.4. Densidade de Raios no Estado de SP (Análise Anual)

Para finalizar o estudo da distribuição geográfica dos raios na região sudeste, serão apresentados a seguir os mapas anuais corrigidos da densidade de raios para o estado de SP (Figuras 9.13 a 9.18). Não serão discutidas as correções do modelo, uma vez que todos os aspectos importantes referentes a esse assunto já foram abordados nas Seções anteriores.

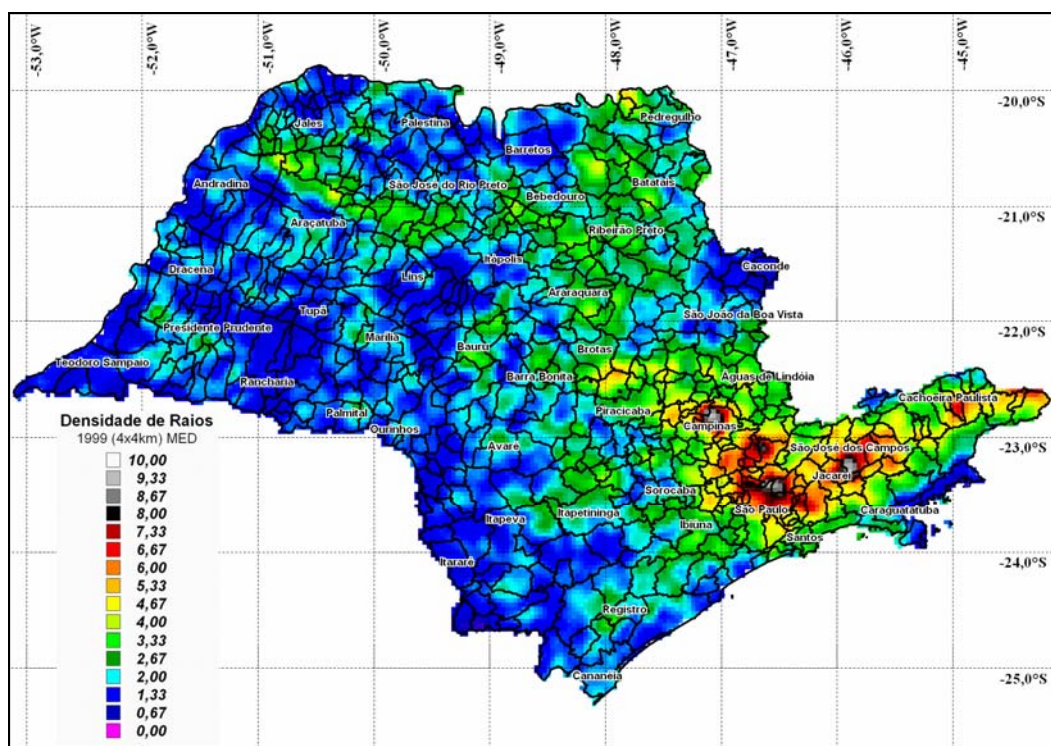


FIGURA 9.13 – Mapa da densidade de raios (eventos.km².ano⁻¹) corrigida pelo MEDR no estado de SP com resolução de 4x4km para o ano de 1999.

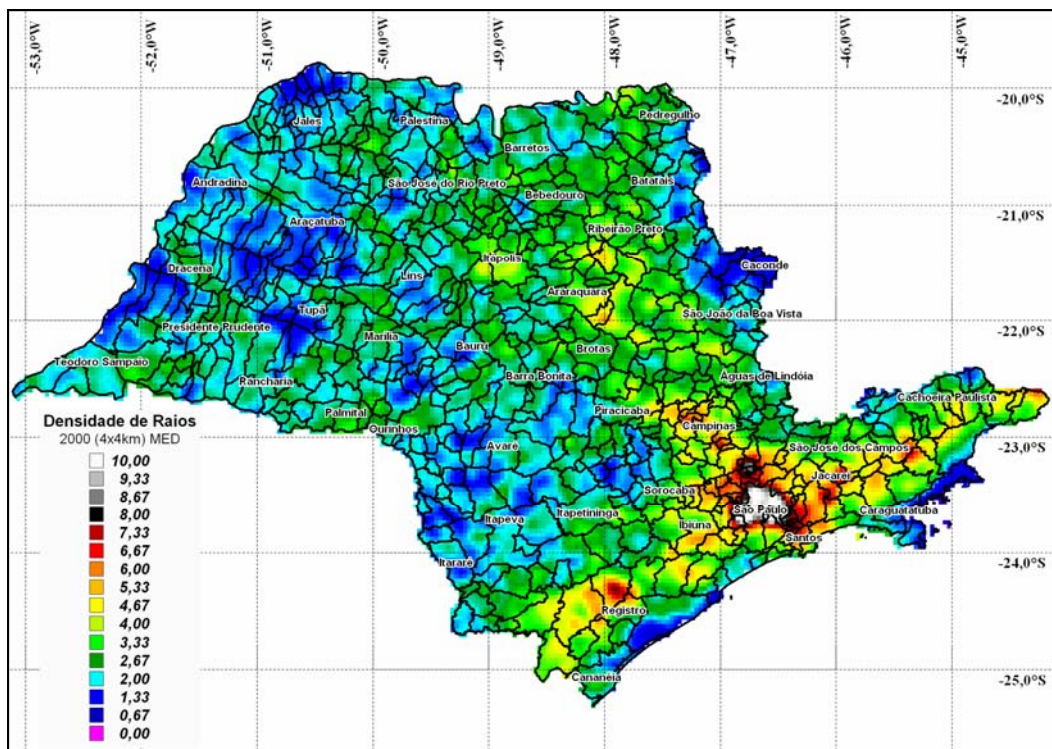


FIGURA 9.14 – Idem à Figura 9.13 para o ano de 2000.

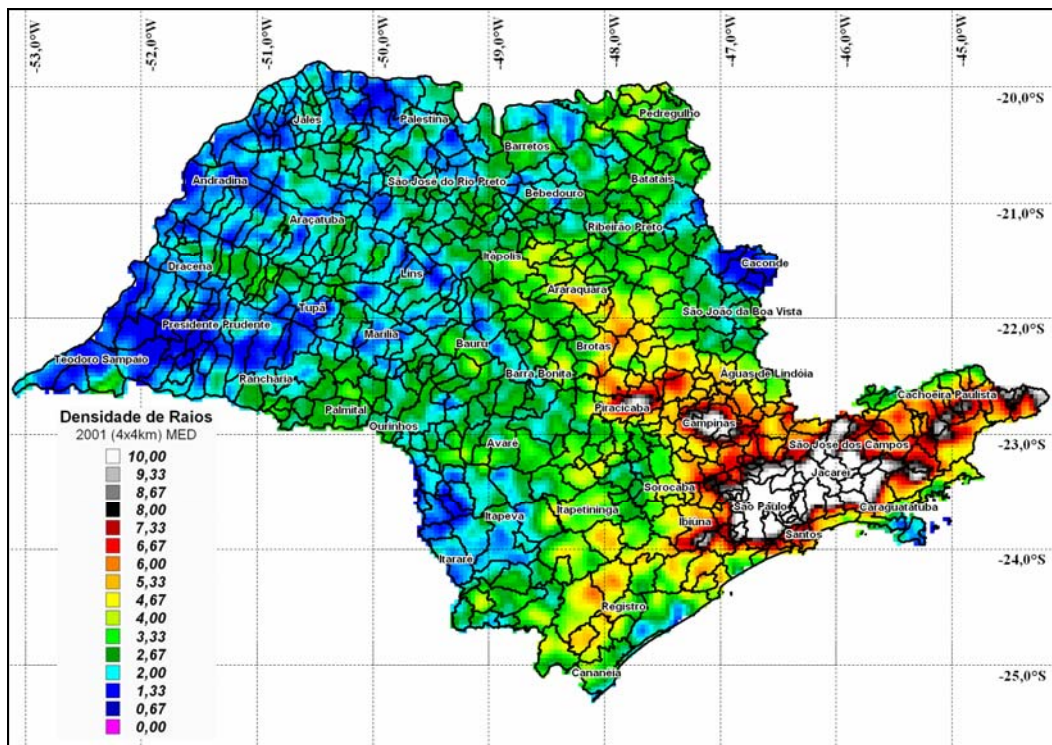


FIGURA 9.15 – Idem à Figura 9.13 para o ano de 2001.

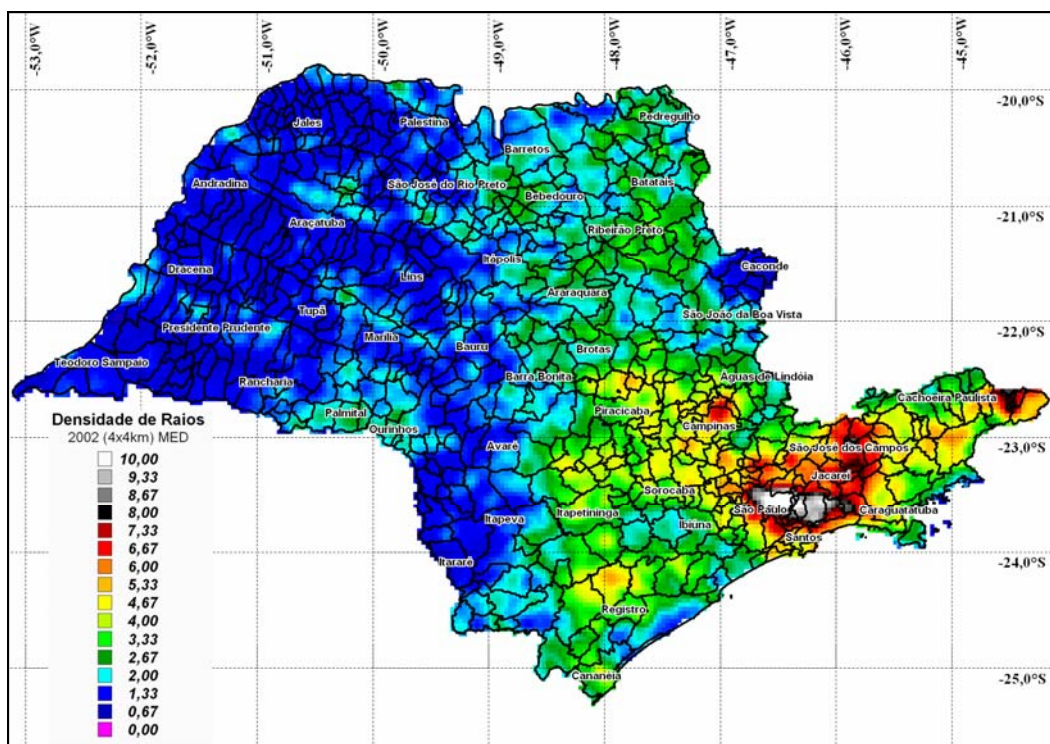


FIGURA 9.16 – Idem à Figura 9.13 para o ano de 2002.

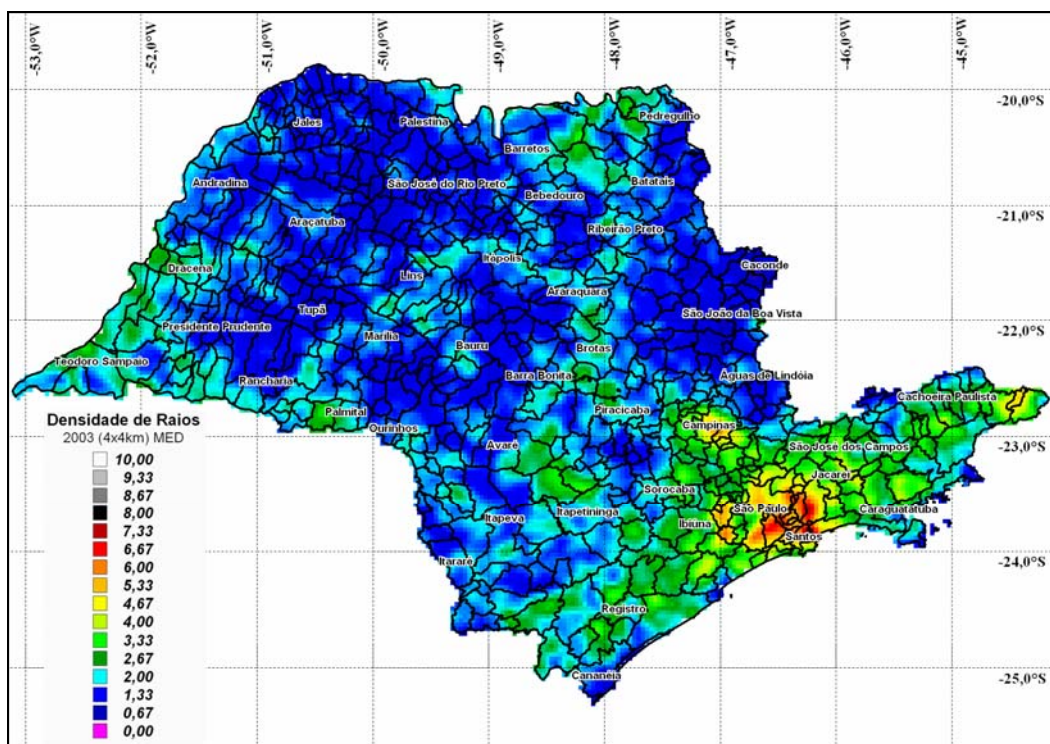


FIGURA 9.17 – Idem à Figura 9.13 para o ano de 2003.

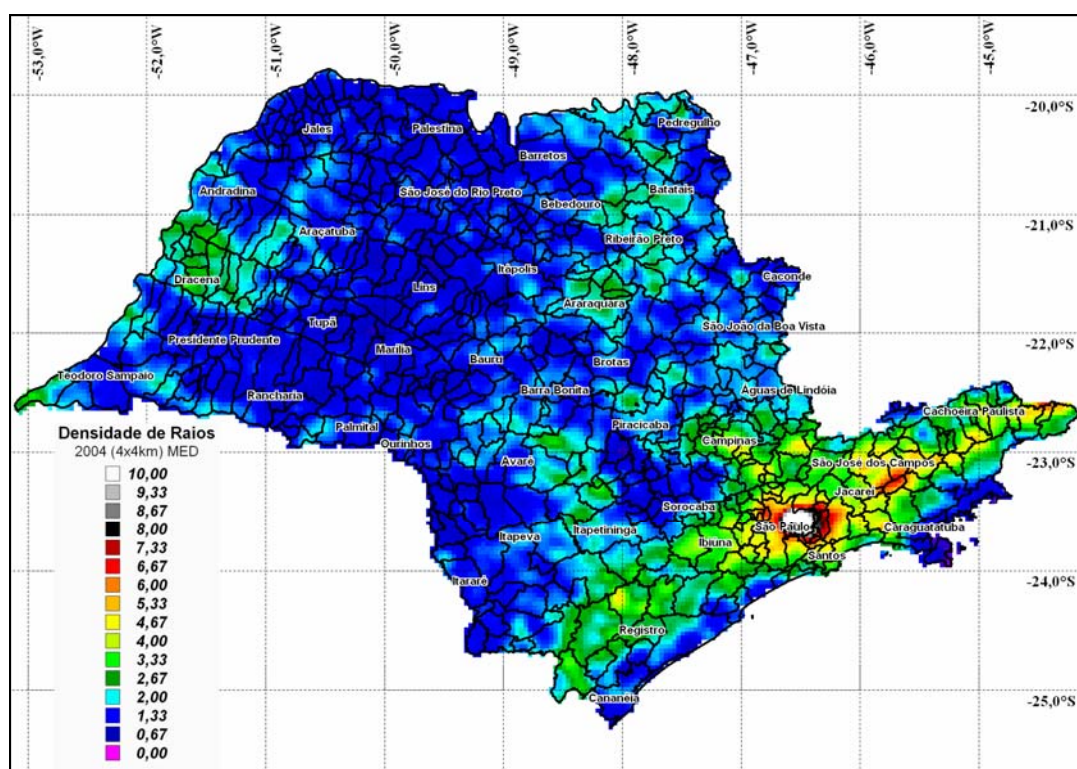


FIGURA 9.18 – Idem à Figura 9.13 para o ano de 2004.

Muitas das características apresentadas nos mapas das Figuras 9.13 a 9.18 já foram discutidas na Seção 9.2.3. Vale ressaltar, entretanto, que a distribuição diferenciada dos raios entre a porção leste (maior atividade) e oeste (menor atividade) do estado é uma característica que se mantém constante ao longo dos anos, reforçando a hipótese do efeito da maior urbanização na região leste. Outro aspecto fortemente relacionado com os centros urbanos são as elevadas densidades observadas na RMSP, na cidade de Campinas e na região de São José dos Campos, presentes praticamente em todos os anos. Finalmente, o efeito urbano observado em Piracicaba (uma cidade com cerca de 380 mil habitantes) no ano de 2001 é condizente com a hipótese de que este efeito acontece apenas quando a atividade regional de raios atinge um determinado valor crítico. Desta forma, como essa cidade é relativamente pequena, somente no ano de 2001, o qual caracterizou-se por grande atividade geral de raios, foi possível observar seu efeito urbano. Entretanto, há situações que essa teoria não pode explicar. É o caso da cidade de Sorocaba, localizada a pouco menos de 80 km da RMSP. Trata-se de um centro urbano do porte de São José dos

Campos (com quase 500 mil habitantes) e que não apresentou o efeito urbano nem no ano de 2001. Essa discussão será retomada no Capítulo 10, porém acredita-se que o efeito urbano seja potencializado pela poluição atmosférica. Desta forma, o que poderia justificar a ausência de efeito urbano na cidade de Sorocaba seriam os baixos índices de concentração de poluentes em comparação com Piracicaba. Uma outra hipótese seria que a região de Sorocaba não apresenta os mesmos índices de atividade de raios que a região de Piracicaba, nunca atingindo assim o valor crítico necessário para disparar o efeito urbano. Nenhum estudo envolvendo as questões discutidas aqui foi realizado ainda para essas cidades, o que impede qualquer conclusão a respeito.

9.2.5. Corrente de Pico Negativa

Além da densidade de raios, o estudo da distribuição geográfica da corrente de pico tem um papel igualmente importante para o conhecimento das características dos raios, uma vez que este parâmetro está diretamente relacionado com a estrutura elétrica das nuvens de tempestade. A Figura 9.19 mostra os mapas das distribuições da corrente de pico para os raios com polaridade negativa (original e corrigida a partir do MEDR) na região sudeste para o período de 6 anos de dados (1999-2004). Esses mapas serão então utilizados para avaliar a correção do modelo.

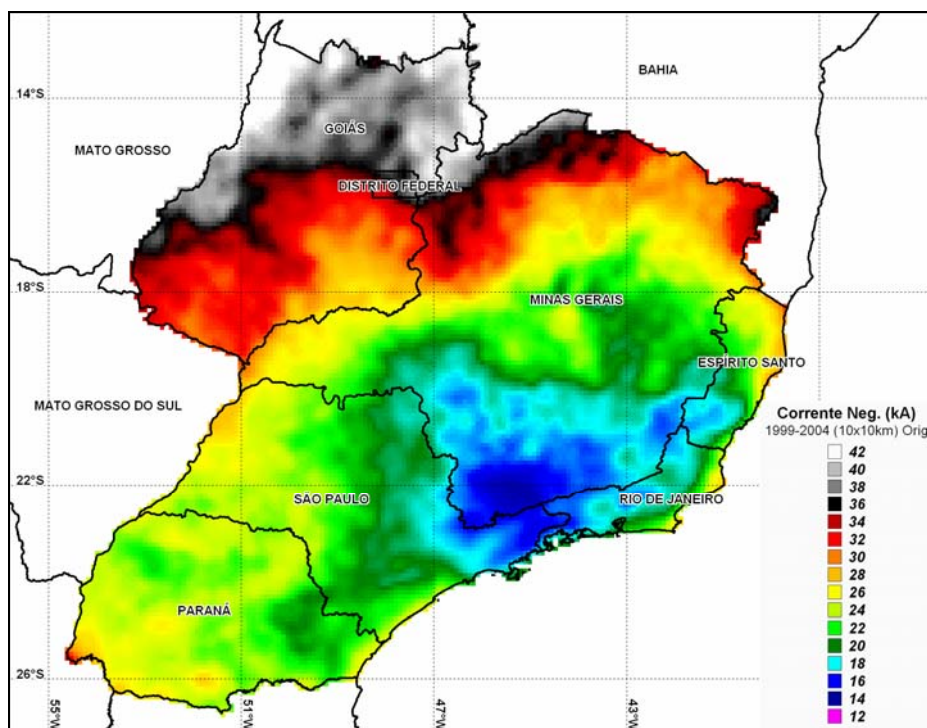


FIGURA 9.19 – (a) Distribuição original da corrente de pico (kA) dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10 x 10km.

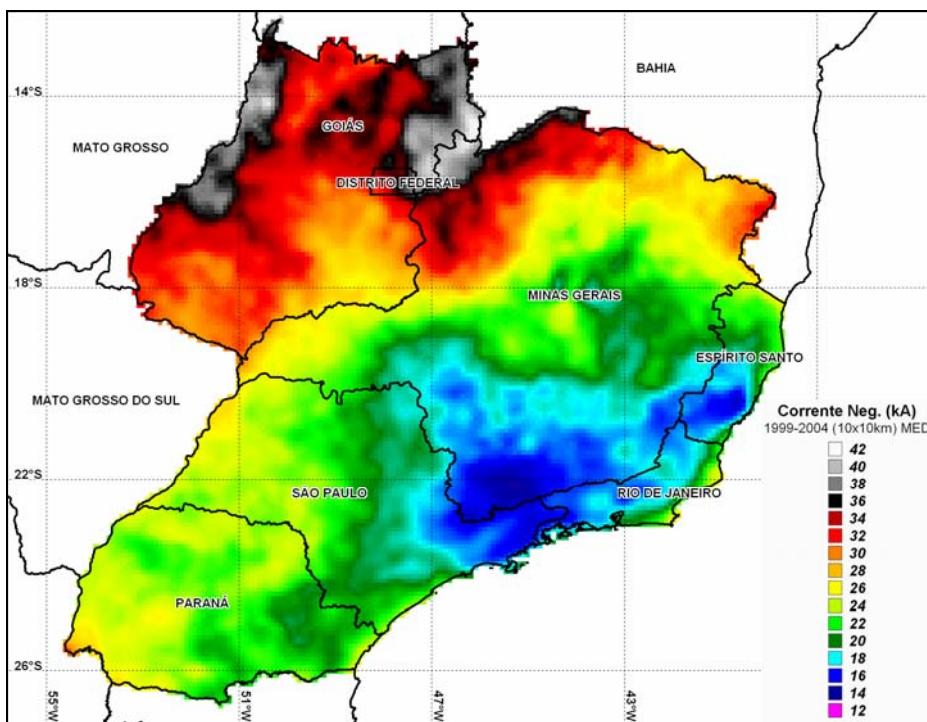


FIGURA 9.19 – (b) Idem a Figura 9.19a, porém corrigida com base no MEDR.

9.2.5.1. Avaliação do MEDR

Conforme discutido no Capítulo 8, a correção do MEDR para a corrente de pico dos raios tende a reduzir sua média global, uma vez que a ponderação pelo fator de correção tende a dar um peso maior para as descargas mais fracas, já que estas estão associadas a valores de ED menores e, conseqüentemente, a fatores de correção maiores. Comparando as Figuras 9.19a e 9.19b, observa-se que a correção de fato reduziu os valores de corrente em todas as regiões, notadamente no estado de GO, ES e PR, localizados nas extremidades da rede. Há um aspecto muito importante a ser discutido aqui. O aumento dos valores de corrente de pico à medida que se afasta da região central da malha de sensores não é real, mas sim resulta de um efeito da rede de detecção, o qual foi estudado detalhadamente por Naccarato et al. (2002, 2003b). Nesses trabalhos, mostrou-se que, quanto mais distante se está da região central da malha, mais eventos fracos são perdidos pela rede, uma vez que sua ED cai rapidamente para as descargas mais fracas nessas regiões (conforme ilustra a Figura 8.9a do Capítulo 8). Como conseqüência, apenas os eventos mais intensos são detectados nas regiões próximas às extremidades da rede, aumentando sistematicamente os valores de corrente de pico. Este artefato pode ser observado claramente na Figura 9.19a, sendo denominado de efeito de borda. Com o desenvolvimento do MEDR, esperava-se que as correções pudessem compensar esse efeito, uniformizando assim os mapas de corrente de pico, entretanto isso não aconteceu de forma completa. Embora as correções estejam de fato atuando com maior peso nos eventos mais fracos, como eles são minoria nas regiões mais afastadas da rede, a correção não é suficiente para reduzir os valores de corrente de pico nessas áreas e assim minimizar o efeito de borda. Como conseqüência, o mapa de distribuição corrigida (Figura 9.19b) ainda apresenta o artefato, ainda que um pouco reduzido. Desta forma, a solução para esse problema seria o modelo atuar diretamente nas distribuições de corrente de pico dessas regiões mais afastadas, ajustando-as para que tenham um comportamento mais parecido com as distribuições dos eventos detectados no centro da rede. Desta forma, eventuais diferenças nos valores de corrente observados seriam então reais e não mais causados pelo efeito de borda. As Figuras 9.20a e 9.20b ilustram o que foi discutido até agora.

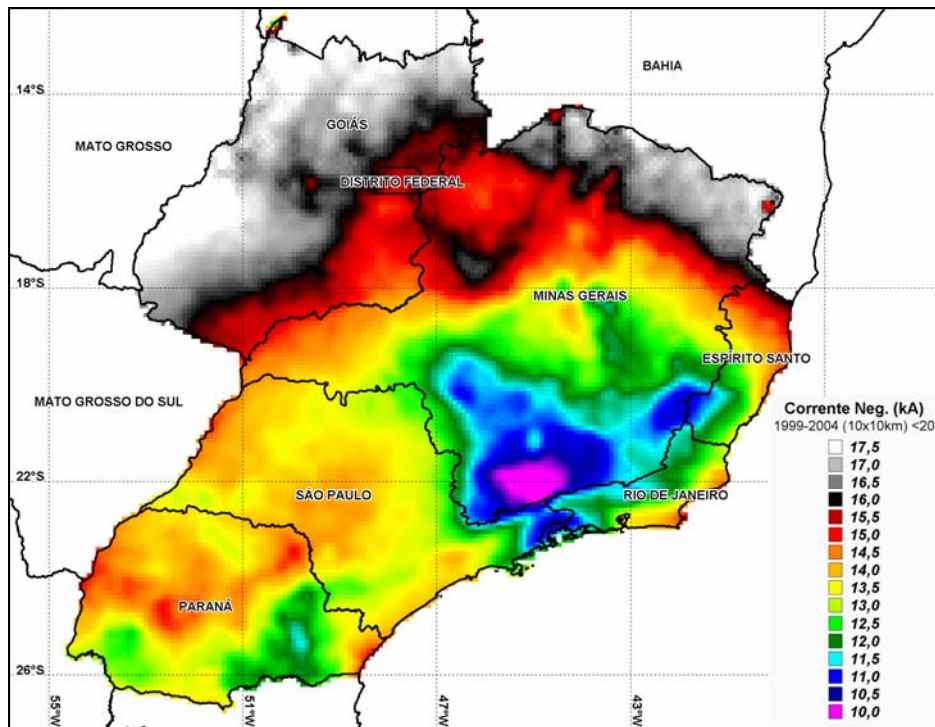


FIGURA 9.20 – (a) Distribuição da corrente de pico original dos raios negativos (<20kA) na região sudeste. Período de 1999-2004. Resolução de 10x10km.

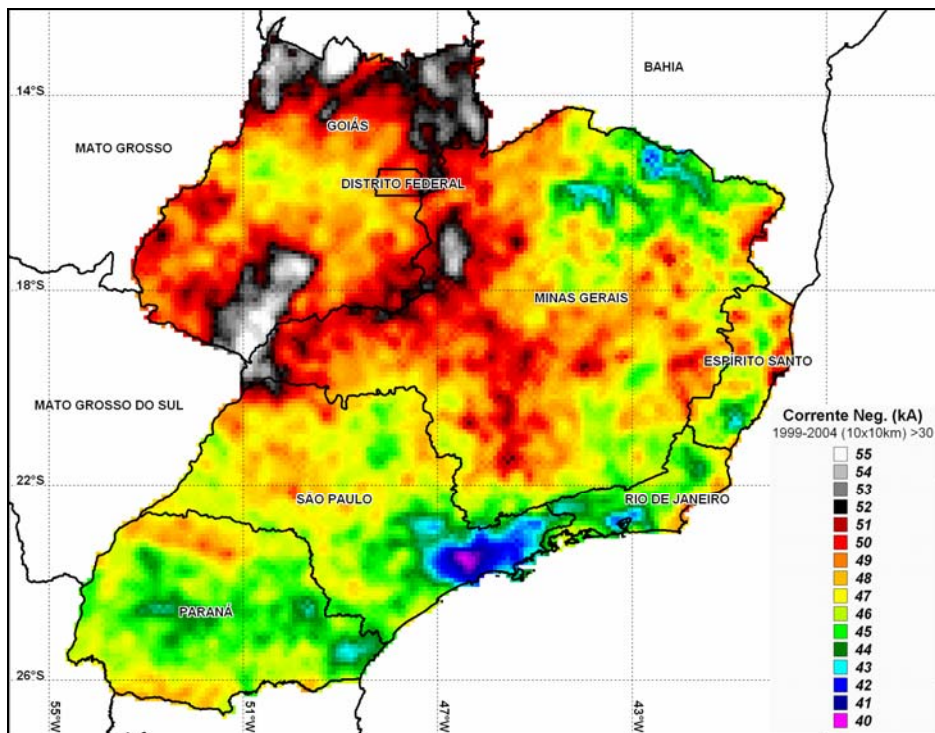


FIGURA 9.20 – (b) Idem a Figura 9.20a, porém para valores de corrente acima de 30kA.

A Figura 9.20a mostra a distribuição da corrente de pico dos raios negativos considerando apenas os eventos fracos (abaixo de 20kA) para o período de 6 anos de dados. Claramente se observa o efeito da ED da rede sobre os valores de corrente, conforme discutido no Capítulo 8, onde se mostrou que o modelo consegue reproduzir bem as variações da ED da rede em função das diferentes faixas de corrente consideradas. No centro da malha, os valores de corrente são bem menores que nas extremidades, uma vez que nessas regiões mais afastadas os eventos mais fracos são perdidos. Por outro lado, quando se considera a distribuição da corrente de pico apenas para os eventos mais intensos (com valores de corrente acima de 30kA), o comportamento muda radicalmente (Figura 9.20b). Conforme se discutiu no Capítulo 8, para eventos mais intensos, a ED da rede tende a ser uniforme em toda a área de cobertura (Figura 9.9c). Desta forma, as eventuais variações nos valores da corrente de pico observadas tendem a ser reais, uma vez que efeito de borda (causado pelas variações da ED) foi eliminado. Com isso, o mapa da Figura 9.20b pode ser usado em trabalhos futuros para avaliar se as correções de um possível MEDR modificado são suficientes para compensar as variações da ED da rede para as faixas mais baixas de corrente.

9.2.5.2. Aspectos da Distribuição da Corrente de Pico Negativa

Conforme foi visto no item anterior, o mapa da distribuição de corrente de pico negativa (Figura 9.19b), embora corrigido pelo MEDR, ainda apresenta o efeito de borda. Por esse motivo, levantou-se a distribuição da corrente de pico apenas para os eventos mais intensos (com valores de corrente acima de 30kA), resultando na Figura 9.20b. Com base no que foi discutido até agora, acredita-se que o mapa da Figura 9.20b represente a distribuição geográfica real da corrente de pico na região de estudo. Pelo fato de se ter descartado todos os eventos abaixo de 30kA, os valores absolutos da legenda não têm qualquer significado físico e não podem ser considerados em nenhum tipo de estudo. Para isso, seria necessário aplicar uma correção a esses valores com o objetivo de trazê-los de volta às magnitudes reais. Ainda não foi desenvolvida uma metodologia para isso, mas fica aqui a sugestão para um trabalho futuro, haja vista que esse mapa pode ser bastante útil na validação de novas versões do MEDR.

Considerando então apenas as variações relativas na Figura 9.20b, nota-se que os raios negativos tendem a ser mais fracos no estado do PR em comparação com MG e GO. Eventos bastante intensos parecem ocorrer no sul e no norte do estado de GO, bem como no noroeste de MG e numa pequena parte do norte do estado de SP. Uma análise mais detalhada dos raios nessas regiões permitirá avaliar se isso corresponde a uma variação real na intensidade dos eventos ou se ainda permanece a influência da rede de detecção. Para finalizar, um aspecto bastante curioso pode ser visto com grande evidência no estado de SP e mais discretamente no estado do RJ: a redução dos valores da corrente de pico em regiões bem específicas, como a RMSP, RMRJ, cidades de Campinas/SP, São José dos Campos/SP e Resende/RJ. Não se pode afirmar ainda se esse efeito é consequência direta dos centros urbanos ou se essa redução está associada à maior ocorrência de eventos nessas regiões ou ainda se existem fatores meteorológicos relacionados. A Figura 9.21a mostra a distribuição da corrente de pico negativa corrigida a partir do MEDR para o estado de SP (1999-2004), onde se observa claramente ainda o efeito de borda. A Figura 9.21b corresponde à distribuição para eventos com valores de corrente acima de 30kA para os 6 anos de dados. Nesse mapa, que mostra o estado de SP mais detalhadamente, observa-se que a redução dos valores de corrente não coincide exatamente com os centros urbanos (RMSP, Campinas e São José dos Campos), mas ocorre numa área mais abrangente ao redor dessas regiões, incluindo o Vale do Paraíba, que apresenta níveis de urbanização elevados. Conforme já mencionado, ainda não se sabe as causas desse efeito.

9.2.6. Corrente de Pico Positiva

A Figura 9.22 mostra os mapas da distribuição geográfica da corrente de pico dos raios com polaridade positiva original e corrigida pelo MEDR para o período de 6 anos de dados (1999-2004) na região sudeste do Brasil. De forma análoga aos mapas de corrente negativa, algumas considerações a respeito da correção do modelo e das características físicas dos raios podem ser discutidas.

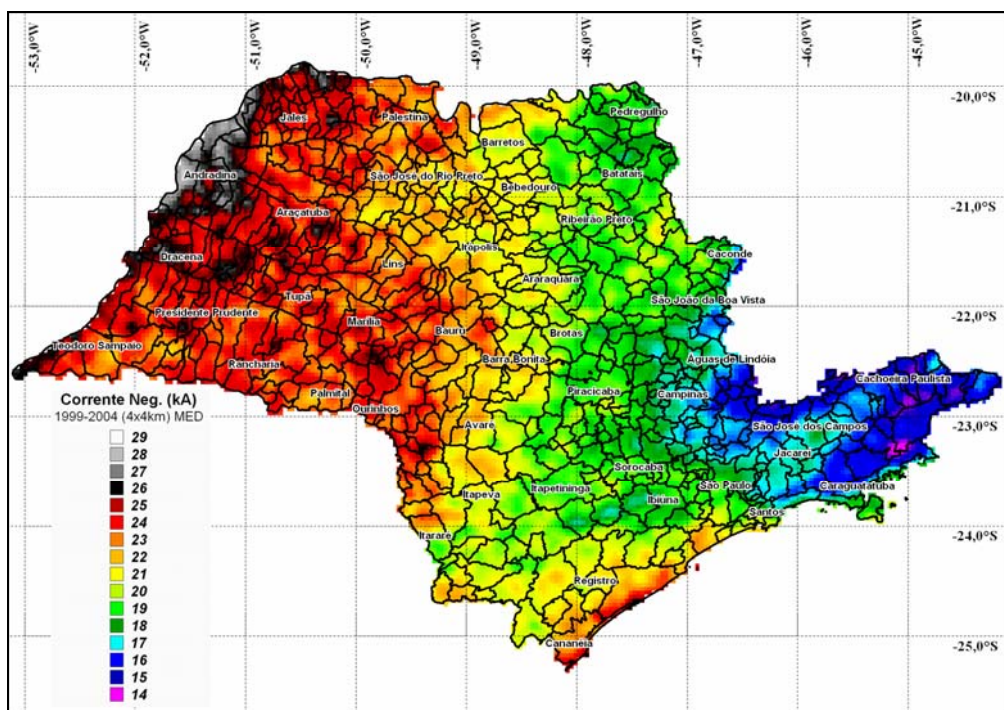


FIGURA 9.21 – (a) Distribuição corrigida da corrente de pico (kA) dos raios negativos no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.

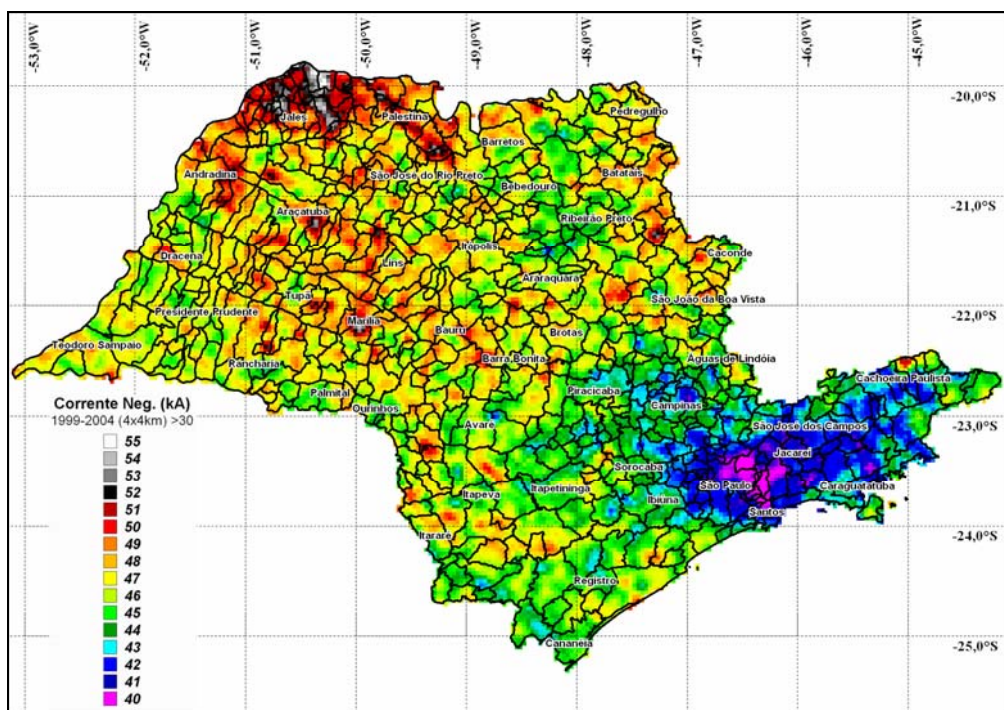


FIGURA 9.21 – (b) Distribuição da corrente de pico original dos raios negativos (>30kA) no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.

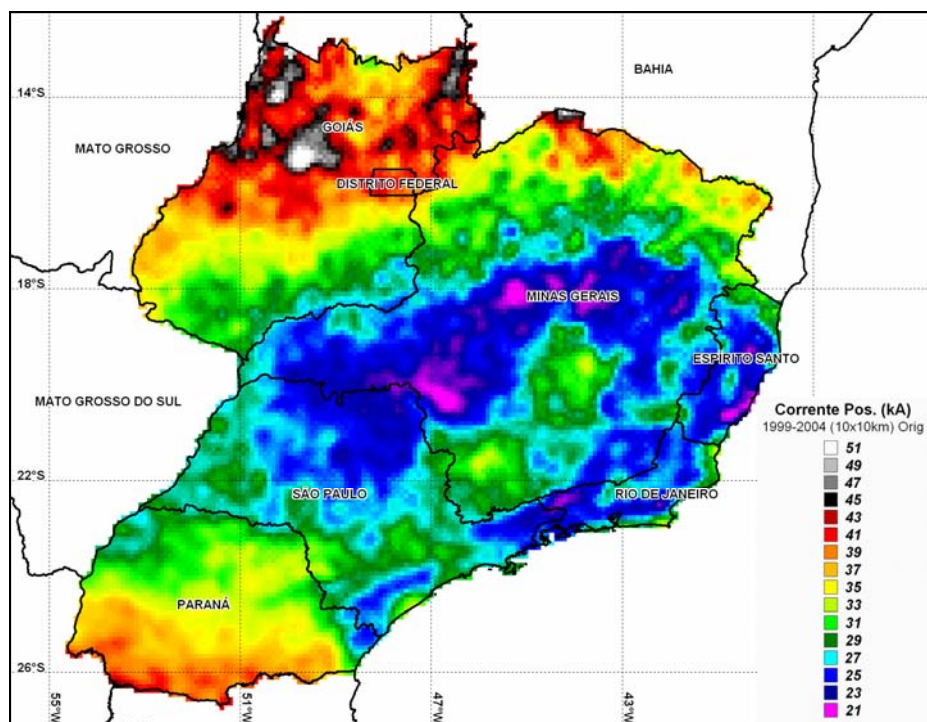


FIGURA 9.22 – (a) Distribuição original da corrente de pico (kA) dos raios positivos na região sudeste. Período de 1999-2004 e resolução de 10 x 10 km.

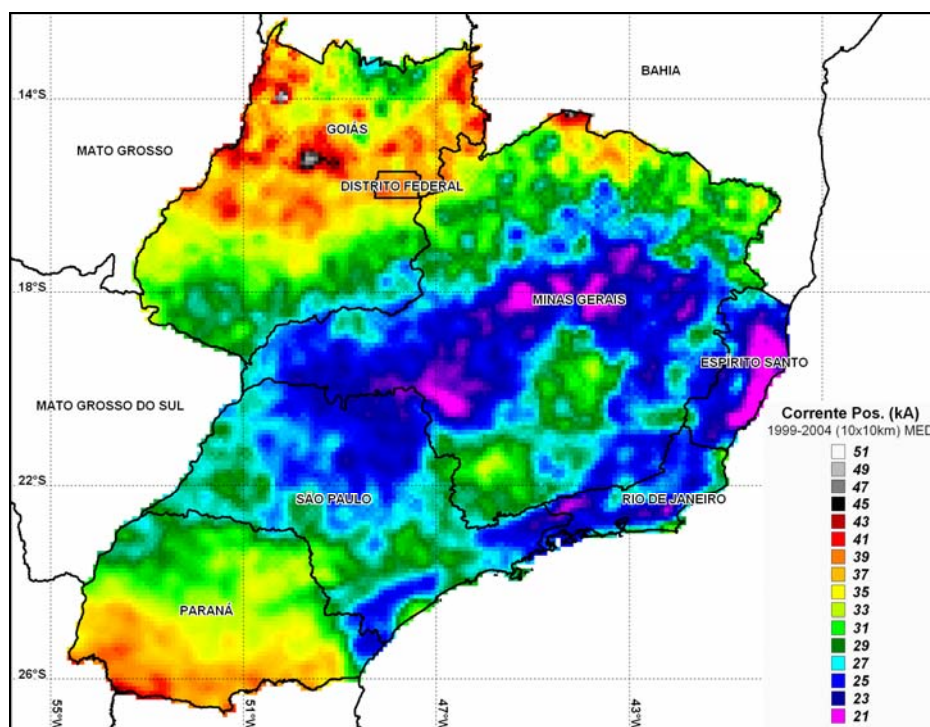


FIGURA 9.22 – (b) Idem a Figura 9.22a, porém corrigida com base no MEDR.

9.2.6.1. Avaliação do MEDR

Com base nos mapas da Figura 9.22 e conforme discutido no Capítulo 8, observa-se que o efeito da correção do MEDR na distribuição da corrente de pico positiva é semelhante ao da distribuição da corrente de pico negativa. Como a correção atua mais efetivamente nos eventos mais fracos (Figura 8.10b do Capítulo 8), a tendência da média da corrente de pico positiva é diminuir, principalmente nas regiões mais externas da rede, onde a ED sofre uma redução mais significativa para os eventos mais fracos (efeito de borda). Isso pode ser observado nos resultados da Figura 9.22, principalmente no estado de GO, nordeste de MG e no estado do ES. Para o estado do PR, entretanto, não houve uma redução significativa. Esse fato será discutido na próxima sessão. Já no centro da rede de detecção, como era esperado, não se percebe variações significativas devido a ED mais uniforme.

Um outro ponto importante a ser discutido é a eliminação dos eventos com correntes de pico inferiores a 10kA, conforme discutido no Capítulo 8. Neste trabalho, em todos os resultados apresentados, esse procedimento foi adotado como uma forma de se minimizar o efeito da contaminação dos dados por descargas IN. Segundo o que se discute na literatura, 90% dos eventos com polaridade positiva e intensidade de corrente abaixo de 10kA são de fato descargas IN erroneamente classificadas pela rede como relâmpagos NS válidos (Schulz et al. 2005). Mesmo com o corte desses eventos mais fracos, observa-se nos mapas da Figura 9.22 que a correção foi efetiva para as regiões mais externas da rede. Isso porque, pelo histograma da corrente de pico positiva (mostrado na Figura 8.10b do Capítulo 8), mesmo com o corte em 10kA, a correção ainda continua atuando até a faixa de corrente de 25-30kA.

9.2.6.2. Aspectos da Distribuição da Corrente de Pico Positiva

Comparando-se o mapa da distribuição da corrente de pico negativa corrigida (Figura 9.19b) com o mesmo mapa para a corrente positiva (Figura 9.22b), observa-se que a distribuição geográfica desta última tende a apresentar um efeito de borda menos acentuado que a primeira, uma vez que quase não se nota um aumento gradual dos valores à medida que se afasta do centro da malha de sensores. Acredita-se que isso ocorra porque

os raios com polaridade positiva tendem a ser naturalmente mais intensos que os eventos de polaridade negativa, conforme já demonstrado por Naccarato et al. (2001a); Orville e Huffines (2001); Soriano et al. (2001); Areitio et al. (2001); Schulz et al. (2005). Desta forma, a redução da ED da rede nas regiões mais externas da malha de sensores tende a ser menor para os eventos positivos que para os negativos, minimizando assim o efeito de borda. Com isso, pode-se dizer que a distribuição geográfica da corrente de pico positiva corrigida a partir do modelo (Figura 9.22b) aproxima-se muito mais da realidade que a distribuição da corrente negativa corrigida (Figura 9.19b), a qual é mais sensível às variações da ED da rede e, conseqüentemente, ao efeito de borda.

Um último aspecto observado no mapa da Figura 9.22b merece atenção. Foi visto que a correção do modelo atuou relativamente bem na redução dos valores de corrente positiva no estado de GO, ES e nordeste de MG, minimizando o efeito de borda. Entretanto, essa mesma redução não foi observada no centro-sul do estado do PR, região em que as correções foram mínimas. Analisando-se conjuntamente os mapas da densidade de raios (Figura 9.2), da distribuição total dos relâmpagos com base nos dados do sensor LIS (Figura 9.3), da distribuição aproximada da corrente de pico negativa (Figura 9.20b) e da distribuição da corrente de pico positiva (Figura 9.22b), conclui-se que o aumento dos valores médios da corrente positiva nessa região parece não ser causado pela rede de detecção (efeito de borda), havendo assim fortes indícios de que se trata de um efeito físico real. Além disso, Velasco e Fritsch (1987) mostraram que nessa região predominam os grandes sistemas convectivos de mesoescala (MCS), caracterizados pelas chamadas tempestades severas, as quais apresentam elevadas taxas de ocorrência de descargas IN (Boccippio et al. 2001), maiores percentuais de raios com polaridade positiva (Carey et al. 2003) e valores médios de intensidade de corrente positiva maiores (Carey e Rutledge. 2003). Desta forma, comparando-se o número total de raios dados pelo sensor LIS com a densidade de raios dada pela RINDAT, observa-se que essa região é caracterizada realmente por taxas mais altas de descargas IN (dando suporte à ocorrência dos MCS). Entretanto, essas descargas não contaminam os dados de corrente, uma vez que os valores médios aumentam nessa região, outra característica dos MCS. Se houvesse contaminação, o efeito esperado seria o inverso. Essa região não apresenta efeito de borda na distribuição geográfica da corrente positiva, já que fora minimizado pela correção do modelo de forma

análoga ao estado de GO, ES e norte de MG. Por fim, a distribuição aproximada da corrente negativa não mostra nenhum aumento nos valores para a região centro-sul do PR, condizente com a inexistência do efeito de borda e com a característica dos MCS de apresentarem valores baixos de corrente negativa (Carey e Rutledge. 2003). Todas essas evidências permitem dizer que o aumento nos valores de corrente positiva no centro-sul do estado do PR está associado à ocorrência mais freqüente de MCS e não a efeitos da rede de detecção.

Por fim, o mapa da Figura 9.23 traz a distribuição geográfica da corrente de pico positiva no estado de SP para o período de 1999-2004. Considerando que esse mapa já representa a realidade com boa aproximação, conforme discussão anterior, observa-se que na região norte-nordeste do estado os eventos tendem a ser mais fracos que na região centro-oeste. Além disso, reduções nos valores da corrente positiva também são observadas no leste do Vale do Paraíba e numa faixa bem definida no sul do estado. Ainda não há estudos que dêem suporte a essas observações e análises mais detalhadas são necessárias para avaliar se esses resultados estão associados a efeitos da rede detecção ou se realmente representam variações de origem física.

9.2.7. Multiplicidade dos Raios com Polaridade Negativa

Os raios positivos tendem a ser predominantemente simples (compostos apenas por uma única descarga de retorno), os quais representam cerca 90%-95% do total de eventos de mesma polaridade (Naccarato et al. 2001a; Areitio et al. 2001; Schulz et al. 2005). Por esse motivo, não serão analisadas neste trabalho as características da multiplicidade para essa polaridade.

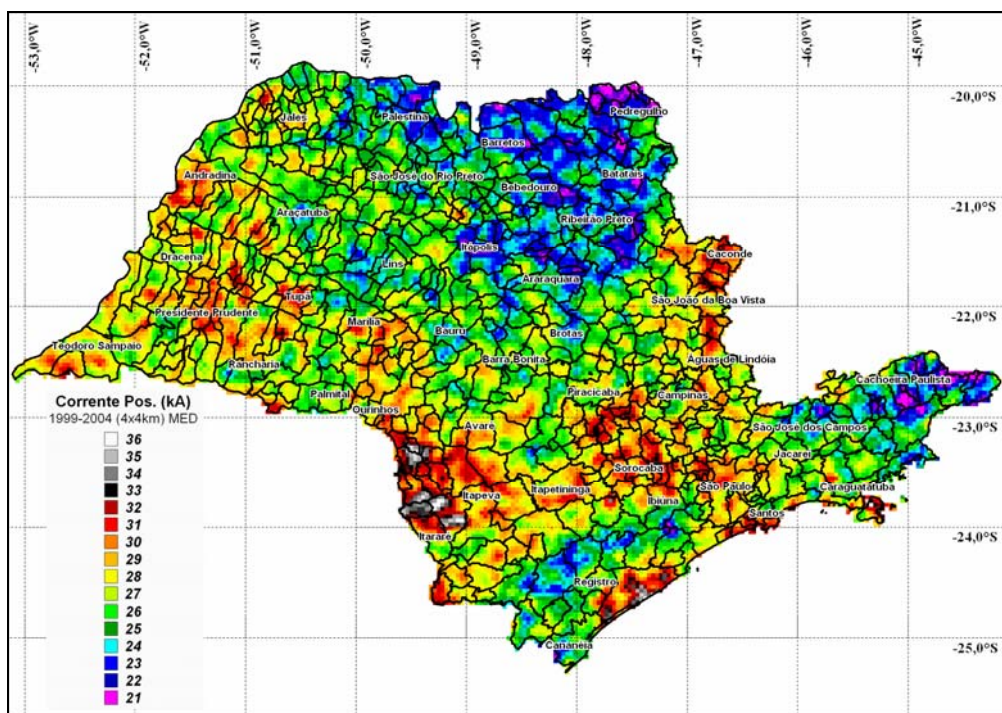


FIGURA 9.23 – Distribuição corrigida a partir do MEDR da corrente de pico dos raios positivos no estado de SP. Período de 1999-2004 e resolução de 4x4km.

A Figura 9.24 mostra a distribuição geográfica original da multiplicidade dos raios negativos para a região sudeste no período de 1999-2004. Claramente se observa no norte de GO e nordeste de MG o efeito de borda da rede reduzindo os valores de multiplicidade. Isso porque, as descargas subsequentes dos raios múltiplos tendem a ser mais fracas que as primeiras descargas de retorno (Rakov e Uman. 2003), fato já comprovado na literatura. Desta forma, como a ED da rede cai significativamente para faixas mais baixas de corrente e para regiões mais afastadas do centro da malha de sensores, as descargas subsequentes são perdidas com maior frequência que as primeiras descargas de retorno nessas regiões. Com isso, os raios tendem a parecer mais simples por artefato da rede de detecção. Para o estado do PR, observa-se o mesmo efeito, porém não tão acentuado e melhor distribuído.

Não se apresentou o mapa da distribuição de multiplicidade corrigida pelo MEDR, pois nenhuma variação significativa foi observada em nenhuma região da área estudada. Conforme discussão do Capítulo 8, esse resultado já era esperado uma vez que o atual modelo não pode ser usado para corrigir os mapas de distribuição de multiplicidade. Essa

correção não é um assunto trivial e exige refinamentos específicos no modelo que envolvem basicamente o conhecimento da ED de descargas de retorno individuais da rede e não apenas da ED de relâmpagos.

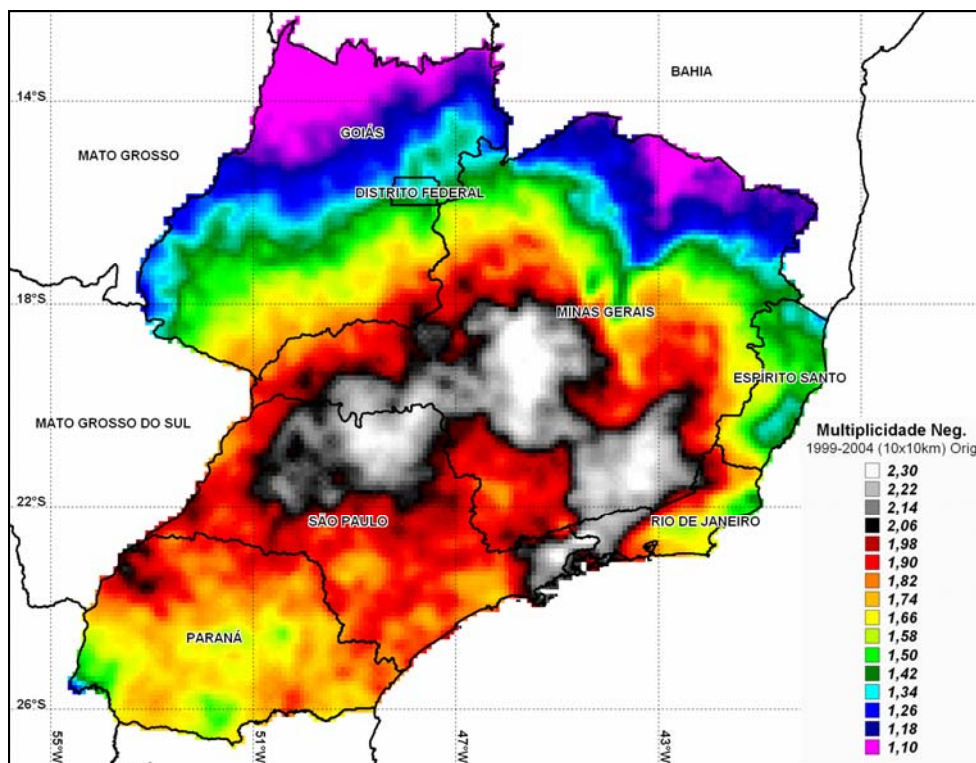


FIGURA 9.24 – Distribuição original da multiplicidade dos relâmpagos negativos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10x10km.

Embora apresentando efeitos de borda, o mapa da Figura 9.24 mostra um comportamento bastante característico da multiplicidade nos estados de MG, SP e RJ. Recomenda-se, entretanto, certa cautela na utilização dessas informações, uma vez que ainda precisam ser analisadas com mais detalhes (conforme foi feito para a corrente de pico) a fim de identificar o que é artefato da rede de detecção, o que é efeito real. Por outro lado, o mapa da Figura 9.24 ainda traz informações interessantes mostrando que a multiplicidade no norte do estado de SP e no extremo leste é maior que no restante do estado, a qual permanece praticamente uniforme. Não se observam variações associadas aos grandes centros urbanos. No estado do PR, a multiplicidade parece ser praticamente uniforme em toda a região. A Figura 9.25 traz o mapa (também sem correção) da distribuição geográfica

da multiplicidade dos raios negativos para o estado de SP no período de 1999-2004. Nenhum aspecto adicional foi observado nesse mapa que não tenha sido discutido anteriormente, com destaque para o fato de não se observar o efeito urbano sobre a multiplicidade.

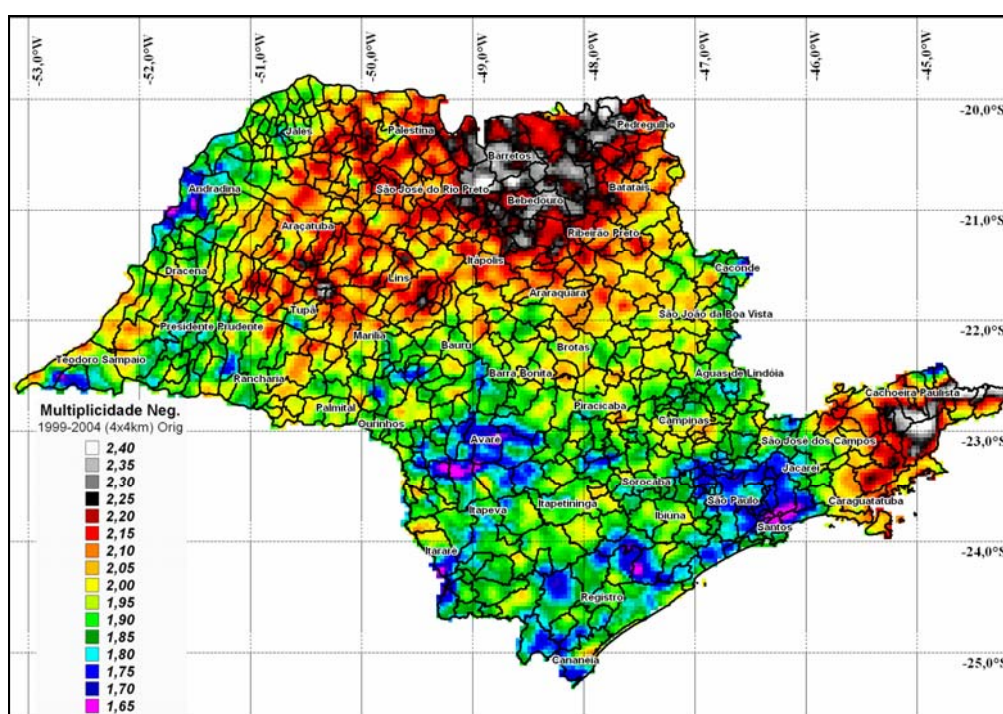


FIGURA 9.25 – Distribuição original da multiplicidade dos raios negativos no estado de SP para o período de 1999-2004 com resolução de 4x4km.

9.2.8. Percentual de Positivos

O último parâmetro a ser analisado nessa primeira parte do estudo é o percentual de raios com polaridade positiva em relação ao número total de eventos, ou simplesmente, percentual de positivos. A Figura 9.26 mostra os mapas da distribuição original (Figura 9.26a) e corrigida a partir do MEDR (Figura 9.26b) do percentual de positivos para a região sudeste no período de 1999-2004. Vários aspectos interessantes podem ser vistos nesses mapas, os quais serão discutidos a seguir em termos da correção do modelo e das características físicas.

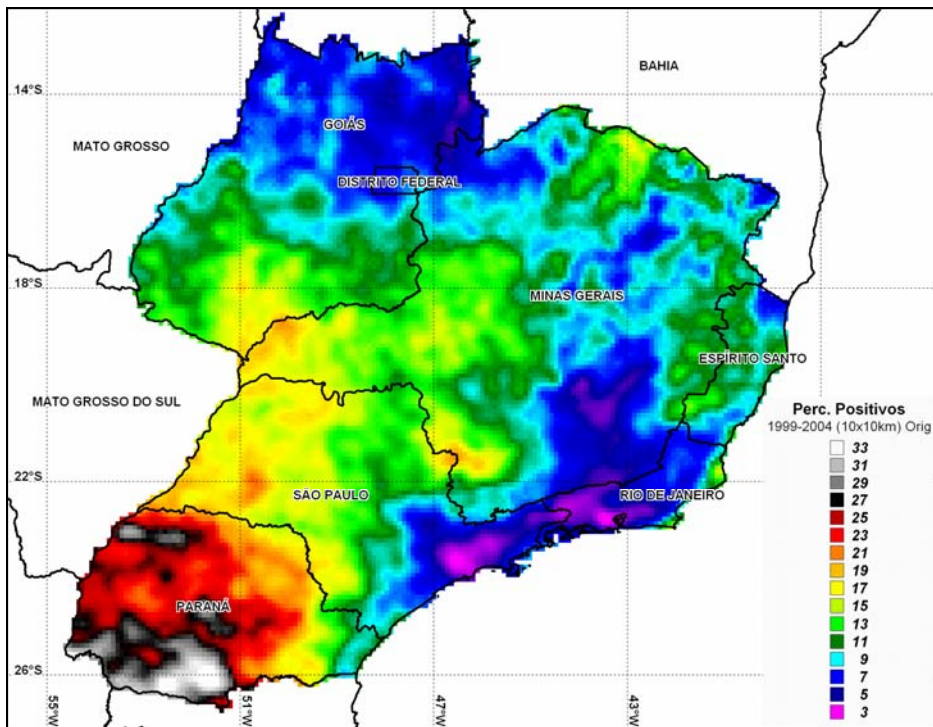


FIGURA 9.26 – (a) Distribuição original do percentual de relâmpagos positivos na região sudeste para o período de 1999-2004 com resolução de 10 x 10 km.

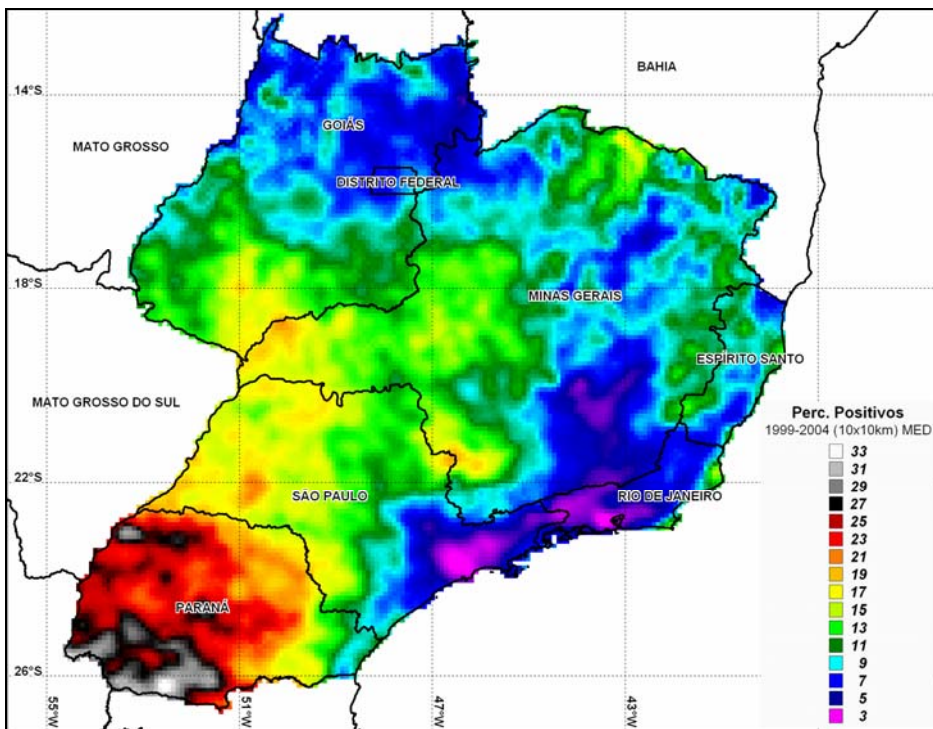


FIGURA 9.26 – (b) Idem a Figura 9.26a, porém corrigida com base no MEDR.

9.2.8.1. Avaliação do MEDR

Em função das características do modelo e com base nas Figuras 9.26a e 9.26b, pode-se dizer que a correção do percentual de positivos se processa de maneira diferente em diferentes regiões dependendo das variações da ED da rede e das distribuições da corrente para eventos negativos e positivos. De um modo geral, em áreas com valores mais altos de ED (centro-sul de MG e estados de SP, RJ e PR), a correção tende a reduzir levemente os valores registrados pela rede. Em áreas caracterizadas por baixa ED (centro-norte de GO, nordeste de MG e estado do ES), a correção tende a reforçar os valores observados. Isso porque, quando a ED da rede é alta, mais eventos fracos são detectados. Como os raios positivos tendem a ser mais intensos que os negativos, a correção atua mais sobre o número de negativos que de positivos, reduzindo assim o percentual. Para a situação inversa, quando a ED é baixa, a correção do número de positivos tende a preponderar uma vez que o número de negativos cai proporcionalmente, por serem mais fracos. Com isso, percebe-se um aumento no percentual. Este efeito diferenciado de correção, entretanto, depende fortemente das diferenças de distribuição de corrente de pico entre as polaridades. Em geral, os eventos positivos tendem a ser mais intensos, porém, em regiões específicas, os raios negativos podem ser mais intensos, invertendo assim os resultados acima. E até mesmo pode ocorrer de não haver alterações, caso as distribuições de corrente sejam semelhantes. De qualquer forma, seguindo a regra geral, a redução do percentual de positivos em áreas de melhor cobertura da rede pode ajudar a compensar a contaminação dos dados por descargas IN, a qual tende a aumentar o número de eventos positivos justamente nas áreas com maior ED da rede. Além disso, sabe-se que a eliminação dos positivos com correntes de pico abaixo de 10kA não é suficiente para remover toda a contaminação dos dados (Naccarato et al. 2004a; Schulz et al. 2005). Com isso, esse comportamento do modelo pode ser útil nesse sentido.

9.2.8.2. Aspectos da Distribuição do Percentual de Positivos

Através da Figura 9.26b, observa-se alguns padrões de comportamento do percentual de positivos bastante interessantes. O primeiro deles, bastante evidente, é a estreita correlação com a densidade de raios. Comparando-se a Figura 9.26b com a Figura 9.2, claramente se

observa que o percentual de positivos atinge os menores valores justamente nas regiões onde os valores da densidade de raios são mais altos. Desta forma, observa-se, para o percentual de positivos, o mesmo padrão descrito na Seção 9.2.2 referente a incidência de raios: uma faixa que se estende desde o leste do PR passa pela RMSP (margeando o litoral), avança pelo Vale do Paraíba, oeste do RJ, sudeste de MG até chegar na região central do estado. Uma diminuição não tão acentuada também é percebida na porção leste do SP, que coincide com os valores de densidades levemente mais altos que na porção oeste. No sul de MG também se observa uma ilha com valores mais altos de percentual de positivos a qual está diretamente associada (exatamente na mesma posição) com a ilha de baixa atividade de raios observada na Figura 92. Além disso, sobre os grandes centros urbanos (RMSP, Campinas/SP, RMRJ, São José dos Campos/SP) e sobre a região de Resende/RJ nitidamente se nota a redução ainda mais acentuada do percentual de positivos. Esses resultados mostram que parece haver uma estreita relação entre o aumento do número de raios e a redução proporcional do percentual de positivos. Isso leva à seguinte questão: com o aumento do número total de raios, a queda observada no percentual de positivos se deve a um aumento do número de negativos (mantendo-se o número de positivos constante) ou uma redução do número de positivos (mantendo-se o número de negativos constante)? Ou seriam ambas as hipóteses? Somente estudos futuros mais aprofundados poderão responder a essa pergunta.

Um segundo aspecto que deve ser discutido são os elevados valores de percentual de positivos observados predominantemente no sudoeste do estado do PR. Comparando-se a Figura 9.26b com o mapa da distribuição total de raios gerado com dados do sensor LIS (Figura 9.3), logo se pensa em contaminação por descargas IN. Porém, analisando o mapa da distribuição da corrente positiva (Figura 9.22b), observa-se que os valores nessa região não diminuem (o que comprovaria a hipótese da contaminação), pelo contrário aumentam. Com isso, têm-se novamente indícios da possível influência dos MCS nessa região do país (idéia discutida na Seção 9.2.6), os quais apresentam, entre outras características, valores mais elevados de percentual de positivos (Carey et al. 2003; Carey e Rutledge. 2003).

O mapa da distribuição corrigida do percentual de positivos no estado de SP para o período de 1999-2004 aparece na Figura 9.27. Não se apresentou o mapa da distribuição

original apenas por conveniência porque, como o estado de SP possui uma boa cobertura da rede de detecção, as correções do modelo não provocaram mudanças significativas no comportamento do parâmetro. Observando o mapa da Figura 9.27 nota-se mais uma vez que os percentuais de positivos diminuem nos centros urbanos (onde as densidades de raios são mais altas, segundo mapa da Figura 9.12b) e ao longo do Vale do Paraíba, acompanhando as altas incidências de raios. De forma semelhante à densidade de raios, o percentual de positivos também apresenta padrões diferenciados entre a porção leste e oeste do estado, sendo menores à leste justamente onde as densidades são mais altas. Um detalhe bastante curioso é o abrupto aumento do percentual de positivos na cidade de Caconde (à leste), o qual acompanha exatamente a queda abrupta na densidade de raios (Figura 9.12b). Observa-se, com isso, a fidelidade com que as variações espaciais do percentual de positivos seguem as variações espaciais da densidade de raios, apresentando sempre comportamentos contrários.

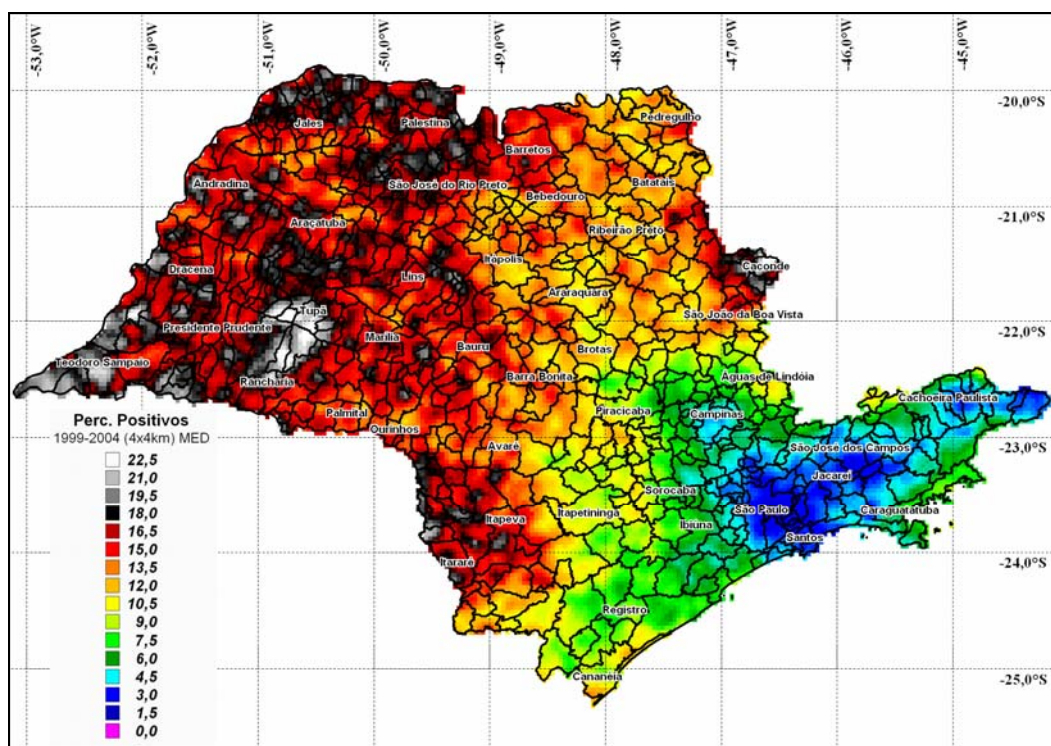


FIGURA 9.27 – Distribuição corrigida a partir do MEDR do percentual de relâmpagos positivos no estado de SP. Período de 1999-2004 e resolução de 4x4km.

9.3. Características Temporais dos Relâmpagos

9.3.1. Número de Raios

A Figura 9.28 exibe a variação anual do número de raios detectados na região sudeste para o período de 1999 a 2004. Os valores apresentados não correspondem à média do número de raios em cada ano, mas sim a soma total dos eventos. Observa-se que o ano de 2001 foi o ano com maior atividade de raios, seguido por 2000. Por outro lado, o ano de 2003 caracterizou-se por uma atividade bem mais baixa. Esse gráfico mostra também um comportamento interessante da ocorrência de raios, o qual apresenta um crescimento de 1999 a 2001, uma queda de 2001 a 2003 e o início de uma recuperação (ainda que tímida) em 2004. Acredita-se que o pico em 2001 esteja associado com a ocorrência de um fenômeno La Niña de média intensidade nesse mesmo ano, conforme discutido por Reis (2005) e Pinto et al. (2004b). Estudos futuros irão estender essa série histórica permitindo assim avaliar, daqui a alguns anos, se existe algum tipo de periodicidade na variação anual do número de raios.

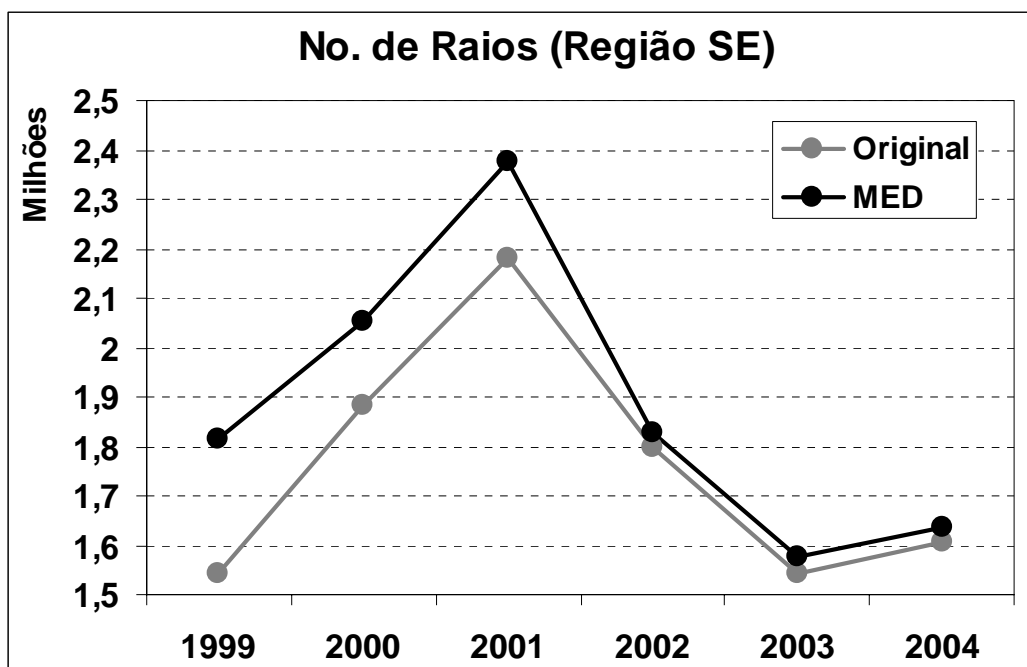


FIGURA 9.28 – Variação anual do número total de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

Um outro aspecto importante mostrado no gráfico da Figura 9.28 refere-se à correção do modelo, a qual foi muito mais significativa nos anos de 1999 a 2001, conforme esperado. Com base no gráfico da Figura 9.11, observa-se que o número de sensores participantes nas soluções cresceu continuamente de 1999 a 2004. Comparando com o gráfico da Figura 9.28, nota-se que até 2001 a correção foi tão significativa que o número de raios do ano de 1999 elevou-se ao patamar do ano de 2002 e o número de eventos de 2000 quase atingiu o valor do ano de 2001 sem correção. A partir daí, mesmo com o aumento do número de sensores, a correção manteve-se praticamente constante. Isso porque, a partir de 2002, o número de sensores participantes da RINDAT (acima de 21) já possibilitava uma boa cobertura dos seis estados estudados.

A Figura 9.29 apresenta a variação mensal do número médio de raios (agora não mais a soma total do número de eventos) para o período de 6 anos na região sudeste. Claramente se observa o comportamento sazonal já bastante conhecido dos raios não só aqui no Brasil (Naccarato et al. 2001a; Pinto Jr. et al. 2003b) como nos EUA (Orville e Huffines. 2001), na Europa (Soriano et al. 2001; Schulz et al. 2005) e mesmo na Ásia (Qie et al. 2003, com base em dados do sensor LIS). O estudo climatológico dos raios no planeta, baseado em 5 anos de dados do sensor OTD (antecessor do LIS) a bordo de satélite, comprova que essa variação sazonal ocorre em todos os continentes, sendo assim uma característica global dos raios (Christian et al. 2003).

Pinto Jr. et al (2003b), utilizando 7 anos de dados de uma rede de detecção composta por 6 sensores LPATS III no estado de MG, mostrou que a distribuição mensal dos raios apresentava dois picos: um no mês de fevereiro e outro em novembro. A distribuição encontrada nesse trabalho apresenta um único pico apenas, nos meses de janeiro/fevereiro. Acredita-se que essa diferença seja causada por fatores específicos que atuam no comportamento regional da atividade de raios. Os dados utilizados por Pinto Jr. et al (2003b) eram restritos ao estado de MG, o qual apresenta essa característica de dois picos. Quando se analisa uma área muito maior (no caso, 6 estados), essa componente regional tende a desaparecer, prevalecendo apenas a componente global (um único pico), conforme mostra os resultados de Christian et al. (2003).

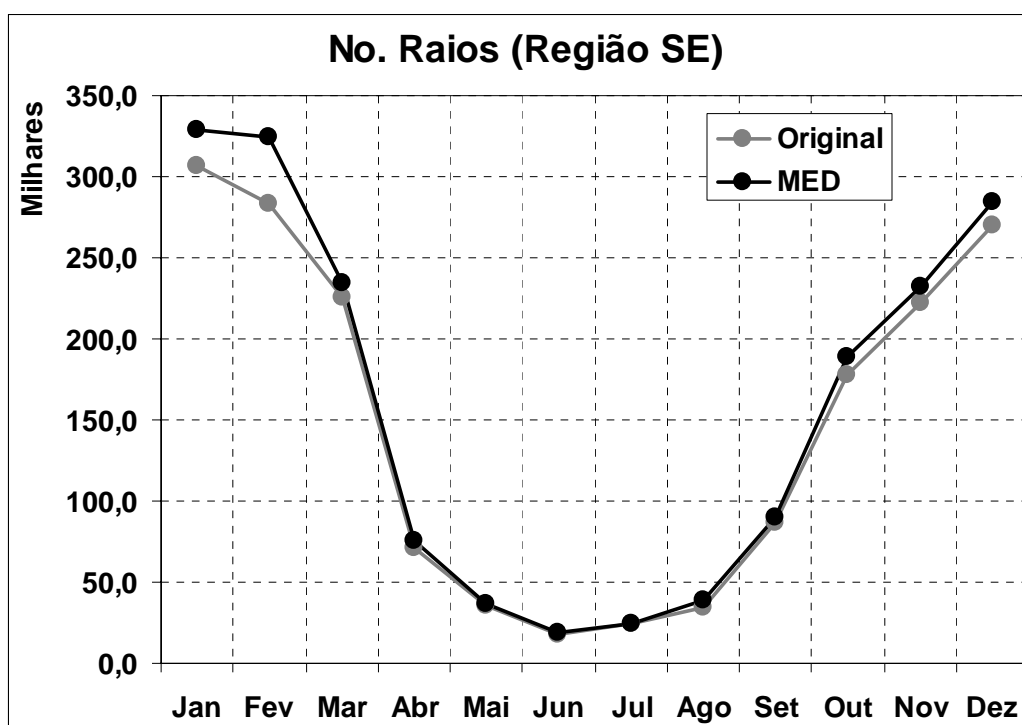


FIGURA 9.29 – Variação mensal do número médio de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

Vale destacar também o comportamento do modelo ao corrigir os dados mensalmente. Pela Figura 9.29, observa-se que a correção foi muito significativa nos meses de janeiro e fevereiro, principalmente neste último, cujo número de raios quase alcançou o mês de janeiro. Analisando a variação mensal do número de sensores participantes nas soluções ao longo dos 6 anos (Figura 9.30), constata-se que justamente os meses com a menor disponibilidade de sensores foram janeiro e fevereiro, justificando assim a correção observada na Figura 9.29. Para o mês de agosto (o qual também foi crítico em termos de sensores participantes), o efeito sobre os dados é pouco significativo, uma vez que a atividade de raios é muito baixa. Mesmo assim, ainda se pode notar que a correção nesse mês foi levemente maior que nos outros meses do inverno, quando o número de sensores era maior. Os meses de outubro, novembro e dezembro apresentaram as maiores disponibilidades de sensores. Por esse motivo, as respectivas correções observadas não foram acentuadas, mas sempre serão maiores que os meses do inverno devido ao maior número de raios. Este efeito já foi discutido no estudo das características geográficas.

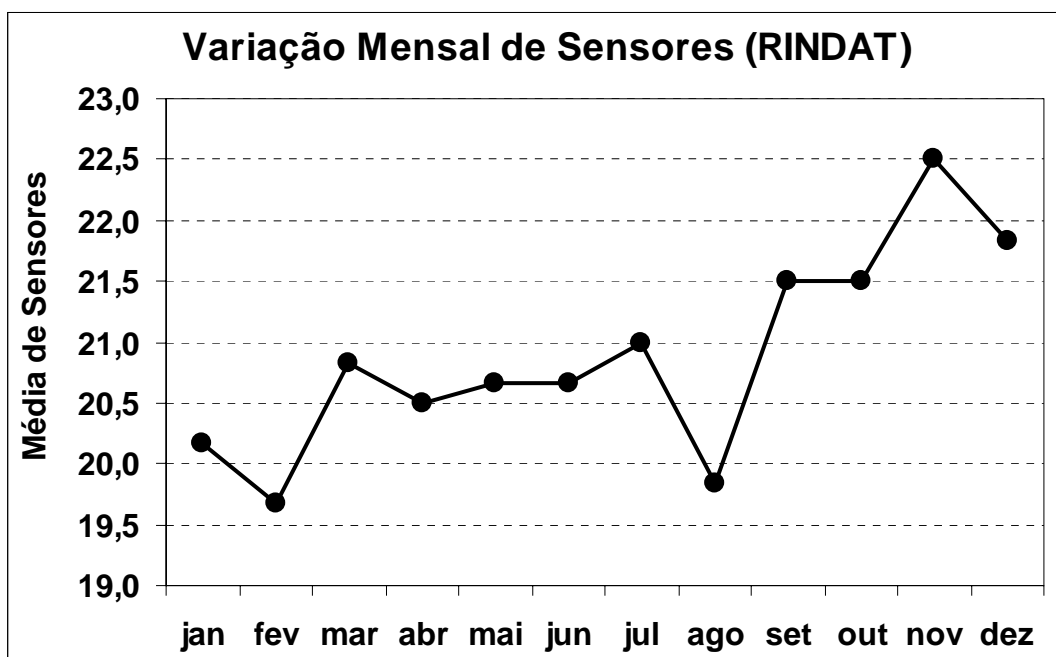


FIGURA 9.30 – Variação mensal do número médio de sensores participantes da RINDAT ao longo dos 6 anos, mostrando que os meses mais críticos foram janeiro, fevereiro e agosto.

A Figura 9.31a ilustra a variação diurna (com a hora do dia) do número de raios (soma total do número de eventos) para os 6 anos na região sudeste, mostrando o já conhecido pico de atividade no período da tarde (acompanhando o ciclo diário de insolação), horário em que se cria as condições de instabilidade propícias na atmosfera e quando há maior disponibilidade de energia para convecção (CAPE), conforme discutido no Capítulo 2. No caso da região estudada, o pico situa-se por volta das 15-16h LT. Para o estado de MG, Pinto Jr. et al (2003b) encontrou que o pico está deslocado em 2h, ficando entre 17-18h. Na Áustria, o pico ocorre entre 16-17h (Schulz et al. 2005) e na Península Ibérica às 17h (Soriano et al. 2001). Essa variabilidade no horário do pico da atividade de raios foi mostrada nos EUA por Orville e Huffines (2001). Através de um mapa da distribuição geográfica do horário de máxima atividade de raios, os autores mostraram que diferentes regiões dos EUA apresentam picos de raios em horários diferentes, sendo que a região central do país apresentou um atraso de cerca de 4h em relação às regiões leste e oeste. Sabe-se que as condições meteorológicas da região central dos EUA são bastante

particulares. Com isso, observa-se que o horário de pico da atividade de raios sofre a influência de fatores regionais.

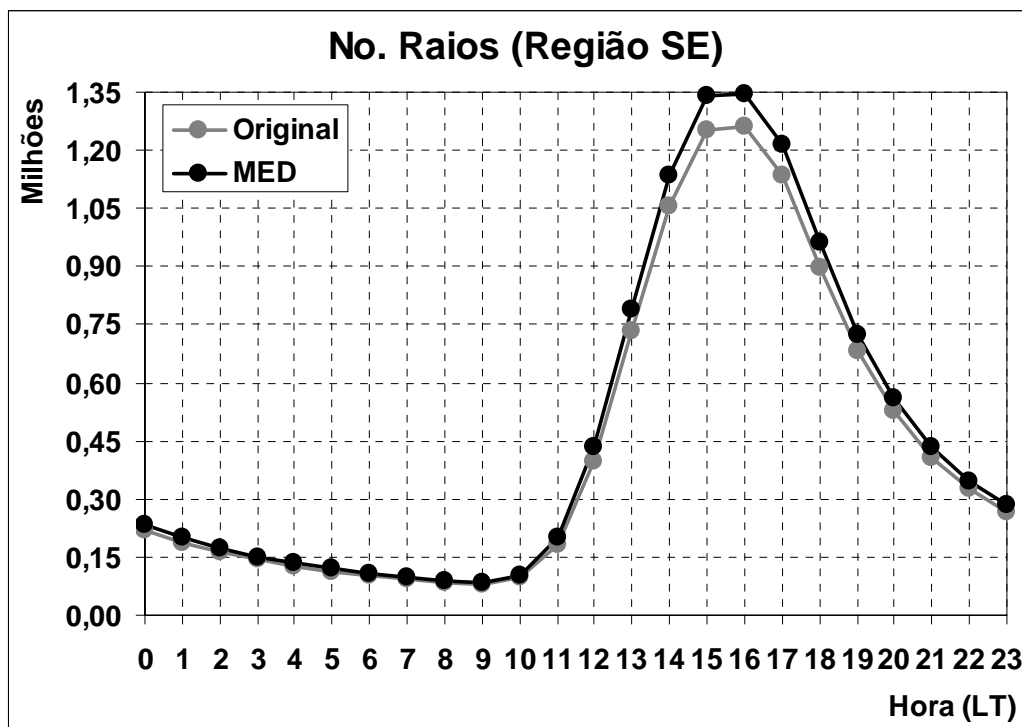


FIGURA 9.31 – (a) Variação diurna (com a hora do dia) do número total de raios (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

A Figura 9.31b traz a mesma variação diurna do número de raios, porém separados por polaridade. Note que a escala do número de negativos foi reduzida por um fator de 10 a fim de facilitar a comparação com o número de positivos no mesmo gráfico. Isso permite identificar que o máximo de negativos ocorre 1-2h antes do máximo de positivos. Isso é condizente com o fato dos raios positivos ocorrerem predominantemente na fase final das tempestades convectivas, cuja duração média é cerca de 1h (MacGorman e Rust. 1998; Rakov e Uman. 2003).

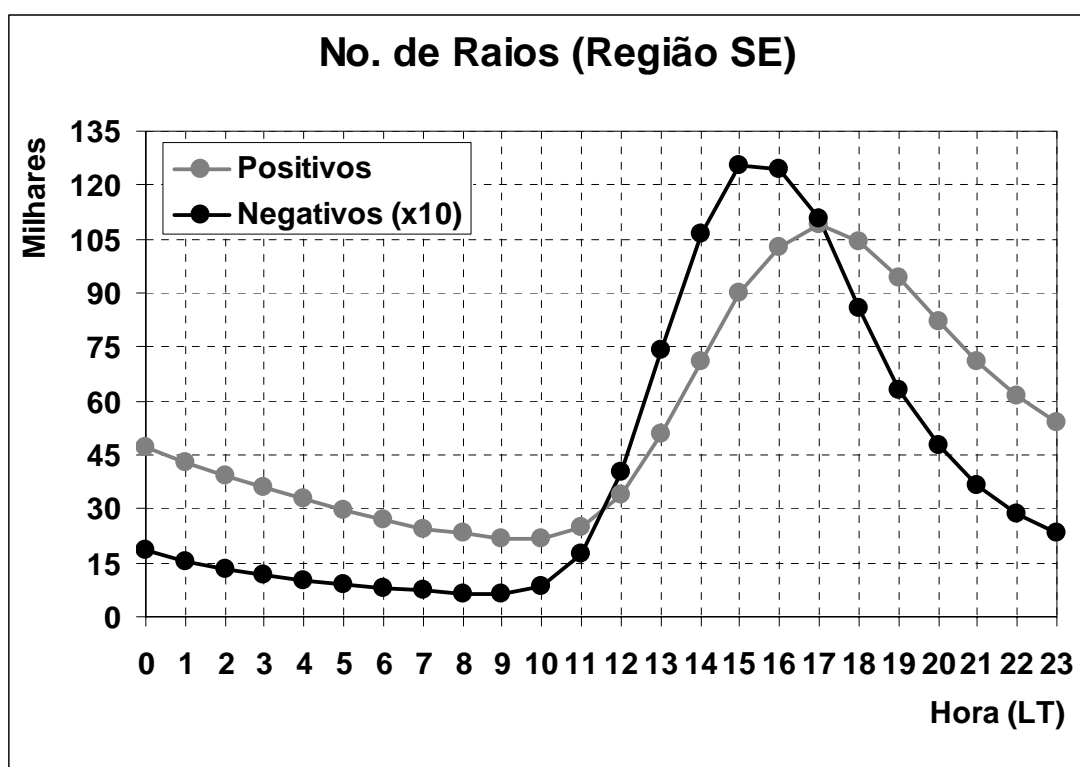


FIGURA 9.31 – (b) Variação diurna do número total de raios negativos e positivos (corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

9.3.2. Corrente de Pico

A Figura 9.32 apresenta a variação anual da corrente de pico dos raios (valores médios) com polaridade negativa (Figura 9.32a) e positiva (Figura 9.32b) para os dados originais e corrigidos a partir do MEDR. Para ambas as polaridades, observa-se que o modelo reduziu os valores originais. Conforme discutido no Capítulo 8, a tendência da correção é atuar sempre nos eventos mais fracos (pois estão associados à ED menores) aumentando seu peso em relação aos eventos mais fortes. Por esse motivo então, os valores de corrente diminuem. Nota-se também que a correção não alterou significativamente o comportamento anual da corrente de pico para ambas as polaridades. Desta forma, pode-se dizer que as eventuais variações observadas não são causadas por efeitos da rede de detecção, podendo estar ou não relacionadas com fatores físicos. O único aspecto a ser destacado é a suavização da curva da Figura 9.32a (corrente dos negativos). O modelo

reduziu a diferença entre os anos de 2001 e 2002 e também inverteu a tendência entre os anos de 1999 e 2000. Conforme já discutido na Seção anterior, espera-se que as correções realmente atuem mais efetivamente nos dados de 1999 a 2001, devido ao número menor de sensores participantes nesses anos, modificando assim o comportamento dos dados originais.

A Figura 9.33 mostra a variação anual comparativa entre a corrente de pico (valores médios) dos raios negativos e positivos utilizando apenas os dados corrigidos. Embora muito pequenas, as variações observadas para a corrente dos negativos são estatisticamente significativas (segundo teste ANOVA com 1% de nível de significância), entretanto, na prática, não passam da própria variabilidade natural do fenômeno estudado. Essa característica relativamente constante da corrente de negativos ao longo dos anos também foi observada nos EUA (Orville e Huffines. 2001) e na Áustria (Schulz et al. 2005). Pinto Jr. et al (2003b), entretanto, observou uma certa variabilidade desse parâmetro ao longo dos anos (1989-1995) no estado de MG, a qual provavelmente está associada a fatores regionais. Por outro lado, para a corrente de positivos, observa-se variações bem maiores entre os anos, as quais também são estatisticamente diferentes (teste ANOVA com 1% de significância), mas que apresentam um padrão relativamente semelhante ao da corrente de negativos. Orville e Huffines (2001) nos EUA e Schulz et al. (2005) na Áustria também observaram maior variabilidade anual desse parâmetro, porém em ambos os trabalhos ela foi atribuída a aperfeiçoamentos e alterações na rede de detecção. No presente estudo, não há evidências de que as variações apresentadas tenham sido causadas pela rede de detecção. Desta forma, como os raios positivos, ao contrário dos negativos, tendem a apresentar alterações significativas em seus parâmetros (tanto intensidade quanto frequência) em função do tipo de tempestade (Boccippio et al. 2001; Carey et al. 2003; Carey e Rutledge. 2003), essa variabilidade pode estar associada a diferentes condições meteorológicas nos diferentes anos.

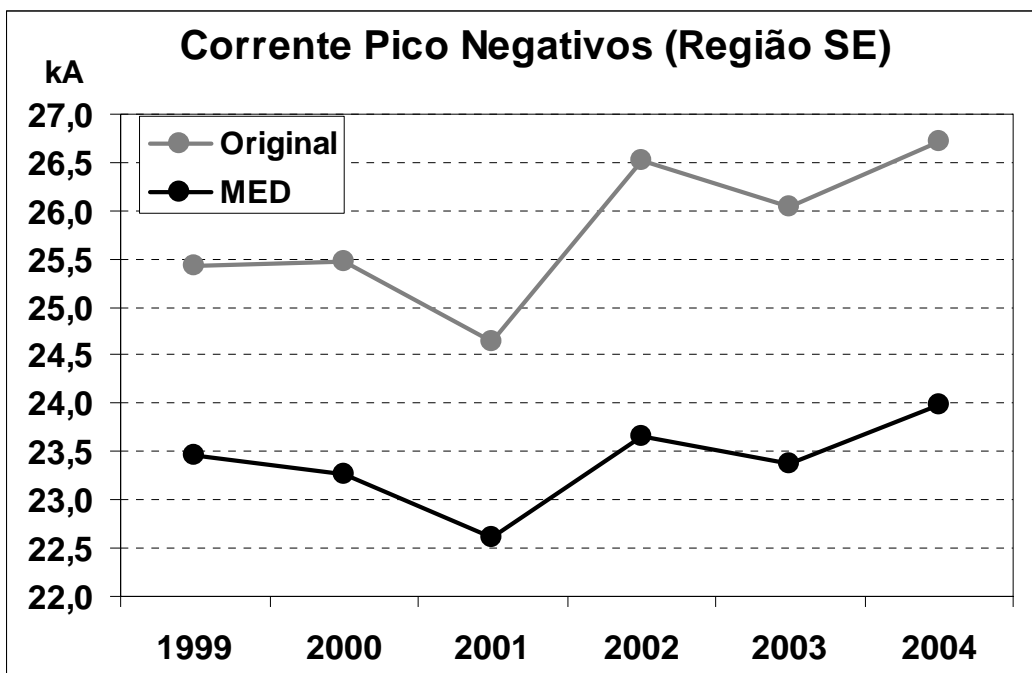


FIGURA 9.32 – (a) Variação anual da corrente de pico média dos raios negativos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

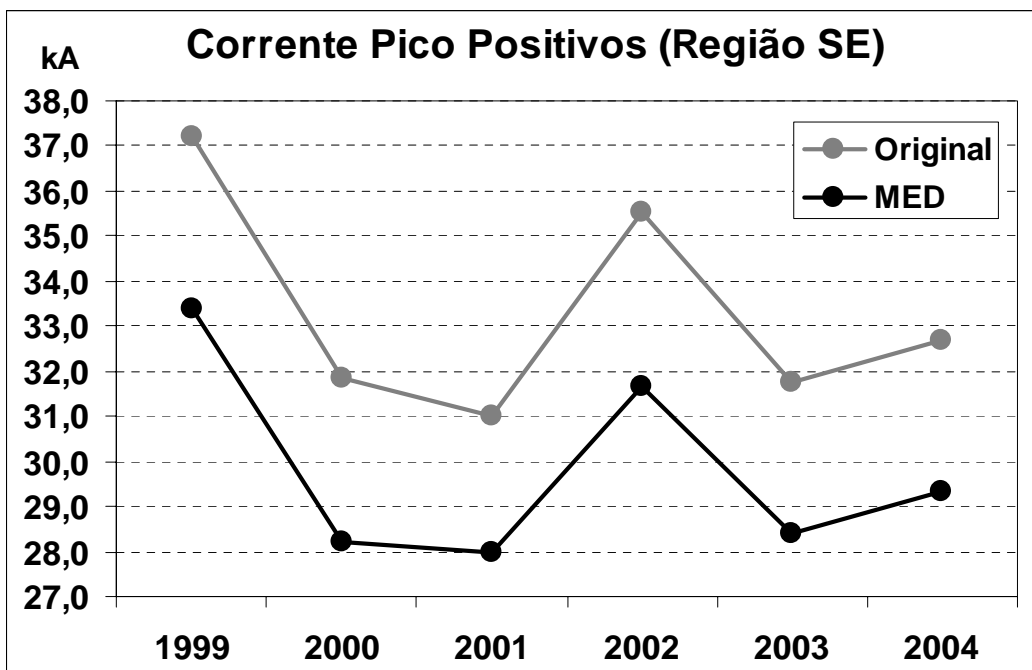


FIGURA 9.32 – (b) Idem a Figura 9.32a para os raios com polaridade positiva.

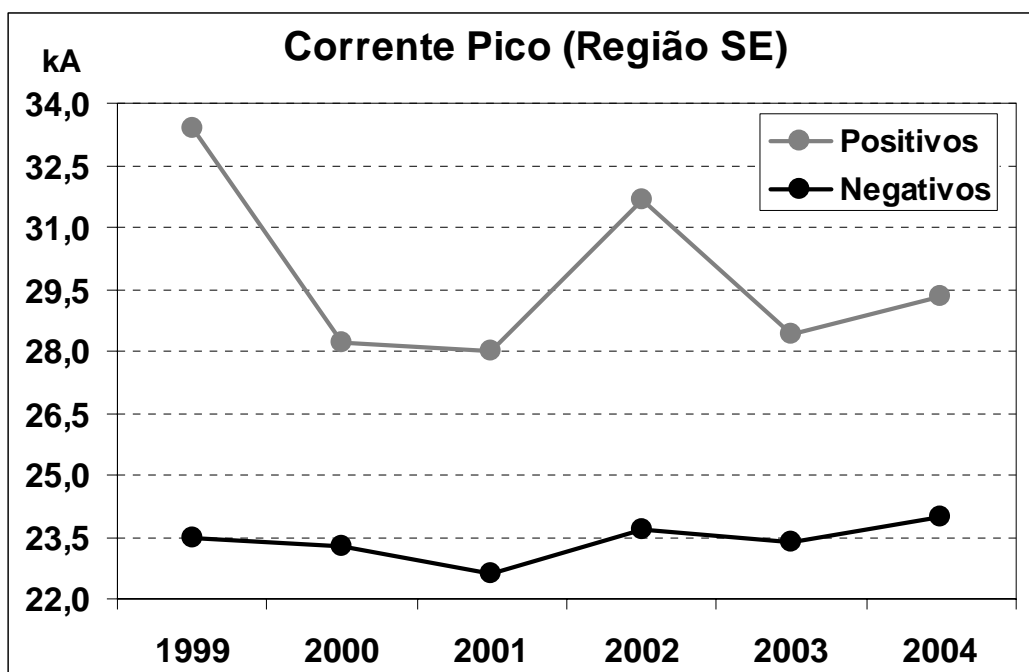


FIGURA 9.33 – Variação anual da corrente de pico média corrigida pelo MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste para o período de 1999-2004.

A Figura 9.33 mostra também um outro aspecto já bastante conhecido: os raios positivos são mais intensos que os negativos conforme discutido anteriormente. Entretanto, como nesse estudo foram eliminados da base de dados todos os eventos positivos com corrente de pico inferior a 10kA, os valores de corrente de positivos mostrados no gráfico estão levemente superestimados. Orville e Huffines (2001) observaram que os positivos tendem a ser de 20-25% mais intensos que os negativos, descartando-se os eventos positivos abaixo de 10kA. Os valores da Figura 9.33 levam a valores semelhantes (em torno de 25%), mostrando que a remoção dos positivos fracos não alterou significativamente a média da corrente para essa polaridade. Soriano et al. (2001) e Areitio et al. (2001) observaram valores de corrente de pico muito maiores ($-32,4\text{kA}$ e $+69,3\text{kA}$; -27kA e $+55\text{kA}$, respectivamente) que os obtidos nesse trabalho ($-23,4\text{kA}$ e $+29,8\text{kA}$). É possível que as redes utilizadas por aqueles autores apresentem ED mais baixas, o que tende a aumentar as médias de corrente uma vez que os eventos mais fracos são perdidos com maior frequência. Schulz et al. (2005), utilizando uma rede de detecção bastante otimizada, observou valores de corrente de pico bem menores ($-15,9\text{kA}$ e $+26,3\text{kA}$), uma vez que a

alta ED aumenta a detecção das descargas mais fracas, porém aumenta também a contaminação dos dados por descargas IN, reduzindo assim as médias das correntes de ambas as polaridades. De qualquer forma, os valores de corrente de pico apresentados nesse trabalho (corrigidos pelo modelo) mostraram uma boa concordância (em termos de variação) com os resultados obtidos por outras redes de detecção com bons índices de desempenho (no caso, EUA e Áustria).

A Figura 9.34 compara os valores de corrente de pico de raios simples (com uma única descarga de retorno) e múltiplos (mais de uma descarga de retorno) para ambas as polaridades. Os valores apresentados representam médias anuais. Vale lembrar que o valor da corrente de pico para os relâmpagos múltiplos corresponde ao valor da corrente da primeira descarga de retorno.

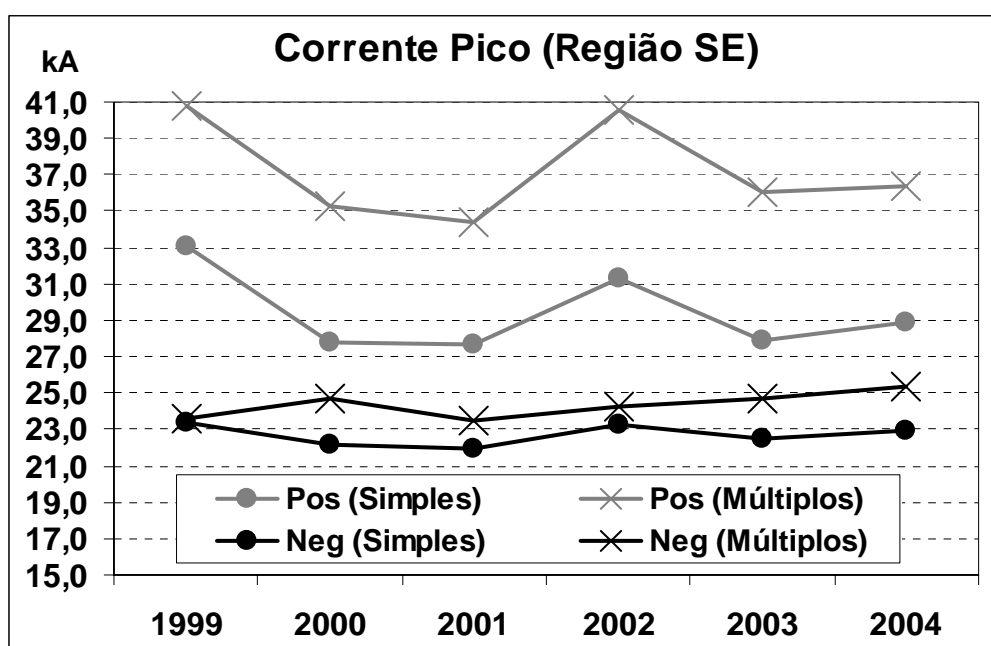


FIGURA 9.34 – Variação anual da corrente de pico média (simples e múltiplos por polaridade) corrigida pelo MEDR na região sudeste para o período de 1999-2004.

Observa-se pelo gráfico da Figura 9.34 que os raios múltiplos possuem a primeira descarga de retorno mais intensa que os simples para ambas as polaridades. Entretanto, essa

diferença é muito mais acentuada para os eventos com polaridade positiva. Esses resultados confirmam estudos anteriores (Naccarato et al. 2001a) e também foram observados na Áustria por Schulz et al. (2005). É interessante notar também que a variabilidade anual dos múltiplos negativos apresenta algumas diferenças em relação à variabilidade dos simples (todas significantes com nível de 1% pelo teste ANOVA), embora ambas tenham um padrão semelhante. Por outro lado, os simples e múltiplos positivos apresentam praticamente a mesma variabilidade.

A Figura 9.35 mostra a variação mensal da corrente de pico (valores médios originais e corrigidos) para negativos (Figura 9.35a) e positivos (Figura 9.35b). Para ambas as polaridades, não se observa alterações no padrão de comportamento mensal em função da correção do modelo. Para a corrente de pico dos negativos, nota-se apenas uma pequena variação nos meses de janeiro e fevereiro, devido à baixa disponibilidade de sensores na rede (Figura 9.30) a qual não aparece na corrente dos positivos.

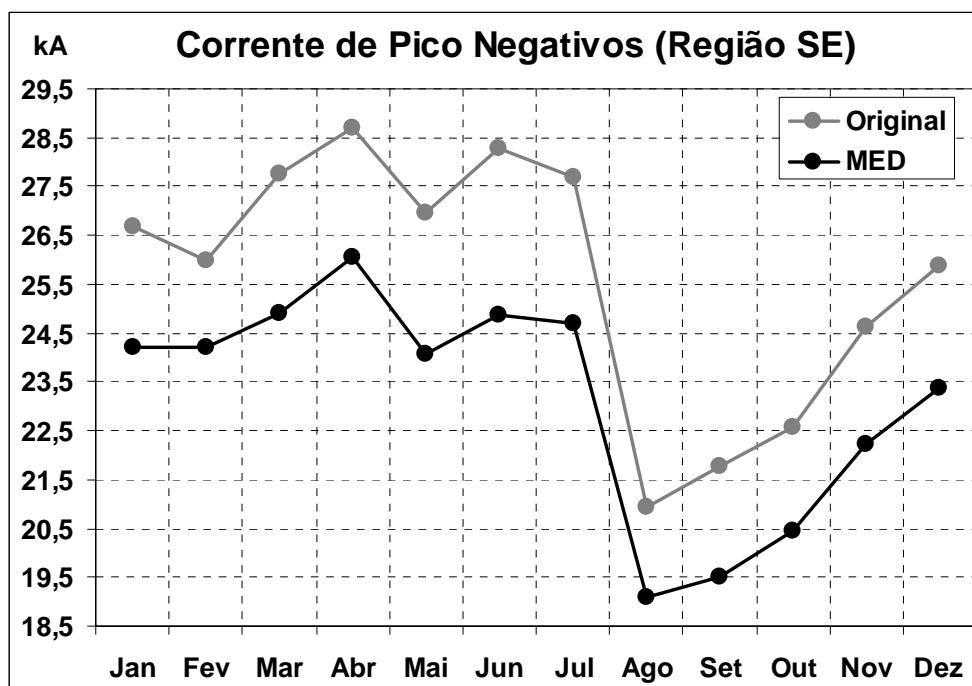


FIGURA 9.35 – (a) Variação mensal da corrente de pico média dos raios negativos (original e corrigida) na região sudeste para o período de 1999-2004.

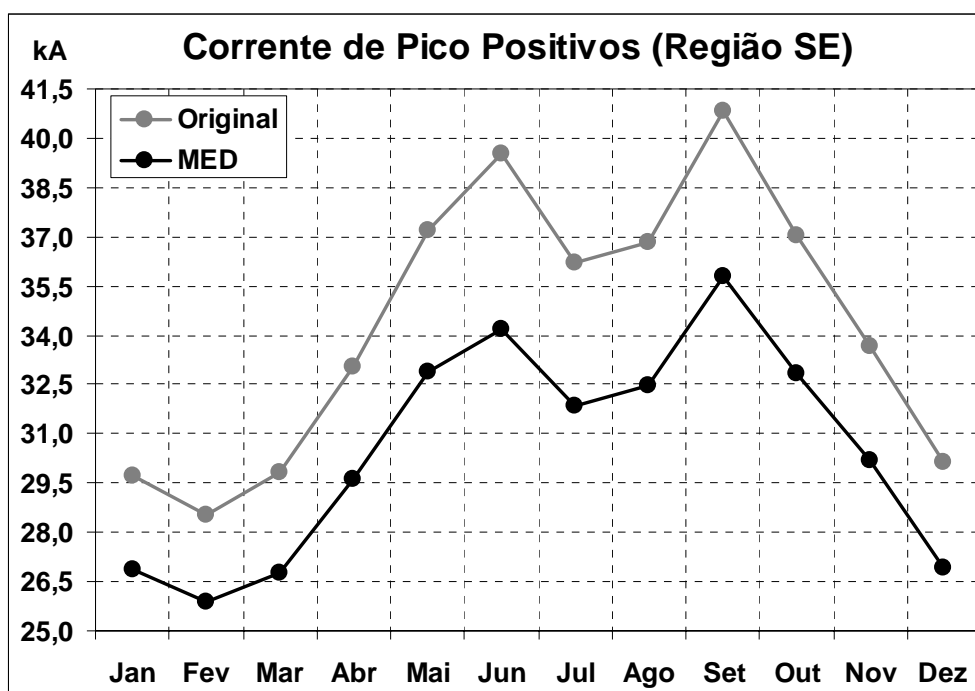


FIGURA 9.35 – (b) Idem à Figura 9.35a para os raios positivos.

A Figura 9.36 permite comparar a variação mensal da corrente de pico para ambas as polaridades. De imediato, nota-se que raios negativos e positivos apresentam variações sazonais bastante distintas. Fundamentalmente, os negativos tendem a ser mais fracos na primavera, apresentando um aumento gradual de intensidade ao longo do verão até chegar no outono, quando então os valores de corrente permanecem relativamente constantes ao longo do inverno. É possível afirmar que a queda abrupta no valor da corrente dos negativos observada no final do inverno (mês de agosto) não está relacionada com a rede de detecção em si. Isso porque, nesse mês, a baixa disponibilidade de sensores resultaria numa queda da ED da rede e, conseqüentemente, em um aumento dos valores de corrente devido à perda dos eventos mais fracos. Entretanto, tem-se justamente o comportamento oposto, descartando-se a hipótese de artefato da rede. Acredita-se que essa variação brusca esteja diretamente associada ao início do período das queimadas que ocorrem nessa época do ano na região centro-oeste do país (predominantemente nos estados de MT e MS), cujos poluentes lançados na atmosfera são transportados até a região sudeste (Aires. 2001; Boian e Kirchhoff. 2004). Este resultado concorda com os estudos de (Fernandes. 2005),

os quais mostraram uma redução da corrente dos negativos associada aos períodos de queimadas. Esta hipótese inclusive é condizente com a recuperação dos valores de corrente à medida que se aproxima o verão, quando então se inicia o período das chuvas, limpando a atmosfera dos resíduos de queima de biomassa. Essas considerações são fortes indícios de que, se não houvesse as queimadas, a corrente de negativos apresentaria um comportamento relativamente constante ao longo de todo o ano, consistente com as pequenas variações observadas ao longo dos vários anos (Figura 9.33). Entretanto, esse resultado difere do observado por Orville e Huffines (2001) nos EUA, os quais mostraram que os raios negativos são mais fracos na primavera, aumentam de intensidade gradativamente ao longo do verão e outono até atingir um máximo no inverno, quando então gradualmente vão ficando mais fracos até o mínimo da primavera. Pinto Jr. et al (2003b) observou que, no estado de MG, os menores valores de corrente de negativos ocorrem no inverno e não na primavera, com um pico no mês de fevereiro.

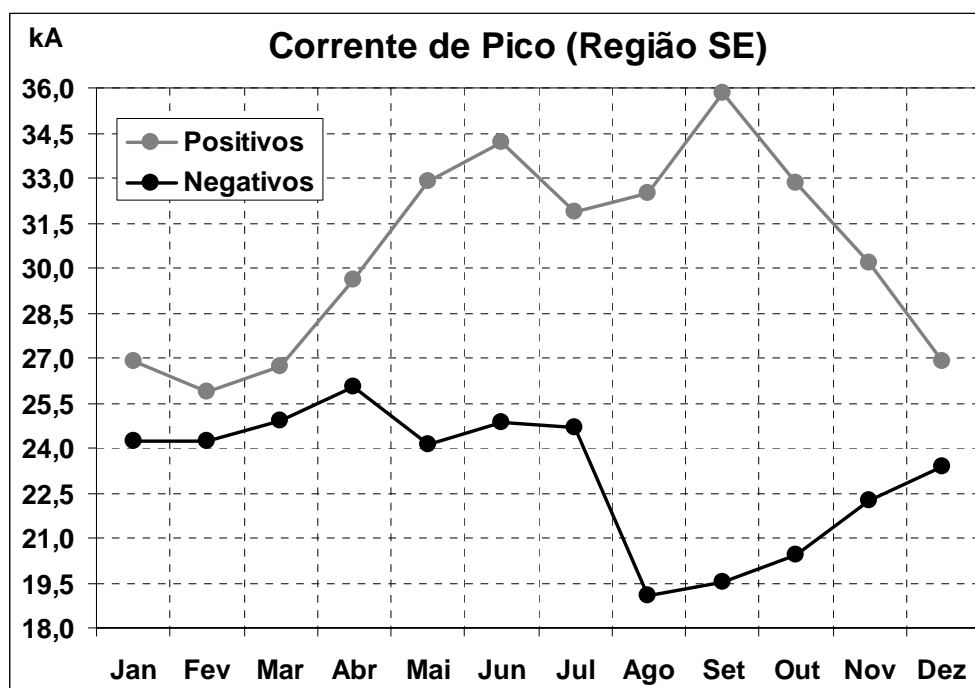


FIGURA 9.36 – Variação mensal da corrente de pico média corrigida com base no MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste. Período de 1999-2004.

Com relação aos positivos, o gráfico da Figura 9.36 claramente mostra que eles tendem a ser mais intensos no inverno, apresentando os menores valores de corrente no verão. Esse comportamento difere completamente do observado nos EUA por Orville e Huffines. (2001), onde os raios positivos apresentam valores mínimos de corrente no verão e máximos no inverno de forma semelhante aos negativos. Por outro lado, Naccarato et al. (2001a) já havia observado esse comportamento inverso da corrente dos positivos em relação aos negativos. Além disso, observa-se (ainda pela Figura 9.36) que a transição do mínimo no verão para o máximo no inverno ocorre de forma gradual (ao longo do outono). Entretanto, do inverno para o verão (ao longo da primavera), essa transição apresenta um segundo pico muito evidente no mês de setembro. Intuitivamente, era de se esperar uma redução de intensidade gradual até o verão. E o mais interessante é que a inflexão da curva ocorre exatamente no mês de agosto, em total concordância com os negativos. Mais uma vez, acredita-se que esse efeito esteja associado às queimadas na região centro-oeste do Brasil, uma vez que (Fernandes. 2005), em seu estudo sobre a influência das queimadas sobre os raios, também observou uma intensificação dos raios positivos.

Considerando agora a variação diurna da corrente de pico (valores médios) para raios negativos e positivos (Figura 9.37), observa-se de imediato que a corrente de pico dos positivos apresenta variações bem mais acentuadas em função da hora do dia que os negativos. Todas as variações foram testadas estatisticamente e apresentaram diferenças significativas segundo teste ANOVA com 1% de nível de significância. Não foram apresentados os gráficos da variação diurna da corrente de pico sem correção, pois não se verificou nenhuma alteração no comportamento desse parâmetro em função do ciclo diurno, exceto a já esperada redução global dos valores absolutos.

Pelo gráfico da Figura 9.37, percebe-se um ciclo diurno bem definido para a corrente de pico de ambas as polaridades, com um máximo no período entre 3h e 7h LT (mais pronunciado para os positivos) e um mínimo no período entre 13h e 16h LT, coincidente com o máximo da atividade de raios (Figura 9.31a). Observa-se também que o mínimo da corrente dos positivos ocorre cerca de 1h antes do mínimo dos negativos (15h). Além disso, a queda nos valores da corrente entre os períodos de máximo e mínimo é bastante acentuada para os positivos, variando cerca de 10kA em 4h. Para os negativos, essa

variação é muito mais suave, com uma queda de cerca de 5kA em 8h. Esse comportamento parece estar diretamente relacionado com a origem das tempestades ao longo do dia. No período entre 22h e 11h LT, as tempestades estão sempre associadas a sistemas frontais, uma vez que a atmosfera não apresenta as características termodinâmicas necessárias para a ocorrência de convecção. Já no período entre 12h e 21h LT, quando as condições termodinâmicas são mais favoráveis, predominam as tempestades convectivas. Essas diferenças nas características das tempestades podem explicar a variabilidade observada.

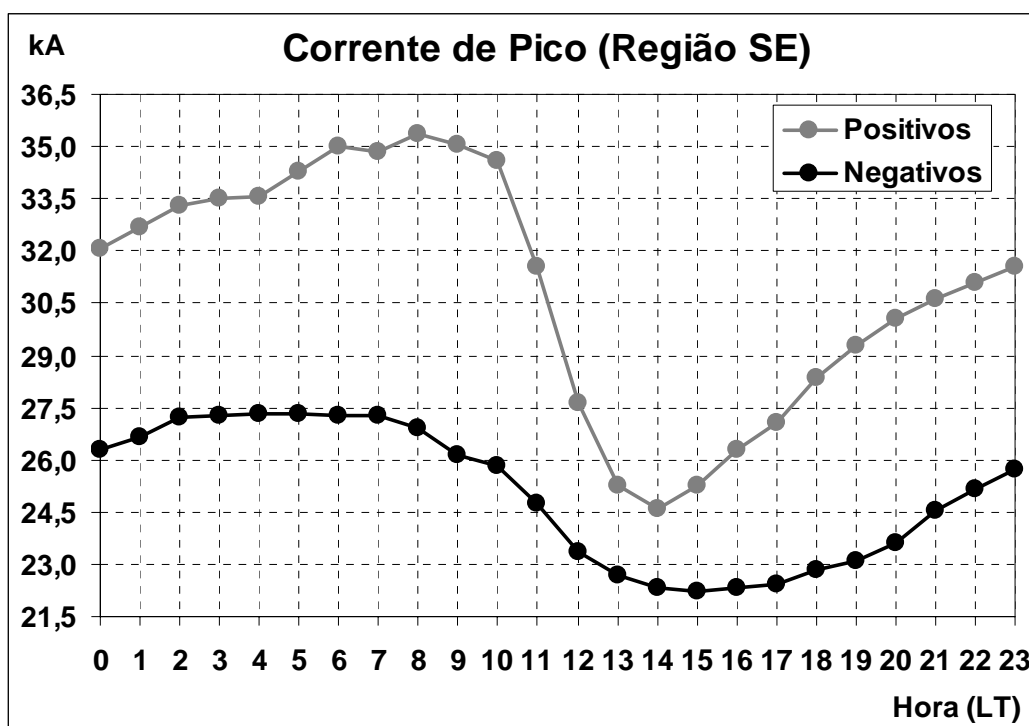


FIGURA 9.37 – Variação diurna da corrente de pico média corrigida pelo MEDR (para ambas as polaridades) na região sudeste para o período de 1999-2004.

9.3.3. Multiplicidade dos Negativos

A Figura 9.38 mostra a variação anual da multiplicidade (valores médios) dos raios negativos na região sudeste ao longo dos 6 anos de dados. Todas as diferenças são estatisticamente significativas com 1% de nível de significância através do teste ANOVA. Como o MEDR não consegue corrigir os dados de multiplicidade (conforme discussão do

Capítulo 8), somente os valores originais serão apresentados nos gráficos dessa seção. Vale ressaltar que os dados de multiplicidade fornecidos pela rede de detecção ficam aquém dos valores reais medidos através outras técnicas (Ferraz. 2001; Rakov e Uman. 2003; Saba et al. 2004a; Ballarotti. 2005).

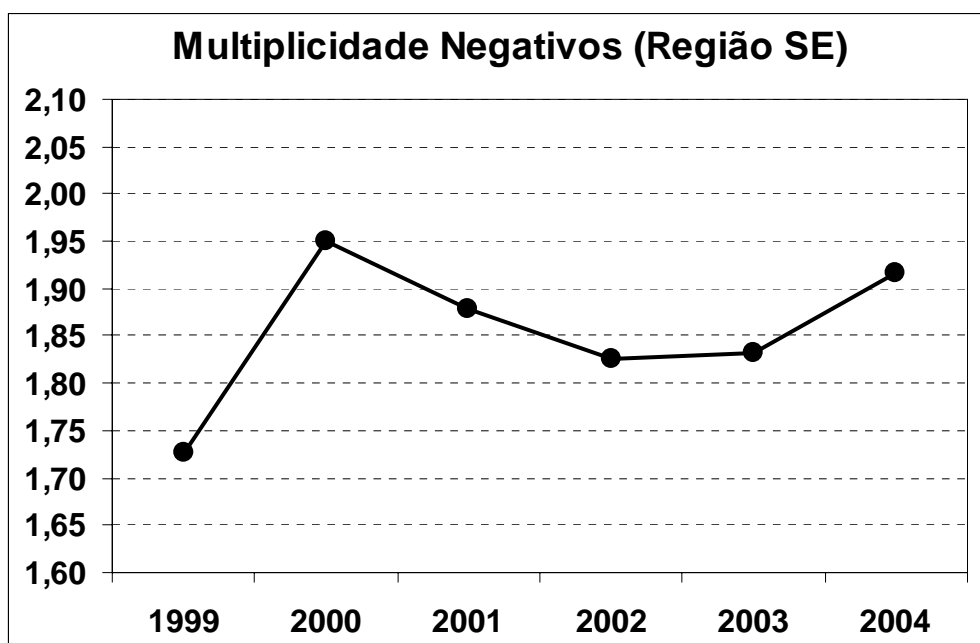


FIGURA 9.38 – Variação anual da multiplicidade média dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.

Observa-se que, aparentemente, o ano de 1999 foi atípico em comparação com os outros anos. Acredita-se que esse comportamento diferenciado esteja diretamente relacionado com a baixa ED de rede nessa época, o que reduz a multiplicidade em função da perda de maior número de descargas subsequentes (mais fracas que as primeiras descargas de retorno). Por outro lado, a redução dos valores nos anos de 2002 e 2003 (embora muito tímida) já não pode mais ser explicada em termos do desempenho da rede de detecção, uma vez que, nesses anos, ela já contava com valores de ED bem maiores que 1999. Pressupõe-se que essas variações, por serem muito pequenas, não possuam significado físico, sendo uma variabilidade natural do parâmetro. Orville e Huffines (2001) também não encontraram grandes variações anuais da multiplicidade tanto para negativos quanto

para positivos, embora discutam uma leve redução dos valores ao longo dos 10 anos estudados, atribuindo este efeito a alterações nos algoritmos de agrupamento da central de processamento. Por outro lado, Pinto Jr. et al (2003b) observou uma diminuição da multiplicidade ao longo dos 7 anos de dados analisados (1989-1995) sem, no entanto, discutir a causa. Schulz et al. (2005) também observou uma redução da multiplicidade entre 1992-2001 (10 anos) na Áustria, a qual foi atribuída ao aumento da ED da rede para os eventos mais fracas. Embora as descargas subseqüentes sejam mais fracas que as primeiras descargas de retorno (o que levaria naturalmente a um aumento da multiplicidade), Schulz et al. argumentam que as descargas simples, sendo mais fracas que as múltiplas, teriam um efeito maior na multiplicidade média por serem mais numerosas. Isso então explicaria a diminuição observada.

A variação mensal da multiplicidade (valores médios) aparece no gráfico da Figura 9.39, indicando um aumento no inverno em relação ao verão. Mais uma vez as diferenças mostraram-se estatisticamente significativas segundo teste ANOVA com nível de significância de 1%. Esses mesmos resultados foram encontrados por Pinto Jr. et al (2003b) no estado de MG para 7 anos de dados, por Areitio et al. (2001) na Espanha para 5 anos de dados, por Soriano et al. (2001) na Península Ibérica para 3 anos de dados. Entretanto, Orville e Huffines (2001) encontraram o resultado oposto nos EUA para 10 anos de dados. Pinto Jr et al. (2003b) sugere que essa variação sazonal possa estar relacionada à sazonalidade da altura dos centros de carga nas nuvens, os quais tendem a ser mais baixos no inverno e mais altos no verão. Uma outra explicação plausível seria novamente diferenças nas condições meteorológicas entre verão e inverno. No verão predominam as tempestades convectivas locais, que são caracterizadas por pequenas extensões horizontais. Já no inverno, as tempestades estão sempre associadas a sistemas frontais, apresentando assim grandes extensões horizontais. É possível que exista uma correlação entre a extensão horizontal das tempestades (que está diretamente relacionada com o tamanho do centro negativo de cargas) e a multiplicidade.

Finalmente a Figura 9.40 mostra a variação diurna (com a hora do dia) da multiplicidade (valores médios) na região sudeste. Como nos outros gráficos, as diferenças são estatisticamente significativas. Esse gráfico mostrou um comportamento bastante curioso

da multiplicidade: sua diminuição durante o período claro do dia. Observe que, durante a noite (entre 21h e 7h LT), os valores permanecem praticamente constantes. Conforme amanhece (entre 6h e 7h), a multiplicidade começa diminuir ao longo do dia, passa por um valor mínimo (entre 11h e 12h) e volta a crescer por volta das 18h-19h (final da tarde), quando então retorna aos valores noturnos. Este mesmo resultado fora observado por Pinto Jr. et al (2003b) em MG, porém as causas ainda permanecem desconhecidas. As diferenças das condições meteorológicas entre o dia e a noite (discutidas na Seção anterior para explicar a variação diurna da corrente de pico) também podem ser responsáveis por esse comportamento diurno da multiplicidade.

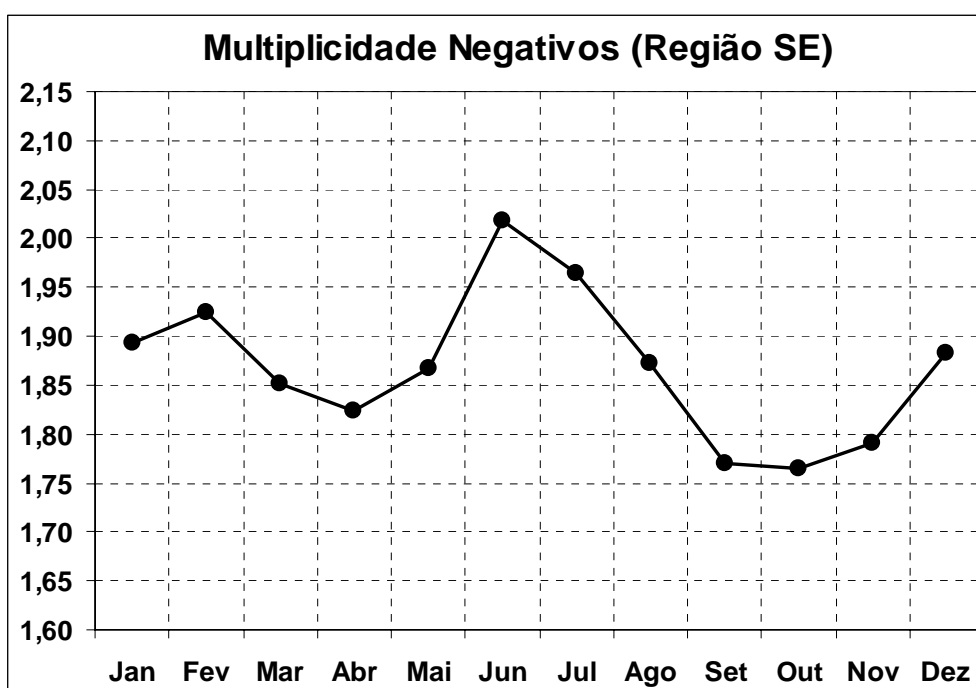


FIGURA 9.39 – Variação mensal da multiplicidade média original dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.

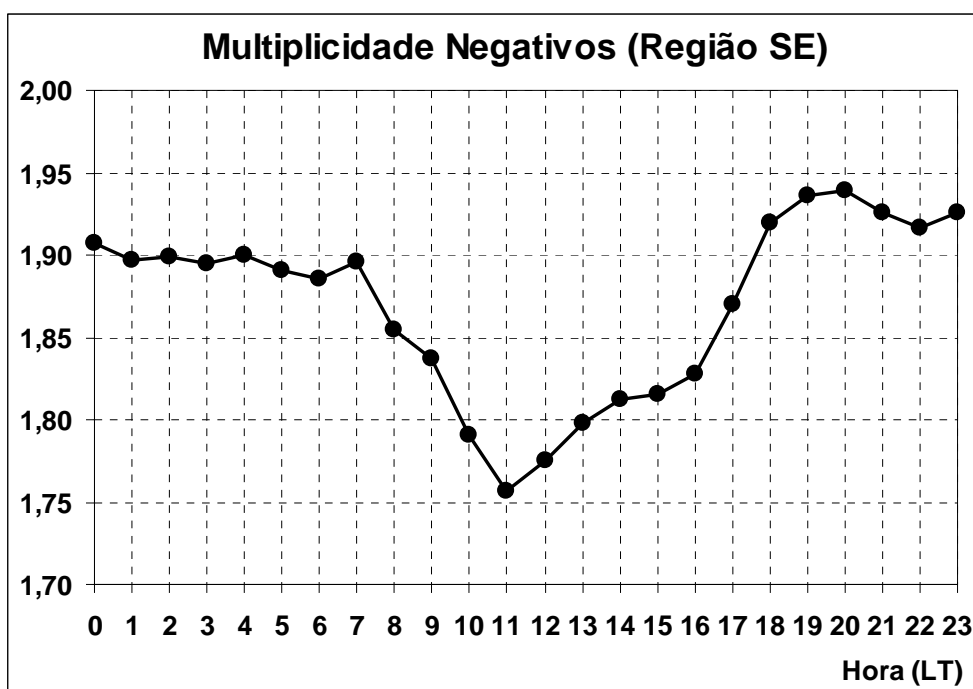


FIGURA 9.40 – Variação diurna da multiplicidade média original dos raios negativos na região sudeste para o período de 1999-2004.

9.3.4. Percentual de Positivos

A Figura 9.41 mostra a variação anual do percentual de positivos ao longo dos 6 anos de dados na região sudeste. Observa-se que a correção do modelo foi mais significativa nos anos de 1999 a 2001 pelos mesmos motivos discutidos na Seção 9.3.1 (número de raios). Não se pode afirmar que as variações observadas sejam significativas uma vez que não passam de 4% entre 1999 e 2004. Além disso, não se observa uma clara correlação dessas variações com o número de raios, conforme discutido no estudo das características geográficas (Seção 9.2.8), embora o percentual de positivos apresente um leve aumento de 2001 para 2004 que foi acompanhado pela redução no número de raios no mesmo período (Figura 9.28).

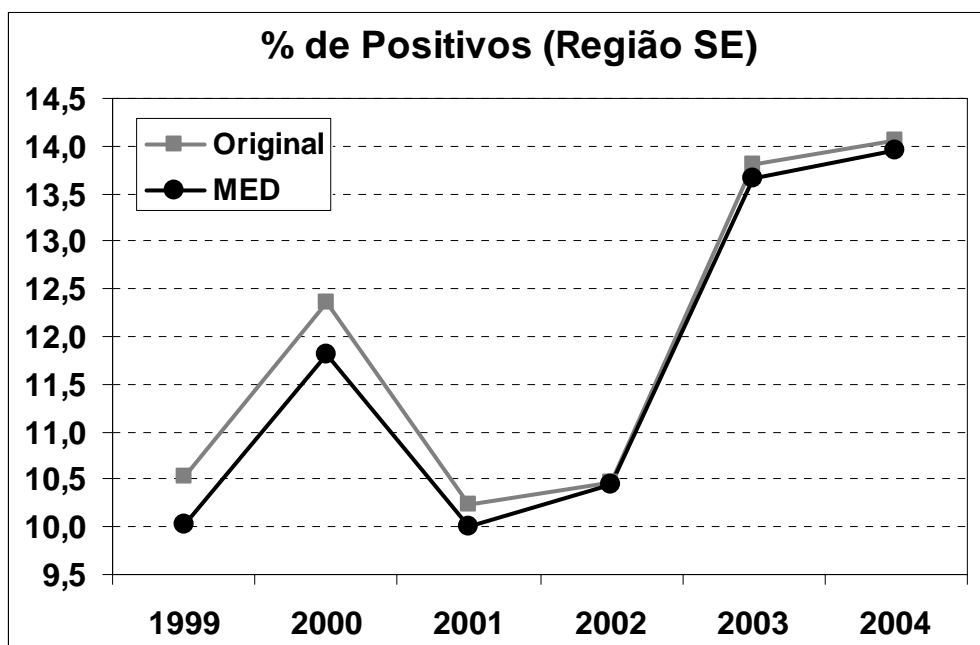


FIGURA 9.41 – Variação anual do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

Um aumento do percentual de positivos (e do número total de raios) ao longo de 10 anos (1989-1998) foi observado por Orville e Huffines (2001), que atribuíram essa variação simultânea ao aumento da sensibilidade da rede para as descargas mais fracas após a atualização de 1995. Schulz et al. (2005) também relatou um aumento do percentual de positivos ao longo dos 10 anos estudados (1992-2001) sem observar, no entanto, variações no número total de raios. A mesma explicação foi dada para esse fato. É possível também que o leve aumento do percentual de positivos da Figura 9.41 possa estar relacionado mais com a melhoria da ED da rede de 1999 a 2004 do que com a redução do número de raios. Acredita-se que as variações nos anos de 1999-2001 também tenham sido causadas pela própria rede.

A variação mensal do percentual de positivos é apresentado na Figura 9.42, mostrando claramente um significativo aumento no inverno (de 9-10% no verão para 22-23% no inverno). Esse mesmo resultado já havia sido observado anteriormente por Naccarato et al. (2001a) no Brasil. Resultados semelhantes também foram encontrados por Orville e

Huffines (2001) nos EUA (de 4-5% no verão para 16-18% no inverno), por Schulz et al. (2005) na Áustria (10-11% no verão contra 19-21% no inverno) e por Soriano et al. (2001) na Península Ibérica (5-7% no verão contra 12-14% no inverno).

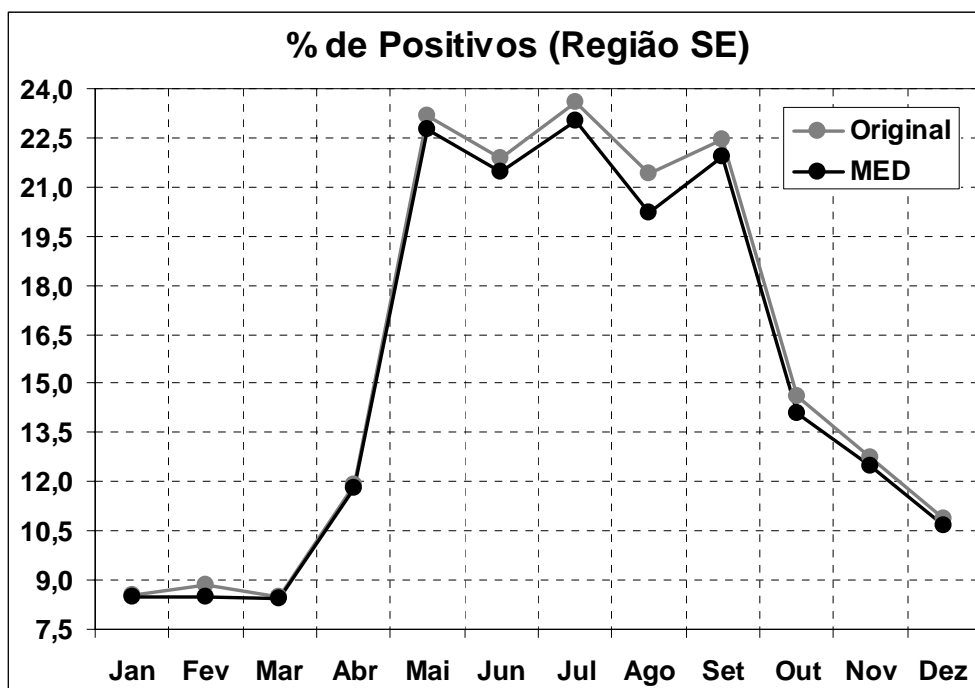


FIGURA 9.42 – Variação mensal do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) para o período de 1999-2004 na região sudeste.

Observa-se que o maior contraste verão/inverno foi mesmo o encontrado neste trabalho. Essa variação sazonal novamente levanta a questão da correlação inversa com o número de raios (observada nos mapas de distribuição geográfica), o qual reduz significativamente no inverno (Figura 9.29). Orville e Huffines (2001) propõem o efeito do cisalhamento das nuvens para explicar a sazonalidade do percentual de positivos. Segundo eles, no inverno, o gradiente vertical dos ventos na atmosfera é mais acentuado, o que provocaria um maior cisalhamento horizontal das nuvens, facilitando assim a ocorrência dos relâmpagos positivos. Entretanto, esses estudos ainda não estão completos e o assunto ainda está em aberto. Uma outra hipótese seria novamente as diferenças de condições meteorológicas entre as duas estações do ano (predomínio de sistemas frontais no inverno e de tempestades convectivas no verão), conforme discutido na Seção 9.3.3.

Um outro aspecto interessante que pode ser visto na Figura 9.42 é o aumento do percentual de positivos no mês de setembro. Em um primeiro momento, era de se esperar que, com o término do inverno, o percentual iniciasse uma tendência de queda gradual durante a primavera. Entretanto, no mês de agosto, de forma análoga à corrente de positivos e negativos, surge um ponto de inflexão e o percentual cresce novamente até o pico do mês de setembro. Novamente, a hipótese da influência das queimadas surge como uma explicação coerente para esse comportamento, uma vez que (Fernandes. 2005) também observou um aumento do percentual de positivos associado ao período de queimadas na região centro-oeste do Brasil.

Para finalizar, a Figura 9.43 mostra a variação diurna do percentual de positivos na região sudeste para o período de 6 anos, a qual mostra nitidamente a correlação inversa do percentual de positivos com o número total de raios. Entretanto, o mínimo do percentual ocorre 1h antes do pico do número de raios (entre 14-15h). Curiosamente, Soriano et al. (2001) não encontrou um contraste acentuado entre noite e dia nos valores desse parâmetro na Península Ibérica, sendo ~9% no período noturno e ~7% no diurno. Mais uma vez acredita-se que as diferentes condições meteorológicas entre os períodos da noite e dia possam explicar esse comportamento diurno do percentual de positivos. Além disso, o menor contraste observado na Europa pode estar relacionado com variações menos significativas nas condições termodinâmicas da atmosfera entre dia e noite naquele continente, por não estar em uma região tropical.

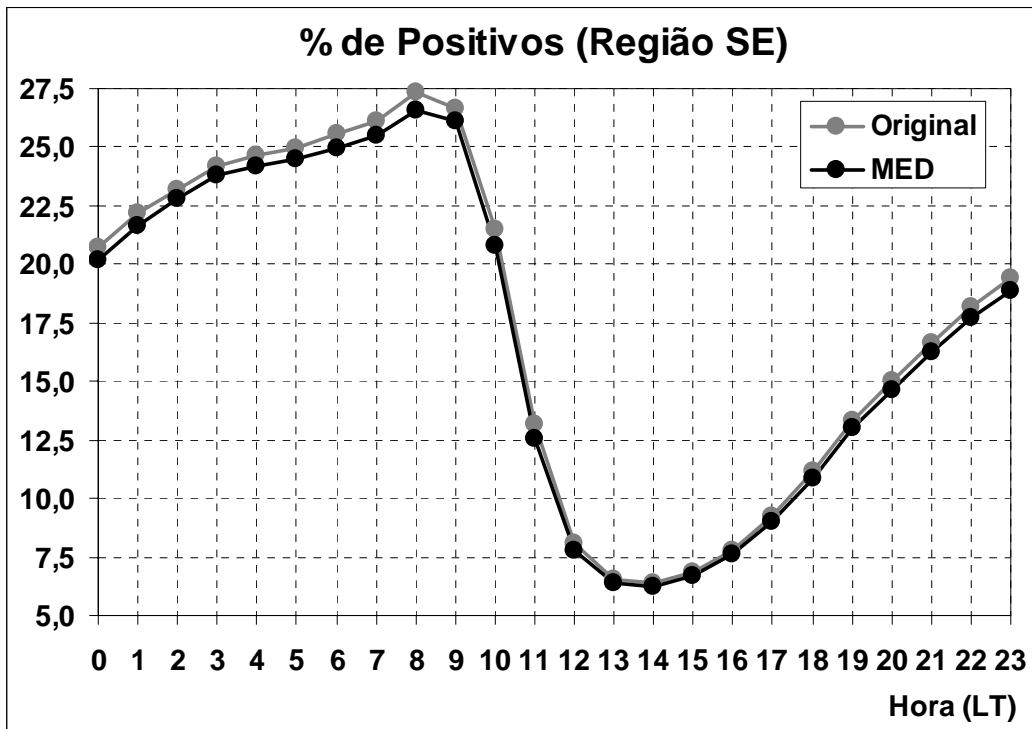


FIGURA 9.43 – Variação diurna do percentual de positivos (original e corrigido pelo MEDR) na região sudeste para o período de 1999-2004.

CAPÍTULO 10

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O EFEITO URBANO SOBRE OS RAIOS

10.1. Introdução

Discutir como os centros urbanos podem afetar a atividade local de raios constitui uma tarefa bastante complicada frente aos intrincados (e ainda pouco conhecidos) fatores responsáveis por esse efeito. Atualmente, a literatura traz uma grande quantidade de trabalhos publicados relacionando a influência de áreas urbanas, caracterizadas basicamente pela ilha de calor, com a formação das nuvens e/ou da precipitação (e.g.: Changnon. 1980; Changnon et al. 1981; Pereira Filho et al. 2004). Por outro lado, vários outros estudos publicados, embora tragam fortes evidências da influência das áreas urbanas na atividade das tempestades, ainda não discutem a fundo os possíveis mecanismos físicos associados a essas variações (e.g.: Westcott. 1995; Soriano e Pablo. 2002; Orville et al. 2001; Naccarato et al. 2003a; Pinto et al. 2004a). Isso mostra o grau de complexidade do fenômeno em estudo, o qual motivou a implementação do projeto HEAT (*Houston Environmental Aerosol Thunderstorm Project*) nos EUA, que pretende levantar, nos próximos dois verões (2005 e 2006), uma grande quantidade de dados sobre a atmosfera, os raios e a poluição na cidade de Houston (TX). Seu objetivo é buscar a melhor compreensão dos processos físicos que fazem a ligação entre os centros urbanos e a atividade de raios (Orville et al. 2005).

Neste trabalho serão analisadas a poluição do ar (representada pelo material particulado, MP_{10}) e as condições termodinâmicas da atmosfera (representadas pela altura da base da nuvem, CBH) para a região metropolitana de São Paulo (RMSP) utilizando um banco de dados de 6 anos (1999-2004), estendendo os resultados de análises anteriores (Naccarato et al. 2003c) e, assim, contribuindo para o avanço do conhecimento nessa área. A RMSP, considerada o quarto maior centro urbano do planeta, com quase 20 milhões de habitantes, foi escolhida por apresentar um evidente efeito sobre os raios (mostrado no Capítulo 8) e

por possuir uma boa disponibilidade de dados de poluição e de variáveis meteorológicas (relacionadas com a termodinâmica atmosférica) obtidos a partir do monitoramento contínuo da CETESB (conforme descrição no Capítulo 6).

10.2. Resultados Iniciais

10.2.1. Contexto

No Brasil, Naccarato et al. (2001) foi o primeiro a mostrar fortes indícios de que grandes centros urbanos (como a RMSP, a cidade de Campinas/SP e a região de São José dos Campos/SP) intensificavam a atividade local de relâmpagos em comparação com as áreas circunvizinhas. Paralelamente, nos EUA, Orville et al. (2001) apresentaram, pela primeira vez, resultados semelhantes para a cidade de Houston (TX), discutindo na ocasião algumas hipóteses na tentativa de explicar os resultados com base nos processos de convergência sobre a cidade e na poluição atmosférica. A partir daí, novos estudos no Brasil, nos EUA e na Europa continuaram discutindo o assunto.

Soriano e Pablo (2002) encontraram o mesmo efeito em 9 pequenas cidades da Espanha. Os autores utilizaram 3 anos de dados de descargas NS (1992-1994) e selecionaram 9 cidades da Espanha, com populações variando de 2.200 habitantes até aproximadamente 334 mil. As áreas das cidades variavam de 0,5 a 25 km². As análises revelaram diferenças significativas entre o número de eventos registrados para as regiões contrárias ao sentido dos ventos predominantes, a favor dos ventos e sobre a área urbana, refletindo basicamente os efeitos das cidades.

Steiger et al. (2002) apresentaram uma análise bastante detalhada das características dos raios sobre a cidade de Houston (TX) utilizando 12 anos de dados (1989-2000). Foi observado um aumento de 45% na atividade de raios sobre o centro urbano em comparação com suas vizinhanças, podendo chegar a 60% no verão e 74% na primavera, considerando-se apenas o período da tarde. Estudos estatísticos mostraram que o aumento no número de raios seria causado pela intensificação das tempestades sobre o centro urbano e não pela formação de tempestades adicionais. Foram dadas duas explicações para

esse efeito: (1) a brisa marítima conjugada com a ilha de calor urbana (baseado nos estudos anteriores de Orville et al. 2001); (2) a poluição atmosférica causada pelas emissões das refinarias de petróleo e dos veículos automotores (também com base nos resultados de Orville et al. 2001). Ambos apresentaram comportamentos máximos no período do verão, quando a atividade de raios também alcança os maiores valores. Porém, nenhuma evidência mais conclusiva sobre um ou outro fator foi discutida. Um outro efeito observado em Houston foi a redução do percentual de raios com polaridade positiva. Segundo os autores, esse efeito somente poderia ser explicado através do efeito microfísico dos aerossóis sobre as nuvens de tempestade. Nenhuma variação da corrente de pico nem da multiplicidade dos raios foi observada para o centro urbano estudado.

Steiger e Orville (2003) estudaram o efeito urbano de Lake Charles e Baton Rouge no sudeste da Louisiana e atribuíram o aumento da atividade de raios observado (mais acentuado para a cidade de Lake Charles) aos elevados índices de material particulado na atmosfera. Segundo os autores, a população de uma cidade tende a ser usada como referência para se estimar a intensidade de sua ilha de calor urbana. Como Lake Charles possui apenas 180 mil habitantes, em comparação com Houston (que possui cerca de 4,7 milhões de habitantes), o efeito termodinâmico da ilha de calor não poderia neste caso explicar o aumento local da atividade de raios, ao contrário de Houston. Entretanto, nenhuma evidência da inexistência de ilha de calor em Lake Charles foi apresentada. Além disso, mostrou-se também que a maior incidência de raios coincide justamente com as regiões de maior concentração de material particulado (gerado pela atividade industrial local), reforçando assim a hipótese do efeito microfísico do aerossol.

Logo em seguida, Naccarato et al. (2003c), em uma análise mais detalhada de três importantes centros urbanos na região sudeste do Brasil, apresentaram algumas hipóteses (as quais serão discutidas em detalhes na próxima Seção) que poderiam explicar o aumento de até 200% na atividade local de relâmpagos e a redução de até 12% do percentual de positivos observados nas regiões metropolitanas estudadas com base em efeitos termodinâmicos e microfísicos de aerossóis. Essa redução no percentual de positivos constitui um comportamento oposto ao observado por Lyons et al. (1998); Murray et al. (2000) e, recentemente, Fernandes (2005) no Brasil, para regiões onde predominam as

queimadas de biomassa. Nesses trabalhos, mostrou-se um aumento do percentual de positivos em tempestades contaminadas pelas emissões das queimadas. Ainda não se sabe exatamente o porque desse comportamento diferenciado entre as tempestades que se formam em ambientes urbanos e aquelas presentes em regiões de queimadas.

Recentemente, Pinto et al. (2004a) observaram os mesmos efeitos para o número de raios e percentual de positivos na cidade de Belo Horizonte/MG, comprovando os resultados de Naccarato et al. (2003c). Foram registrados aumentos de até 100% na atividade local de raios associada ao centro urbano e uma redução de 25% no percentual de positivos. Uma característica interessante foi o deslocamento da anomalia de raios em direção ao sul da cidade. Segundo os autores, os ventos predominantes de norte para sul seriam os responsáveis por esse comportamento. Não se observou nenhuma variação da corrente de pico relacionada com o centro urbano. Nenhuma discussão a respeito das possíveis causas para as anomalias observadas foi feita.

10.2.2. O Primeiro Estudo no Brasil

Os primeiros resultados conclusivos no Brasil foram publicados em 2003 na revista *Geophysical Research Letters* (Naccarato et al. 2003c). Além do aumento no número de raios e da redução do percentual de positivos sobre os centros urbanos analisados, esse estudo mostrou uma correlação direta entre as concentrações de material particulado (MP_{10}) e o número de raios, bem como uma anticorrelação entre o mesmo MP_{10} e o percentual de positivos. Foi observado também que a distribuição espacial dos raios na RMSP seguia fielmente o formato da ilha de calor urbana. Com base nesses resultados, foram propostas então duas hipóteses teóricas para tentar explicar as observações. Abaixo segue um resumo do trabalho e dos resultados.

A Figura 10.1 mostra a área de estudo (com aproximadamente 46.800km^2) que inclui a RMSP, a cidade de Campinas/SP e a região de São José dos Campos/SP. Nesta época, a rede de detecção possuía apenas 16 sensores (também indicados na figura), porém a região estudada já apresentava uma boa cobertura, com dois sensores bem próximos. Os dados de

raios foram reprocessados para os verões de 1999/2000, 2000/2001 e 2001/2002, totalizando cerca de 310.000 eventos.

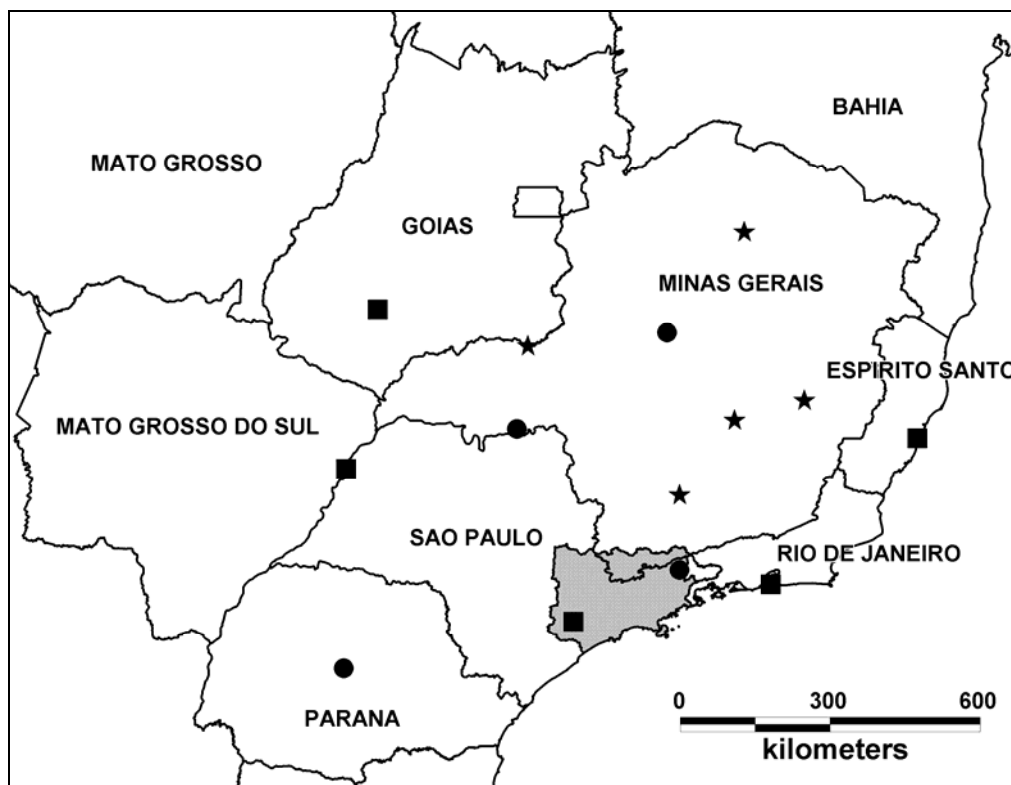


FIGURA 10.1 – Localização da área de estudo (46.800km²), contendo os três centros urbanos. Nessa época, a rede de detecção possuía apenas 16 sensores.
FONTE: Naccarato et al. (2003c).

A Figura 10.2 mostra a distribuição geográfica dos relâmpagos e do percentual de positivos na área estudada. Claramente observa-se um aumento da atividade de raios sobre os três centros urbanos considerados: regiões metropolitanas de São Paulo (RMSP), de Campinas (RMC) e São José dos Campos (RMSJC). Para a RMC e RMSJC observou-se um aumento de 50-60% no total de raios em comparação com suas vizinhanças. Para a RMSP, esse aumento chegou a 150-200% (duas ordens de magnitude). Por outro lado, o percentual de positivos mostrou uma redução significativa sobre essas áreas urbanas. Para a RMC e RMSJC, essa diminuição foi de 5-7% em relação a suas vizinhanças, enquanto que a RMSP apresentou um decréscimo de 10-12%.

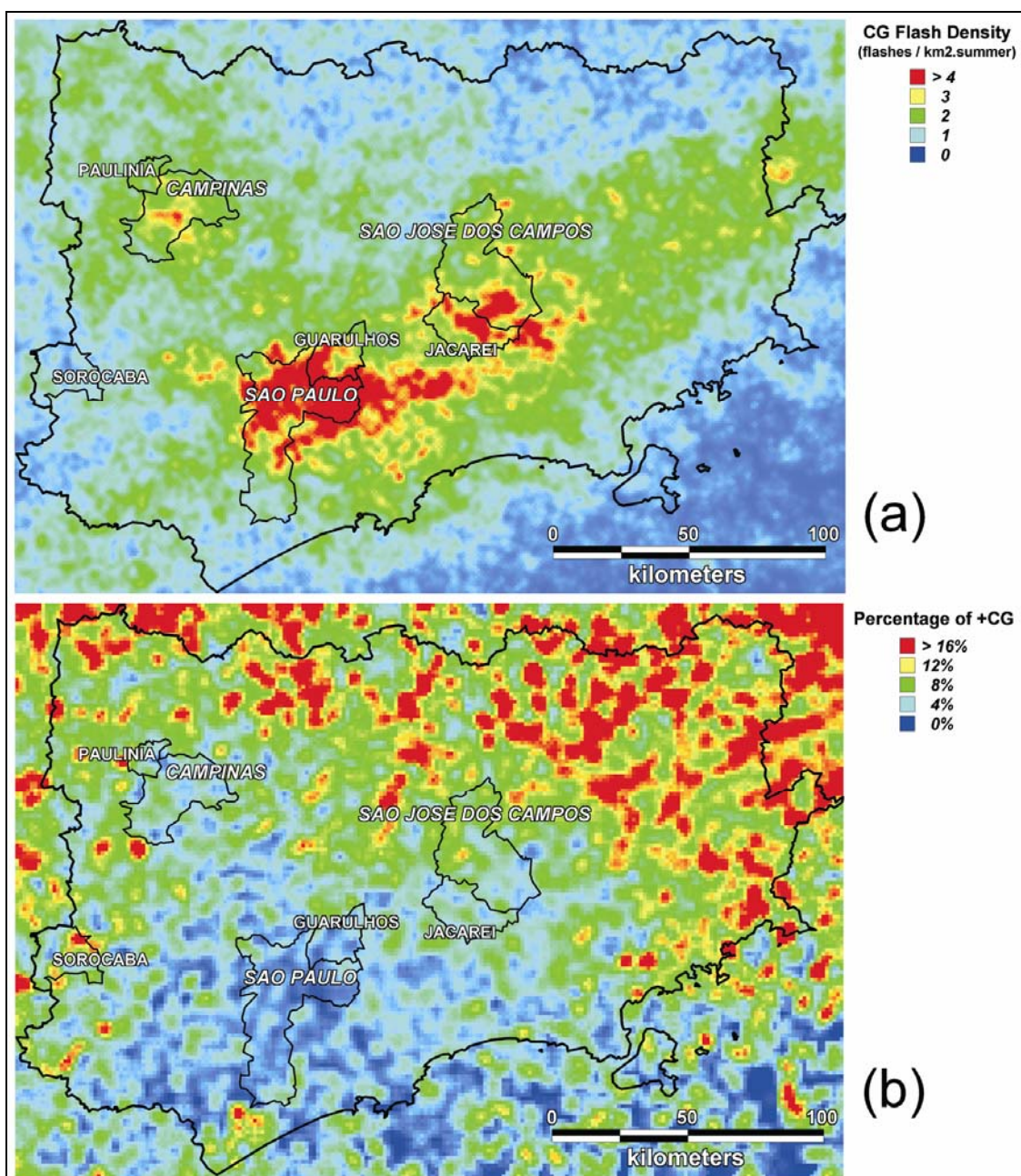


FIGURA 10.2 – (a) Densidade de raios (eventos.km⁻².verão⁻¹) sobre os três centros urbanos estudados (resolução de 1x1km). (b) Distribuição espacial do percentual de positivos (resolução de 2x2km) para a mesma área.
 FONTE: Naccarato et al. (2003c).

Uma comparação entre a temperatura aparente da superfície (obtida através da imagem da banda termal do satélite LandSat-7), que caracteriza a ilha de calor urbana, e a atividade de raios para a RMSP pode ser vista na Figura 10.3. Observa-se que os relâmpagos tendem a

se concentrar sobre a área mais urbanizada da cidade (indicada em preto na Figura 10.3b), a qual também corresponde a área mais quente (Figura 10.3c). Observa-se a estreita correlação espacial entre a distribuição dos raios, a área urbana e a configuração da ilha de calor.

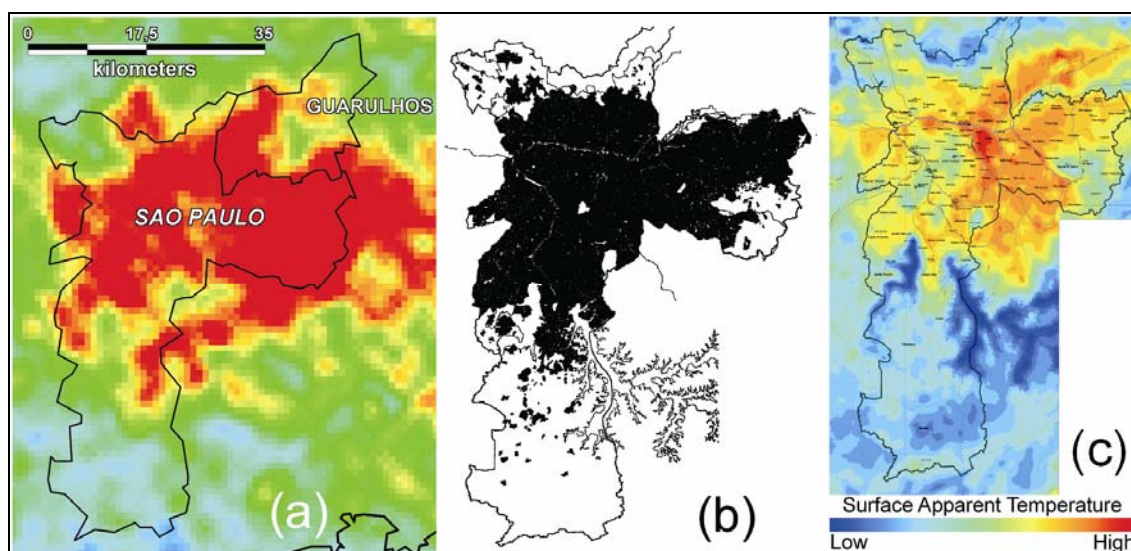


FIGURA 10.3 – (a) Densidade de raios na RMSP (1x1km). (b) Localização da área urbana do município de São Paulo (em preto). (c) Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite LandSat-7, caracterizando a ilha de calor urbana.
FONTE: Naccarato et al. (2003c).

A Figura 10.5 apresenta as correlações encontradas entre o número total de relâmpagos, o percentual de positivos e as concentrações de material particulado urbano (MP_{10}). Os dados de MP_{10} foram fornecidos pela CETESB (discussão no Capítulo 6). Neste trabalho, foram utilizados apenas os dados de MP_{10} , por ser o parâmetro que representa diretamente a poluição atmosférica. Como essas concentrações são medidas pontualmente, a fim de viabilizar a comparação com os dados de raios (que são também pontuais), definiu-se sete círculos de 10km de raio englobando uma ou mais estações de medida sobre a RMSP, RMC, RMSJC e Sorocaba (Figura 10.4). Para esses círculos foram então computados a média das concentrações diárias de MP_{10} (apenas para os dias de tempestades), o número total de relâmpagos e o percentual de positivos. Observa-se então uma correlação positiva entre o número de raios e a concentração de MP_{10} ($r = 0,773$) e uma anticorrelação entre o

percentual de positivos e a concentração de MP_{10} ($r = -0,827$). Estes resultados são coerentes com os mapas da Figura 10.2.

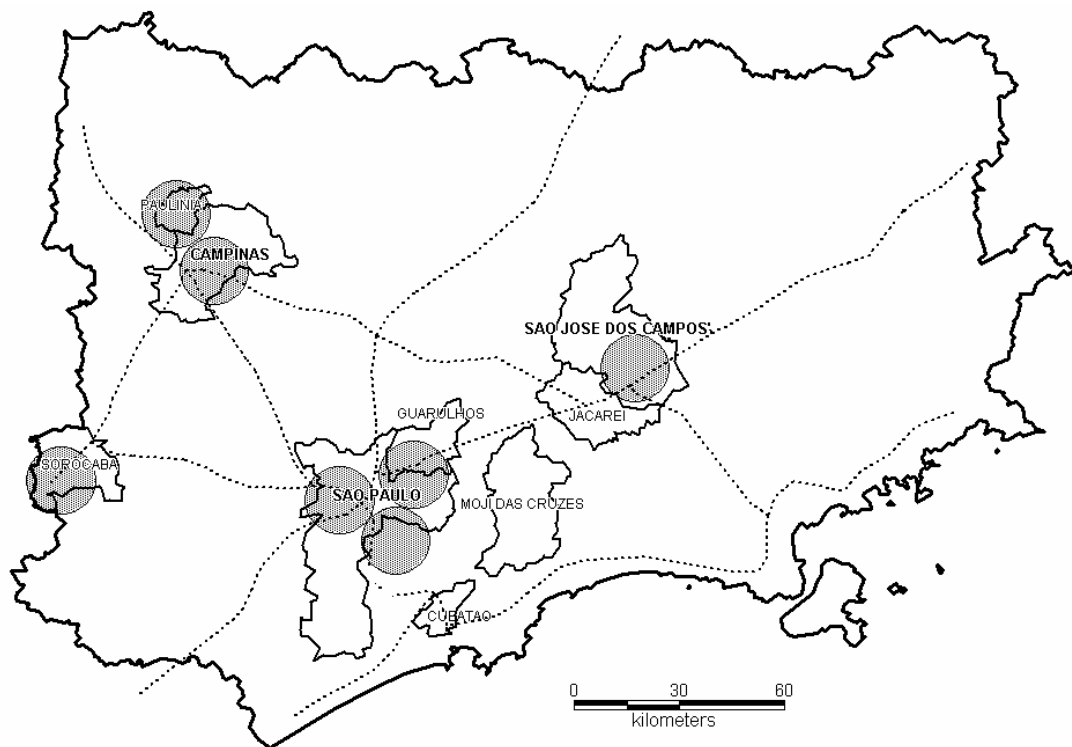


FIGURA 10.4 – Localização dos sete círculos de 10km de raio utilizados na determinação do número de raios e do percentual de positivos para correlacionar com as concentrações de MP_{10} .

FONTE: Naccarato et al. (2003c).

Todos esses resultados, embora frutos de uma primeira análise, mostraram evidências de que dois fatores básicos (temperatura e poluição) parecem estar atuando simultaneamente sobre a atividade de relâmpagos (descritos na próxima Seção). Os mapas da Figura 10.3 trazem fortes evidências de que a hipótese termal predomine, uma vez que a distribuição espacial dos raios segue fielmente o formato da ilha de calor. Já a redução do percentual de positivos (com o aumento da concentração de MP_{10}) aparentemente só pode ser explicada através da hipótese do aerossol, não encontrando respaldo na hipótese termal. Diante desses resultados, não foi possível afirmar qual o fator predominante, tendo sido sugerido novos estudos para o futuro no intuito de analisá-los separadamente e assim avaliar o grau de participação e importância de cada um.

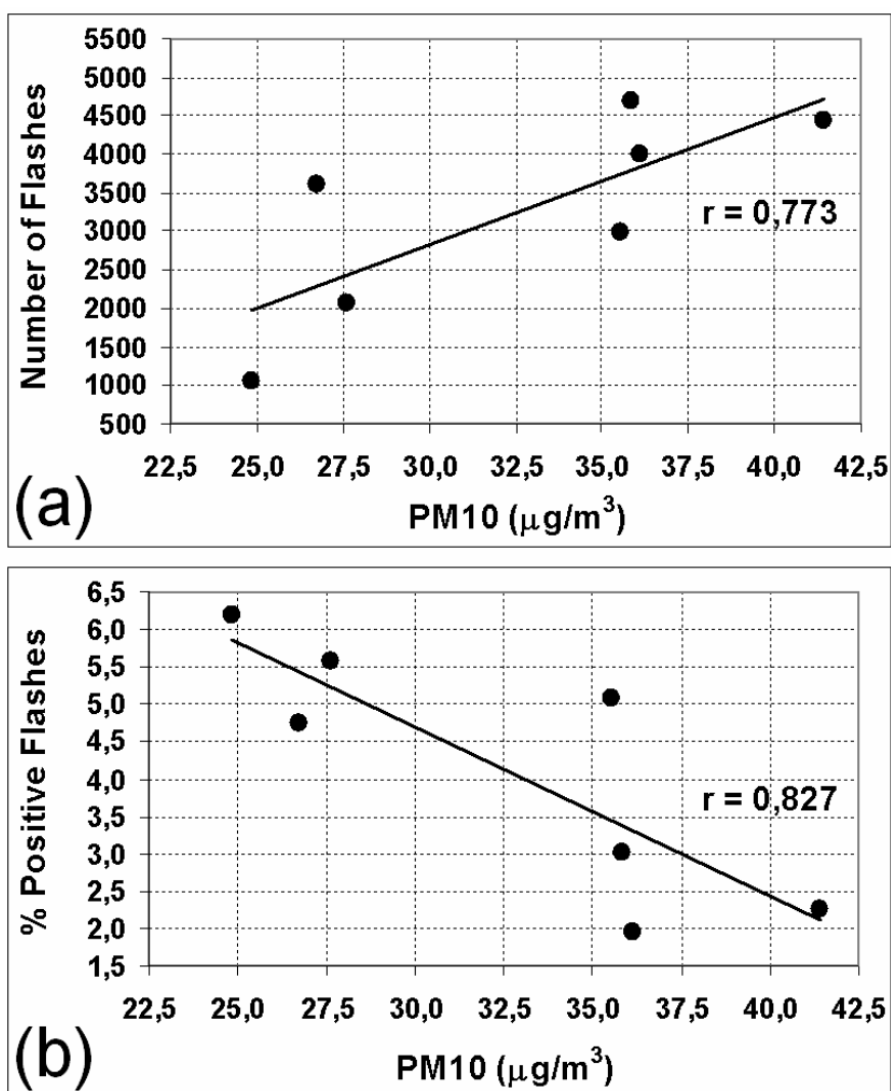


FIGURA 10.5 – (a) Correlação positiva entre o número de relâmpagos e as concentrações de material particulado (MP_{10}). (b) Correlação negativa entre o percentual de positivos e o MP_{10} .
 FONTE: Naccarato et al. (2003c).

10.2.3. O Efeito Urbano sobre os Relâmpagos

Com base nos estudos de Naccarato et al. (2003c), duas possíveis hipóteses poderiam explicar o efeito urbano sobre os raios:

- 1) Hipótese do Aerossol: Propõe que a poluição urbana eleva a concentração de núcleos de condensação (NC) na atmosfera, provocando alterações nos processos

microfísicos das nuvens de tempestade. Isso, por sua vez, afeta os mecanismos de separação de cargas, os quais dependem da concentração, fase e tamanho das partículas dentro da nuvem. Com isso haveria um aumento da atividade elétrica e variações na proporção entre as polaridades;

- 2) Hipótese Termal: Propõe que as ilhas de calor urbanas são responsáveis pela intensificação da convecção local (diretamente relacionado com o aumento das velocidades de ascensão do ar, conforme discutido no Capítulo 1), potencializando assim a eletrificação das nuvens de tempestades sobre as cidades. Isso promove então um aumento na atividade de raios. Até então (na época da publicação do trabalho em 2003), essa hipótese parecia não explicar as alterações na proporção de raios positivos e negativos. Entretanto, recentemente, Williams et al. (2005) conseguiram mostrar que o efeito termal, através das velocidades de ascensão do ar e da quantidade de água líquida na região de fase mista das nuvens, também consegue explicar variações na proporção das polaridades dos raios.

10.2.3.1. Hipótese do Aerossol (Poluição Atmosférica)

Segundo Rosenfeld e Woodley (2001), a presença de material particulado na atmosfera inibe o crescimento de gotículas de água dentro de nuvens quentes, uma vez que reduzem o tamanho médio dessas gotículas, distribuindo a água líquida entre um grande número de gotículas pequenas. Isso porque, quanto menor o diâmetro de uma gota, mais chances ela tem de ser incorporada por uma gota maior (através da coalescência) do que crescer por deposição de vapor ou colidir e incorporar gotas de mesmo tamanho. Para o caso do gelo em nuvens frias, a inibição ocorre porque as gotículas pequenas de solução super-resfriada ($< 30\mu\text{m}$) tendem a permanecer no estado líquido até cerca de -25°C , podendo alcançar temperaturas de até -38°C sem congelarem (para nuvens com grande quantidade de gotículas muito pequenas e fortes correntes ascendentes). Essas gotículas, flutuando no ar, reduziram a eficiência de coleta das partículas de gelo, dificultando assim seu crescimento por incrustação e aumentando a disponibilidade de água líquida.

Rosenfeld e Lensky (1998), utilizando dados de satélite, mostraram que as nuvens oceânicas limpas tendem a apresentar um crescimento muito rápido das gotículas de água próximo a sua base, em função da dominância do processo de coalescência, em comparação com as nuvens continentais poluídas, onde o crescimento lento revela a dominância do processo de difusão do vapor. Desta forma, as nuvens continentais apresentam uma espessa zona de difusão na base da nuvem e uma reduzida zona de coalescência logo acima, o que não acontece com as nuvens oceânicas, as quais apresentam uma espessa zona de coalescência já próximo à base da nuvem, onde o crescimento das gotas é equilibrado pela precipitação. Isso faz com que as nuvens poluídas tenham gotículas de água muito menores que as nuvens limpas, cujos tamanhos aumentam muito lentamente com a altura, ao contrário das nuvens limpas. O congelamento da água nas nuvens limpas ocorre em temperaturas muito mais altas ($> -10^{\circ}\text{C}$) que as nuvens poluídas (entre -10°C e -20°C , chegando até -30°C em casos extremos). Como consequência, a zona de fase mista das nuvens limpas é muito mais fina que nas nuvens poluídas. Esse fato, aliado à rápida perda de água super-resfriada pela precipitação das gotículas, é consistente com as observações de que os relâmpagos são bem menos frequentes nas nuvens oceânicas limpas que nas nuvens continentais poluídas. Isso sugere que as nuvens poluídas, dotadas de uma zona de fase mista mais espessa e com maior disponibilidade de água líquida, favoreceriam a atividade de relâmpagos.

Khain et al. (1999), através de simulações, mostraram que aumentos na concentração de material particulado (MP) na atmosfera levam a uma redução da formação de precipitação quente (sem formação de gelo), porém favorecem a formação de cristais de gelo em nuvens frias. Para o caso de baixas concentrações de MP, há a predominância de precipitação das gotículas de água e formação de poucas partículas de gelo, porém grandes o suficiente para precipitarem rapidamente. Já elevadas concentrações de MP, reduzem sensivelmente a formação de precipitação quente, fazendo com que uma fração significativa de gotículas alcance os níveis de congelamento. Essas gotículas produzem, então, grande quantidade de pequenas partículas e cristais de gelo. Com isso, o gelo permanece por mais tempo e em maior quantidade dentro da nuvem e, como não há perda de água super-resfriada por precipitação, ter-se-ia um cenário propício para uma separação de cargas mais eficiente.

A hipótese do aerossol poderia explicar também a diminuição dos raios de polaridade positiva em relação ao número total de eventos (percentual de positivos). Esta possibilidade também é defendida por Steiger et al. (2002). Segundo eles, impurezas existentes nas gotículas de água (devido às emissões urbanas) poderiam afetar significativamente a separação de cargas nas nuvens de tempestades locais, intensificando assim a ocorrência de raios com polaridade negativa. Neste caso, elevadas concentrações de poluentes nas gotículas de água super-resfriadas provocariam a eletrificação negativa dos grãos de gelo nas temperaturas mais altas da nuvem (próximo à sua base). Isso promoveria então um crescimento vertical descendente do centro de cargas negativo em detrimento do centro de cargas positivo localizado logo abaixo, gerando assim mais raios negativos. Desta forma, haveria uma redução do percentual de positivos.

Por outro lado, Lyons et al. (1998) e Murray et al. (2000) observaram um efeito exatamente oposto analisando os raios na região central dos EUA gerados a partir de tempestades contaminadas por fumaça de queimadas provenientes do México. Eles identificaram um aumento significativo do percentual de positivos. Fernandes (2005), estudando o efeito das queimadas na região centro-oeste do Brasil sobre a atividade de raios em Rondônia, também observou um aumento do percentual de positivos durante o período de máxima emissão de poluentes. Ávila et al. (1999) mostrou que espectros de gotículas de nuvem menores levam a eletrificação positiva de grãos de gelo entre -10°C e -25°C . Considerando que as nuvens urbanas tenham de fato gotículas de água menores (conforme discutido acima), esse resultado indica que o centro de cargas positivo na base da nuvem se estenderia para altitudes mais altas, produzindo assim mais raios positivos. Com isso, o percentual de positivos aumentaria. Desta forma, essa hipótese explica relativamente bem o aumento do percentual de positivos observado em tempestades contaminadas por queimadas, mas não dá suporte ao efeito oposto observado nos centros urbanos.

10.2.3.2. Hipótese Termal (Ilhas de Calor Urbanas)

Conforme estudos de Oke (1982) e Bornstein e Lin (2000), as ilhas de calor urbanas tendem a desestabilizar o ar que flui sobre a cidade devido ao aquecimento diferenciado nos baixos níveis, provocando aumentos significativos nas velocidades verticais das

parcelas de ar dentro da camada limite. Com isso, a ilha de calor tende a causar um aumento de precipitação nas áreas urbanas, favorecendo também maior ocorrência de chuvas de granizo (Lombardo. 1985; Pereira Filho et al. 2004). Observações da convergência em baixos níveis e simulações numéricas na área da cidade (Hjelmfelt. 1982; Orville et al. 2001) indicaram que a combinação dos efeitos urbanos resulta em velocidades verticais positivas sobre a cidade e, conseqüentemente, convergência de massas de ar, seguida por convecção. Em suma, as cidades apresentam fatores comuns que podem contribuir para o aumento da convecção e, conseqüentemente, aumento da atividade de raios. Elas podem: (1) ser uma fonte de calor capaz de desestabilizar o ar que flui sobre a cidade; (2) funcionar como fonte de núcleos de condensação (NC) e/ou núcleos de gelo; (3) provocar levantamento por atrito de massas de ar, promovendo assim a convecção.

Baseados nos estudos de Williams e Stanfill (2002), Naccarato et al. (2003c) propuseram que a hipótese termal poderia ser usada para explicar o aumento da atividade de raios sobre as cidades. Nesse trabalho, os autores consideraram ilhas no oceano para discutir a influência de uma porção de terra na eletrificação das nuvens e, conseqüentemente, nos relâmpagos. Calculou-se então qual seria a área crítica de uma ilha para que ela apresentasse um comportamento continental. De acordo com a hipótese termal, o tamanho mínimo necessário seria 110 km² contra 20.000-30.000 km² dado pela hipótese do aerossol. Ainda segundo os autores, a redução da coalescência nas nuvens continentais também poderia ser explicada pela hipótese termal. Neste caso, as gotículas não teriam tempo suficiente para interagir e crescer devido às fortes correntes ascendentes, prejudicando assim a formação da chuva quente (onde não há formação de gelo na nuvem). Considerando agora as ilhas de calor urbanas existentes sobre o continente, com base nesses argumentos, a hipótese termal poderia explicar o aumento da atividade de raios sobre essas regiões mais quentes (de forma similar às ilhas no oceano), particularmente na região metropolitana de São Paulo, onde a ilha de calor tem uma área aproximada de 1.600 km², a qual é muito maior que a área crítica calculada por Williams e Stanfill (2002). Conforme discutido anteriormente, Williams et al. (2005) apresentaram evidências de que a hipótese termal consegue explicar também as variações observadas no percentual de positivos para os centros urbanos, considerando que as tempestades se formam em ambientes secos (com baixa umidade do ar) e apresentam alturas da base das nuvens mais elevadas.

10.3. Os Novos Estudos na RMSP

10.3.1. Descrição

Os resultados apresentados na Seção 9.2.2 foram bastante animadores e motivaram a realização de estudos adicionais na RMSP na tentativa de separar os dois efeitos discutidos anteriormente (termal e aerossol) e avaliar o peso de cada um no efeito urbano. Seguindo essa idéia, a altura da base da nuvem (CBH) foi o parâmetro utilizado para representar a componente termodinâmica (conforme discussão dos Capítulos 1 e 6) enquanto que a componente do aerossol foi representada pela concentração de MP_{10} (material particulado). A escolha do MP_{10} como indicador da poluição atmosférica baseou-se em três aspectos: (1) trata-se da medida de poluição mais comum, sendo registrada por quase todas as 23 estações automáticas da CETESB dentro da RMSP; (2) vários dos estudos publicados sobre efeito urbano utilizaram o material particulado como representante da poluição atmosférica (Soriano e Pablo. 2002; Steiger et al. 2002; Orville et al. 2003); (3) segundo Adams e Seinfeld (2003), as emissões de material particulado diretamente na atmosfera (dada pelo MP_{10}) tendem a atuar mais eficientemente no aumento da concentração de NC que as emissões de gases precursores (Capítulo 5). A partir daí, os dados de poluição, termodinâmica atmosférica e raios (todos para o período de jan/1999 a dez/2004) foram comparados dentro de um círculo de 25km de raio sobre a RMSP (Capítulo 6) com o objetivo de correlacioná-los e assim identificar o papel de cada um nas variações observadas da atividade de raios.

10.3.2. Caracterização da Ilha de Calor Urbana

No trabalho anterior (Naccarato et al. 2003c), mostraram que a distribuição espacial dos raios na RMSP acompanhava com grande fidelidade o formato da ilha de calor. Entretanto, naquele estudo, utilizou-se apenas uma imagem de satélite (obtida no dia 03/set/1999), assumindo-se que a ilha de calor era um fenômeno constante, ou seja, não variava significativamente com o tempo. Nenhuma verificação a respeito foi realizada. No presente trabalho, conforme descrito no Capítulo 6, foram geradas várias imagens da temperatura aparente de superfície no período das tempestades (entre outubro e março) entre os anos

de 1999 a 2004 (base de dados de raios) para a região da Figura 10.1 (que engloba a RMSP, as cidades de Campinas, São José dos Campos e Sorocaba). Essas imagens mostraram que a ilha de calor da RMSP é estável e bem definida, mantendo seu formato praticamente constante em todas as imagens analisadas. Para a cidade de Campinas, a ilha de calor também apresentou uma configuração bastante estável. Em Sorocaba, apesar de algumas leves variações, a ilha de calor, em geral, manteve seu padrão ao longo do período estudado. Por fim, São José dos Campos foi o único centro urbano cuja ilha de calor variou significativamente ao longo dos anos, havendo ocasiões em que ela praticamente desaparecia e outras em que se mostrava bem definida. A Figura 10.6 traz duas imagens (dos dias 11/mar/2002 e 24/dez/2004) que mostram a estabilidade da ilha de calor da RMSP, Campinas e Sorocaba, bem como a variabilidade observada para São José dos Campos. As outras imagens não foram apresentadas por serem muito semelhantes.

Analisando com mais detalhes as imagens da Figura 10.6, observa-se que no dia 29/dez/2004 as temperaturas eram maiores que no dia 11/mar/2002 (para o mesmo horário). Isso se reflete na diferença de intensidade das cores e na escala de temperatura. Como já mencionado, Campinas, Sorocaba e RMSP apresentam ilhas de calor bem definidas e estáveis ao longo do tempo. Porém, em 24/dez/2004, mesmo sendo um dia mais quente, a ilha de calor de São José dos Campos praticamente desaparece. Já no dia 11/mar/2002, quando as temperaturas são mais amenas, ela aparece bem mais definida. Entretanto, os mapas de densidade de raios do estado de SP (Capítulo 8, Figuras 8.13 a 8.18) claramente mostram o efeito urbano em São José dos Campos, embora em alguns anos (aqueles com menor incidência global de raios) ele não apareça. Curiosamente, no ano de 2002, o efeito urbano é bem evidente, ao contrário do ano de 2004. Não se pode, entretanto, associar esses resultados diretamente às imagens, pois elas se referem à situação de apenas um dia e os mapas representam a média de um ano. Porém, o fato de São José dos Campos possuir uma ilha de calor variável e não apresentar um efeito urbano constante, tende a ser um forte indício da importância da componente termodinâmica.

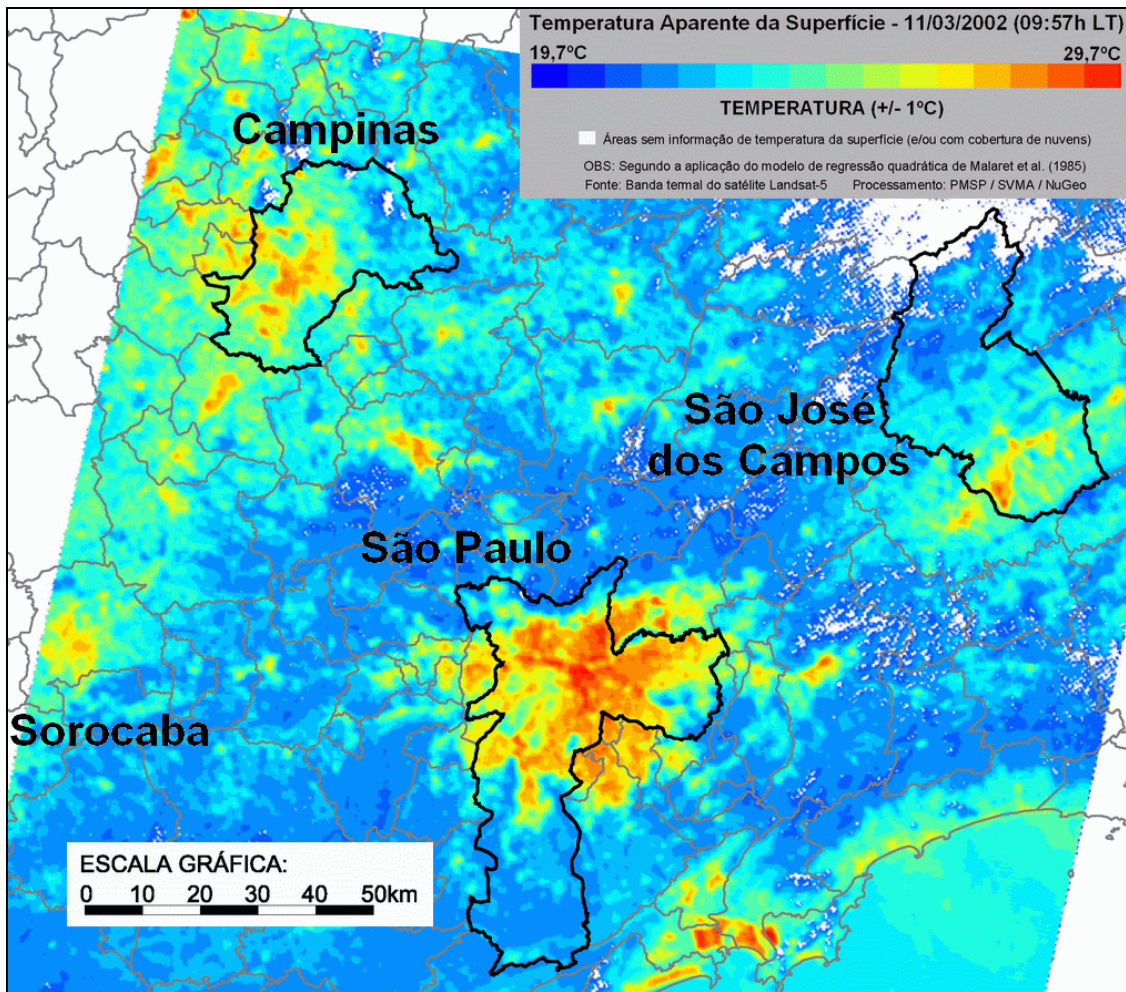


FIGURA 10.6 – (a) Imagem da temperatura aparente da superfície gerada a partir da banda termal do satélite Landsat para o dia 11/mar/2002 as 09:57h LT mostrando as ilhas de calor da RMSP e das cidades de Campinas, São José dos Campos e Sorocaba.

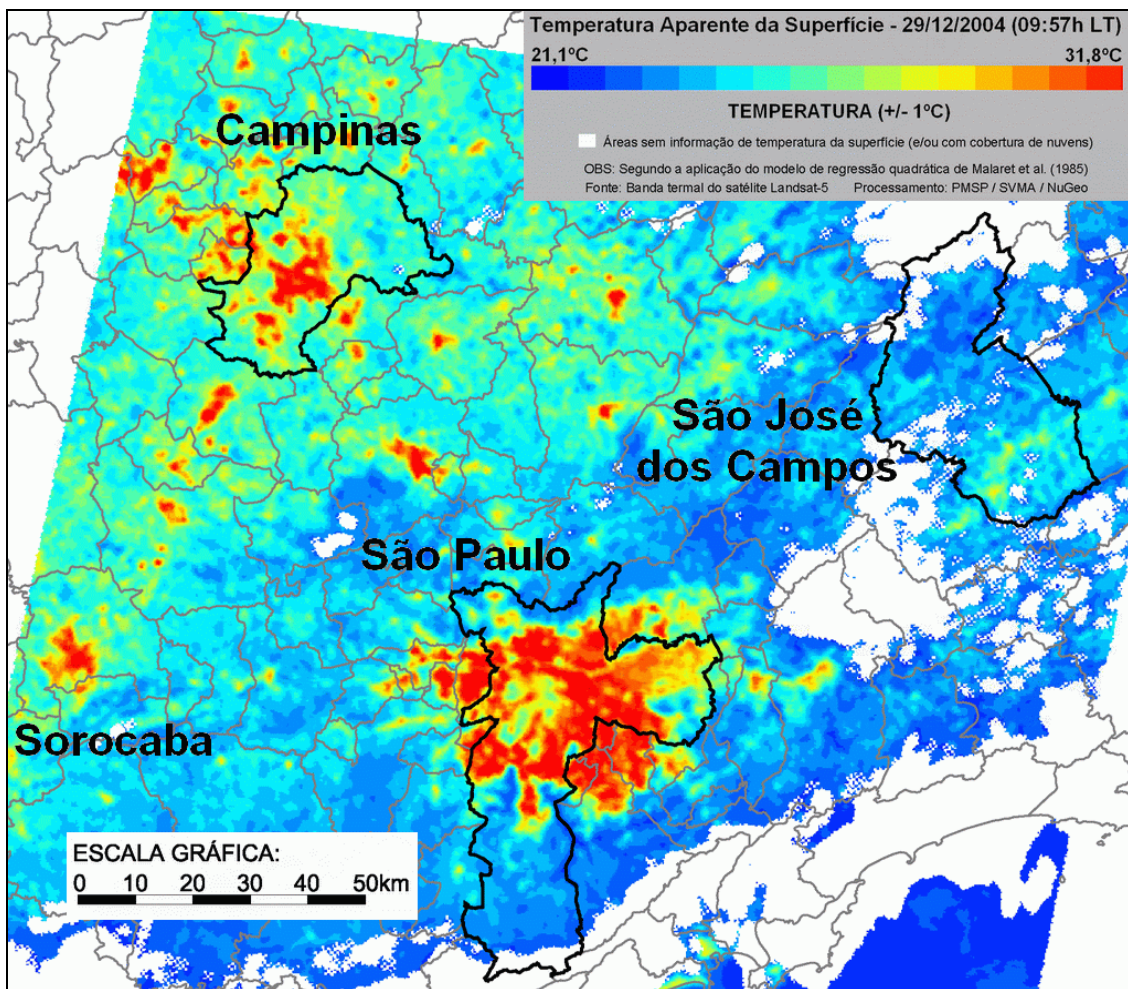


FIGURA 10.6 – (b) Idem à Figura 10.6a para o dia 29/dez/2004 as 09:57h LT.

Um mapa mais detalhado (com resolução de 1x1km) da densidade de raios nas áreas urbanas estudadas é apresentado na Figura 10.10. Para este caso, foram utilizados os 6 anos de dados de raios (1999-2004) corrigidos pelo MEDR. A comparação desse mapa com as imagens da temperatura aparente da superfície (Figura 10.10) mostram características muito interessantes relativas ao efeito da ilha de calor e dos aerossóis sobre a atividade de raios.

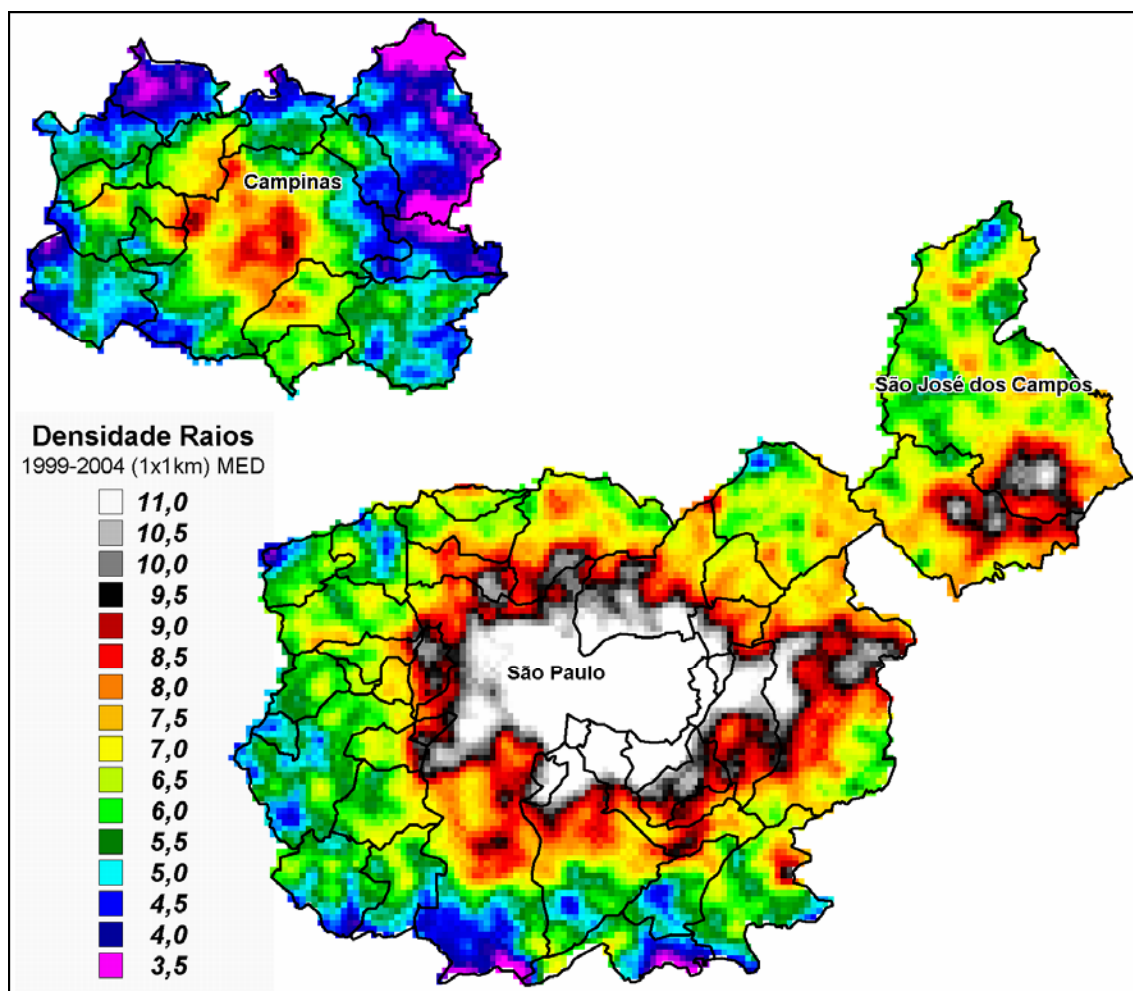


FIGURA 10.7 – Mapa da densidade de raios (eventos.km².ano⁻¹) corrigido pelo MEDR nas áreas urbanas estudadas (RMSP, Campinas e São José dos Campos) com resolução de 1 x 1 km referente ao período de 1999-2004.

Primeiramente, conforme já discutido previamente na Seção 10.2.2 para a cidade de São Paulo, observa-se novamente uma boa correlação entre a distribuição espacial dos raios e as configurações das ilhas de calor nos três centros urbanos. Alguns aspectos bastante peculiares podem ser destacados. É bem evidente que a anomalia de raios em Campinas ocorre em torno da ilha de calor da cidade, localizada no centro do município, estendendo-se para as regiões oeste e sudoeste. Por outro lado, em São José dos Campos, os valores máximos de densidade não coincidem exatamente com os pontos de temperatura mais alta, embora se possa observar ainda uma certa coerência entre a distribuição espacial dos raios e a configuração da ilha de calor a sudoeste do município, já na divisa com Jacareí. Esse

resultado, de certa forma, já era esperado uma vez que a ilha de calor de São Jose dos Campos não apresenta um comportamento estável ao longo dos anos. Neste caso, portanto, os aerossóis podem estar contribuindo de maneira mais efetiva para a formação da anomalia observada. Somente uma análise mais detalhada permitirá se obter subsídios que suportem essa hipótese. Para a RMSP, devido aos elevados valores de densidade registrados (os quais impedem uma visão mais clara da distribuição dos raios na Figura 10.7, representada apenas pela grande área branca), gerou-se um segundo mapa ainda mais detalhado (mostrado na Figura 10.8), utilizando uma escala de cores mais apropriada, visando assim identificar os nuances da distribuição espacial dos raios no centro urbano.

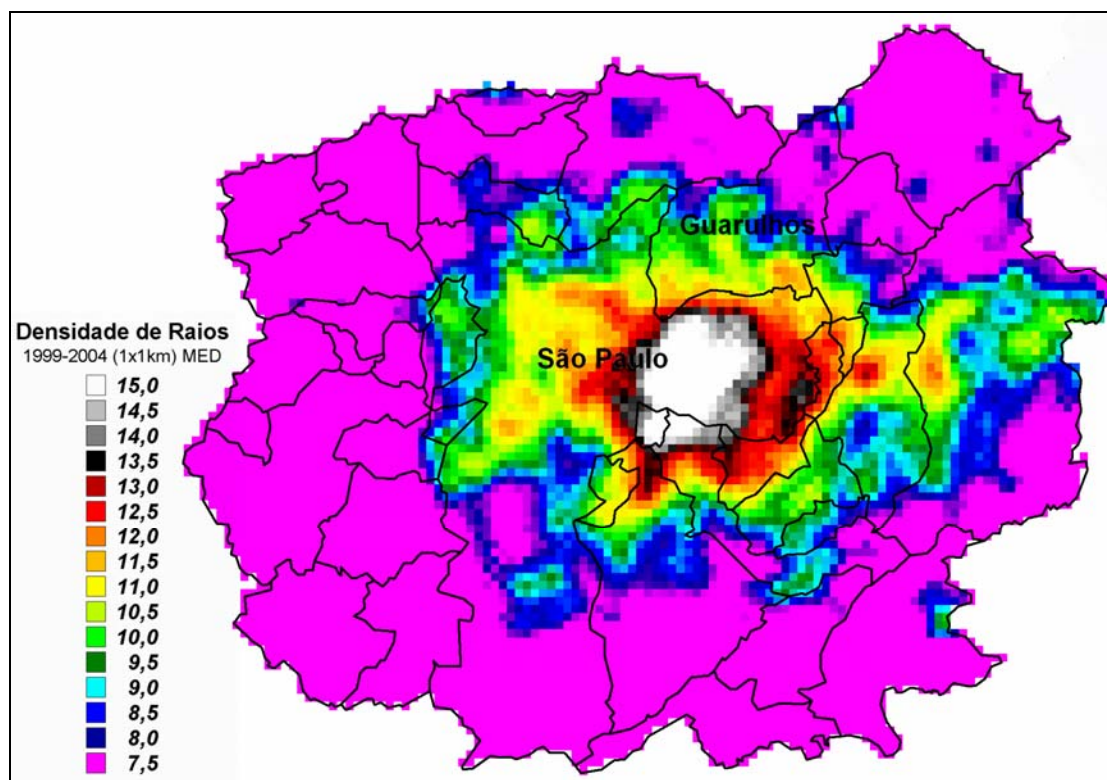


FIGURA 10.8 – Idem a Figura 10.7 com destaque para os nuances da distribuição espacial de raios na RMSP através de uma escala de cores mais apropriada.

Comparando-se agora a Figura 10.8 com as imagens da ilha de calor da RMSP (Figura 10.6), é possível notar algumas diferenças e semelhanças entre a distribuição espacial dos raios e a configuração da ilha de calor. Alguns aspectos muito interessantes que reforçam o

papel da componente termal no aumento da atividade local de raios são: (1) baixa incidência de raios no extremo norte e noroeste do município de SP que coincide com a inexistência de ilha de calor; (2) redução gradual da atividade de raios do centro do município em direção a sudoeste, acompanhando a configuração da ilha de calor; (3) ocorrência de áreas de baixa temperatura associadas a regiões de baixa atividade de raios a oeste e sudoeste do município; (4) grande anomalia de raios a leste do município coincidente com uma região de temperaturas mais altas, incluindo um prolongamento a noroeste que é acompanhado pela atividade de raios. Por outro lado, algumas características observadas, aparentemente, não podem ser explicadas através da hipótese termal, estando possivelmente associadas ao efeito dos aerossóis. Neste caso, descarta-se a hipótese de um possível efeito orográfico já que o mapa de altitude do município revela que a área da cidade é essencialmente plana (SVMA. 2005). São elas: (1) alta incidência de raios no extremo leste do município de SP onde a ilha de calor praticamente desaparece ao mesmo tempo em que surgem áreas de baixa densidade de raios onde a ilha de calor ainda está presente; (2) regiões no sul do município onde a ilha de calor não está associada a anomalias de raios, o mesmo ocorrendo para a região nordeste do município (avançando inclusive em direção a Guarulhos); (3) deslocamento a leste da atividade de raios (em direção aos municípios vizinhos) o qual pode estar associado ao transporte de aerossóis do município de SP pela circulação local.

Um último aspecto bastante intrigante que merece uma atenção especial é a cidade de Sorocaba, um centro urbano com quase 500 mil habitantes, ou seja, do porte de São José dos Campos. Pelas imagens da Figura 10.6, Sorocaba apresenta uma ilha de calor estável e bem definida, porém os mapas anuais de raios do estado de SP (1999-2004) mostram que a cidade nunca apresentou um efeito urbano. Isso leva a crer que não exista o efeito urbano nessa cidade, mesmo ela sendo um grande centro urbano e, mais, tendo uma ilha de calor bem definida. Nesse caso, aparentemente a componente termodinâmica não está atuando. São necessários estudos mais aprofundados das condições atmosféricas (poluição e termodinâmica) dessa cidade no futuro com o objetivo de se avaliar o que pode estar acontecendo.

Com base em todas as questões discutidas anteriormente, ainda não se pode afirmar qual o fator preponderante nas alterações da atividade de raios observada nos centros urbanos. Entretanto, vale ressaltar que, pelas análises realizadas até aqui, existem mais evidências a favor da hipótese termal que do efeito dos aerossóis. Mesmo porque, Pereira Filho et al. (2004) mostraram em seu trabalho que cerca de 65% dos eventos de enchente na RMSP (em sua grande maioria provocados por sistemas precipitantes mais profundos que, conseqüentemente, apresentam atividades elétricas mais intensas) tendem a estar associados à penetração da brisa marítima (injeção de umidade) e ao aquecimento diferenciado da ilha de calor urbana (altas temperaturas de bulbo seco), principalmente no período da tarde, elevando assim as temperaturas de ponto de orvalho. Outros aspectos relacionados com essa discussão serão apresentados nas próximas seções.

10.3.3. Climatologia dos Raios, Poluição e Termodinâmica nos Centros Urbanos

Neste estudo climatológico, somente serão mostrados os histogramas temporais (anual, mensal e/ou diurno) dos parâmetros que tenham apresentado algum resultado significativo. A Figura 10.9 mostra a variação anual da concentração de MP_{10} para a RMSP e para a cidade de Sorocaba, localizada na região Externa (conforme definição no Capítulo 6). A Figura 10.10 exhibe o percentual de positivos para ambos os centros urbanos e a Figura 10.11, o número de raios.

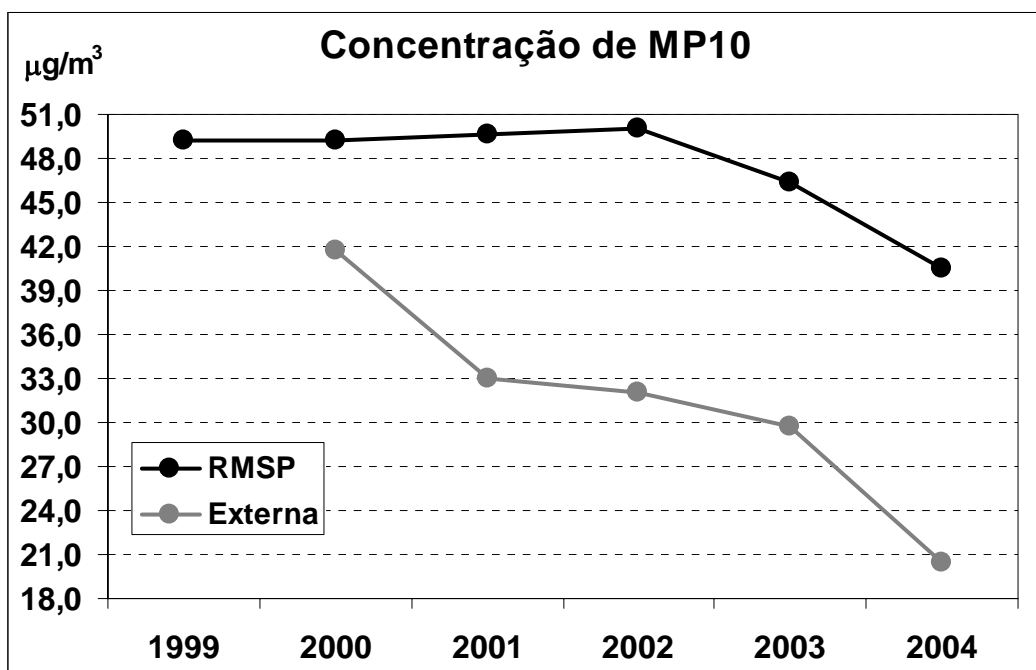


FIGURA 10.9 – Variação anual da concentração de material particulado (MP_{10}), dada em $\mu\text{g}/\text{m}^3$, na RMSP e na cidade de Sorocaba.

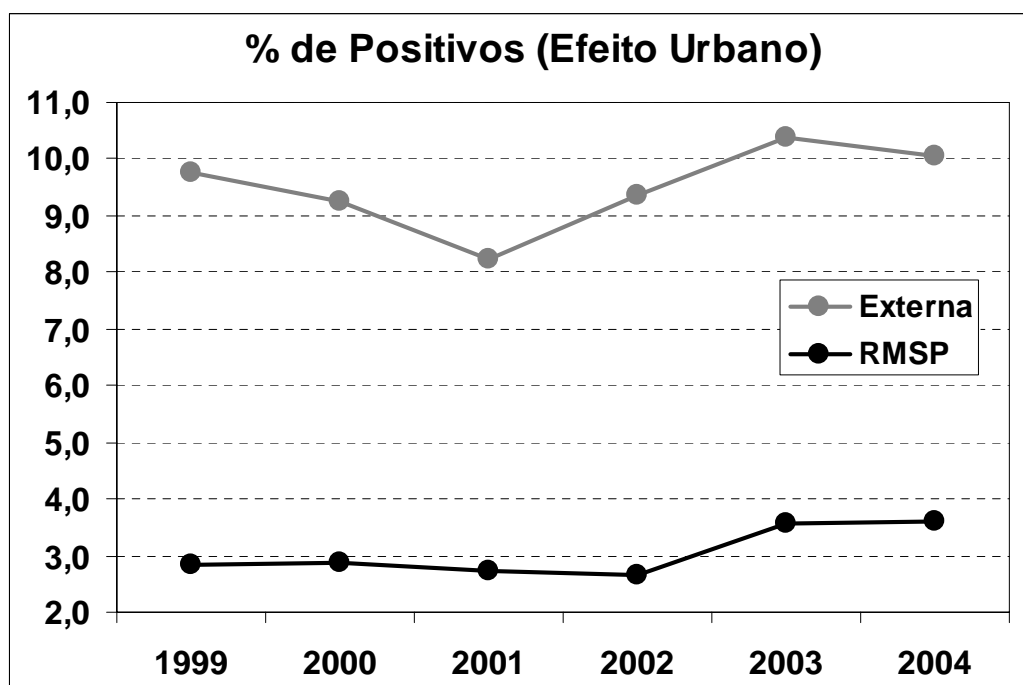


FIGURA 10.10 – Variação anual do percentual de positivos na RMSP e em Sorocaba.

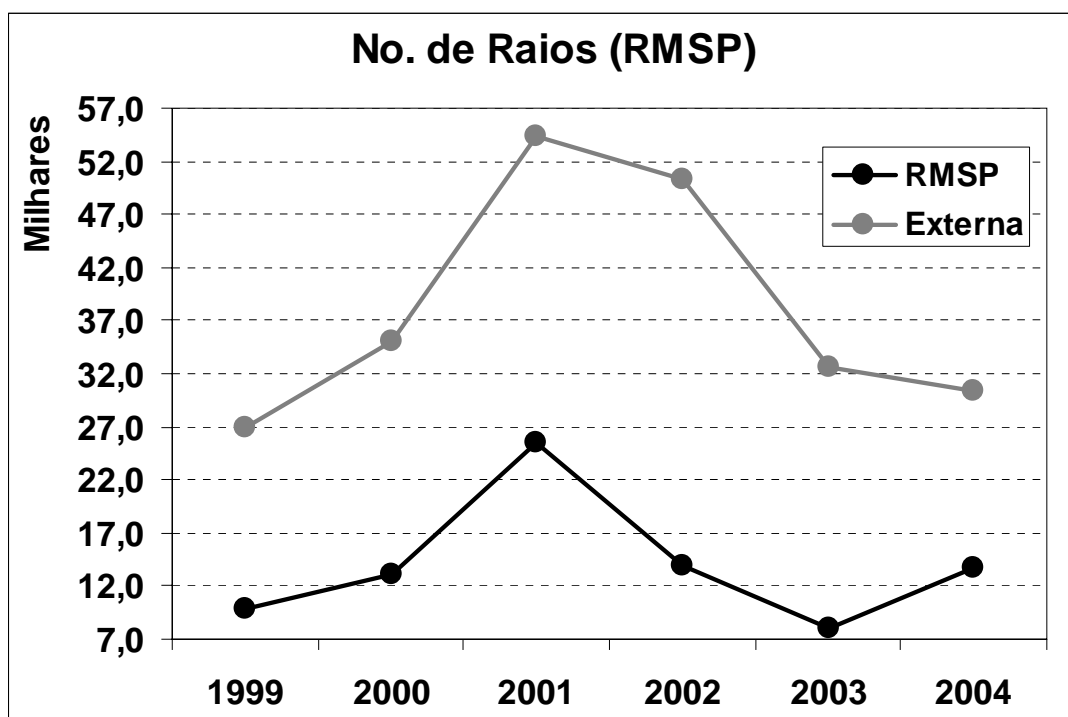


FIGURA 10.11 – Variação anual dos raios na RMSP e na região Externa. Os números não foram normalizados pela área da região de estudo.

É importante notar que o número de raios não foi normalizado pela área da região em estudo. Desta forma, o número de raios registrados na região Externa será maior que na RMSP, pois sua área é três vezes maior. Entretanto, pela Figura 10.11, observa-se que o número de raios na RMSP não cai por um fator de três, mas sim por um fator de dois.

Claramente se observa, pela Figura 10.10 que o percentual de positivos na RMSP é muito menor que na região Externa. Um outro aspecto bastante curioso é o leve aumento do percentual de positivos na RMSP nos anos de 2002 e 2003, justamente quando as concentrações de MP_{10} diminuem significativamente como consequência das ações da CETESB para melhoria da qualidade do ar na cidade. Por outro lado, não se observa essa mesma correlação para a região Externa. Embora os valores de MP_{10} sejam medidos apenas em Sorocaba, como esta cidade não apresenta efeito urbano, pressupõe-se que o comportamento dos raios na cidade corresponda ao comportamento da região. Vale ressaltar também que o gráfico da concentração de MP_{10} (Figura 10.9) mostra que os

valores medidos em Sorocaba chegam a ser duas vezes menor que na RMSP. Essa pode ser uma evidência do efeito da poluição sobre o efeito urbano. Sorocaba, mesmo tendo uma ilha de calor bem definida (Figura 10.6), não possui níveis de poluição suficientes para “ativar” o efeito urbano. Em outras palavras, o efeito urbano seria disparado somente quando se atingisse um nível crítico de concentração de poluentes na atmosfera. Obviamente que somente estudos mais detalhados em Sorocaba e em outros centros urbanos permitirão verificar essa hipótese.

A Figura 10.12 ilustra a variação diurna dos raios para a RMSP e região Externa, mostrando que o pico da atividade de raios na RMSP ocorre por volta das 15h LT, ou seja, 1h antes do pico da região externa (16h LT). Observa-se pela Figura 10.13 (variação diurna da CBH), que o pico da atividade termodinâmica na RMSP também ocorre por volta das 15h LT. Não foi possível levantar a curva de CBH para Sorocaba, pois a estação da CETESB dessa cidade não mede todos os parâmetros meteorológicos necessários para o cálculo do parâmetro. Mesmo sem esse gráfico, percebe-se que a RMSP antecipa a atividade de raios em relação à região Externa devido ao fator termodinâmico, que domina no ciclo diurno (evidência termal). A Figura 10.14 mostra a variação diurna da concentração de MP_{10} para a RMSP e a cidade de Sorocaba, mostrando que ela apresenta três picos ao longo do dia: o primeiro logo após a meia-noite, seguido por outro na metade da manhã e o último no início da noite. E mais, o pico da atividade de raios coincide com o mínimo da concentração, provavelmente devido à deposição úmida do material particulado (a tarde é o período em que as chuvas são mais frequentes). Desta forma, conclui-se que o comportamento diurno dos raios na RMSP tende a ser determinado exclusivamente pelo fator termodinâmico. É importante salientar que esses resultados foram obtidos para a RMSP e não podem ser generalizados para outros centros urbanos devido as grandes diferenças entre eles. São necessários estudos adicionais para se confirmar um comportamento geral.

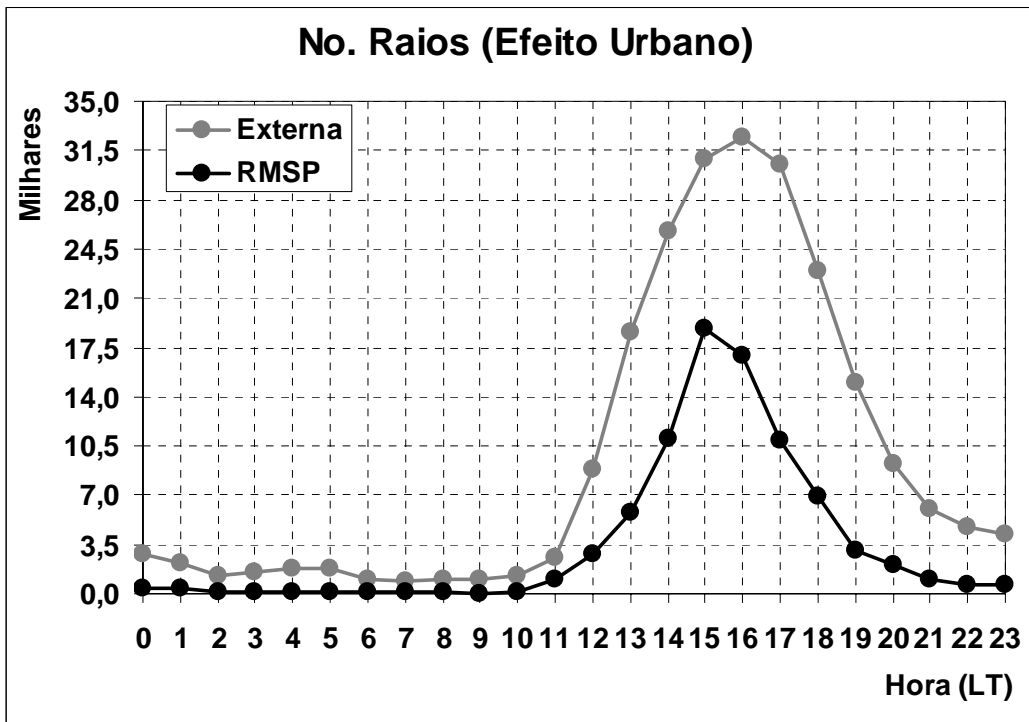


FIGURA 10.12 – Variação diurna dos raios na RMSP e na cidade de Sorocaba.

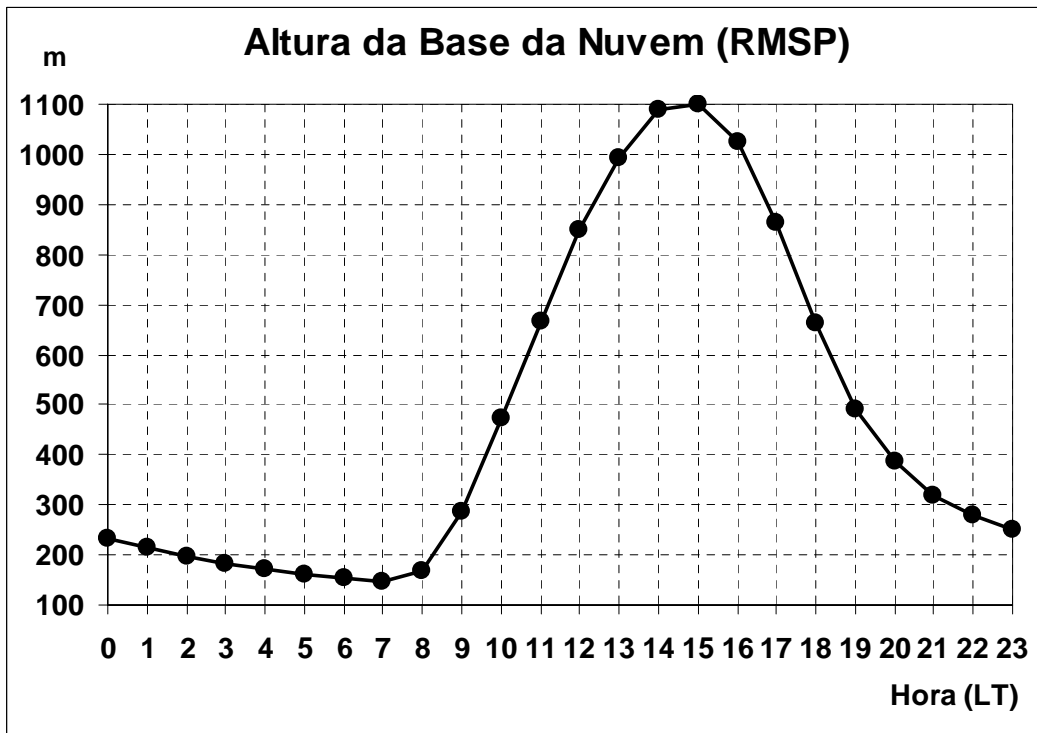


FIGURA 10.13 – Variação diurna da altura da base da nuvem na RMSP.

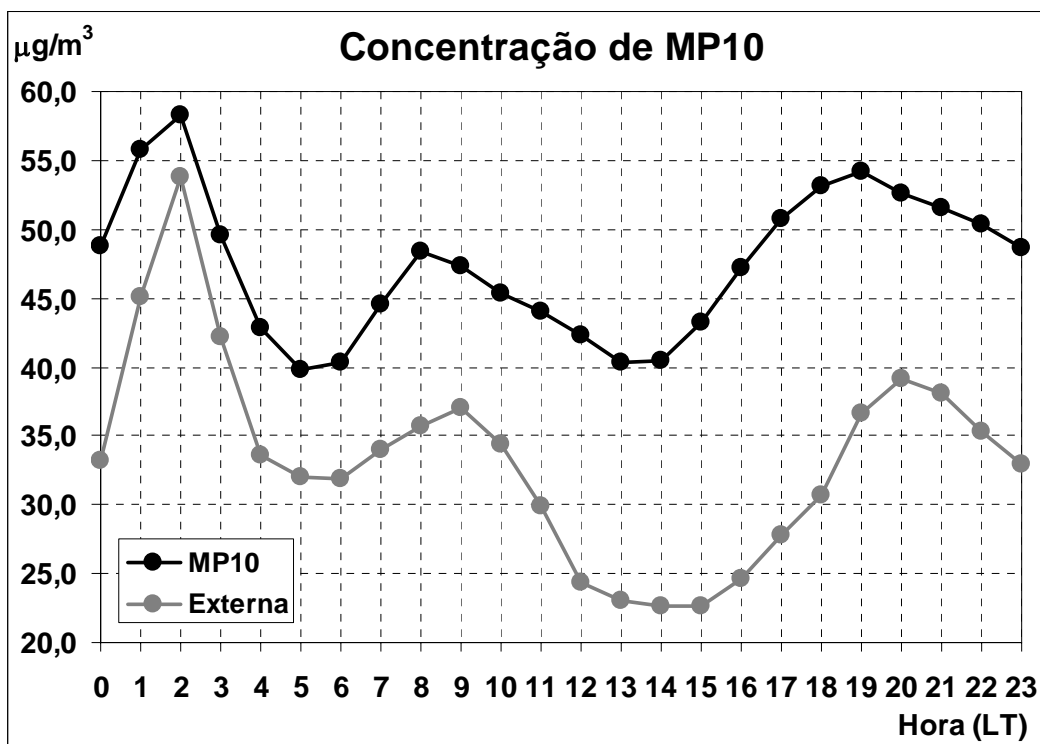


FIGURA 10.14 – Variação diurna da concentração de MP₁₀ na RMSP e em Sorocaba.

As Figuras 10.15, 10.16, 10.17 e 10.18 mostram a variação mensal dos raios, da CBH, da concentração de MP₁₀ e da temperatura de bulbo seco (ar na superfície), respectivamente, para a RMSP e cidade de Sorocaba (exceto CBH) para o período das 13h-19h LT (exceto número de raios). Mais uma vez observa-se que a poluição em nada altera o comportamento sazonal dos raios, o qual é definido exclusivamente pelo fator termodinâmico. Observa-se, entretanto, que a CBH não segue a variação sazonal dos raios, apresentando um comportamento inverso. Um aspecto curioso desse histograma são os dois picos nos meses de abril e agosto para os quais ainda não se tem qualquer explicação. Por outro lado, comparando o comportamento dos raios (Figura 10.15) com a variação mensal da temperatura de bulbo seco (Figura 10.18), nota-se uma boa correlação. Isso mostra que a variação sazonal dos raios nos centros urbanos é definida basicamente pela temperatura do ar na superfície. Novamente é importante frisar a necessidade de estudos em outros centros urbanos para se verificar a validade desses resultados em âmbito geral.

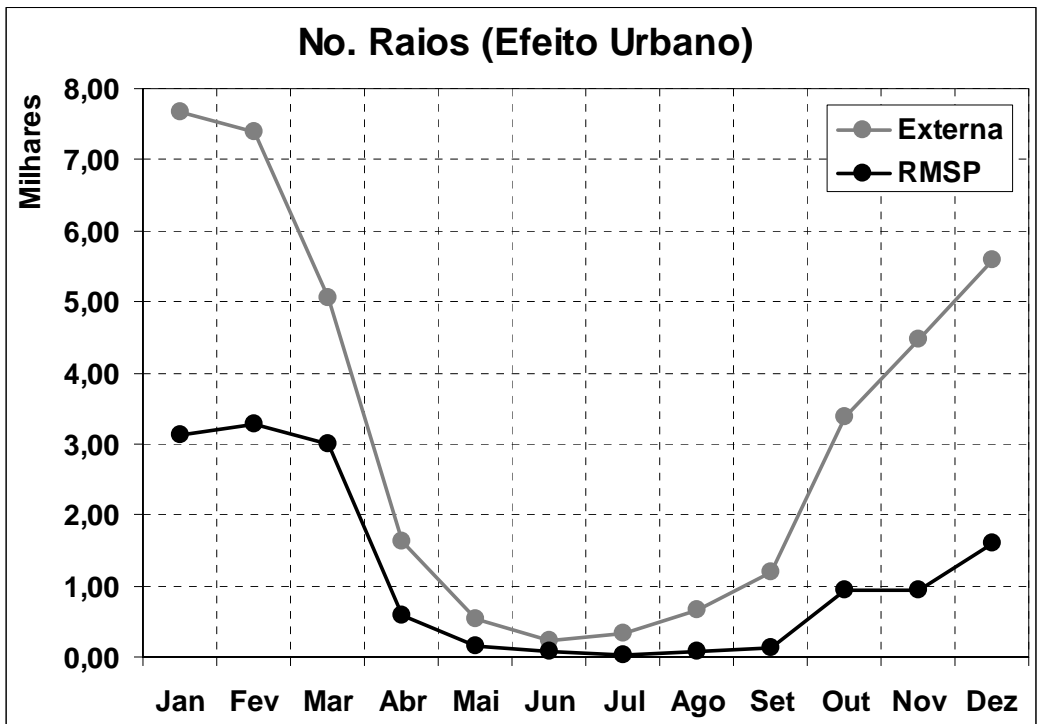


FIGURA 10.15 – Variação mensal dos raios na RMSP e na cidade de Sorocaba.

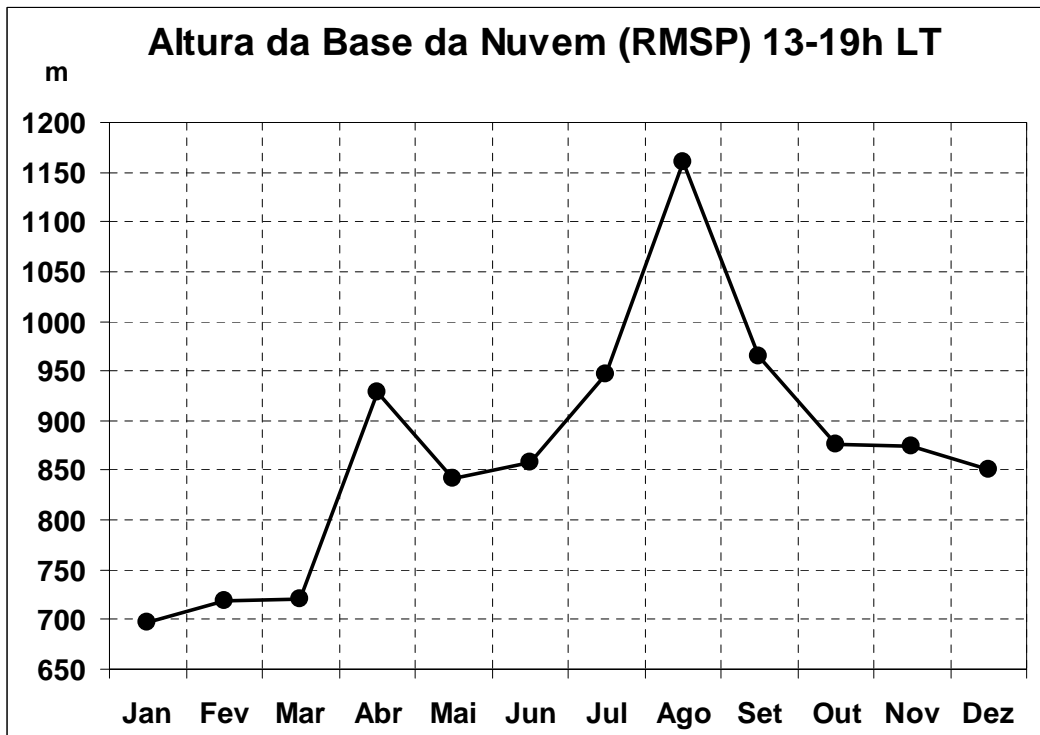


FIGURA 10.16 – Variação mensal da altura da base da nuvem na RMSP entre 13h-19h LT.

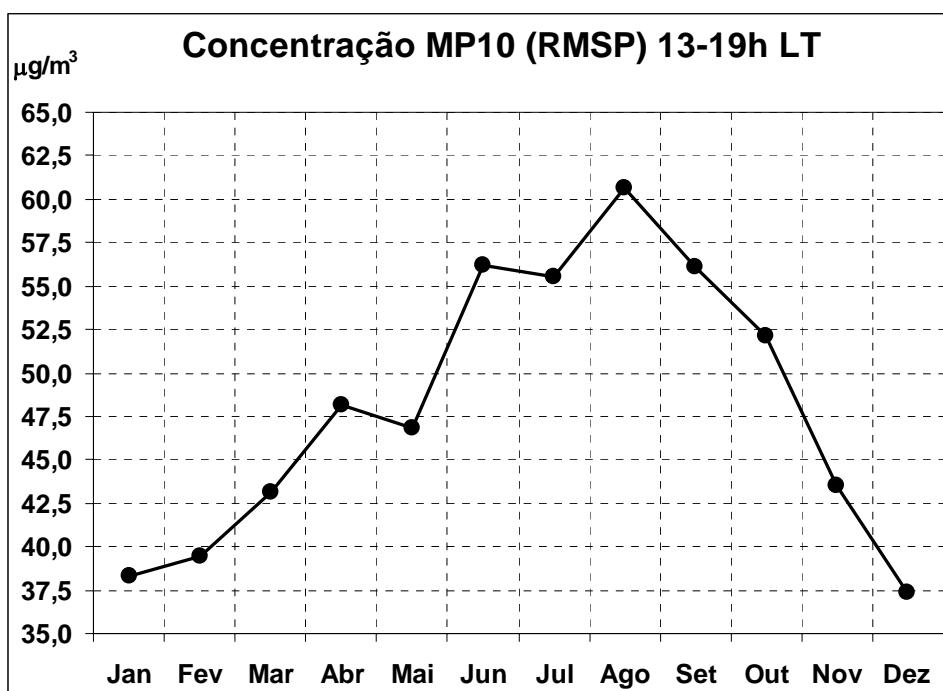


FIGURA 10.17 – Variação mensal da concentração de MP₁₀ na RMSP e na cidade de Sorocaba entre 13h e 19h LT.

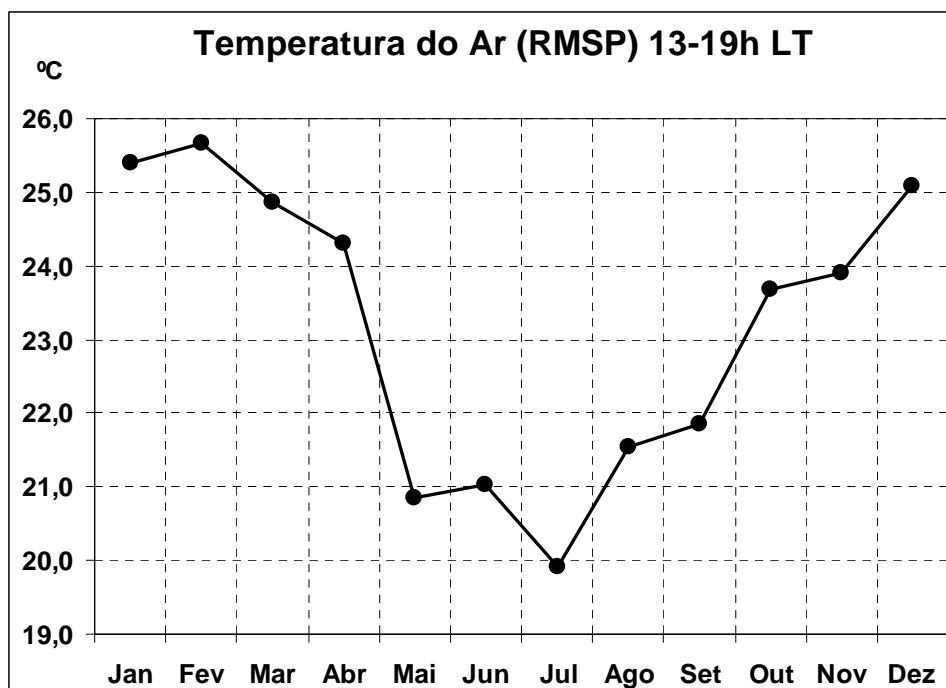


FIGURA 10.18 – Variação mensal da temperatura do ar na RMSP e na cidade de Sorocaba entre 13h-19h LT.

10.3.4. A Variação Semanal dos Raios, Poluição e Termodinâmica.

A análise das variações anuais, mensais e diurnas de parâmetros físicos é uma metodologia bastante difundida nas pesquisas de fenômenos naturais, pois tende a refletir os ciclos básicos da Natureza e assim revelar comportamentos periódicos específicos desses fenômenos. Existe, entretanto, uma variação temporal que tende a refletir diretamente um ciclo antropogênico: a variação semanal (dada em função dos dias da semana). Isso porque a ação humana durante a semana tende a ser muito diferente daquela observada nos finais de semana, gerando então reflexos diferenciados nos processos físicos, os quais naturalmente não ocorreriam se não houvesse essa componente antropogênica. Um exemplo disso está ilustrado no gráfico da Figura 10.19, que mostra a variação semanal da poluição na RMSP e na cidade de Sorocaba. Claramente se observa uma redução das concentrações de MP_{10} nos finais de semana (mais acentuadamente na RMSP) quando se reduz significativamente a atividade humana nas cidades (caracterizada basicamente pela atividade produtiva e pelo tráfego de veículos). Com isso, pode-se dizer que qualquer parâmetro físico observado nos centros urbanos que também apresente esse tipo de comportamento (variação semanal), tem grande probabilidade de estar sofrendo a influência direta ou indireta do homem.

Com base nessa premissa, realizou-se um estudo para verificar a existência de variações semanais no comportamento dos raios, da poluição e da termodinâmica, simultaneamente, na tentativa de se correlacionar esses três parâmetros. Conforme mostra a Figura 10.19, a concentração de MP_{10} apresenta uma forte componente antropogênica (variação semanal) que reflete diretamente a diferença na atividade humana durante a semana e nos finais de semana. Correlacionando-a com os dados de raios e a CBH, se for observada uma variação semanal simultânea nesses três parâmetros, então conclui-se que os raios e a própria termodinâmica estão sendo modulados pela poluição, ou seja, pela ação humana. Trata-se de uma abordagem completamente nova, baseada numa idéia extremamente simples, mas que pode trazer resultados bastante interessantes.

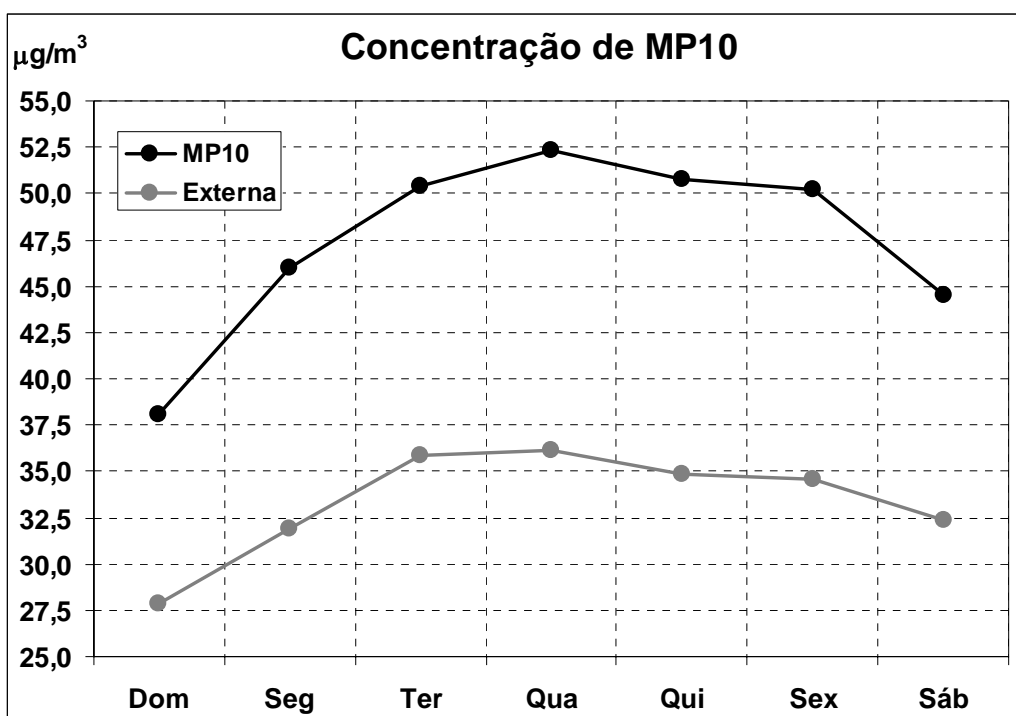


FIGURA 10.19 – Variação semanal da concentração de MP_{10} na RMSP e em Sorocaba.

A metodologia desse estudo é bastante simples. Considerando apenas os dias em que haja raios, para cada dia, calcula-se o número de raios em cada hora. Isso totaliza 24 dados por dia. Como os dados de concentração de MP_{10} e de CBH (derivada dos dados meteorológicos) também estão organizados por horário, então, para cada hora que se tenha raios, toma-se o valor do MP_{10} e da CBH daquele dia uma hora antes (caso haja, pois algumas vezes o sistema automático de medida perde algum intervalo ou a estação apresenta algum problema técnico que a impeça de realizar as medidas durante um período de tempo). Esse atraso nos valores do MP_{10} e CBH em relação aos dados de raios tem como objetivo tornar as análises mais realísticas já que a formação de uma nuvem de tempestade em geral dura 1h até que se inicie a produção de raios. Desta forma, garante-se que os dados de raios tenham relação com os parâmetros de poluição e de termodinâmica considerados. Sendo assim, havendo a disponibilidade dos três parâmetros, para cada dia, haverá então um determinado número de dados válidos em cada hora. Finalmente, calcula-se o número de raios, a média da concentração de MP_{10} e a média da CBH para cada dia da semana considerando os 6 anos de dados (1999-2004). Porém, esse cálculo deve ser

limitado a um determinado período do dia. Isso porque, de madrugada e no período da manhã, por exemplo, o número de raios é muito pequeno (Figura 10.12), prejudicando assim a significância estatística dos resultados. Neste trabalho, foram escolhidos dois períodos de 6h do dia em função das características das tempestades: (1) tarde – compreendido entre 14h e 20h LT, que corresponde ao período de máxima atividade de raios, quando predominam as tempestades convectivas; (2) noite – compreendido entre 21h e 03h LT, período em que o número de raios ainda é relativamente alto, porém as tempestades tendem a estar associadas mais freqüentemente a sistemas frontais. Com isso, o objetivo é verificar em que período ocorre a melhor correlação dos parâmetros. Com base nas discussões anteriores, espera-se que isso ocorra no período da tarde.

Como resultado, para o período das 14h-20h LT, obteve-se o gráfico da Figura 10.20. Como cada parâmetro possui uma ordem de grandeza diferente, aplicou-se um fator de escala ao número de raios e a CBH para que suas faixas de valores fossem semelhantes à do MP_{10} e assim pudessem ser mostrados no mesmo gráfico. Os valores exatos de cada parâmetro estão na Tabela 10.1, a qual mostra também o número de dias com dados válidos (tamanho da amostra).

TABELA 10.1 – Valores dos parâmetros (referente à Figura 10.20).

Dia Semana	No. Dias	No. Raios	MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	CBH (m)
Dom	71	8347	42,14	735
Seg	81	10220	53,00	754
Ter	81	10366	52,09	812
Qua	79	10815	59,95	712
Qui	78	10568	60,12	632
Sex	84	13179	56,85	832
Sab	78	10410	52,47	764

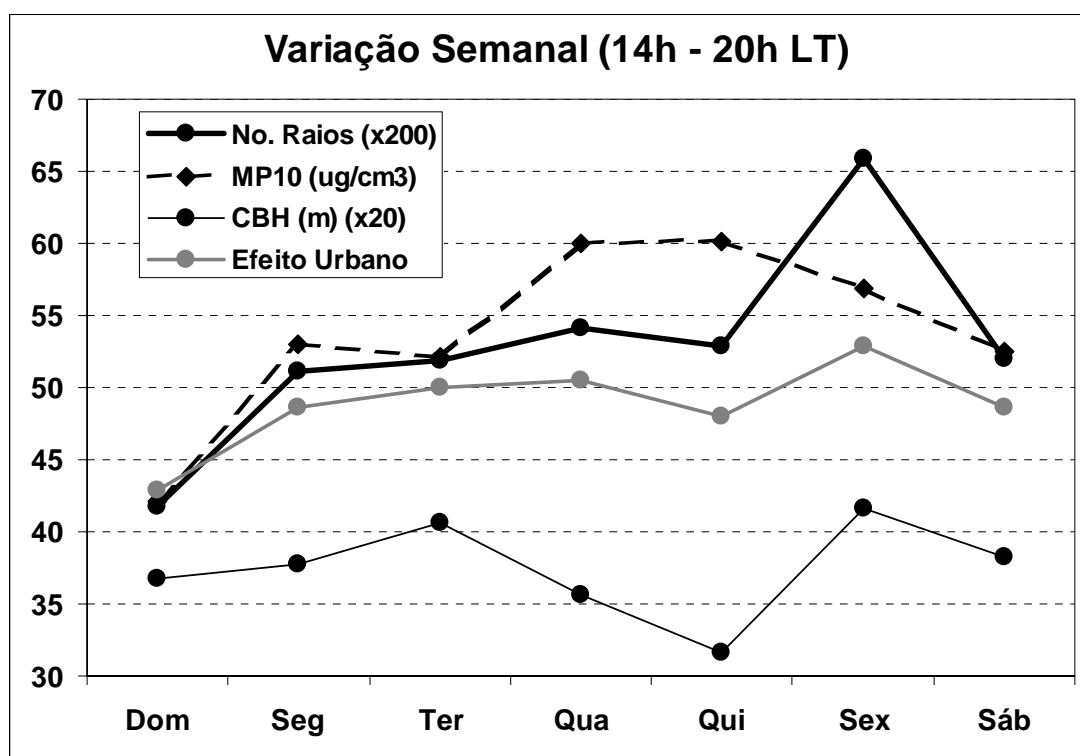


FIGURA 10.20 – Variação semanal do número de raios, concentração de MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$), CBH (m) e do índice Efeito Urbano para o período da tarde, compreendido entre 14h e 19h LT.

Analisando a Figura 10.20, observa-se que a concentração de MP_{10} e a CBH não apresentam uma boa correlação com o número de raios. Entretanto, o índice de correlação entre a concentração de MP_{10} e o número de raios foi de $r = 0,69$. Isso por si só já mostra uma dependência dos raios com a atividade humana. Na realidade, esse índice pode ser interpretado como o grau de atuação da poluição isoladamente nas nuvens de tempestade (microfísica dos aerossóis). Já a correlação entre a CBH e número de raios ficou em $r = 0,39$. E a correlação entre a CBH e o MP_{10} resultou em $r = 0,28$, ou seja, a CBH apresenta uma certa variação semanal, mas com uma magnitude bem menor. Na verdade, o que se esperaria era que a CBH não variasse com os dias da semana. Neste caso, o índice representa o grau de atuação da termodinâmica nas nuvens de tempestade isoladamente. Esses resultados levam a crer, numa primeira análise, que a poluição parece atuar mais efetivamente no efeito urbano que a termodinâmica, quando considerados separadamente.

Entretanto, conforme Naccarato et al. (2003c) argumentaram, existem vários indícios que esses dois fatores na realidade tendem a atuar em conjunto.

Analisando agora o gráfico da Figura 10.18 com um pouco mais de critério, percebe-se que queda do número de raios no domingo está relacionada com os baixos valores de MP_{10} . Por outro lado, a CBH apresenta uma pequena variação semanal, estando relacionada com o aumento da atividade de raios na sexta-feira. Desta forma, tudo indica que esses dois parâmetros parecem estar de fato atuando em conjunto. Para verificar isso, criou-se um índice denominado *Efeito Urbano* o qual é resultado de uma combinação linear da concentração de MP_{10} e da CBH:

$$Efeito\ Urbano = C_1 \cdot MP_{10} + C_2 \cdot CBH \quad (10.1)$$

onde C_1 e C_2 são constantes de proporcionalidade que controlam o peso de cada parâmetro no valor final do índice. Através de um processo iterativo, calculou-se quais os valores das constantes que maximizariam a correlação entre o MP_{10} e a CBH. Como resultado obteve-se $C_1 = 1,02$ e $C_2 = 1,39$. Comparando as curvas do *Efeito Urbano* (cinza) e do número de raios na Figura 10.18, observa-se que agora parece haver uma boa correlação entre esses dois parâmetros. De fato, o índice saltou para $r = 0,92$. Em outras palavras, isso significa que agora a termodinâmica parece modular os raios mais efetivamente que a poluição. Mas como explicar essa aparente inversão de papéis? De fato, ela é apenas aparente. Isso porque, quem de fato está modulando os raios continua sendo a poluição, tanto que seu índice de correlação isolado foi alto! A partir daí, conclui-se imediatamente que a termodinâmica também está sendo modulada pela poluição, pois não se pode pressupor sua variação semanal sem que haja algum fator antropogênico atuando. Por esse motivo, quando se correlaciona o índice *Efeito Urbano* com os raios, combina-se a modulação da poluição sozinha com a termodinâmica modulada pela própria poluição e, assim, a componente termodinâmica (modulada pela poluição) prepondera sobre a poluição sozinha (microfísica). Tanto que a constante C_1 (referente à poluição) é praticamente um.

É importante ressaltar que, sem uma avaliação mais criteriosa das curvas da Figura 10.20 (através da análise das variâncias e dos erros associados aos dados), não se pode chegar a uma conclusão definitiva a respeito do papel de cada fator (termal e aerossol) sobre a atividade de raios em um centro urbano. Os resultados apresentados nesse trabalho são preliminares e visam apenas propor uma nova abordagem de estudo de tão intrincado efeito. Novos estudos no futuro são necessários para complementar essas análises com o objetivo de garantir a confiabilidade estatística e teórica necessárias para se chegar a conclusões definitivas.

A Figura 10.21 mostra os mesmos gráficos da variação semanal para o número de raios, CBH e concentração de MP_{10} , incluindo o índice *Efeito Urbano*, considerando agora o período das 21h às 03h LT (noite). Novamente, aplicou-se um fator de escala aos valores do número de raios e CBH para adequar a visualização do gráfico. A Tabela 10.2 traz os valores exatos de cada parâmetro e o número de amostras para dia da semana.

Para o período da noite, a correlação entre o índice e o número de raios cai para $r = 0,6$, sendo que $C_1 = 2,52$ e $C_2 = 0,27$. Esses resultados indicam claramente que, durante a noite, poluição e termodinâmica atuam de maneiras bastante diferenciadas. Neste caso, a constante referente à microfísica dos aerossóis aumentou por um fator maior que 2, enquanto que a constante relativa à termodinâmica reduziu por um fator de 4 aproximadamente. Trata-se de um resultado bastante interessante e coerente, mostrando que, no período noturno, o efeito termodinâmico é bastante reduzido (pode-se dizer que quase nulo), devido ao resfriamento natural da atmosfera e da superfície. Com isso, o efeito da poluição tende a prevalecer, sendo então o fator primário da modulação do número de raios. Basta observar a boa concordância entre as curvas da concentração de MP_{10} , número de raios e do índice do *Efeito Urbano*. Esta constatação está de acordo com a curva da Figura 10.14 (Seção 10.3.3), a qual mostra que os níveis de concentração da poluição são significativamente maiores durante a noite e madrugada.

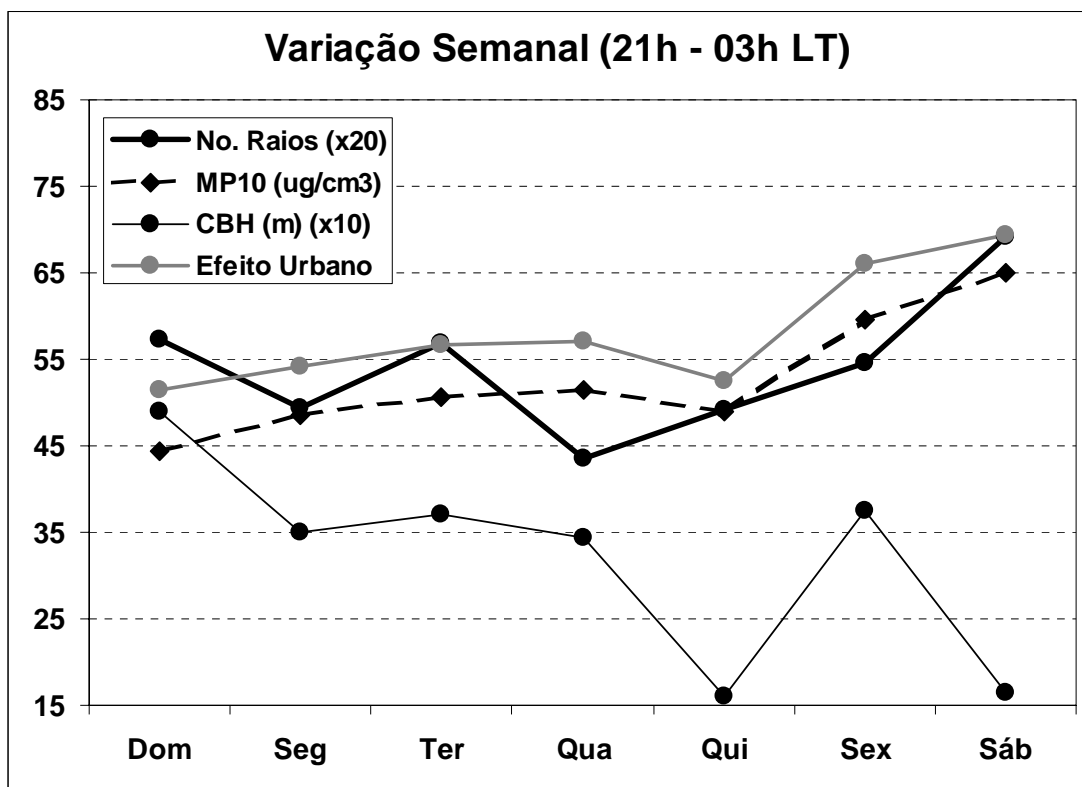


FIGURA 10.21 – Variação semanal do número de raios, concentração de MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$), CBH (m) e do índice Efeito Urbano para o período noturno, compreendido entre 21h e 03h LT.

TABELA 10.2 – Valores dos parâmetros (referente à Figura 10.21).

Dia Semana	No. Dias	No. Raios	MP_{10} ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	CBH (m)
Dom	32	1145	44,30	489
Seg	38	989	48,49	350
Ter	35	1136	50,59	370
Qua	37	870	51,40	343
Qui	39	984	48,95	161
Sex	38	1091	59,64	376
Sab	37	1383	65,04	164

A interpretação física dos resultados discutidos até agora é simples. Pela hipótese do aerossol (discutida na Seção 9.2.3.1), a presença da poluição na atmosfera (representada

pela concentração de MP_{10}) pode afetar as nuvens de tempestade diretamente através da microfísica dos aerossóis. Por outro lado, a hipótese termal (discutida Seção 9.2.3.2) estabelece que a termodinâmica atmosférica, através de seus processos de conversão de energia, promove a convecção e, conseqüentemente, leva a formação das nuvens. Muitas evidências levam a crer que a poluição tem de fato um determinado papel no efeito urbano (Seção 9.3.2), porém os estudos climatológicos apresentados na Seção 9.3.3 mostram que os comportamentos sazonal e diurno já bem conhecidos dos raios somente podem ser explicados através da termodinâmica.

Com base nessas considerações e nos resultados discutidos anteriormente, esse trabalho propõe uma teoria que unifica as duas hipóteses, uma vez que ambas combinadas parecem explicar melhor o efeito urbano que isoladamente. Desta forma, a Teoria do Efeito Urbano estabelece que a termodinâmica continua sendo o mecanismo básico de formação das nuvens de tempestade. Havendo então a convecção (efeito termal), quando a poluição atmosférica atinge um determinado nível crítico, ela passa a modular a forma como a termodinâmica gera a convecção, num processo de realimentação, alterando os perfis de temperatura na baixa atmosfera, mais especificamente na camada limite. Evidências dessas alterações foram apresentadas recentemente por Koren et al. (2004) e Graf (2004). Desta forma, por essa teoria, a poluição não atuaria diretamente nas nuvens de tempestades através de processos microfísicos como proposto pela hipótese do aerossol. Mas, por outro lado, a termodinâmica também não atuaria sozinha nos diferentes regimes de convecção de um centro urbano. Essas considerações têm respaldo nos trabalhos supra citados. Segundo Koren et al., “durante períodos de grande concentração de aerossóis na Amazônia, observações mostraram que houve um aquecimento significativo das camadas mais baixas da atmosfera (até 2-4km)”. Por sua vez, Graf afirmou que “dependendo dos perfis verticais de temperatura, umidade e cisalhamento de vento, os aerossóis podem produzir diferentes efeitos em nuvens rasas ou profundas. A interação nuvem-aerossol não é linear, é ativada a partir de valores críticos e pode atuar de maneira efetiva em diferentes processos na atmosfera, possibilitando as mais diferentes formas de desenvolvimento das nuvens”.

Não há dúvidas que toda e qualquer teoria precisa ser validada. Por esse motivo, propõe-se que estudos semelhantes ao da RMSP sejam feitos em outros centros urbanos de forma a

verificar a consistência das hipóteses aqui apresentadas. Além disso, ainda existem questões que permanecem sem explicação. É o caso das cidades de Sorocaba e São José dos Campos: dois centros urbanos do mesmo porte (ambos com cerca de 500 mil habitantes), mas que apresentam comportamentos completamente diferentes em termos de efeito urbano. Sorocaba, mesmo com uma ilha de calor bem caracterizada, não exibe um efeito sobre os raios, mesmo em anos de alta atividade como 2001. Especulou-se nesse caso que os níveis de poluição atmosférica não seriam suficientemente altos para “ativar” o efeito urbano. Por outro lado, São José dos Campos apresenta uma das mais altas incidências de raios da região sudeste, porém sua ilha de calor chega a desaparecer em certas épocas. Resta então a hipótese do aerossol para tentar explicar a anomalia de raios. Com isso, acredita-se que somente uma teoria unificada do efeito termal e microfísico dos aerossóis poderá explicar no futuro essas diferenças no comportamento dos raios nos centros urbanos.

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

De forma objetiva, este trabalho trouxe três grandes contribuições para a pesquisa de relâmpagos no Brasil: (1) o desenvolvimento de um modelo de eficiência de detecção relativa (MEDR) para a rede RINDAT, o qual possibilitou integrar toda a base de dados de raios de 6 anos (janeiro/1999 a dezembro/2004) através da correção mensal do número de eventos detectados; (2) o estudo climatológico das características dos relâmpagos (tanto espaciais quanto temporais) para a região sudeste do Brasil com base em 6 anos de dados corrigidos pelo MEDR, o qual tende a minimizar os efeitos das alterações na geometria da rede de detecção sobre os dados de raios; (3) proposição de uma teoria que integra os efeitos termais (ilha de calor) e dos aerossóis (poluição atmosférica) para tentar explicar as alterações nas características dos raios observadas na região metropolitana de São Paulo (RMSP): fundamentalmente o aumento no número de eventos em relação às vizinhanças e a redução do percentual de raios com polaridade positiva. Por se tratarem de assuntos que ainda suscitam muita discussão na comunidade científica (contexto em que esse trabalho procura deixar sua contribuição), naturalmente, mais estudos ainda são necessários para se chegar a conclusões mais amplas e definitivas.

11.1. Modelo de Eficiência de Detecção Relativa (MEDR)

Com relação ao MEDR, é possível afirmar que ele conseguiu reproduzir com boa precisão determinados aspectos do comportamento da rede de detecção que são diretamente influenciados por variações na geometria dos sensores, entre eles: (1) a sensibilidade da rede às diferentes faixas de corrente de pico; (2) a redução da eficiência de detecção (ED) ao redor dos sensores externos da malha; (3) as alterações na ED da rede causadas pelo tratamento diferenciado de sensores LPATS e IMPACT no cálculo das soluções.

No que se refere às correções dos dados de raios, pode-se dizer que:

- 1) O modelo conseguiu recuperar de forma satisfatória algumas características espaciais da densidade de raios em regiões onde a ED da rede não é tão satisfatória.

Entretanto, quando os valores de ED se tornam muito baixos (em geral regiões próximas das bordas da malha de sensores), a correção no número de raios não é suficiente para identificar as eventuais variações espaciais e também elevar os valores de densidade para níveis mais realísticos.

- 2) Embora a correção reduza os valores de corrente de pico para ambas as polaridades, pois as descargas mais fracas são associadas a fatores de correção mais altos, o efeito de borda presente nos mapas de distribuição de corrente de pico negativa não foi completamente eliminado pelo modelo. Para a distribuição de corrente de pico positiva, por apresentar um efeito de borda menor, a correção se mostrou eficiente.
- 3) A correção das distribuições de multiplicidade dos relâmpagos exige o conhecimento da ED de descargas da rede e não apenas a ED de relâmpagos. Como esse modelo foi baseado exclusivamente na ED de relâmpagos, ele não é capaz de corrigir os mapas de multiplicidade, sendo necessária então uma abordagem alternativa.
- 4) Por ser essencialmente uma correção do número de raios, o modelo conseguiu recuperar relativamente bem às características espaciais do percentual de positivos para regiões com menores valores de ED da rede. Entretanto, essa correção, assim como para a densidade de raios, está limitada à valores de ED intermediários. Para regiões com baixa ED, o modelo não consegue identificar as variações espaciais nem ajustar os valores absolutos.
- 5) As variações anuais e mensais do número de raios e corrente de pico mostraram que a correção do modelo foi significativa para os períodos onde havia pouca disponibilidade de sensores na rede (causada por perda de dados ou falhas nos equipamentos). Isso pôde ser observado nos anos de 1999 a 2001 e nos meses de janeiro e fevereiro.

Mesmo com as limitações apresentadas, este modelo tem um grande potencial para se tornar, no futuro, um poderoso aliado para os estudos das características dos relâmpagos em regiões onde a cobertura da rede de detecção não é homogênea. Como sugestão para aperfeiçoamentos futuros:

- 1) Reduzir a ED mínima (sensibilidade do modelo) na correção dos dados para valores menores que 10% e avaliar qual o impacto dessa alteração nos mapas de densidade, corrente de pico e percentual de positivos. A idéia é otimizar a correção numérica nas regiões com baixa ED e minimizar o efeito de borda nos mapas de corrente.
- 2) Definir um novo método de correção dos dados mais efetivo que não fique restrito somente ao número de raios, mas que também atue diretamente nas distribuições de corrente e multiplicidade, permitindo assim eliminar os efeitos de borda dos mapas de corrente e possibilitar a correção dos mapas de multiplicidade.
- 3) Validar os resultados do modelo com medidas da ED da rede em diferentes regiões da área de cobertura utilizando técnicas de detecção independentes da rede.
- 4) Utilizar as curvas de EDR dos sensores geradas em função do azimute para modelar os diferentes comportamentos que os sensores IMPACT possam apresentar em função da direção (e não só da distância); bem como empregar diferentes curvas de EDRS para diferentes épocas com o intuito de aumentar a sensibilidade do modelo quanto a variações no desempenho dos sensores ao longo do tempo (degradação por tempo de uso e/ou atualizações de configuração).

11.2. Características dos Raios na Região Sudeste do Brasil

A distribuição geográfica da densidade de raios na região sudeste apresentou um padrão de comportamento bem definido que se repetiu ao longo dos 6 anos analisados (1999-2004):

- 1) Existência de uma faixa bem definida, caracterizada por elevados valores de densidade de raios, que vai desde o leste do estado do PR até a RMSP, margeando o litoral, segue pelo Vale do Paraíba no estado de SP, passa pelo oeste do estado do RJ até alcançar o sudeste de MG, na região de Belo Horizonte.
- 2) Ocorrência de uma segunda faixa com significativa atividade de raios que se estende desde a RMSP até o triângulo mineiro (na região da cidade de Uberaba/MG) passando por toda região nordeste do estado de SP.

- 3) Surgimento de uma região bem definida no sul de MG, caracterizada por baixas densidades de raios em comparação com as áreas circunvizinhas (ilha).

Existem grandes evidências de que a topografia, associada com a atuação de sistemas frontais (muito comuns na região sudeste) sejam os responsáveis pela distribuição espacial dos raios observada nos itens 1 e 3, já que a elevação do terreno nessa região coincide exatamente com o padrão de ocorrência dos raios. No entanto, somente estudos mais detalhados poderão identificar quais os fatores meteorológicos (incluindo os sistemas frontais) seriam os responsáveis, juntamente com a topografia, pela essa configuração observada.

Analisando os mapas anuais de densidade de raios, observou-se que o efeito urbano (aumento da atividade local de raios sobre grandes centros urbanos) parece depender diretamente da atividade dos raios na região onde o centro urbano está localizado. Isso porque, nos diferentes anos estudados, o efeito urbano de determinadas cidades somente apareceu quando a atividade regional de raios atingiu um determinado valor crítico. No caso da RMSP, São José dos Campos/SP e Campinas/SP, o efeito urbano foi percebido em todos os anos, pois essas cidades estão localizadas numa região com alta incidência de raios naturalmente.

Analisando-se os mapas da densidade de raios, distribuição total de raios do sensor LIS e corrente de pico de negativos e positivos, concluiu-se que o aumento nos valores de corrente de pico de positivos observado na região centro-sul do estado do PR está relacionado com a ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala (MCS) na região, os quais são caracterizados por altas taxas de descargas IN, percentuais de positivos mais altos e valores de corrente de positivos maiores, não havendo nenhuma relação com o efeito de borda da rede de detecção. Além disso, os elevados percentuais de positivos observados no sudoeste do estado (os quais não estão relacionados com contaminação dos dados por descargas IN) reforçam a hipótese da influência dos MCS nas características dos raios para a região sudoeste do PR.

Observou-se uma estreita correlação entre as distribuições geográficas da densidade de raios e do percentual de positivos, o qual atinge os menores valores justamente nas regiões

onde os valores de densidade de raios são mais altos, notadamente nos grandes centros urbanos (RMSP, Campinas/SP, RMRJ, São José dos Campos/SP) e na região de Resende/RJ. No sul de MG também se observa uma ilha com valores mais altos de percentual de positivos a qual está diretamente associada (exatamente na mesma posição) com a ilha de baixas densidades de raios. Esses resultados mostram que parece haver uma estreita relação entre o aumento do número de raios e a redução proporcional do percentual de positivos.

A análise das variações temporais dos relâmpagos confirmou certos comportamentos já bem conhecidos pela comunidade científica: (1) máximo da atividade de raios no período da tarde (dependência do ciclo diurno); (2) atraso de 1-2h no máximo de positivos em relação ao máximo de negativos; (3) maior número de raios no verão (sazonalidade das tempestades); (4) variação sazonal da intensidade da corrente (positivos são mais intensos no inverno e os negativos, no verão); (5) relação entre a polaridade e a intensidade da corrente (positivos são mais intensos que os negativos); (6) relação entre a multiplicidade e a intensidade de corrente (a primeira descarga dos múltiplos é mais intensa que os simples). Entretanto, algumas outras características, que ainda são questões em aberto na comunidade científica (e, portanto, ainda requerem estudos mais detalhados para serem verificadas), também foram analisadas e discutidas:

- 1) A corrente de pico dos negativos aparentemente não apresenta grande variabilidade anual, ao contrário da corrente dos positivos, a qual parece ser bem mais sensível às variações meteorológicas e climatológicas.
- 2) Observou-se um ciclo diurno bem definido para a corrente de pico dos negativos e positivos, com um máximo no período da noite e manhã (-27kA ; $+34\text{kA}$) e um mínimo no período da tarde ($-22,5\text{kA}$; $+24,5\text{kA}$), coincidente com o máximo da atividade de raios. O valor mínimo para os positivos ocorre cerca de 1h antes dos negativos. A queda na intensidade dos positivos é bastante acentuada (cerca de 10kA em 4h), enquanto que, para os negativos, a redução é mais bem suave (cerca de 5kA em 8h). Esse comportamento parece estar relacionado com os diferentes tipos de tempestades: associadas a sistemas frontais (predominantemente à noite e de manhã) e convectivas (maioria no período da tarde).

- 3) O mesmo comportamento diurno foi observado para o percentual de positivos, o qual apresenta valores elevados à noite e de manhã (23-24%) caindo rapidamente para 6-7% por volta das 14h, uma hora antes do máximo da atividade de raios (15-16h). Também nesse caso, os diferentes tipos de tempestades ao longo do dia parecem ser responsáveis por essas variações.
- 4) O percentual de positivos e a multiplicidade dos negativos apresentaram um mesmo comportamento sazonal, com valores máximos no inverno. A variação dos valores de multiplicidade entre o verão e inverno (aumento) ficou em torno de 14%. Por outro lado, o percentual de positivos saltou de 9-10% no verão para 22-23% no inverno. Acredita-se que, assim como nas variações diurnas, os diferentes tipos de tempestades que predominam no verão (convectivas) e no inverno (associadas a sistemas frontais) possam estar relacionados com os comportamentos observados.

11.3. Estudo do Efeito Urbano na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP)

Neste trabalho, discutiu-se as duas hipóteses atualmente aceitas como possíveis fatores para explicar as alterações no comportamento dos raios sobre os centros urbanos (o chamado efeito urbano), as quais consistem basicamente no aumento da atividade elétrica local (número de raios) e redução do percentual de eventos com polaridade positiva. Em resumo, tem-se que:

- 1) Hipótese da Microfísica do Aerossol: Propõe que a poluição urbana eleva a concentração de núcleos de condensação (NC) na atmosfera, provocando alterações nos processos microfísicos das nuvens de tempestade. Isso, por sua vez, afeta os mecanismos de separação de cargas nas regiões mais baixas da nuvem (próximo ao centro de cargas negativo), os quais dependem da concentração, fase e tamanho das partículas dentro da nuvem. Com isso haveria um aumento da atividade elétrica e variações na proporção entre as polaridades;
- 2) Hipótese Termodinâmica: Propõe que as ilhas de calor urbanas são responsáveis pela intensificação da convecção local, potencializando a eletrificação das nuvens de tempestades sobre as cidades. Isso promove um aumento na atividade de raios e

variações na proporção das polaridades através da intensificação das velocidades de ascensão e da quantidade de água líquida na região de fase mista das nuvens.

Na última década, vários trabalhos publicados na literatura vêm discutindo o efeito urbano para diferentes cidades nos EUA, Europa e, mais recentemente, no Brasil. Os primeiros resultados obtidos na cidade de Houston (TX) nos EUA (4,7 milhões de habitantes) mostraram que o efeito termodinâmico da ilha de calor urbana associada com a brisa marítima intensificava a convecção sobre a cidade. Estudos posteriores mostraram também que havia uma redução do percentual de positivos a qual estava diretamente relacionada com o efeito urbano. Entretanto, nenhum estudo mais detalhado da ilha de calor nem dos aerossóis foi realizado. Especulou-se apenas que o efeito termal e/ou da microfísica dos aerossóis (devido às elevadas concentrações de poluentes atmosféricos) poderia explicar o aumento de até 74% no número de raios, mas somente a hipótese do aerossol explicaria a alteração na proporção das polaridades (redução de 12% no percentual de positivos).

Novos estudos realizados na região sudeste da Louisiana (nos EUA), mais particularmente para a cidade de Lake Charles (180 mil habitantes), mostraram que o efeito termodinâmico numa cidade pequena com esta não poderia explicar o aumento de 20-30% observado no número de raios. Segundo o estudo, a boa correlação entre as anomalias de raios e as fontes emissoras de poluição (indústrias) representava um forte indício da hipótese dos aerossóis. Entretanto, nenhuma análise da ilha de calor urbana foi realizada no sentido de se verificar realmente a ausência do efeito termal, permanecendo assim uma lacuna quanto a essa questão. Por outro lado, observa-se que o aumento da atividade local de raios foi pequena, consistente com um efeito termal aparentemente pouco significativo.

No Brasil, foram realizados estudos para a região metropolitana de São Paulo (RMSP, o quarto maior centro urbano do mundo, com quase 18 milhões de habitantes), a cidade de Campinas/SP (cerca de 1 milhão de habitantes), São José dos Campos/SP e Sorocaba/SP (ambos com aproximadamente 500 mil habitantes). E os resultados foram bastante interessantes. Para a RMSP, observou-se um aumento de até 200% na atividade local de raios e uma redução de 12% no percentual de positivos. Para Campinas/SP e São José dos Campos/SP, o aumento do número de raios chegou a 60% e a redução do percentual de positivos ficou em 6%. Obteve-se várias evidências de que a hipótese termal seja um fator

preponderante nos efeitos observados, entre elas a boa correlação espacial entre a distribuição dos raios, a área urbana da cidade e o formato da ilha de calor (caracterizada a partir de imagens da banda termal do satélite Landsat) para a RMSP e Campinas/SP. Além disso, a variação sazonal e diurna dos raios na RMSP (maior atividade no verão e no período da tarde) mostra que a hipótese termodinâmica domina o comportamento geral dos raios, uma vez que a variação da concentração dos aerossóis urbanos apresenta um comportamento oposto: a poluição atmosférica é mais significativamente maior no inverno e no período da noite e manhã. Por outro lado, há evidências também que favorecem a hipótese dos aerossóis, entre elas: o deslocamento para leste da anomalia de raios da RMSP, já fora da ilha de calor urbana (possivelmente causada pela circulação local); o aumento da atividade de raios em São José dos Campos/SP, uma cidade que não apresenta uma ilha de calor bem caracterizada temporal e espacialmente; e a ausência de efeito urbano na cidade de Sorocaba/SP, sendo que esta apresenta uma ilha de calor bem definida.

Todas essas questões sugerem, sem dúvida, a necessidade de estudos mais detalhados sobre o efeito urbano na tentativa de caracterizar o papel da termodinâmica e dos aerossóis na atividade elétrica das cidades. Como se pode notar, essa é uma tarefa bastante árdua diante da complexidade dos fatores envolvidos e do número de variáveis existentes. Porém, com base análises de dados de raios, poluição e termodinâmica na RMSP, este trabalho propõe uma teoria unificada na qual essas duas hipóteses combinadas parecem explicar melhor o efeito urbano do que quando consideradas isoladamente. Desta forma, a Teoria do Efeito Urbano estabelece que a termodinâmica continua sendo o mecanismo básico de formação das nuvens de tempestade. Havendo então a convecção na atmosfera (dada pela disponibilidade de energia térmica), quando a concentração de poluentes atinge um determinado nível crítico, os aerossóis passam a controlar a forma como a termodinâmica promove a convecção através da alteração dos perfis de temperatura na baixa atmosfera, mais especificamente na camada limite. Com isso, a poluição não atuaria diretamente nas nuvens de tempestades (via microfísica), mas sim modulando a própria termodinâmica, a qual, por sua vez, alteraria o padrão das tempestades gerando então o efeito urbano. Naturalmente, toda e qualquer teoria precisa ser validada. Sugere-se, portanto, que estudos semelhantes sejam feitos em outros centros urbanos a fim de avaliar se essa teoria consegue de fato explicar o comportamento diferenciado dos raios nas cidades.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, P. J.; Seinfeld, J. H. Disproportionate impact of particulate emissions on global cloud condensation nuclei concentrations. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 5, 1239, doi: 10.1029/2002GL016303, Mar. 2003.
- Aires, C. B. **Avaliação de contaminantes produzidos em locais de queimadas e transportados para regiões onde não se queima**. 2001. 116p. (INPE-8433-TDI/775). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- Andreae, M. O.; Rosenfeld, D; Artaxo P. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v.303, n. 5662, p. 1337-1342, Feb. 2004.
- Areitio, J.; Ezcurra, A.; Herrero, I. Cloud-to-ground lightning characteristics in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.63, n. 10, p. 1005-1015, July. 2001.
- Ávila, E. E.; Varela, G. G. A.; Caranti, G. M. Temperature dependence of static charging in ice growing by riming. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 24, p. 4515-4522, Dec. 1995.
- Avila, E. E.; Varela, G. G. A.; Caranti, G. M. Charging in ice-ice collisions as a function of the ambient temperature and the larger particle average temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n.D23, p. 29609-29614, Dec. 1996.
- Ávila, E. E.; Caranti, G. M.; Castellano, N. E.; Saunders, C. P. R. Laboratory studies of the influence of cloud droplet size on charge transfer during crystal-graupel collisions. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.D8, p. 8985-8996, Apr. 1998.
- Ávila, E. E.; Pereyra, R. G.; Varela, G. G. A.; Caranti, G. M. The effect of the cloud-droplet spectrum on electrical-charge transfer during individual ice-ice collisions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 557, p. 1669-1679, Part A, July. 1999.
- Ávila, 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, Dec. 2000
- Ballarotti, M. G. **Estudo de relâmpagos nuvem-solo através de câmera rápida**. 2005. 140p. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos. (Não publicada).

Baker, M. B.; Dash, J. G. Charge-transfer in thunderstorms and the surface melting of ice. **Journal of Crystal Growth**, v. 97, n. 3-4, p. 770-776, Oct. 1989

Baker, M. B.; Christian, H. J.; Latham, J. A computational study of the relationships linking lightning frequency and other thundercloud parameters. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 527, p. 1525-1548, Part A, Oct. 1995.

Bernardi, M.; Ferrari, D. Evaluation of the LLS efficiency effects on the ground flash density, using the Italian lightning detection system SIRF. **Journal of Electrostatics**, v. 60, n. 2-4, p. 131-140, Mar. 2004.

Boccippio, D. J.; Cummins K. L.; Christian H. J. Combined satellite- and surface-based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 1, p. 108-122, 2001.

Boccippio, D. J.; Driscoll, K.; Hall, J.; Buechler, D. **LIS/OTD Software Guide**. Huntsville: Global Hydrology and Climate Center, 1998. 142p. Disponível em: ftp://thunder.msfc.nasa.gov/pub/doc/lis/LISOTD_UserGuide.pdf. Acesso em: 15 maio 2005.

Boccippio, D. J.; Heckman, S.; Goodman, S. J. A diagnostic analysis of the Kennedy Space Center LDAR network: 1. Data characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n.D5, p. 4769-4786, Mar. 2001.

Boian, C.; Kirchhoff, V. W. J. H. Measurements of CO in an aircraft experiment and their correlation with biomass burning and air mass origin in South America. **Atmospheric Environment**, v. 38, n. 37, p. 6337-6347, Dec. 2004.

Bolton, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.

Bornstein, R.; Lin, Q. L. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 3, p. 507-516, 2000.

Brase C. H.; Brase C. P. **Understandable statistics: concepts and methods**. 5.ed. Lexington: D.C. Heath and Company, 1995. Cap. 9: Hypothesis testing, p. 529-631.

Bréon, F.M.; Tanré, D.; Generoso, S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. **Science**, v. 295, n. 5556, p. 834-838, Feb. 2002.

Brooks, I. M.; Saunders, C. P. R. An experimental investigation of the inductive mechanism of thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.D5, p. 10627-10632, 1994.

Burrows, W. R.; King, P.; Lewis, P. J.; Kochtubajda, B; Snyder, B.; Turcotte, V. Lightning occurrence patterns over Canada and adjacent United States from lightning detection network observations. **Atmosphere-Ocean**, v. 40, n. 1, p. 59-80, Mar. 2002.

Câmara, G.; Davis, C.; Monteiro, A. M. V. **Introdução à ciência da geoinformação**. São José dos Campos: INPE, 2001. 344p. (INPE-10506-RPI/249). Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/livros.html>. Acesso em: 05 maio 2005.

Caranti, J.M.; Illingworth, A. J. The contact potential of rimed ice. **Journal of Physical Chemistry**, v. 87, n. 21, p. 4125-4130, 1983.

Caranti, G. M.; Avila, E. E.; Re, M.A. Charge-transfer during individual collisions in ice growing from vapor-deposition. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n.D8, p. 15365-15375, Aug. 1991.

Carey, L. D.; Rutledge, S. A. Characteristics of cloud-to-ground lightning in severe and nonsevere storms over the central United States from 1989-1998. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n.D15, 4483, doi:10.1029/2002JD002951, Aug. 2003.

Carey L. D.; Rutledge, S. A.; Petersen, W. A. The relationship between severe storm reports and cloud-to-ground lightning polarity in the contiguous United States from 1989 to 1998. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 7, p. 1211-1228, July 2003.

Companhia de Tecnologia de Saneamento Básico (CETESB). **Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo (2004)**. São Paulo: CETESB, 2005. 128p.

Changnon, S. A. Evidence of urban and lake influences on precipitation in the Chicago area. **Journal of Applied Meteorology**. v. 19, n. 10, p. 1137-1159, 1980.

Changnon, S. A.; Semonin, R. G.; Auer, A. H.; Braham Jr., R. R.; Hales, J. M. **METROMEX: a review and summary**. Boston: American Meteorological Society, 1981. 181p.

Chowdhuri, P.; Anderson, J. G.; Chisholm, W. A.; Field, T. E.; Ishii, M.; Martinez, J. A.; Marz, M. B.; McDaniel, J.; McDermott, T. R.; Mousa, A. M.; Narita, T.; Nichols, D. K.; Short, T. A. Parameters of lightning strokes: a review. **IEEE Transactions On Power Delivery**, v. 20, n. 1, p. 346-358, Jan. 2005.

Christian, H. J.; Blakeslee, R. J.; Goodman, S. J.; Mach, D. A.; Stewart, M. F.; Buechler, D. E.; Koshak, W. J.; Hall, J. M.; Boeck, W. L.; Driscoll, K. T.; Bocippio, D. J. The Lightning Imaging Sensor. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 11., 1999, Guntersville, EUA. **Proceedings...** Guntersville: International Committee on Atmospheric Electricity, 1999. p.746-749. Publicado como: (NASA/CP-1999-209261).

Christian, H. J.; Blakeslee, R. J.; Boccippio, D. J.; Boeck, W. L.; Buechler, D. E.; Driscoll, K. T.; Goodman, S. J.; Hall, J. M.; Koshak, W. J.; Mach, D. M.; Stewart, M. F. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 108, n.D1, 4005, doi:10.1029/2002JD002347, Jan. 2003.

Cooray, V. Effects of propagation on the return stroke radiation fields. **Radio Science**, v. 22, n. 5, p. 757-768, Sept. 1987.

Cooray, V.; Fernando, M.; Sörensen, T.; Götschl, T.; Pedersen, Aa. Propagation of lightning generated transient electromagnetic fields over finitely conducting ground. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 7, p. 583-600, May 2000.

Cummins, K. L.; Hiscox W. L.; Pifer A. E.; Maier, M. W. Performance analysis of the U.S. National Lightning Detection Network. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 9., 1992, St. Petersburg, Russia. **Proceedings...** St. Petersburg: International Commission on Atmospheric Electricity, 1992.

Cummins, K. L.; Burnett, R. O.; Hiscox, W. L.; Pifer, A. E. Line reliability and fault analysis using the National Lightning Detection Network. In: Precise Measurements in Power Conference, 1993, Arlington, USA. **Preprint...** Arlington: National Science Foundation and Center for Power Engineering at Virginia Tech, 1993, p. II-4.1 to II-4.15.

Cummins, K. L.; Bardo, E. A.; Hiscox, W. L., Pyle, R. B.; Pifer, A. E. NLDN'95: A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. In: International Aerospace & Ground Conference on Lightning and Static Electricity, 1995, Williamsburg, EUA. **Proceedings...** National Interagency Coordination Group, 1995, p. 72-1 to 72-15. (U.S. Navy Report NAWCADPAX--306-PR

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 of Geophysical Research**, v. 103, n.D8, p. 9035-9044, Apr. 1998 (a).

Cummins, K. L.; Krider, E. P.; Malone, M. D. The U.S. National Lightning Detection Network and applications of cloud-to-ground lightning data by electric power utilities. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v.40, n.4, part 2, p. 465-480, Nov. 1998 (b).

Cummins, K. L.; Bardo, E. On the relationship between lightning detection network performance and measured lightning parameters. In: International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2004) and International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE), 1., 2004, Belo Horizonte, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2004.

Cummins, K. **Some questions about the lightning location network.** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por kleberp@dge.inpe.br em 14 abr. 2005.

Dash, J. G.; Mason, B. L.; Wettlaufer, J. S. Theory of charge and mass transfer in ice-ice collisions. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n.D17, p. 20395-20402, Sept. 2001.

Demetriades, N. W. S. Lightning detection and ranging (LDAR II): results from Vaisala's Dallas-Fort Worth research network and Kennedy Space Center's operation network. In: International Symposium on Lightning Protection, 7., 2003, Santos, Brasil. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia/USP, 2003. p. 575-587.

Demetriades, N. W. S.; Murphy, M. J.; Holle, R. L.; Richard, P. The importance of total lightning in the future of weather nowcasting. In: International Lightning Detection Conference, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004. CD-ROM

Diendorfer, G.; Schulz W.; Rakov V. A. Lightning characteristics based on data from the Austrian Lightning Location System. **IEEE Transactions of Electromagnetic Compatibility**, v. 40, n. 4, part 2, p. 452-464, Nov. 1998.

Dowden, R. L.; Brundell, J. B.; Rodger, C. J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 817-830, 2002.

Fernandes, W. A. **Características dos relâmpagos gerados por nuvens de tempestades em ambientes sob a influência das queimadas em Rondônia.** 2005. 161p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (Não publicado).

Ferraz, E. C. **Desenvolvimento e aplicação de instrumentação para o estudo de relâmpagos.** 2001. 92p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (Não publicado).

GAI (Global Atmospheric). **Advanced Lightning Direction Finder (Model 141-T ALDF):** installation, operation, and maintenance manual. Versão 4.0 (IOM-4.0/141-T). Tucson, 1994. 241p.

GAI (Global Atmospheric). **Technical manual for LPATS remote receiver series III.** Versão 4.7 (40137 REV 9511). Tucson, 1995. 71p.

GAI (Global Atmospheric). **Lightning Position & Tracking Sensor IV (LPATS IV):** installation, operation, and maintenance manual. (40176 REV 9801). Tucson, 1998. 259p.

GAI (Global Atmospheric). **IMPACT ES Advanced Lightning Direction Finder – Model 141-TES ALDF**: installation, operation and maintenance manual. (40211 REV 9904). Tucson, 1999. 386p.

Goody, R.M.; Walker, J.C.G. **Atmosferas planetárias**. São Paulo: Edgard Blucher, 1975. 137p.

Graf, H.F. Atmospheric science - the complex interaction of aerosols and clouds. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1309-1311, Feb. 2004.

Haywood J.; Boucher, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 4, p. 513-543, Nov. 2000.

Hjelmfelt, M. R. Numerical simulation of the effects of St. Louis on mesoscale boundary layer airflow and vertical air motions: simulations of urban vs. non-urban effects. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 9, p. 1239-1257, 1982.

Hobbs, P. V. **Aerosol-cloud-climate interactions**. International Geophysics Series n.52. San Diego: Academic Press, 1993. 235p. Cap. 2: Aerosol-cloud interactions, p. 33-73.

ICSM (Intergovernmental Committee on Surveying & Mapping). **GDA Technical Manual v2.2**. Canberra: Geocentric Datum of Austrália (GDA), 2002. 63p. (ISBN 0-9579951-0-5). Disponível em: <http://www.icsm.gov.au/icsm/gda/gdatm/gdav2.2.pdf>
Acesso em: 31 maio 2005.

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

Iribarne, J. V. **Atmospheric thermodynamics**. Dordrecht: D. Reidel Publishing, 1981. 260p.

Ishii, M.; Fujii, F.; Hidayat, S.; Sugita, A. Evaluation of JLDN based on observation during 2000-2002. In: International Lightning Detection Conference, 17., 2002, Tucson, EUA. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospheric, June 2003. CD-ROM.

Jerauld, J.; Rakov, V. A.; Uman, M. A.; Rambo, K. J.; Jordan, D. M.; Cummins, K. L.; Cramer, J. A. An evaluation of the performance characteristics of the U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered lightning. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n.D19106, doi:10.1029/2005JD005924, 2005.

Kaufman, Y. J.; Fraser, R. S. The effect of smoke particles on clouds and climate forcing. **Science**, v. 277, n. 5332, p. 1636-1639, Sept. 1997.

Keith, W. D.; Saunders, C. P. R. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions. **Atmospheric Research**, v. 25, p. 445, 1990.

Khain, A.; Pokrovsky, A.; Sednev, I. Some effects of cloud-aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation: numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model. **Atmospheric Research**, v. 52, n. 3, p. 195-220, Sept. 1999

Kojima, T.; Buseck, P. R.; Wilson, J. C. Aerosol particles from tropical convective systems: cloud tops and cirrus anvils. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.109, n.D12, 12201, doi: 10.1029/2003JD004504, June 2004.

Koren, I.; Kaufman, Y. J.; Remer, L. A. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, Feb. 2004.

Koshak W. J.; Stewart M. F.; Christian H. J. Laboratory calibration of the optical transient detector and the lightning imaging sensor. **Journal of Atmospheric and Ocean Technology**, v. 7, n. 7, p. 905-915, July 2000.

Koshak W. J.; Solakiewicz, R. J. TOA lightning location retrieval on spherical and oblate spheroidal earth geometries. **Journal of Atmospheric and Ocean Technology**, v. 18, n. 2, p. 187-199, 2001.

Krider, E. P.; Weidman, C. D.; Levine, D. M. Temporal structure of the HF and VHF radiation produced by intracloud lightning discharges. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, NC9, p. 5760-5762, 1979.

Krider, E. P.; Pifer, A. E.; Vance, D. L. Lightning direction finding system for forest fire detection. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 61, n. 9, p. 980-986, Sept. 1980.

Krider, E. P. 75 years of research on the physics of a lightning discharge. In: Fleming, J. R. ed. **Historical essays on meteorology 1919-1995**. Boston: American Meteorological Society, 1996. Cap. 11, p. 321-350.

Landsberg, H. E. **The urban climate**. International Geophysical Series n° 28. London: Academic Press, 1981. 275p.

Lay, E. H.; Holzworth, R. H.; Rodger, C. J.; Thomas, J. N.; Pinto Jr., O.; Dowden, R. L. WWLL global lightning detection system: regional validation study in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.31, L03102, doi:10.1029/2003GL018882, 2004.

Liu, Y. G.; Hallett, J. The '1/3' power law between effective radius and liquid-water content. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 542, p. 1789-1795, Part B, July 1997.

Lombardo, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 1985. 244p.

Lupo, G.; Petrarca, C.; Tucci, V.; Vitelli, M. EM fields associated with lightning channels: on the effect of tortuosity and branching. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v. 42, n. 4, p. 394-404, Nov. 2000.

Lyons, W.A.; Nelson, T.E.; Williams, E.R.; Cramer, J.A.; Turner, T.R. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. **Science**, v. 282, n. 5386, p. 77-80, Oct. 1998.

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

Malaret, E.; Bartolucci, L. A.; Lozano, D. F.; Anuta, P. E.; McGillem, C. D. Landsat-4 and Landsat-5 thematic mapper data quality analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 51, n. 9, p. 1407-1413, 1985.

Mardiana, R.; Kawasaki, Z-I; Morimoto, T. Three-dimensional lightning observations of cloud-to-ground flashes using broadband interferometers. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 1, p. 91-103, Jan. 2002

Mason, B. L.; Dash, J. G. Charge and mass transfer in ice-ice collisions: Experimental observations of a mechanism in thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n.D8, p. 10185-10192, Apr. 2000.

Matsumoto, A.; Nozue, A. Shimizu, M.; Kawasaki, Z-I; Morimoto, T. VHF broadband interferometer for lightning monitoring system. In: International Conference on Lightning Protection, 27., 2004, Avignon, França. **Proceedings...** Avignon: International Conference on Lightning Protection, 2004. CD-ROM.

Miller, K.; Gadian, A.; Saunders, C.; Latham, J.; Christian, H. Modelling and observations of thundercloud electrification and lightning. **Atmospheric Research**, v. 58, n. 2, p. 89-115, July 2001.

Mitzeva, R.; Saunders, C. P. R. Thunderstorm charging - calculations of the effect of ice crystal size and graupel velocity. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 52, n. 4, p. 241-245, Apr. 1990.

Mitzeva, R. P.; Sarnardjev, N.; Saunders, C. P. R. Charge density in the updraughts of thunderstorms: a numerical study in the frame of a Lagrangian model. **Atmospheric Research**, v. 69, n.1-2, p. 51-71, 2003.

Miranda, R. M.; Andrade, M. F.; Worobiec, A.; Grieken, R. Characterization of aerosol particles in the São Paulo metropolitan area. **Atmospheric Environment**. v. 36, n. 2, p. 345-352, Jan. 2002.

Miranda, F. J.; Pinto Jr., O.; Saba, M. M. F. A study of the time interval between return strokes and K-changes of negative cloud-to-ground lightning flashes in Brazil. **Journal of Atmospheric And Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 3, p. 293-297, Feb. 2003.

Miranda, F. J. **Estudo das características de relâmpagos nuvem-solo negativos através da análise comparativa de observações por múltiplas técnicas**. 2004. 192p. (INPE-12181-TDI/975). Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004. Disponível na biblioteca digital URLib: <http://mtc-m16.sid.inpe.br:80/rep-/sid.inpe.br/jeferson/2004/10.29.08.56>. Acesso em: 13 jun. 2005.

Moore, C. B.; Vonnegut, B.; Holden, D. N. Anomalous electric-fields associated with clouds growing over a source of negative space-charge. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n.D11, p. 13127-13134, Sept. 1989.

Morales, C. A.; Pinto Jr., O.; Anagnostou, E.; Holzworth, R.; Dowden, R. Lightning measurements over Brazil: assessment of different lightning location systems. In: International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2004) and International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE), 1., 2004, Belo Horizonte, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2004. p. 313-318.

Murphy, M.; Pifer, A.; Cummins, K.; Pyle, R.; Cramer, J. The 2002 upgrade of the U.S. NLDN. In: International Lightning Detection Conference, 17., 2002, Tucson, EUA. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospheric Inc., 2002. CD-ROM.

Murray, N.D.; Orville, R.E.; Huffines, G.R. Effect of pollution from Central America fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 15, p. 2249-2252, Aug. 2000.

Mushtak, V. C.; Williams, E. R.; Boccippio, D. J. Latitudinal variation of cloud base height and lightning parameters in the tropics. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 12., 2003, Versailles, França. **Proceedings...** Versailles: International Commission on Atmospheric Electricity, 2003. v. 1, p. 63-66.

Naccarato, K. P. **Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do Sistema de Localização de Tempestades**. 2001. 165p. (INPE-8380-TDI/770). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001. Disponível na biblioteca digital URLib: <http://mtc-m05.sid.inpe.br:80/rep-/dpi.inpe.br/lise/2002/03.28.19.09>. Acesso em: 13 jun. 2005.

Naccarato, K.P.; Pinto, O. Jr.; Pinto, I.R.C.A.; Cazetta, A. Filho; Amorim, G.E. Lightning characteristics in the southeastern region of Brazil: 1999-2000. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7., 2001, Salvador, Brasil. **Proceedings...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), 2001(a). CD-ROM.

Naccarato, K.P.; Pinto, O. Jr.; Pinto, I.R.C.A.; Cazetta, A. Filho; Amorim, G.E. Influence of the lightning location system configuration on the cloud-to-ground lightning flash characteristics. In: International Symposium on Lightning Protection, 6., 2001, Santos, Brasil. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia/USP, 2001(b). p. 35-40.

Naccarato, K.P.; Pinto, O. Jr.; Pinto, I.R.C.A. A study of the lightning characteristics in the Southeastern Brazil based on an analysis of the performance of the lightning location system. In: International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2002) and Brazilian Workshop on Atmospheric Electricity (WAE), 3., 2002, Rio de Janeiro, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2002. p. 47-52.

Naccarato, K.P.; Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. Lightning activity over large urban areas of Southeastern Brazil. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 12., 2003, Versailles, França. **Proceedings...** Versailles: International Commission on Atmospheric Electricity, 2003(a). v. 1, p. 67-70.

Naccarato, K.P.; Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. Influence of the sensor network on the geographical distribution of the cloud-to-ground strokes reported by a lightning location system. In: Simpósio Internacional de Proteção contra Descargas Atmosféricas, 7., 2003, Curitiba, Brasil. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia (IEE), 2003(b). p. 17-22. (ISBN 1676-9899).

Naccarato, K.P.; Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 13, 1674, doi:10.1029/2003GL017496, July 2003(c).

Naccarato, K.P.; Pinto, O. Jr.; Pinto, I.R.C.A. Intracloud contamination due to LPATS sensors in a lightning detection network. In: International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2004) and International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE), 1., 2004, Belo Horizonte, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2004(a). p. 326-328.

Naccarato, K.P.; Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. New findings on urban effects in southeastern Brazil. In: International Conference on Lightning Detection, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004(b). CD-ROM.

Naccarato, K.P.; Pinto Jr., O.; Pito, I.R.C.A. Application of a detection efficiency model to correct cloud-to-ground flash density maps in Southeastern Brazil. In: International Conference on Lightning Detection, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004(c). CD-ROM.

NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration). National Geophysical Data Center (NGDC). NOAA Satellite and Information Service. Marine geophysics. **GEODAS databases**. Washington, 2005. Disponível em: http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html. Acesso em: 10 jan. 2005.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). National Geodetic Survey (NGS). **INVERSE/FORWARD/INVERS3D/FORWRD3D Computation Utilities**. Washington, 2005. Disponível em: http://www.ngs.noaa.gov/TOOLS/Inv_Fwd/Inv_Fwd.html. Acesso em: 20 fev. 2004.

Ogawa, T. Lightning currents. In: Volland, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamicics**. Boca Raton: CRC Press, 1995. v. 1, Cap. 4, p. 93-136.

Oke, T. R. The energetic basis of the urban heat island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 455, p. 1-24, 1982.

Orville Jr.; R. E. An analytical solution to obtain the optimum source location using multiple direction finders on a spherical surface. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 92, n.D9, p. 10877-10886, Sept. 1987.

Orville, R. E. Calibration of a magnetic direction finding network using measured triggered lightning return stroke peak currents. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n.D9, p. 17135-17142, Sept. 1991.

Orville, R. E.; Huffines, G. R. Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989-98. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1179-1193, May 2001.

Orville, R. E.; Huffines, G. R.; Nielsen-Gammon, J.; Zhang, R.; Ely, B.; Steiger, S.; Phillips, S.; Allen, S.; Read, W. Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 13, p. 2597-2600, July 2001.

Orville, R. E.; Huffines, G. R.; Burrows, W. R. The North American Lightning Detection Network (NALDN) - First results: 1998-2000. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 8, p. 2098-2109, Aug. 2002.

Orville, R. R.; Renyi, Z.; Nielsen-Gammon, J.; Collins, D; Carey, L; Stuart, A; Ely, B; Steiger, S. **HEAT**: Houston Environmental Aerosol Thunderstorm Project, 2004. 34p. Disponível em: <http://www.met.tamu.edu/ciams/heat/>. Acesso em: 15 mar. 2005.

Paul, S. K. Cloud drop spectra at different levels and with respect to cloud thickness and rain. **Atmospheric Research**, v. 52, n. 4, p. 303-314, Jan. 2000.

Pereira Filho, A. J.; Barros, M. T. L.; Hallak, R.; Gandú, A. W. Enchentes na região metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13., 2004, Fortaleza, Brasil. **Proceedings...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004, CD-ROM.

Pinto, I. R. C. A.; Pinto Jr., O.; Rocha, R. M. L.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M.; Filho, A. C. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 2. Time variations and flash characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n.D24, p. 31381-31387, Dec. 1999.

Pinto, I. R. C. A.; Pinto Jr., O.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M.; Filho, A. C.; Cherchiglia L. C. L.; Amorim, G. E. A long-term study of the lightning flash characteristics in the southeastern Brazil: 2. Peak current and multiplicity. In: International Lightning Detection Conference, 16., 2000, Tucson, EUA. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospherics, 2000.

Pinto, I. R. C. A.; Pinto Jr., O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 6, p. 733-737, Apr. 2003

Pinto, I. R. C. A.; Pinto Jr., O.; Gomes, M. A. S. S.; Ferreira, N. J. Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte-Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 2, p. 697-700, 2004 (a) .

Pinto, I. R. C. A.; Pinto Jr., O.; Pinto Neto, O. The impact of the El Niño on the lightning distribution in South America. In: International Conference on Lightning Detection, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004 (b), CD-ROM.

Pinto Jr., O.; Gin, R. B. B.; Pinto, I. R. C. A.; Mendes Jr., O.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M. Cloud-to-ground lightning flash characteristics in the southeastern Brazil for the 1992-93 summer season. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n.D23, p. 29627-29635, Dec. 1996.

Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Lacerda M.; Carvalho, A. M.; Diniz, J. H.; Cherchiglia L. C. L. Are equatorial negative lightning flashes more intense than those at higher latitudes? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 15, p. 1881-1883, Oct. 1997.

Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Gomes, M. A. S. S.; Vitorello, I.; Padilha, A. L.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M.; Filho, A. C. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 1. Geographical distribution. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n.D24, p. 31369-31379, Dec. 1999.

Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M.; Filho, A. C.; Cherchiglia L. C. L.; Amorim, G. E. A long-term study of the lightning flash characteristics in the southeastern Brazil: 1. Flash density and polarity. In: International Lightning Detection Conference, 16., 2000, Tucson, EUA. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospheric, 2000.

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 Jr., O.; 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, n.2, 1073, doi:10.1029/2002GL016009, Jan. 2003(a).

Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Diniz, J. H.; Filho, A. C.; Cherchiglia, L. C. L.; Carvalho, A. M. A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in Southeastern Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 6, p. 739-748, Apr. 2003 (b).

Pinto Jr., O.; Saba, M. M. F.; Pinto, I. R. C. A.; Tavares, F. S. S.; Naccarato, K. P.; Taylor, M. J.; Pautet, P. D.; Holzworth, R. H. Thunderstorm and lightning characteristics associated with sprites in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 13, 13103, doi:10.1029/2004GL020264, July 2004

Pinto Jr., O. **A Arte da Guerra Contra os Raios**. São Paulo: Oficina de Textos, 80p., 2005.

Popov, M.; He, S.; Thottappillil, R. Reconstruction of lightning currents and return stroke model parameters using remote electromagnetic fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n.D19, p. 24469-24481, Oct. 2000.

Qie, X.; Toumi, R.; Yuan, T. Lightning activities on the Tibetan Plateau as observed by the lightning imaging sensor. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n.D17, 4551, doi:10.1029/2002JD003304, Sept. 2003.

Rachidi, F.; Bermudez, J. L.; Rubinstein, M.; Rakov, V. A. On the estimation of lightning peak currents from measured fields using lightning location systems. **Journal of Electrostatics**, v. 60, n. 2-4, p. 121-129, Mar. 2004.

Rakov, V. A.; Uman, M. A. Review and evaluation of lightning return stroke models including some aspects of their application. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v. 40, n. 4, p. 403-426, Nov. 1998.

Rakov V. A.; Uman, M. A. **Lightning : Physics and Effects**. Cambridge: Cambridge University Press, 850p., 2003.

Rakov, V. A.; Huffines, G. R. Return-stroke multiplicity of negative cloud-to-ground lightning flashes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 10, p. 1455-1462, 2003.

Rakov, V. A. What we need to know about lightning and how rocket-triggered lightning experiments can help. In: International Conference on Lightning Detection, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004, CD-ROM.

Reid, J. S.; Hobbs, P. V.; Rangno, A. L.; Hegg, D. A. Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n.D6, p. 6145-6153, Mar. 1999.

Reis, R. J. **Mapeando a climatologia das descargas atmosféricas em Minas Gerais utilizando dados de 1989 a 2002: uma análise exploratória.** 2005. Tese (Doutorado) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte. (Não publicado).

Rison, W.; Thomas, R. J.; Krehbiel, P. R.; Hamlin, T.; Harlin, J. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: initial observations in Central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 23, p. 3573-3576, Dec. 1999.

Rompala, J.T.; Blakeslee, R.J.; Bailey, J.C. Detection efficiency contours for regions serviced by lightning detection networks of limited scope. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 12., 2003, Versailles, França. **Proceedings...** Versailles: International Committee on Atmospheric Electricity, 2003. v. 1, p. 101-104.

Rosenfeld, D.; Lensky, I. M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2457-2476, Nov. 1998.

Rosenfeld, D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, v. 287, n. 5459, p. 1793-1796, Mar. 2000.

Rosenfeld, D.; Woodley, W. Pollution and clouds. **Physics World**, v. 14, n. 2, p. 33-37, Feb. 2001

Saba, M. M. F.; Naccarato, K. P.; Pinto Jr., O; Cabral, G. F. Imaging atmospheric discharges with high-speed cameras. In: Simpósio Internacional de Proteção contra Descargas Atmosféricas, 7., 2003, Curitiba, Brasil. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia (USP), 2003. p. 14-16.

Saba, M. M. F.; Pinto Jr. O; Ballarotti, M. G.; Naccarato, K. P; Cabral, G. F. Monitoring the performance of the Brazilian lightning detection network by means of a high-speed camera. In: International Conference on Lightning Detection, 18., 2004, Helsinki, Finlândia. **Proceedings...** Helsinki: Vaisala Inc., 2004(a), CD-ROM.

Saba, M. M. F.; Ballarotti, M. G.; Pinto Jr., O; Miranda, F. J.; Naccarato, K. P. Simultaneous electric field and high-speed video observations of lightning. In: International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2004) and International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE), 1., 2004, Belo Horizonte, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2004(b). p. 38-42, 2004.

Sabbas, F. T. S.; Sentman, D. D.; Wescott, E. M. Statistical analysis of space-time relationships between sprites and lightning. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 5, p. 525-535, Mar. 2003.

Saunders, C. P. R.; Keith, W. D., Mitzeva, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n.D6, p. 11007-11017, June 1991.

Saunders, C. P. R. Thunderstorm electrification. In: Volland, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995. v. 1, Cap. 3, p. 61-92.

Saunders, C. P. R.; Peck, S. L. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.D12, p. 13949-13956, June 1998.

Saunders, C. P. R.; Peck, S. L.; Varela, G. G. A.; Avila, E. E.; Castellano, N. E. A laboratory study of the influence of water vapour and mixing on the charge transfer process during collisions between ice crystals and graupel. **Atmospheric Research**, v. 58, n. 3, p. 187-203, Aug. 2001.

Schulz, W.; Diendorfer, G. Detection efficiency and site errors of lightning location systems. In: International Lightning Detection Conference, 14., 1996, Tucson, EUA. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospherics Inc., 1996. Disponível em: <http://www.aldis.at/research/publications.html>. Acesso em: 20 maio 2004.

Schulz, W. **Performance evaluation of lightning location systems**. 1997. 136p. Tese (Doutorado em Engenharia Elétrica) - Technical University of Vienna (Faculty of Electrical Engineering), Vienna, 1997.

Schulz, W.; Cummins, K.; Diendorfer, G.; Dorninger, M. Cloud-to-ground lightning in Austria: a 10-year study using data from a lightning location system. **Journal of Geophysical Research**, v.110, n.D9, 9101, doi:10.1029/2004JD005332, May 2005.

Seinfeld, J. H.; Pandis, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York: John Wiley & Sons, 1998. 1.326p.

Sherwood, S. C. Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. **Journal of Climate**, v. 15, n. 9, p. 1051-1063, May 2002.

Solorzano, N. N. **Primeiras medidas de relâmpagos induzidos no Brasil**. 2003. 219p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (Não publicado).

Sommer, A. P. Aerosol-induced lightning activation in thunderclouds. **Langmuir**, v. 18, n. 13, p. 5040-5042, June 2002.

Soriano, L. R.; de Pablo, F.; Diez, E. G. Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992-1994. **Journal Of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 106, n.D11, p.11891-11901, June 2001.

Soriano L. R.; Pablo F. Effect of small urban areas in central Spain on the enhancement of cloud-to-ground lightning activity. **Atmospheric Environment**. v. 36, n. 17, p. 2809-2816, June 2002.

Stansfield, R. G. Statistical theory of DF fixing. **Journal of Institution of Electrical Engineers**, v. 94, Part 3A, p. 762-770, 1947.

Steiger, S. M.; Orville, R. E.; Huffines, G. Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas: 1989-2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n.D11, 4117, doi:10.1029/2001JD001142, June 2002.

Steiger, S. M.; Orville, R. E. Cloud-to-ground lightning enhancement over southern Louisiana. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 19, 1975, doi:10.1029/2003GL017923, Oct. 2003.

Stolzenburg, M.; Rust, W. D.; Smull, B. F.; Marshall, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions - 1. Mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n.D12, p. 14059-14078, June 1998 (a).

Stolzenburg, M.; Rust, W. D.; Marshall, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions - 2. Isolated storms. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n.D12, p. 14079-14096, June 1998 (b).

Stolzenburg, M.; Rust, W. D.; Marshall, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions - 3. Synthesis. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n.D12, p. 14097-14108, June 1998 (c).

Stull, R. **Meteorology for scientists and engineers**. Pacific Grove: Brooks/Cole, 2000. 2a. ed., 471p.

SVMA (Secretaria Municipal do Verde e do Meio Ambiente); SEMPLA (Secretaria Municipal de Planejamento Urbano). **Atlas Ambiental do Município de São Paulo**. São Paulo. 2005. Disponível em <http://atlasambiental.prefeitura.sp.gov.br>. Acesso em: 21 abr. 2005.

Takahashi, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536-1548, 1978.

Théry, C. Evaluation of LPATS data using VHF interferometric observations of lightning flashes during Eulinox experiment. **Atmospheric Research**. v. 56, n. 1-4, p. 397-409, Jan. 2001.

Thomson, E. M. Exact expressions for electric and magnetic fields from a propagating lightning channel with arbitrary orientation. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, D18, p. 22293-22300, Sept. 1999.

Uman, M. A.; Mclain, D. K.; Krider, E. P. The electromagnetic radiation from a finite antenna. **American Journal of Physics**, v. 43, n. 1, p. 33-38, Jan. 1975.

Uman, M. A. **The lightning discharge**. Orlando: Academic Press, 1987. 377p.

Uman, M. A. **The lightning discharge**. Mineola: Dover, 2001. 377p.

VAISALA. **IMPACT ESP (Model 141-TESP): user's guide**. Versão 1.3 (M210416EN-A). Tucson, 2004. 532p.

VAISALA. **LP series (LP2000, LP5000): user's guide**. (M210412EN-B). Helsinki, 2003. 258p.

VAISALA. **CP Series (CP7000, CP8000): user's guide**. (M210557EN-A). Helsinki, 2004. 258p.

Valine W. C., Krider E. P. Statistics and characteristics of cloud-to-ground lightning with multiple ground contacts. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n.D20, 4441, doi: 10.1029/2001JD001360, Oct. 2002.

Velasco, I.; Fritsch, J. M. Mesoscale convective complexes in the America. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 92, n.D8, p. 9591-9613, Aug. 1987.

Vincenty, T. Direct and inverse solutions of geodesics on the ellipsoid with application of nested equations. **Survey Review**, v. 22, n. 176, p. 88-93, Abr. 1975.

Vonnegut, B.; Moore, C. B.; Semonin, R. G.; Bradley, W. E.; Bullock, J. W.; Staggs, D. W. Effect of atmospheric space charge on initial electrification of cumulus clouds. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 10, p. 3909, 1962.

Vonnegut, B. How the external currents flowing to a thundercloud influence its electrification. **Annales Geophysicae**, v. 9, n. 1, p. 34-36, Jan. 1991.

Wacker, R. S.; Orville, R. E. Changes in measured lightning flashes count and return stroke peak current after the 1994 U.S. National Lightning Detection Network upgrade. 1. Observations. **Journal of Geophysical Research**. v. 104, n.D2, p. 2151-2157, Jan. 1999 (a).

Wacker, R. S.; Orville, R. E. Changes in measured lightning flashes count and return stroke peak current after the 1994 U.S. National Lightning Detection Network upgrade. 2. Theory. **Journal of Geophysical Research**. v. 104, n.D2, p. 2159-2162, Jan. 1999 (b).

Westcott, N. E. Summertime cloud-to-ground lightning activity around major midwestern urban areas. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 7, p. 1633-1642, July 1995.

Williams, E. R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, v. 259, n. 5, p. 88-99, Nov. 1988.

Williams, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n.D11, p. 13141-13167, Sept. 1989.

Williams, E. R. The Schumann resonance - a global tropical thermometer. **Science**, v. 256, n. 5060, p. 1184-1187, May 1992.

Williams E. R.; Renno, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p. 21-36, Jan. 1993.

Williams, E. R. Global circuit response to seasonal-variations in global surface air-temperature. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1917-1929, Aug. 1994.

Williams, E. R. Meteorological aspects of thunderstorms. In: Volland, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995. v.1, Cap.2, p. 27-60.

Williams, E.; Stanfill, S. The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. **Comptes Rendus Physique**, v. 3, n. 10, p. 1277-1292, Dec. 2002.

Williams, E. R.; Mushtak, V. C.; Boccippio, D. J. Another look at the dependence of lightning flash rate on the temperature of boundary layer air in the present climate. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 12., 2003, Versailles, França. **Proceedings...** Versailles: International Commission on Atmospheric Electricity, 2003. CD-ROM.

Williams, E.; Mushtak, V.; Rosenfeld, D.; Goodman, S.; Boccippio, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1-4, p. 288-306, July-Aug. 2005.

APÊNDICE A

SAÍDAS DOS PROGRAMAS DE ANÁLISE ESTATÍSTICA

A.1 – Listagem de saída do programa AnalisadorDFE referente às estatísticas dos parâmetros dos raios.

```
v2: OK!
ARQ: ano01
LIN: 2270959
ERR: 0
STA: -Pos<10kA; Larg[Tudo]; +TempSub>25us; +ChiQuadr>10; -DerivMax=0
```

	ExtC	Int	ExtO
No. Raios	0	2180982	0
No. Negativos	0	1957611	0
No. Positivos	0	223371	0
No. Nulos	0	2	0
No. IntraNuvens	0	0	0
No. Positivos < 10,0kA	0	89975	0
No. Negativos < 10,0kA	0	256202	0
No. Positivos > 100,0kA	0	3122	0
No. Negativos > 100,0kA	0	11603	0
Média Chi-Quadrado	0,00000	1,92627	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	1,54310	0,00000
No. Chi-Quadrado > 10,0	0	7684	0
Média No. Sensores	0,00000	5,91016	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	1,93317	0,00000
Média Semi-Eixo Maior	0,00000	1,53611	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	2,51669	0,00000
No. IMPACTS	0	1746034	0
No. LPATS	0	434948	0
Média Multiplicidade Negativos	0,00000	1,87817	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	1,38201	0,00000
Maior Multiplicidade Negativos	0	15	0
Média Mult. Múltiplos Negativos	0,00000	3,04564	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	1,43558	0,00000
No. Simples Negativos	0	1117228	0
No. Múltiplos Negativos	0	840383	0
Média Multiplicidade Positivos	0,00000	1,07094	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	0,34174	0,00000
Maior Multiplicidade Positivos	0	11	0
Média Mult. Múltiplos Positivos	0,00000	2,28274	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	0,74647	0,00000
No. Simples Positivos	0	211017	0
No. Múltiplos Positivos	0	12354	0
Média Corrente Negativos	0,00000	22,62011	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	16,77518	0,00000
Menor Corrente Negativos	0,0	0,2	0,0

Maior Corrente Negativos	0,0	567,4	0,0
Média Corrente Positivos	0,00000	27,99025	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	21,08476	0,00000
Menor Corrente Positivos	0,0	10,0	0,0
Maior Corrente Positivos	0,0	405,5	0,0
Média Corrente Simples Negativos	0,00000	21,93589	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	16,19981	0,00000
Menor Corrente Simples Negativos	0,0	0,2	0,0
Maior Corrente Simples Negativos	0,0	567,4	0,0
Média Corrente Simples Positivos	0,00000	27,61514	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	20,65077	0,00000
Menor Corrente Simples Positivos	0,0	10,0	0,0
Maior Corrente Simples Positivos	0,0	405,5	0,0
Média Corrente Múltiplos Negativos	0,00000	23,52974	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	17,46940	0,00000
Menor Corrente Múltiplos Negativos	0,0	0,4	0,0
Maior Corrente Múltiplos Negativos	0,0	397,2	0,0
Média Corrente Múltiplos Positivos	0,00000	34,39749	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	26,65617	0,00000
Menor Corrente Múltiplos Positivos	0,0	10,0	0,0
Maior Corrente Múltiplos Positivos	0,0	265,6	0,0
Média Tempo Subida Negativos	0,00000	4,82811	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	2,76859	0,00000
Menor Tempo Subida Negativos	0,0	0,1	0,0
Maior Tempo Subida Negativos	0,0	51,2	0,0
No. > 25,0us Negativos	0	2663	0
Média Tempo Subida Positivos	0,00000	6,38692	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	4,44549	0,00000
Menor Tempo Subida Positivos	0,0	0,1	0,0
Maior Tempo Subida Positivos	0,0	51,2	0,0
No. > 25,0us Positivos	0	947	0
Média Largura Pulso Negativos	0,00000	35,18314	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	14,12116	0,00000
No. < 0,0us Negativos	0	0	0
No. > 51,0us Negativos	0	761548	0
Média Largura Pulso Positivos	0,00000	33,21868	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	16,97222	0,00000
No. < 0,0us Positivos	0	0	0
No. > 51,0us Positivos	0	98344	0
Média Derivada Máxima Negativos	0,00000	6,10691	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	3,86536	0,00000
Maior Derivada Máxima Negativos	0,0	656,0	0,0
No. Derivadas	0	393511	0
Média Derivada Máxima Positivos	0,00000	6,03932	0,00000
Desvio Padrão	0,00000	4,36793	0,00000
Maior Derivada Máxima Positivos	0,0	495,0	0,0
No. Derivadas	0	59912	0

A.2 – Listagem de saída do programa HistogramasDFF referente ao histograma da intensidade da corrente de pico.

v2: OK!
 ARQ: ano00; ano01; ano02; ano03; ano04; ano99
 ERR: 0
 STA: Normal; +Pos<10,0kA; Larg[Tudo]; +TempSub>51,0us; +DerivMax=0

Interv	---- Negativos -----			---- Positivos -----		
	ExtC	Int	ExtO	ExtC	Int	ExtO
1,25		376			1097	
3,75		42933			57056	
6,25		355623			178781	
8,75		818100			206086	
11,25		1096031			179387	
13,75		1082429			143919	
16,25		948046			116808	
18,75		807206			98308	
21,25		678747			85340	
23,75		560606			74557	
26,25		462091			63301	
28,75		378962			54745	
31,25		313998			47988	
33,75		257444			41541	
36,25		213465			36807	
38,75		177972			32628	
41,25		149571			29198	
43,75		126625			25652	
46,25		107694			22927	
48,75		92311			20787	
51,25		78599			18044	
53,75		67921			16019	
56,25		58598			14695	
58,75		50397			12693	
61,25		43988			11436	
63,75		38176			10039	
66,25		33578			9050	
68,75		29345			8265	
71,25		25776			7294	
73,75		22270			6499	
76,25		19563			5680	
78,75		17191			5118	
81,25		15279			4611	
83,75		13416			4105	
86,25		11972			3773	
88,75		10407			3324	
91,25		9276			2958	
93,75		8262			2641	
96,25		7323			2374	
98,75		6549			2111	
101,25		5983			1959	
103,75		5236			1765	
106,25		4730			1494	
108,75		4150			1402	

111,25	3849	1298
113,75	3417	1152
116,25	3085	1039
118,75	2817	898
121,25	2458	807
123,75	2386	785
126,25	2114	682
128,75	1867	663
131,25	1740	529
133,75	1563	467
136,25	1450	412
138,75	1314	403
141,25	1237	331
143,75	1152	310
146,25	1050	282
148,75	998	289
151,25	865	240
153,75	801	219
156,25	711	220
158,75	667	186
161,25	642	166
163,75	607	159
166,25	593	147
168,75	505	120
171,25	452	115
173,75	421	99
176,25	385	72
178,75	370	95
181,25	347	74
183,75	320	59
186,25	289	73
188,75	275	64
191,25	244	51
193,75	217	43
196,25	218	41
198,75	214	44
201,25	175	43
203,75	174	37
206,25	146	37
208,75	160	33
211,25	149	28
213,75	108	27
216,25	109	25
218,75	117	24
221,25	127	17
223,75	104	16
226,25	82	17
228,75	80	15
231,25	74	18
233,75	76	7
236,25	78	12
238,75	54	13
241,25	70	13
243,75	53	10
246,25	49	7
248,75	50	8

A.3 – Listagem de saída do programa HistTemporaisDFF referente aos histogramas diurno e mensal da corrente de pico.

v2: OK!
 ARQ: ano00; ano01; ano02; ano03; ano04; ano99
 ERR: 0
 STA: -Pos<10kA; Larg[Tudo]; +TempSub>51us; +Multip<3; -DerivMax=0;
 Hora_LOCAL

Hora	----- Corrente -----					
	----- Negativos -----			----- Positivos -----		
	ExtC	Int	ExtO	ExtC	Int	ExtO
0	0,000	26,315	0,000	0,000	32,059	0,000
1	0,000	26,676	0,000	0,000	32,689	0,000
2	0,000	27,241	0,000	0,000	33,281	0,000
3	0,000	27,284	0,000	0,000	33,526	0,000
4	0,000	27,319	0,000	0,000	33,550	0,000
5	0,000	27,329	0,000	0,000	34,285	0,000
6	0,000	27,289	0,000	0,000	34,994	0,000
7	0,000	27,275	0,000	0,000	34,833	0,000
8	0,000	26,933	0,000	0,000	35,379	0,000
9	0,000	26,162	0,000	0,000	35,078	0,000
10	0,000	25,841	0,000	0,000	34,580	0,000
11	0,000	24,746	0,000	0,000	31,528	0,000
12	0,000	23,373	0,000	0,000	27,635	0,000
13	0,000	22,665	0,000	0,000	25,280	0,000
14	0,000	22,302	0,000	0,000	24,617	0,000
15	0,000	22,215	0,000	0,000	25,282	0,000
16	0,000	22,323	0,000	0,000	26,290	0,000
17	0,000	22,452	0,000	0,000	27,062	0,000
18	0,000	22,840	0,000	0,000	28,338	0,000
19	0,000	23,123	0,000	0,000	29,278	0,000
20	0,000	23,601	0,000	0,000	30,035	0,000
21	0,000	24,554	0,000	0,000	30,638	0,000
22	0,000	25,135	0,000	0,000	31,072	0,000
23	0,000	25,720	0,000	0,000	31,552	0,000

Tabela de Desvio Padrão

0	0,000	20,469	0,000	0,000	22,944	0,000
1	0,000	20,778	0,000	0,000	23,238	0,000
2	0,000	21,070	0,000	0,000	23,994	0,000
3	0,000	20,617	0,000	0,000	23,635	0,000
4	0,000	20,475	0,000	0,000	24,045	0,000
5	0,000	20,466	0,000	0,000	24,155	0,000
6	0,000	20,504	0,000	0,000	25,139	0,000
7	0,000	20,574	0,000	0,000	24,425	0,000
8	0,000	20,248	0,000	0,000	24,059	0,000
9	0,000	19,313	0,000	0,000	24,104	0,000
10	0,000	19,374	0,000	0,000	23,663	0,000
11	0,000	18,710	0,000	0,000	22,437	0,000
12	0,000	17,671	0,000	0,000	20,942	0,000
13	0,000	16,956	0,000	0,000	19,621	0,000
14	0,000	16,411	0,000	0,000	18,728	0,000

15	0,000	16,133	0,000	0,000	19,083	0,000
16	0,000	16,174	0,000	0,000	19,707	0,000
17	0,000	16,546	0,000	0,000	20,304	0,000
18	0,000	17,022	0,000	0,000	21,089	0,000
19	0,000	17,299	0,000	0,000	21,415	0,000
20	0,000	17,941	0,000	0,000	21,498	0,000
21	0,000	18,736	0,000	0,000	21,936	0,000
22	0,000	19,384	0,000	0,000	22,330	0,000
23	0,000	20,231	0,000	0,000	22,486	0,000

v2: OK!

ARQ: ano00; ano01; ano02; ano03; ano04; ano99

ERR: 0

STA: -Pos<10kA; Larg[Tudo]; +TempSub>5lus; +Multip<3; -DerivMax=0;
Hora_LOCAL

Mês	----- Corrente -----					
	----- Negativos -----			----- Positivos -----		
	ExtC	Int	ExtO	ExtC	Int	ExtO
Jan	0,000	24,202	0,000	0,000	26,868	0,000
Fev	0,000	24,222	0,000	0,000	25,874	0,000
Mar	0,000	24,918	0,000	0,000	26,743	0,000
Abr	0,000	26,048	0,000	0,000	29,629	0,000
Mai	0,000	24,085	0,000	0,000	32,872	0,000
Jun	0,000	24,858	0,000	0,000	34,194	0,000
Jul	0,000	24,706	0,000	0,000	31,855	0,000
Ago	0,000	19,103	0,000	0,000	32,488	0,000
Set	0,000	19,519	0,000	0,000	35,817	0,000
Out	0,000	20,461	0,000	0,000	32,828	0,000
Nov	0,000	22,240	0,000	0,000	30,171	0,000
Dez	0,000	23,384	0,000	0,000	26,901	0,000

Tabela de Desvio Padrão

Jan	0,000	17,799	0,000	0,000	20,551	0,000
Fev	0,000	18,106	0,000	0,000	20,217	0,000
Mar	0,000	19,819	0,000	0,000	21,056	0,000
Abr	0,000	20,275	0,000	0,000	22,151	0,000
Mai	0,000	18,246	0,000	0,000	23,380	0,000
Jun	0,000	18,394	0,000	0,000	23,255	0,000
Jul	0,000	18,841	0,000	0,000	22,736	0,000
Ago	0,000	13,688	0,000	0,000	23,065	0,000
Set	0,000	12,109	0,000	0,000	23,850	0,000
Out	0,000	13,305	0,000	0,000	22,595	0,000
Nov	0,000	16,471	0,000	0,000	21,869	0,000
Dez	0,000	17,776	0,000	0,000	19,923	0,000

A.4 – Tabela do estado de operação dos sensores (programa VerifSensores).

v1: OK!

NA: 1157

Legenda: [*] = não conectado; [.] = operação normal; [x] = fora do ar; [o] = baixa participação

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
	RJ	Vi	Ib	Ju	RV	Br	SM	MR	TM	Ip	La	VG	CE	Em	BH	CP	Iv	FA	FI	Pa	SA	Pg	CG	Pi	SJ	
01/fev/2004	x	x	.	.	
02/fev/2004	x	x	.	.
03/fev/2004	x	.	.
04/fev/2004	x	.	.
05/fev/2004	x	.	.
06/fev/2004	x	.	.
07/fev/2004	x	.	.
08/fev/2004	x	.	.
09/fev/2004	x	.	.
10/fev/2004	o
11/fev/2004	o
12/fev/2004	o
13/fev/2004	x
14/fev/2004	x
15/fev/2004	x
16/fev/2004	x
17/fev/2004	x
18/fev/2004	x
19/fev/2004	x
20/fev/2004	x
21/fev/2004	x
22/fev/2004	x
23/fev/2004	x
24/fev/2004	x
25/fev/2004	x
26/fev/2004	x
27/fev/2004	x
28/fev/2004	x
29/fev/2004	x

A.5 – Tabela de eficiência de detecção dos sensores (programa AnalisSensores).

v2: OK!
 NNC: 0 (Ignorados)
 NER: 0
 NAP: 18
 ARQ: 2003_05; 2003_06; 2003_07; 2003_08; 2003_09; 2003_10; 2003_11; 2003_12; 2004_01; 2004_02; 2004_03
 INT: Corr=[0.0| 40.0]; Dist=[0.0| 1200.0]; Ang=[0.0| 360.0]

# Sensor	01;	02;	03;	04;	05;	06;	07;	08;	09;	10;	11;	12;
ID Sensor	RJ;	Vi;	Ib;	Ju;	RV;	Br;	SM;	MR;	TM;	Ip;	La;	VG;
% Particip	26.47;	5.24;	45.10;	25.02;	12.49;	5.38;	10.26;	46.98;	8.19;	34.94;	50.92;	14.63;
% Desvios	12.54;	2.02;	16.84;	5.28;	2.69;	5.08;	7.81;	7.52;	10.44;	9.22;	6.49;	1.68;
% Recicl	3.19;	2.88;	2.46;	1.13;	1.81;	0.24;	4.88;	0.14;	0.12;	3.68;	2.46;	0.04;
# Eventos	1820985;	360244;	3103034;	1721449;	859307;	369934;	706040;	3232357;	563620;	2403870;	3503645;	1006493;

Distancia 0.0; 10.0; 1200.0

Sensores 25

	< 10.0;	< 20.0;	< 30.0;	< 40.0;	< 50.0;	< 60.0;	< 70.0;	< 80.0;	< 90.0;	< 100.0;	< 110.0;	< 120
01)	1.019;	1.359;	4.444;	9.361;	13.758;	19.765;	26.724;	36.895;	46.510;	51.958;	54.186;	57.8
02)	0.000;	0.282;	0.500;	0.927;	1.721;	2.321;	4.389;	5.211;	6.738;	8.190;	11.563;	8.3
03)	0.136;	1.029;	3.181;	8.160;	12.870;	17.503;	21.173;	26.753;	30.128;	31.670;	37.127;	37.0
04)	0.734;	3.992;	14.407;	23.741;	32.045;	37.412;	42.243;	45.621;	46.376;	50.931;	54.781;	59.2
05)	0.087;	0.334;	0.518;	0.668;	0.926;	1.752;	2.466;	3.153;	3.372;	4.120;	4.840;	5.4
06)	6.780;	11.991;	15.887;	17.482;	19.138;	20.730;	22.282;	25.116;	26.799;	28.087;	29.385;	29.2
07)	0.000;	0.149;	0.782;	1.085;	2.767;	3.552;	5.968;	9.739;	11.087;	12.359;	14.267;	15.8
08)	3.567;	10.394;	15.611;	21.740;	25.485;	29.631;	30.854;	34.697;	39.572;	41.816;	43.685;	46.4
09)	3.835;	15.140;	23.959;	29.435;	30.110;	32.153;	31.311;	32.660;	31.189;	29.151;	33.917;	32.6
10)	0.535;	8.915;	22.788;	38.554;	43.459;	47.633;	49.305;	55.900;	57.426;	60.305;	64.141;	68.0
11)	4.212;	9.332;	17.982;	23.998;	30.705;	36.512;	41.678;	47.933;	52.413;	54.299;	56.800;	60.1
12)	20.180;	36.103;	50.083;	59.144;	62.279;	66.528;	68.036;	69.161;	68.366;	69.329;	68.912;	68.7
13)	34.448;	13.765;	9.100;	12.770;	13.431;	19.396;	22.599;	25.748;	28.566;	29.629;	32.005;	33.6
14)	0.516;	2.618;	10.637;	17.641;	25.032;	32.765;	36.720;	41.982;	45.168;	50.476;	52.588;	53.5
15)	0.669;	8.448;	22.988;	33.195;	46.591;	55.218;	60.168;	65.175;	69.936;	73.304;	74.579;	74.1
16)	26.478;	38.155;	43.462;	45.551;	44.531;	41.960;	43.363;	39.539;	35.092;	36.782;	34.832;	34.0
17)	0.585;	10.216;	22.980;	28.788;	33.374;	40.890;	46.254;	47.807;	51.841;	54.200;	55.782;	58.8
18)	1.878;	2.031;	7.007;	10.762;	18.749;	27.253;	31.940;	34.405;	39.388;	43.306;	46.050;	50.5
19)	4.175;	14.158;	25.056;	32.181;	38.188;	39.182;	41.618;	45.861;	49.656;	53.337;	54.457;	56.5

20)	1.918;	10.572;	25.344;	36.786;	45.512;	53.374;	56.979;	60.471;	65.512;	68.792;	70.046;	71.8
21)	1.585;	7.021;	14.362;	21.506;	29.650;	35.368;	41.166;	42.998;	46.521;	48.905;	49.603;	51.1
22)	0.427;	2.741;	9.018;	12.742;	17.525;	27.167;	26.830;	26.961;	26.690;	25.783;	27.946;	32.7
23)	23.253;	21.336;	24.724;	34.122;	40.457;	44.687;	48.723;	52.116;	55.377;	56.770;	59.323;	63.0
24)	11.244;	16.603;	20.228;	24.183;	29.167;	29.369;	31.557;	34.372;	37.260;	40.585;	43.799;	45.0
25)	8.276;	13.941;	22.579;	29.161;	37.127;	46.832;	52.179;	57.426;	63.041;	65.228;	65.805;	65.8

Ângulo 0.0; 10.0; 360.0

Sensores 25

	< 10.0;	< 20.0;	< 30.0;	< 40.0;	< 50.0;	< 60.0;	< 70.0;	< 80.0;	< 90.0;	< 100.0;	< 110.0;	< 120
01)	63.478;	65.544;	69.707;	75.718;	70.552;	57.651;	46.554;	31.662;	8.627;	53.470;	57.873;	65.4
02)	39.274;	31.646;	22.947;	21.615;	15.045;	11.474;	11.558;	14.539;	1.016;	16.627;	22.702;	24.1
03)	45.190;	47.159;	45.158;	40.031;	37.944;	39.054;	55.064;	51.771;	38.311;	58.314;	59.054;	59.9
04)	57.592;	49.817;	31.387;	20.562;	16.874;	15.042;	13.926;	10.815;	7.167;	6.171;	6.580;	8.4
05)	20.056;	23.441;	27.879;	28.306;	27.174;	25.851;	21.485;	17.199;	14.089;	8.670;	5.998;	4.7
06)	61.946;	52.581;	53.191;	31.410;	22.707;	13.296;	13.510;	13.861;	25.950;	35.739;	27.093;	20.2
07)	16.818;	32.603;	37.293;	41.270;	44.926;	48.620;	52.744;	52.531;	53.267;	55.157;	43.687;	25.4
08)	57.887;	43.978;	30.215;	25.122;	20.523;	17.227;	11.333;	13.830;	29.987;	39.803;	42.701;	56.3
09)	36.798;	24.087;	5.768;	3.730;	2.990;	9.906;	24.895;	44.152;	29.610;	47.604;	39.446;	27.1
10)	77.451;	75.096;	73.485;	70.661;	69.856;	70.844;	74.182;	73.029;	23.911;	70.762;	75.336;	75.4
11)	74.129;	78.037;	76.558;	77.761;	77.788;	80.476;	79.063;	77.824;	49.907;	81.420;	80.885;	77.0
12)	34.247;	32.700;	29.066;	25.239;	26.111;	23.588;	18.387;	16.866;	14.373;	15.995;	11.011;	9.2
13)	68.948;	60.597;	63.695;	63.139;	68.782;	71.068;	63.587;	60.818;	36.236;	63.152;	70.119;	74.8
14)	60.325;	56.347;	56.929;	54.174;	53.380;	53.151;	52.204;	44.426;	31.120;	25.996;	21.746;	14.1
15)	54.831;	63.492;	67.644;	68.547;	72.194;	70.318;	67.054;	66.994;	21.976;	64.971;	67.639;	69.6
16)	1.518;	1.686;	1.530;	1.490;	1.499;	3.652;	16.322;	48.224;	27.627;	60.428;	52.541;	42.4
17)	33.220;	24.889;	16.213;	12.267;	11.064;	9.983;	7.464;	6.929;	14.488;	20.786;	23.458;	28.1
18)	31.849;	22.738;	16.592;	13.390;	10.695;	6.839;	7.892;	21.519;	34.839;	41.796;	57.066;	67.2
19)	13.497;	9.393;	7.150;	5.099;	4.065;	3.710;	3.045;	2.508;	6.793;	11.019;	14.605;	31.8
20)	22.892;	20.578;	14.033;	10.030;	7.878;	6.485;	5.355;	4.194;	4.527;	6.282;	8.535;	11.2
21)	8.000;	5.883;	5.366;	5.544;	5.172;	5.399;	3.538;	3.305;	4.069;	7.386;	10.578;	14.3
22)	6.691;	5.624;	6.208;	6.312;	6.499;	6.697;	17.683;	32.837;	33.935;	42.684;	54.221;	56.2
23)	63.245;	74.968;	72.830;	61.564;	35.912;	19.461;	11.362;	10.928;	6.680;	6.821;	8.549;	9.5
24)	22.577;	23.983;	26.845;	28.733;	18.598;	23.054;	24.561;	21.479;	17.134;	27.342;	34.531;	36.0
25)	7.166;	9.162;	12.556;	17.188;	23.879;	34.789;	49.824;	58.738;	28.844;	67.951;	72.801;	71.3

Distancia 0.0; 10.0; 1200.0

Sensores 25

< 10.0; < 20.0; < 30.0; < 40.0; < 50.0; < 60.0; < 70.0; < 80.0; < 90.0; < 100.0; < 110.0; < 120

Corrente 15.0

01)	1.351;	0.624;	2.998;	9.269;	14.610;	22.191;	32.241;	41.876;	51.061;	56.116;	59.468;	64.1
02)	0.000;	0.244;	0.455;	0.711;	1.746;	3.264;	5.788;	5.077;	9.302;	9.081;	13.100;	11.6
03)	0.000;	0.408;	2.212;	6.991;	12.098;	17.757;	20.262;	26.915;	30.973;	34.879;	40.475;	41.9
04)	2.193;	7.037;	23.646;	35.329;	41.688;	46.111;	54.570;	58.060;	60.372;	65.496;	70.856;	75.0
05)	0.000;	0.398;	0.357;	2.305;	3.102;	6.284;	8.085;	13.432;	13.623;	12.853;	10.671;	12.2
06)	18.966;	24.375;	36.434;	35.220;	37.422;	38.689;	36.746;	39.053;	44.456;	44.986;	47.133;	45.7
07)	0.000;	0.000;	20.000;	14.286;	45.000;	73.077;	43.590;	68.182;	66.667;	65.789;	55.833;	60.0
08)	5.291;	18.363;	30.585;	38.899;	42.195;	42.776;	42.780;	46.678;	52.791;	53.060;	55.791;	58.1
09)	5.213;	20.714;	31.077;	35.510;	37.298;	37.744;	35.479;	37.683;	37.380;	33.662;	37.402;	35.6
10)	0.000;	5.894;	26.943;	45.604;	51.328;	56.677;	59.560;	66.527;	66.597;	71.379;	73.264;	77.0
11)	3.509;	6.436;	14.154;	20.041;	28.271;	35.746;	40.245;	48.138;	52.959;	55.604;	58.807;	62.2
12)	27.493;	44.650;	59.712;	68.230;	70.471;	73.130;	74.314;	74.774;	73.171;	72.492;	71.341;	71.0
13)	59.574;	50.649;	53.846;	42.614;	37.391;	42.655;	45.814;	49.088;	47.684;	44.000;	43.697;	44.8
14)	0.000;	3.048;	18.086;	30.251;	41.916;	49.466;	50.252;	55.192;	55.431;	59.264;	59.918;	63.0
15)	0.530;	9.405;	29.304;	41.463;	55.848;	63.646;	67.433;	74.826;	78.628;	80.940;	81.057;	80.4
16)	21.087;	28.224;	32.349;	34.923;	37.071;	38.012;	42.304;	39.347;	36.015;	40.325;	41.093;	40.6
17)	1.626;	24.722;	52.179;	53.673;	57.041;	64.942;	69.285;	69.255;	74.781;	73.958;	75.543;	76.7
18)	2.703;	4.790;	22.430;	28.881;	44.820;	55.801;	63.024;	64.162;	69.390;	71.336;	73.753;	75.6
19)	12.500;	41.398;	73.537;	72.889;	77.829;	78.729;	77.989;	80.370;	84.641;	85.726;	85.254;	86.5
20)	3.268;	20.404;	42.202;	51.412;	57.901;	65.690;	67.345;	70.171;	72.886;	74.048;	75.096;	75.8
21)	1.699;	7.978;	16.407;	26.455;	36.123;	41.654;	48.072;	48.839;	52.690;	56.270;	57.615;	59.2
22)	0.605;	4.417;	10.901;	14.777;	18.862;	31.051;	28.159;	26.481;	28.025;	24.745;	26.723;	31.6
23)	49.153;	55.282;	58.403;	67.822;	67.617;	71.016;	72.340;	73.165;	77.784;	77.751;	79.084;	84.2
24)	9.539;	11.840;	16.949;	21.080;	28.489;	29.643;	32.154;	35.643;	36.954;	39.338;	40.600;	41.7
25)	8.404;	12.912;	21.401;	27.126;	34.225;	45.883;	51.939;	58.112;	62.557;	66.068;	67.505;	66.7

Corrente 20.0

01)	0.610;	0.000;	0.966;	2.400;	4.576;	9.006;	12.139;	21.743;	31.952;	38.099;	43.246;	49.7
02)	0.000;	0.635;	0.512;	0.244;	0.190;	2.152;	1.982;	3.567;	4.465;	7.048;	7.729;	6.3
03)	0.000;	0.175;	0.771;	2.270;	5.284;	9.610;	11.910;	16.494;	20.669;	21.349;	26.988;	25.6
04)	0.615;	5.302;	19.210;	31.670;	43.088;	47.782;	52.143;	54.661;	53.213;	58.126;	59.649;	64.6
05)	0.000;	0.157;	0.959;	0.746;	1.214;	2.156;	2.923;	3.424;	3.470;	6.114;	8.290;	8.8
06)	11.957;	20.179;	27.851;	29.000;	33.626;	37.037;	38.476;	41.760;	42.733;	40.912;	40.467;	39.6
07)	0.000;	0.000;	2.740;	8.989;	10.370;	10.714;	16.721;	20.718;	24.173;	21.780;	27.903;	32.3
08)	3.774;	8.296;	12.490;	19.269;	23.402;	27.586;	29.412;	32.421;	36.565;	40.367;	41.446;	41.9
09)	3.521;	14.844;	27.682;	34.082;	32.613;	36.781;	36.212;	36.429;	34.947;	33.325;	38.858;	38.3
10)	0.000;	2.605;	9.631;	33.840;	37.986;	43.870;	45.636;	53.457;	56.250;	56.124;	59.879;	65.1
11)	0.000;	1.724;	7.834;	11.538;	17.349;	22.574;	27.387;	37.371;	40.583;	43.717;	46.665;	49.8
12)	10.670;	27.721;	45.585;	55.773;	58.266;	63.409;	68.166;	68.481;	68.827;	70.058;	70.415;	70.8
13)	9.756;	5.000;	9.290;	22.801;	20.918;	30.686;	33.943;	39.115;	42.702;	44.368;	43.407;	43.8

14)	0.881;	1.741;	8.996;	17.778;	27.220;	39.208;	41.445;	49.655;	50.809;	59.409;	59.347;	58.1
15)	0.223;	2.294;	13.243;	22.122;	34.241;	46.234;	50.975;	55.466;	64.607;	69.065;	68.196;	68.6
16)	11.696;	17.981;	24.021;	28.419;	26.198;	29.287;	32.741;	30.260;	27.179;	32.781;	30.045;	30.9
17)	0.452;	4.800;	20.420;	29.478;	34.565;	45.489;	49.857;	51.609;	56.495;	61.128;	61.314;	63.9
18)	1.695;	1.293;	8.333;	14.764;	22.633;	30.473;	38.415;	44.490;	48.663;	52.885;	57.748;	61.7
19)	3.125;	23.358;	44.867;	54.728;	57.460;	59.539;	58.709;	60.087;	62.060;	65.617;	64.183;	64.0
20)	1.786;	7.317;	22.019;	33.635;	45.317;	53.139;	57.248;	59.831;	64.803;	69.047;	70.295;	71.3
21)	1.003;	3.636;	7.473;	11.998;	20.370;	26.672;	33.469;	35.212;	37.795;	40.395;	43.554;	47.9
22)	0.388;	1.319;	5.236;	7.250;	13.058;	20.317;	19.935;	19.718;	19.177;	20.907;	22.483;	28.1
23)	20.896;	20.930;	31.880;	46.794;	51.958;	59.711;	63.976;	68.645;	69.726;	70.565;	72.526;	75.5
24)	0.667;	4.848;	7.403;	10.086;	16.824;	16.914;	20.888;	23.416;	25.898;	28.315;	29.980;	32.4
25)	2.932;	5.421;	11.488;	13.749;	20.779;	29.373;	37.128;	45.573;	52.629;	51.705;	51.481;	52.9

Ângulo 0.0; 10.0; 360.0

Sensores 25

< 10.0; < 20.0; < 30.0; < 40.0; < 50.0; < 60.0; < 70.0; < 80.0; < 90.0; < 100.0; < 110.0; < 120

Corrente 15.0

01)	63.619;	69.467;	74.148;	79.747;	78.479;	59.578;	50.938;	30.837;	9.659;	51.800;	58.795;	67.6
02)	36.246;	23.793;	16.559;	27.143;	21.084;	18.209;	22.430;	25.284;	1.386;	34.681;	38.904;	33.3
03)	39.271;	41.328;	40.371;	37.289;	37.534;	40.986;	56.308;	52.032;	38.179;	56.766;	55.918;	64.5
04)	84.198;	75.719;	50.556;	23.755;	19.226;	15.707;	10.326;	6.817;	4.548;	4.294;	4.466;	4.5
05)	28.947;	41.176;	38.352;	31.064;	24.816;	18.934;	13.022;	8.555;	6.220;	3.422;	2.249;	2.2
06)	73.939;	83.806;	82.345;	75.532;	70.776;	54.167;	45.748;	55.233;	71.119;	68.819;	32.416;	17.7
07)	33.333;	44.444;	64.000;	42.683;	52.907;	77.465;	77.778;	75.352;	74.390;	79.457;	69.043;	27.6
08)	65.053;	49.675;	29.976;	25.190;	18.285;	17.619;	15.525;	16.108;	29.458;	46.822;	50.913;	63.4
09)	70.764;	53.632;	16.028;	9.761;	8.888;	20.510;	38.916;	54.798;	48.996;	48.873;	39.708;	31.0
10)	82.396;	80.180;	76.463;	73.658;	72.409;	76.888;	78.517;	82.972;	36.074;	82.383;	87.169;	85.1
11)	72.259;	82.781;	83.205;	84.627;	82.919;	87.103;	83.800;	79.663;	57.646;	84.324;	84.220;	77.6
12)	27.750;	24.777;	16.061;	13.039;	14.385;	13.897;	12.625;	13.200;	12.515;	12.797;	8.800;	6.6
13)	68.539;	75.439;	74.118;	68.889;	65.714;	69.512;	71.429;	64.981;	63.926;	64.379;	77.157;	84.2
14)	53.940;	47.336;	44.305;	32.293;	30.444;	31.340;	39.164;	38.023;	30.445;	22.601;	18.033;	12.0
15)	65.278;	71.802;	73.264;	72.809;	74.221;	74.487;	69.347;	66.783;	33.790;	68.138;	70.964;	69.6
16)	1.495;	1.673;	1.302;	1.359;	1.923;	4.287;	17.369;	54.019;	36.374;	67.650;	60.826;	50.8
17)	34.148;	26.476;	14.732;	10.964;	8.616;	8.743;	8.168;	6.954;	10.614;	19.865;	25.188;	31.8
18)	31.686;	22.420;	16.300;	11.541;	9.737;	7.284;	7.617;	20.122;	42.673;	46.622;	79.360;	91.2
19)	11.895;	8.587;	6.324;	4.589;	2.592;	1.736;	1.539;	1.075;	3.351;	7.545;	13.561;	25.5
20)	19.700;	17.308;	14.450;	7.153;	4.992;	3.132;	2.973;	3.113;	2.949;	3.876;	5.476;	7.8
21)	5.618;	4.119;	3.931;	3.313;	2.854;	3.706;	3.028;	3.128;	2.527;	3.946;	6.758;	10.9
22)	5.282;	4.549;	4.598;	5.633;	6.116;	5.368;	14.390;	31.885;	31.065;	47.485;	62.131;	62.5
23)	52.653;	47.571;	48.185;	52.395;	42.896;	21.251;	11.463;	10.216;	5.882;	5.875;	5.341;	6.0

24)	26.561;	23.717;	23.571;	27.457;	16.749;	20.965;	20.496;	22.999;	17.395;	25.736;	40.238;	38.9
25)	5.356;	9.132;	12.197;	16.094;	25.606;	43.249;	53.052;	59.328;	34.403;	74.420;	79.258;	71.8
Corrente	20.0											
01)	60.122;	57.972;	64.051;	74.703;	70.527;	57.393;	50.100;	37.564;	9.343;	66.558;	67.997;	72.2
02)	51.503;	38.668;	28.200;	31.623;	20.732;	14.714;	17.210;	20.379;	0.997;	16.765;	26.257;	25.7
03)	34.890;	39.720;	43.754;	37.198;	40.726;	38.685;	51.121;	45.962;	31.818;	56.898;	58.341;	60.8
04)	71.768;	61.283;	35.573;	21.218;	20.133;	15.622;	14.948;	14.964;	11.077;	8.846;	9.899;	10.1
05)	17.781;	28.074;	35.111;	26.640;	15.373;	15.011;	15.036;	12.031;	9.636;	7.797;	6.517;	5.9
06)	79.434;	77.296;	82.220;	60.569;	49.947;	28.981;	26.075;	24.720;	38.439;	41.772;	24.905;	21.7
07)	7.692;	25.714;	52.033;	51.538;	59.113;	57.594;	60.543;	53.901;	60.306;	70.940;	62.212;	26.3
08)	60.420;	45.933;	32.788;	27.111;	19.881;	16.577;	14.282;	20.871;	36.026;	37.812;	43.495;	51.4
09)	49.449;	32.821;	5.397;	2.619;	3.276;	12.583;	27.110;	46.375;	36.764;	49.582;	42.531;	28.4
10)	81.019;	80.045;	79.205;	76.956;	76.442;	80.164;	82.227;	84.428;	23.527;	79.638;	83.606;	82.5
11)	72.330;	78.530;	78.415;	77.992;	77.470;	80.523;	75.971;	73.872;	43.665;	79.623;	79.449;	75.0
12)	34.832;	30.524;	23.438;	15.302;	17.456;	22.597;	17.604;	16.460;	13.430;	16.599;	11.471;	9.2
13)	74.908;	72.680;	70.320;	76.214;	78.049;	83.934;	78.852;	73.279;	54.193;	71.770;	81.064;	82.5
14)	46.078;	38.880;	47.534;	40.556;	42.551;	51.680;	52.355;	44.003;	27.469;	23.720;	21.176;	12.5
15)	58.693;	60.405;	62.891;	67.667;	70.282;	64.311;	56.126;	59.906;	19.481;	64.978;	64.800;	67.9
16)	1.542;	1.723;	1.523;	1.630;	1.746;	4.327;	19.236;	55.266;	29.495;	60.514;	51.051;	43.1
17)	31.628;	23.633;	15.542;	12.989;	12.166;	11.369;	10.033;	10.615;	17.297;	20.474;	24.741;	27.3
18)	25.214;	18.765;	17.045;	15.149;	13.198;	9.917;	10.438;	18.641;	33.447;	38.504;	55.505;	70.4
19)	13.392;	8.653;	6.852;	5.148;	3.840;	4.142;	3.643;	3.002;	5.917;	8.038;	9.120;	23.0
20)	13.626;	14.277;	10.675;	8.013;	5.541;	4.834;	5.528;	4.894;	4.815;	6.079;	7.770;	9.9
21)	4.973;	3.938;	4.038;	4.645;	5.155;	6.165;	4.745;	4.773;	5.448;	8.794;	10.250;	12.7
22)	7.002;	6.067;	6.812;	7.821;	9.102;	8.488;	20.111;	38.887;	35.026;	39.147;	53.418;	56.5
23)	67.370;	66.676;	77.411;	74.503;	48.600;	28.779;	17.154;	14.843;	11.220;	11.189;	11.924;	9.4
24)	19.937;	19.261;	24.482;	27.953;	15.417;	25.458;	31.549;	30.230;	20.426;	35.322;	49.569;	41.4
25)	5.284;	7.511;	11.901;	20.193;	32.044;	42.237;	51.801;	56.951;	27.093;	63.446;	76.711;	76.7

APÊNDICE B

TABELAS DE ESTADO DE OPERAÇÃO DOS SENSORES

Este apêndice traz as tabelas com o estado de operação dos sensores da rede RINDAT para o período de janeiro/1999 a dezembro/2004 consolidados mensalmente. O período mensal foi escolhido por ser o intervalo temporal utilizado pelo MEDR para o cálculo da ED da rede. Os dados dessas tabelas foram obtidos a partir dos registros diários de desempenho da rede gerados automaticamente pela central de processamento e compilados pelo programa **VerificSensores**.

Nas tabelas, usa-se a seguinte convenção de cores para identificar o estado de operação dos sensores: (1) **verde**: sensor esteve operando durante todo mês sem interrupções; (2) **amarelo**: sensor esteve fora do ar por menos de 15 dias, sendo indicado o número exato de dias; (3) **laranja**: sensor esteve fora do ar por mais de 15 dias, indicando-se o número exato de dias; (4) **vermelho**: o sensor esteve fora do ar durante todo o mês.

B.1 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 1999.

ID		1999											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ		04	11					02	13			03
02	Vi	13							10	15		01	
03	Ib											01	
04	Ju	12			09								
05	RV	03	04	21	19	28				16	15		09
06	Br									14		10	17
07	SM										25		08
08	MR				28								01
09	TM									01			
10	Ip						02	01	15		01		
11	La						01						
12	VG	03				08	17	07	20	08	12	05	05
13	CE	06				09	08						
14	Em				03				01	03	05	09	23
15	BH												
16	CP		24	05	13	12	08	07	13		07	05	
17	Iv												
18	FA												
19	FI												
20	Pa												
21	SA												
22	Pg												
23	CG												
24	Pi												
25	SJ												

B.2 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2000.

ID		2000											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ					02			04				02
02	Vi					02							
03	Ib					02							
04	Ju					02							
05	RV	02	01	14	21			30	26	07	21	04	05
06	Br								25	24	28	01	19
07	SM	23									25	25	
08	MR					02							
09	TM								01	05			
10	Ip					04	02						
11	La		16					01					
12	VG					10	09	17	07		01	04	16
13	CE										17		
14	Em	05	04			02			02	02	02	02	
15	BH												
16	CP					10	05	14	08	02	05	02	
17	Iv												
18	FA												
19	FI												
20	Pa												
21	SA												
22	Pg												
23	CG												
24	Pi												
25	SJ												

B.3 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2001.

ID		2001											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ	04	22	12	20	09	01						
02	Vi					02	01						
03	Ib	08	01	02	07		01	02	22				
04	Ju	06	01	02			01					04	05
05	RV	03				02	01	21	27		04	12	
06	Br		20	15	09	04	01	02	03				
07	SM								29	04			
08	MR				03		01				02		
09	TM	01	03							01	01	05	
10	Ip										04		10
11	La												
12	VG	01		01	02	10	07	10	20	03	17	01	24
13	CE				02		02			13	04	03	
14	Em		07	03		07					02	06	01
15	BH												
16	CP		21	01	02	02	05	05	10		03		02
17	Iv												
18	FA												
19	FI										04		
20	Pa												14
21	SA												
22	Pg												
23	CG												
24	Pi												
25	SJ								27	03		13	

B.4 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2002.

ID		2002											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ												
02	Vi	08	11	04									
03	Ib												
04	Ju	02		02	11	07					01	17	10
05	RV	18	19	22			27	12	03		02	09	02
06	Br			09			25		10			07	
07	SM	01						03	03	20		07	19
08	MR					09			17				
09	TM	03		01									
10	Ip		05					11		01	01		
11	La			01				01					
12	VG					02	13	10	02		01	02	06
13	CE		01										
14	Em	02	01	09	01						04	18	09
15	BH												04
16	CP			18							09		
17	Iv			02	03								
18	FA					02	05			04	07		
19	FI										06		
20	Pa						02	03					
21	SA	05										02	
22	Pg					12		03	02				
23	CG												
24	Pi												
25	SJ				05		20					04	03

B.5 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2003.

ID		2003											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ											03	
02	Vi							02					
03	Ib											07	15
04	Ju	09								01			
05	RV					11	06	02	24	29	17	03	24
06	Br	21			24						08		03
07	SM	10	05				02					03	
08	MR	01											
09	TM		04	01				04	16	03			01
10	Ip										01		
11	La												
12	VG	01	02	10		04	07	10	11	07	08		
13	CE		03		13	28	08						05
14	Em	06	19	01	06						01		04
15	BH												
16	CP	10	23			26	12	09	09	02	16	05	
17	Iv						02			01			
18	FA												06
19	FI	02		01									
20	Pa												
21	SA	01	02	03	04			06					
22	Pg												
23	CG												06
24	Pi				15					06	13	05	01
25	SJ	01			29	29	06			10	02		

B.6 – Tabela do estado de operação dos sensores da RINDAT em 2004.

ID		2004											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
01	RJ												03
02	Vi				09			05			07		05
03	Ib			01	07					01			
04	Ju			01	14								
05	RV	23	08	17	14								
06	Br			09		26				02			
07	SM		02		01		01			03		02	
08	MR	12										02	
09	TM							01					03
10	Ip			04				01			08	07	
11	La						05		01				
12	VG	03	03		04	09	09	07	15	12	05		06
13	CE								02		04		01
14	Em					04	01	01		02	03		02
15	BH					02							
16	CP	02	03			04	06	03	08		05	08	
17	Iv		04	11		11							
18	FA		02			11	04						
19	FI					11	02					04	13
20	Pa					11							
21	SA					11						09	08
22	Pg					11							
23	CG		09									03	
24	Pi										05		14
25	SJ	12					04						11

APÊNDICE C

TELAS DOS PROGRAMAS DE ANÁLISE ESTATÍSTICA

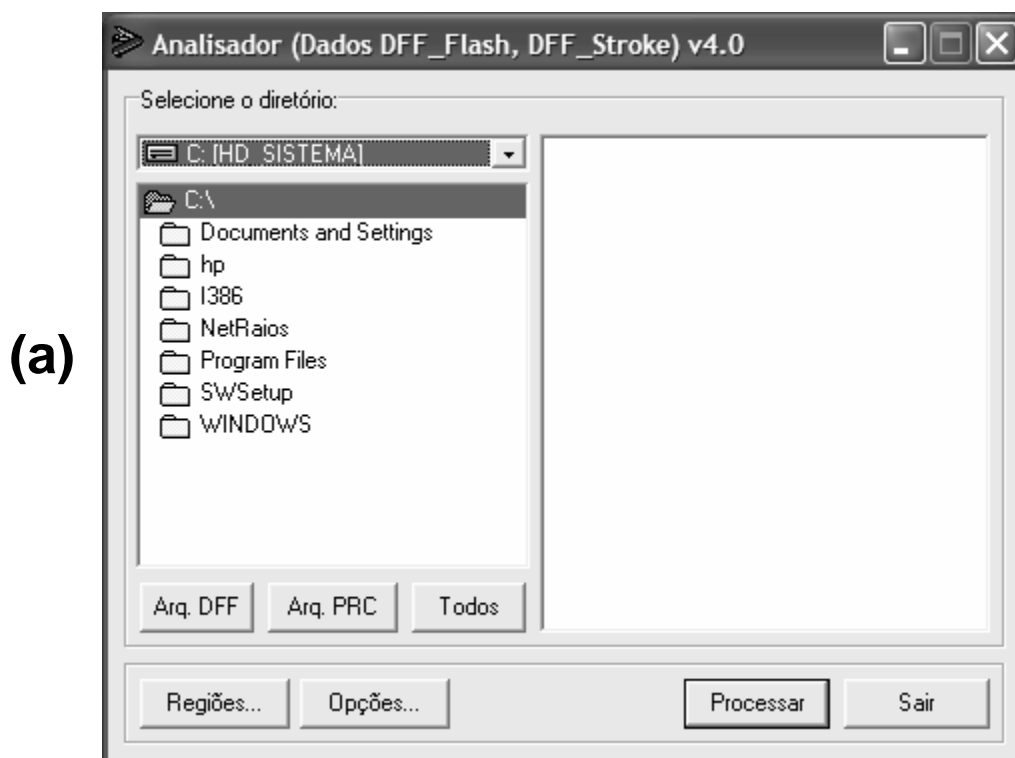
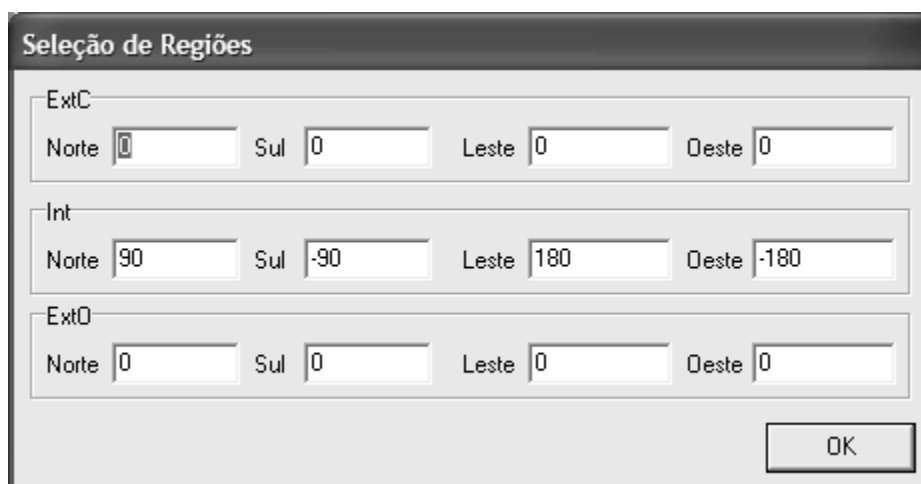


FIGURA C.1 – (a) Interface do programa AnalisadorDFF. (b) Tela de definição das regiões retangulares para análises individuais. (c) Janela de configuração mostrando as diferentes opções de cálculo das estatísticas e operação do programa.

(continua)

(b)



Seleção de Regiões

ExtC

Norte Sul Leste Oeste

Int

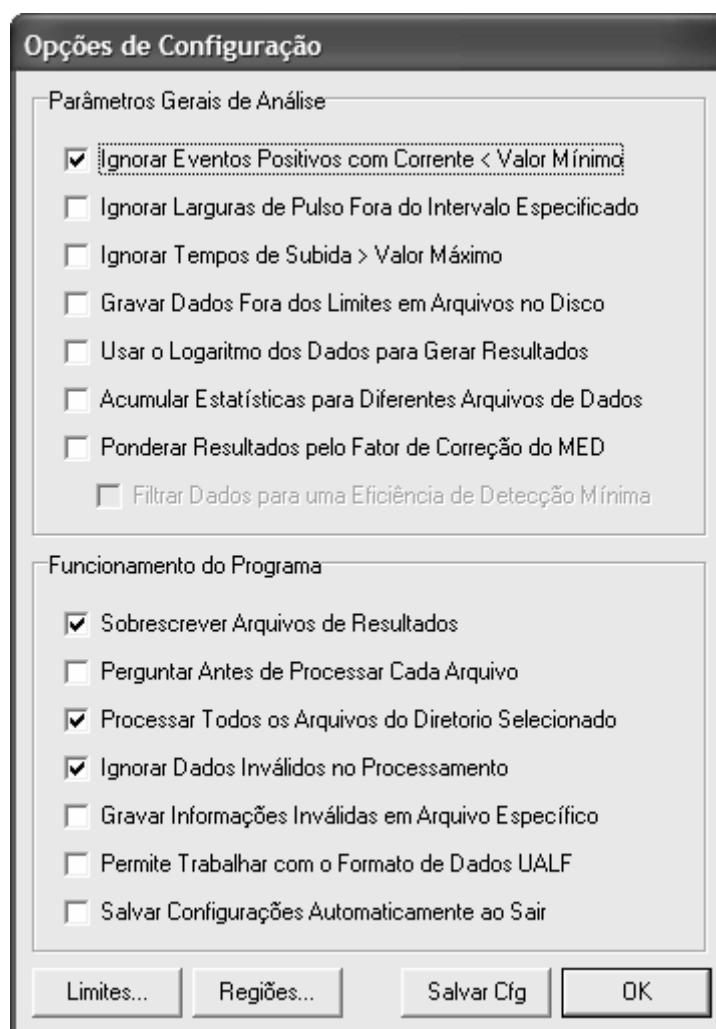
Norte Sul Leste Oeste

ExtO

Norte Sul Leste Oeste

OK

(c)



Opções de Configuração

Parâmetros Gerais de Análise

- Ignorar Eventos Positivos com Corrente < Valor Mínimo
- Ignorar Larguras de Pulso Fora do Intervalo Especificado
- Ignorar Tempos de Subida > Valor Máximo
- Gravar Dados Fora dos Limites em Arquivos no Disco
- Usar o Logaritmo dos Dados para Gerar Resultados
- Acumular Estatísticas para Diferentes Arquivos de Dados
- Ponderar Resultados pelo Fator de Correção do MED
 - Filtrar Dados para uma Eficiência de Detecção Mínima

Funcionamento do Programa

- Sobrescrever Arquivos de Resultados
- Perguntar Antes de Processar Cada Arquivo
- Processar Todos os Arquivos do Diretório Selecionado
- Ignorar Dados Inválidos no Processamento
- Gravar Informações Inválidas em Arquivo Específico
- Permite Trabalhar com o Formato de Dados UALF
- Salvar Configurações Automaticamente ao Sair

Limites... Regiões... Salvar Cfg OK

FIGURA C.1 – Conclusão.

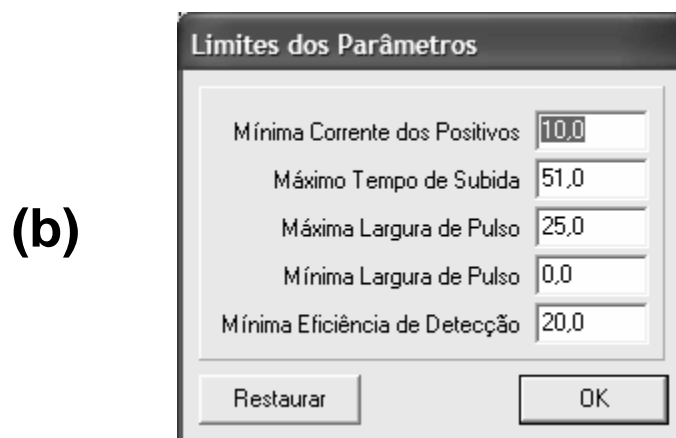
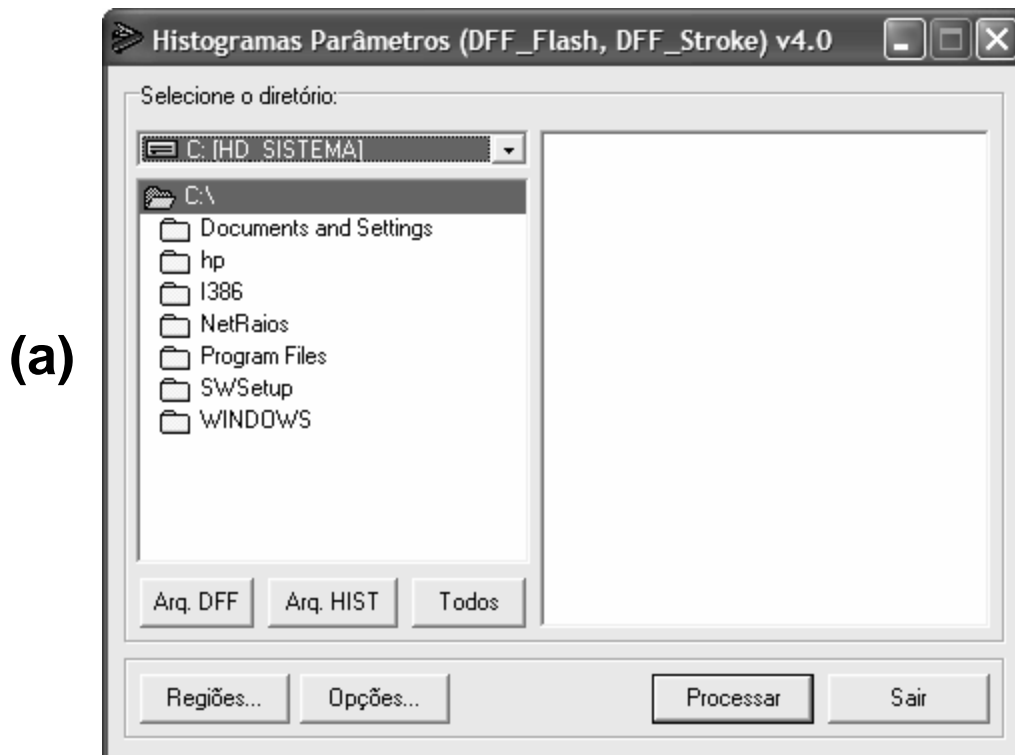


FIGURA C.2 – (a) Interface do programa HistogramasDFF. (b) Intervalos de valores dos histogramas para os diferentes parâmetros dos raios. (c) Janela de configuração com as opções de cálculo e operação do programa.

(continua)

(c)

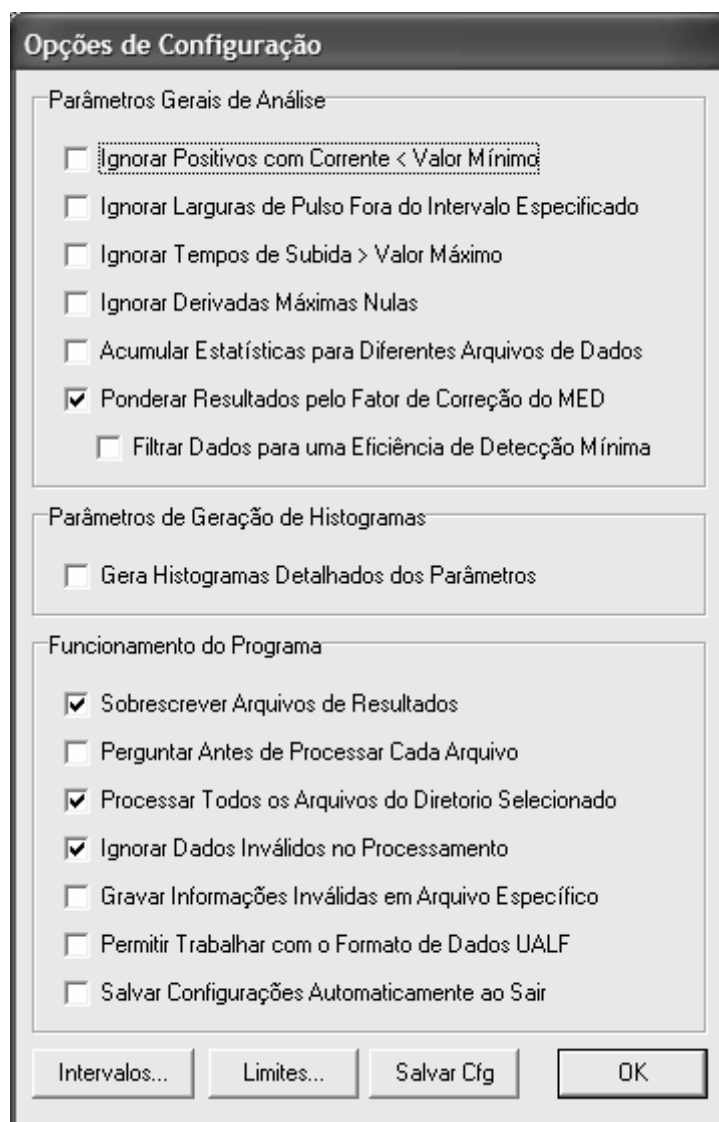


FIGURA C.2 – Conclusão.

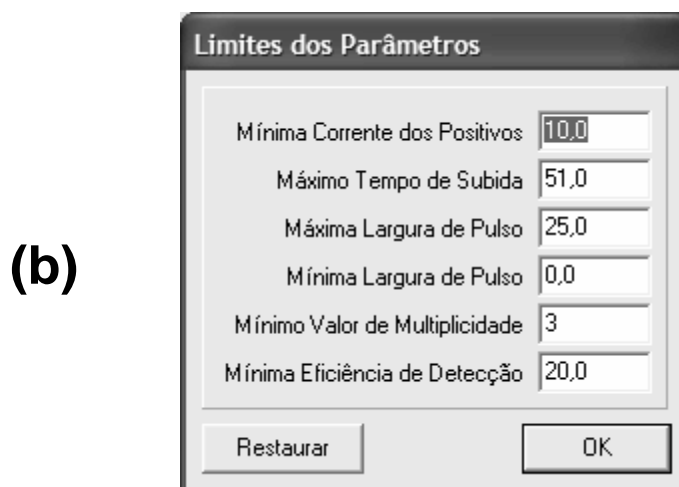
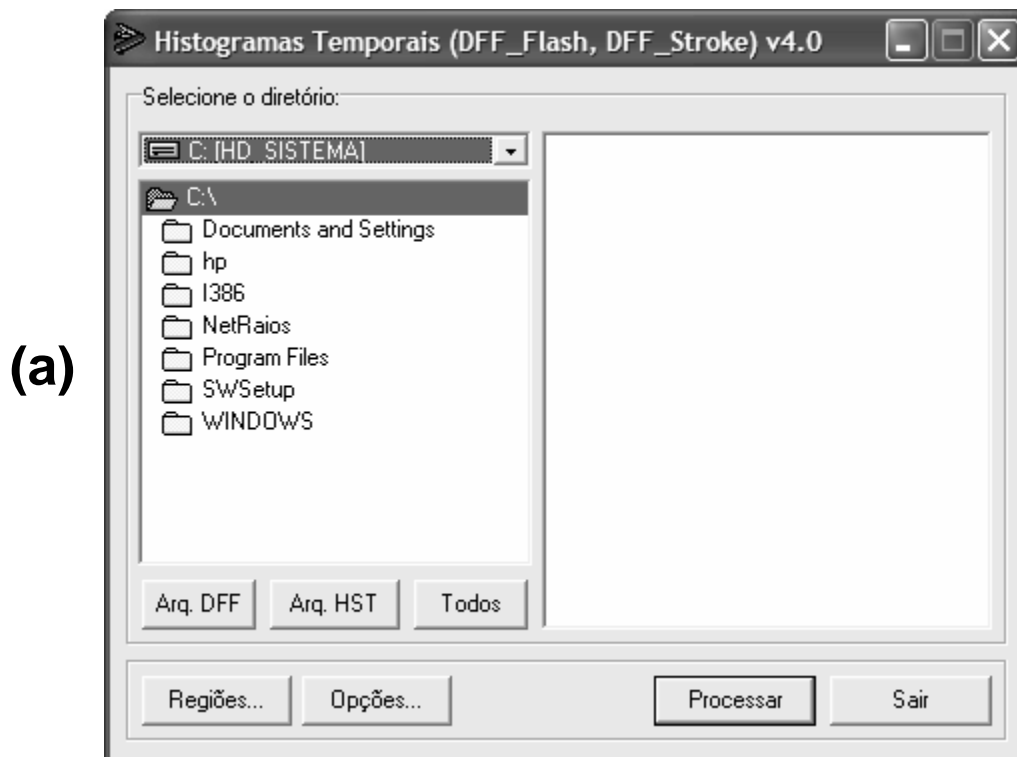


FIGURA C.3 – (a) Interface do programa HistTemporaisDFF. (b) Intervalos de valores dos histogramas para os diferentes parâmetros dos raios. (c) Janela de configuração com as opções de cálculo e operação do programa.

(continua)

(c)

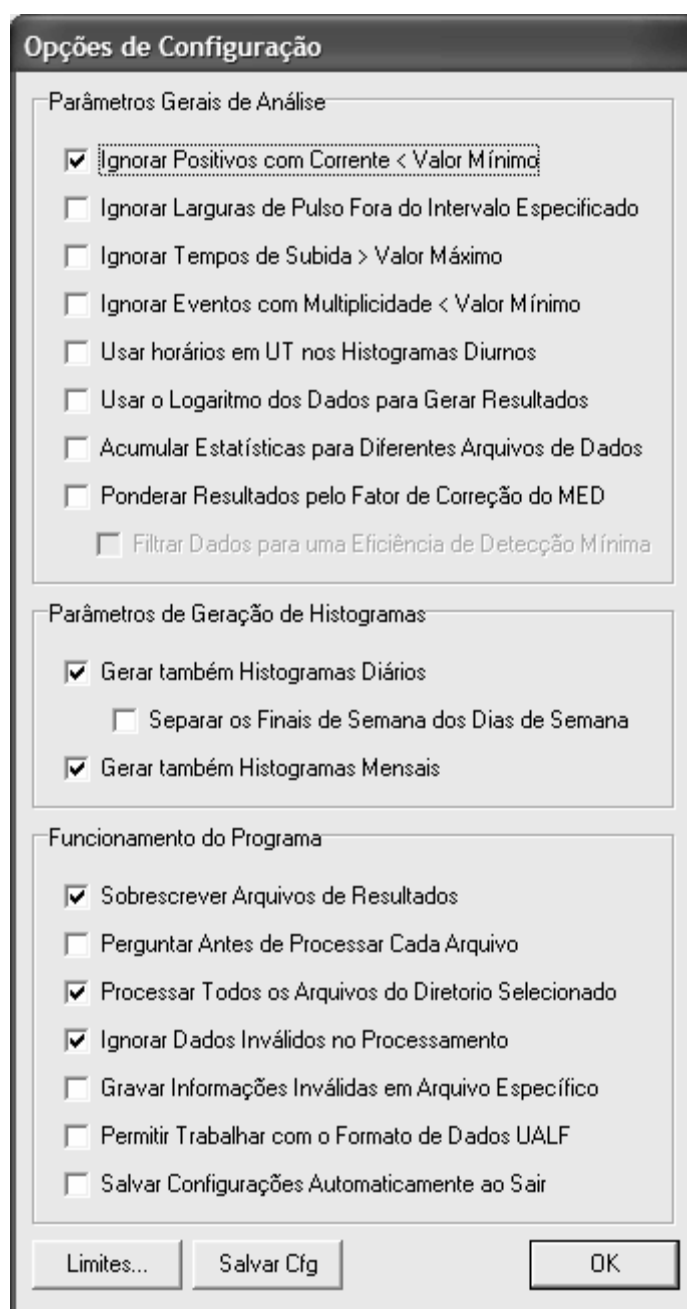


FIGURA C.3 – Conclusão.

(a)

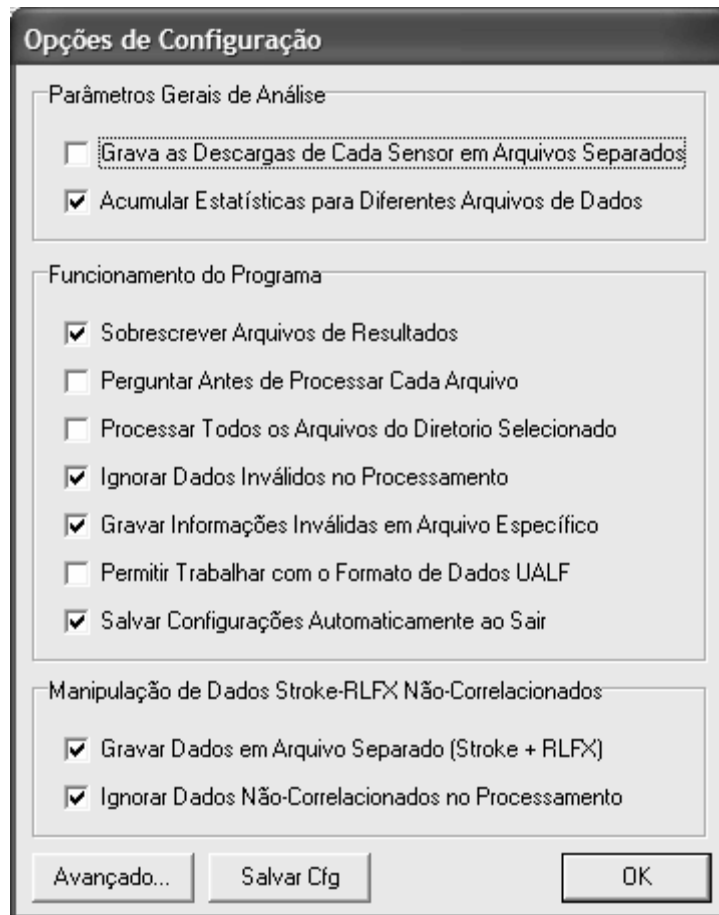


FIGURA C.4 – (a) Tela de configuração do programa **AnalisSensores** mostrando as opções de operação do programa. (b) Tela para importação da tabela de configuração dos sensores e definição dos parâmetros das estatísticas do programa.

(continua)

(b)

Opções Adicionais

Configurações dos Sensores

- [-] RJ
 - ID = 01
 - Descrição = Rio de Janeiro
 - Tipo = LPAT4
 - Descr. Tipo = LPATS Serie IV
 - Latitude = -22,9555206298828
 - Longitude = -43,1911582946777
 - Altitude = 90,4000015258789
 - Ativo = S
- [-] Vi
 - ID = 02
 - Descrição = Vitoria
 - Tipo = LPAT4
 - Descr. Tipo = LPATS Serie IV
 - Latitude = -20,1999492645264
 - Longitude = -40,2912216186523
 - Altitude = 40,4000015258789
 - Ativo = S
- [-] Ib
 - ID = 03
 - Descrição = Ibiuna
 - Tipo = LPAT4
 - Descr. Tipo = LPATS Serie IV
 - Latitude = -23,6601791381836
 - Longitude = -47,1035003662109
 - Altitude = 882,200012207031
 - Ativo = S
- [-] Ju

ID Status Ativo Inativo

Nome

Descrição

Tipo

Descr. Tipo

Latitude

Longitude

Altitude

Restaurar Ler Arquivo Alterar

Parâmetros dos Histogramas

	Minimo	Intervalo	Máximo
Desvio Temporal	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="1,0"/>	<input type="text" value="10,0"/>
Desvio Angular	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="1,0"/>	<input type="text" value="10,0"/>
Desvio de Sinal	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="2,5"/>	<input type="text" value="45,0"/>

Limites Automáticos

	Minimo	Intervalo	Máximo
Distância	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="10,0"/>	<input type="text" value="1200,0"/>
Ângulo	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="10,0"/>	<input type="text" value="360,0"/>

Limites Automáticos

	Minimo	Intervalo	Máximo
Corrente de Pico	<input type="text" value="0,0"/>	<input type="text" value="10,0"/>	<input type="text" value="40,0"/>

Polaridade Somente Negativos Somente Positivos Ambos

Restaurar

OK

FIGURA C.4 – Conclusão.