

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Cesar Augustus Assis Beneti

Caracterização Hidrodinâmica e Elétrica de Sistemas Convectivos de Mesoescala

São Paulo

2012

Cesar Augustus Assis Beneti

Caracterização Hidrodinâmica e Elétrica de Sistemas Convectivos de Mesoescala

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira
Filho

São Paulo

2012

Versão Corrigida. O original encontra-se à disposição na Unidade da USP.

A Claudia, Julia, Lucas e Sara, fonte de amor e alegria.

Agradecimentos

À minha esposa e filhos, pelo amor incondicional e compreensão em todos os momentos que precisei me ausentar.

Aos meus pais, sempre presentes na minha vida, com amor e dignidade.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho, pelo apoio acadêmico, confiança e amizade.

A Leonardo Calvetti, Marco Jusevicius, Cezar Duquia e Itamar Moreira, pela amizade e profissionalismo, companheiros que dividiram comigo todos os projetos e atividades operacionais no SIMEPAR.

A Eloa Damian, Ieda Pscheidt, Vanessa Ramalho, Thiago Alves, André Santos e Réverton Neundorff que desenvolveram ótimos trabalhos acadêmicos e organizaram grande volume de dados de radar e relâmpagos de forma rápida e eficiente, colaborando para o desenvolvimento e processamento de informações utilizadas neste estudo.

Aos meteorologistas do Instituto Tecnológico SIMEPAR que, com dedicação e profissionalismo sempre mantiveram a operação ininterrupta, e aos demais colegas do SIMEPAR que, com respeito, muita paciência e dedicação, me apoiaram e ensinaram a administrar uma instituição repleta de desafios,

Ao CNPq, pelo apoio financeiro que, sob o projeto N^o:200503/91-6, proporcionou uma bolsa de doutorado no exterior e, posteriormente, permitiu e incentivou a conclusão deste projeto.

Resumo

A rotina operacional de monitoramento e previsão de tempo tem mudado bastante nos últimos anos. Além de informações convencionais existentes, que são bem conhecidas nos centros operacionais, os dados obtidos por sensoriamento remoto através de satélites, radares meteorológicos e sensores de detecção de descargas atmosféricas fornecem informações vitais e em tempo real, sendo estas as principais ferramentas para a detecção e previsão de tempestades severas.

Na América do Sul, em especial o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e o sul do Brasil são regiões particularmente sujeitas a ocorrência de eventos severos (precipitação intensa, granizo, enchentes e intensa atividade elétrica, além de vendavais e tornados). No sul do Brasil, a distribuição mensal de chuvas é bastante uniforme, porém com alta variabilidade diária associada, principalmente, à passagem das frentes frias pela região e aos Sistemas Convectivos de Mesoescala, que se formam nessa região.

A principal atividade econômica nessa região do Brasil é a agroindústria, diretamente dependente da distribuição da precipitação para a produção, como também susceptível aos fenômenos meteorológicos adversos associados. Além desta atividade, a região sul é responsável pela produção de, aproximadamente, 35% de toda a energia elétrica utilizada no país.

O objetivo principal desta pesquisa foi estudar os aspectos espaciais e temporais das atividades elétricas durante os eventos de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e examinar as possíveis relações entre o ambiente no qual essas tempestades se desenvolvem e as características elétricas e hidrometeorológicas desses sistemas, conforme observados por um radar meteorológico e uma rede de detecção de relâmpagos no sul do Brasil, principalmente, e também com informações de satélites meteorológicos, dados de superfície e

análises de modelos numéricos.

Os resultados deste trabalho mostraram a importância das características dinâmicas na região, em especial a presença dos jatos em baixos níveis com a convergência de umidade na região para a organização dos eventos de SCM, como também a distribuição dos regimes de precipitação com características distintas de estrutura de refletividade observada por radar e também de atividade elétrica durante os eventos analisados.

Espera-se que os resultados deste trabalho ajudem a entender melhor a relação dos sistemas convectivos de mesoescala e sua estrutura e evolução, como observados e detectados pelos sistemas remotos de monitoramento hidrometeorológico, além de um melhor entendimento e aperfeiçoamento de nossas habilidades de análise e previsão de tempo relacionados a esses eventos severos com precipitação intensa.

Abstract

The operational routine in weather monitoring and forecasting has changed a lot in the past years. Besides conventional information, well known in operational centers, data from remote sensing such as satellite, weather radars and lightning detection network provide vital information in real time, as the main tools for severe weather detection and forecasting

In South America, specially northeastern Argentina, Paraguay, Uruguay and southern Brazil are regions prone to severe weather (intense precipitation, hail, floddings, lightning, tornadoes and gust winds). In the South of Brazil, monthly precipitation distribution is very uniform, but with daily variability associated, mostly, with the passage of cold fronts through the region and to mesoscale convective systems, forming in this area.

The major economical activity in this region of Brazil is agroindustry, directly dependent of precipitation distribution for production and also susceptible to diverse meteorological events associated with it. Besides this activity, the south region is responsible for the production of, approximately, 35% of all electric energy used in the country.

The main goal of this research was to study spatial and temporal aspects of the electrical activity during MCS events, as observed by a weather radar and a network of lightning detection sensors in the south of Brazil, and to examine possible relations between the environment in which these storms develop and electrical characteristics of these weather systems, using weather radar, lightning, satellite and numerical model information.

The results of this work showed the importance of the dynamic characteristics in the regial, specially the presence of low level jets and humidity convergence in the region to organize MCS events, as well as a distribution of precipitation regimes whith distinct characteristics of radar reflectivity and electrical activity during the analysed events.

With this work we expect to contribute with the understanding of the relation of

MCS structure and evolution as observed and detected by hydrometeorological monitoring systems and to improve the comprehension and ability to analyse and forecast such severe weather systems.

Sumário

1. <i>Introdução</i>	19
1.1 Motivação e Objetivos	19
1.2 Revisão Bibliográfica	24
1.2.1 Morfologia dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	24
1.2.2 Classificação da Estrutura dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	27
1.2.3 Processos de Eletrificação nos Sistemas Convectivos de Mesoescala	32
1.2.4 Distribuição das Cargas Elétricas nos Sistemas Convectivos de Mesoescala	36
1.2.5 Características das Descargas Elétricas Atmosféricas nos Sistemas Convectivos de Mesoescala	38
1.2.6 Os Sistemas Convectivos de Mesoescala na Região Sudeste da América do Sul	42
2. <i>Metodologia</i>	49
2.1 Rede de Monitoramento Hidrometeorológico	49
2.1.1 Radar Meteorológico Banda-S Doppler	49
2.1.2 Rede de Detecção e Localização de Relâmpagos	55
2.1.3 Satélite Meteorológico	59
2.1.4 Estações Hidrometeorológicas Telemétricas de Superfície	60
2.1.5 Radiossondagem	60
2.1.6 Análise de Modelo Numérico	62
2.2 Separação de Áreas Convectivas e Estratiformes no Radar	63

2.3 Casos Seleccionados	66
3. <i>Resultados</i>	69
3.1 Características Sinóticas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	73
3.1.1 Campos Médios do Modelo GFS durante os eventos de SCM	73
3.1.2 Observações com Satélite Meteorológico durante os eventos de SCM	79
3.2 Regimes de Precipitação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	80
3.3 Observações com Radar dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	87
3.4 Características Elétricas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	95
3.4.1 Características dos Relâmpagos observados nos eventos de SCM	95
3.4.2 Mapas de Densidade de Relâmpagos	98
4. <i>Conclusões</i>	101
<i>Referências</i>	107
 <i>Apêndice</i>	123
A. <i>Especificações Técnicas do Radar Meteorológico DWSR-95S</i>	125
B. <i>Seleção de Sistemas Convectivos de Mesoescala</i>	129

Lista de Figuras

1.1	Densidade Anual de relâmpagos (em km ² /ano) a partir dos dados de 5 anos do sensor LIS/OTD, adaptado de Goodman e Cecil (2002).	21
1.2	Modelo conceitual de um SCM em estágio maduro. (Adaptado de Houze, 2004).	25
1.3	a) Classificação dos SCMs, segundo Bluenstein and Jain (1985). b) Classificação dos SCMs, segundo Blanchard (1990).	30
1.4	Modelo conceitual de três principais classificações dos SCM: Estratiforme Posterior (EP), Estratiforme Anterior (EA) e Estratiforme Paralelo (EPar), proposto por Parker e Johnson (2000). Os tons de cinza representam contornos de refletividade, sendo os mais escuros as regiões convectivas. (Adaptado de Parker Johnson 2000)	31
1.5	Esquema de classificação do desenvolvimento dos SCMs observados por radar. As linhas sólidas e contornos representam níveis de refletividade relativa e as linhas pontilhadas as porções da nuvem fria observada por satélite. (Adaptado de Jirak et al. 2003)	32
1.6	Modelo conceitual de carregamento por mecanismo não-indutivo (CNI) em uma tempestade isolada, com tripolo, proposto por Williams (1989). (Adaptado de Saunders, 2008)	34
1.7	Estágios de eletrificação de uma tempestade por carregamento convectivo. (de Saunders 2008)	36
1.8	Modelo conceitual para estrutura de cargas em tempestades isoladas e maduras de Stolzenburg et al. (1998)	37

1.9	Modelo conceitual para estrutura de cargas em SCM, de Stolzenburg et al. (1998)	38
1.10	Distribuição sazonal média de relâmpagos observados com sensores OTD/LIS. (Adaptado de Albrecht et al 2011)	43
1.11	Distribuição da precipitação sazonal média mensal através de análises de dados de satélites, pluviômetros e reanálises do CPC-CMAP (Climate Prediction Center - CPC Merged Analysis Precipitation).	44
1.12	Precipitação Sazonal Média Mensal no Paraná	45
1.13	Distribuição espacial e mensal dos CCMs na estação quente, respectivamente. (de Durkee et al. 2009; e Durkee e Mote 2009)	46
2.1	Infra-estrutura de monitoramento hidrometeorológico no sul do Brasil. . . .	50
2.2	Estratégia de coleta de dados volumétricos. Em amarelo as respectivas elevações da antena com ângulos de 0.5° a 6.0°, e em azul as elevações acima de 6.0°, utilizadas, conforme apresentada na Tabela A.1, do Apêndice A. . .	51
2.3	Eco de terreno nos dados volumétricos de radar.	52
2.4	Sistema de coordenadas do radar e interpolação em coordenadas Cartesianas. 53	
2.5	Exemplo de dados de radar (seção vertical) com interpolação e controle de qualidade	54
2.6	Localização e Eficiência de Detecção dos sensores de detecção de relâmpagos da RINDAT.	56
2.7	Método de agrupamento espacial de descargas nuvem-solo em relâmpagos. (Adaptado de Cummins et al. 1998)	59
2.8	Localização do radar meteorológico, estações hidrometeorológicas automáticas e radissondagem na área de 200km de raio do radar.	61
2.9	Perfil vertical de temperatura da estação de radiossondagem de Curitiba (código OMM 83840): (a) Dados históricos das sondagens das 00UTC e 12UTC disponíveis; (b) Distribuição anual do perfil vertical médio do período de 2000 a 2010.	62
2.10	Exemplo de particionamento estratiforme e convectivo utilizado no estudo	67
3.1	Imagens de satélite (canal IR) e relâmpagos para o SCM de 04/10/2005. . .	71

3.2	Análises do modelo GFS para 12UTC de 04 e 05/10/2005	72
3.3	Imagens de radar e relâmpagos para o SCM de 04/10/2005	74
3.4	Campo médio de análises do GFS para os SCM classificados como CDEP .	76
3.5	Campo médio de análises do GFS para os SCM classificados como SCM100	77
3.6	Campo médio de análises do GFS para os SCM classificados como SCI . .	78
3.7	Distribuição dos valores médios de CAPE (em J/kg) e fluxo de umidade Q (em kg/m/s) para os SCM organizados, CDEP e SCM100, e os eventos isolados, SCI, obtidos a partir das análises do GFS.	79
3.8	Distribuição espacial dos SCM observados por satélite, canal IR4, durante o dia.	80
3.9	Histogramas de Frequência Relativa dos SCm observados por satélite, canal IR4	81
3.10	Diagrama de Frequência com Altura (DFA) para os 4 regimes de precipitação.	83
3.11	Distribuição de frequência anual e horária dos regimes de precipitação. . . .	86
3.12	Distribuição horária e mensal dos sistemas convectivos isolados identificados com radar meteorológico.	88
3.13	Distribuição horária e mensal dos SCM identificados com radar meteorológico.	89
3.14	Orientação espacial das elipses no radar, área das elipses e altura do topo do eco de 15dBZ para os SCM observados, CDEP e SCM100.	90
3.15	Gráfico Box-Whiskers para VIL, VII, VILD e CAPE para os SCM CDEP- Neg, CDEP-Pos e SCM100 selecionados.	92
3.16	Gráfico Box-Whiskers para o perfil vertical de refletividade máxima nas isotermas de 10C, 0C, -10C, -20C e -40C. São apresentados os quartis 25%, 50% e 75% e o desvião padrão dos dados observados.	93
3.17	Histograma de Frequência FAD de refletividade para os eventos CDEP e SCM100.	94
3.18	Histograma dos dados de precipitação (em mm/h) e rajada de ventos (m/s) nas estações telemétricas quando da observação dos eventos SCM.	95
3.19	Ciclo diurno e anual de relâmpagos observados com os SCMs organizados (CDEP-Neg, CDEP-Pos e SCM100).	96
3.20	Distribuição de correntes nos relâmpagos na área dos SCM.	98

3.21	Boxplot com Distribuição de correntes nos relâmpagos nas regiões estrati- formes e convectivas dos SCM.	98
3.22	Mapas de Densidade de Relâmpagos Total no Paraná (Período Janeiro/2000 a Dezembro/2010), em relâmpagos/km ² /ano.	100
3.23	Mapas de Densidade de Relâmpagos com média mensal por estação do ano no Paraná (Período Janeiro/2000 a Dezembro/2010).	100
A.1	Sítio do radar meteorológico EEC/DWSR-95S	126

Lista de Tabelas

1.1	Definições de SCM baseados em informações de satélite no canal infravermelho. (Adaptado de Jirak et al. 2003)	29
3.1	Características dos regimes de precipitação identificados com o algoritmo KMEANS.	85
3.2	Distribuição dos eventos de SCM nos clusters identificados com o algoritmo KMEANS.	85
3.3	Multiplicidade dos relâmpagos nuvem-solo observados durante os eventos de SCM.	96
A.1	Características técnicas do radar meteorológico EEC/DWSR-95S	127
B.1	Características elétricas dos SCMs selecionados	130

Introdução

1.1 Motivação e Objetivos

Nas últimas décadas, um grande esforço de pesquisa tem-se realizado no sentido de aprimorar o conhecimento referente aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). Os SCMs estão presentes em todo o globo e têm um importante papel no ciclo hidrológico terrestre, por estarem associados a diversos fenômenos associados a desastres, tais como chuvas intensas, enchentes relâmpago, e eventos de tempo severo (granizo, vendavais, e descargas elétricas atmosféricas). Ocorrem em grandes áreas das Américas, produzindo eventos de tempo severo (Maddox, 1980; Velasco e Fritsch, 1987; Machado et al., 1998; Laing e Fritsch, 1997, 2000; Mota, 2003), e são também importantes por causa do efeito que têm no ambiente de larga escala e na subsequente evolução da situação meteorológica (Lang e Rutledge, 2002; Schumacher e Johnson, 2005). A previsibilidade dos SCM é um problema significativo, devido ao seu tamanho, frequência e longevidade, e é bastante reduzida, dada a escala espacial relativamente curta em que ocorrem. A necessidade de previsão da atividade convectiva e, principalmente, elétrica dos SCM tem sido uma meta importante para os cientistas e meteorologistas a algumas décadas (Zipser, 1982) e até o presente continua um desafio.

A rotina operacional de monitoramento e previsão de tempo tem mudado bastante nos últimos anos. Além de informações convencionais existentes, que são bem conhecidas nos centros operacionais, os dados obtidos por sensoriamento remoto através de satélites, radares meteorológicos e as redes de sensores de detecção de descargas atmosféricas fornecem informações vitais e em tempo real, sendo estas as principais ferramentas para a detecção e previsão de curto prazo de tempestades severas. Os sistemas de detecção e localização

de relâmpagos e os radares meteorológicos são capazes de monitorar as tempestades com curto intervalo de tempo entre as observações e com alta resolução espacial, enquanto que informações adicionais de satélites também provêm vigilância meteorológica para uma extensa área.

Quando se comparam as informações simultâneas dos sistemas de radar e de detecção de relâmpagos, pode-se perceber que o sistema de detecção de relâmpagos permite um bom acompanhamento das tempestades eletricamente ativas em uma área de cobertura maior que a do radar, porém não permite uma avaliação quantitativa da evolução temporal e espacial da tempestade com relação ao deslocamento e estágio de vida das tempestades isoladas. Com as informações do radar pode-se inferir a quantidade de precipitação associada, bem como monitorar áreas com potencial para se tornarem severas e, ainda, serem utilizadas na previsão de muito curto prazo (0 a 3 horas) quando acoplado a modelos numéricos de mesoescala, ou mesmo a partir da extrapolação de seus campos de precipitação e vento. A comparação e integração das informações do radar e relâmpagos encontradas nos sistemas de tempestades poderá levar a algoritmos que não somente identificarão as regiões mais intensas num sistema de tempestades, mas também contribuirão para a identificação do estágio de evolução das células de tempestade. A ocorrência de fenômenos adversos associados às tempestades severas (granizo, vendavais, precipitação intensa e relâmpagos) constituem as maiores causas de desastres naturais, e esta integração de informações apresenta boas perspectivas para a melhoria da previsão de muito curto prazo para as tempestades severas (Case et al., 2002; Brown et al., 2005).

Em um estudo de climatologia de tempestades severas, baseado em sondagens derivadas de campos de reanálise, Brooks et al. (2003) compararam o sul do Brasil e o nordeste da Argentina com a região central dos Estados Unidos em termos de número de ocorrência de tempo severo. Goodman e Cecil (2002) e Zipser et al. (2006), ao analisarem tempestades com extrema atividade elétrica, mostraram que embora a região da África equatorial é apontada como a região mais eletricamente ativa na Terra, as tempestades mais violentas em termo de atividade elétrica estão concentradas nas regiões sub-tropicais e extra-tropicais. A Figura 1.1 mostra a distribuição anual de relâmpagos para todo o globo terrestre, conforme detectado pelo sensor LIS/OTD, onde pode se observar valores máximos de densidade de relâmpagos em especial na região equatorial da Africa, Indonésia,

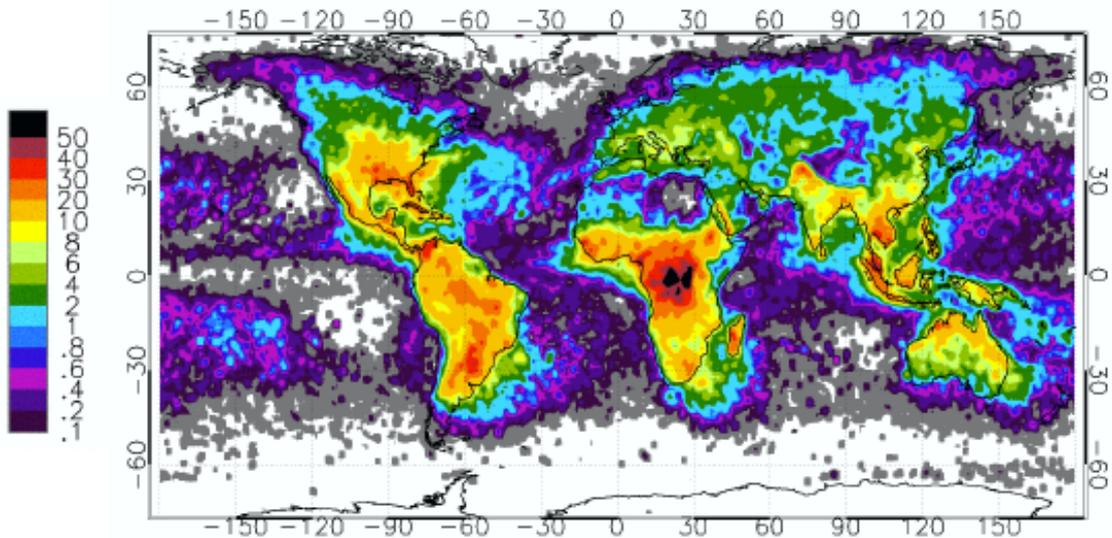


Figura 1.1: Densidade Anual de relâmpagos (em km^2/ano) a partir dos dados de 5 anos do sensor LIS/OTD, adaptado de Goodman e Cecil (2002).

sul dos Estados Unidos, e na região sul/sudeste da América do Sul, entre o norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil.

Em uma outra análise com base nos dados de relâmpagos associados aos sensores LIS a bordo do satélite TRMM revelaram uma grande ocorrência de relâmpagos em todo o continente, com um máximo nas regiões sul/sudeste, e com uma taxa de relâmpagos muito maior que qualquer outra região da América do Sul, sendo que de 90 a 100% de toda a chuva nessa área está associada aos eventos de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) na região (Berbery e Barros, 2002; Mota, 2003). Segundo Zipser et al. (2006), embora outras regiões do planeta apresentem tempestades intensas em estações específicas do ano, tanto na África equatorial quanto no sudeste da América do Sul as tempestades severas ocorrem ao longo de todas as estações, embora com número de ocorrências diferenciadas. Com ingredientes similares, forte cisalhamento do vento em baixos níveis quanto a presença de um jato de baixos níveis trazendo ar úmido, a região central dos Estados Unidos e o sudeste da América do Sul são objeto de diversos estudos e são áreas com grande número de ocorrência de SCM, em especial Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Laing e Fritsch, 1997, 2000).

No sul do Brasil, a distribuição mensal de chuvas é bastante uniforme, porém com alta variabilidade diária associada, principalmente, à passagem das frentes frias pela região e aos

SCMs, que se formam nessa região e entre o nordeste da Argentina e Paraguai, conforme mencionado anteriormente. A principal atividade econômica nessa região do Brasil é a agroindústria, diretamente dependente da distribuição da precipitação para a produção, como também susceptível aos fenômenos meteorológicos adversos associados. Ampliar o conhecimento e previsibilidade dos fenômenos de tempo que atingem esta região se torna importante para o Brasil todo.

Nessa região, especificamente no Estado do Paraná, há um situação única de observação desses eventos severos a medida que se deslocam ao longo de uma área com um sistema de monitoramento hidrometeorológico, composto de radar meteorológico, rede de detecção de relâmpagos, e rede de estações hidrometeorológicas automáticas com uma das maiores densidades de observação do país, a qual será utilizada neste estudo, conforme descrita no Capítulo 2.

O Estado do Paraná possui dois regimes climáticos distintos, segundo a classificação climática de Köppen: clima subtropical (Cfa), nas partes norte, oeste, sudoeste e litoral, com temperaturas médias no mês mais frio inferior a 18°C , e verão quente, com temperatura média no mês mais quente acima de 22°C , geadas pouco frequentes e estação chuvosa no trimestre Dezembro - Janeiro - Fevereiro (DFJ); e clima temperado (Cfb), na parte sul e central do estado, com temperaturas médias no mês mais frio abaixo de 18°C , com verão mais ameno, com temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e uma estação seca e fria no trimestre Junho - Julho - Agosto (JJA) (Maack, 1981).

Segundo o Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social (IPARDES) (2010) a economia paranaense é a quinta maior do país, e corresponde a 6.8% do PIB nacional, e o Paraná é o maior produtor nacional de grãos, apresentando uma produção diversificada com participação na produção nacional de 55% de trigo, 25% de feijão e milho, 20% de soja, entre outros produtos.

Outra atividade relevante no Paraná é a produção energética. Considerando as bacias hidrográficas que fazem a fronteira do Paraná, como a bacia do Rio Iguazu no sul, bacia do Rio Paranapanema no norte e a bacia do Rio Paraná a oeste, o Estado do Paraná é o responsável pela produção de, aproximadamente, 35% de toda a energia hidroenergética utilizada no país, lembrando que mais de 85% da energia produzida está associada a hidroenergia e, ainda, no caso da usina de Itaipu, entre as bacias dos Rios Iguazu e Pa-

Paraná, é também responsável por 95% da energia utilizada no Paraguai, conforme dados do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) (2010). Tanto as importantes linhas de transmissão que cortam o estado, levando energia gerada na região para os maiores centros consumidores do país na região sudeste, quanto a geração hidroenergética na região são afetadas pelos sistemas de tempo, em especial os SCM que atravessam essas áreas, e um sistema de monitoramento hidrometeorológico moderno, juntamente com a melhoria do conhecimento desses fenômenos são importantes para mitigar os eventos severos que atingem a área.

O objetivo principal desta pesquisa é estudar os aspectos espaciais e temporais da atividade elétrica durante o ciclo de vida dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), e examinar as possíveis relações entre o ambiente das tempestades e as características elétricas e hidrometeorológicas desses sistemas. Com um volume de dados compreendendo o período de 2000 a 2010, serão utilizadas as informações disponíveis de um radar meteorológico Doppler, características dos relâmpagos detectados por uma rede de detecção de descargas atmosféricas e dados de rede telemétrica automática de estações hidrometeorológicas no Paraná, além de informações de satélites meteorológicos e análise sinótica do ambiente no qual os SCMs ocorrem, a partir de campos de análises de modelos numéricos de previsão de tempo.

Espera-se que os resultados deste trabalho ajudem a entender melhor a relação dos sistemas convectivos de mesoescala com sua estrutura e evolução, conforme observados e detectados pelos sistemas remotos de monitoramento hidrometeorológico, além de um melhor entendimento e aperfeiçoamento de nossas habilidades de análise e previsão de tempo relacionados a esses eventos severos com precipitação intensa e relâmpagos na região sul do Brasil.

Este estudo está estruturado da seguinte forma: a revisão bibliográfica é apresentada a seguir. No Capítulo 2 são apresentados os dados e a metodologia utilizados. No Capítulo 3 são apresentados os resultados obtidos da análise dos dados e a caracterização dos Sistemas Convectivos de Mesoescala. No Capítulo 4 são apresentadas as conclusões gerais e as sugestões para trabalhos futuros e, a seguir, as Referências Bibliográficas e os Anexos.

1.2 Revisão Bibliográfica

1.2.1 Morfologia dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

De acordo com Zipser (1982), um SCM é um sistema de tempo que exibe movimento convectivo úmido turbulento, próximo ou embutido dentro de uma circulação de mesoescala que é, pelo menos parcialmente, guiada por processos convectivos. Cotton e Anthes (1989); Houze (1993); Rickenback e Rutledge (1998); Fritsch e Forbes (2001) definem um SCM como um sistema de nuvens que ocorre em conexão com um aglomerado de tempestades e produz uma área contínua de precipitação convectiva com escala horizontal de, pelo menos, 100km e com extensão horizontal total de algumas centenas de quilômetros, organizado de forma a conter tanto regiões de precipitação de natureza estratiforme quanto convectiva, pelo menos durante parte de seu tempo de vida, que pode se estender durante algumas horas. A precipitação em um SCM, claramente distinta em imagens de radar, divide-se em duas regiões principais: convectiva, intensa, com núcleos de extensão vertical; e estratiforme, formada a partir da dissipação de células convectivas ou por ascensão em mesoescala (Houze, 2004).

De um ponto de vista dinâmico, Parker e Johnson (2000) definem um SCM como um fenômeno convectivo no qual a aceleração de Coriolis (f) é da mesma ordem de grandeza que os demais termos nas equações de momento de Navier-Stokes. Com uma escala de tempo apropriada para um SCM em latitudes médias ($\tau = f^{-1}$) de, aproximadamente, 3 horas, e assumindo o vento médio (U) de, aproximadamente, 10ms^{-1} , a escala espacial ($L = U\tau$) (Emanuel, 1986), é de 100km, em média, para os SCM, conforme também sugerido por Houze (2004).

A Figura 1.2 apresenta um modelo conceitual de um SCM em estágio maduro, com uma região convectiva dianteira região estratiforme posterior, como uma seção vertical perpendicular à linha de convecção na dianteira do sistema. A linha mais escura definida como eco do radar representa a fronteira do SCM conforme observada por um radar meteorológico, enquanto que a linha mais fina, exterior, representa a fronteira observada por satélite ou aeronaves, ao passarem pelo sistema. Regiões em tons de cinza representam áreas com refletividade mais intensa que as demais regiões, sendo que as regiões com alinhamento vertical representam as células convectivas com chuvas de forte intensidade e

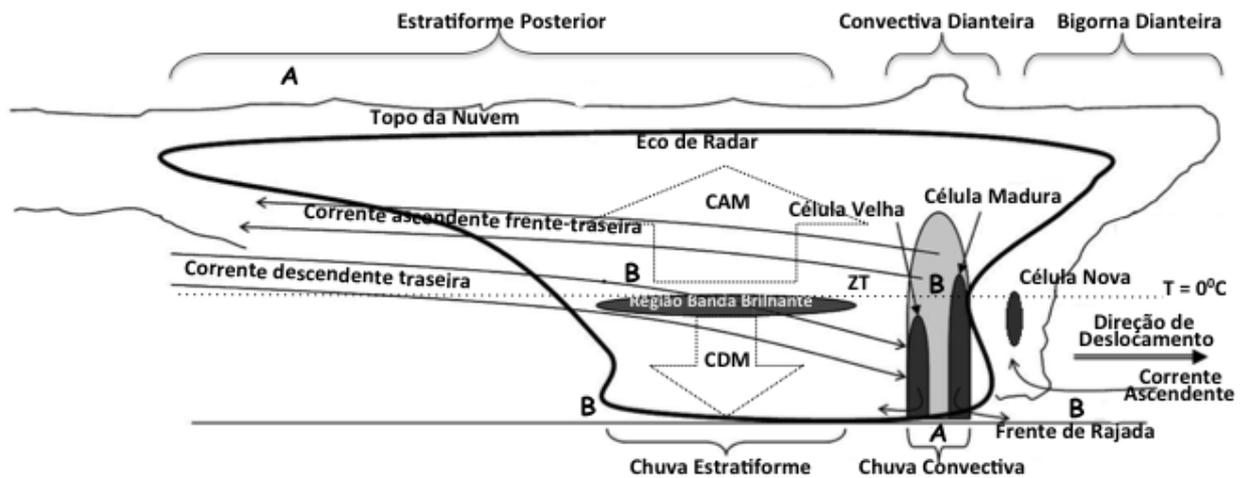


Figura 1.2: Modelo conceitual de um SCM em estágio maduro. (Adaptado de Houze, 2004).

granizo, enquanto que a região com alinhamento horizontal na parte estratiforme posterior representa a área conhecida como banda brilhante, onde processos de deposição por vapor e evaporação ocorrem, com o derretimento dos hidrometeoros ocorrem a baixas velocidades verticais, ao redor da isoterma de 0°C . As correntes ascendentes e descendentes são representadas por setas, e as áreas de baixa e alta pressão em mesoescala, as mesobaixas e mesoaltas, estão representadas pelos símbolos B e A, respectivamente.

Os estágios iniciais dos SCMs ocorrem com a formação das regiões convectivas, mais intensas enquanto em desenvolvimento, sem a formação das regiões estratiformes. A formação da região convectiva geralmente começa quando o ar quente e úmido é forçado a ascender sobre o ar mais frio e denso através de algum mecanismo de levantamento como, por exemplo, uma frente fria. As correntes ascendentes resultantes criam novas células convectivas, indicadas nas imagens de radares como as células com intenso gradiente de refletividade em altitude. A medida que o vapor d'água continua a condensar e as partículas crescem água líquida, os hidrometeoros aumentam de tamanho e são advectados para a traseira e para cima, pelo fluxo de ar da corrente ascendente inclinada na direção frente-traseira, que inicia logo à frente da região convectiva (Houze, 1993; Nachamkin et al., 2000; Nachamkin e Cotton, 2000; Parker e Johnson, 2004a).

Na região convectiva há também outras características interessantes associadas às correntes ascendentes, estreitas e intensas, que durante as primeiras horas de desenvolvimento são quase verticais e podem penetrar a tropopausa. A medida que a convecção começa a

enfraquecer, as correntes ascendentes se inclinam devido a expansão da piscina fria próxima à superfície formada pela corrente descendente, e uma baixa hidrostática (mesobaixa, sigla B na figura) se desenvolve na região interna da corrente ascendente, resultante da liberação de calor latente. Além do fortalecimento da piscina fria em superfície, as correntes descendentes em baixos níveis geram uma mesoalta (sigla A na figura) em superfície logo abaixo da região convectiva, sendo que os dois centros de pressão em mesoescala crescem e se fortalecem abaixo das células convectivas, levando a intensificação de uma frente de rajada ao longo e bem a frente da linha convectiva frontal, conforme indicado na Figura 1.2. Uma fraca mesobaixa também se forma na dianteira da frente de rajada a medida que novas células continuam a se formar e amadurecem, fazendo parte da linha convectiva.

A Figura 1.2 também mostra uma bigorna dianteira, nem sempre presente nos SCMs, que se desenvolve quando o vento em altos níveis, normal à linha convectiva, sopra da parte posterior para a direção da borda da linha convectiva. Neste caso, os cristais de gelo da região convectiva são advectados pelos ventos em altos níveis para a frente da linha, produzindo a bigorna dianteira (MacGorman e Rust, 1998; Nachamkin et al., 2000).

A manutenção da estrutura da região convectiva no SCM ocorre enquanto: 1) a piscina fria em superfície, atrás da frente de rajada, continuar sendo reforçada pelas correntes descendentes de baixos níveis; 2) houver ar quente e úmido na dianteira da frente de rajada; 3) houver cisalhamento do vento em baixos níveis suficiente para conter a circulação produzida pelo fluxo de ar frio; 4) a frente de rajada não acelerar muito e se distanciar da linha convectiva (Nachamkin e Cotton, 2000; Parker e Johnson, 2004a).

A região estratiforme do SCM é formada pelas pequenas partículas de gelo com velocidade de queda menor que a componente vertical da corrente ascendente frente-traseira (indicada na Figura 1.2), ao redor de 0.5ms^{-1} , e que são advectadas da região convectiva para a parte posterior do SCM, na área que eventualmente dará origem à chuva estratiforme. Quando totalmente desenvolvida e madura, caracteriza-se pela ampla área (mais de 50 a 150km de largura e área maior que 10^4km^2), formato concavo na parte traseira, baixos valores de refletividade (de 20 a 40dBZ), movimento vertical pequeno (menos de 0.5ms^{-1}) e fluxo descendente traseiro (Houze, 1993; Parker e Johnson, 2004b).

As partículas de gelo caem bem devagar, a medida que passam a zona de transição (ZT, na figura) entre a região convectiva e a estratiforme, primeiramente crescendo por deposição

de vapor na corrente ascendente frente-traseira, e então por agregação para formar grandes agregados de neve a medida que se aproximam do nível de congelamento dentro da região estratiforme. Os agregados de neve caem através deste nível de congelamento, começam a derreter e formar gotas de chuva, e produzem a banda brilhante logo abaixo do nível de congelamento (isoterma de 0°C , indicada na Figura 1.2). A região de chuva estratiforme intensa está localizada logo abaixo desta banda brilhante, uma área de maior movimento vertical dentro da região estratiforme.

A região estratiforme é caracterizada por correntes ascendentes e descendentes fracas (menores que 0.5ms^{-1}). A corrente ascendente de mesoescala (CAM, na figura) encontra-se em altitudes acima do fluxo descendente traseiro, sendo produzida e mantida pelo fluxo frente-traseiro, e estende-se a toda a largura da nuvem estratiforme posterior, enquanto que a corrente descendente de mesoescala (CDM, na figura) estende-se do topo do fluxo traseiro em direção a superfície terrestre, e é produzida pela flutuação negativa do ar, e é resultante da evaporação da precipitação, derretimento e sublimação, e estende-se apenas na área de precipitação estratiforme posterior.

As características dos hidrometeoros são também distintas nas regiões convectivas e estratiformes dos SCM. A região convectiva é caracterizada tanto por hidrometeoros pequenos e grandes, resultantes dos fortes movimentos verticais presentes, e incluem gotas de água, gelo, chuva, neve, graupel e granizo. A região de transição entre a área convectiva e a estratiforme no SCM apresenta colunas de gelo ligeiramente derretidas, agulhas e graupel em tamanho menor que o encontrado nas células convectivas. A região estratiforme, basicamente é caracterizada por gotas de gelo, gotas de água, e agregados dendríticos (Schuur e Rutledge, 2000; Schuur et al., 2000).

1.2.2 Classificação da Estrutura dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Muitos estudos já propuseram classificações dos SCMs utilizando métodos e requisitos distintos, sendo as informações de satélite no canal infravermelho e as informações de radar as principais ferramentas para construir uma classificação. Os satélites meteorológicos, usando, por exemplo o canal infravermelho (IR), apresentam um ângulo de visada bem maior e permitem o monitoramento contínuo dos SCMs através de quase toda a sua vida. Um grande número de estudos utilizaram temperaturas de brilho do topo das nuvens

(no canal IR) relacionando a organização e evolução específica. As informações de radar, embora mais limitadas em termos de extensão da região de amostragem, permitem um detalhamento interno da estrutura do SCM e ainda resolvem estruturas de mesoescala e sub-mesoescala mais facilmente, como as frentes de rajadas e os padrões de precipitação, conforme apresentados na seção anterior. As análises realizadas durante os estágios de formação e desenvolvimento, e durante o estágio maduro fornecem diferentes classificações dos SCMs (Bluestein e Jain, 1985; Blanchard, 1990; Parker e Johnson, 2000; Jirak et al., 2003, entre outros). Porém, as classificações podem variar amplamente, dependendo do escopo e localização do estudo e das ferramentas utilizadas (Rickenback e Rutledge, 1998).

Uma das primeiras classificações dos SCMs foi feita por Maddox (1980, 1983), que desenvolveu o termo Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) com base num conjunto de critérios específicos relacionados com a observação dos SCM por imagens de satélite no canal IR. O objetivo do seu trabalho era selecionar os maiores e mais persistentes SCMs e definir o início, maior extensão e terminação desses sistemas, que se moviam com grande frequência ao longo da região central dos Estados Unidos. Os SCM analisados por Maddox eram quase-circulares, de escala meso- α (Orlanski, 1975), e com uma camada de nuvem com topo frio menor que -52°C . Uma outra classe de grandes SCMs foram estudados por Anderson e Arritt (1998) e chamados de Sistemas Convectivos Persistentes e Alongados (SCPA), de escala meso- β , com menor excentricidade que os CCM, porém com as demais características próximas aos CCM (Jirak et al., 2003). A Tabela 1.1 apresenta um resumo dos critérios definidos por eles, juntamente com outras classificações de SCMs identificados por satélite, quase-circulares ou alongados, de escala meso- β . Tanto os CCM quanto os SCPA ocorrem com certa frequência na América do Sul, em especial na região sul-sudeste, e são responsáveis pela maior contribuição da precipitação e dos eventos severos que aqui ocorrem (Mota, 2003; Anabor et al., 2008; Sakamoto, 2009).

Um pouco mais subjetivos que a classificação dos SCMs por satélite, os trabalhos utilizando informações de radares meteorológicos buscaram detalhar a organização e o desenvolvimento, ou evolução, dos sistemas convectivos a medida que se deslocavam na área de abrangência desses equipamentos. De maneira geral, buscavam identificar as características das linhas de instabilidade, como são mais conhecidos os SCM que apresentam uma organização linear da região convectiva que está presente ao longo da sua evolução.

Tabela 1.1 - Definições de SCM baseados em informações de satélite no canal infra-vermelho. (Adaptado de Jirak et al. 2003)

Categoria	Tamanho	Duração	Formato
CCM	Região do núcleo frio $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 50.000\text{km}^2$	≥ 6 horas	Excentricidade $\geq 0,7$ no momento de maior extensão
SCPA			Excentricidade entre 0,2 e 0,7 no momento de maior extensão
SCCM β	Região do núcleo frio $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área entre 30.000km^2 e 50.000km^2	≥ 3 horas	Excentricidade $\geq 0,7$ no momento de maior extensão
SCAM β			Excentricidade entre 0,2 e 0,7 no momento de maior extensão

Em um dos primeiros trabalhos, Bluestein e Jain (1985) estudaram cerca de 40 casos de linhas de instabilidade para identificar 4 tipos principais de desenvolvimento associado a eventos severo, conforme apresentados na Figura 1.3a. Para cada tipo, são apresentados os formatos dos SCM em diferentes estágios de evolução. As linhas de instabilidade do tipo linhas quebradas e crescimento posterior foram as mais comuns, enquanto que as áreas quebradas e embutidas as mais raras. Segundo Bluestein e Jain (1985), os SCMs de linhas quebradas e as de crescimento posterior formam-se ao longo de uma linha e então agrupam-se para formar uma linha de instabilidade contínua, ocorrendo na dianteira de sistemas frontais de escala sinótica. Os SCMs do tipo área (quebrada ou embutida) são menos comuns que os outros dois tipos, e ocorrem com diversas células convectivas que se desenvolvem de maneira isolada e se agrupam formando uma região com uma área estratiforme mais extensa e uma linha convectiva no seu núcleo ao longo de uma região de frente quase-estacionária.

Com base no experimento de campo PRE-STORM (Oklahoma-Kansas Preliminary Regional Experiment for STORM-central field program), Blanchard (1990) identificou 3 padrões de evolução dos SCM: linear, ocluso e caótico, conforme apresentados na Figura 1.3b, em diversos estágios de evolução. Os SCM lineares foram os mais comumente encontrados nos casos estudados, formados a partir de células convectivas que ao amadurecerem agrupam-se com uma estrutura linear convectiva e uma região estratiforme separada por uma região de transição, propagando-se em conjunto, na dianteira de um sistema frontal ou zona de baixa pressão (Blanchard, 1990). Os SCM não-lineares foram divididos em

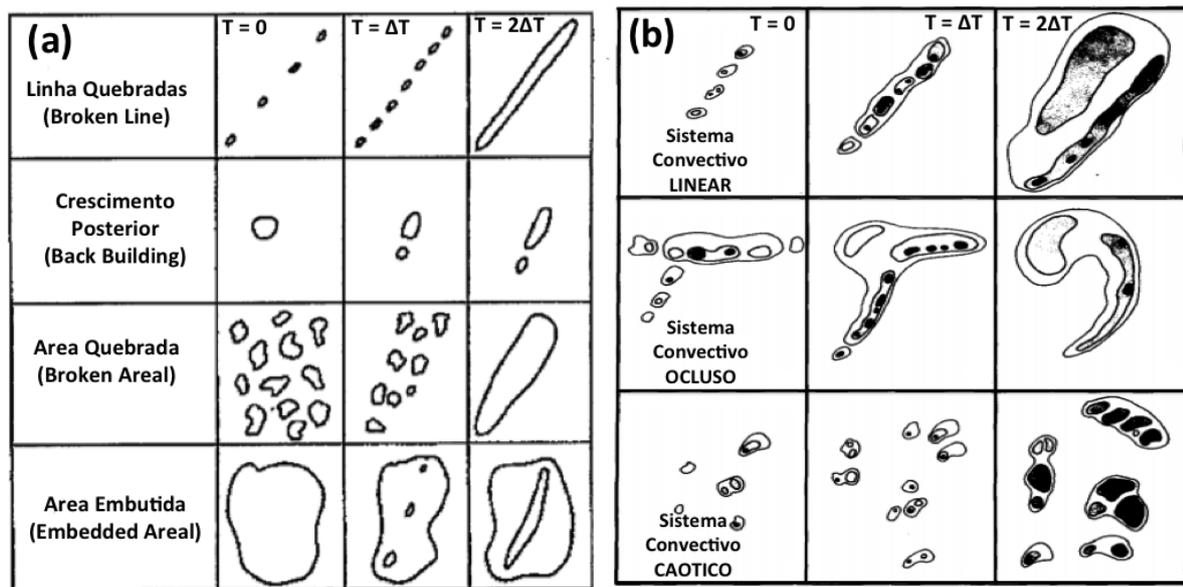


Figura 1.3: a) Classificação dos SCMs, segundo Bluestein and Jain (1985). b) Classificação dos SCMs, segundo Blanchard (1990).

occlusos e caóticos, e geralmente ocorrem em regiões de ar mais frio, na separação de duas massas de ar. Havendo alguma circulação, podem gerar um fraco mesovortex (Houze, 1993). Os SCMs do tipo caótico não se desenvolvem em linhas de instabilidade, diferentemente dos sistemas lineares e oclusos, de acordo com este estudo de Blanchard (1990).

Os SCMs podem também ser classificados baseados na localização da região estratiforme em relação à linha convectiva, conforme proposto por Parker e Johnson (2000), e apresentado na Figura 1.4. A diferença entre as 3 classes propostas é devida à localização da região estratiforme dos SCM: estratiforme posterior (EP), estratiforme dianteira (ED), e estratiforme paralelo (EPar), sendo a posição relativa devido à direção de advecção dos hidrometeoros na região estratiforme, pelos ventos em altitudes média e alta. O tipo EP é a estrutura mais comumente encontrada, aproximadamente 60% das vezes, sendo que na região central dos Estados Unidos é caracterizada por uma linha convectiva dianteira (CD), seguida por uma região de transição e por uma região estratiforme. Este tipo de SCM, CDEP (linha convectiva dianteira, estratiforme posterior), caracterizado também na Figura 1.2, geralmente está associado a frentes frias e massas de ar com maior instabilidade condicional e propaga-se mais rápido que os outros dois tipos de SCM, que frequentemente evoluem para esta forma mais comum (Parker e Johnson, 2004a,b; Houze, 2004). Os SCMs do tipo EP podem ainda ser classificados quanto à simetria em relação à linha convectiva.

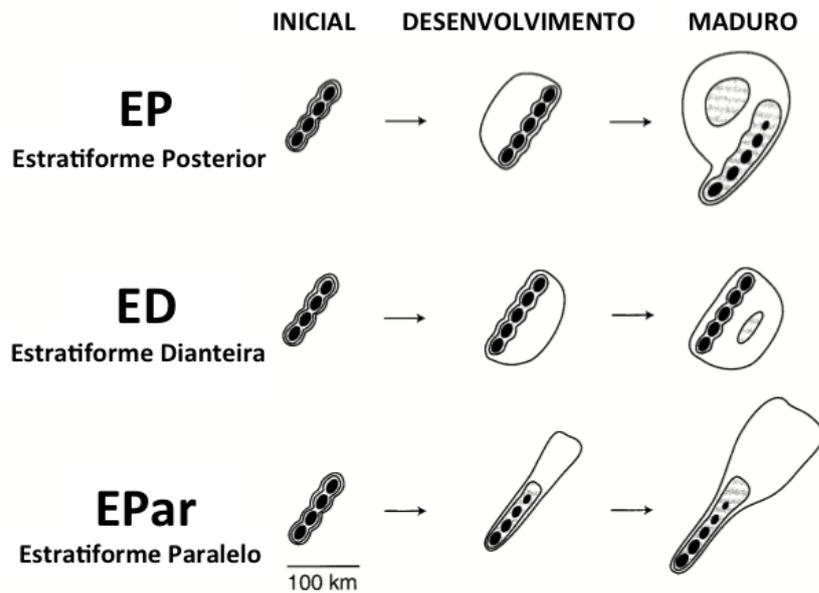


Figura 1.4: Modelo conceitual de três principais classificações dos SCM: Estratiforme Posterior (EP), Estratiforme Anterior (EA) e Estratiforme Paralelo (EPar), proposto por Parker e Johnson (2000). Os tons de cinza representam contornos de refletividade, sendo os mais escuros as regiões convectivas. (Adaptado de Parker Johnson 2000)

Em estudos de Houze (1993) e Hilgenford e Johnson (1998) observaram que as diferenças da estrutura de precipitação nesses sistemas são geralmente associadas ao cisalhamento do vento entre as camadas mais baixas e médias, e que é bastante comum os SCMs simétricos evoluírem para formas assimétricas ao longo da vida deles. Os SCM simétricos geralmente estão associados a eventos de enchentes devido à extensa área estratiforme, enquanto que os assimétricos, com um cisalhamento do vento em níveis médios maior que os simétricos, estão associados a eventos severos, geralmente produzindo tornados e granizo, ao longo da região convectiva dos sistemas (Hilgenford e Johnson, 1998; Parker e Johnson, 2004a).

Jirak et al. (2003) expandiram as propostas de classificação com uma amostragem maior de SCMs, 387 SCMs, na região central dos Estados Unidos. Utilizaram, inicialmente, as observações de satélite meteorológico, para uma seleção de eventos de maior escala espacial (CCM, SCPA, SCM de escala meso β) com os limiares de temperatura de Maddox (1980, 1983) e Anderson e Arritt (1998). Após a seleção com os dados de satélite, utilizaram informações de radar para, de acordo com Bluestein e Jain (1985), identificar e selecionar os eventos em termos de presença de precipitação estratiforme (quebrada e envolvida), arranjo de células (linha e area) e interação de clusters (fundido, isolado e crescimento),

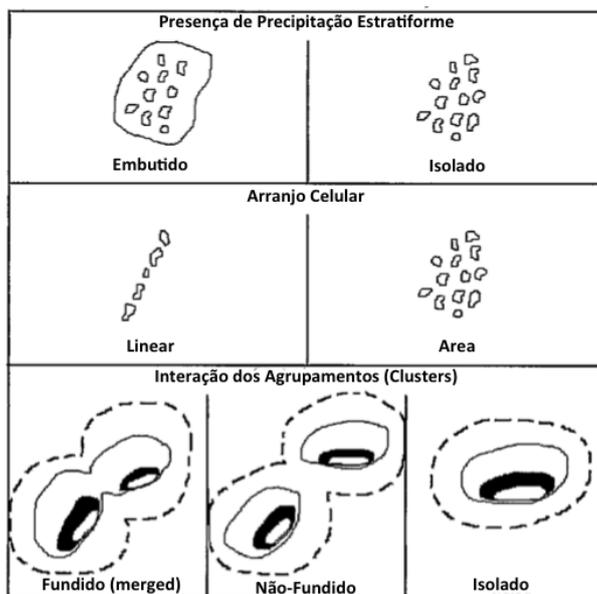


Figura 1.5: Esquema de classificação do desenvolvimento dos SCMs observados por radar. As linhas sólidas e contornos representam níveis de refletividade relativa e as linhas pontilhadas as porções da nuvem fria observada por satélite. (Adaptado de Jirak et al. 2003)

como mostra a Figura 1.4.

Os resultados deste trabalho indicaram que o reconhecimento do desenvolvimento das estruturas internas dos SCMs observado por radar meteorológico desempenha um papel importante na previsão de eventos severos em tempo-real, em especial os arranjos das estruturas convectivas (se lineares ou distribuídos em área, por exemplo) uma vez que os sistemas observados, que se originaram de um agrupamento com estrutura linear, tinham maior tempo de vida e eram mais eficientes em termos de produção de precipitação e maior número de observações de eventos severos (Jirak et al., 2003).

1.2.3 Processos de Eletrificação nos Sistemas Convectivos de Mesoescala

A eletrificação nas tempestades ocorre quando vários hidrometeoros em fases mistas e de propriedades físicas distintas estão sujeitos a frequentes colisões entre si e, neste processo, sem agregação, crescimento ou coalescência, há rápida transferência de cargas. A natureza elétrica das tempestades não é simples e nem completamente conhecida. Enquanto algumas estruturas de cargas em tipos comuns de nuvens como as isoladas, em camadas estratiformes ou convectivas, já foram identificadas, ainda não há conhecimento suficiente para afirmar que, se a nuvem está gerando relâmpagos então é conhecida a estrutura de

cargas. Para isso, é necessário conhecer também informações adicionais como o tipo de nuvem, localização e estágio de vida, para então opinar sobre o carregamento e a estrutura de cargas internas da tempestade.

Existem diversos mecanismos de eletrificação propostos para o carregamento elétrico das tempestades na literatura, e serão apresentados aqui os principais, que envolvem processos associados a colisão de hidrometeoros conhecidos como carregamento não-indutivo e indutivo, e o mecanismo de carregamento por convecção.

Atualmente, o processo de eletrificação, ou carregamento das tempestades mais comumente aceito é o *carregamento não-indutivo* (CNI) (MacGorman e Rust, 1998), apoiado por diversos estudos realizados em laboratório para explicar a separação de cargas elétricas observadas dentro de uma tempestade típica (Takahashi, 1978; Gaskell e Illingworth, 1980; Jayaratne et al., 1983; Saunders, 1994, entre outros). Pelo processo de CNI, as cargas são transferidas independentemente da intensidade do campo elétrico local. Os hidrometeoros do tipo *graupel* (cristais de gelo com diâmetro entre 2 e 5mm que crescem por agregação de gotas de água supercongeladas), granizo (graupel com diâmetros maiores que 5mm), e pequenos cristais de gelo colidem dentro de uma nuvem de tempestade na presença de altas quantidades de conteúdo de água líquida (CAL) causando a separação de cargas. Como resultado destas colisões, graupel e granizo recebem uma carga líquida negativa e os cristais de gelo recebem carga líquida positiva em temperaturas típicas de fase mista (ou seja, entre -10°C e -30°C) e CAL da ordem de 1gm^{-3} . Os cristais de gelo, devido a menor velocidade terminal de queda (entre 0.3ms^{-1} e 1.5ms^{-1} , aproximadamente), são levados para o topo da nuvem pela corrente ascendente, onde uma região de carga líquida positiva superior é formada em temperaturas menores de -30°C (Krehbiel, 1986; Saunders, 1994). As magnitudes das velocidades terminais de queda para graupel (entre 1.5ms^{-1} e 3.0ms^{-1} , aproximadamente) e granizo (de 10ms^{-1} a 50ms^{-1} , para tamanhos entre 5mm e 8cm, aproximadamente) são geralmente próximas da magnitude das correntes ascendentes das tempestades, e estes hidrometeoros estabelecem uma região inferior de carga líquida negativa a temperaturas de 0°C a -25°C , chamada de região de carga negativa principal (CNP) (Krehbiel, 1986).

Esta dependência da temperatura no carregamento dos hidrometeoros deu origem aos primeiros modelos conceituais de estruturas elétricas das tempestades, como o dipolo de

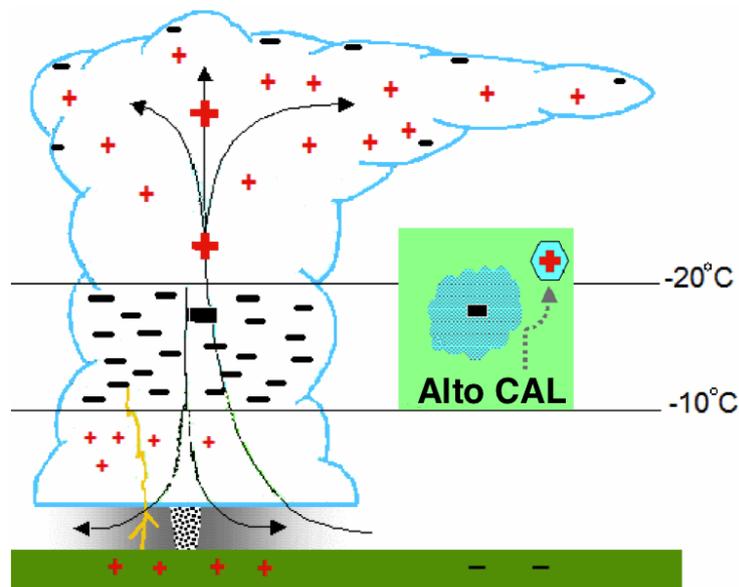


Figura 1.6: Modelo conceitual de carregamento por mecanismo não-indutivo (CNI) em uma tempestade isolada, com tripolo, proposto por Williams (1989). (Adaptado de Saunders, 2008)

Wilson (1929) e a estrutura de tripolo de Williams (1989), apresentada na Figura 1.6. Nesta estrutura de tripolo, além da separação descrita acima, na região mais baixa da nuvem com temperaturas mais altas, a transferência de cargas reverte de sinal, levando a um centro de cargas positivas menor na base da nuvem, enquanto os cristais de gelo com carga negativa são levados para cima, reforçando a estrutura da região de CNP. Este centro de cargas positivas inferior tem sido detectado frequentemente e acredita-se que auxilia na iniciação das descargas entre a nuvem e o solo, que ocorrem a partir da região CNP (Saunders, 2008).

Os estudos de Jayaratne et al. (1983) e também outros mostraram que neste mecanismo de transferência de cargas entre graupel e cristais de gelo menores, a temperatura da região na nuvem onde ocorre o processo e o conteúdo de água líquida disponível regulam a carga líquida obtida na transferência. A transferência de cargas quando dois hidrometeoros colidem parece ser resultado das interações entre as camadas quase-líquidas (CQL) dos hidrometeoros. De acordo com estudos teóricos e experimentais, existe uma CQL entre as interfaces de ar e água nos hidrometeoros, a qual é dependente da temperatura e da curvatura da superfície dos hidrometeoros. De acordo com Baker e Dash (1994), os hidrometeoros com maior temperatura e/ou curvatura apresentam CQL mais espessas que os com menor temperatura e/ou curvatura. Quando dois hidrometeoros com espessuras

da CQL diferente colidem, a carga negativa e a massa de água fluem na direção da superfície mais fina para tentar estabelecer um equilíbrio de massa da CQL. A medida que os hidrometeoros se afastam, os hidrometeoros originalmente mais curvados e/ou de maior temperatura superficial tornam-se carregados positivamente, enquanto que os menos curvados e/ou mais frios tornam-se carregados negativamente, resultando em duas partículas eletrificadas (Baker e Dash, 1994). Os estudos de Takahashi (1978); Gaskell e Illingworth (1980); Jayaratne et al. (1983); Avila et al. (1998); Pereyra et al. (2000); Saunders et al. (2001), entre outros, mostram uma concordância geral com relação à transferência de cargas entre graupel e cristais de gelo, na qual há uma temperatura de reverso de carga, em geral ao redor de -10°C , onde os graupels podem receber uma carga negativa nas trocas em temperaturas abaixo deste limiar e carga positiva em temperaturas mais quentes, mostrando assim que estrutura da tempestade pode ser mais complexa que o modelo simplificado do dipolo ou tripolo Williams (1989).

Além do mecanismo de carregamento não-indutivo, vários mecanismos de carregamento indutivo foram propostos para também explicar a eletrificação das tempestades. A diferença está na pré-existência de campo elétrico para polarizar os hidrometeoros para ocorrer carregamento por indução (mecanismo de carregamento indutivo), enquanto que no CNI não é necessária a presença do campo elétrico para ocorrer o carregamento na nuvem. Dois métodos dominantes no carregamento indutivo são: a) captura seletiva de íons, quando um hidrometeoro de carga neutra, maior, colide com um íon (hidrometeoro menor) de carga negativa e o maior hidrometeoro torna-se negativamente carregado, enquanto o íon com carga positiva continua na corrente ascendente para maiores altitudes da tempestade e os hidrometeoros maiores se acumulam na região CNP; b) carregamento por colisão, quando dois hidrometeoros polarizados colidem a medida que caem na nuvem e, havendo transferência de cargas entre eles, o de maior tamanho recebe carga negativa e continua o movimento de queda enquanto o hidrometeoro menor, de carga positiva, é advectado para níveis superiores da tempestade. Os métodos indutivos, como responsáveis pela eletrificação de tempestades, não são largamente aceitos, uma vez que o campo elétrico de tempo bom atmosférico não é necessariamente intenso para provocar a polarização dos hidrometeoros e a carga líquida produzida é significativamente menor que a encontrada em tempestades típicas (MacGorman e Rust, 1998).

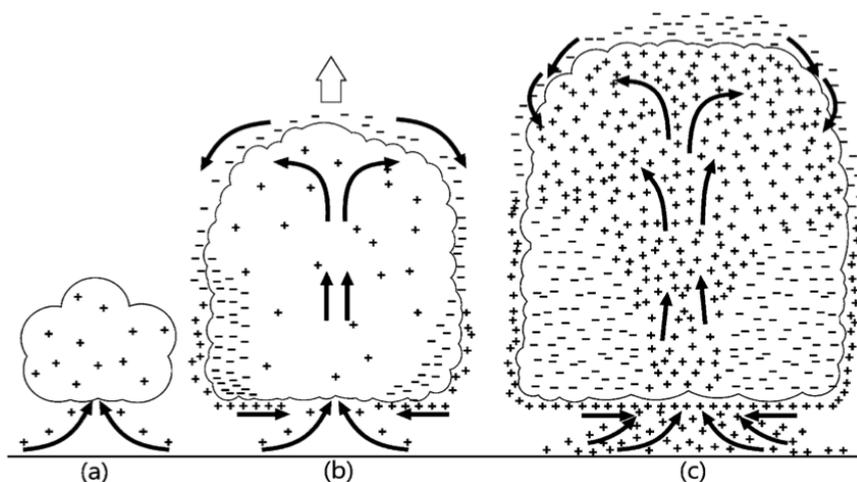


Figura 1.7: Estágios de eletrificação de uma tempestade por carregamento convectivo. (de Saunders 2008)

A hipótese de carregamento ou eletrificação por convecção está representado na Figura 1.7 (Saunders, 2008). Nesta proposta, as cargas positivas disponíveis no espaço são ingeridas na nuvem a medida que inicia a corrente ascendente e, ao evoluir para uma nuvem tipo cumulus, as cargas positivas no interior da nuvem dão origem a uma camada de blindagem de cargas líquidas negativas na região mais externa, que se move para as laterais e em direção à base da nuvem. Cargas positivas adicionais continuam sendo ingeridas na nuvem e cargas negativas fluem para a região superior da nuvem, externamente, para repor as cargas que se deslocaram para a base da mesma. As cargas negativas vão se concentrando mais na base da nuvem, fortalecendo a magnitude do campo elétrico de maneira suficiente a gerar um efeito de corona positiva em objetos no solo, e esta corona se torna mais uma fonte adicional de cargas positivas que são realimentadas na nuvem. Com este tipo de mecanismo de carregamento também não foi possível explicar, de forma suficiente, os processos elétricos e distribuição de cargas encontrados nas tempestades (MacGorman e Rust, 1998).

1.2.4 Distribuição das Cargas Elétricas nos Sistemas Convectivos de Mesoescala

A estrutura de tripolo proposta por Williams (1989), conforme apresentado na Figura 1.6, com uma região de carga negativa principal e duas outras regiões com cargas positivas (superior e inferior) descreve uma tempestade isolada de maneira geral. Estudos observacionais realizados por Stolzenburg et al. (1998,a,b) através de 49 sondagens

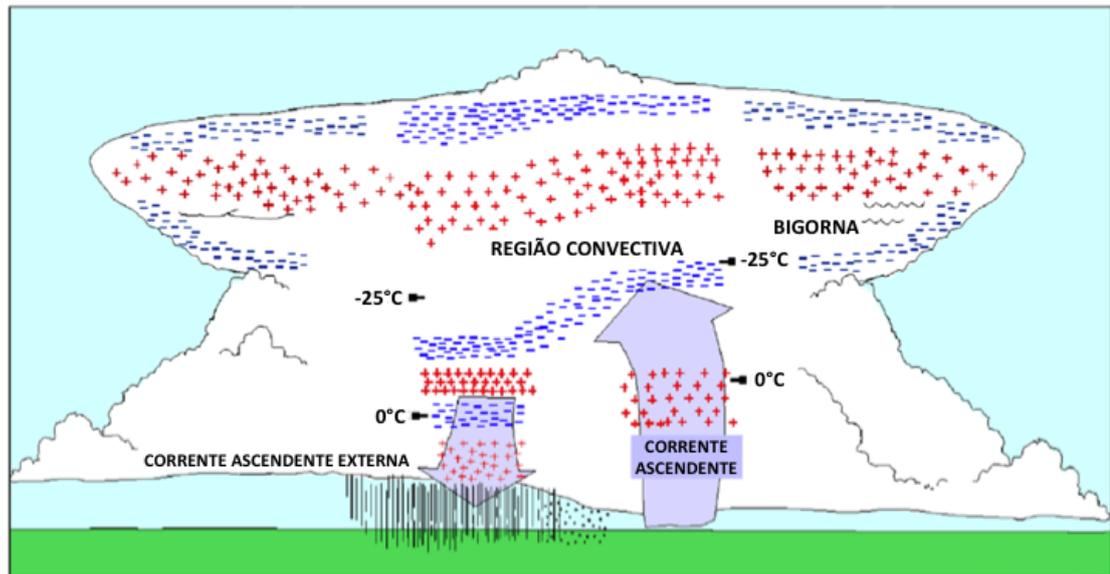


Figura 1.8: Modelo conceitual para estrutura de cargas em tempestades isoladas e maduras de Stolzenburg et al. (1998)

de campo elétrico com balões em diferentes tipos de nuvens (tempestades isoladas, supercélulas e SCMs) apresentaram uma estrutura mais complexa que um tripolo. A Figura 1.8 mostra 4 áreas de cargas encontradas na corrente ascendente da tempestade e outras 6 regiões de cargas fora da área de corrente ascendente. As bigornas nas tempestades tipicamente contêm região de carga positiva no interior e uma camada externa de blindagem com cargas negativas. Estas divisões de 4 e 6 áreas foram encontradas simultaneamente em tempestades maduras (Stolzenburg et al., 2002; MacGorman et al., 2005), porém podem evoluir para uma estrutura única da área externa da corrente ascendente, a medida que a tempestade amadurece e a corrente ascendente enfraquece. Descargas elétricas ocorrendo internamente na tempestade também pode modificar a estrutura de cargas apresentada (Stolzenburg e Marshall, 2008).

Um modelo conceitual idealizado para a estrutura de cargas em SCMs está apresentado na Figura 1.9, proposto por Stolzenburg et al. (1998). A borda da nuvem está representada por um contorno contínuo e as refletividades de radar em linhas tracejadas. As regiões de cargas positiva e negativa estão representadas por áreas sombreadas em tons de cinza claro e escuro, respectivamente, e os níveis de temperatura de 0°C e -20°C estão indicados. As correntes ascendentes e descendentes, conforme apresentado na Figura 1.2, também estão aqui representados. Como se pode observar neste modelo, as cargas acumulam na região

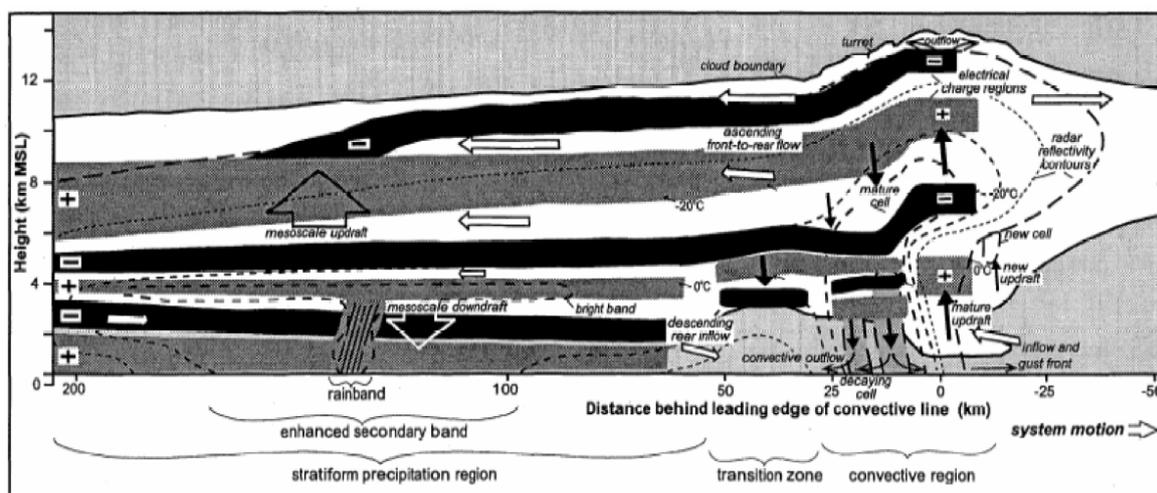


Figura 1.9: Modelo conceitual para estrutura de cargas em SCM, de Stolzenburg et al. (1998)

convectiva, alternando em polaridade, com cargas positivas na parte inferior e negativa no topo da nuvem, e a região de carga negativa principal da porção convectiva se concentra nas camadas com temperaturas entre -10°C e -20°C . Quando a corrente ascendente é mais intensa, essa carga negativa principal pode estar mais acima. Esta alternância também é encontrada na região de transição do SCM. A região estratiforme do SCM tem também camadas alternando em polaridade das cargas, no entanto a sua estrutura ainda não é bem conhecida. Stolzenburg et al. (1998) e Schuur e Rutledge (2000) identificaram estruturas similares, com uma região de cargas positivas na base da porção estratiforme e uma região de cargas negativas principais na área da banda brilhante (temperaturas ao redor de 0°C) e uma região superior de cargas positivas. Vários estudos de modelagem ainda investigam os possíveis mecanismos de eletrificação na região estratiforme e os resultados indicam que tanto advecção das cargas nas correntes ascendentes e descendentes, quanto o carregamento local são responsáveis pela estrutura de camadas encontradas na área estratiforme dos SCM (Schuur et al., 2000).

1.2.5 Características das Descargas Elétricas Atmosféricas nos Sistemas Convectivos de Mesoescala

As descargas elétricas atmosféricas (DEA) têm o propósito de reduzir a energia elétrica das tempestades, e seu efeito líquido é transportar corrente elétrica negativa das regiões mais altas da atmosfera para a superfície terrestre (Krehbiel, 1986). Podem ser divididas

em 2 tipos básicos dependendo de onde se originam: *descargas entre a nuvem e o solo* (NS) e *descargas intra-nuvem* (IN), estas ainda podem ser classificadas como intra-nuvem, entre-nuvem e nuvem-ar. Uma descarga elétrica é iniciada quando o estresse elétrico entre duas regiões de cargas opostas (tanto intra-nuvem quanto entre a nuvem e o solo) se torna tão grande que ocorre colapso dielétrico. As descargas iniciais em tempestades são tipicamente IN, onde cargas negativas são transportadas para cima, a partir da região de cargas negativas principal, para a região de cargas positivas em níveis mais altos, reduzindo a carga total nas duas camadas.

As descargas NS começam quando uma descarga líder escalonada bastante ramificada, de cargas negativas avança, a partir da região de cargas negativas principal em direção ao solo e, quando este líder está próximo ao solo, um ramo carregado positivamente sobe do solo e se conecta a este líder ramificado para completar um caminho de carga elétrica líquida negativa para o solo. Este contato é chamado de *primeira descarga de retorno*, e correntes de pico destas descargas de retorno variam de dezenas a centenas de kiloamperes (kA), com valores típicos ao redor de 40kA. A carga negativa transferida neste processo neutraliza o canal líder como também a carga da nuvem, na sua maioria. Algumas vezes há apenas uma descarga por canal líder, porém mais frequentemente outras descargas se propagam no mesmo canal ionizado, e o processo de geração de descargas continua ocorrendo até que o campo elétrico não suporte mais este processo (Krider, 1986).

A maior parte das descargas NS produzidas por tempestades ordinárias descarregam cargas negativas para o solo, mas a distribuição pode variar dependendo do tipo de tempestade (Orville e Huffines, 2001). Nos SCMs, as descargas NS negativas ocorrem ainda na sua maioria, cerca de 90% do total, porém varia bastante dependendo se ocorre na porção convectiva ou estratiforme (Knupp et al., 1998; MacGorman e Rust, 1998; Knupp et al., 2003; MacGorman e Morgenstern, 1998; Williams, 2001; Lang e Rutledge, 2002, entre outros). Descargas NS positivas, quando o solo cede elétrons para atmosfera, também podem ocorrer entre a porção superior da bigorna da tempestade, região de cargas positivas, e o solo, negativo, ou mesmo entre a região de carga positiva na base da nuvem e o solo, embora descargas NS positivas não sejam tão comuns quanto as negativas (Carey e Rutledge, 2000; Carey et al., 2003, 2005).

Várias formas de descargas IN também ocorrem, incluindo descargas entre 2 células

distintas em um ambiente multicelular, ou descargas a partir da região negativa principal para a região superior positiva até a bigorna da tempestade. De maneira geral, descargas IN ocorrem em número muito maior que as NS, aproximadamente 10 para 1 em tempestades ordinárias e a razão entre descargas NS e IN tende a aumentar em função da intensidade da tempestade (Williams, 2001).

Com relação às características elétricas dos SCMs, em geral, os relâmpagos de carga positiva ocorrem predominantemente na região de precipitação estratiforme desse sistemas, e estão associados a esse ambiente, enquanto que os relâmpagos de carga negativa ocorrem na região convectiva e sua maior atividade está associada a períodos de intensa chuva convectiva, como mostram os trabalhos de Rutledge et al. (1990), Knupp et al. (1998), Knupp et al. (2003), Carey e Buffalo (2007), entre outros.

A região convectiva dos SCMs é caracterizada por maior atividade de descargas, sendo dominada por descargas NS de polaridade negativa, com as descargas ocorrendo dentro da linha convectiva na região de maiores valores de refletividade, segundo os estudos de Rutledge et al. (1990); MacGorman e Rust (1998); Schuur e Rutledge (2000); Rakov e Uman (2003); Carey et al. (2005), entre outros.

A região estratiforme é caracterizada por menor ocorrência de descargas elétricas atmosféricas, sendo que a maior porcentagem de descargas NS positivas ocorre nessa região do SCM, geralmente atribuído à distribuição de cargas com a forma de um dipolo invertido, onde a principal região de cargas positivas se desenvolve em altitudes mais baixas que a principal região de cargas negativas (Rutledge e Petersen, 1994; MacGorman e Rust, 1998; Williams, 2001). A porcentagem de descargas NS positivas geralmente aumenta nesta região no início do estágio de dissipação do SCM, e está associada ao desenvolvimento da região estratiforme e o desenvolvimento da banda brilhante (Knupp et al., 1998). As maiores correntes de pico dos relâmpagos são também encontradas nas regiões estratiformes dos SCMs, quando comparado com as regiões convectivas, e são mais intensas quanto maior for a área estratiforme do SCM (MacGorman e Morgenstern, 1998).

As relações entre o ambiente no qual as tempestades se desenvolvem e as características das descargas associadas aos eventos organizados, tais como os SCM, ainda são motivo de estudos, e uma das principais questões refere-se às tempestades com dominância de relâmpagos positivos, que são particularmente intensas (Lang e Rutledge, 2011).

Existe uma variedade de possíveis mecanismos para a produção de relâmpagos positivos nas tempestades, conforme descritos por Williams (2001), tais como tempestades com dipolo inclinado, e efeitos da precipitação no carregamento de cargas negativas para fora da tempestade e conseqüentemente deixando a região superior da tempestade com cargas positivas iniciar as descargas para o solo, porém atualmente a mais aceitável, baseada em estudos de casos (Krehbiel e coautores, 2000; Rust e MacGorman, 2002; Lang et al., 2004; Wiens et al., 2005; Carey e Buffalo, 2007; Tessendorf et al., 2007; MacGorman e coautores, 2008), principalmente, é a hipótese do tripolo invertido, com uma região de cargas positivas situada entre duas camadas (superior e inferior) de cargas negativas. Esta hipótese deve ser melhor estudada no futuro, a partir de, por exemplo, mapeamento tridimensional dos relâmpagos em VHF (Lang e Rutledge, 2011).

Vários estudos de casos também foram realizados para examinar o ambiente local no qual as tempestades com relâmpagos ocorriam, em geral quando tinham condições para a inversão de polaridade e a relação com eventos severos. Smith et al. (2000) estudou a relação entre temperatura potencial equivalente (θ_e) durante a ocorrência de tornados e identificou que a mudança de polaridade ocorria em regiões de fracos gradientes de θ_e e corrente abaixo de um máximo de θ_e . Gilmore e Wicker (2002) identificaram em seu estudo que as tempestades dominadas por relâmpagos positivos apresentavam ecos com valores de refletividade de 40dBZ em altitude quando associados a forte índice de fortalecimento do mesociclone associado. Williams et al. (2005) examinaram a climatologia de base da nuvem e temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w) como avaliação de instabilidade para a região continental dos Estados Unidos e identificaram a região de observações mais frequentes de relâmpagos NS positivos com uma área de crista da distribuição de θ_w correspondendo a maior instabilidade e bases de nuvens mais altas. Carey e Buffalo (2007) fizeram uma análise estatística de diferentes parâmetros termodinâmicos e relâmpagos NS com polaridades negativa e positiva, e identificaram que as tempestades com predominância de relâmpagos NS positivos ocorriam em ambientes com a troposfera mais seca entre níveis baixo e médio, base de nuvem mais altas e mais rasas, forte instabilidade condicional, forte cisalhamento do vento, altos valores de CAPE, sendo que a profundidade da nuvem pareceu um importante parâmetro condicionante da polaridade dos relâmpagos. O papel dos aerossóis na estrutura da polaridade das tempestades também tem sido estudado nos

últimos anos, valendo citar aqui os estudos de Williams e coautores (2002); Steiger et al. (2002); Naccarato et al. (2003) e Albrecht (2008).

1.2.6 Os Sistemas Convectivos de Mesoescala na Região Sudeste da América do Sul

Na América do Sul, há várias manifestações de SCMs, as quais merecem uma análise mais aprofundada. Mohr e Zipser (1996); Mota (2003); Zipser et al. (2006) mostraram que os SCMs podem ser observados ao longo de todo o ano, porém na região subtropical são mais numerosos durante a estação quente, principalmente.

Analisando a distribuição sazonal dos padrões de precipitação com os dados do TRMM para a América do Sul, Mota (2003) verificou que a concentração dos SCMs no verão (DJF - Dezembro, Janeiro e Fevereiro) é extremamente alta no sul-sudeste da América do Sul (SAS), região entre o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil. Nos meses de outono (MAM - Março, Abril e Maio) e inverno (JJA - Junho, Julho e Agosto), o número de SCMs decresce nessa região, mas aumenta na região tropical e, durante o período da primavera (SON - Setembro, Outubro e Novembro), o início da convecção ocorre no interior do continente. A contribuição percentual na chuva total revelou valores extremamente altos para a precipitação, até 80% de todos os perfis de precipitação estão associados a SCMs nessa região.

A Figura 1.10 apresenta a distribuição sazonal das descargas elétricas atmosféricas a partir das informações dos sensores TRMM/LIS na região subtropical da América do Sul (Albrecht et al., 2011). A análise desses dados revelaram uma grande ocorrência de relâmpagos em todo o continente, com um máximo nas regiões de latitudes médias e subtropicais, com taxas de descargas na região SAS muito maior que outras regiões da América do Sul. Embora haja máximos como apresentados na Figura 1.1, existe uma variação sazonal, com máximos no período da primavera (SON) e verão (DJF), e com a maior atividade localizada na região SAS.

A Figura 1.11 mostra campos de análise de precipitação para a região subtropical da América do Sul, obtidos do CPC/USA (Climate Prediction Center, USA) com base na técnica CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) que produz análises mensais de precipitação a partir de observações de pluviômetros integradas com estimativas de precipitação por diversos algoritmos baseados em informações de satélite (infra-vermelho e

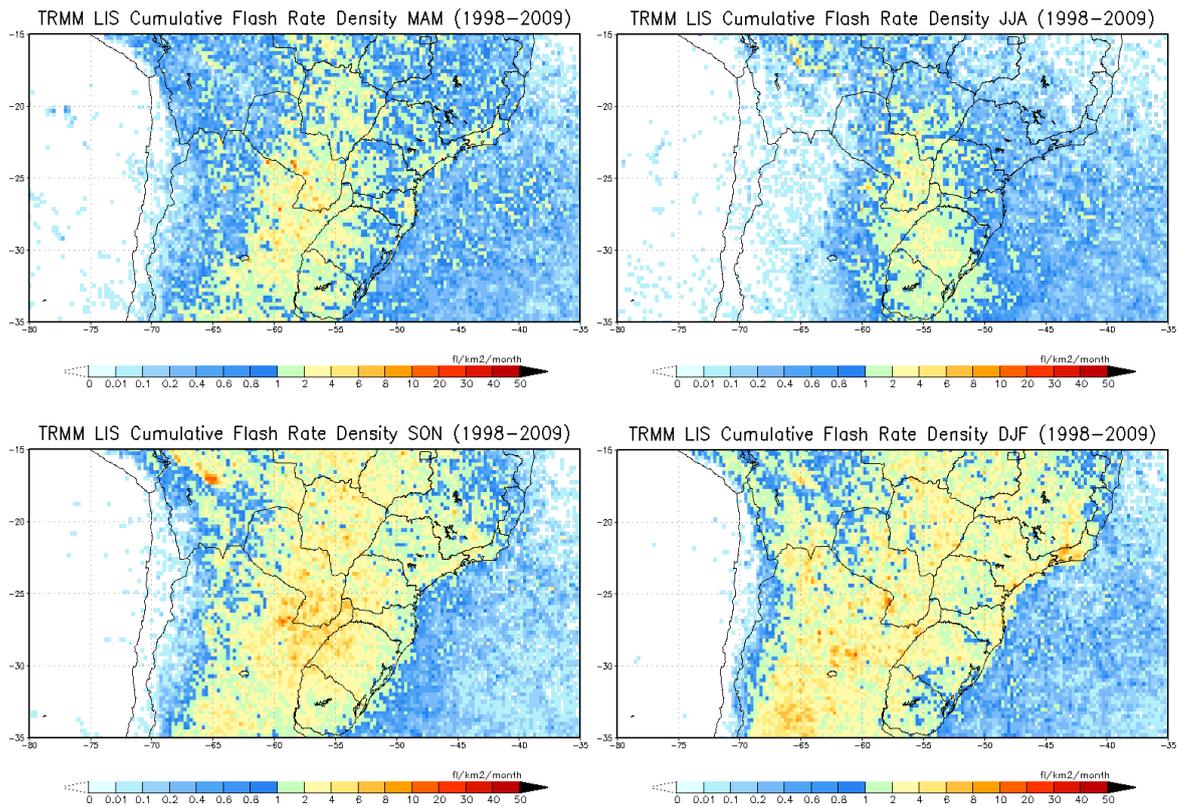


Figura 1.10: Distribuição sazonal média de relâmpagos observados com sensores OTD/LIS. (Adaptado de Albrecht et al 2011)

micro-ondas) e dados de reanálise, com resolução de 2.5° de latitude e longitude, conforme descrito em Xie e Arkin (1996). Neste caso, foram utilizadas médias mensais do período de Dezembro/2001 a Junho/2008 agrupados em estações de do ano.

Nota-se nas imagens que as Regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil apresentam dois regimes de precipitação bem caracterizados, com verão chuvoso (DJF) e inverno seco (JJA), enquanto que a região SAS, compreendendo a Região Sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e leste da Argentina, apresenta um regime de precipitação quase uniforme durante todas as estações do ano, para os períodos DJF, MAM, JJA e SON da Figura 1.11. Os jatos de baixos níveis a leste dos Andes são as principais fontes de umidade para o surgimento dos SCM na região entre as latitudes 15° S e 35° S, principalmente durante a primavera e o verão (Velasco e Fritsch, 1987; Machado et al., 1998; Silva e Berbery, 2006; Teixeira e Satyamurty, 2007; Durkee et al., 2009, entre outros).

Esta distribuição de precipitação também ocorre com os mesmos regimes no Paraná, conforme apresentado na Figura 1.12, com um gráfico do tipo Box-Whiskers (Tukey, 1977),

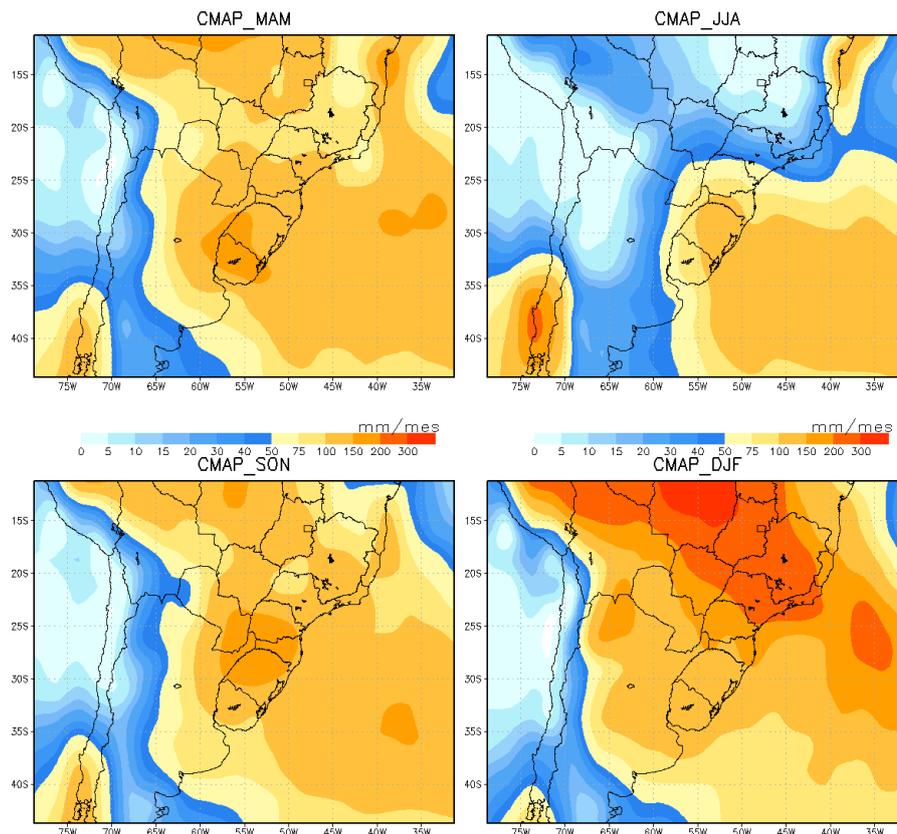


Figura 1.11: Distribuição da precipitação sazonal média mensal através de análises de dados de satélites, pluviômetros e reanálises do CPC-AMAP (Climate Prediction Center - CPC Merged Analysis Precipitation).

onde as caixas representam os valores médios mensais de todas as estações automáticas hidrometeorológicas, descritas no Capítulo 2. Neste gráfico, as bases e o topos das caixas representam os valores nos quartis 25% e 75%, respectivamente, a barra horizontal no meio da caixa representa o valor da mediana (quartil 50%) e os limites das retas os valores do desvio padrão da amostra. Nesta representação dos dados pode-se verificar que há uma distribuição praticamente simétrica dos dados de precipitação, mesmo conhecendo-se que há uma variação espacial associada ao relevo das estações. Porém, em sua maioria, a distribuição das chuvas ocorre ao longo de todas as estações do ano, sendo maiores nos trimestres de primavera (SON) e depois no verão (DJF), como também observado em toda a região SAS.

Em um trabalho recente, Durkee e Mote (2009); Durkee et al. (2009) apresentaram uma climatologia dos SCM na região subtropical da América do Sul avaliando a distribuição espacial e temporal dos CCMs para o período de 1998-2007. Nestes estudos mostraram

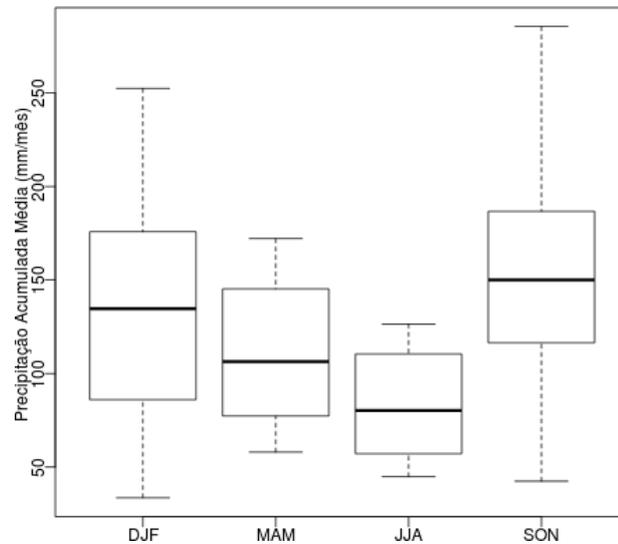


Figura 1.12: Distribuição da precipitação sazonal média mensal, no Paraná, com base nas estações meteorológicas automáticas do SIMEPAR.

similaridade com as observações de Velasco e Fritsch (1987) e Machado et al. (1998), principalmente. A Figura 1.13 apresenta a distribuição espacial da frequência de ocorrência de CCM durante a estação quente (de Outubro a Maio) e a distribuição mensal desses eventos por latitude, em um gráfico do tipo Box-Whiskers, onde pode-se notar que os CCM analisados estão localizados também na região de maior atividade elétrica, como detectado pelo LIS (Figura 1.10), principalmente entre as latitudes de -20°S e -30°S , e contribuem para a maior parte da precipitação e da atividade elétrica na região SAS.

Vários estudos têm investigado o ciclo diurno como aproximação para a intensidade convectiva e sistemas de precipitação na América do Sul, tanto com a utilização de informações de satélite (canal IR), como modelos numéricos, ou medições de redes de pluviômetros, e.g., Velasco e Fritsch (1987), Garraud e Wallace (1997), Laing e Fritsch (2000), Nesbitt et al. (2000), Nesbitt e Zipser (2003), Nesbitt et al. (2006), Pereira Filho et al. (2006), entre outros. Um padrão interessante do ciclo diurno é observado na região SAS, onde o número de SCM é máximo no final da tarde e início da noite, e o máximo de precipitação é no período da manhã.

Como os SCM são compostos de elementos convectivos individuais, espera-se que se formem em ambientes similares, principalmente com CAPE grande, umidade significativa em baixos níveis e cisalhamento vertical do vento que ajudem a determinar a estrutura do sistema. Contudo, devem ocorrer características adicionais que favorecem a organização da

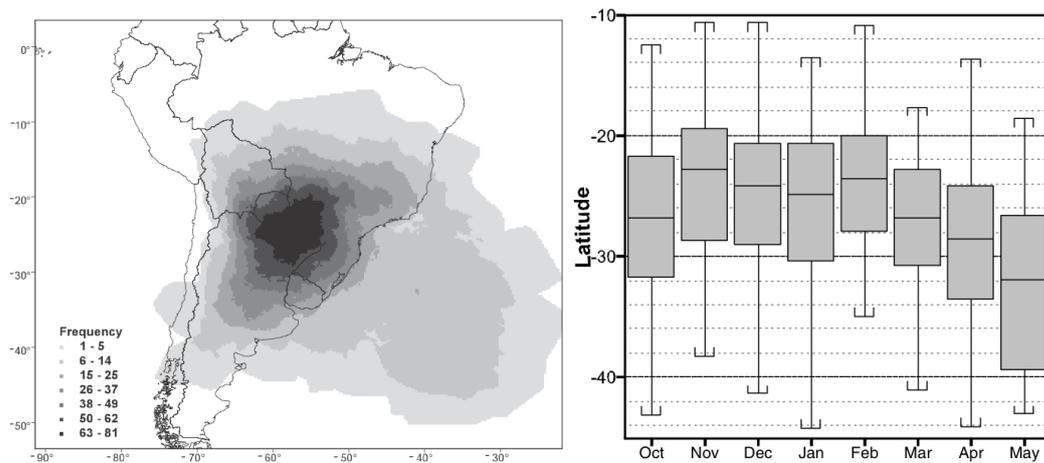


Figura 1.13: Distribuição espacial e mensal dos CCMs na estação quente, respectivamente. (de Durkee et al. 2009; e Durkee e Mote 2009)

convecção nos SCMs, tais como cavado de níveis médios fraco, corrente abaixo do sistema, e os Jatos de Baixos Níveis (JBN), que provêm advecção de ar quente e umidade em baixos níveis para a manutenção dos SCMs.

Os JBN são geralmente observados com maior frequência durante a primavera e verão, e são bastante comuns nos USA, como jato de sul sobre as Grandes Planícies. O máximo em velocidade tende a ocorrer ao redor de 800m acima do terreno, sendo mais comum à noite, à medida que a camada limite se torna desacoplada devido a formação da inversão na superfície. Os padrões sinóticos podem afetar a presença e a força dos JBNs, sendo que o setor quente é conducente a forte JBN.

Na América do Sul, os JBN a leste dos Andes são as principais fontes de umidade para o surgimento dos SCM, principalmente durante a primavera e o verão. O sul do Brasil, entre as latitudes 16°S e 33°S, é uma região comumente afetada por eventos severos relativos a SCM, como estudado por Velasco e Fritsch (1987); Machado et al. (1998); Silva Dias (1999); Siqueira et al. (2005); Silva e Berbery (2006); Weykamp (2006); Teixeira e Satyamurty (2007); Anabor et al. (2008, 2009); Romatschke e Houze Jr (2010).

A região de ocorrência dos JBN na América do Sul é historicamente pobre em observações, embora a situação tenha melhorado nos últimos anos. O experimento SALLJEX (Vera et al., 2006) contribuiu com informações e estímulo para ampliar a investigação desse fenômeno. Os estudos relativos aos JBNs e a relação com os SCMs e a precipitação na região são muitos. Entre estes podem ainda ser citados Salio et al. (2007); Saulo et al.

(2007); Sakamoto (2009); Borque et al. (2010), entre outros. Uma excelente revisão das investigações recentes sobre os JBNs em termos de observação por satélite e estudos de modelagem numérica encontra-se no trabalho de Sakamoto (2009).

Estudos relacionando observações de radar e relâmpagos com os SCM, como o que se propõe neste projeto, embora bastante numerosos em outros continentes, no Brasil são bem poucos (Kneib, 2007; Albrecht, 2008; Saraiva, 2010). Com este trabalho pretende-se conhecer um pouco melhor as características internas dos SCM observados por radar e a variabilidade dos relâmpagos associados.

A variabilidade horária de relâmpagos nuvem-solo sobre a superfície terrestre é bem conhecida por ter grandes picos associados a atividade convectiva máxima durante a tarde. Podem ocorrer variações associadas com aspectos meteorológicos locais e orográficos. Nas latitudes médias, a atividade elétrica sobre a terra é máxima no período do verão e mínima no inverno (Williams, 2001). Contudo, as regiões tropicais apresentam dois picos de atividade máxima de relâmpagos. Os estudos mais extensos até o presente, em relação às características das descargas nuvem-terra e morfologia de mesoescala é apresentado por MacGorman e Morgenstern (1998) e Parker et al. (2001).

No Brasil, estudos recentes têm mostrado que o Sul e Sudeste são regiões com grande incidência de descargas elétricas atmosféricas que estão, geralmente, associadas a SCM (Gin et al., 1998; Gin e Beneti, 2003; Naccarato et al., 2003; Pinto e Pinto Jr., 2003; Beneti et al., 2005; Lima, 2005), entre outros. No entanto, há um conhecimento limitado em relação à frequência, tipo, morfologia e intensidade de tempestades com descargas nuvem-terra e suas diferenças regionais, e esses estudos mostram algumas peculiaridades na estrutura elétrica. Estas tempestades apresentam grande porcentagem de relâmpagos nuvem-solo de polaridade positiva no verão (Naccarato et al., 2003; Beneti et al., 2005), indicando que a estrutura de cargas elétricas nas nuvens nesta região podem ser diferentes de outras regiões e necessitam de investigação futura. Gin e Beneti (2003) mostraram que as distribuições mensais de relâmpagos nuvem-solo são de 80% de polaridade negativa e 20% de polaridade positiva, e os meses de outubro e fevereiro, início da primavera e outono, respectivamente, apresentaram a máxima atividade de relâmpagos nuvem-solo. Os estudos de relâmpagos em São Paulo e Paraná mostram que há regiões com densidade espacial de raios de 2.5 descargas/km²/mês (Naccarato, 2006), similar a valores encontrados na Florida, USA,

região conhecida como *a capital dos relâmpagos nos USA* (Orville e Huffines, 2001).

Uma rede de detecção de relâmpagos, como a atualmente disponível no Brasil (Beneti et al., 2000), fornece medições de propriedades de descargas atmosféricas nuvem-terra numa região que cobre o sudeste e parte do sul do Brasil, com informações de tempo, localização, polaridade, e corrente de pico. O conhecimento dessas propriedades dos relâmpagos pode ser utilizado para inferir os processos físicos responsáveis pela eletrificação das nuvens e propriedades de descargas e nowcasting da convecção tais como morfologia, ciclo de vida e intensidade, em especial quando combinado com outras medidas tais como satélite, radares, e observações de superfície (MacGorman e Morgenstern, 1998; MacGorman e Rust, 1998).

Embora as condições ambientais nas quais as tempestades ocorrem com polaridades predominantemente positivas ou negativas possam variar bastante, é sabido que muitas dessas tempestades produzem eventos de tempo severo, em especial granizo e tornados, como estudado por Bluestein e MacGorman (1998); Zajac e Rutledge (2001); Carey et al. (2003); Zipser et al. (2006); Steiger et al. (2007a,b); Mattos e Machado (2010), entre outros. A determinação se as condições ambientais são sistematicamente relacionadas às características e polaridade dos relâmpagos, e quais são estas condições, é um passo crucial para aumentar a confiança nas informações de polaridade e intensidade dos relâmpagos obtidas pelas redes de detecção de relâmpagos, para a previsão de tempo severo em curtíssimo prazo. Além disso, a determinação da relação entre certas condições ambientais e a polaridade dos relâmpagos nuvem-solo levará a um conhecimento mais aprofundado dos mecanismos de eletrificação nas nuvens, especialmente as tempestades com maior polaridade positiva, que permanecem como especulações até o presente (Williams, 2001; Lang e Rutledge, 2011). Espera-se que os resultados apresentados neste estudo possam contribuir na busca deste entendimento e auxiliar com subsídios para aprimorar nossa capacidade de previsão.

Metodologia

2.1 Rede de Monitoramento Hidrometeorológico

São utilizadas as informações de um sistema de monitoramento hidrometeorológico com abrangência no sul do Brasil, especificamente no Paraná, conforme mostra a Figura 2.1, composto por um radar meteorológico Doppler, uma rede de detecção de descargas atmosféricas, uma rede telemétrica automática de estações hidrometeorológicas, informações de satélites meteorológicos, além de análises sinóticas a partir dados convencionais e campos de análises de modelos numéricos disponíveis, para investigar também as condições atmosféricas associadas aos eventos estudados. As informações foram coletadas durante o período de Janeiro de 2000 a Dezembro de 2010, e uma descrição dos dados e metodologia são apresentados à seguir.

2.1.1 Radar Meteorológico Banda-S Doppler

O conjunto de dados de radar consiste em informações coletadas pelo radar meteorológico Banda-S Doppler instalado no município de Teixeira Soares, Paraná, e em operação desde 1997 para o monitoramento de tempestades e estimativa de precipitação (Beneti et al., 1998). A área de cobertura do radar abrange os estados do Paraná e Santa Catarina, parte do norte do Rio Grande do Sul e sul de São Paulo, conforme apresentado na Figura 2.1.

O sistema de aquisição de dados do radar está configurado de tal forma a permitir a medição de dados volumétricos de radar com alta resolução espacial (na direção radial, largura do pulso de 0.8μ s, resolução mínima de 250m e 0.95° de abertura do feixe) e temporal (com atualização de 10 a 15 minutos) num alcance máximo de 240km (de 2000

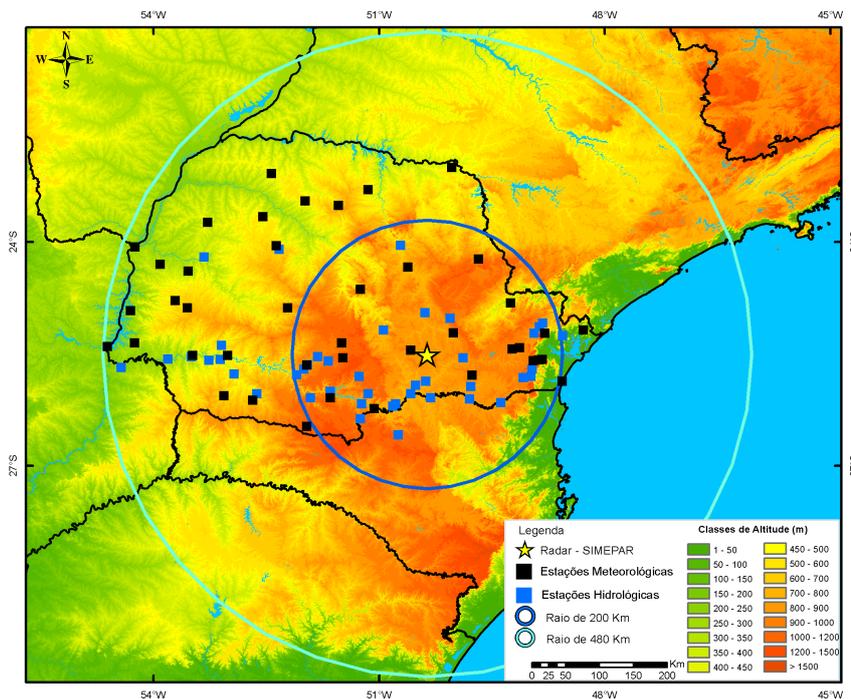


Figura 2.1: Infra-estrutura de monitoramento hidrometeorológico no sul do Brasil.

a 2003) e de 200km (a partir de 2003), e também uma varredura de vigilância, a cada 30 minutos pelo menos, num alcance de 480km ao redor do radar. A Tabela A.1, do Apêndice A, apresenta as principais características técnicas do equipamento e um resumo das estratégias de coleta de dados utilizadas e descritas a seguir.

A estratégia de coleta de dados de radar está intrinsecamente relacionada ao uso operacional que se faz do sistema e, neste caso, com fins de estimativa de precipitação e detecção e previsão de tempestades na área de cobertura do radar. A resolução dos dados, frequência de coleta de dados e o número total de elevações por varredura sofreu variações em sua especificação ao longo do período do estudo para se adequar às necessidades operacionais, conforme mostra a Tabela A.1. Mesmo em situações em que não havia registro de precipitação, como também intercalado à coleta de dados volumétricos, foram coletados dados para vigilância (SURV480) com uma única elevação da antena (0.0° ou 0.3° , dependendo do período dos dados), repetida em intervalos de 15 a 30 minutos. Em situações de ocorrência de precipitação na área quantitativa do radar (até 240km de distância) foram coletados dados volumétricos de refletividade, velocidade radial Doppler e largura espectral e, no caso das tarefas de coleta de dados volumétricos (VOL240 e VOL200), a repetição

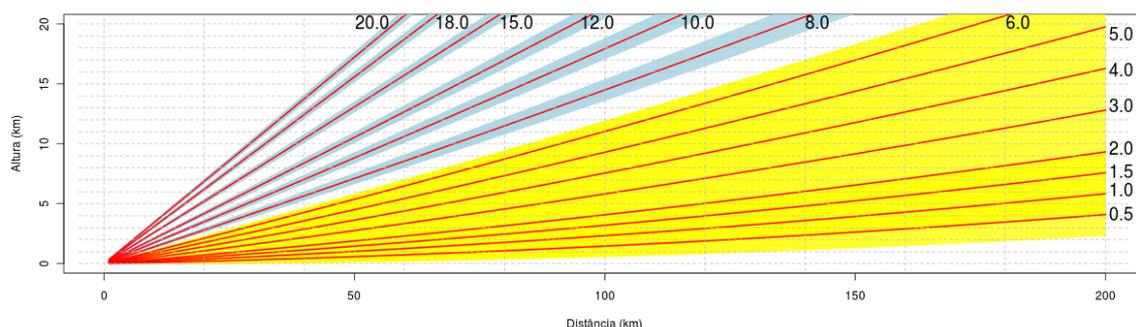


Figura 2.2: Estratégia de coleta de dados volumétricos. Em amarelo as respectivas elevações da antena com ângulos de 0.5° a 6.0° , e em azul as elevações acima de 6.0° , utilizadas, conforme apresentada na Tabela A.1, do Apêndice A.

das tarefas de coleta dos dados foi de 15 minutos, até Novembro/2003, e de 10 minutos, após Dezembro/2003, com mais de 10 elevações da antena, entre 0.5° e 20° , como mostra a Figura 2.2. A resolução espacial mínima dos dados brutos, que corresponde a unidade de volume do radar (BIN), formado por um sólido geométrico do tipo tronco de cone, tem como ângulo do vértice do cone igual a abertura do feixe do radar, 0.95° , e largura de 250m e 500m, para os dados volumétricos (VOL240 e VOL200), dependendo do período dos dados, e 1000m para a tarefa de vigilância (SURV480).

Neste estudo, optou-se por utilizar dados volumétricos (360° de azimute e diversas elevações da antena do radar) com um mínimo de elevação da antena de 0.5° a 6° . Os períodos em que a estratégia de coleta de dados não compreendia esse limite mínimo de elevação da antena, não foram considerados neste estudo.

Antes de realizar a análise dos dados brutos de radar, estes foram convertidos do formato nativo do sistema de processamento de sinal do radar (EEC/EDGE de Janeiro/2000 a Setembro/2008, e SIGMET/IRIS de Outubro/2008 a Dezembro/2010) para o formato universal (UF), conforme descrito por Barnes (1980), que reformata os dados enquanto mantém as coordenadas naturais do radar, coordenadas polares (distância em relação ao radar, ângulo de azimute relativo ao norte, ângulo de elevação da antena) utilizando as bibliotecas disponíveis. Para este projeto foram utilizadas as bibliotecas para leitura dos dados de radar do RSL/TRMM ("Radar Software Library - Tropical Rainfall Measuring Mission", http://trmm-fc.gsfc.nasa.gov/trmm_gv/software/rsl).

A partir dos dados volumétricos do radar, em coordenadas polares e formato UF, é

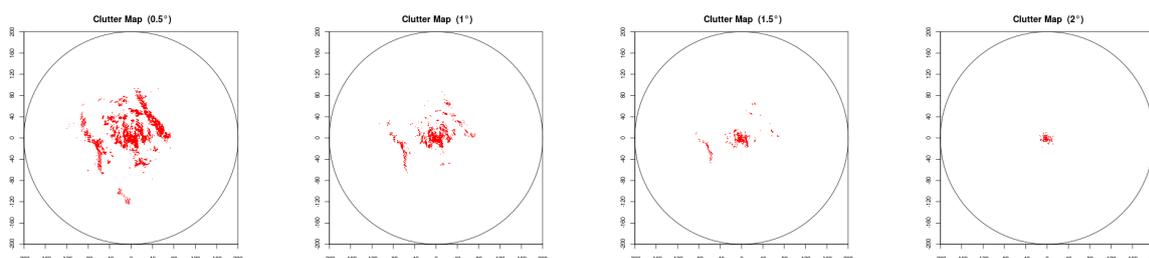


Figura 2.3: Eco de terreno nos dados volumétricos de radar para as elevações de 0.5° , 1.0° , 1.5° e 2.0° .

feito um controle de qualidade dos mesmos, principalmente para remover ruídos resultante do processamento do sinal, remoção de eco de terreno e de dados espúrios, entre outros processos, antes de fazer a interpolação em coordenadas Cartesianas. O processamento dos dados passou por um controle de qualidade para remoção do eco de terreno que ainda continuava contaminando os dados, mesmo após o processamento digital, utilizando o sistema EEC/EDGE. Nesse caso, foi necessário retirar os BINs que apresentavam maior contaminação de eco de terreno que estavam presentes nas elevações de 0.5° , 1.0° , 1.5° e 2.0° . A Figura 2.3 apresenta os PPIs (Plan Position Indicator - distribuição espacial da refletividade detectada) das elevações com o mapa de eco de terreno utilizado. Este mapa foi obtido após análise de frequência de observações para todo o período, o qual foi possível identificar a região predominantemente contaminada por ecos de terreno.

Após a conversão dos dados em UF e o controle de qualidade, fez-se a interpolação em coordenadas Cartesianas, com espaçamento regular horizontal de 2km e vertical de 500m, para o domínio de 200km de raio de alcance do radar. Os dados foram processados e interpolados para uma matriz tridimensional com base regular utilizando um esquema do tipo Cressman (1959).

Os dados de radar originais, brutos, referem-se a um sistema de coordenadas esféricas com três graus de liberdade, (r_s, θ, ϕ) , onde r_s é a distância em relação ao radar (*slant range*), θ é o ângulo de azimute em relação ao Norte, e ϕ é o ângulo de elevação em relação ao horizonte. Em um referencial Cartesiano, o centro é no sítio do radar, com eixo da abscissa (y) apontando ao Norte e ordenadas (x) a Leste, e a altura (z), o plano $x - y$ é tangencial à superfície terrestre na localização do radar. A Figura 2.4(a) exemplifica este sistema de coordenadas. (Heymsfield et al., 1983, 2000). A Figura 2.4(b) é uma representação da interpolação de Cressman. O ponto de grade é o centro do elipsóide

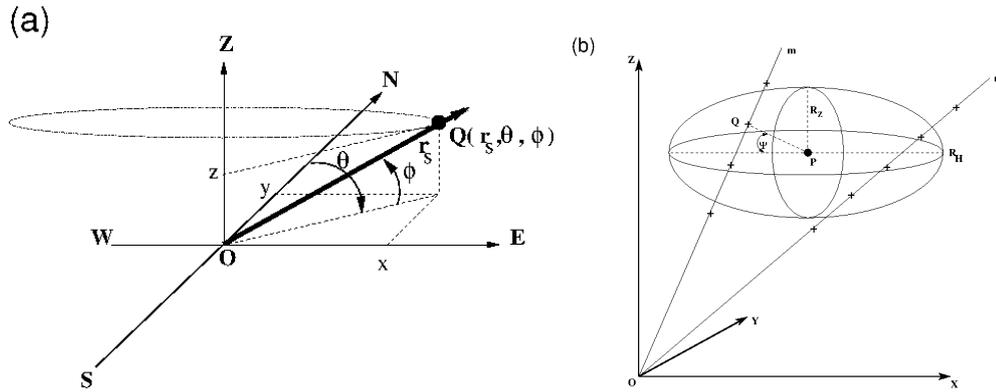


Figura 2.4: (a) Sistema de coordenadas do radar com geometria dos dados volumétricos em coordenadas polares (adaptado de Heymsfield et al., 2000); (b) Interpolação de dados de radar em coordenadas Cartesianas utilizando método de interpolação tridimensional de Cressman (1959).

(P), e o radar está no ponto O , centro do sistema de referência. O valor de refletividade interpolado no ponto de grade é obtido conforme descrito a seguir.

Neste caso, definimos uma função de interpolação com peso em relação à distância entre os pontos de observação (BIN do radar) e o ponto de grade da matriz Cartesiana, do tipo:

$$F = \frac{\sum \omega_i f_i}{\sum \omega_i} \quad (2.1)$$

onde f_i é i -ésima observação do radar, ω_i é o coeficiente de peso que depende da distância entre o ponto de observação i e o ponto de grade:

$$\omega_i = \begin{cases} \frac{R_i^2 - D_i^2}{R_i^2 + D_i^2} & \text{para } D_i \leq R_i, \\ 0 & \text{para } D_i > R_i, \end{cases} \quad (2.2)$$

onde D_i é a distância entre o ponto de observação Q e o ponto de grade P , e R_i é o raio de influência definido como (Zhou e Hainguang, 2005):

$$R_i = \frac{R_H R_z}{(R_H^2 \sin^2 \Psi_i + R_z^2 \cos^2 \Psi_i)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.3)$$

$$\Psi = \arctan \left[\frac{z_i}{(x_i^2 + y_i^2)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (2.4)$$

onde R_H e R_z são os raios de influência horizontal e vertical, respectivamente, x_i , y_i , e z_i são as coordenadas do ponto de observação relativo ao ponto de grade no espaço Cartesiano e Ψ é o ângulo de elevação do ponto de observação relativo ao ponto de grade.

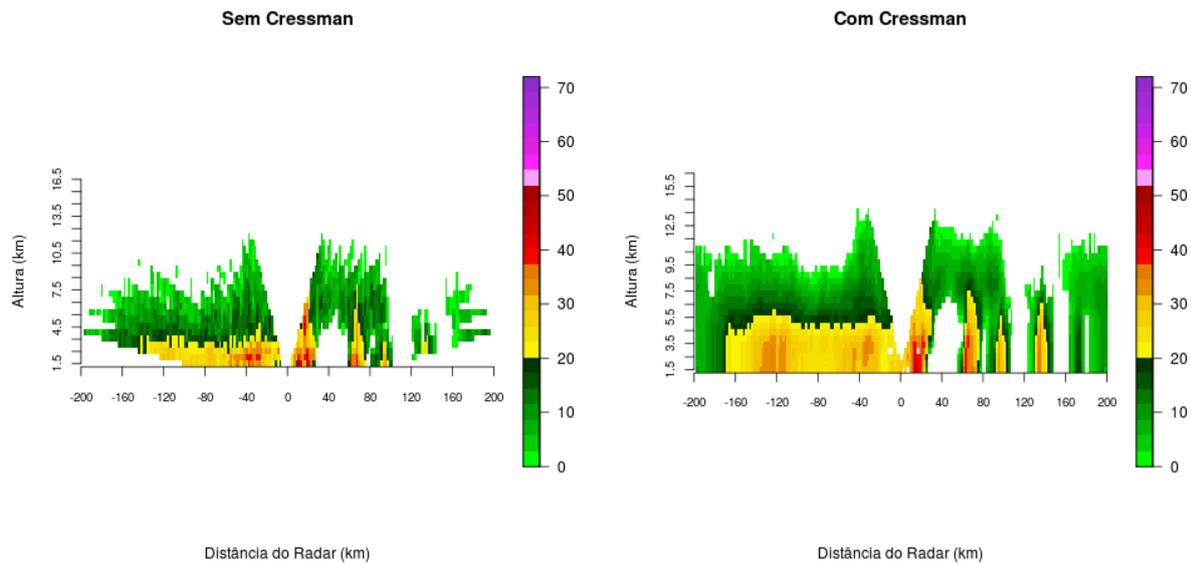


Figura 2.5: Exemplo de dados de radar (seção vertical) com remoção de eco de terreno e interpolação utilizando uma função peso do tipo Cressman.

Neste estudo procurou-se reconstruir da melhor forma possível o perfil vertical de refletividade, sendo que os dados foram suavizados pela técnica de interpolação utilizada (Cressman) e levando em consideração todos os pontos disponíveis ao redor da seção vertical com um raio de influência. A Figura 2.5 mostra um exemplo de seção vertical de um volume de radar onde a interpolação foi realizada com resolução horizontal de 2km e vertical de 500m, após o controle de qualidade e interpolação. Neste caso, os dados foram primeiramente interpolados na matriz Cartesiana tridimensional e então foi feita a seção vertical apresentada. As duas imagens mostram a diferença entre os dados brutos originais e o resultado final com a reconstrução de um perfil vertical de refletividade. Para evitar a contaminação por ecos espúrios e ruídos nos dados, foram removidos das análises todos os ecos com área menor de 16km^2 na horizontal, independente do valor de refletividade médio encontrado. Decidiu-se utilizar um limiar para a mínima refletividade, neste caso, 15dBZ, para a identificação das áreas convectivas e estratiformes dos SCM analisados, como também para a avaliação de topo do eco e outros cálculos, porém na avaliação dos regimes de precipitação foi utilizado o limiar de 0dBZ, já que o objetivo era identificar padrões em número maior de eventos, inclusive quando do início da convecção na área do radar.

2.1.2 Rede de Detecção e Localização de Relâmpagos

As informações da Rede de Detecção e Localização de Relâmpagos (RDLR) da RINDAT (Beneti et al., 2000), com localização dos sensores apresentados na Figura 2.6, utilizadas neste estudo, consistem de dados coletados em tempo real com informações de tempo (data, hora com precisão de milissegundos), localização (latitude e longitude), intensidade e polaridade da corrente de pico (em kA) para cada descarga atmosférica detectada pelo sistema. Neste estudo, as descargas atmosféricas (usado com o termo "strokes em ingles) são agrupadas em relâmpagos ("flashes", em ingles) nuvem-solo (NS), apenas, para a análise dos eventos, e o período de dados selecionados foram de Janeiro/2000 a Dezembro/2010. Com essas informações são selecionados os eventos de maior incidência de descargas atmosféricas, comparando-se as polaridades registradas e verificando se há outras informações meteorológicas disponíveis para os eventos, tais como radar, satélite e dados de estações automáticas telemétricas, entre outras.

Os dados foram analisados considerando apenas os relâmpagos com pico de corrente maior que 10kA, em módulo. De acordo com Cummins et al. (1998) e Orville et al. (2002), os relâmpagos positivos de fraca intensidade, menores que 10kA, são considerados, em geral, como associados a descargas intra-nuvem e sugerem que sejam filtradas para eliminar qualquer tipo de ruído nas informações, uma vez que este tipo de RDLR não possui sensores para detecção específica de relâmpagos intra-nuvem, atualmente. Além disso, Naccarato e Pinto Jr. (2009) mostraram que para uma rede de sensores mistos como a RINDAT, há uma tendência em ter desempenho menor, e os modelos de eficiência de detecção de relâmpagos devem ser revistos. No caso da RINDAT, em especial na região de estudo, foi verificado que o desempenho de eficiência de detecção de relâmpagos depende da intensidade do pico de corrente das descargas. As Figuras 2.6(b) e (c) mostram que enquanto a eficiência de detecção de relâmpagos com intensidade de pico de corrente entre 5 e 10kA no centro do Paraná é menor que 50% (Figura 2.6b), no caso dos relâmpagos com intensidade de pico de corrente maior que 30kA a eficiência de detecção é maior que 90% (Figura 2.6c), como ocorre no região central da RDLR brasileira. Dessa forma, para garantir que os dados associados às tempestades tivessem uma boa qualidade para a análise, optou-se por um corte nos dados da mesma maneira para as descargas negativas. A qualidade dos resultados obtidos em termos de eficiência e precisão na detecção e localização

das descargas atmosféricas é determinada por um grande número de fatores, incluindo a eficiência individual de cada sensor, o número médio de sensores que contribuem para a localização das descargas e a distância entre os sensores. A precisão estimada nessa área é superior a 1km e eficiência de detecção de relâmpaos estimada maior que 90%, conforme o modelo proposto por Naccarato (2006).

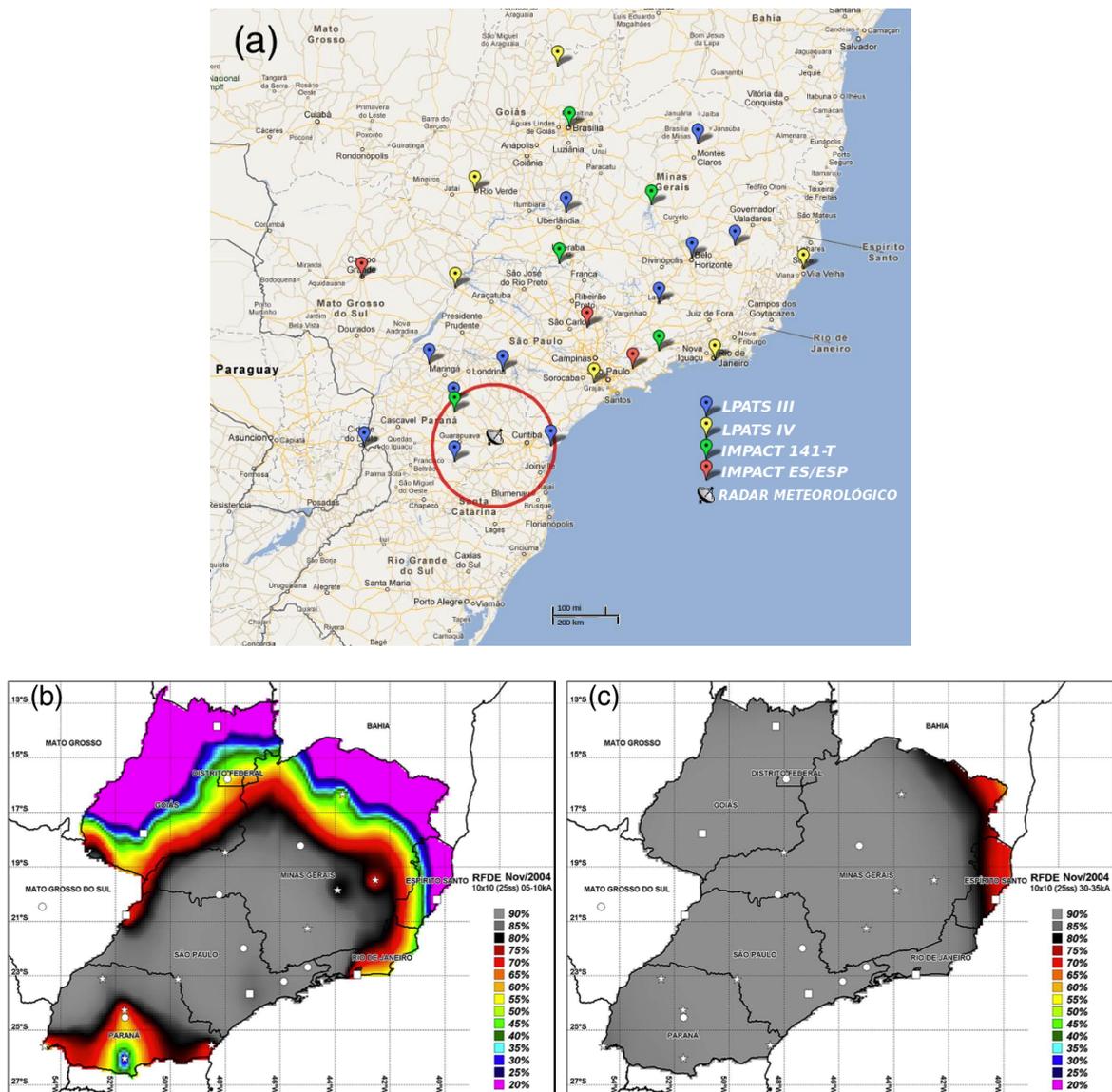


Figura 2.6: (a) Localização dos sensores de detecção de relâmpagos da RINDAT (Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas, Beneti et al. 2000); (b) e (c) Eficiência de detecção da RINDAT para relâmpagos com intensidade de pico de corrente entre 5-10kA e 30-35kA, respectivamente (Naccarato et al.,2009).

A análise dos dados de descargas atmosféricas será considerada com o agrupamento das informações de descargas ("strokes") em relâmpagos ("flash), uma vez que a maioria

dos estudos anteriores relacionando os raios com outras características das tempestades usam contagem de relâmpagos, e não de descargas, como medida da atividade elétrica e caracterização das tempestades (Rakov e Huffines, 2003; Stolzenburg e Marshall, 2009; Tessendorf, 2009; Pessi e Businger, 2009, entre outros). A diminuição da eficiência da detecção de relâmpagos com relação à distância da rede não é tão abrupta como a eficiência de detecção de descargas atmosféricas (Diendorfer, 2007; Diendorfer e Schulz, 2008).

As Redes de Detecção e Localização de Relâmpagos (RDLR) localizam as descargas elétricas atmosféricas (strokes) em um relâmpago (flash) multi-descarga de forma completamente individual entre si, e vários métodos podem ser usados para agrupar em relâmpagos, e isso pode afetar diversos parâmetros de descargas derivados.

Os sistemas mais antigos empregavam um algoritmo baseado em ângulo onde cada sensor contava todas as descargas ("strokes") que ocorriam em uma área de ± 2.5 deg da primeira descarga por um período de 1 seg depois dessa primeira descarga. O valor definido para a multiplicidade do relâmpago era simplesmente o maior número de descargas detectadas por qualquer sensor de localização de direção (*Direction Finding*) na rede.

Outros algoritmos de agrupamento de descargas em relâmpagos usam clusterização espacial e temporal, como ilustrado na Figura 2.7. As descargas são adicionadas em qualquer relâmpago ativo por um período especificado de tempo (geralmente 1 segundo) depois de uma primeira descarga, contanto que as descargas adicionais estejam dentro de um raio de cluster especificado (geralmente 10km) ao redor da primeira descarga, e o intervalo de tempo entre as últimas descargas seja menos que um intervalo intra-descargas máximo (geralmente 500ms). Neste exemplo, as descargas 1, 3 e 4 são agrupadas em um único relâmpago, com multiplicidade 3, enquanto que a descarga 2 participa como um relâmpago de multiplicidade 1, já que a elipse de erro de localização da descarga atmosférica, obtida a partir do processamento dos dados dos sensores, não chega a tocar o maior cluster.

Adicionalmente, em sistemas de processamento modernos, como por exemplo os sistemas utilizados pela RINDAT (Beneti et al., 2000), se uma descarga está localizada mais distante que o raio do cluster ao redor da primeira descarga, mas não está claramente separada daquela descarga uma vez que as regiões de confiança de localização se sobrepõem, então a descarga é incluída no relâmpago. Dependendo da configuração do sistema, descargas podem ser contadas na multiplicidade, mesmo que tenham a polaridade oposta a da

primeira descarga. Os sistemas geralmente permitem ao usuário determinar a corrente de pico do relâmpago se estão designadas com a corrente de pico da primeira descarga ou com a maior descarga no relâmpago. Claramente, o algoritmo de agrupamento ou clusterização pode ter um efeito na multiplicidade dos relâmpagos medidos e na distribuição de corrente de pico e polaridade. Em um estudo com base de dados de 10 anos na Austria, Schulz et al. (2005) observou um decréscimo de 20% na multiplicidade dos relâmpagos negativos ao mudar do algoritmo baseado em ângulo do sensor para o agrupamento espacial, e também a distribuição de corrente de pico alterou ao usar a primeira descarga ou a descarga de maior intensidade de corrente no relâmpago para caracterizar sua polaridade e corrente de pico.

Neste trabalho, com base na literatura em geral (Cummins et al., 1998; Gin et al., 1998; Rakov e Huffines, 2003; Diendorfer, 2007), utilizou-se o seguinte critério de classificação de descargas de retorno para o mesmo relâmpago:

- tempo entre descargas de até 500ms;
- tempo entre a primeira e a última descarga de até 1s;
- distância entre a primeira descarga e as descargas consecutivas de até 10km ou quando, pelo menos, 40% da área da elipse de erro (de localização) está numa área de 10km de raio da primeira descarga.

A prioridade do tempo entre as descargas sobre a distância garante a distinção entre relâmpagos cujas medidas feitas no solo apresentam descargas subsequentes distantes entre si. A intensidade de corrente definida para o relâmpago é a da primeira descarga do relâmpago, porém a polaridade pode ser negativa, positiva ou bipolar, caso não se consiga separar em relâmpagos diferentes duas descargas subsequentes, e com as características definidas por Rakov (2003).

Além dos dados de descargas atmosféricas processados em relâmpagos utilizando a metodologia descrita, os dados de descargas atmosféricas foram organizados, em matrizes de densidade de descargas positivas e negativas (i.e. número de raios para cada quadrícula) com resolução espacial de 0.1° de latitude e longitude, para um domínio de 21° S a 29° S e 46° W e 56° W e resolução temporal 10 minutos. As informações de tempo de ocorrência, localização (longitude e latitude), intensidade da corrente de pico (em kA) e polaridade,

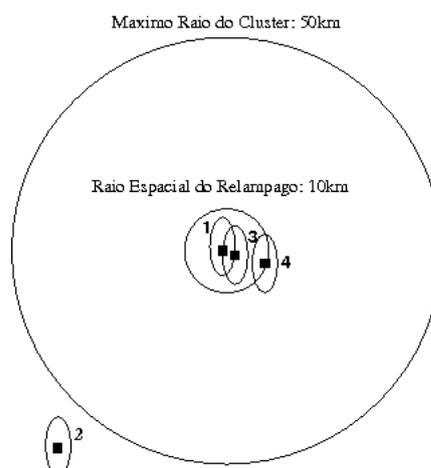


Figura 2.7: Método de agrupamento espacial de descargas nuvem-solo em relâmpagos. (Adaptado de Cummins et al. 1998)

inicialmente armazenados em um banco de dados, foram processados e gerados matrizes de densidade apresentadas no próximo Capítulo, inclusive.

2.1.3 Satélite Meteorológico

Um sistema de recepção e processamento em tempo-real de dados de alta resolução de satélites meteorológicos foi utilizado neste trabalho para acesso aos dados de satélite GOES-12, com informações disponíveis nos canais infravermelho, vapor d'água e visível. As imagens disponíveis a cada 30 minutos, aproximadamente, com resolução espacial completa de 4km, do canal infravermelho quatro (IR4), entre $10.2\mu\text{m}$ - $11.2\mu\text{m}$ (Janowiak et al., 2001) foram analisadas em uma área localizada entre 21° - 33°S e 45° - 65°W , para o período de Maio/2001 a Dezembro/2010.

Para identificar as áreas representativas de convecção profunda associadas aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os dados de satélite no canal IR4 com valores de temperaturas de brilho abaixo de -52°C foram inicialmente identificados e agrupados em cada imagem. De acordo com os trabalhos de Machado et al. (1998) e Machado e Laurent (2004), esses valores de temperatura indicam convecção profunda, e para cada agrupamento (ou cluster) na imagem de satélite, foi feito um ajuste de elipse (Wijewickrema e Paplinski, 2005; Nesbitt et al., 2006) para identificar critérios espaciais como área do cluster e excentricidade que foram utilizadas na análise dos eventos de SCM na região de

interesse. Após a identificação das elipses em cada matriz de dados de satélite, os SCM foram definidos como regiões com, pelo menos, 50.000km^2 de área, 200km de extensão horizontal, e excentricidade maior que 0,2. Os eventos associados a essas elipses foram utilizadas na análise dos SCM e comparados com as informações de radar e relâmpagos, conforme descrito no próximo Capítulo.

2.1.4 Estações Hidrometeorológicas Telemétricas de Superfície

A rede de estações telemétricas de superfície, utilizada neste projeto de pesquisa, é constituída, atualmente, por 43 estações hidrológicas e 40 estações meteorológicas distribuídas no estado do Paraná, cujas localizações estão ilustradas na Figura 2.1. As estações hidrológicas medem automaticamente a precipitação e o nível de água no rio, obtendo informações a cada 15 minutos, e as estações meteorológicas medem dados horários de temperatura do ar, umidade relativa, precipitação, velocidade e direção do vento, pressão atmosférica e radiação solar.

A distribuição das estações hidrológicas prioriza o monitoramento da Bacia do Rio Iguaçu, no sul do estado, enquanto que a distribuição das estações meteorológicas garante a espacialização das medições realizadas com uma densidade média de $70\text{km} \times 70\text{km}$ para cada estação, considerando a área do Paraná de aproximadamente 200.000km^2 . Na área quantitativa do radar, com raio de 200km, também considerada a área de análise dos eventos neste projeto de pesquisa, estão distribuídas um total de 18 estações meteorológicas e 27 estações hidrológicas, conforme apresentado na Figura 2.8, as quais serão utilizadas para avaliação e análise dos eventos selecionados, em termos de distribuição da precipitação e rajadas de ventos, principalmente.

2.1.5 Radiossondagem

Os dados da estação de radiossondagem de Curitiba (Código 83840 da OMM - Organização Meteorológica Mundial) foram utilizados para avaliar o perfil vertical de temperatura na área de cobertura do radar (200km de raio) e as condições de instabilidade atmosférica nessa região. Como a distribuição de estações de radiossondagem no Brasil é muito esparsa, optou-se por selecionar esta única estação como representativa das condições atmosféricas em altitude durante os eventos de SCM na área do radar, conforme localizada

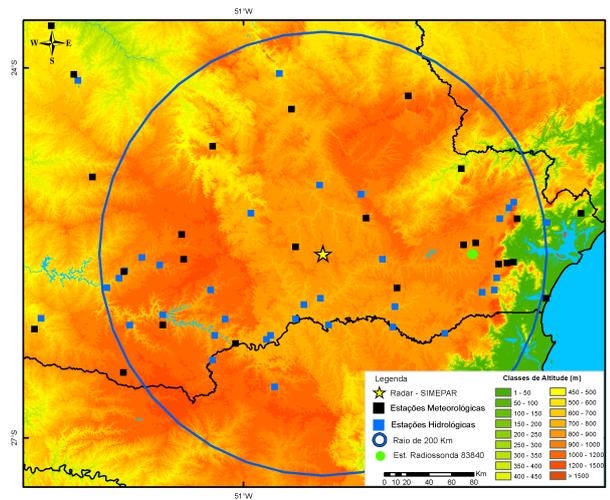


Figura 2.8: Localização do radar meteorológico, estações hidrometeorológicas automáticas e radiossonda na área de 200km de raio do radar.

na Figura 2.8. Nesse sentido, foram utilizados os dados das 00UTC e 12UTC disponíveis na internet, em especial, do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming, nos Estados Unidos (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

A Figura 2.9 apresenta o perfil vertical de temperatura da estação 83840, como aproximação das condições atmosféricas características ao redor da área quantitativa do radar (200km de raio), para o período de Janeiro/2000 a Dezembro/2010. Com uma frequência de 2 sondagens por dia (00UTC e 12UTC), estão disponíveis um total 5878 sondagens, pois ao longo do período de análise houveram diversas falhas (aproximadamente 27% do total) na coleta dos dados, como pode ser observado na Figura 2.9(a). A Figura 2.9(b) apresenta um perfil vertical de temperatura médio onde pode-se observar a evolução anual desse perfil no ambiente ao redor do radar e as alturas das isoterms de 0°C , -10°C , -20°C , -30°C e -40°C ao longo do ano. A Figura 2.9(c) apresenta um gráfico Box-Whiskers com uma distribuição bem simétrica dos dados, mostrando também os valores registrados para as isoterms. Para a comparação dos dados de radiossondagem com os dados de radar e relâmpagos, optou-se por utilizar um perfil vertical de temperatura médio horário, sempre que não houvesse os dados da sondagem das 12UTC, que geralmente não foi afetada pela convecção local.

Além do perfil de temperatura, também foram utilizadas os valores de CAPE, calculados a partir das observações das sondagens, para os eventos de SCM selecionados, conforme

disponível também na mesma fonte dos dados de sondagem.

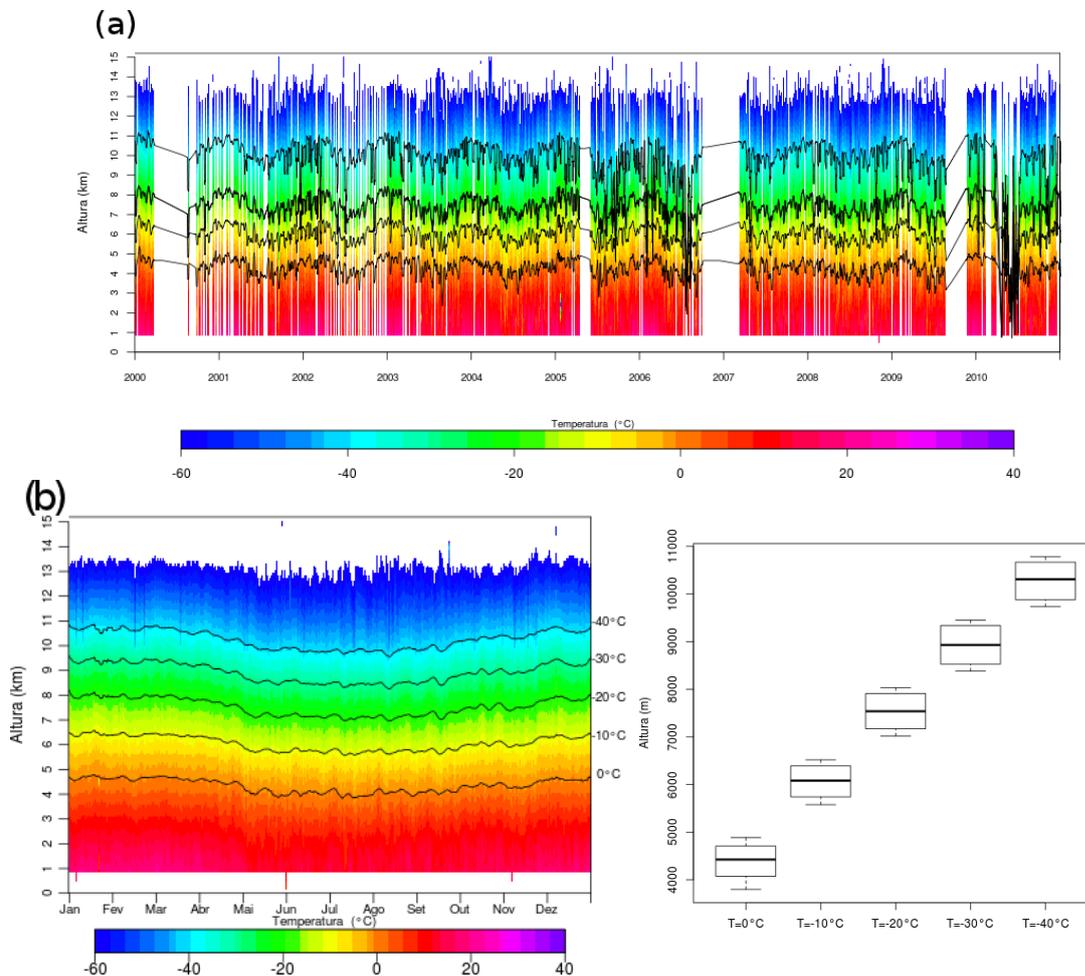


Figura 2.9: Perfil vertical de temperatura da estação de radiossondagem de Curitiba (código OMM 83840): (a) Dados históricos das sondagens das 00UTC e 12UTC disponíveis; (b) Distribuição anual do perfil vertical médio do período de 2000 a 2010.

2.1.6 Análise de Modelo Numérico

A análise das condições em larga escala associadas aos eventos de SCMs na área do radar meteorológico foi realizada com as informações do modelo numérico global GFS (“Global Forecast System” - Sistema de Previsão Global), mais especificamente, as análises operacionais do GDAS/NCEP (“Global Data Assimilation System / National Center for Environmental Prediction” - Sistema de Assimilação de Dados Global do Centro Nacional de Previsão Ambiental), com resolução horizontal de 1° de latitude e longitude, 26 níveis na vertical e resolução temporal de 6 horas (análises das 00UTC, 06UTC, 12UTC e 18UTC)

(Environmental Modeling Center, 2003).

As informações do modelo global GFS estão disponíveis na internet, no NCDC/USA (“National Climatic Data Center” - Centro Nacional de Dados Climáticos dos Estados Unidos), a partir de Março/2004 apenas. Esses dados estão disponíveis no seguinte endereço: <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfsanl>. Para este estudo foi feito um recorte no domínio do modelo para na América do Sul e os campos de interesse para a análise, separados e utilizados conforme apresentados no próximo Capítulo. Foram utilizados, além dos campos de pressão ao nível médio do mar, altura geopotencial em 850hPa e 700hPa, e os campos de temperatura e de advecção de temperatura analisados também nesses níveis, os demais campos:

- Estrutura termodinâmica através da energia de empuxo CAPE (Convective Available Potential Energy):

$$CAPE = g \int \left(\frac{T_v - T_{vm}}{T_{vm}} \right) dz$$

em unidades de J/kg onde T_v é a temperatura virtual da parcela sendo erguida desde a superfície até o topo da nuvem no nível de convecção livre;

- Cizalhamento vertical do vento em baixos níveis, entre 850hPa e 700hPa:

$$SHEAR = \sqrt{(U_{700} - U_{850})^2 + (V_{700} - V_{850})^2}$$

em unidades de m/s;

- Fluxo de umidade verticalmente integrada:

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{p_{700}}^{p_{sup}} q \nabla \cdot V_h dp$$

em unidades de $\text{kg}(\text{ms})^{-1}$.

2.2 Separação de Áreas Convectivas e Estratiformes no Radar

Os padrões de precipitação são identificados como áreas contíguas de refletividade nas imagens de radar meteorológico, seguindo uma metodologia similar à empregada no TRMM-PRMI (Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar and Microwave Imager) (Nesbitt et al., 2006).

Para cada arquivo com dados volumétricos de radar é feita a interpolação em coordenadas Cartesianas com resolução espacial horizontal de 2km, e vertical de 500m. A matriz tridimensional de refletividade é então utilizada para a análise e particionamento das estruturas de precipitação entre regiões convectivas e estratiformes, conforme Steiner et al. (1995), Yuter e Houze Jr. (1998), Biggerstaff e Listemaa (2000), Lang et al. (2007) e Pereira (2008).

Inicialmente, optou-se por utilizar um único plano horizontal definido como o plano base, com altura de 3km em relação ao nível do mar, a partir da matriz Cartesiana interpolada, e nessa matriz bidimensional é feito o particionamento convectivo/estratiforme com 3 testes descritos a seguir:

- **Teste 1:** Todo ponto de grade com refletividade acima de 40dBZ é considerado convectivo:

$$Z > 40\text{dBZ} \longrightarrow \text{Convectivo.}$$

- **Teste 2:** Para cada ponto de grade marcado como **Convectivo**, é feito um teste de gradiente ao redor dele, tal que:

$$Z > Z_{bg} + \Delta Z$$

onde Z_{bg} é a refletividade média para os pontos de grade num raio de alcance pré-determinado ($\sim 15\text{km}$), e

$$\Delta Z = a \cos\left(\frac{\pi}{b} Z_{bg}\right)$$

onde a e b são parâmetros ajustáveis (neste caso, $a = 8,0$ e $b = 150$). Todos os pontos de grade que se ajustam a este critério são também definidos como **Convectivo**.

- **Teste 3:** Ao redor dos pontos de grade definidos como **Convectivo**, para um raio de alcance determinado ($\sim 5\text{km}$), se $Z \geq 15\text{dBZ}$, o ponto de grade também é definido como **Convectivo**.

Após o particionamento **Convectivo / Estratiforme**, é feito um ajuste de elipse na região convectiva dos dados. A classificação do SCM, baseada em tamanho, é realizada considerando a área da estrutura de precipitação total, empregando uma técnica de ajuste de elipse ((Nesbitt et al., 2006). Inicialmente, os agrupamentos (ou **clusters**) convectivos

identificados na imagem do radar são classificados em Regiões de Interesse (RdI), e utiliza-se um ajuste de elipse baseado em Análise de Componentes Principais (ACP) a partir de matrizes para cada cluster ((Wijewickrema e Paplinski, 2005) da seguinte forma:

- Para cada RdI encontra-se o centro de massa da matriz e calcula-se o tensor de distribuição de massa e os Autovalores e Autovetores;
- Os eixos maior e menor da elipse são obtidos a partir destes Autovalores e Autovetores;
- Identifica-se a inclinação do eixo maior em relação ao ângulo de 0° apontando para o Norte geográfico, bem como excentricidade (relação entre eixo maior e menor da elipse) e área da elipse.
- Aplica-se essas elipses nas RdI da imagem do radar com ajuste na região *convectiva*.

Inicialmente utilizou-se o algoritmo de particionamento com base na técnica apresentada por Biggerstaff e Listemaa (2000). Porém, como os valores médios de perfil de temperatura obtidos pelas radiossondas indicam que a isoterma de 0°C está localizada, ao longo de todo o ano, entre os níveis de 3 e 4km de altura, em relação ao nível do mar, notou-se que, nas análises dos eventos de SCM, havia uma contaminação, ou identificação de regiões que não eram de precipitação convectiva, mas estratiforme, erroneamente identificadas como convectivas devido a presença da Banda Brilhante, evidente em diversos casos avaliados.

Para fazer esta seleção de forma automática para todo o período dos dados, optou-se por buscar uma melhor identificação do perfil vertical de refletividade, com a identificação da região da Banda Brilhante e conseqüentemente a separação e identificação da região convectiva nos dados espaciais do radar. A técnica de particionamento convectivo-estratiforme descrita em Zhang et al. (2008) e Zhang e Qi (2010) mostrou que, em alguns casos de eventos com linhas de instabilidade (squall lines), regiões estratiformes eram identificadas como convectivas de forma errônea devido aos valores de refletividade maiores que 30dBZ na altura da isoterma de -10°C (Zhang e Qi, 2010).

O método proposto por Zhang e Qi (2010) utiliza o conteúdo de água líquida integrada, comumente chamada de VIL, - (*Vertically Integrated Liquid*, termo em inglês) (Greene e

Clark, 1972), para separar a região estratiforme da convectiva, quando esta pode estar com contaminação da Banda Brilhante. Os valores utilizados neste artigo foram adaptados para o trabalho de tese, e testados em diversas ocasiões.

Embora seja uma decisão subjetiva, para a escolha de um limiar de VIL para se fazer a separação entre os dois tipos de precipitação, os resultados mostraram-se melhores que os apresentados por Biggerstaff e Listemaa (2000). Neste estudo optou-se por utilizar um procedimento de apenas 2 testes:

- substituir o limiar de 40dBZ para um valor de VIL acima de $1,0\text{kg/m}^2$ e $Z > 30\text{dBZ}$ para identificar a região de precipitação convectiva;
- substituir o teste de gradiente ao redor de cada ponto convectivo por uma técnica de agrupamento por dilatação dos pixels ao redor, marcando os novos pontos adjacentes também como precipitação convectiva.

Após a separação entre pixels de precipitação convectiva e estratiforme, foi utilizado o ajuste de elipses descrito anteriormente.

Um exemplo da aplicação desta técnica é apresentada na Figura 2.10, para 3 casos de precipitação encontrados na área do radar. Com a técnica de VIL diminui-se o número de pixels convectivos, porém o ajuste das elipses é bem mais apropriado. No entanto, como não foi aplicada uma técnica de detecção e correção da Banda Brilhante, como por exemplo proposto por Zhang et al. (2008), ainda havia a possibilidade de ocorrer detecção de área estratiforme como área convectiva, porém os valores de VIL eliminavam a maior parte dos casos.

2.3 Casos Selecionados

Após a aplicação do algoritmo de separação de áreas convectivas e estratiformes no radar e ajuste de elipse, foram selecionados todos os dados volumétricos de radar com elipses identificadas com extensão horizontal maior que 100km e armazenadas, para cada elipse, as seguintes informações:

- Data e hora do arquivo de radar;
- Área e excentricidade da elipse;

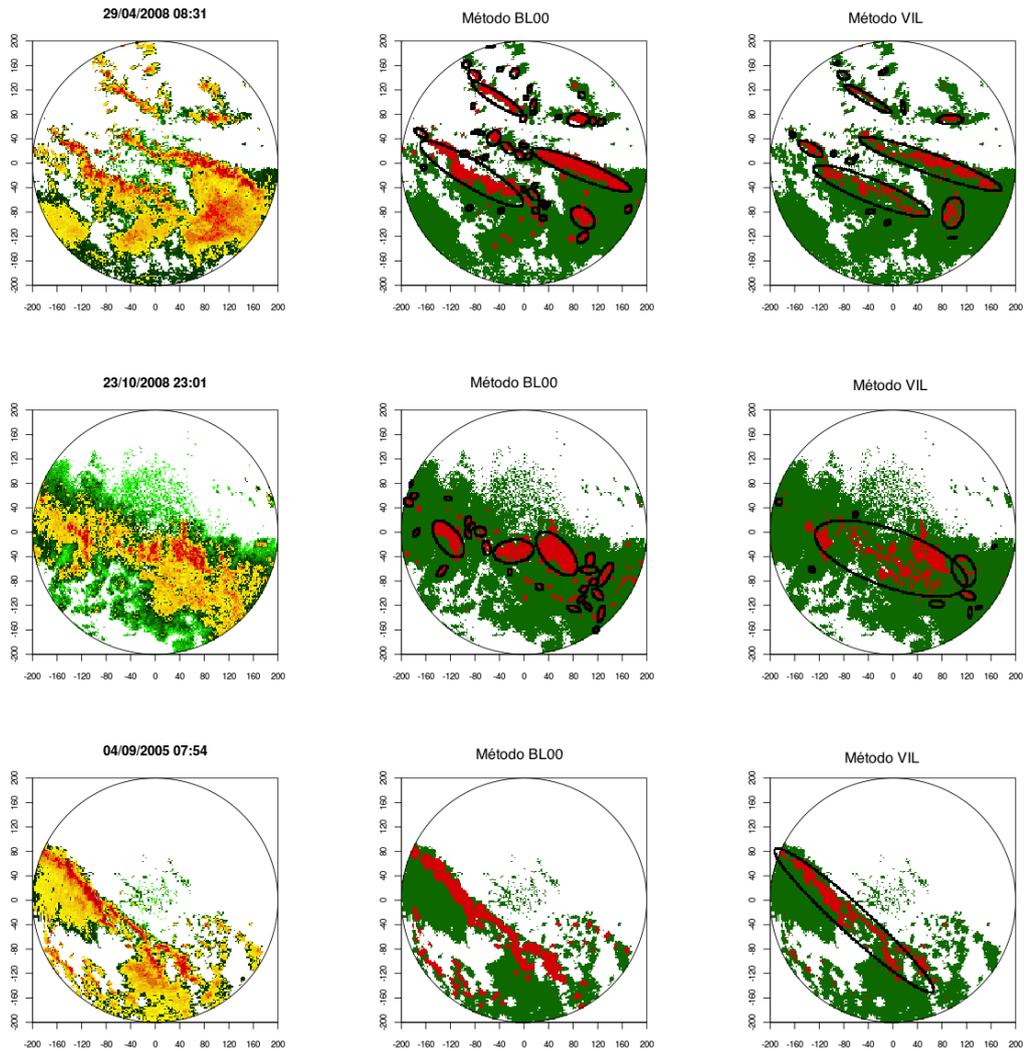


Figura 2.10: Exemplo de particionamento estratiforme e convectivo utilizando as técnicas de Biggerstaff e Listemaa (2000) e VIL. Aqui são apresentados os campos de refletividade (em dBZ), técnicas de separação BL00 e VIL, com cores em verde para área estratiforme e vermelho para convectivo, e as elipses identificadas para cada caso.

- Conteúdo de água líquida integrada verticalmente (VIL), definido como:

$$VIL = 3,44 \times 10^{-6} \int_{base}^{topo} Z^{4/7} dh$$

onde Z é a refletividade em mm^6m^{-3} , h é a altura do eco e tem unidade de m , e VIL tem unidade de $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$;

- Topo do Eco (TOPO) definido como maior altura com refletividade acima de 15dBZ;
- VIL Density, definido como VIL/TOPO , em kg/m^3 ;

- Conteúdo de gelo integrado verticalmente (VII) (Carey e Rutledge, 2000; Gauthier et al., 2010), definido como

$$VII = 6,07 \times 10^{-3} \int_{H_{-10^{\circ}C}}^{H_{-40^{\circ}C}} Z^{4/7} dh$$

onde Z é a refletividade mm^6m^{-3} , $H_{-10^{\circ}C}$ e $H_{-40^{\circ}C}$ são as alturas das isothermas de -10 e $-40^{\circ}C$, respectivamente, e VII tem unidade de $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$;

- Valores de refletividade média nas alturas relacionadas às isothermas de 10 , 0 , -10 , -20 , -30 e $-40^{\circ}C$.

A partir desta seleção de parâmetros, fez-se a análise apresentada no próximo Capítulo, e no Apêndice B estão listados todos os eventos que apresentaram elipses de extensão horizontal maior que 200km , e foram selecionadas como eventos de SCM.

Resultados

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com a análise dos dados selecionados para os eventos associados aos Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na área do radar meteorológico do Paraná, com base nas informações do sistema de monitoramento hidrometeorológico descrito no Capítulo anterior.

Os dados volumétricos de radar foram interpolados, separados em áreas convectivas e estratiformes, e identificados por escala horizontal a partir do ajuste de elipses nas regiões convectivas. Os eventos associados aos SCM foram selecionados a partir da presença de elipses maiores que 100km de eixo maior, no volume de radar, e organizados nos seguintes conjuntos de dados:

- Eventos com elipses maiores que 100km (SCM100), total de 479 dias com eventos;
- Eventos com elipses maiores que 200km e maior percentual de relâmpagos nuvem-solo (NS) Negativos (CDEP-Neg), total de 116 dias;
- Eventos com elipses maiores que 200km e maior percentual de relâmpagos NS Positivos (CDEP-Pos), total de 32 dias;
- Eventos com células convectivas isoladas (SCI), com mínimo de 10% da área de cobertura do radar com valores de refletividade $\geq 15\text{dBZ}$ e área maior que 16km^2 , total de 1075 dias.

Os eventos que apresentavam estruturas organizadas com escala horizontal de, no mínimo, 200km, foram separados e analisados individualmente em todos os horários do dia no qual apresentavam estas ocorrências, para fazer uma seleção subjetiva e, ao mesmo tempo, com interesse objetivo de encontrar eventos de SCM organizados, a partir dos dados

de radar. Nesta seleção também foram utilizados os registros de eventos de tempo severo (chuva intensa, rajadas de vento, relâmpagos) observados pela rede de monitoramento, como também análises sinóticas a partir das informações de satélite, modelos numéricos (especificamente as análises do modelo GFS apresentado) e análises sinóticas subjetivas realizadas diariamente no centro de operações do SIMEPAR, para identificar também os mecanismos atmosféricos de larga escala que dispararam e mantiveram estes sistemas organizados.

Para cada arquivo de radar com identificação de SCM foram utilizadas as informações de relâmpagos NS correspondente, identificados nas regiões convectivas e estratiformes dos eventos de SCM. É importante notar que a separação de percentual de relâmpagos com polaridade negativa ou positiva nos SCMs estudados não foi realizada, necessariamente, classificando estes eventos como tempestades predominantemente positivas, como as características definidas por Zajac e Rutledge (2001); Williams (2001); Rust et al. (2005); Wiens et al. (2005); Tessendorf et al. (2007), entre outros, que usaram informações dados de relâmpagos intra-nuvem e nuvem-solo, inclusive, e neste estudo também não foi utilizado um sistema de acompanhamento objetivo dos SCM individuais.

Um exemplo de evento de SCM selecionado é apresentado a seguir. Na Figura 3.1 observamos uma sequência de imagens de satélite no canal IR, com realce das temperaturas de topos frios abaixo de -30°C e os relâmpagos associados a este sistema, a medida que se deslocava pela área de estudo, especificamente entre 1109UTC de 04/10/2005 e 0339UTC de 05/10/2005. Uma frente fria se deslocou pelo sul do Brasil com forte atividade elétrica e precipitação intensa, inclusive com registros de granizo e vendavais (ventos acima de 15m/s registrados nas estações telemétricas), que provocaram a queda de 5 torres de transmissão do sistema FURNAS e causaram prejuízos na lavoura da região, ao longo da passagem deste sistema na região central do Paraná. As imagens de satélite mostram regiões com temperaturas abaixo de -60°C embebidas no sistema frontal, indicativo de nuvens altas e com convecção profunda, geralmente associadas com altas taxas de relâmpagos (Petersen e Rutledge, 1998; Abdoulaev et al., 2001; Bedka et al., 2010).

A Figura 3.2, com os campos de análise do modelo GFS para as 12UTC dos dias 04 e 05/10, mostra que, ao longo desse período, um sistema frontal se deslocou pela região, com advecção de calor e umidade em baixos níveis, subsídios importantes para a formação

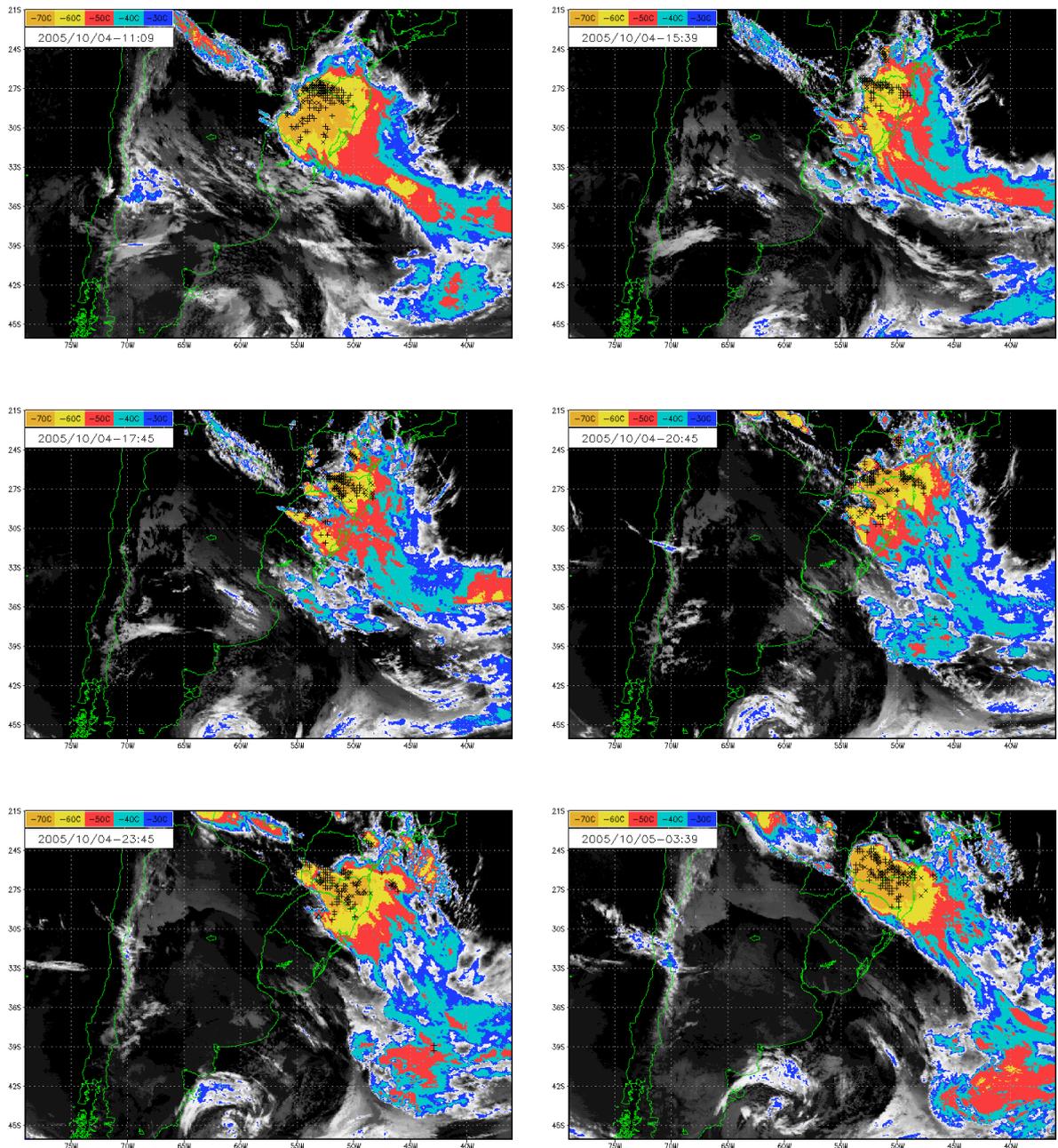


Figura 3.1: Imagens de satélite no canal IR e de relâmpagos detectados durante o evento de SCM do dia 04/10/2005. Imagens nos seguintes horários: 1109UTC, 1539UTC, 1745UTC, 2045UTC, 2345UTC e 0339UTC, respectivamente.

dos SCMs embebidos neste sistema frontal de rápido deslocamento. A fonte de umidade principal, associada a presença de um jato em baixos níveis, é identificada neste exemplo por ventos de noroeste maiores que 7m/s , fluxo de umidade verticalmente integrada (INTQ na imagem) com valores maiores que $400\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$, cisalhamento vertical do vento em

baixos níveis (neste caso, entre 850 e 700hPa) com valores acima de 10m/s, e CAPE com valores acima de 1000J/kg. No dia seguinte, o sistema frontal já havia se deslocado fora da área do radar, e houve um início de advecção de ar mais frio para a o Paraná, porém ainda permaneciam as condições de CAPE alto (acima de 1000J/kg) e cisalhamento do vento, o que favoreceu a continuidade da convecção por mais algumas horas. Os valores de CAPE encontrados neste exemplo estão próximos aos valores relatados em outros estudos de SCM na região sul/sudeste da América do Sul (Beneti e Silva Dias, 1986; Laing e Fritsch, 2000; Sakamoto, 2009) e nos Estados Unidos (Jirak e Cotton, 2007).

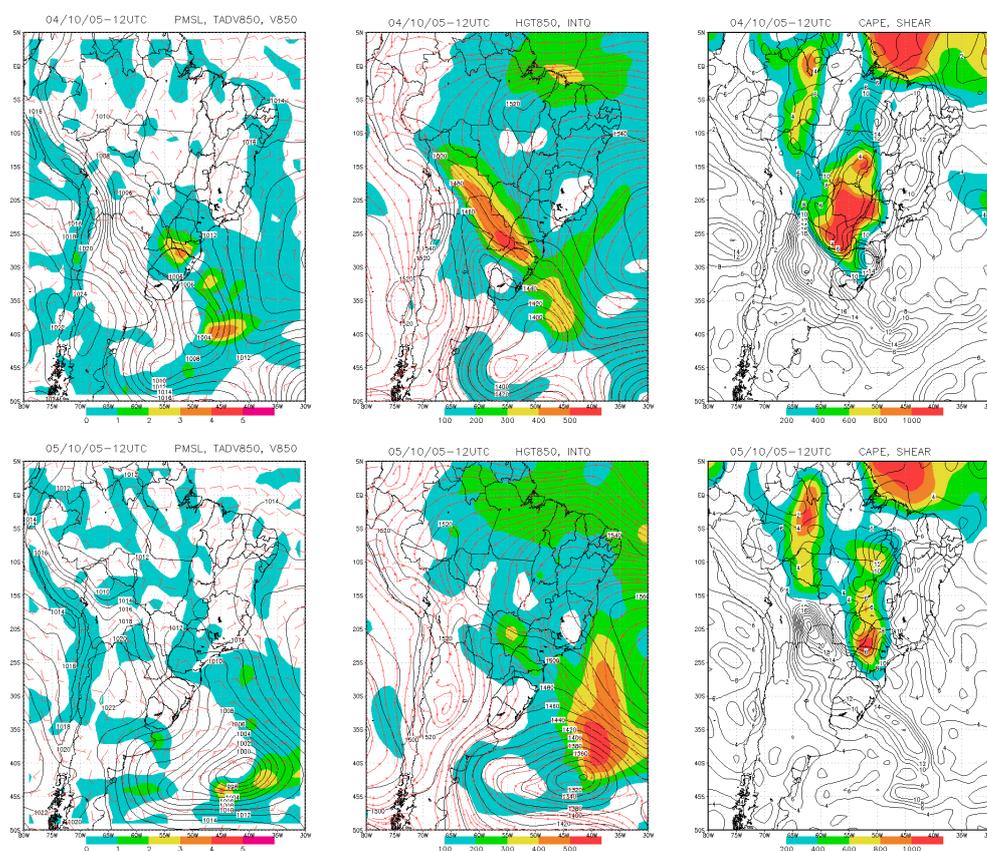


Figura 3.2: Análises do modelo GFS para 12UTC de 04 e 05/10/2005. PMSL é a pressão ao nível do mar (linhas cheias, hPa), TADV850 é a advecção de temperatura no nível de 850hPa (em cores, $^{\circ}\text{C}/\text{s}$), V850 é o campo de vento em 850hPa (barbelas, em m/s), HGT850 é a altura geopotencial em 850hPa (linhas cheias, metros) e INTQ é fluxo de umidade integrada verticalmente (em cores e linhas de corrente, $\text{kg}(\text{ms})^{-1}$), índice CAPE (em cores, J/kg) e SHEAR é o cisalhamento do vento médio entre 850 e 700hPa (linhas cheias, m/s).

Na Figura 3.3 podemos observar a formação de sistemas organizados ao longo de todo o dia, durante a presença do sistema frontal na região e com deslocamento no sentido

de sudeste para nordeste, como a maioria dos eventos observados e discutidos a seguir. Neste caso foram observados mais de uma formação de SCM organizado na forma de linha convectiva dianteira e região estratiforme posterior, ou CDEP (Convectiva Dianteira e Estratiforme Posterior), similar ao apresentado por Parker e Johnson (2000). Ao longo do dia, as linhas convectivas apresentavam valores de refletividade altas (acima de 40dBZ) em regiões da atmosfera com temperaturas abaixo de -10°C , indicando intenso processo de eletrificação ao longo do desenvolvimento e maturação desses SCMs. Este episódio teve a duração total de, aproximadamente, 20 horas (entre 1330UTC de 04/10 e 1000UTC de 05/10) sendo registrados 26418 relâmpagos, com 40% de relâmpagos positivos, conforme descrito na Tabela B.1, um percentual de relâmpagos alto, em concordância com as observações de granizo para este evento.

3.1 Características Sinóticas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

3.1.1 Campos Médios do Modelo GFS durante os eventos de SCM

As Figuras 3.4, 3.5 e 3.6 apresentam os campos médios das análises do modelo GFS para o horário das 1200UTC dos eventos classificados como CDEP (neste caso, sem fazer distinção dos eventos negativos ou positivos), SCM100 e SCI, respectivamente.

De maneira geral, como os eventos selecionados e identificados como SCM100 e CDEP são SCM organizados em linhas de convecção e com escala horizontal maior que 100km e 200km, respectivamente, verificamos que as condições sinóticas são similares entre eles, uma vez que são necessários os mesmos ingredientes para a ocorrência e manutenção da convecção organizada na região estudada. Os campos de pressão em superfície e altura geopotencial em 850hPa identificam a presença de um sistema de baixa pressão em superfície e um cavado que é observado até o nível de 700hPa (não apresentado aqui) que atuam nos dias anteriores e no dia do evento, deslocando-se para o sudeste do Brasil, de maneira geral, no dia seguinte aos eventos observados de SCM. Este deslocamento e contribuição do sistema sinótico para fora da área de estudo também é observado nos dados de radar, já que a maior parte dos eventos organizados têm duração menor que 12 horas, conforme discutido a seguir.

Embora suavizada pela média dos casos, há indicação de advecção de temperatura

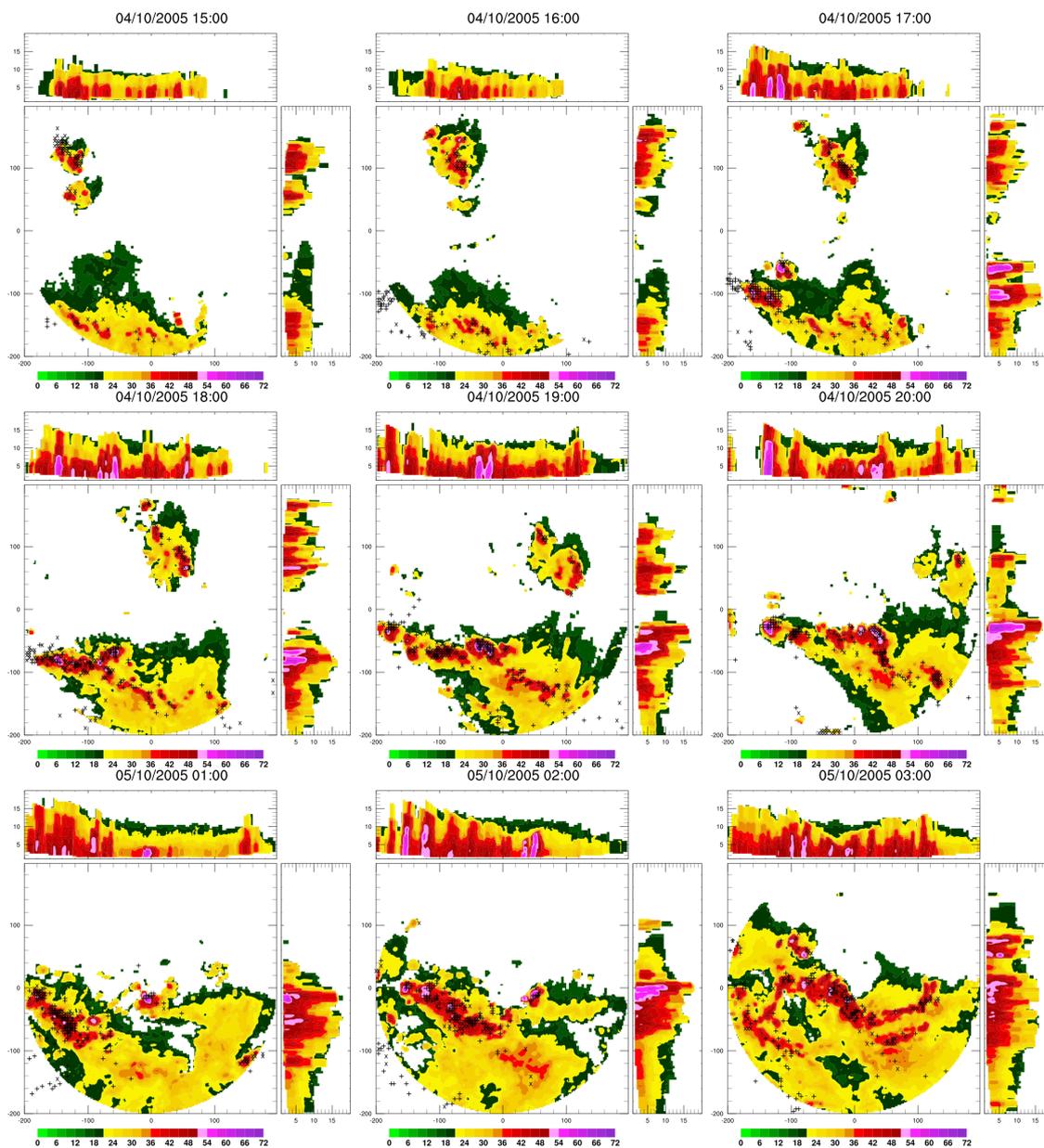


Figura 3.3: Imagens de radar com refletividade máxima observada e distribuição vertical (ZMAX), e relâmpagos negativos (x) e positivos (+) detectados para o SCM de 04/10/2005.

quente nas camadas mais baixas e, principalmente, a presença de um fluxo de umidade, com valores médios entre 100 a $300\text{kg}(\text{ms})^{-1}$, e forte cisalhamento vertical do vento, superior a 6m/s , presentes na região do sul do Brasil, geralmente caracterizando como episódios de jatos em baixos níveis (JBN), já que, de maneira geral, obedecem o Critério 1 de Bonner (Marengo et al., 2004; Sakamoto, 2009; Borque et al., 2010, entre outros). Os valores médios de CAPE estão entre 400 e 800J/kg , com valores médios de 500J/kg para estes eventos. Embora uma média menor que os observados nos casos individuais, estão dentro

de intervalos observados em outros estudos, já mencionados aqui também. O deslocamento desses campos (fluxo de umidade, cisalhamento do vento e CAPE, principalmente), para fora da região de estudo, é notado para o dia posterior aos eventos observados, também presente nas Figuras 3.4, 3.5.

As condições sinóticas apresentadas na Figura 3.6 associadas aos dias com pouca convecção de característica isolada e escala horizontal menor que 50km (eventos SCI), mostram-se bastante distintas dos dias com sistemas convectivos organizados. Além da predominância de um sistema de alta pressão na região sul do Brasil, não há fluxo de umidade marcante, como nos demais casos, e mesmo com advecção de calor e cisalhamento vertical acima de 4m/s, os valores de CAPE são abaixo de 200J/kg, o que dificulta a manutenção de sistemas convectivos como os SCM identificados anteriormente.

A Figura 3.7 apresenta a distribuição dos valores médios de CAPE e fluxo de umidade integrada verticalmente (Q), obtidos das análises do GFS na área de abrangência do radar, para os dias anteriores, posteriores e do evento de SCM, através de um gráfico do tipo Box-Whiskers, com valores médios (barra em negrito), percentis 25% e 75%, e limites das retas com valores mínimos e máximos observados. Os valores individuais de CAPE e Q para cada análise associada aos eventos de SCM mostraram distinções entre os eventos organizados (CDEP e SCM100) e os eventos com convecção isolada (SCI). Enquanto os valores de CAPE para os eventos de SCI não passam de 200J/kg, de maneira geral, os SCM organizados tem valores médios acima de 200J/kg, e o mesmo padrão ocorre com o fluxo de umidade integrada verticalmente, com valores de Q maiores nos dias dos eventos de SCM (tanto CDEP quanto SCM100) se comparados com os observados para os eventos isolados (SCI). A distribuição dos valores de SHEAR, não apresentados aqui, não apresentaram grandes diferenças entre os eventos organizados e os de convecção isolada.

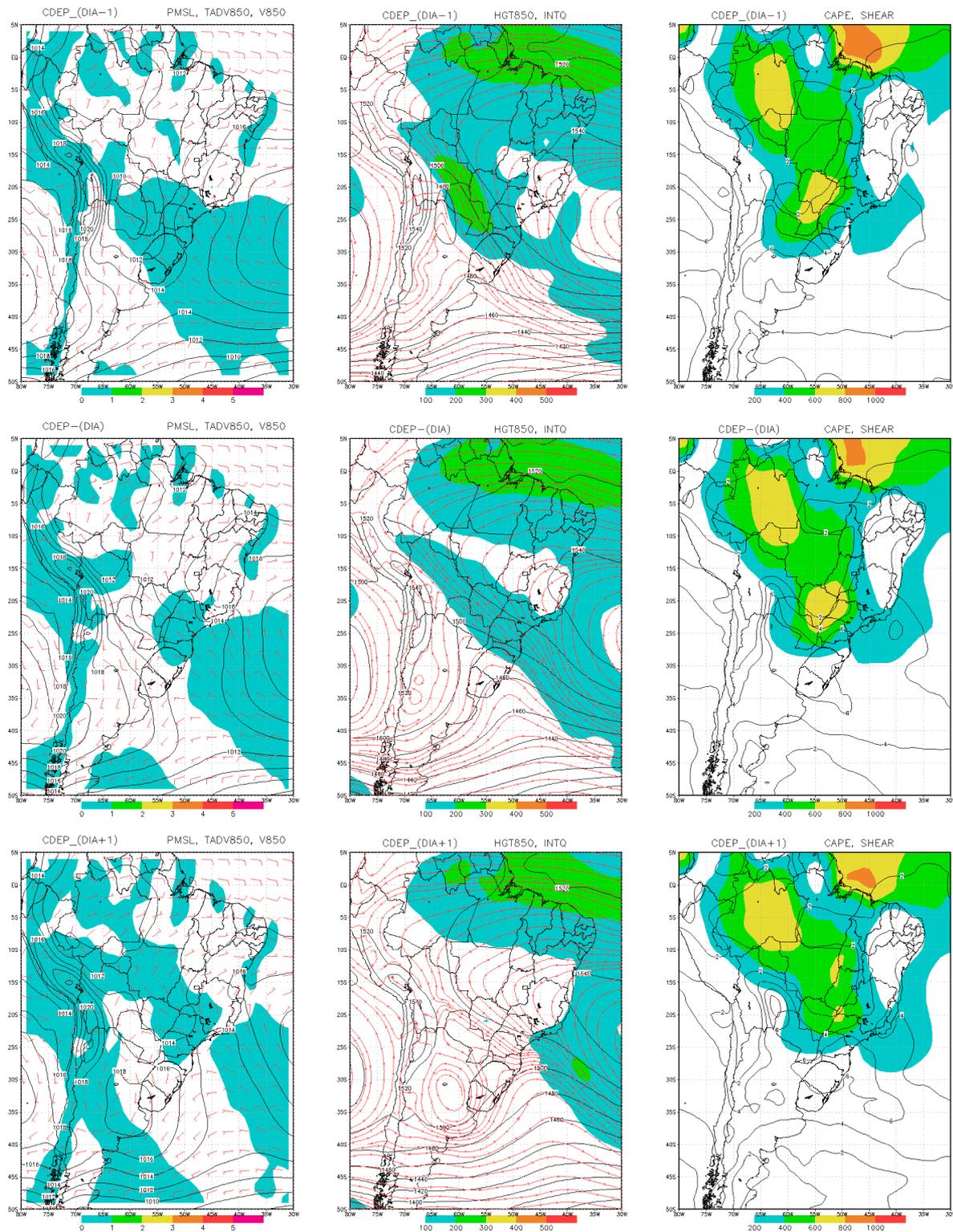


Figura 3.4: Campos médios de análises do modelo GFS para os eventos classificados como CDEP. PMSL é a pressão ao nível do mar (linhas cheias, hPa), TADV850 é a advecção de temperatura no nível de 850hPa (em cores), V850 é o campo de vento em 850hPa (barbelas), HGT850 é a altura geopotencial em 850hPa (metros) e INTQ é fluxo de umidade integrada verticalmente (em cores e linhas de corrente, $\text{kg}(\text{ms})^{-1}$), índice CAPE (J/kg) e SHEAR é o cisalhamento do vento médio entre 850 e 700hPa.

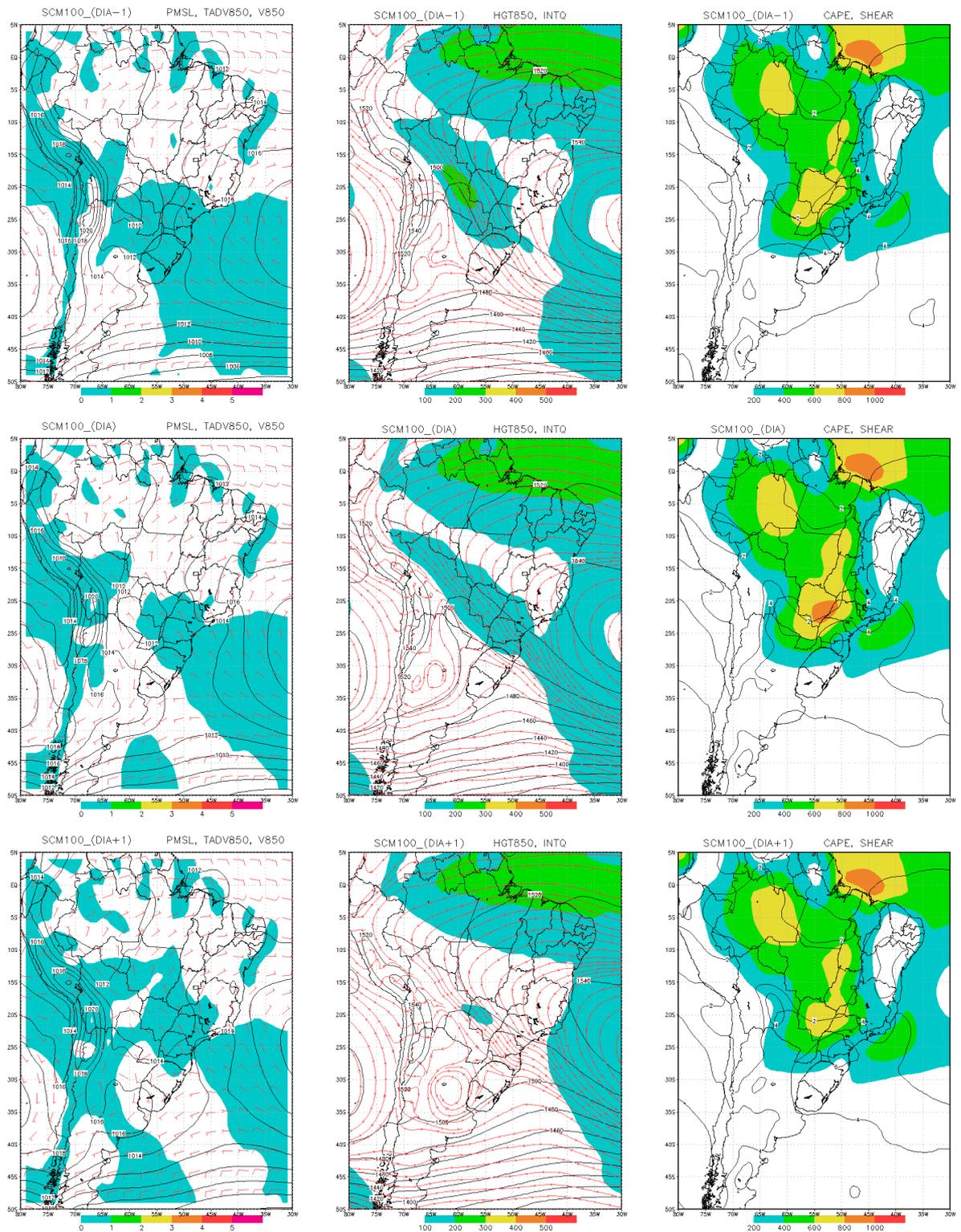


Figura 3.5: Campos médios de análises do modelo GFS para os eventos classificados como SCM100. PMSL é a pressão ao nível do mar (linhas cheias, hPa), TADV850 é a advecção de temperatura no nível de 850hPa (em cores), V850 é o campo de vento em 850hPa (barbelas), HGT850 é a altura geopotencial em 850hPa (metros) e INTQ é fluxo de umidade integrada verticalmente (em cores e linhas de corrente, $\text{kg}(\text{ms})^{-1}$), índice CAPE (J/kg) e SHEAR é o cisalhamento do vento médio entre 850 e 700hPa.

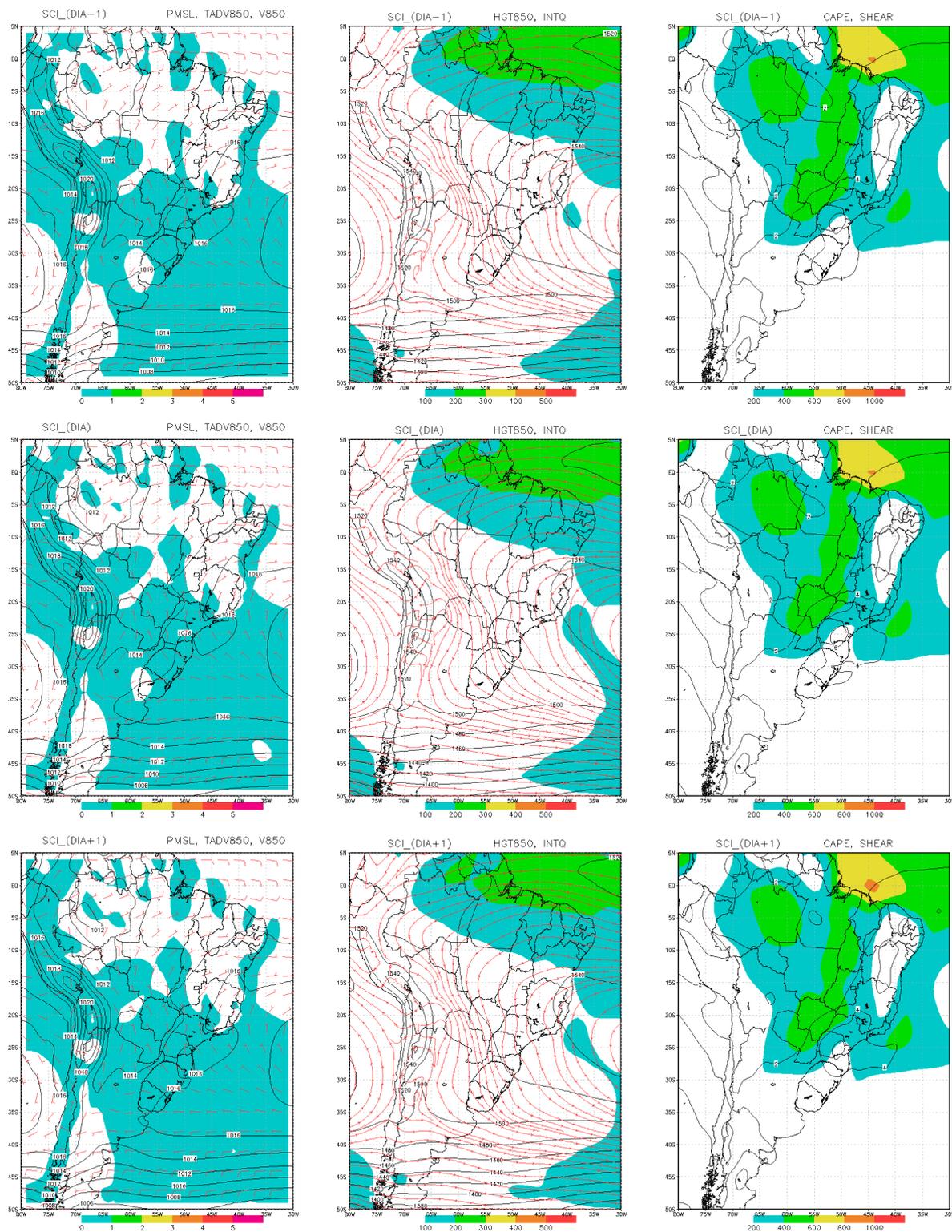


Figura 3.6: Campos médios de análises do modelo GFS para os eventos classificados como SCI. PMSL é a pressão ao nível do mar (linhas cheias, hPa), TADV850 é a advecção de temperatura no nível de 850hPa (em cores), V850 é o campo de vento em 850hPa (barbelas), HGT850 é a altura geopotencial em 850hPa (metros) e INTQ é fluxo de umidade integrada verticalmente (em cores e linhas de corrente, $\text{kg}(\text{ms})^{-1}$), índice CAPE (J/kg) e SHEAR é o cisalhamento do vento médio entre 850 e 700hPa.

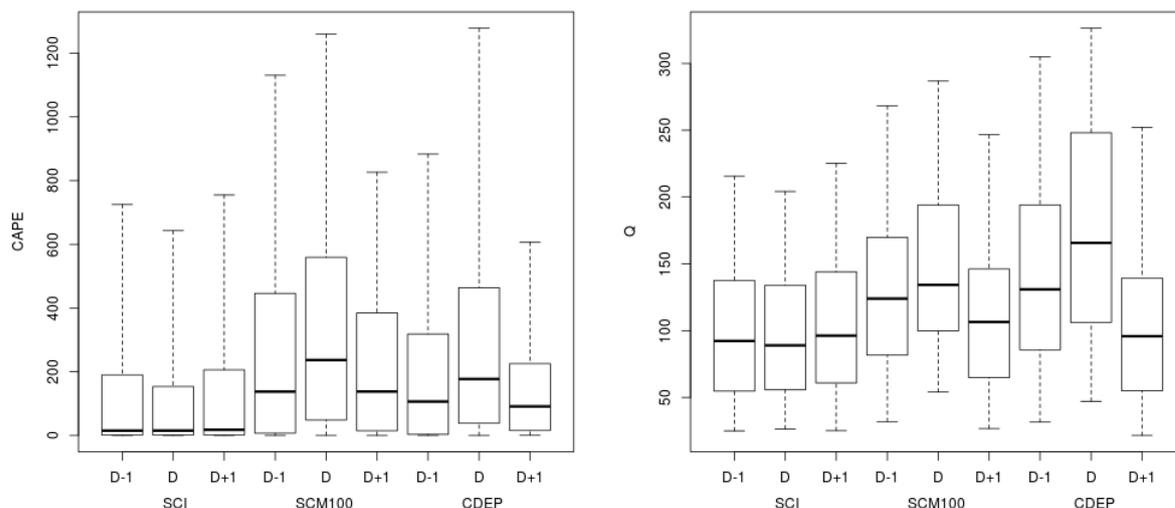


Figura 3.7: Distribuição dos valores médios de CAPE (em J/kg) e fluxo de umidade Q (em kg/m/s) para os SCM organizados, CDEP e SCM100, e os eventos isolados, SCI, obtidos a partir das análises do GFS.

3.1.2 Observações com Satélite Meteorológico durante os eventos de SCM

As informações de satélite meteorológico GOES-12 no canal IR4 foram utilizadas para identificar os aglomerados de nuvens com características associadas aos SCM conforme descrito no Capítulo 2. A partir dos dados de satélite disponíveis, um arquivo para cada hora, foram organizados e armazenados os eventos com elipses de excentricidade maior que 0,2 e área maior que 50.000km².

Neste estudo, foram identificadas um total de 7742 elipses, sendo 1593 (20%) do total com excentricidade maior que 0,7 e área maior que 50.000km², que atendem aos critérios de dimensão e formato da definição de CCM (Maddox, 1980). A distribuição espacial e horária dos SCM, conforme observados por satélite, estão apresentadas na Figura 3.8, para os dois tipos de elipses com excentricidade entre 0,2 e 0,7 (imagem da esquerda), e maior que 0,7 (imagem da direita), respectivamente. Esta Figura mostra que há um predomínio de ocorrência dos SCM observados nessa região, em sua maioria durante o período da tarde e noite. Embora não tenha sido feita aqui uma análise da trajetória ao longo dos diversos estágios de vida dos eventos, estes resultados indicam que estes SCMs, ao se deslocarem por esta região, estão no início da fase madura e têm deslocamento continental, de acordo com os estudos de Sakamoto (2009); Durkee e Mote (2009), entre outros.

Na Figura 3.9 são apresentadas as distribuições anuais, horárias e de tamanho das elipses encontradas, através de histogramas de frequência relativa. A distribuição anual não é diferente dos estudos citados anteriormente, sendo que há um pico no mês de Outubro, e no período entre a primavera e verão foram observados 61% dos eventos, e de acordo com o ciclo diurno, aproximadamente 51% dos eventos ocorrem entre 15 e 00UTC. A distribuição da área dos aglomerados, com temperatura abaixo de -52°C mostra que 85% dos SCM têm área entre 50.000 e 400.000km^2 , como também observado na climatologia feita por Durkee e Mote (2009).

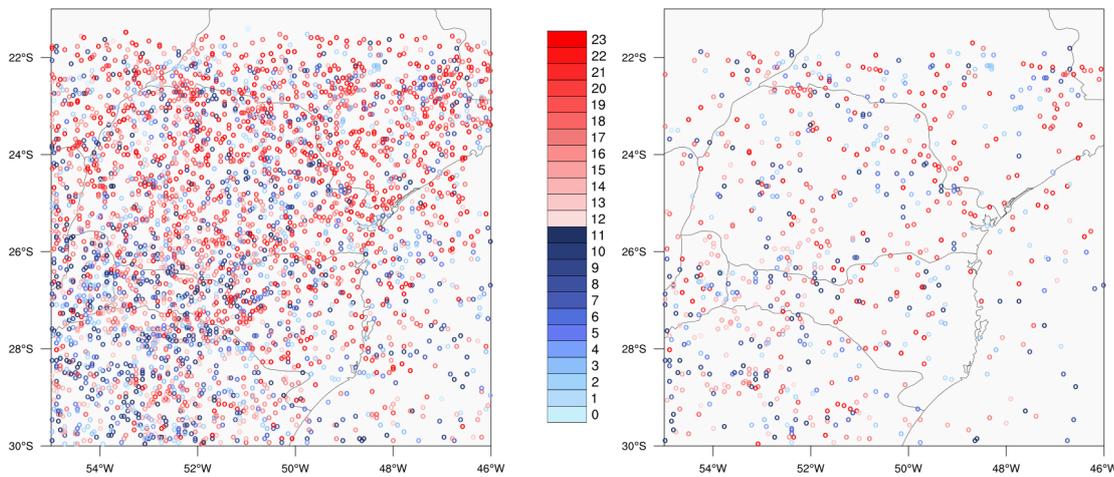


Figura 3.8: Localização dos centros de massa das elipses dos aglomerados de nuvens associados aos SCM e identificados nos dados de satélite (IR4), de acordo com o horário de observação (em UTC). A imagem da esquerda com as elipses de excentricidade $0,7 \leq e \leq 0,2$ e na direita, as elipses com $e \geq 0,7$.

3.2 Regimes de Precipitação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Uma avaliação da distribuição espacial e temporal dos SCMs, de maneira objetiva, foi feita com a aplicação de um algoritmo de classificação dos agrupamentos ('clusters') de características de precipitação, neste caso, dados tridimensionais de refletividade do radar, na forma de Diagramas de Frequência com Altura (DFA), como nos estudos de Yuter e Houze Jr (1995), Jakob e Tselioudis (2003), Rossow et al. (2005) e Caine et al. (2009). Os DFAs foram calculados com os dados de refletividade interpolados em coordenadas Cartesianas, e gerados histogramas fazendo busca iterativa de valores válidos de refletividade em cada nível vertical e calculando as frequências com a qual esses valores recaem em intervalos de 2dBZ, de 0 a 70dBZ. Os valores abaixo de 0dBZ foram excluídos desta análise. A soma

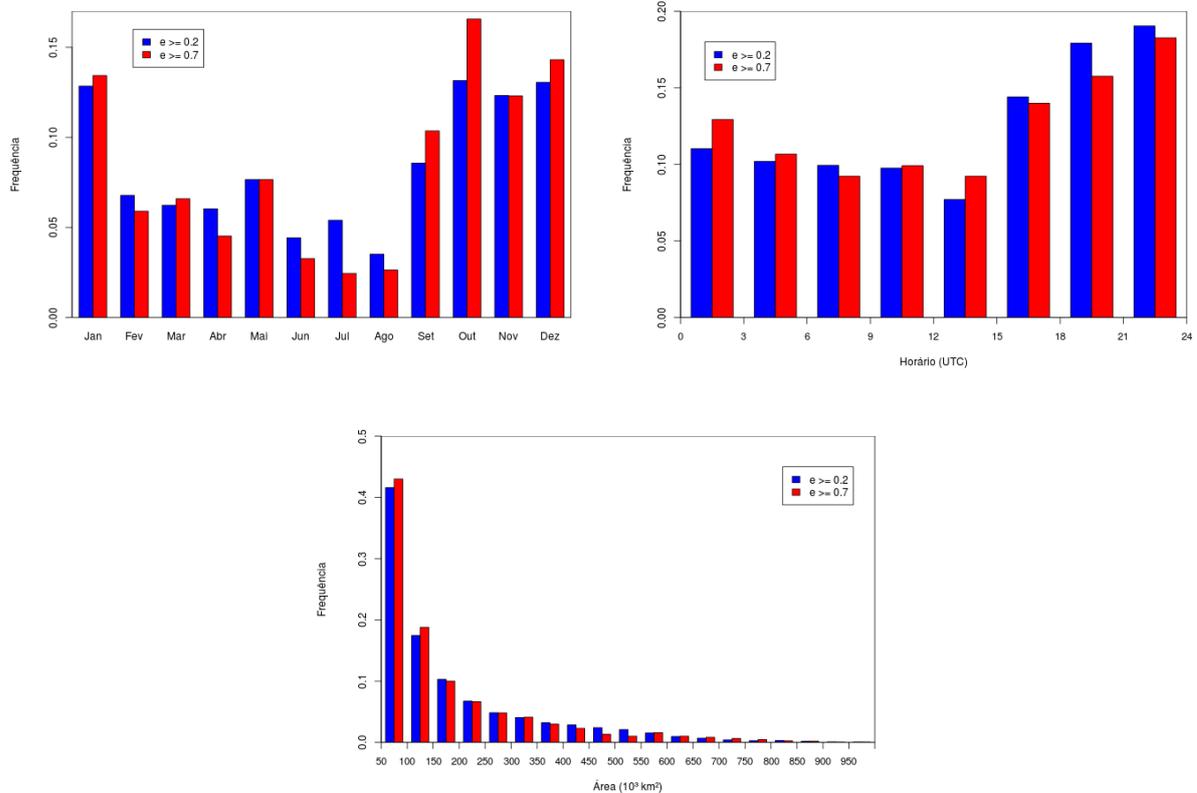


Figura 3.9: Histogramas de Frequência Relativa com distribuição mensal, horária e de tamanho das elipses dos aglomerados de nuvens associados aos SCM e identificados nos dados de satélite (infravermelho).

das frequências para cada nível vertical pode ser descrita como uma medida da fração de cobertura com a precipitação (ou refletividade) naquele nível, mantendo a informação de cobertura de área em cada regime analisado.

Devido ao grande volume de dados de radar, foram utilizados apenas um arquivo de radar por hora, para o período de estudo de Janeiro/2000 a Dezembro/2010, e os volumes que não tivessem pelo menos 1% de cobertura com valores de refletividade nas camadas mais baixas, foram removidos da análise de agrupamento. O volume de dados total disponíveis com esse critério foi de 20843, do total de 28684 arquivos analisados. Para cada volume de dados de radar foram processados os dados de descargas elétricas atmosféricas e separados em relâmpagos de carga positiva e negativa, conforme metodologia descrita no Capítulo 2.

Nesta pesquisa, foi utilizado o algoritmo de agrupamento do tipo K-Means (Jain et al., 1999), disponível na ferramenta R (R Development Core Team, 2009), a fim de identificar padrões recorrentes possíveis no conjunto de dados, como os DFA que poderiam indicar

regimes de precipitação similares. Este algoritmo necessita de um parâmetro predefinido para o número de agrupamentos, ou clusters, chamado de k . Os regimes definidos pelo algoritmo de agrupamento não deveriam depender dos histogramas inicialmente escolhidos e foram feitos testes para garantir isto. Os vetores iniciais para os agrupamentos foram escolhidos de forma independente, testados randomicamente para os grupos resultantes para cada solução de k foram feitas diversas rodadas para identificar os clusters de tal forma a diminuir a média da distância Euclideana mínima dos histogramas ou (elementos) dos clusters identificados. O número ótimo de regimes neste estudo, k , é definido como o menor número possível de clusters para o qual o algoritmo apresenta soluções estáveis com respeito ao DFA inicial para cada k e, também, quando a adição de mais grupos (ou clusters) leva a regimes similares aos já encontrados. Optou-se aqui por utilizar uma metodologia (Rossow et al., 2005) na qual avaliou-se a estabilidade da solução para cada incremento de k na análise, comparando-se os k -clusters em relação a uma avaliação anterior. Nesse caso, foram avaliados inicialmente de 2 a 10 clusters e, para cada incremento analisado, se o algoritmo apresentava soluções estáveis e se a adição de novos clusters levava a regimes similares aos já existentes.

Os dados utilizados correspondiam a DFAs de refletividade do radar e dados de relâmpagos correspondentes aos volumes de radar, com contagens de eventos de carga positiva e negativa. Porém, optou-se por separar os clusters com base nos perfis de refletividade apenas, e depois analisar as informações de relâmpagos associadas a cada cluster resultante. Neste conjunto de dados, o valor ótimo encontrado foi $k = 4$, como apresentado a seguir.

Os regimes de precipitação são distinguidos em termos de intensidade do sistema convectivo (refletividade do radar), presença de região estratiforme e cobertura de precipitação. A Figura 3.10 apresenta os 4 grupos encontrados, lembrando que no total são 5 grupos, considerando um grupo 'zero' praticamente sem precipitação ou sem valores com refletividade acima de 0dBZ. A Frequência Relativa de Ocorrência (FRO) dos clusters, é definida como o número total de elementos do cluster dividido pelo total de elementos (neste caso, 28684 DFAs).

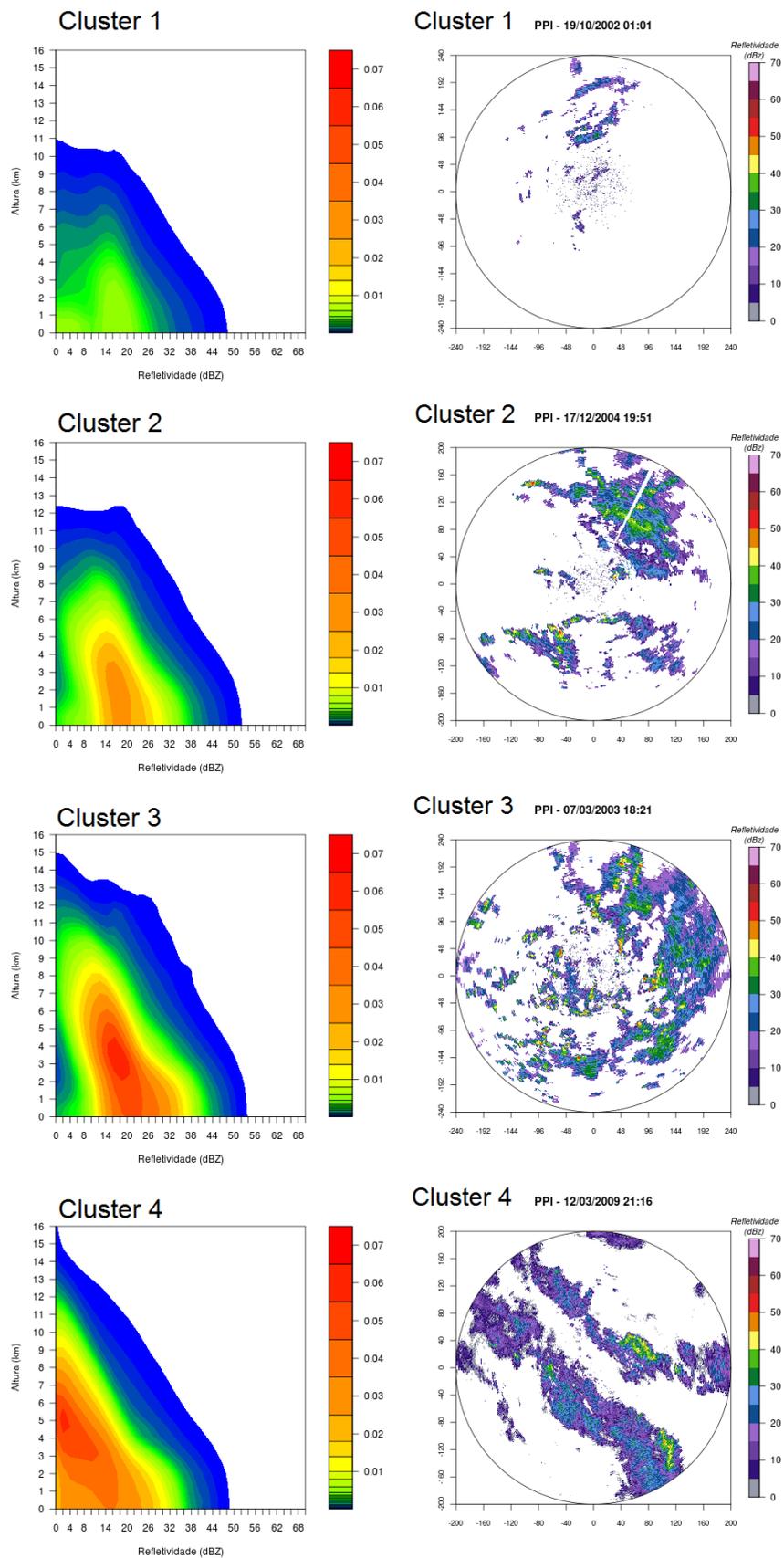


Figura 3.10: Diagrama de Frequência com Altura para os 4 regimes de precipitação identificados e PPIs dos volumes mais próximos ao centro de cada cluster.

A Figura 3.10 também apresenta os dados de radar (PPI) para os volumes mais próximos ao centro do cluster, representativos de cada um desses regimes, selecionados a partir dos elementos com a distância Euclidiana mínima dos histogramas médios dos clusters identificados. Esses exemplos de PPI confirmam que os regimes são bastante diferenciados pela distribuição de valores de refletividade e também pela cobertura volumétrica total, ou CVT. A Tabela 3.1 apresenta os valores encontrados para os distintos clusters em termos de Frequência Relativa de Ocorrência (FRO), Cobertura Volumétrica Total (CVT), número total de relâmpagos positivos e negativos médios.

A aplicação do algoritmos de clusters para os DFAs revelam então quatro principais regimes de precipitação na área. Da análise dos 4 regimes identificados nessa Figura, e dos histogramas (e DFA) médios apresentados, mais da metade, considerando os clusters 1 e 2, apresentam ecos com altura máxima de até 12km. Dos DFAs não 'zerados', a maioria é formada por ecos isolados, de natureza convectiva e poucas regiões com áreas estratiformes. A avaliação desses clusters indica também pouca atividade elétrica em mais de 95% dos casos.

Entre os DFAs 'zerados' e os agrupados no cluster 1, que representam 77% dos casos amostrados, estes são caracterizados por células convectivas isoladas e espalhadas na área do radar, com pouquíssima atividade elétrica, quando comparado com os demais clusters. Os regimes representados pelos clusters 1 e 2 representam os dados de radar com até 12km de altura máxima, formados de maneira isolada e sem ou pouca região estratiforme associada a esses agrupamentos de casos.

Os clusters 3 e 4, que representam pouco mais de 8% dos eventos, tem estrutura vertical com topo acima de 15km de altura, presença de banda brilhante ao redor de 3 e 5km de altura, compatível com as informações da altura da isoterma de 0°C, nos dados de radiossondagem na região, e áreas convectivas envolvidas em regiões estratiformes. A maior diferença nestes 2 regimes está na organização dos regimes em termos de razão entre as áreas convectivas e estratiformes, sendo que no regime identificado pelo cluster 4 estão incluídos a maioria dos SCMs selecionados neste estudo com escala horizontal maior que 100km. Em relação à distribuição dos clusters e os eventos de SCM organizados, a Tabela 3.2 mostra a comparação entre os Clusters 1 a 4 e os eventos de SCM conforme identificados pelos elementos individuais de cada cluster. O Cluster 1 representa a maioria

dos sistemas convectivos isolados (SCI) enquanto que os sistemas mais organizados em SCM estão associados aos Clusters 2 e 3, principalmente. O Cluster 4 apresenta uma situação mais extrema, sendo que poucos eventos se encaixam nesse perfil mais organizado, mas os CDEP estão representados nesta categoria também.

Tabela 3.1 - Características dos regimes de precipitação identificados com o algoritmo KMEANS.

Regime	FRO	CVT	# CG-	# CG+
Cluster Zero	27.3%	-	-	-
Cluster 1	49.8%	1%	5	3
Cluster 2	14.7%	8%	43	23
Cluster 3	4.7%	17%	145	34
Cluster 4	3.4%	17%	333	57

Tabela 3.2 - Distribuição dos eventos de SCM nos clusters identificados com o algoritmo KMEANS.

Regime	SCI	SCM100	CDEP
Cluster 1	75,7%	9,4%	8,9%
Cluster 2	19,4%	32,5%	27,7%
Cluster 3	1,8%	54,7%	54,5%
Cluster 4	3,1%	3,4%	8,9%

A Figura 3.11(a) apresenta a distribuição de frequência relativa anual dos 4 clusters identificados. O cluster 1, que representam o regime de células convectivas isoladas, basicamente, tem maior atividade nos meses de verão(DJF) e primavera (SON), com maior atividade relativa nos meses de Janeiro e Fevereiro. O regime representado pelo cluster 2 também apresenta maior atividade nos meses de verão e primavera, porém são mais distribuídos que o regime do cluster 1. Porém, os clusters 3 e 4 apresentam atividade ao longo de todo o ano, com uma preferência não tão clara quanto nos clusters 1 e 2, para a estação mais quente (SON e DJF) pois estão associados aos eventos mais organizados e ativos, com áreas de precipitação estratiforme e convecção organizada não sendo muito clara a variação das estações para esses regimes, como ocorre com os dois regimes de precipitação mais associados aos SCMs observados na área do radar. As Figuras 3.11(b) e (c) apresentam a distribuição horária dos clusters e do número total de relâmpagos normalizados pelo número total de relâmpagos, respectivamente, para todos os eventos, ou

seja, sem distinção de estação do ano. Em todos os regimes há a indicação de um ciclo diurno bastante acentuado, com pico de ocorrência dos DFAs e, conseqüentemente, das tempestades convectivas, entre 14UTC e 02UTC, enquanto que atividade elétrica é mais distinta e mais estreito o pico de maior atividade, ocorrendo entre 14UTC e 22UTC. Neste exemplo, os relâmpagos não estão separados em polaridades negativas e positivas, e nem em estações do ano, porém os resultados são bastante coerentes com os encontrados nos eventos de SCMs organizados, apresentados neste Capítulo e listados no Apêndice B.

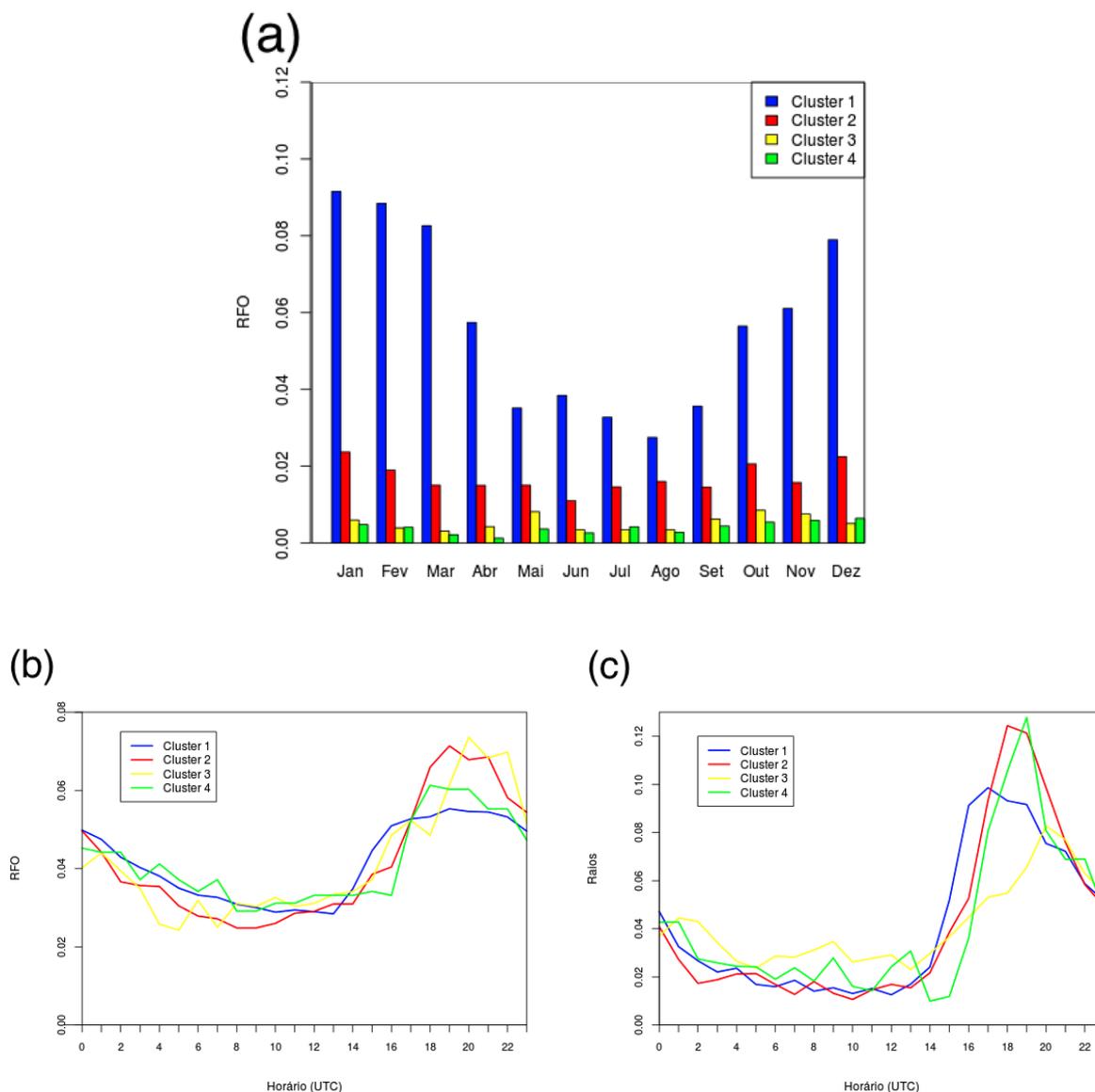


Figura 3.11: (a) Distribuição de frequência anual dos membros dos aglomerados para cada um dos regimes identificados; (b) Distribuições de frequência horária (em UTC) dos membros dos aglomerados para cada um dos regimes identificados; (c) Distribuição horária normalizada dos relâmpagos para cada um dos regimes encontrados.

3.3 Observações com Radar dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Os dados de radar foram utilizados neste estudo para caracterizar os eventos convectivos, em especial os SCM. Com o interesse em caracterizar esses sistemas, através das informações de radar, inicialmente fez-se uma seleção dos eventos organizados a partir dos dados volumétricos disponíveis, com um total de 2567 dias de observação. Dos dados disponíveis, foram selecionados um total de 627 dias (24,4%) com eventos organizados em SCM com dimensões horizontais maiores que 100km e acima de 200km, denominados neste estudo como SCM100 e CDEP, respectivamente. Nestes SCM, o termo CDEP poderia ser utilizado para os dois, pois na maior parte dos dados observados encontra-se uma região convectiva na dianteira de uma área estratiforme de precipitação, porém foram separados pela dimensão dos sistemas.

Uma lista dos eventos encontrados de SCM do tipo CDEP é apresentada no Anexo B, juntamente com as características de tempo de observação e número total de relâmpagos encontrados em cada evento. Os eventos com número de relâmpagos com polaridade positiva maior que negativo são definidos como CDEP-Pos, e os de maior polaridade negativa, CDEP-Neg. Conforme apresentado na Tabela A2, o tempo de duração de observação na área do radar é em média 7horas, que corresponde, considerando o deslocamento em uma área com distância de aproximadamente 400km de diâmetro, e também considerando um deslocamento homogêneo, os sistemas tem uma velocidade de aproximadamente 57km/h, o que é comum estimar para este tipo de SCM, nessa região.

Para se fazer uma avaliação do ciclo diurno dos ecos de radar, uma vez que na avaliação do regime de precipitação por classificação de agrupamentos encontrou-se um número expressivo de células isoladas, foram também selecionados os eventos com dimensão espacial de, no mínimo 16km² para ecos com refletividade mínima de 15dBZ, denominados aqui de células convectivas isoladas (SCI), sendo observados em 1075 dias (41,8%) com informações volumétricas de radar.

As distribuições horária e mensal dos eventos SCI estão apresentadas na Figura 3.12, e mostram um ciclo diurno bastante definido, para os ecos de radar isolados, com maior atividade no período da tarde e noite, e quanto a distribuição anual, nota-se que há maior ocorrência de eventos isolados durante a estação mais quente, que se estende de outubro a março, principalmente. Estes resultados estão de acordo com os resultados apresentados

para o que foi denominado Cluster 1, na avaliação do regime de precipitação por radar. Os percentuais de observação, Cluster 1 com 49.8% e SCI com 41.8% estão bastante próximos, lembrando que a classificação foi feita de forma objetiva por agrupamento (clusterização no primeiro caso) e com critérios de área e refletividade mínima no segundo.

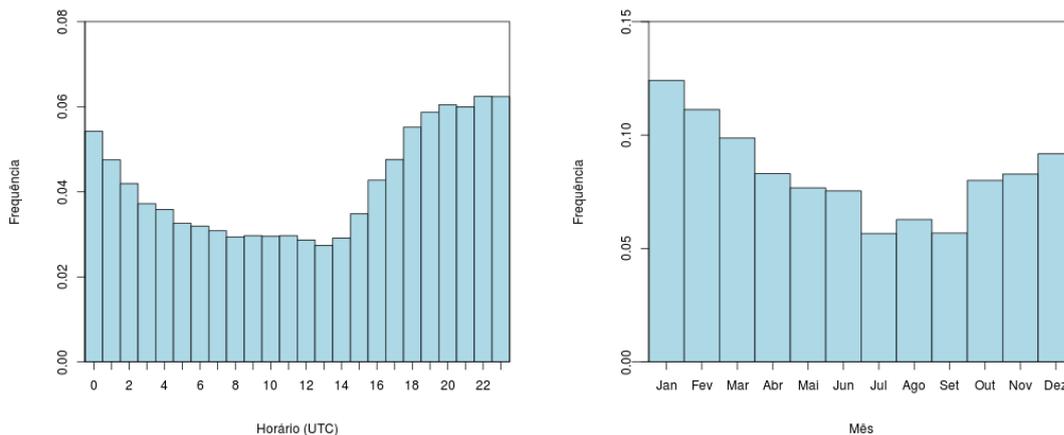


Figura 3.12: Distribuição horária e mensal dos sistemas convectivos isolados identificados com radar meteorológico.

As distribuições horária e mensal dos eventos organizados em SCM estão apresentadas na Figura 3.13.

De acordo com as observações de satélite apresentadas em item anterior, a distribuição anual mostra que os eventos de SCM também ocorrem ao longo de todo o ano, porém com maior número de eventos no período da primavera e verão (Setembro a Fevereiro, basicamente). Já a evolução diária mostra que a maior concentração dos eventos de SCM são no final da tarde e início da noite. No caso dos eventos de SCM conforme identificados pelos dados de radar, tanto SCM100 quanto CDEP têm uma distribuição anual menos definida em termos de estações do ano.

Embora todos menos frequentes ao longo do inverno, os SCM100 apresentam a distribuição similar ao apresentado nos dados de satélite, com picos no verão e primavera, enquanto os eventos de escala maior (CDEP) são observados ao longo de todo o ano, com apenas um pico nos meses de primavera, 49%, aproximadamente de todas as observações.

De certa maneira, estes resultados estão coerentes com a distribuição espacial de relâmpagos por estação, apresentado no próximo item, pois há, nesse caso, valores al-

tos para SON e DJF, sendo que no primeiro, a contribuição maior vem dos sistemas organizados, enquanto que no segundo, dos sistemas mais isolados.

O ciclo diurno está bem mais claro nesta série de dados. Embora os eventos CDEP com predominância de relâmpagos positivos tem uma distribuição totalmente diferente, com picos no período da manhã e não no final da tarde/noite, os demais eventos, de escala espacial menor, SCM100, e os CDEP com polaridade negativa predominante, têm uma distribuição mais uniforme, com o mesmo pico de atividade observado nas células isoladas e nas imagens de satélite. Numa análise inicial, com base no pequeno número de casos selecionados, não há uma explicação baseada nos ingredientes ambientais para os eventos com descargas positivas terem maior período de observação na parte da manhã, sendo uma questão do número de amostragem, provavelmente.

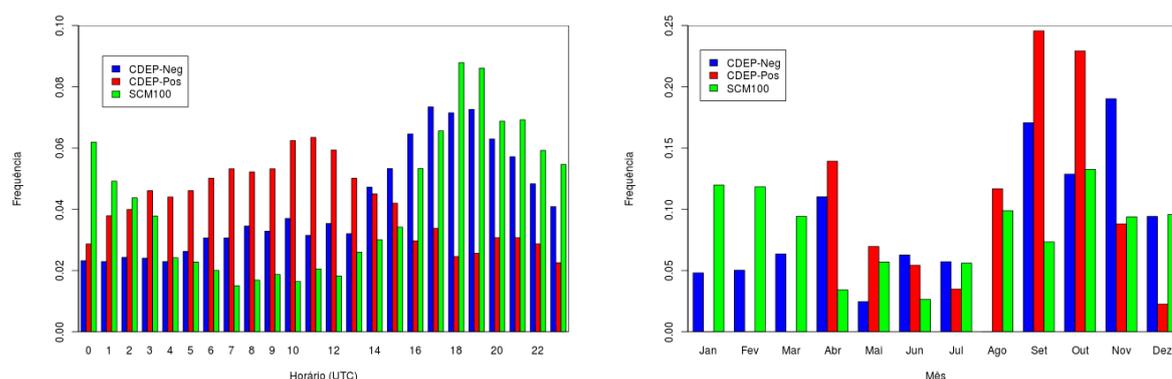


Figura 3.13: Distribuição horária e mensal dos SCM identificados com radar meteorológico.

As distribuições de orientação do eixo maior das elipses, área das elipses e altura do topo de eco de 15dBZ são apresentadas na Figura 3.14. Quanto à orientação dos SCM observados com radar, em termos de elipses analisadas, apresentado na Figura 3.14, ocorre a mesma direção preferencial que os sistemas sinóticos desenvolvem, para nordeste ou para leste em 80% dos casos observados, em média, enquanto o fluxo de baixos e médios níveis são de nordeste, conforme os campos médios do GFS mostraram. Esta análise não detecta o deslocamento preferencial das células convectivas a medida que se desenvolvem se aglomeram no SCM, mas faz apenas uma avaliação da orientação do aglomerado convectivo de maneira geral. Não houve uma análise separada para avaliar se a orientação do sistema difere em intensidade do sistema, no entanto.

Outras características dos SCM apresentadas na Figura 3.14 são a área das elipses e o topo dos ecos. No caso da área aqui representada, mais de 95% é inferior ao critério de CCM ou SCPA, de 50.000km², o que já era de se esperar nestes resultados, pois a área de monitoramento do radar é de aproximadamente 125.660km² e as áreas são das elipses e não dos aglomerados de precipitação estratiforme e convectiva. De qualquer forma, pelos dados observados no radar, os sistemas organizados raramente chegavam a ocupar mais que 20% da área, como sugere a avaliação dos regimes de precipitação, onde os sistemas organizados nos Clusters 3 e 4 têm média de 17% de área total de cobertura (CVT). Os topos dos ecos para todos os sistemas têm entre 7 e 11km de topo em 82% dos casos encontrados, como mostra a Figura.

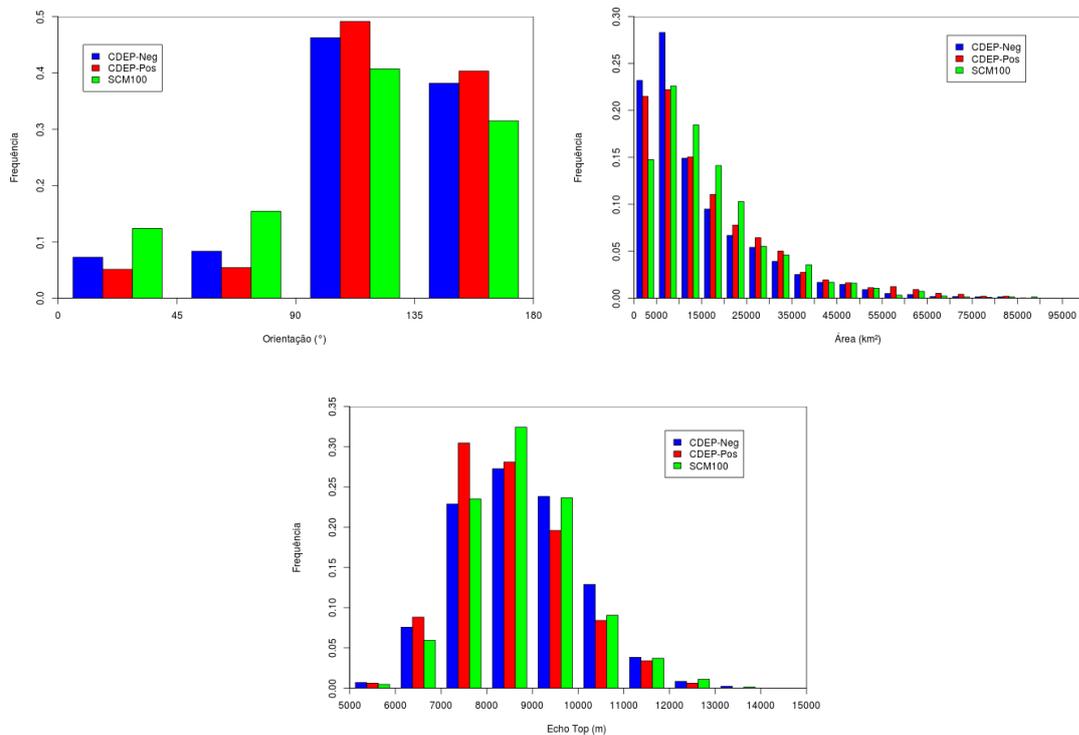


Figura 3.14: Orientação espacial das elipses no radar, área das elipses e altura do topo do eco de 15dBZ para os SCM observados, CDEP e SCM100.

Os valores médios encontrados nas elipses para VIL, VII, VILD e CAPE estão apresentados na Figura 3.15 na forma de gráfico de Box-Whiskers, com as informações dos quartis 25%, 50% e 75% na caixa de acordo com as bases da caixa e o desvio padrão são os limites das retas verticais pontilhadas. Nesta representação, pode-se observar que para todos os parâmetros apresentados, as distribuições são com valores menores para os eventos CDEP

com predominância de polaridade positiva (CDEP-Neg), quando comparados com negativa (CDEP-Pos) e com os SCM de dimensão horizontal entre 100 e 200km (SCM100), embora estejam próximos dos encontrados na literatura. As informações de VII indicam, no entanto, que há quantidade de massa de gelo menor para os SCM do tipo CDEP-Pos que os demais. Embora a avaliação desses valores de refletividade verticalmente integrada variem bastante nos casos apresentados, também não há muita comparação com outros estudos. Geralmente são feitos estudos de casos de tempestades intensas e os valores são pontuais, enquanto que nesta avaliação são comparados os valores médios para cada aglomerado convectivo.

Nessa Figura 3.15 também estão indicados os valores de CAPE encontrados, no caso, para os eventos SCI, CDEP (juntando os eventos positivos e negativos) e SCM100, comparando-se as datas desses eventos com as radiossondagens das 12UTC quando disponíveis. Estes resultados estão de acordo com os valores encontrados por Sakamoto (2009), para os eventos com intervalo médio de vida entre 6 e 12h, como o caso deste estudo. Vale notar aqui que os valores de CAPE para os eventos SCI são menores que os encontrados para os eventos organizados, CDEP e SCM100, que têm distribuição bastante próxima.

O Perfil de Refletividade Vertical dos eventos organizados em SCM estão apresentados nas Figuras 3.16 e 3.17. O gráfico de Box-Whiskers para o perfil vertical de refletividade mostra que em todos os eventos há presença de valores de refletividade entre 30 e 35dBZ na região de fase mista das nuvens, entre 0 e -20°C , que inicia o mínimo de refletividade para uma tempestade ter qualquer possibilidade de relâmpagos, com mostrados nos estudos de Wolf (2007), Stano et al. (2010), entre outros. No entanto, é observada uma alta taxa de eletrificação nessas nuvens, mas os valores médios não refletem os casos individuais, onde se esperaria valores mais altos de refletividade (por exemplo, acima de 40dBZ) acima dos níveis de -10°C . Esta alta produção de gelo para manutenção do processo de eletrificação pode ser observada com os valores de 20dBZ chegando a níveis de temperatura entre -30°C e -40°C , algo diferente do apresentado nos eventos de convecção isolada (SCI) com pouca produção de relâmpagos, como mostra a Figura 3.16.

A distribuição de refletividade apresentada na Figura 3.17 com os FADs para os eventos CDEP-Neg e CDEP-Pos mostram que em ambos os tipos de eventos, os topos da nuvens chegam a ultrapassar 15km de altura, e também há uma indicação de aumento de refleti-

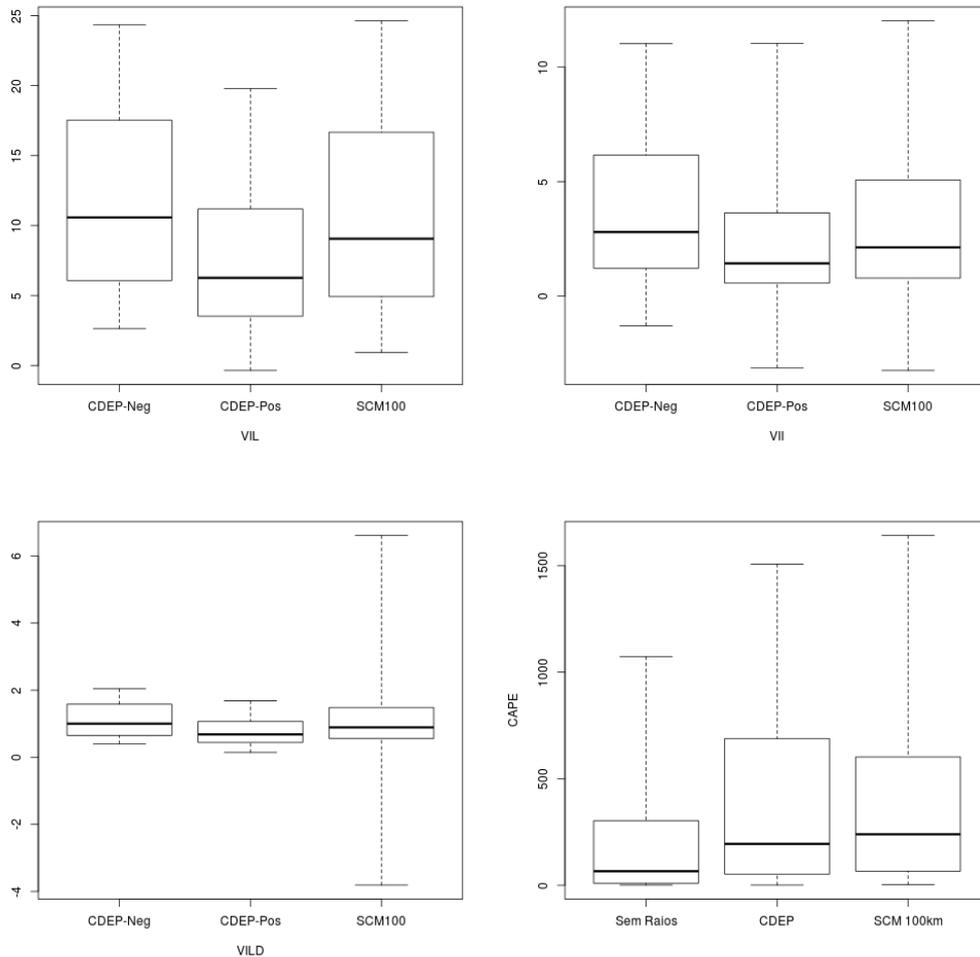


Figura 3.15: Gráfico Box-Whiskers para VIL, VII, VILD e CAPE para os SCM CDEP-Neg, CDEP-Pos e SCM100 selecionados.

vidade na região ao redor de 4km, principalmente para os eventos CDEP-Pos, indicando a presença da banda brilhante nos dados volumétricos. Porém, uma distinção entre os dois tipos de eventos está na maior observação de refletividade entre 15 e 28dBZ na região de 5 a 8km de altura, onde o ambiente apresenta temperaturas entre -10C e -20C, indicando menor conteúdo de água nessa região, e de acordo com o apresentado nos estudos do Capítulo 1, relacionado a carregamento dos graupels e granizos com maior polaridade positiva. Estes resultados estão também de acordo com os encontrados por Albrecht (2008), nas tempestades positivas na Amazônia.

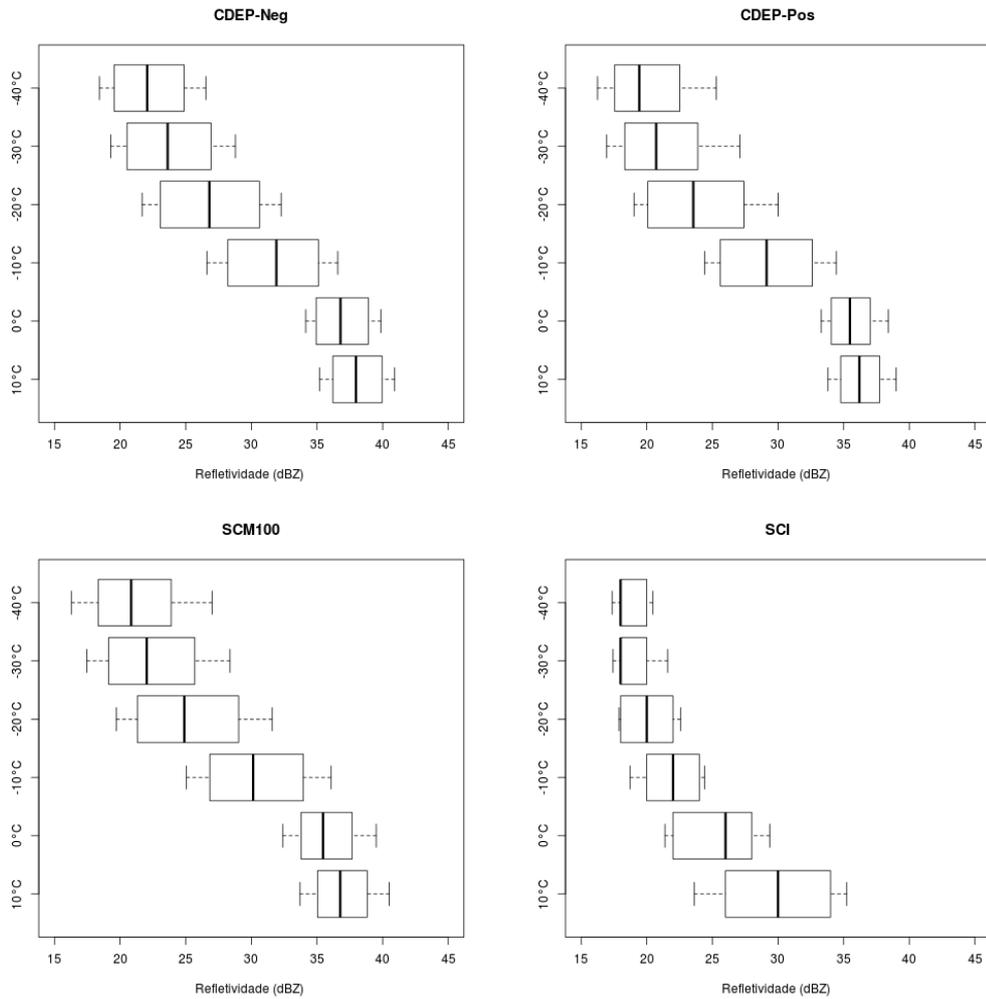


Figura 3.16: Gráfico Box-Whiskers para o perfil vertical de refletividade máxima nas isotermas de 10C, 0C, -10C, -20C e -40C. São apresentados os quartis 25%, 50% e 75% e o desvião padrão dos dados observados.

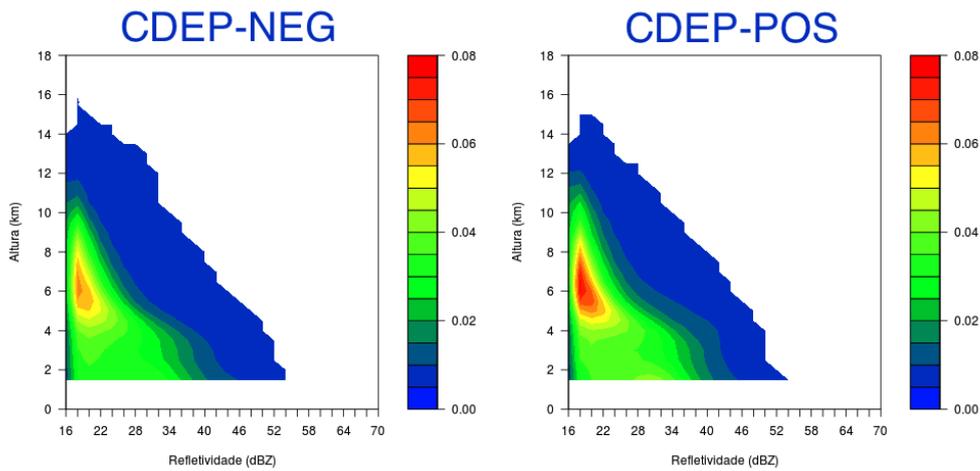


Figura 3.17: Histograma de Frequência FAD de refletividade para os eventos CDEP e SCM100.

As observações da rede telemétrica, utilizada na seleção dos eventos SCM, são apresentadas na Figura 3.18. São apresentados os dados de precipitação horária e rajada de vento máxima detectada no momento da passagem dos eventos pelas estações. Nestes casos, em média, menos de 5% dos eventos apresentam rajadas de vento acima de 10m/s, já considerando a possibilidade de vendavais na região com esses valores. Embora seja um valor baixo, será preciso investigar se, pelo menos em cada um dos eventos ocorreu um valor acima deste limiar para identificar a severidade do SCM ao longo do deslocamento pela região do radar. As medidas de pluviômetros indicam que pelo menos 12% dos horários de observação a precipitação foi maior que 10mm/h, o que já indica um potencial de alagamento para qualquer região, se considerarmos que um evento de SCM tem em média a duração de 6 a 8 horas na região do radar. Estas comparações médias devem levar em conta a espacialização das informações quando comparado com as informações de radar, e por isso a apresentação desses valores aqui foi ilustrativo da intensidade dos fenômenos observados de SCM na região.

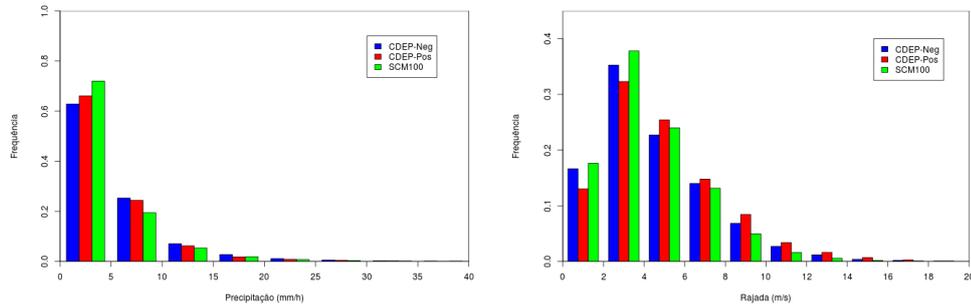


Figura 3.18: Histograma dos dados de precipitação (em mm/h) e rajada de ventos (m/s) nas estações telemétricas quando da observação dos eventos SCM.

3.4 Características Elétricas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

3.4.1 Características dos Relâmpagos observados nos eventos de SCM

Nesta seção são apresentadas as características dos relâmpagos identificados com os volumes de radar disponíveis e selecionados com eventos de SCM. Todos os relâmpagos observados no intervalo de coleta de dados do radar, conforme descrito no Capítulo 2 foram identificados em termos de polaridade, corrente de pico e localização dos relâmpagos nas áreas identificadas como convectivas ou estratiformes nos SCM observados.

A Figura 3.19 apresenta o ciclo anual e diurno para os dados de relâmpagos que, como mencionado acima, são durante os mesmos eventos de SCM. Como todos os eventos tiveram intensa atividade elétrica ao longo do tempo de observação na área do radar, as duas distribuições apresentam as mesmas características que mencionadas na seção anterior.

Entre as características dos relâmpagos determinadas pelas RDLR está a multiplicidade dos relâmpagos. Como exemplificado no Capítulo 2, é utilizado um algoritmo de agrupamento de descargas elétricas detectadas pela RDLR e assim os relâmpagos podem ser formados por um única descarga ou mais. Em diversos estudos (Diendorfer et al. 1998, Rakov e Huffines 2003, entre outros) os valores médios são entre 1 e 2 porém podem variar de acordo com a técnica utilizada ou com a capacidade de detecção da RDLR. A Tabela 3.3 apresenta a multiplicidade dos eventos observados neste estudo, mostrando que a maioria dos eventos apresentam uma única descarga ("stroke") por relâmpago, entre 80 e 95% dos casos, e que 97% tem até multiplicidade 3.

Tabela 3.3 - Multiplicidade dos relâmpagos nuvem-solo observados durante os eventos de SCM.

Multiplicidade	1	2	3	4	5	6
CDEP-Neg	94.8	3.1	1.1	0.4	0.2	0.01
CDEP-Pos	96.7	2.4	0.5	0.1	0.07	0.03
SCM100	81.9	11.1	3.9	1.6	0.7	0.3

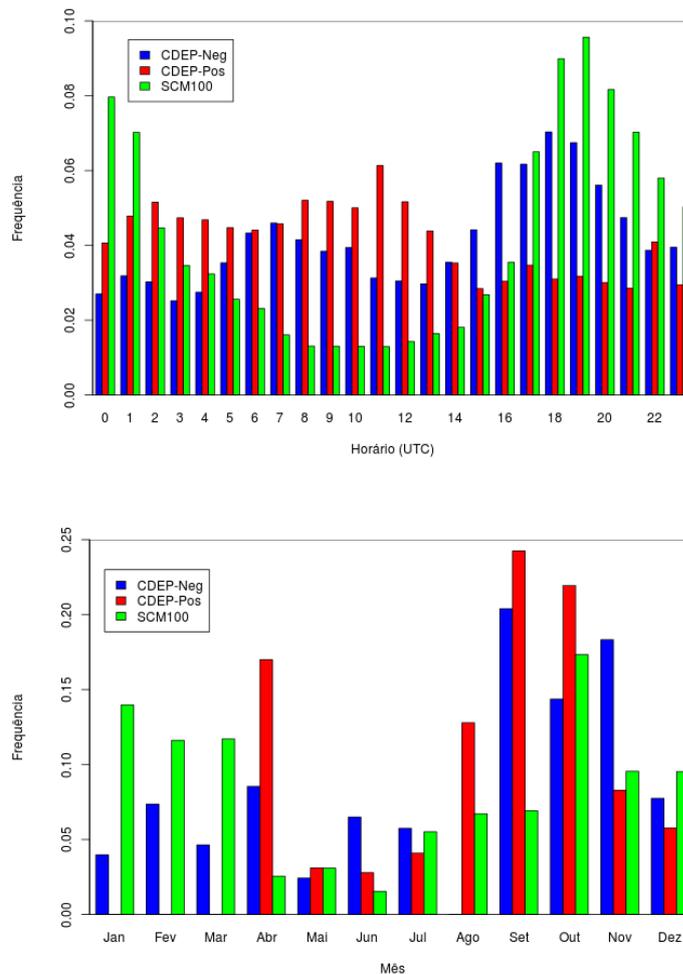


Figura 3.19: Ciclo diurno e anual de relâmpagos observados com os SCMs organizados (CDEP-Neg, CDEP-Pos e SCM100).

A Figura 3.20 apresenta a distribuição de pico de correntes (em kA) para os relâmpagos detectados nas áreas convectivas e estratiformes dos eventos de SCM. Nesta Figura estão identificados também os valores totais detectados (527859 relâmpagos) com polaridade positiva e negativa, independente da classificação, entre CDEP e SCM100km.

Quando se compara os valores totais em cada um dos eventos observa-se que para os

CDEP-Neg, os relâmpagos são distribuídos em 87% na área convectiva e 13% na área estratiforme. Para os CDEP-Pos, 74% está na área convectiva e 26% na área estratiforme, enquanto que para os eventos SCM100, também 86% está na área convectiva e 14% na estratiforme. Isto também, juntamente com os FADs de refletividade apresentados na seção anterior, indicam que os eventos selecionados com maior percentagem de polaridade positiva tem também maior atividade na região estratiforme. Ainda assim, há maioria de atividade na região convectiva.

Nota-se também que há valores de pico de corrente acima de 100kA nas duas distribuições de polaridade, com menor ocorrência, porém associados também aos eventos severos. Na próxima seção são apresentados mapas de densidade espacial desses eventos com pico de corrente mais alta.

No entanto, uma diferença marcante nos eventos identificados neste estudo é a ocorrência de relâmpagos com maior intensidade de corrente com polaridade positiva para os eventos CDEP-Pos que os demais eventos. Isto indica que além de apresentarem maior atividade elétrica na região estratiforme, quando comparado com os demais eventos, também os relâmpagos têm maior intensidade de corrente com polaridade de corrente positiva nessa área.

A Figura 3.21 apresenta uma distribuição dessas informações de pico de corrente para cada um dos relâmpagos das regiões convectiva e estratiforme dos SCM. Os valores médios para pico de corrente negativa são de 31kA para região convectiva e de 34kA para a região estratiforme, enquanto que os valores de pico de corrente positiva são de 31kA para a região convectiva e 48kA para a região estratiforme.

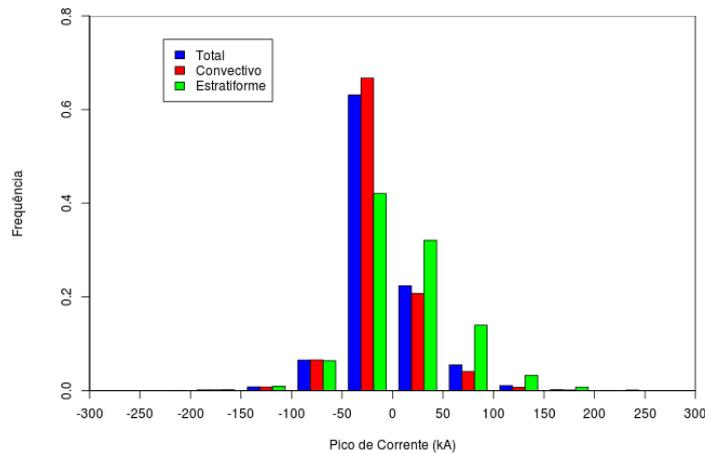


Figura 3.20: Distribuição de correntes nos relâmpagos na área dos SCM.

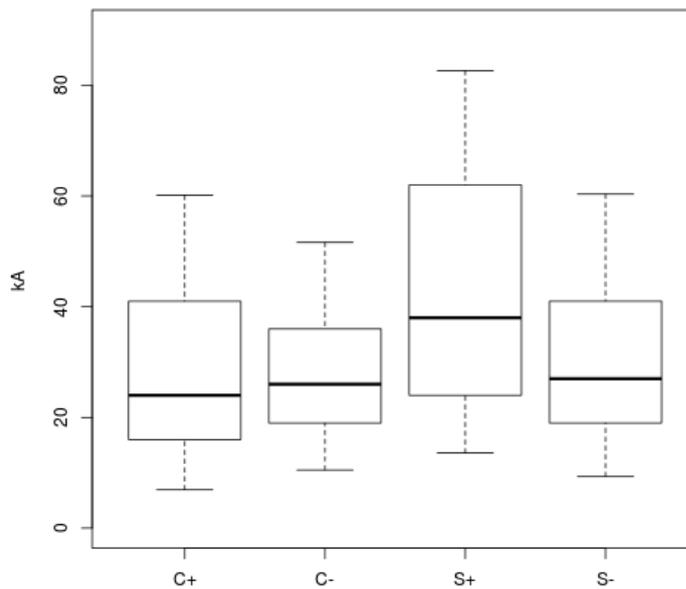


Figura 3.21: Boxplot com Distribuição de correntes nos relâmpagos nas regiões estratiformes e convectivas dos SCM.

3.4.2 Mapas de Densidade de Relâmpagos

A partir da base de dados de relâmpagos para o período de Janeiro/2000 a Dezembro/2010, foram elaborados mapas de densidade de relâmpagos, considerando a eficiência de detecção de relâmpagos com intensidade de corrente acima de 10kA, de 85%, homogênea para a região, com base nos resultados apresentados por Naccarato et al (2009). Os dados

de relâmpagos foram separados em positivos e negativos, sendo posteriormente interpolados em área de 100km^2 , e somados para a elaboração dos mapas de densidade.

A Figura 3.22 apresentada a distribuição espacial média de densidade de relâmpagos total anual, com resultados similares aos encontrados por Gin et al (2003), Naccarato et al (2006), entre outros. A média anual, mostra maior incidência de relâmpagos ao longo da Serra do Mar, região leste do radar, e na região Oeste do Paraná, como mostra a Figura. A análise por estação do ano, conforme apresentado na Figura 3.23. Os valores médios apresentados nesta Figura são de relâmpagos/ km^2 /mes para detalhar melhor a distribuição espacial. A separação sazonal mostra que há menor atividade elétrica ao longo dos meses de outono e inverno, enquanto que na primavera os relâmpagos são mais frequentes na região oeste do Paraná, movendo o núcleo de maior atividade para a região leste, no verão. Embora a região oeste seja mais comumente afetada pelos SCM que ocorrem no Paraguai e Argentina e com maior frequência atingem esta área, a maior atividade elétrica no verão, na região leste do Paraná pode estar associada aos eventos de SCM e também a outros fatores causadores de tempestades com atividade elétrica intensa na região, como as frentes frias e também os sistemas convectivos isolados, que podem causar a maior atividade elétrica nessa região, que precisa ser melhor investigado no futuro. Embora não apresentado aqui, as distribuições sazonais de relâmpagos com polaridade negativa e positiva mantém a mesma distribuição espacial e sazonal que os valores totais apresentados, sem grandes diferenças.

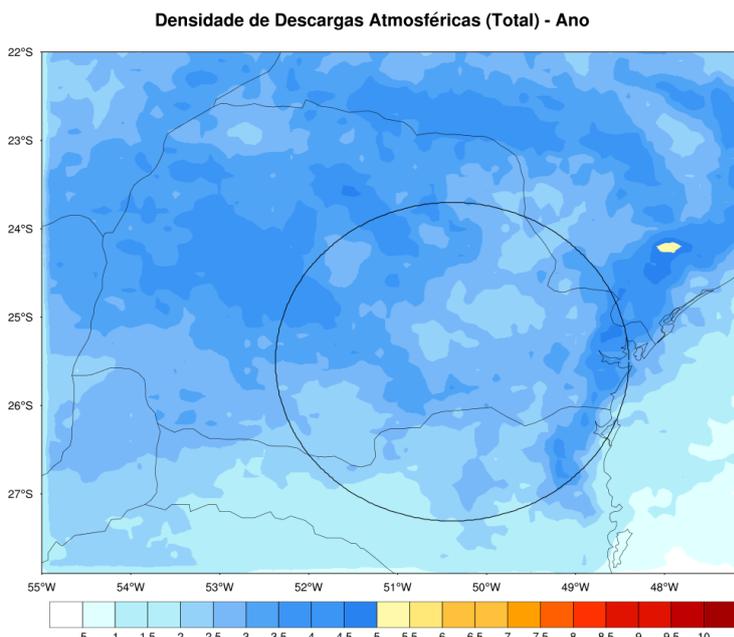


Figura 3.22: Mapas de Densidade de Relâmpagos Total no Paraná (Período Janeiro/2000 a Dezembro/2010), em relâmpagos/km²/ano.

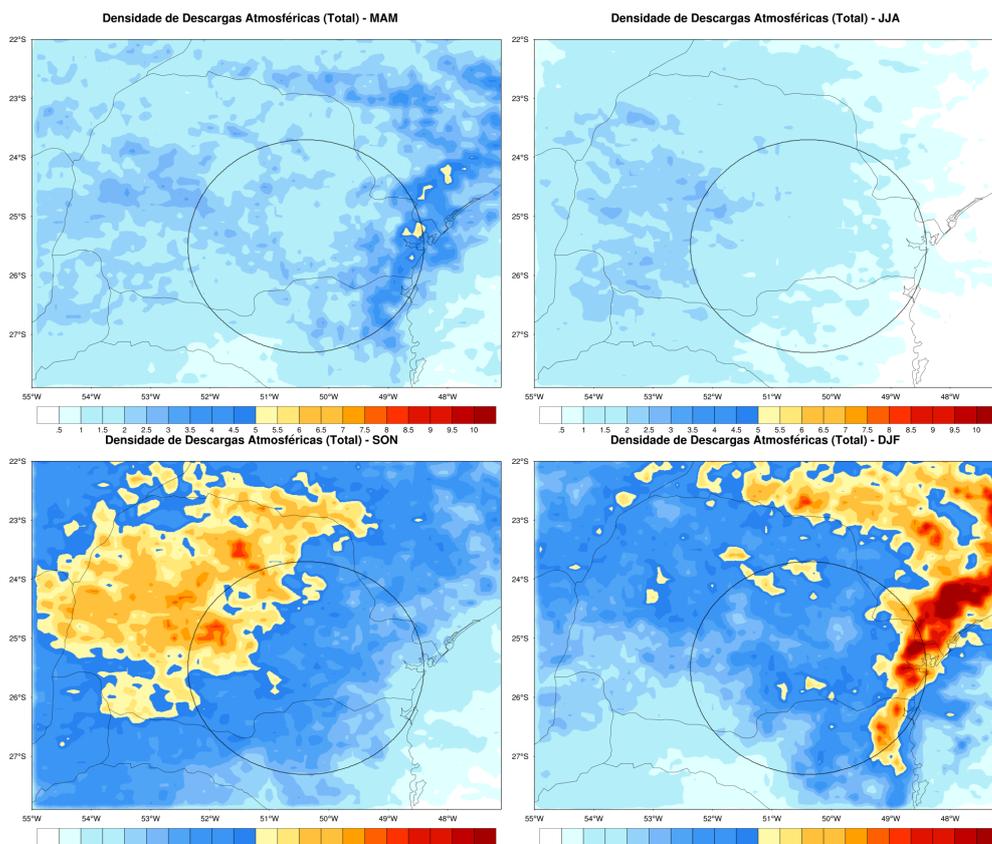


Figura 3.23: Mapas de Densidade de Relâmpagos com média mensal por estação do ano no Paraná (Período Janeiro/2000 a Dezembro/2010).

Conclusões

No início do Capítulo 3 é apresentado um exemplo de sistema organizado, no caso, um CDEP, isto é, um sistema que ao longo do deslocamento pela área do radar apresentou uma dimensão espacial de, no mínimo 200km de extensão. Embora não tenha sido feita aqui uma apresentação de todos os SCM analisados, pode se fazer uma classificação, mesmo que subjetiva, como as apresentadas no Capítulo 1.

Ao analisar os clusters de satélite, pode-se observar que sempre os SCM selecionados neste estudo estavam associados a sistemas de maior extensão, tanto associados com a formação e deslocamento de CCMs na região quanto durante a passagem de sistemas frontais pela área. Os horários de maior ocorrência foram no período da tarde e noite, identificados entre as 1500UTC e 0000UTC, e embora ocorram ao longo de todo o ano, os SCM ocorrem 60% nos meses de primavera e verão.

Em todos os casos amostrados, pode-se observar uma distribuição dos eventos organizados com maior atividade convectiva organizada em linhas, normalmente chamadas de linhas de instabilidade. Essas linhas inicialmente quebradas foram se organizando no período de amadurecimento dos sistemas e formando sistemas convectivos lineares, com a maioria das vezes uma região estratiforme com desenvolvimento na parte de trás do sistema. Estas características levaram a chamar os SCM neste estudo de CDEP (sistemas com região convectivo dianteiro e estratiforme posterior), como uma classificação mais próxima do trabalho de Parker e Johnson (2000).

Seguindo o trabalho de Jirak et al (2003), pode-se também dizer que estes sistemas apresentaram características de células convectivas embutidas na precipitação estratiforme, com arranjo celular linear, e que ao longo do ciclo de vida desses sistemas, os agrupamentos

eram fundidos em sistemas maiores, como ocorreu, por exemplo, com o SCM apresentado no Capítulo 3 ao longo do seu ciclo de vida. Estas características poderão ser melhor identificadas num estudo com análise objetiva de acompanhamento do sistema convectivo ao longo do seu tempo de deslocamento no radar, por exemplo.

Este estudo teve como objetivo a análise das características dos Sistemas Convectivos de Mesoescala observados simultaneamente por radar meteorológico e um sistema de detecção de relâmpagos, principalmente, e avaliação das condições sinóticas que favorecem a ocorrência desses fenômenos em uma região importante do País, na qual o conhecimento da distribuição de chuvas e eventos severos tem um grande impacto na produção agropecuária e de energia.

Similarmente aos estudos de casos de eventos de SCM e modelagem numérica para a região, a análise dos campos médios de circulação atmosférica reflete a presença e a importância dos Jatos em Baixos Níveis, e em especial a convergência de umidade e altos valores de CAPE para a organização dos eventos de SCM. As análises com satélite meteorológico também indicaram uma grande influência dos sistemas organizados mais alongados (com excentricidade maior que 0,2) nas ocorrências de SCM. Os valores de CAPE para os dias com sistemas convectivos isolados (SCI) foram entre 0 e 200J/kg, enquanto que nos eventos de SCM foram encontrados valores maiores que 400J/kg. O mesmo padrão ocorreu com o fluxo de umidade integrado verticalmente (Q), sendo encontrados valores abaixo de 50 a 150kg/m/s para os SCI enquanto que os valores de Q para os SCM foram entre 75 e 200kg/m/s, e valores maiores ainda para os eventos de maior duração e organização (CDEP), acima de 250kg/m/s.

A análise dos SCM por radar e raios foi realizada com a comparação direta dos dados de radar e relâmpagos, mas também por meio de uma técnica de agrupamento para identificar os regimes de precipitação observados na área de abrangência do radar. Foram identificados 4 regimes principais, com ciclo diurno bastante definido e distribuição anual dos eventos, principalmente ocorrendo nos meses de primavera e verão. Este tipo de resultado já foi também encontrado analisando-se dados de satélite em uma região maior (Pereira Filho et al. 2006) e a análise apresentada neste trabalho identifica as mesmas características ao se observar os fenômenos em uma escala mais reduzida, neste caso, com radar meteorológico.

Os resultados da separação dos clusters também apoiaram a decisão em separar e anali-

sar os eventos por radar e raios em sistemas convectivos isolados e os sistemas organizados com resolução espacial maior que 100km. O Cluster 1 tem mais de 75% dos eventos de convecção isolada (SCI), e os Clusters 2 e 3 tem em sua maioria, respectivamente 30% e 50%, os eventos mais organizados (SCM100 e CDEP).

As informações de radar mostraram características distintas entre os 3 tipos analisados (SCM100, CDEP-Neg e CDEP-Pos), sendo que os dados de radar mostraram a ocorrência de sistemas organizados em SCM em 17% dos dados e 30% de sistemas convectivos isolados. Em ambos os casos, embora sejam observados ao longo de todo o ano, também a concentração dos eventos organizados (SCM100 e CDEP) é maior nos meses de primavera e verão, com mais de 50% dos eventos nos meses mais quentes. O ciclo diurno mostra uma distribuição mais diferenciada, devido a diferenças de amostragem, no caso dos CDEP-Pos, porém de maneira geral, os eventos convectivos apresentam maior atividade durante a tarde e noite também.

A estrutura vertical de refletividade e a distribuição de precipitação convectiva e estratiforme mostraram que, em todos os eventos de SCM, foram observadas as condições necessárias para o processo de eletrificação das tempestades, com valores de refletividade entre 30 e 35dBZ na região de fase mista, entre 0°C e -20°C, o que foi comprovado com os altos índices de relâmpagos. Os topos dos ecos são distribuídos entre 7 e 11km para 82% dos eventos, e a mais de 80% dos eventos apresentam orientação da precipitação entre nordeste e leste a medida que se deslocam pela área do radar, similar às linhas de instabilidade, associadas a esses SCM.

As características elétricas observadas nesses sistemas, conforme encontrado neste estudo, foram bastante distintas. Os relâmpagos identificados neste estudo apresentaram descargas múltiplas, sendo que em 97% dos casos eram de 1 a 3 descargas por relâmpago. Para cada SCM identificado, foram separados para análise as características dos relâmpagos nas regiões convectivas e estratiformes. Os valores de intensidade de pico de corrente foram sempre maiores, em média, na região estratiforme (relâmpagos negativos com 34kA e positivos com 48kA) que na convectiva (31kA para positivos e negativos). A distribuição de relâmpagos é maior na região convectiva (82%) que na estratiforme, também. A identificação dos SCM com maior atividade de relâmpagos positivos, em sua maioria sistemas com área de precipitação estratiforme mais ativa e com intensidades de pico de corrente

mais intensa deve ser investigada mais profundamente no futuro.

O volume de dados utilizados, tanto para o processamento como para a análise dos SCM, foi muito importante para identificar as características dos relâmpagos associados a esses eventos de SCM que atingiram a área de observação. A intensidade dos fenômenos identificados com esta metodologia proposta de separação de precipitação convectiva e estratiforme e a integração dos dados de radar e relâmpagos para análise dos eventos severos associados aos Sistemas Convectivos de Mesoescala devem ser investigados mais a frente. Este trabalho mostrou características muito interessantes com relação aos relâmpagos associados aos eventos de SCM na região graças ao volume de dados aqui disponível e que merecem investigação aprofundada.

Assim, como sugestões para trabalhos futuros, propõe-se:

- Avaliação do ciclo de vida dos SCM com base em algoritmos numéricos objetivos para identificar a cada estágio as condições de organização dos sistemas, integrados a um algoritmo de particionamento em atividade convectiva e estratiforme, como apresentado neste trabalho;
- Avaliar os SCM em uma escala espacial maior com dados de radar integrados para verificar se as características encontradas neste estudo são observadas também em outras regiões;
- Ampliar o conhecimento da estrutura vertical das cargas e mecanismos de eletrificação e iniciação dos relâmpagos na região e também em outras regiões do País, pois as condições do ambiente podem variar e criar novas condicionantes para a distribuição dos relâmpagos em varias áreas;
- Estudar as características termodinâmicas de superfície com base nas estações automáticas para avaliar a relação entre os eventos de SCM e a distribuição espacial dos mesmos;
- Estudar as características das tempestades nesta região com informações de relâmpagos intra-nuvem e nuvem solo, e identificar as características de radar polarimétrico nesses eventos.

Além das informações do sistema de monitoramento hidrometeorológico utilizado neste estudo, nos próximos anos haverá uma ampliação do sistema com a integração também de um radar Doppler polarimétrico e uma rede de detecção de tota lightning (relâmpagos nuvem-solo e intra-nuvem) nessa mesma região, como também a integração operacional de diversos radares instalados em regiões adjacentes, que ampliarão o volume de informações disponíveis em tempo-real.

Espera-se que as análises apresentadas neste trabalho e a metodologia empregada aqui possam ser também utilizadas em estudos futuros e mais aprofundados, ampliando assim nossa capacidade de previsão de eventos severos na região.

Referências Bibliográficas

- Abdoulaev S., Marques V. S., Pinheiro F. M., Martinez E. A., Lenskaia O., Analysis of mesoscale system using cloud-to-ground flash data., *Braz. J. Geophys.*, 2001, vol. 19, p. 75
- Albrecht R. I., *Eletrificação dos Sistemas Precipitantes na Região Amazonica: Processos Físicos e Dinâmicos do Desenvolvimento de Tempestades*, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2008, Tese de Doutorado, 197p.
- Albrecht R. I., Goodman S. J., Petersen W., Buechler D., Bruning E., Blakeslee R. J., Christian H., The 13 years of TRMM Lightning Imaging Sensor: From individual flash characteristics to decadal tendencies.. In XIV International Conference on Atmospheric Electricity. , 2011
- Anabor V., Stensrud D. J., de Moraes O. L. L., Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America, *Mon. Wea. Rev.*, 2008, vol. 136, p. 3087
- Anabor V., Stensrud D. J., de Moraes O. L. L., Simulation of a Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Event over Southeastern South America Using Composite Initial Conditions, *Monthly Weather Review*, 2009, vol. 137, p. 2144
- Anderson C. J., Arritt R. W., Mesoscale Convective Complexes and Persistent Convective Systems over the United States during 1992 and 1993., *Mon. Wea. Rev.*, 1998, vol. 126, p. 578
- Avila 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., *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, p. 8985
- Baker M. B., Dash J. G., Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms., *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, p. 10621
- Barnes S. L., Report on a Meeting to Establish a Common Doppler Radar Data Exchange Format, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1980, vol. 61, p. 1401
- Bedka K., Brunner J., Dworak R., Feltz W., Jason Otkin a. G., Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients., *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 2010, vol. 49, p. 181
- Beneti C., Nozu I., Saraiva E., Monitoramento da precipitação e de eventos de tempo severo com radar meteorológico no estado do Paraná.. In XII Cong. Bras. de Meteorologia , 1998
- Beneti C. A. A., Calvetti L., Jusevicius M. R., Pereira Filho A. J., Gin R. B. B., Severe weather analysis and forecasting with the integration of lightning, radar and satellite information in operational center in Brazil. In WMO WWRP Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting , 2005
- Beneti C. A. A., Leite E. A., Garcia S. A. M., Assunção L. A. R., Filho A. C., Reis R. J., RIDAT - Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas: Perspectivas e Futuro. In XI Congresso Brasileiro de Meteorologia , Rio de Janeiro, RJ, 2000
- Beneti C. A. A., Silva Dias M. A. F., Análise da performance dos índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo.. In Anais do IV Cong. Bras. de Meteorologia , 1986
- Berbery E. H., Barros V. R., The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America, *J. Hydrometeor.*, 2002, vol. 3, p. 630
- Biggerstaff M. I., Listemaa S. A., An Improved Scheme for Convective/Stratiform Echo Classification Using Radar Reflectivity, *J. Appl. Meteor.*, 2000, vol. 39, p. 2129

- Blanchard D. O., Mesoscale convective patterns of the southern High Plains, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1990, vol. 71, p. 994
- Bluestein H. B., Jain M. H., Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, 1985, vol. 42, p. 1711
- Bluestein H. B., MacGorman D. R., Evolution of Cloud-to-Ground Lightning Characteristics and Storm Structure in the Spearman, Texas, Tornadic Supercells of 31 May 1990, *Monthly Weather Review*, 1998, vol. 126, p. 1451
- Borque P., Salio P., Nicolini M., García Skabar Y., Environment Associated with Deep Moist Convection under SALLJ Conditions: A Case Study, *Weather and Forecasting*, 2010, vol. 25, p. 970
- Brooks H. E., Lee J. W., Craven J. P., Developing global climatologies of severe thunderstorms from reanalysis-derived soundings. In 14th Symposium on Global Change and Climate Variations , Long Beach, CA, USA, 2003
- Brown R. A., Flickinger B. A., Forren E., Shultz D. M., Sirmans D., Spencer P. L., Wood V. T., Ziegler C. L., Improved detection of severe storms using experimental fine-resolution WSR-88D measurements, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2005, vol. 20, p. 3
- Caine S., Jakob C., Siems S., May P., Objective Classification of Precipitating Convective Regimes Using a Weather Radar in Darwin, Australia, *Mon. Wea. Rev.*, 2009, vol. 137, p. 1585
- Carey L. D., Buffalo K. M., Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms, *Mon. Wea. Rev.*, 2007, vol. 135, p. 1327
- Carey L. D., Murphy M. J., McCormick T. L., Demetriades N. W. S., Lightning location relative to storm structure in a leading-line trailing-stratiform mesoscale convective system, *J. Geophys. Res.*, 2005, vol. 110
- Carey L. D., Petersen W. A., Rutledge S. A., Evolution of cloud-to-ground lightning and storm structure in the Spencer, SD, tornadic supercell of 30 May 1998, *Mon. Wea. Rev.*, 2003, vol. 131, p. 1211

- Carey L. D., Rutledge S. A., The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: a C-Band polarimetric radar study, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, p. 2687
- Case J. L., Manobianco J., Oram T. D., Garner T., Blottman P. F., Spraatt S. M., Local data integration over east-central Florida using the ARPS data analysis System, *Wea. Fore.*, 2002, vol. 17, p. 3
- Cotton W. R., Anthes R. A., Storm and cloud dynamics. vol. 44 of International Geophysics Series, Academic Press, 1989, 883pp.
- Cressman G., An operational analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, 1959, vol. 87, p. 367
- 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*, 1998, vol. 40, p. 465
- 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 US National Lightning Detection Network, *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, p. 9035
- Diendorfer G., Lightning Location Systems (LLS). In IX Intern. Symp. on Lightning Protection , 2007
- Diendorfer G., Schulz W., Critical analysis of LLS detected very large peak current lightning strokes. In 20th International Lightning Detection Conference , 2008
- Durkee J. D., Mote T. L., A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America, *Int. J. Climatol.*, 2009, vol. 30, p. 418
- Durkee J. D., Mote T. L., Shepherd J. M., The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across Subtropical South America, *J. Climate*, 2009, vol. 22, p. 4590
- Emanuel K. A., Overview and definition of mesoscale meteorology. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting* , Amer. Meteor. Soc., 1986, p. 1

- Environmental Modeling Center, 2003 The GFS Atmospheric Model. NCEP Office Note 442. Global Climate and Weather Modeling Branch, EMC. Camp Springs, Maryland.
- Fritsch J. M., Forbes G. S., Mesoscale Convective Systems. In Severe Convective Storms , vol. 28 of Meteorological Monographs, Amer. Meteor. Soc., 2001, p. 323
- Garraud R. D., Wallace J. M., The Diurnal March of Convective Cloudiness over the Americas, Mon. Wea. Rev., 1997, vol. 125, p. 3157
- Gaskell W., Illingworth A. J., Charge transfer accompanying individual collisions between ice particles and its role in thunderstorm electrification., Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1980, vol. 106, p. 841
- Gauthier M., Petersen W., Carey L., Cell mergers and their impact on cloud-to-ground lightning over the Houston area, Atmospheric Research, 2010, vol. 96, p. 626
- Gilmore M. S., Wicker L. J., Influences of local environment on supercell cloud-to-ground lightning, radar characteristics, and severe weather on 2 June 1995, Mon. Wea. Rev., 2002, vol. 130, p. 2349
- Gin R. B. B., Beneti C. A. A., Cloud-to-ground lightning flash density in the south and southeastern of Brazil: 1999-2001. In SIPDA , 2003
- Gin R. B. B., Pereira Filho A. J., Silva Dias M. A. F., Estudo das Descargas Elétricas Atmosféricas em Sistemas Convectivos Organizados: Análise Preliminar. In X Cong. Bras. Meteor. , Brasilia, DF, 1998
- Goodman S. J., Cecil D. J., Thunderstorms characteristics observed by TRMM. In Proc. Intern. Tropical Rainfall Measuring Mission Science Conf: Abstracts , Honolulu, HI, 2002, p. 163
- Greene D. R., Clark R. A., Vertically Integrated Liquid Water - a New Analysis Tool, Mon. Wea. Rev., 1972, vol. 100, p. 548
- Heysmsfield G. M., Geerts B., Tian L., TRMM precipitation radar reflectivity profiles as compared with high-resolution airborne and ground-based radar measurements, J. Appl. Meteor., 2000, vol. 39, p. 2080

- Heymsfield G. M., Ghosh K. K., Chen L. C., An interactive system for compositing digital radar and satellite data, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1983, vol. 22, p. 705
- Hilgenford E. R., Johnson R. H., A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-99D data., *Wea. Fore.*, 1998, vol. 13, p. 437
- Houze R. A., *Cloud Dynamics*. Academic Press, 1993, 573pp.
- Houze R. A., Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, 2004, vol. 42, p. 43
- Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social (IPARDES), 2010. Anuário Estatístico do Estado do Paraná. Disponível em: <http://www.ipardes.gov.br> . Acesso em: 05/Jun/2012.
- Jain A. K., Murty M. N., Flynn P. J., Data Clustering: A Review, *ACM Computing Surveys*, 1999, vol. 31, p. 264
- Jakob C., Tselioudis G., Objective identification of cloud regimes in the Tropical Western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 2003, vol. 30
- Janowiak J. E., Arkin P. A., Morrissey M., A real-time global half-hourly pixel-resolution infrared dataset and its applications., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2001, vol. 82, p. 205
- Jayarathne E. R., Saunders C. P. R., Hallett J., Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1983, vol. 109, p. 609
- Jirak I. L., Cotton W. R., Observational analysis of the predictability of mesoscale convective systems., *Wea. Fore.*, 2007, vol. 22, p. 813
- Jirak I. L., Cotton W. R., McAnelly R. L., Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development, *Mon. Wea. Rev.*, 2003, vol. 131, p. 2428
- Kneib R. O., Estudo observacional de linhas de instabilidade no estado do Paraná., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2007, Dissertação de Mestrado
- Knupp K. R., Geerts B., Goodman S. J., Analysis of a Small, Vigorous Mesoscale Convective System in Lon-Shear Environment. Part I: Formation, Radar Echo Structure, and Lightning Behavior, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, vol. 126, p. 1812

- Knupp K. R., Paech S., Goodman S., Variations in cloud-to-ground lightning characteristics among three adjacent tornadic supercell storms over Tennessee Valley region, *Mon. Wea. Rev.*, 2003, vol. 131, p. 172
- Krehbiel P. R., , 1986 *The Earth's Electrical Environment*, Studies in Geophysics. National Academy Press pp 90–113
- Krehbiel P. R., coautores Inverted polarity lightning in STEPS.. In *Eos Trans.* , 2000
- Krider E. P., , 1986 *The Earth's Electrical Environment*, Studies in Geophysics/. National Academy Press pp 30–45
- Laing A. G., Fritsch J. M., The global population of mesoscale convective complexes., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1997, vol. 123, p. 389
- Laing A. G., Fritsch J. M., The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, p. 2756
- Lang T. J., Ahijevych D. A., Nesbitt S. W., Carbone R. E., Rutledge S. A., Cifelli R., Radar-Observed Characteristics of Precipitation Systems During NAME 2004, *J. Climate*, 2007, vol. 20, p. 1713
- Lang T. J., Miller L. J., Weisman M., Rutledge S. A., Barker III L. J., Bringi V. N., Chandrasekar V., Detwiller A., Doesken N., Helsdon J., Knight C., Krehbiel P., Lyons W. A., MacGorman D., Rasmussen E., Rison W., Rust W. D., Thomas R. J., The Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2004, vol. 85, p. 1107
- Lang T. J., Rutledge S. A., Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning, *Mon. Wea. Rev.*, 2002, vol. 130, p. 2492
- Lang T. J., Rutledge S. a., A Framework for the Statistical Analysis of Large Radar and Lightning Datasets: Results from STEPS 2000, *Monthly Weather Review*, 2011, vol. 139, p. 2536
- Lima K. C., Descarga elétricas atmosféricas em Sistemas Convectivos de Mesoescala no sul da América do Sul., Univ. Federal de Pelotas, RS., 2005, Dissertação de Mestrado

Maack R., Geografia Física do Estado do Paraná 2a. edn. Jose Olympio, 1981, 450pp.

MacGorman D. R., coautores TELEX the Thunderstorm Electrification and Lightning Experiment., Bull. Amer. Meteor. Soc., 2008, vol. 89, p. 997

MacGorman D. R., Morgenstern C. D., Some characteristics of cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems, J. Geophys. Res., 1998, vol. 101, p. 14011

MacGorman D. R., Rust W. D., The electrical nature of storms. Oxford University Press, 1998, 422pp.

MacGorman D. R., Rust W. D., Krehbiel P., Rison W., Bruning E., Wiens K., The electrical structure of two supercell storms during STEPS., Mon. Wea. Rev., 2005, vol. 133, p. 2583

Machado L. A. T., Laurent H., The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence., Mon. Wea. Rev., 2004, vol. 121, p. 714

Machado L. A. T., Rossow W. B., Guedes R. L., Walker A. W., Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas., Mon. Wea. Rev., 1998, vol. 126, p. 1630

Maddox R. A., Mesoscale Convective Complexes, Bull. Amer. Meteor. Soc., 1980, vol. 61, p. 1374

Maddox R. A., Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes., Mon. Wea. Rev., 1983, vol. 111, p. 126

Marengo J. A., Soares W. R., Saulo C., Nicolini M., Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: characteristics and temporal variability., J. Climate, 2004, vol. 17, p. 2261

Mattos E., Machado L., Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems, Atmospheric Research, 2010, vol. 99, p. 377

- Mohr K. I., Zipser E. J., Mesoscale convective systems defined by their 85-GHz ice scattering signature: size and intensity comparison over tropical oceans and continents., *Mon. Wea. Rev.*, 1996, vol. 124, p. 2417
- Mota G. V., Characteristics of rainfall and precipitation features defined by tropical rainfall measuring mission over South America, The Univ. of Utah, 2003, Tese de Doutorado
- Naccarato K. P., Análise das características das descargas atmosféricas nuvem-solo no sudeste do Brasil., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2006, Tese de Doutorado
- Naccarato K. P., Pinto Jr. O., Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT)., *Atmos. Res.*, 2009, vol. 91, p. 546
- Naccarato K. P., Pinto Jr. O., Pinto I., Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southern Brasil, *Geophys. Res. Lett.*, 2003, vol. 30, p. 1674
- Nachamkin J. E., Cotton W. R., Interactions between a Developing Mesoscale Convective System and Its Environment. Part II: Numerical Simulation, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, p. 1225
- Nachamkin J. E., McAnelly R. L., Cotton W. R., Interactions between a Developing Mesoscale Convective System and Its Environment. Part I: Observational Analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, p. 1205
- Nesbitt S. W., Cifelli R., Rutledge S. A., Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features, *Mon. Wea. Rev.*, 2006, vol. 134, p. 2702
- Nesbitt S. W., Zipser E. J., The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements, *J. Climate*, 2003, vol. 16, p. 1456
- Nesbitt S. W., Zipser E. J., Cecil D. J., A Census of Precipitation Features in the Tropics using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations, *J. Climate*, 2000, vol. 13, p. 4087

- Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS), 2010. Utilização dos Recursos Hidroenergéticos. Disponível em: <http://www.ons.org.br>. Acesso em: 05/Jun/2012.
- Orlanski I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1975, vol. 56, p. 527
- Orville R. E., Huffines G., Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989-98, *Mon. Wea. Rev.*, 2001, vol. 129, p. 1179
- Orville R. E., Huffines G., Burrows W. R., Holle R. L., Cummins K. L., The North American Lightning Detection Network (NALDN) First Result: 1998-2000, *Mon. Wea. Rev.*, 2002, vol. 130, p. 2098
- Parker M. D., Johnson R. H., Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, p. 3413
- Parker M. D., Johnson R. H., Simulated Convective Lines with Leading Precipitation. Part II: Evolution and Maintenance., *J. Atmos. Sci.*, 2004a, vol. 61, p. 1656
- Parker M. D., Johnson R. H., Structures and Dynamics of Quasi-2D Mesoscale Convective Systems, *J. Atmos. Sci.*, 2004b, vol. 61, p. 545
- Parker M. D., Rutledge S. A., Johnson R. H., Cloud-to-ground lightning in linear mesoscale convective systems, *Mon. Wea. Rev.*, 2001, vol. 129, p. 1232
- Pereira L. G., Characteristics and organization of precipitation features during NAME 2004 and their relationship to environmental conditions, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 2008, Tese de Doutorado, 229 p.
- Pereira Filho A. J., Carbone R. E., Janowiak J. E., Arkin P., Tuttle J., Hallak R., Karam H. A., A CMORPH analysis of the convective regime over Brazil. In 3rd. Workshop of the Intern. Precipitation Working Group , 2006
- Pereyra R. G., Avila E. E., Castellano N. E., Saunders C. P. R., A laboratory study of graupel charging., *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, p. 20803

- Pessi A. T., Businger S., Relationships among lightning, precipitation, and hydrometeor characteristics over the North Pacific Ocean, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 2009, vol. 48, p. 833
- Petersen W. A., Rutledge S. A., On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall., *J. Geophys. Res. Atmos.*, 1998, vol. 103(D12), p. 14025
- Pinto I. R. C. A., Pinto Jr. O., Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil., *L. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2003, vol. 65, p. 733
- R Development Core Team, 2009 R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing Vienna, Austria
- Rakov V. A., A Review of Positive and Bipolar Lightning Discharges, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2003, vol. 84, p. 767
- Rakov V. A., Huffines G. R., Return-stroke multiplicity of negative cloud-to-ground lightning flashes, *J. Appl. Meteor.*, 2003, vol. 42, p. 1455
- Rakov V. A., Uman M. A., *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press, 2003, 700pp.
- Rickenback T. M., Rutledge S. A., Convection in TOGA COARE: Horizontal scale, morphology, and rainfall production, *J. Atmos. Sci.*, 1998, vol. 55, p. 2715
- Romatschke U., Houze Jr R., Characteristics of precipitating convective systems in the South Asian monsoon, *Journal of Hydrometeorology*, 2010, p. 110301130347005
- Rossow W. B., Tselioudis G., Polak A., Jakob C., Tropical Climate Described as a Distribution of Weather States Indicated by Distinct Mesoscale Cloud Property Mixtures, *Geophys. Res. Lett.*, 2005, vol. 32
- Rust W., Macgorman D., Bruning E., Weiss S., Krehbiel P., Thomas R., Rison W., Hamlin T., Harlin J., Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS), *Atmospheric Research*, 2005, vol. 76, p. 247

- Rust W. D., MacGorman D. R., Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS., *Geophys. Res. Lett.*, 2002, vol. 29, p. 10.1029/2001GL014303
- Rutledge S. A., Lu C., MacGorman D. R., Positive cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems, *J. Atmos. Sci.*, 1990, vol. 47, p. 2085
- Rutledge S. A., Petersen W. A., Vertical radar reflectivity structure and cloud-to-ground lightning in the stratiform region of MCSs: further evidence for in situ charging in the stratiform region, *Mon. Wea. Rev.*, 1994, vol. 122, p. 1760
- Sakamoto M. S., Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na região subtropical da América do Sul durante o SALLJEX, Universidade de São Paulo, 2009, Tese de Doutorado
- Salio P., Nicolini M., Zipser E. J., Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet, *Mon. Wea. Rev.*, 2007, vol. 135, p. 1290
- Saraiva I., Características dos sistemas precipitantes observados via radar meteorológico de Manaus., IAG, Universidade de São Paulo, 2010, Dissertação de Mestrado
- Saulo C., Ruiz J., Skabar Y. G., Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection and Its Exit Region, *Mon. Wea. Rev.*, 2007, vol. 135, p. 1310
- Saunders C. P. R., Thunderstorm electrification laboratory experiments and charging mechanisms., *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, p. 10773
- Saunders C. P. R., Charge separation mechanisms in clouds., *Space Science Review*, 2008, vol. 137, p. 335
- 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., *Atmos. Res.*, 2001, vol. 58, p. 187
- Schulz W., Cummins K. L., Diendorfer G., Dorninger M., Cloud-to-ground lightning in Austria. A 10-year study using data from a lightning location system, *J. Geophys. Res.*, 2005, vol. 110

- Schumacher R. S., Johnson R. H., Organization and Environmental Properties of Extreme-Rain-Producing Mesoscale Convective Systems, *Mon. Wea. Rev.*, 2005, vol. 133, p. 961
- Schuur T. J., Rutledge S. A., Electrification of stratiform regions in mesoscale convective systems. Part II: Two-dimensional numerical model simulations of a symmetric MCS, *Journal of the atmospheric sciences*, 2000, vol. 57, p. 1983
- Schuur T. J., Rutledge S. a., Electrification of Stratiform Regions in Mesoscale Convective Systems. Part I: An Observational Comparison of Symmetric and Asymmetric MCSs, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2000, vol. 57, p. 1983
- Silva V. B. S., Berbery E. H., Intense Rainfall Events Affecting the La Plata Basin, *J. Hydrometeor.*, 2006, vol. 7, p. 769
- Silva Dias M. A. F., Storms in Brazil. In Hazards and Disasters Series, Storms, Vol II , 1999, p. 207
- Siqueira J. R., Rossow W. B., Machado L. A. T., Pearl C., Structural Characteristics of Convective Systems over South America Related to Cold-Frontal Incursions, *Mon. Wea. Rev.*, 2005, vol. 133, p. 1045
- Smith S., LaDue J., MacGorman D., The relationship between cloud-to-ground lightning polarity and surface equivalent potential temperature during three tornadic outbreaks, *Monthly weather review*, 2000, vol. 128, p. 3320
- Steiger S. M., Orville R. E., Carey L. D., Total Lightning Signatures of Thunderstorm Intensity over North Texas. Part I: Supercells, *Monthly Weather Review*, 2007a, vol. 135, p. 3303
- Steiger S. M., Orville R. E., Carey L. D., Total Lightning Signatures of Thunderstorm Intensity over North Texas. Part II: Mesoscale Convective Systems., *Mon. Wea. Rev.*, 2007b, vol. 135, p. 3303
- Steiger S. M., Orville R. E., Huffines G., Cloud-to-Ground lightning characteristics over Houston, Texas., *J. Geophys. Res.*, 2002, vol. 107(D11), p. 2001JD001142

- Steiner M., Houze J. R. A., Yuter S. E., Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data, *J. Appl. Meteor.*, 1995, vol. 34, p. 1978
- Stolzenburg M., Marshall T. C., Charge structure and dynamics in thunderstorms, *Space Science Review*, 2008, vol. 137, p. 355
- Stolzenburg M., Marshall T. C., Electric Field and Charge Structure in Lightning-Producing Clouds. In *Lightning: Principles, Instruments and Applications* , Springer, 2009
- Stolzenburg M., Marshall T. C., Rust W. D., Bartels D. L., Two simultaneous charge structures in thunderstorm convection., *J. Geophys. Res.*, 2002, vol. D107, p. 101029
- Stolzenburg M., Rust W. D., Marshall T. C., Electrical structure in thunderstorm convective regions 2. Isolated storms, *J. Geophys. Res.*, 1998a, vol. 103, p. 14097
- Stolzenburg M., Rust W. D., Marshall T. C., Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis, *J. Geophys. Res.*, 1998b, vol. 103, p. 14097
- Stolzenburg M., Rust W. D., Smull B. F., Marshall T. C., Electrical structure in thunderstorm convective regions 1. Mesoscale convective systems, *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, p. 14059
- Takahashi T., Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms., *J. Atmos. Sci.*, 1978, vol. 35, p. 1536
- Teixeira M. S., Satyamurty P., Dynamical and Synoptic Characteristics of Heavy Rainfall Episodes in Southern Brazil, *Mon. Wea. Rev.*, 2007, vol. 135, p. 598
- Tessendorf S. A., Characteristics of Lightning in Supercells. In *Lightning: Principles, Instruments and Applications* , Springer, 2009
- Tessendorf S. a., Wiens K. C., Rutledge S. a., Radar and Lightning Observations of the 3 June 2000 Electrically Inverted Storm from STEPS, *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 3682
- Tukey J. W., *Exploratory Data Analysis*.. Pearson Princeton University, 1977

- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, *J. Geophys. Res.*, 1987, vol. 92, p. 9591
- Vera C., Baez J., Douglas M., Emmanuel C. B., Marengo J., Meitin J., Nicolini M., Noegues-Paegle J., Paegle J., Penalba O., Salio P., Saulo C., Silva Dias M. A. F., Silva Dias P., Zipser E., The South American Low-Level Jet Experiment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2006, pp 63–77
- Weykamp F. V., Eventos Extremos de Precipitação no Sul/Sudeste da América do Sul Associados a Jatos de Baixos Níveis, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2006, Dissertação de Mestrado, XXX p.
- Wiens K. C., Rutledge S. A., Tessendorf S. A., The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure., *J. Atmos. Sci.*, 2005, vol. 62, p. 4151
- Wijewickrema S. . N. R., Paplinski P., Principal Component Analysis for the Approximation of an Image as an Ellipse, *WSCG Proceedings*, 2005
- Williams E., Mushtak V., Rosenfeld D., Goodman S., Boccippio D. J., Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate, *Atmospheric Research*, 2005, vol. 76, p. 288
- Williams E. R., The tripole structure of thunderstorms., *J. Geophys. Res.*, 1989, vol. 94, p. 13151
- Williams E. R., The Electrification of Severe Storms. In *Severe Convective Storms* , vol. 28 of *Meteorological Monographs*, *Amer. Meteor. Soc.*, 2001, p. 527
- Williams E. R., coautores Contrasting convective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification., *J. G.*, 2002, vol. 107(D20), p. 2001JD000380
- Xie P., Arkin P. A., Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, vol. 78, p. 2539
- Yuter S. E., Houze Jr R. A., Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity and differential reflectivity., *Mon. Wea. Rev.*, 1995, vol. 123, p. 1941

- Yuter S. E., Houze Jr. R. A., The natural variability of precipitating clouds over the Pacific warm pool, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, vol. 124, p. 53
- Zajac B., Rutledge S., Cloud-to-ground lightning activity in the contiguous United States from 1995 to 1999, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 999
- Zhang J., Langston C., Howard K., Brightband Identification Based on Vertical Profiles of Reflectivity from the WRS-88D, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2008, vol. 25, p. 1859
- Zhang J., Qi Y., A Real-Time Algorithm for the Correction of Brightband Effects in Radar-Derived QPE, *Journal of Hydrometeorology*, 2010, vol. 11, p. 1157
- Zhou Z., Hainguang H., Study on retrieving three-dimensional wind using simulated dual-Doppler radar data in Cartesian space, *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, vol. 10, p. 345
- Zipser E. J., Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. In *Nowcasting* , Academic Press, 1982, p. 191
- Zipser E. J., Cecil D. J., Liu C., Nesbitt S. W., Yorty D. P., Where are the most intense thunderstorms on Earth, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2006, vol. 86, p. 1057

Apêndice

Especificações Técnicas do Radar Meteorológico DWSR-95S

O Instituto Tecnológico SIMEPAR opera o primeiro radar meteorológico com a finalidade de monitoramento da precipitação e vigilância de tempestades severas no Estado do Paraná, desde 1997. O Sistema de Radar Meteorológico Doppler, da empresa EEC (Enterprise Electronics Corporation), modelo DWSR-95S, instalado no município de Teixeira Soares, Paraná, com sistema de controle e processamento de dados localizados no Centro de Operações em Curitiba-PR no Instituto Tecnológico SIMEPAR. O Radar Meteorológico figura entre os principais sistemas de vigilância, supervisão e monitoramento do tempo e principalmente de eventos meteorológicos severos sobre o estado do Paraná, e também abrange os estados de Santa Catarina, parte do Rio Grande do Sul e de São Paulo (Beneti et al., 1998).

O sistema de radar é composto por uma antena parabólica, um sistema gerador de micro-ondas, um sistema de processamento de sinais, controlador de processamento e aquisição de dados do radar e geração de produtos. A antena do radar DWSR-95S, de 8,2m de diâmetro, gera um feixe de ondas eletromagnéticas com aproximadamente $0,95^\circ$ de abertura, e monitora continuamente a atmosfera com uma sequência pré-programada de varreduras azimutais em 360° . O sistema de processamento dos sinais do DWSR-95S gera três quantidades (ou momentos) básicas em Meteorologia com Radar: Refletividade, Velocidade Radial Média e Largura Espectral, que é uma medida da variabilidade da velocidade radial no volume amostrado.

Através do sistema de processamento de sinal do radar atualmente em utilização, SIGMET/IRIS, a aquisição dos dados pode ser configurada de diversas formas. Para cada



Figura A.1: Sítio do Radar Meteorológico EEC/DWSR-95S operado pelo SIMEPAR.

volume de varredura seleciona-se o tipo de processamento que deve ser feito enquanto se realiza a tarefa, quais os filtros a serem utilizados nas medidas de velocidade Doppler, a resolução temporal e espacial dos dados, a frequência de repetição do pulso eletromagnético e a amostragem dos dados, entre outros parâmetros. O radar é controlado remotamente em Curitiba, através de ligação rádio banda larga e fibra óptica com alta velocidade de transmissão, num percurso total de aproximadamente 120 km. O rádio enlace opera na faixa de 400MHz, e está instalado entre a cidade de Irati e o sítio do radar, a uma distância de aproximadamente 40km. De Irati até o centro operacional do SIMEPAR, em Curitiba, há um sistema de fibra óptica, que permite, no total do percurso, uma banda de comunicação de 1MBPS.

A Figura A.1 mostra uma imagem do sítio do radar e, em ampliação, a antena do radar, no interior da radoma de proteção. A Tabela A.1 apresenta as principais características técnicas do equipamento e um resumo das estratégias de coleta de dados utilizadas e descritas no Capítulo 2.

Tabela A.1 - Características Técnicas do Radar e Estratégias de Coleta de Dados Volumétricos

Frequência de operação	2.8GHz
Comprimento de onda	10.66cm (Banda-S)
Potência de pico	850kW
Largura do feixe	1°
Largura do pulso (Refletividade)	2.0 μ s
Largura do pulso (Doppler)	0.8 μ s
Altitude da Antena	1024m
Modo de Vigilância - Refletividade (SURV480)	
Resolução espacial	1km
Frequência de Repetição do Pulso (PRF)	250Hz
Distância máxima não-ambígua	480km
Frequência de repetição da tarefa	30min
Elevação da antena	0.0° de 01/2000 a 10/2008
	0.3° de 11/2008 a 12/2010
Modo Quantitativo - Doppler (VOL240) - de 01/2000 a 11/2003	
Resolução espacial	500m
Frequência de Repetição do Pulso (PRF)	620Hz
Velocidade de Nyquist	16.6ms ⁻¹
Distância máxima não-ambígua	240km
Frequência de repetição da tarefa	15min
Elevação da antena	0.5°1.0°1.5°2.0°3.0°4.0°
	5.0°6.0°7.5°9.0°11.0°
Modo Quantitativo - Doppler (VOL200) - de 12/2003 a 05/2009	
Resolução espacial	250m
Frequência de Repetição do Pulso (PRF)	750Hz
Velocidade de Nyquist	20.0ms ⁻¹
Distância máxima não-ambígua	200km
Frequência de repetição da tarefa	10min
Elevação da antena (12/2003 a 12/2004)	0.5°1.0°1.5°2.0°3.0°
	4.0°5.0°6.0°7.5°9.0°
Elevação da antena (01/2005 a 08/2008)	0.5°1.0°1.5°2.0°
	4.0°6.0°8.0°
Elevação da antena (09/2008 a 05/2009)	0.5°1.0°1.5°2.0°2.5°3.0°4.0°5.0°
	6.5°8.0°10.0°12.0°15.0°18.0°
Modo Quantitativo - Doppler (VOL200) - de 06/2009 a 12/2010	
Resolução espacial	250m
Frequência de Repetição do Pulso (PRF)	Dual-PRF 3:2 750Hz e 500Hz
Velocidade de Nyquist	40.0ms ⁻¹
Distância máxima não-ambígua	200km
Frequência de repetição da tarefa	10min
Elevação da antena (06/2009 a 12/2010)	0.5°1.0°1.5°2.0°2.5°3.0°4.0°5.0°
	6.5°8.0°10.0°12.0°15.0°18.0°20.0°

Seleção de Sistemas Convectivos de Mesoescala

Utilizando os dados de radar meteorológico interpolados em coordenadas Cartesianas e classificação das estruturas de precipitação em áreas convectivas e estratiformes, conforme detalhado no Capítulo 2, foram selecionadas os eventos de SCM que se deslocaram pela área de cobertura do radar no raio de alcance 200km, com dimensão espacial horizontal de, no mínimo, 100km. Estes eventos foram identificados e utilizados na análise detalhada no Capítulo 3. Na Tabela B.1 estão apresentados as seguintes informações desses eventos:

- Data do evento;
- Horário inicial: primeiro volume de radar disponível com elipses ≥ 100 km de eixo principal na área do radar;
- Horário Final: último volume de radar disponível com elipses ≥ 100 km de eixo principal na área do radar, podendo ocorrer na madrugada seguinte;
- Duração do evento: intervalo entre a primeira e a última observação do evento;
- #CG (%CG+): Número total de relâmpagos observados na área do radar (com raio de alcance 200km), ao longo do dia do evento e porcentagem de relâmpagos com polaridade positiva ao observados no mesmo período;
- #CG (%CG+) SCM: Número total de relâmpagos observados na área do radar (com raio de alcance 200km), durante o período de observação dos SCM, e porcentagem de relâmpagos com polaridade positiva ao observados no mesmo período;
- %CG Dia: Porcentagem dos relâmpagos ocorridos durante o dia em relação aos SCM observados;

- Taxa CG: Taxa de relâmpagos (em min^{-1}), total (com polaridades positivo e negativo), média, observada ao longo do período de ocorrência dos SCM selecionados.

Tabela B.1 - Características elétricas dos SCMs selecionados no estudo.

Data	Início	Fim	Dur. (h)	#CG (%CG+)	#CG (%CG+) SCM	%CG Dia	Taxa CG (min^{-1})
27/03/2000	19:03	02:33	7.5	7301 (21.0)	5216 (20.5)	71.4	11.59
26/05/2000	05:33	11:03	5.5	5088 (27.5)	4594 (26.4)	90.3	13.92
26/06/2000	17:03	23:33	6.5	3939 (41.5)	2265 (49.1)	57.5	5.81
30/06/2000	00:33	07:33	7.0	1288 (41.6)	1271 (41.6)	98.7	3.03
11/09/2000	22:03	04:03	6.0	19934 (27.3)	8780 (20.3)	44.0	24.39
19/09/2000	05:33	13:33	8.0	18801 (28.7)	13162 (28.7)	70.0	27.42
24/09/2000	06:03	16:33	10.5	1239 (33.1)	810 (42.2)	65.4	1.29
24/11/2000	06:03	17:03	11.0	5919 (19.2)	2956 (22.1)	49.9	4.48
25/03/2001	22:33	01:33	3.0	13752 (16.8)	7342 (15.1)	53.4	40.79
20/04/2001	18:03	23:33	5.5	2564 (27.9)	2366 (26.1)	92.3	7.17
06/06/2001	16:03	23:33	7.5	3306 (38.4)	3156 (36.8)	95.5	7.01
25/06/2001	07:33	11:33	4.0	21400 (19.4)	7089 (14.4)	33.1	29.54
18/07/2001	15:03	04:03	13.0	12139 (17.6)	9032 (19.2)	74.4	11.58
25/07/2001	14:03	20:33	6.5	10032 (25.0)	3186 (32.7)	31.8	8.17
26/07/2001	08:03	14:33	6.5	10667 (34.9)	1909 (39.2)	17.9	4.89
26/07/2001	15:33	22:33	7.0	10667 (34.9)	3165 (46.2)	29.7	7.54
01/10/2001	18:01	22:01	4.0	47706 (31.0)	7785 (37.5)	16.3	32.44
07/11/2001	20:11	23:31	3.5	7773 (42.4)	7060 (42.5)	90.8	33.62
11/11/2001	05:01	14:31	9.5	18946 (32.6)	7785 (41.7)	41.1	13.66
14/11/2001	03:31	08:31	5.0	876 (33.1)	703 (37.4)	80.3	2.34
27/11/2001	06:01	13:01	7.0	5620 (32.9)	3797 (37.1)	67.6	9.04
25/01/2002	02:01	06:01	4.0	4624 (25.5)	1028 (28.9)	22.2	4.28
22/02/2002	17:01	21:31	4.5	3188 (13.2)	2893 (13.1)	90.7	10.71
27/02/2002	16:01	21:01	5.0	5149 (34.3)	3764 (30.5)	73.1	12.55
06/03/2002	14:01	22:01	8.0	4873 (18.2)	4414 (18.4)	90.6	9.20
07/03/2002	10:01	19:01	9.0	3888 (20.3)	2432 (19.6)	62.6	4.50
18/04/2002	15:01	23:01	8.0	9631 (23.6)	9076 (23.9)	94.2	18.91
20/04/2002	16:31	22:01	5.5	3385 (13.1)	2916 (13.1)	86.1	8.84
16/05/2002	03:31	13:31	10.0	1056 (58.1)	987 (58.3)	93.5	1.65
19/05/2002	01:01	09:01	8.0	3251 (37.2)	2837 (37.0)	87.3	5.91
14/09/2002	03:31	08:01	4.5	2659 (53.6)	2039 (53.0)	76.7	7.55
19/09/2002	18:01	23:00	5.0	9665 (15.7)	8150 (16.9)	84.3	27.17
20/09/2002	00:31	05:01	4.5	7952 (42.5)	4383 (42.5)	55.1	16.23
01/10/2002	03:01	08:01	5.0	4014 (66.0)	2619 (71.0)	65.2	8.73
03/10/2002	09:31	13:31	4.0	3684 (35.4)	1797 (44.2)	48.8	7.49
21/10/2002	14:01	20:31	6.5	7572 (27.4)	5183 (28.2)	68.4	13.29
26/10/2002	09:01	15:31	6.5	6077 (41.4)	3891 (35.7)	64.0	9.98
10/11/2002	06:31	18:01	11.5	12242 (49.0)	12029 (48.7)	98.3	17.43
18/11/2002	15:31	20:31	5.0	8761 (23.1)	6084 (24.3)	69.4	20.28

Continua na próxima página...

Tabela B.1 - Continuação

Data	Início	Fim	Dur. (h)	#CG (%CG+)	#CG (%CG+) SCM	%CG Dia	Taxa CG (min^{-1})
21/11/2002	18:01	20:01	2.0	6073 (34.1)	1813 (48.6)	29.9	15.11
25/11/2002	17:01	04:01	11.0	16953 (20.2)	10488 (20.0)	61.9	15.89
28/11/2002	00:01	11:01	11.0	5512 (43.7)	5436 (43.9)	98.6	8.24
01/12/2002	15:01	22:31	7.5	6390 (36.7)	6015 (36.5)	94.1	13.37
20/12/2002	00:01	03:01	3.0	7141 (21.3)	751 (24.6)	10.5	4.17
24/12/2002	07:31	16:01	8.5	3548 (25.1)	1168 (31.3)	32.9	2.29
07/02/2003	16:01	21:01	5.0	4895 (10.3)	2860 (11.2)	58.4	9.53
17/02/2003	01:01	06:01	5.0	7467 (29.0)	4248 (29.1)	56.9	14.16
20/02/2003	12:01	17:01	5.0	14277 (23.8)	8667 (21.3)	60.7	28.89
23/05/2003	02:31	06:01	3.5	9049 (40.2)	4339 (30.6)	48.0	20.66
03/06/2003	11:31	20:01	8.5	2270 (47.0)	1879 (46.7)	82.8	3.68
09/10/2003	07:31	10:01	2.5	13398 (24.7)	5811 (22.2)	43.4	38.74
26/10/2003	06:01	08:01	2.0	12293 (34.1)	2716 (30.0)	22.1	22.63
13/11/2003	00:01	08:01	8.0	6604 (34.9)	6604 (34.9)	100.0	13.76
16/11/2003	14:01	16:31	2.5	10295 (28.8)	1726 (35.1)	16.8	11.51
18/11/2003	10:01	18:31	8.5	2464 (58.9)	2149 (59.2)	87.2	4.21
09/12/2003	00:01	05:01	5.0	6426 (53.0)	6366 (52.7)	99.1	21.22
11/12/2003	21:01	23:31	2.5	5747 (21.5)	1329 (40.9)	23.1	8.86
16/12/2003	07:01	16:31	9.5	3238 (33.4)	2093 (27.3)	64.6	3.67
19/04/2004	08:01	16:31	8.5	378 (44.7)	349 (45.3)	92.3	0.68
23/04/2004	09:01	18:31	9.5	2665 (51.8)	1846 (54.7)	69.3	3.24
11/06/2004	00:31	10:01	9.5	3368 (63.9)	3228 (63.5)	95.8	5.66
15/07/2004	14:31	19:31	5.0	6376 (26.8)	2461 (34.4)	38.6	8.20
10/10/2004	07:01	17:31	10.5	9168 (62.9)	7984 (60.9)	87.1	12.67
13/10/2004	06:31	15:01	9.5	5901 (61.6)	4492 (63.5)	76.1	7.88
24/10/2004	00:01	05:31	5.5	1127 (46.2)	714 (61.8)	63.4	2.16
03/11/2004	22:01	02:31	4.5	4950 (33.4)	2121 (39.9)	42.8	7.86
10/11/2004	09:01	13:01	4.0	3312 (35.2)	1262 (53.7)	38.1	5.26
11/11/2004	00:01	04:01	4.0	1210 (46.3)	1140 (44.4)	94.2	4.75
09/12/2004	15:03	21:33	6.5	2289 (16.1)	1521 (16.2)	66.4	3.90
23/03/2005	14:30	23:30	9.0	785 (12.6)	768 (12.8)	97.8	1.42
02/04/2005	17:33	23:33	6.0	3745 (28.5)	2968 (28.4)	79.3	8.24
19/04/2005	16:00	03:31	11.5	5431 (28.7)	4327 (31.5)	79.7	6.27
16/05/2005	17:01	22:31	5.5	285 (40.0)	267 (38.2)	93.7	0.81
15/06/2005	07:30	14:31	7.0	4126 (38.2)	3025 (42.4)	73.3	7.20
16/06/2005	04:31	08:31	4.0	411 (63.7)	208 (71.2)	50.6	0.87
05/07/2005	00:00	02:00	2.0	816 (53.1)	415 (46.0)	50.9	3.46
30/08/2005	18:00	15:30	20.5	25364 (82.6)	19819 (83.7)	78.1	16.11
04/09/2005	04:00	23:30	19.5	45989 (25.6)	43665 (26.0)	94.9	37.32
11/09/2005	05:00	11:30	6.5	6123 (43.2)	3526 (38.9)	57.6	9.04
18/09/2005	17:30	22:00	4.5	6328 (20.5)	3845 (24.4)	60.8	14.24
04/10/2005	13:30	10:00	20.0	27807 (40.8)	26418 (39.9)	95.0	22.02
08/10/2005	15:30	20:30	5.0	6312 (17.9)	3350 (23.9)	53.1	11.17

Continua na próxima página. . .

Tabela B.1 - Continuação

Data	Início	Fim	Dur. (h)	#CG (%CG+)	#CG (%CG+) SCM	%CG Dia	Taxa CG (min^{-1})
14/10/2005	15:30	21:30	6.0	7858 (19.1)	7242 (17.2)	92.2	20.12
16/10/2005	17:30	22:01	4.5	5248 (20.2)	3308 (13.1)	63.0	12.25
28/10/2005	08:00	18:00	10.0	13925 (19.9)	11475 (19.9)	82.4	19.13
29/10/2005	00:00	03:30	3.5	1063 (55.4)	656 (64.2)	61.7	3.12
17/01/2006	17:00	03:00	10.0	11310 (25.6)	10422 (26.1)	92.1	17.37
21/01/2006	15:00	21:30	6.5	8537 (13.1)	7797 (12.6)	91.3	19.99
23/01/2006	06:00	14:00	8.0	1139 (32.0)	615 (35.4)	54.0	1.28
25/01/2006	00:00	05:00	5.0	1493 (20.0)	522 (34.1)	35.0	1.74
01/03/2006	12:00	18:00	6.0	4415 (13.0)	1723 (12.9)	39.0	4.79
09/04/2006	13:30	19:30	6.0	7889 (25.6)	5870 (25.1)	74.4	16.31
26/06/2006	00:03	08:00	8.0	8925 (33.9)	8824 (33.6)	98.9	18.38
09/07/2006	09:30	21:00	11.5	4444 (59.7)	4023 (60.4)	90.5	5.83
16/08/2006	10:00	17:00	7.0	5821 (47.9)	3303 (50.7)	56.7	7.86
01/09/2006	08:31	15:31	7.0	9091 (39.4)	3977 (42.4)	43.7	9.47
02/09/2006	00:01	04:30	4.5	2368 (57.3)	2142 (55.7)	90.5	7.93
16/09/2006	00:00	05:30	5.5	11863 (19.0)	2169 (45.7)	18.3	6.57
20/09/2006	07:30	13:30	6.0	5395 (54.2)	4655 (55.3)	86.3	12.93
01/10/2006	14:30	20:00	5.5	2745 (30.9)	1639 (31.5)	59.7	4.97
05/10/2006	17:00	23:00	6.0	1762 (36.2)	1628 (35.0)	92.4	4.52
06/11/2006	12:00	17:30	5.5	1082 (23.1)	940 (20.6)	86.9	2.85
19/11/2006	10:30	19:00	8.5	7050 (27.9)	4150 (29.3)	58.9	8.14
06/12/2006	14:01	22:01	8.0	11756 (28.5)	9261 (25.7)	78.8	19.29
02/03/2007	16:01	19:01	3.0	11257 (10.6)	6596 (10.2)	58.6	36.64
21/09/2007	00:01	05:01	5.0	8464 (29.7)	3029 (26.4)	35.8	10.10
01/11/2007	13:31	19:01	5.5	4537 (19.9)	4227 (18.7)	93.2	12.81
09/11/2007	11:01	15:31	4.5	4117 (37.2)	759 (59.8)	18.4	2.81
10/11/2007	00:01	05:31	5.5	2975 (38.6)	2068 (38.7)	69.5	6.27
14/11/2007	06:31	17:01	10.5	8364 (19.6)	7585 (19.3)	90.7	12.04
18/11/2007	17:31	02:01	8.5	5219 (14.0)	4443 (12.0)	85.1	8.71
12/04/2008	09:01	14:31	5.5	8143 (34.4)	4457 (32.5)	54.7	13.51
14/04/2008	00:01	03:31	3.5	5601 (34.2)	4357 (35.1)	77.8	20.75
29/04/2008	02:01	15:01	13.0	5609 (42.1)	4845 (42.7)	86.4	6.21
29/05/2008	00:01	07:31	7.5	3105 (65.2)	3077 (65.1)	99.1	6.84
13/01/2009	15:31	18:01	4.5	7990 (16.6)	5643 (14.8)	70.6	20.90
24/02/2009	15:31	23:01	7.5	7293 (28.5)	7079 (27.8)	97.1	15.73
12/05/2009	21:27	23:26	2.0	2695 (45.5)	1683 (48.0)	62.4	14.03
29/06/2009	22:31	06:01	7.5	3391 (32.0)	2533 (32.8)	74.7	5.63
10/07/2009	22:01	04:31	6.5	5989 (57.6)	3595 (55.4)	60.0	9.22
02/08/2009	07:31	10:01	2.5	2778 (45.5)	1552 (52.9)	55.9	10.35
03/09/2009	07:31	14:01	6.5	2885 (57.1)	1795 (54.2)	62.2	4.60
04/09/2009	00:00	04:01	4.0	3158 (52.3)	1496 (53.1)	47.4	6.23
08/09/2009	03:01	10:31	7.5	29523 (43.8)	22528 (43.1)	76.3	50.06
09/09/2009	14:01	22:31	8.5	6352 (26.8)	4466 (26.4)	70.3	8.76

Continua na próxima página...

Tabela B.1 - Continuação

Data	Início	Fim	Dur. (h)	#CG (%CG+)	#CG (%CG+) SCM	%CG Dia	Taxa CG (min^{-1})
18/09/2009	12:01	17:01	5.0	4449 (50.3)	1378 (54.9)	31.0	4.59
28/09/2009	00:01	16:01	16.0	12625 (56.1)	12311 (57.0)	97.5	12.82
06/10/2009	07:31	12:31	5.0	6786 (17.0)	5528 (14.1)	81.5	18.43
12/10/2009	02:31	11:00	8.5	5577 (33.7)	5231 (33.9)	93.8	10.26
14/10/2009	23:01	07:01	8.0	19339 (47.3)	16343 (46.7)	84.5	34.05
21/10/2009	22:01	03:31	5.5	6908 (44.5)	6023 (45.3)	87.2	18.25
10/11/2009	18:01	23:30	5.5	2871 (36.1)	2323 (34.8)	80.9	7.04
15/11/2009	16:31	23:31	7.0	5799 (28.1)	4546 (29.3)	78.4	10.82
22/11/2009	10:01	18:30	8.5	1643 (29.7)	1392 (24.4)	84.7	2.73
02/12/2009	19:00	01:01	6.0	9224 (28.0)	8133 (26.3)	88.2	22.59
09/02/2010	12:01	18:31	6.5	3405 (19.5)	2799 (16.9)	82.2	7.18
22/03/2010	08:30	15:00	6.5	3884 (52.0)	2572 (36.7)	66.2	6.59
22/04/2010	13:00	23:30	10.5	10892 (56.0)	8153 (53.5)	74.9	12.94
23/04/2010	00:00	15:30	15.5	10691 (56.1)	10589 (56.1)	99.0	11.39
26/04/2010	02:30	10:00	7.5	13123 (47.2)	8256 (49.9)	62.9	18.35
23/09/2010	20:00	07:02	11.0	4218 (74.8)	2012 (86.6)	47.7	3.05
02/10/2010	04:30	10:00	5.5	2890 (62.2)	2521 (60.7)	87.2	7.64
07/10/2010	08:00	15:30	7.5	5418 (58.6)	4458 (56.7)	82.3	9.91
17/10/2010	18:30	01:00	6.5	1027 (50.4)	957 (49.3)	93.2	2.45
25/10/2010	13:30	21:00	7.5	1664 (50.1)	1608 (50.0)	96.6	3.57
09/11/2010	17:30	23:00	6.5	2886 (57.0)	2759 (56.8)	95.6	7.07
17/11/2010	16:00	21:00	5.0	1286 (37.9)	975 (35.4)	75.8	3.25
12/12/2010	13:30	22:30	8.0	9821 (41.5)	8543 (38.2)	87.0	17.80