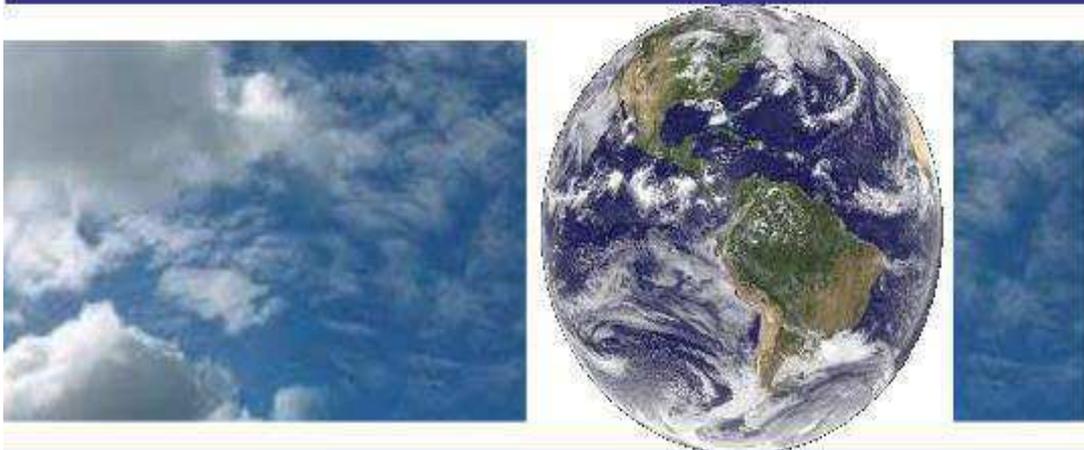


UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Milla Nóbrega de Menezes Costa

**Episódio de Tempo Severo em Brasília-DF:
Importância de Fatores Locais no Desenvolvimento de
Convecção Profunda**

Campina Grande, Março de 2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**EPISÓDIO DE TEMPO SEVERO EM BRASÍLIA-DF:
IMPORTÂNCIA DE FATORES LOCAIS NO DESENVOLVIMENTO DE
CONVECÇÃO PROFUNDA**

MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA

CAMPINA GRANDE - PB
MARÇO DE 2014

MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA

**EPISÓDIO DE TEMPO SEVERO EM BRASÍLIA-DF:
IMPORTÂNCIA DE FATORES LOCAIS NO DESENVOLVIMENTO DE
CONVECÇÃO PROFUNDA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para a obtenção do Grau de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Orientadora: Magaly de Fatima Correia

CAMPINA GRANDE – PB

MARÇO DE 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

C837e Costa, Milla Nóbrega de Menezes.
Episódio de tempo severo em Brasília – DF : importância de fatores locais no desenvolvimento de convecção profunda / Milla Nóbrega de Menezes Costa. – Campina Grande, 2014.
95 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2014.
"Orientação: Profa. Dra. Magaly de Fatima Correia".
Referências.

1. Topografia. 2. Linhas Convectivas. 3. Escoamento Sinótico. I. Correia, Magaly de Fatima. II. Título.

CDU 528.4(043)

MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA

EPISÓDIO DE TEMPO SEVERO EM BRASÍLIA - DF: IMPORTÂNCIA DE FATORES
LOCAIS NO DESENVOLVIMENTO DE CONVECÇÃO PROFUNDA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 11/03/2014

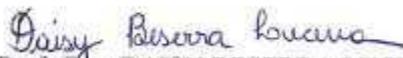
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. DAISY BESERRA LUCENA
Centro de Desenvolvimento Sustentável do Semiárido
Universidade Federal de Campina Grande

Dedico este trabalho as pessoas mais importantes da minha vida, aos meus pais: Aurila e Geraldino Costa, aos meus irmãos Mirna e Max, e a minha tia Adriana. Com todo amor e carinho e por tudo que eles representam pra mim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por está realizando um sonho que se tornou verdadeiro, e a minha família.

Aos professores e funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande que me guiaram para concluir esta etapa da minha vida e começar outra ainda melhor.

A professora e orientadora Magaly de Fátima Correia pelo apoio e compreensão na orientação deste trabalho, e a banca examinadora que contribuiu com dicas e conhecimento.

À equipe da Biblioteca Central da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) pela presteza no atendimento.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado concedida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG.

Ao CPTEC, INPE, ANA, INMET, REDEMET, NCEP e NCAR pela contribuição e disponibilização de dados indispensáveis à realização desta pesquisa.

Ao professor Manoel Gomes Filho e a Edvânia dos Santos que durante todo o processo deste trabalho ficavam comigo até tarde no departamento, durante os momentos dos lanches que conversávamos sobre qualquer assunto, assim me ajudando a relaxar. A Alexsandra e Claudiana pelos longos anos de companheirismo nos estudos e na vida, sempre me ajudando e me aconselhando a seguir a diante.

Aos meus amigos de longa data, Vinicius, Maria da Paz, Jaqueline e Leonardo, e a todos os amigos da pós-graduação como Edicarlos, Everson, Rayonil, Camila, Silvia, Júlio e Mainar que me ajudaram também, seja através de conversas, brincadeiras ou escutando música para relaxar um pouco, e a Divanete por todos os conselhos que ela me deu.

A Carmem Becker, da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA), por todas as broncas que ela me deu para me fazer cair na real, por todo carinho e amizade dela e de sua filha Camila.

A todos que me ajudaram e contribuíram para a realização deste trabalho o meu eterno agradecimento e carinho.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	OBJETIVOS	22
	2.1 Objetivo Geral	22
	2.2 Objetivos Específicos:	22
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
	3.1 Fenômenos Meteorológicos Predominantes na Região Centro-Oeste do Brasil	23
	3.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	28
	3.3 Tempestades Severas	31
	3.4 Física das Tempestades Severas	32
	3.5 Nuvens de Tempestades	34
	3.6 Tempestades de Granizo	36
	3.7 Aplicativos FORTRACC e HIDROESTIMADOR	37
	3.8 Índices de Instabilidade	38
	3.9 Análise Multivariada	43
4	DADOS E METODOLOGIA	45
	4.1 Área de Estudo	45
	4.2. Seleção do período de estudo	46
	4.3 Dados e Metodologia	47
	4.3.1 Dados Utilizados	47
	4.3.2 Metodologia Utilizada	49
	4.3.2.1 Radar Gama	49

4.3.2.2	Aplicativos FORTRACC e Hidroestimador.....	49
4.3.2.3	Preparação dos dados utilizados na técnica ACP.....	50
4.3.2.4	Variáveis selecionadas para aplicação na técnica da ACP.....	52
4.3.2.5	Análise Fatorial (AF) por Componentes Principais (CP).....	54
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	58
5.1	Análise Observacional (caracterização de evento de tempo severo).....	58
5.2	Relação entre intensidade do vento em superfície e atividade convectiva.....	59
5.3	Aspectos meteorológicos de grande escala	62
5.4	Análise da evolução temporal da nebulosidade para o dia 10 de abril de 2011	67
5.5	Evolução da atividade convectiva na área do radar meteorológico do Gama (DF)	70
5.6	Estrutura vertical da atmosfera.....	76
5.7	Análise Estatística	81
6	CONCLUSÕES	84
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1:** Distribuição espacial das regiões do Brasil. (Fonte: Geografia, extraído e Adaptado de <http://www.avifran.com.br/>).....24
- Figura 3.2:** Mapa do relevo da região Centro-Oeste do Brasil, composto pelo planalto central, planície do pantanal e planalto meridional. (Fonte: Adaptado de <http://professormarcianodantas.blogspot.com.br/2014/02/a-regiao-centro-oeste.html>).....24
- Figura 3.3:** Esquema de uma Supercélula. (Fonte: FREDIANI, 2005).....34
- Figura 3.4:** Esquema ilustrativo de um Sistema Multicelular. (Fonte: FREDIANI, 2005)..... 35
- Figura 3.5:** Esquema das fases de evolução das nuvens de tempestade: (a) Cumulus, (b) Madura, (c) Dissipação. (Fonte: FREDIANI, 2005)..... 36
- Figura 4.1:** Localização geográfica da região Centro-Oeste e Distrito Federal. (Fonte: extraído e modificado de <http://maps.google.com.br>)..... 45
- Figura 5.1 – (a):** Histograma comparativo entre o total mensal de precipitação em 2011 a média climatológica e número de dias com precipitação em Brasília – DF; (b) Total diário de precipitação em abril de 2011 em Brasília – DF.....59
- Figura 5.2:** Frequência da direção e evolução temporal (UTC) da intensidade do vento em nó (kt) para: (a,b) 5 de abril de 2011 e (c,d) 10 de abril de 2011..... 60
- Figura 5.3:** Imagens de danos causados pelo temporal produzido por sistemas convectivos intensos em Brasília DF no dia 10 de abril de 2011.(Fonte: Disponíveis em: http://projeteunb.blogspot.com.br/2011_04_01_archive.htm;
<http://portalsonic.com.br/?showtopic=15404>;
<http://memoria.ebc.com.br/agenciabrasil/noticia/2011-04-10/>)..... 61
- Figura 5.4:** Pêntadas de temperatura de brilho média (K) para o mês de abril de 2011, entre os dias: 01 e 05 (a), 06 e 10 (b), 11 e 15 (c), 16 e 20 (d), 21 e 25 (e), 28 e 30 (f). (Fonte: CLIMANÁLISE, 2011)..... 63
- Figura 5.5:** Imagem realçada do satélite GOES 12 no canal infravermelho (IR) no horário das 17 UTC para os dias: (a) 05 de abril de 2011 e (b) 10 de abril de 2011. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).....65

Figura 5.6: Linhas de corrente e intensidade do vento para as 18 UTC no nível de 850 hPa. A intensidade do vento está representada pela tonalidade cinza: claro (10 m/s a 20 m/s), médio (20 m/s a 30 m/s) e escuro (acima de 30 m/s): (a) 05/04/2011 e (b) 10/04/2011. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo..... 66

Figura 5.7: Imagens realçadas do satélite GOES 12 no canal infravermelho (IR) ilustrando a evolução temporal da atividade convectiva para o dia 10 de abril de 2011: (a) 14 UTC; (b) 16 UTC; (c) 17 UTC, e (d) 18 UTC. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).....67

Figura 5.8: Imagens geradas pelo FORTRACC em 10/04/2011; (a) 14 UTC; (b) 15:15 UTC; (c) 16 UTC; (d) 17 UTC; (e) 18 UTC; (f) 19:30 UTC e (g) 20 UTC. A escala de cores da legenda corresponde ao estado de vida de sistemas convectivos, tendo representado como SC: desintensificado (tonalidade verde), estável (tonalidade amarela) e intensificado (tonalidade vermelha). (Fonte: Adaptado do <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>).....69

Figura 5.9: Imagens do radar do Gama DF, (CAPPI a 3,1 Km de altura) para o dia 10 de abril de 2011 no horário (UTC) das: (a) 13:15; (b) 13:30; (c) 13:45; (d) 14:00; (e) 14:15 e (f) 14:30. A linha tracejada na diagonal representa um corta nas imagens visualizar o deslocamento das linhas convectivas LC. dBZ é a refletividade, e mm/hora é a taxa de precipitação. A intensidade de cores varia desde uma taxa muito fraca (tonalidade azul) até a muito forte (tonalidade roxa e branca) (Fonte: Adaptado da REDEMET).....71

Figura 5.9. Conclusão.....72

Figura 5.10. Variabilidade vertical do vento e temperatura para o dia 10 de abril de 2011: (a) corte vertical ao longo da rota entre o aeroporto do Galeão (SBGL) e de Boa Vista (SBBV) elaborado às 12 UTC e atualizado para 14:20 UTC e (b) perfil vertical da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e do vento plotados no diagrama skew T. (Fontes: Adaptado da (a) REDEMET e (b) CPTEC/INPE).....74

Figura 5.11: Imagens do radar do Gama (PPI e MAXCAPPI) ilustrando a região preferencial de formação dos sistemas convectivos mais intensos observados no dia 10

de abril de 2011. A seta na cor branca indica a localização exata da formação das linhas convectivas LC-1 (14:00 UTC) e LC-3 (16:00 UTC), e a imagem (b) representada no formato mosaico. A escala de cores representa a taxa de refletividade (dBZ) e a taxa de precipitação (mm/hora), variando entre muita fraca a muito forte . (Fonte: Adaptado da REDEMET).....75

Figura 5.12: Imagens geradas pelo aplicativo Hidroestimador para o dia 10 de abril de 2011. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. A escala de cores representa a taxa de precipitação dada em mm/hora. (Fonte: Adaptado de <http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>)..... 76

Figura 5.13: Continuação: Perfis verticais da temperatura (linha contínua vermelha) e temperatura do ponto de orvalho (linha tracejada azul) plotados no diagrama Skew-T Log P e valores dos índices de instabilidade (CAPE, K, TT e SLI) obtidos de sondagem de ar superior realizada em abril de 2011 em Brasília-DF às 12 UTC do dia: 01 (a), 02 (b), 03 (c), 04 (d), 05 (e), 06 (f), 07 (g), 08 (h), 09 (i), 10 (j), 11 (k), 12 (l). (Fonte: Adaptado do CPTEC/INPE). 78

Figura 5.13: Conclusão..... 79

Figura 5.14. Imagens do radar do Gama DF (MAXCAPPI) para o dia 05 de abril de 2011: (a) 15:30 UTC e (b) 15:45 UTC. A escala de cores representa a taxa de refletividade (dBZ) e a taxa de precipitação (mm/hora), variando entre muita fraca a muito forte . (Fonte: Adaptado da REDEMET).....80

Figura 5.15. Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} obtidos da sondagem realizada em Brasília: (a) dia 05 /04/2011 e (b) 10/04/2011.....81

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1: Subdivisão da Mesoescala proposta por Orlanski (1975).....	28
Quadro 3.2: Valores de CAPE em condições de tempo esperado (Fonte: BLUESTEIN, 1993).....	39
Quadro 3.3: Valores de IK e condições de tempo esperadas (Fonte: GEORGE, 1960).	41
Quadro 3.4: Valores do índice TT para latitudes médias (Fonte: MILLER, 1973).....	42
Quadro 3.5: Valores de S em condições de tempo esperadas (Fonte: SHOWALTER, 1947).....	42
Quadro 3.6: Valores de LI em condições de tempo esperadas (Fonte: GALWAY, 1956).....	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Organização de um conjunto de dados (Fonte: VARELLA, 2008).....	57
Tabela 5.1: Valores Próprios (autovalores) e porcentagens da Variância Explicada e Acumulada obtidos para abril de 2011.....	82
Tabela 5.2: Variáveis em função do grau de correlação com os fatores F1, F2 e F3.....	82

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

° – Grau
°C – Grau Celsius
hPa – HectoPascoal
g/kg – Grama por kilograma
J/kg – Joule por Kilograma
km – Quilômetro
Km² – Quilômetro quadrado
m – Metro
mb - Milibar
ms⁻¹ – Metro por Segundo
mm – Milímetros
mmh⁻¹ - Milímetro/hora
% – Porcentual
AA - Análise de Agrupamento
ACP - Análise de Componentes Principais
AD - Análise Discriminante
AF - Análise Fatorial
ANA – Agência Nacional das Águas
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
BKN = Céu nublado = 5 a 7 oitavos
CAPE - Energia Potencial Convectiva Disponível
CAPPI - Constant Altitude Plan Position Indicator
CB – Nuvem Cumulonimbus
CINE - Energia de Inibição
Cov – Covariância
CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CT – Cross Totals
dBZ - Fator de Refletividade que mede a Intensidade do Eco
dd – Direção do Vento
DF – Distrito Federal
Dln P – Derivada do Logaritmo Natural da Pressão
DSA - Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
E – Leste
ELAT – Grupo de Eletricidade Atmosférica do INPE
FEW = Poucas nuvens = 1 a 2 oitavos encobertos
FORTRACC – Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters
g – Gravidade
GOES - Geostationary Operational Environmental Satellite
GrADS - Grid Analysis and Display System
HL – Hora Local
IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IK – Índice de Instabilidade IK
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KMO – Kaiser-Meyer-Olkin

kt – unidade de intensidade do vento em nó
LC – Linhas Convectivas
LI – Índice de Levantamento
MAX CAPPI – Maximum Constant Altitude Plan Position Indicator
Meso γ – Mesoescala γ
Meso α – Mesoescala α
Meso β – Mesoescala β
MSA - Monções Sul Americanas
N – Norte
NCA – Nível de Condensação por Ascensão
NCAR - National Center for Atmospheric Research
NCE - Nível de Convecção Espontânea
NCEP - National Centers for Environmental Prediction
NCL - Nível de Convecção Livre
NE – Nível de Equilíbrio
NEB - Nordeste do Brasil
NPE – Nível de Perda de Empuxo
NW – Noroeste
OAN – Oscilação do Atlântico Norte
OAS – Oceano Atlântico Sul
OAT – Oceano Atlântico Tropical
OMA – Oscilação Multidecadal do Atlântico
OMJ – Oscilação Madden-Julian
OPS – Oceano Pacífico Sul
OVC = Céu encoberto = 8 oitavos
P – Pressão Atmosférica
PPI – Plan Position Indicator
q – Umidade Específica do Ar
r – Razão de mistura
RA – Chuva Fraca
Ra VCTS – Chuva Fraca e Trovoadas na Vizinhança, num raio de 16 km
Rd – Constante Universal dos Gases para o Ar Seco
REDEMET – Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
RERA – Chuva Recente
RETS – Trovoadas Recentes
S – Índice de Instabilidade Showalter
SBBR – Aeroporto de Brasília – Distrito Federal
SBBV – Aeroporto de Boa Vista - Roraima
SBGL – Aeroporto de Galeão – Rio de Janeiro
SC – Sistemas Convectivos
SCD – Sistemas Convectivos Dispersos
SCM – Sistemas Convectivos de Mesoescala
SCS – Sistemas Convectivos de Mesoescala Severos
SCT = Nuvens esparsas = 3 a 4 oitavos
SE - Sudeste
SEPLAN – Secretária de Estado de Planejamento e Orçamento
SF - Sistemas Frontais
SLI – Diferença entre os Índices de Showalter e de Levantamento

SW – Sudoeste
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
TSRA – Chuva Fraca e Trovoadas
T – Temperatura do Ar
TT – Índice de Instabilidade Total Totals
U – Umidade Relativa
UNB – Universidade de Brasília
UTC – Universal Time Coordinated
Var – Variância
VCANs – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VCSH – Pancadas na Vizinhança, num raio de 16 km
VCTS – Trovoadas na Vizinhança do Aeroporto
VT – Vertical Totals
W – Oeste
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

- $\tilde{}$ - Autovetores
- Σ - Somatório
- θ_w - Temperatura Potencial do Bulbo Úmido
- e - Pressão de Vapor (hPa)
- e_s - Pressão de Vapor Saturada (hPa)
- exp - Exponencial matemática
- θ - Temperatura Potencial
- θ_e - Temperatura Potencial Equivalente
- θ_{es} - Temperatura Potencial Equivalente Saturada
- ln - Logaritmo natural matemático
- r - Razão de mistura em (g/kg)
- Tk - Temperatura absoluta (K)
- T₅₀₀ - Temperatura do Ar no nível de pressão de 500 hPa
- T₇₀₀ - Temperatura do Ar no nível de pressão de 700 hPa
- T₈₅₀ - Temperatura do Ar no nível de pressão de 850 hPa
- Ta - Temperatura do Ambiente
- Td - Temperatura do Ponto de Orvalho
- Td₅₀₀ - Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 500 hPa
- Td₇₀₀ - Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 700 hPa
- Td₈₅₀ - Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 850 hPa
- TL - Temperatura do nível de condensação por levantamento em graus Kelvin (k)
- T_p - Temperatura da Parcela
- Tparcela_superfície_500 = Temperatura em 500 hPa (°C) de uma parcela que subiu desde a superfície
- Tparcela_{800_500} = Temperatura em 500 hPa (°C) de uma parcela que subiu desde o nível de 850 hPa
- T_v - Temperatura Virtual
- T_{va} - Temperatura Virtual do Ambiente (°C)
- T_{vp} - Temperatura virtual da Parcela
- X - Variável
- Y_i - Componente Principal
- λ - Autovalor Correspondente

RESUMO

Fatores ambientais diversos incluindo localização geográfica, topografia e variabilidade significativa na intensidade e direção do escoamento sinótico fazem da região centro oeste do Brasil uma das áreas favoráveis ao desenvolvimento de atividade convectiva profunda e condições severas de tempo. No dia 10 de abril de 2011, a ocorrência de temporais acompanhados de rajadas e granizo provocou alagamentos em diversas áreas do Distrito Federal (DF), engarrafamentos extensos em Brasília, queda de energia e muitas árvores foram arrancadas. A chuva forte que atingiu a região alagou parte do prédio da Universidade de Brasília causando danos irreversíveis. Este estudo consiste em avaliar a influência das escalas local e sinótica nesse evento de tempo severo através da utilização conjunta de informações coletadas no Aeroporto Internacional de *Brasília*, Presidente Juscelino Kubitschek (SBBR), produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite GOES 12 e do Radar do Gama-DF). Com a finalidade de investigar também a importância relativa da associação entre variáveis atmosféricas na evolução dos sistemas convectivos e ocorrência de chuvas extremas, utilizou-se a técnica de análise fatorial através de componentes principais. Os resultados mostram que um modelo com três componentes foi suficiente para representar a estrutura dos dados retendo 88% da variância total. A convecção mostra que a região situada a sudoeste do DF representa uma área preferencial de formação de células convectivas com padrão de alinhamento. Verificou-se ainda que apesar da eficiência dos métodos estatísticos usados neste estudo, somente a utilização das imagens de radar permitiu explicar efetivamente a formação, evolução e deslocamento das linhas convectivas (LC).

Palavras-Chave: Linhas convectivas; topografia; componentes principais; tempo severo; convecção profunda; escoamento sinótico; Distrito Federal.

ABSTRACT

Various environmental factors including geographic location, topography and significant variability in the intensity and direction of the synoptic flow make the central-eastern region of Brazil one of the favorable areas for the development of deep convective activity and severe weather conditions. On the 10th of April 2011, the occurrence of thunderstorms accompanied wind gusts and hail caused inundations in various areas of the Federal District (DF), extensive traffic jams in Brasília, loss of electric power supply and many unrooted trees. The intense rainfall that affected the region inundated part of the University of Brasília building causing irreversible damages. This study evaluates the influence of the local and synoptic scales on this severe weather event by means of the analysis of informations collected at the *Brasília* International Airport, Juscelino Kubitschek President (SBBR), remote sensing products (GOES 12 satellite images and Gama-DF radar images). Aiming to investigate also the relative importance of the association between atmospheric variables in the evolution of the convective systems and occurrence of extreme rainfall, the factorial analysis by principal components was used. The results show that a model with three components is sufficient for representation of the data structure retaining 88% of the total variance. The convection shows that the region located to the southwest of the DF represents a preferential area for the formation of convective cells with a linear alignment pattern. It was verified also that in spite of the efficiency of the statistical methods used in this study, it was only the use of the radar images that effectively allowed explaining the formation, evolution and displacement of the convective lines (CL).

Keywords: Convective lines; topography; principal components; severe weather; deep convection; synoptic flow; Federal District.

1 INTRODUÇÃO

Os desastres naturais desencadeados por fenômenos meteorológicos Severos, também conhecidos como Eventos Severos ou eventos extremos, tais como: vendaval, granizo e enchente, podem ocorrer em qualquer parte do globo, em continentes, países, regiões, ou cidades, visto que os fenômenos naturais que os desencadeiam, como as tempestades, existem em diversas partes. Entretanto, algumas regiões são mais afetadas em função da magnitude e frequência dos fenômenos, e esses eventos estão cada vez mais em evidência na mídia, devido ao impacto que eles causam à sociedade, e podem ser considerados como consequência da combinação entre riscos naturais e atividades humanas (STEINKE et al., 2006; RASERA e CAMPOS, 2013; SANTOS, 2013).

As atividades humanas são diretamente influenciadas pelas condições do tempo e do clima, uma vez que diversos setores da sociedade se mostram extremamente dependentes dos mais variados tipos de fenômenos meteorológicos. Os fenômenos meteorológicos contribuem para o equilíbrio do planeta, também podem afetar negativamente ou positivamente a sociedade, da forma positiva pode ser mantendo à manutenção do regime hídrico e energético do planeta, e da forma negativa pode ocorrer através de tempestades consideradas severas que comumente provocam muitos prejuízos aos diversos setores da sociedade, e por essa razão, o estudo dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) tem sido difundido entre os pesquisadores, devido ao impacto em superfície causado por sua passagem, ou existência, que é, geralmente, associada à precipitação intensa, fortes rajadas de vento e queda de granizo (CAMPOS e EICHHLOZ, 2011; RASERA e CAMPOS, 2013; ALMEIDA, 2006).

Neste contexto, identificar com antecedência condições favoráveis à formação e desenvolvimento de SCM considerados severos devido aos danos que provocam, é de fundamental importância na previsão de tempo e monitoramento de áreas vulneráveis, bem como no planejamento e definição de estratégias que permitam minimizar ou evitar danos irreversíveis.

De acordo com Orlanski (1975), os SCM se enquadram na categoria definida como mesoescala e são classificados conforme a dimensão espacial e duração no tempo

(ciclo de vida): meso- α (escala espacial de 200-2500 km²), meso- β (escala espacial de 20-200 km²) e meso- γ (escala espacial de 2-20 km²).

A formação e desenvolvimento dos SCM ocorrem em ambientes instáveis, normalmente associados com aquecimento nos baixos níveis da atmosfera, umedecimento na camada limite e/ou movimento ascendente em grande escala. No processo de evolução da atividade convectiva o ambiente de grande escala pode contribuir para o desenvolvimento ou dissipação dos SCM (BARBOSA e CORREIA, 2005).

Os SCM podem ser formados por uma única célula, por várias células (multicelulares) ou, ainda, por supercélulas. Os sistemas constituídos por uma única célula, (células simples) normalmente duram menos de uma hora, enquanto que os sistemas multicelulares podem afetar uma região por várias horas. Os sistemas multicelulares podem algumas vezes evoluir para tempestades severas. No caso das supercélulas, embora mais raras, são as mais severas devido aos grandes danos que causam. Esta característica tem relação direta com variações verticais na direção e intensidade do vento e com o grau de instabilidade da atmosfera (FREDIANI, 2005).

Os sistemas multicelulares e de supercélulas estão frequentemente associados a sistemas classificadas como tempestades severas, sendo responsáveis pela maioria dos eventos extremos como tempestades de granizo, frentes de rajada, tornados, e precipitação intensa (FREDIANI, 2005; NASCIMENTO, 2005, ALMEIDA, 2006). Entretanto, é importante ressaltar que nem sempre produzem tornados. A maioria das tempestades se enquadra na categoria dos SCM na escala meso- β com escala espacial de 20-200 km com tempo de vida de 1 hora a 1 dia de acordo com uma proposta de Orlanski (1975) e, em geral, estão associados com nuvens do tipo Cumulonimbus.

O tornado e/ou tempestades associadas com supercélulas, representam um dos fenômenos severos mais temíveis (MARCELINO et al., 2003). Investigações realizadas no Brasil nos últimos anos ratificam a ideia de que a ocorrência de tempestades severas, ainda que pouco frequente, não é tão rara como se conjecturou por muito tempo. No entanto, apesar da importância, a compreensão dos mecanismos de formação e desenvolvimento destes sistemas requer análises e desenvolvimento de estudos a partir de metodologias específicas, já que as características ambientais variam consideravelmente com a localização geográfica.

As maiores dificuldades para prever o desenvolvimento de tempestades se concentram na falta de equipamentos que permitam obter informações atmosféricas em alta resolução temporal e espacial. Nos últimos anos, o avanço da tecnologia e, conseqüentemente dos conhecimentos científicos tem contribuído para melhoria das previsões e diagnósticos, colaborando com o desenvolvimento de sistemas de alerta para população em situações críticas (NASCIMENTO, 2005).

A região foco deste trabalho é a cidade de Brasília (15°50'16S; 47°42'48W) pertencente ao Distrito Federal no estado de Goiás. Brasília localiza-se na região Centro-Oeste do Brasil, tendo características peculiares como o Planalto Central que possui uma variação de 800 a 1.200 metros de altitude. A vegetação típica da cidade é cerrado e o clima é tropical de altitude segundo a classificação Köppen-Geiger (INMET, 2013).

No dia 10 de abril de 2011, no período da tarde, os brasilienses foram surpreendidos por uma tempestade intensa (sistemas convectivos intensos) cujas condições atmosféricas e danos ambientais apresentaram características de tempo severo em decorrência das fortes rajadas de vento, precipitação intensa e granizo que derrubaram várias árvores, parando o trânsito e assustando os moradores. Após o acontecido surgiram críticas de forma enfática aos meteorologistas por não terem previsto esta tempestade tão intensa.

Segundo a previsão feita pelo setor operacional do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) para a cidade de Brasília no dia 8 de abril de 2011, numa sexta-feira, as condições de tempo para o final de semana, incluindo os dias 09 e 10 de abril seriam de céu parcialmente nublado com possibilidade de chuvas isoladas (ANDRADE, 2011).

Diante das inúmeras reclamações veiculadas na mídia e tendo como base a complexidade dos fatores responsáveis pela formação e evolução dos SCM, procurou-se neste trabalho analisar detalhadamente este episódio peculiar utilizando como base as informações disponíveis nos centros operacionais, incluindo análise e técnicas estatísticas específicas.

A Defesa Civil do Distrito Federal a cada ano a tem registrado várias mais ocorrências de alagamentos e enchentes em inúmeros pontos da região (STEINKE et al., 2006). São vários os casos de desastres naturais de origem climática que têm afetado diretamente a população e, como já era de se esperar, são os habitantes das regiões

periféricas do Distrito Federal os mais atingidos. O Distrito Federal vem passando por um processo de ocupação desordenada acompanhado de um crescimento de impermeabilização do solo por meio da substituição da cobertura vegetal por asfalto, bastante comum em áreas com elevado crescimento urbano.

Segundo Steinke et al. (2006), Monteiro (1969) na década de 60 alertou sobre a escassez de estudos sobre as condições climáticas do Planalto Central, e principalmente para a cidade de Brasília que é tão importante por se trata da Capital do país e de um importante polo ordenador de desenvolvimento. Mais tarde, Zavatini (1996, 2003) detectou os mesmos problemas, chamando novamente a atenção principalmente para a cidade de Brasília.

E ainda hoje são pouco estudadas as condições climáticas e as prováveis mudanças ocorridas em função da urbanização desordenada no Distrito Federal. Assim, considerando-se a carência de estudos da climatologia abrangendo o Distrito Federal e tendo em vista que questões referentes ao clima fazem parte do dia-a-dia da população (STEINKE et al., 2006) e são de extrema importância, justifica-se a escolha de objeto de estudo deste trabalho, a cidade de Brasília pertencente ao Distrito Federal.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Investigar as condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de sistemas convectivos severos e potencialmente capazes de produzir temporais, granizo, vendavais e danos extremos na região do Distrito Federal.

2.2 Objetivos Específicos

- Detectar mecanismos dinâmicos e termodinâmicos peculiares que levaram ao desenvolvimento de atividade convectiva intensa e tempo severo na cidade de Brasília-Distrito Federal, no mês de abril de 2011.
- Detectar padrões atmosféricos de macro e mesoescala responsáveis pela formação, organização e evolução de sistemas convectivos multicelulares e formação de inundações inesperadas no Distrito Federal.
- Avaliar a eficiência de indicadores termodinâmicos na estimativa do grau de instabilidade da atmosfera e probabilidade de ocorrência de convecção profunda.
- Utilizar técnicas estatísticas multivariadas com o propósito de identificar fatores físicos determinantes na ocorrência do evento meteorológico extremo registrado em abril de 2011.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Fenômenos Meteorológicos Predominantes na Região Centro-Oeste do Brasil

A Região Centro-Oeste (Figura 3.1) corresponde a 18% do território brasileiro e representa uma área de aproximadamente 1.607.000 Km², sendo formada pelos estados de Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Distrito Federal (BARROS e BALERO, 2012). O relevo desta região é dividido em planalto central, planalto meridional e planície do pantanal (Figura 3.2). A vegetação é bem diversificada sendo dividida em cerrado, pantanal e mata atlântica.

O clima da região Centro-Oeste é caracterizado por duas estações bem definidas: o inverno seco com temperaturas amenas (de junho a agosto) e o verão quente e chuvoso (de dezembro a fevereiro). A ocorrência da variabilidade no comportamento da chuva de verão é responsável por eventos extremos, tanto por excesso quanto pela falta de chuva afetando principalmente o abastecimento nos recursos hídricos e agrícola (ANUNCIAÇÃO, 2013; CASTRO FILHO et al., 2012).

De acordo com Barros e Balero (2012) para analisar a climatologia desta região deve-se verificar o relevo, a localização geográfica (latitude e longitude), e os fenômenos meteorológicos na grande, meso e micro escalas que atuam na região, pois cada um destes citados tem um papel importante, e podem contribuir na ocorrência de mudanças térmicas, assim modificando os processos de transferência de energia e umidade, podendo contribuir para a ocorrência de tempestades.

Os principais fenômenos meteorológicos que atuam nesta região são: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Monções Sul Americanas (MSA), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Linhas de Instabilidade, Sistemas Frontais (SF) Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) Tropicais ou Subtropicais e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

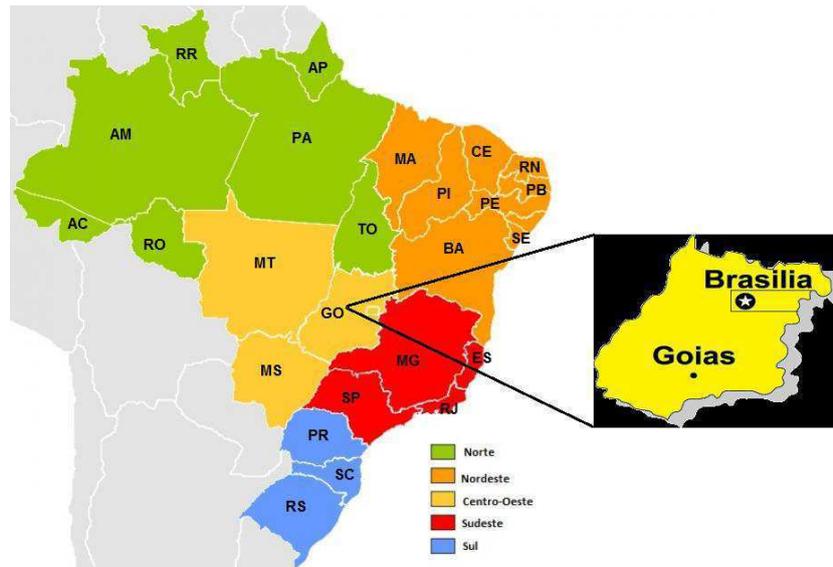


Figura 3.1: Distribuição espacial das regiões do Brasil. (Fonte: Geografia, extraído e Adaptado de <http://www.avifran.com.br/>).

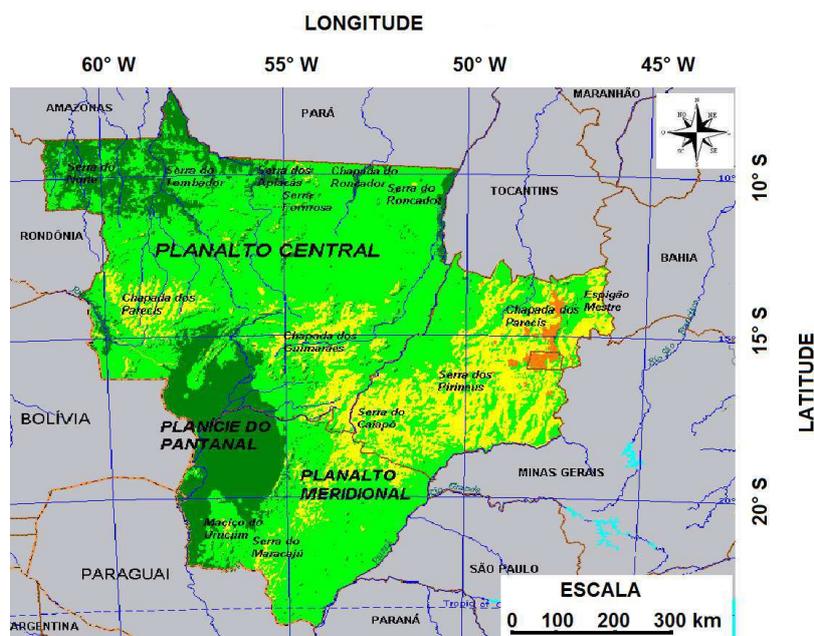


Figura 3.2: Mapa do relevo da região Centro-Oeste do Brasil, composto pelo planalto central, planície do pantanal e planalto meridional. (Fonte: Adaptado de <http://professormarcianodantas.blogspot.com.br/2014/02/a-regiao-centro-oeste.html>).

A ZCAS é um fenômeno mais marcante no verão na América do Sul. Sua principal característica é a persistência de uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE) com forte convecção, cuja área de atuação engloba o centro-sul da Amazônia, região centro-oeste e sudeste, centro-sul da Bahia e norte do

Paraná, e frequentemente prolongando-se até o Oceano Atlântico Subtropical. Devido a sua persistência, intensidade de alguns dias, a ZCAS exerce um papel preponderante no regime das chuvas na área em que atua, podendo contribuir para altos índices pluviométricos, e ser responsável pela ocorrência de por tempestades severas, alagamentos e deslizamentos de terra (SANCHES, 2002; CAVALCANTI e ROWNTREE, 1998, CAVALCANTI et al., 2009).

A América do Sul tem uma grande parte do território controlada pelas Monções Sul Americanas de Verão (MSA) que tem como característica a variação anual de vento e de chuva, onde a direção do vento se inverte, soprando na direção do oceano para o continente na estação do verão e no inverno ocorre o oposto (GARCIA, 2006). E Prado (2010) define as monções como o aquecimento diferencial dos continentes e oceanos. De acordo com Paula et al. (2011) há uma escassez de estudos em várias regiões do Brasil que são diretamente afetadas pelas monções de verão.

Vera et al. (2006) mostram em seus estudos que a região Centro-Oeste do Brasil está sob influência de uma parte essencial deste sistema de monções. E Garcia e Kayano (2010) relataram em seus estudos que o fim das MSA está relacionado com variações sazonais de convecção associadas à Alta da Bolívia, ZCAS e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Segundo Prado (2010), a precipitação intensa na área da ZCAS é modulada por eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS) devido ao aumento de convecção sobre o Atlântico Subtropical Oeste. Bjerknes (1969) define o ENOS como o fenômeno oceânico que ocorre em escala interanual e é caracterizado pelo aquecimento anômalo das águas do Oceano Pacífico Equatorial. Estes eventos causam anomalias climáticas em várias áreas do globo.

A variabilidade interanual do regime de chuvas na região Centro-Oeste do Brasil também é influenciada pelos modos climáticos de diferentes escalas temporais também podem influenciar na climatologia desta região. A Oscilação Madden-Julian (OMJ) (MADDEN e JULIAN, 1972) que corresponde ao modo intra-sazonal de atividade convectiva com o período de 30-60 dias, e a interação oceano-atmosfera também pode influenciar no ENOS (El Niño Oscilação Sul), além de anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e fenômenos meteorológicos (NOBRE e SHUKLA, 1996;

LIEBMANN e MARENGO, 2001; PEZZI e CAVALCANTI, 2001) como as Oscilações Multidecadais dos Oceanos.

Segundo Knight et al. (2006) a Oscilação Multidecadal do Oceano Atlântico (OMA) está relacionada a diversas variações multidecadais observadas no clima de algumas porções dos continentes banhados por esse oceano. No Oceano Atlântico existem variações atmosféricas como a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) que podem também influenciar na variabilidade da MSA devido a oscilações na temperatura do oceano que geram fases frias ou quentes que podem durar de 20 a 40 anos (ANDREOLI e KAYANO, 2004; KERR, 2000).

Outra característica marcante do clima na Região Centro-Oeste é a atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, sistemas de alta pressão centrados em torno de 30 graus de latitude. Ela está associada à circulação média meridional da atmosfera ou, mais especificamente, à célula de Hadley do Hemisfério Sul. A circulação da ASAS transporta umidade do oceano Atlântico Sul em direção a bacia amazônica. O bloqueio imposto ao escoamento pela cordilheira dos Andes fortalece a circulação, desviando-a para sul a leste dos Andes, em direção aos subtrópicos, com ventos máximos ocorrendo nas proximidades da Bolívia.

De acordo com Varejão-Silva (2001), em virtude da posição semifixa do anticiclone do Atlântico Sul, o regime de ventos predominantes no Brasil fica condicionado às atividades desse centro de ação. Em janeiro, a região Centro-Oeste é varrida por ventos de N e NE do anticiclone do Atlântico, e em julho, o regime dos ventos é bastante semelhante, havendo intensificação dos ventos de NE na região Centro-Oeste.

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é de grande importância para o clima da América do Sul afetando o clima do Brasil tanto no inverno, como no verão quando está mais caracterizada e posicionada. No inverno, ela inibe a entrada de frentes e causa inversão térmica e concentração de poluentes nos principais centros urbanos e no verão o transporte de umidade nos baixos níveis troposféricos ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1993; QUADRO, 1994) é afetado pela circulação associada a ASAS.

Segundo Alcântara et al. (2014), as linhas de instabilidade fazem parte das chamadas tempestades multicelulares descritas na literatura (WEISMAN e KLEMP,

1986; COTTON e ANTHES, 1989; HOUZE, 1993), pois podem ser consideradas como um aglomerado de nuvens do tipo cumulonimbus (CB's) de diversos tamanhos que se agrupam em linhas ou curvas, a convergência ao longo da borda principal dispara o desenvolvimento de novas correntes ascendentes ao longo e atrás da frente de rajada, de forma que novas células evoluem, e em sua retaguarda por uma nuvem na forma de “bigorna” que, em geral, produz precipitação do tipo estratiforme. De acordo com Cavalcanti et al. (1982) linhas de instabilidade pré-frontais, geradas a partir da associação de fatores dinâmicos de grande escala e características de meso-escala são responsáveis por intensa precipitação.

Os sistemas frontais (SF) estão associados com grandes variações do vento gradiente com a altura. A passagem das frentes frias é acompanhada por mudança na direção do vento e forte cisalhamento vertical e horizontal, diminuição na temperatura e umidade do ar e aumento da pressão atmosférica, com mudanças rápidas das propriedades das nuvens e da precipitação com (FEDOROVA, 1999). A zona frontal caracteriza-se pelos elevados gradientes de temperatura. Os SF influenciam principalmente o sul, sudeste e centro-oeste do Brasil.

Os vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN) podem ser classificados como de tipo Palmém e Palmer. Estes tipos diferem um do outro devido ao lugar e época de formação. Os do tipo Palmer originam-se em latitudes tropicais e são mais freqüentes no verão. No Brasil, esse tipo de sistema é mais encontrado na região Nordeste, porém pode ocorrer que atingir a área mais ao norte e nordeste da região centro-oeste do Brasil. Os vórtices do tipo Palmén, formam-se em latitudes subtropicais e são comumente observados no inverno e primavera. Afetam a América do Sul geralmente originam-se no Pacífico Sudeste ao sul de 20° S. Quando um cavado de latitudes médias penetra nos trópicos com uma inclinação meridional bem acentuada, essa inclinação faz com que a sua parte norte, que tem velocidade de deslocamento menor, atrase-se até desprender-se completamente. Consequentemente, forma-se uma circulação ciclônica fechada nessa parte (PALMÉN, 1949). Tipicamente, após cruzarem a Cordilheira dos Andes, eles deslocam-se sobre a Argentina, Paraguai, Sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, e muitas das tempestades severas que ocorrem nestes lugares Brasil tem sido associadas a VCAN. (CAVALCANTI, 1985; GAN, 1982; KOUSKY e GAN, 1981; RAMÍREZ et al., 1996; NECCO, 1989; SILVA DIAS et al., 1991). Um dos primeiros estudos a

respeito de VCAN foi feito por Palmer (1951). Os VCAN são definidos como sistemas fechados de baixa pressão, de escala sinótica, que se formam na alta troposfera (GAN, 1982), também chamados como baixas frias, pois apresentam centro mais frio que a periferia. Os vórtices ciclônicos de ar frio que se formam na retaguarda de algumas frentes frias estão frequentemente associados a significativos totais de precipitação (MATSUMOTO et al., 1982).

3.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)

Análises sobre a formação e desenvolvimento Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) realizados no Brasil (GUEDES, 1985; VELASCO e FRITSCH, 1987; SILVA DIAS, 1996; BARBOSA e CORREIA, 2005) mostram que a ocorrência de tempestades severas no país, ainda que pouco frequente, não é tão rara como tipicamente suposto, e em muitas situações podem ser incluídos entre os fenômenos meteorológicos produtores de tempo severo na região Centro-Oeste do Brasil.

Os sistemas convectivos (SC) se enquadram na categoria de fenômenos atmosféricos de mesoescala. De acordo com a classificação proposta por Orlanski (1975) os Sistemas Convectivos de Mesoescala podem ser difundidos em três escalas, conforme a dimensão espacial e duração no tempo (ciclo de vida): meso- α , meso- β e meso- γ , conforme descrição apresentada no Quadro 3.1.

Quadro 3.1: Subdivisão da Mesoescala proposta por Orlanski (1975).

Divisão	Comprimento de Escala Horizontal (L)	Tempo de Vida	Fenômenos Atmosféricos
Meso- α	200 – 2500km	1 a 7 dias	Frentes, Furacões,
Meso- β	20 – 200km	1 hora a 1 dia	JBN, LI, tempestades locais, circulações locais
Meso- γ	2 – 20km	1 hora	Tempestades locais, turbulência de ar claro

Os sistemas convectivos podem ser constituídos por uma única célula isolada ou por um conjunto de células de trovoadas (termo utilizado comumente em centros operacionais para denominar tempestades não severas). E dependendo das características ambientais, produzem episódios intensos de precipitação, fortes rajadas de vento e até

tornados dependendo da região que podem causar sérios danos à população e a economia na área que atuarem (SILVA DIAS, 1999; HOUZE, 1993; ZIPSER et al., 2006).

Um sistema convectivo intenso ou severo é comumente caracterizado pela presença de um aglomerado de células convectivas profundas (HOUZE, 1993; MACHADO e ROSSOW, 1993). Segundo Weisman e Klemp (1986), as células convectivas podem ser considerada como uma região de forte corrente de ar ascendente, aproximadamente 10 m/s, tendo uma seção transversal horizontal de 10-100 Km² e estendendo-se na vertical através de toda troposfera. Cada tipo de célula com movimento de ar ascendente está associado com uma região com ocorrência de chuvas abundantes localizadas. A passagem de uma tempestade pode provocar aceleração dos ventos em todos os níveis, possivelmente devido à fonte de energia liberada na forma de calor latente de condensação (SILVA DIAS, 1987). É possível deduzir, portanto, que SCMs podem desempenhar papel importante nas regiões em anos chuvosos, proporcionando, por conseguinte, uma grande quantidade de chuva.

Diversos autores (MADDOX, 1980; ZIPSER et al. 2004, ANABOR, 2004, FREDIANI, 2005; SILVA DIAS, 2011) têm analisado vários tipos de SCM com o objetivo de determinar dimensões e horário preferencial de formação e de maturação. Os resultados mostram que a dimensão espacial dos SCM está associada com o tempo de vida, ou seja, SCM maiores são os que apresentam maior duração.

O ciclo de vida dos SCM se divide em estágio de gênese, maturação e dissipação. O estágio denominado de Gênese ocorre quando as células convectivas isoladas se desenvolvem e se aglomeram em áreas com condições favoráveis à convecção. Na Região Centro-Oeste do Brasil este estágio de desenvolvimento sofre influência de fatores geográficos tais como topografia, circulações noturnas (vento de encosta/vale) e fluxo de ar quente e úmido da região amazônica proporcionado por jatos em baixos níveis (VELASCO e FRITSCH, 1987) que, no período da noite, passam a fornecer condições necessárias para que esses sistemas desenvolvam e intensifiquem (ANABOR, 2004; FREDIANI, 2005).

O Jato de Baixos Níveis na América do Sul pode ser definido como um intenso escoamento de norte/nordeste que ocorre a leste da Cordilheira dos Andes entre as regiões tropicais e de latitudes médias. O ar quente e úmido é transportado para latitudes

médias pelo jato, alimenta a convecção e precipitação na América do Sul possibilitando a formação e/ou intensificação de SCM. Os Andes funciona como um acelerador e uma barreira que aumentam a circulação dos Jatos e os desviam (BERBERY e BARROS, 2002; SALIO et al., 2007; SAULO et al., 2000; MARENGO et al., 2004; MARENGO e SOARES, 2002; DANTAS et al., 2012). Segundo alguns autores (NASCIMENTO, 2005; ALMEIDA, 2006), a presença da Cordilheira dos Andes, é de extrema importância para a canalização dos ventos em uma direção, originando fortes escoamentos em baixos níveis da atmosfera (o jato baixos níveis), e a leste dos Andes é onde apresenta condições potencialmente mais favoráveis à ocorrência de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005).

Os SCMs subtropicais iniciam-se a leste dos Andes em torno de 25^o S e sobre os vales dos rios Paraná e Paraguai (COLLISCHONN, 2010). Segundo Figueiredo e Sclar (1996), os SCMs na fase de gênese na Região Centro-Oeste do Brasil ocorrem no nordeste da Argentina ou nas áreas central e sul do Paraguai (região da Baixa do Chaco), e se deslocam para leste, para a Região Sul do Brasil. Apenas uma pequena parcela se desloca nas direções norte e nordeste, atingindo as regiões Sudeste e Centro-oeste do Brasil.

O estágio de Maturação geralmente ocorre durante a madrugada, coincidindo com o horário de máxima intensidade do Jato de baixos níveis. Nessa fase, tempestades severas podem ocorrer, entretanto, a condição principal de tempo são as fortes chuvas localizadas, devido a aparecerem correntes descendentes frias provenientes do interior das células de tempestades, e nos níveis médios da troposfera há correntes ascendentes que alimentam a convecção, e segundo Anabor (2004), Maddox (1980) relata que na fase madura o SCM atinge sua extensão máxima, provocando uma ampla área de precipitação, fortes chuvas, granizo e rajadas de ventos.

O estágio de dissipação ocorre quando os elementos convectivos perdem intensidade, diminuindo os fluxos de calor e de umidade (por volta das 00:00 UTC), portanto durante à noite, os fluxos apresentam-se menos ativas, (CAVALCANTE e FERREIRA, 2006). A circulação do tipo vale-montanha também contribui durante o processo de dissipação. Porém, Laing e Fritsch (1999) identificaram em seus estudos que um padrão que caracteriza condições para a formação de sistemas convectivos podem levar ao desenvolvimento de SCM durante a noite em uma região específica

devido ao aquecimento radioativo diferencial entre as nuvens convectivas e o seu ambiente de desenvolvimento.

A interação de sistemas de grande escala com a escala local representa um processo físico importante que provoca mudanças no comportamento das variáveis meteorológicas como temperatura, pressão, umidade, velocidade e direção do vento. É possível dizer que fatores dinâmicos ou termodinâmicos ou os dois podem contribuir para o desenvolvimento de tempestades. Neste aspecto o ambiente de grande escala é um fator determinante no controle da formação e evolução da convecção, porém, embora a circulação de grande escala seja importante na etapa de formação do sistema convectivo, o processo de evolução sofre influência de outros mecanismos. O desenvolvimento de um sistema convectivo está associado com a liberação de calor latente e processos convectivos, sem essa fonte de energia, o sistema decai rapidamente, ou seja, a liberação de calor latente realimenta o sistema (GUEDES, 1985; VELASCO e FRITSCH, 1987; ROCHA, 1992, ANABOR, 2004).

Em termos de monitoramento desses sistemas, a modelagem numérica tem aumentado à capacidade de previsão, porém ainda é muito difícil à quantificação da precipitação que é uma das principais variáveis causadoras de problemas. Por outro lado, os modelos numéricos conseguem prever com qualidade alguns índices de instabilidade, calculados a partir de variáveis básicas da atmosfera, que são indicadores precisos da formação e do desenvolvimento de sistemas convectivos intensos (NASCIMENTO, 2005).

Segundo Panisset et al. (2011), os sistemas convectivos associados a tempestades severas são responsáveis por calamidades significantes particularmente nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, onde se concentra grande parte da população do país, atividades produtivas na indústria e no comércio e reservatórios pequenos e de grandes usinas que produzem energia elétrica.

3.3 Tempestades Severas

A maioria das tempestades classificadas como severas se enquadram na categoria meso- β . As tempestades podem ser consideradas como eventos extremos, pois a sua intensidade e/ou duração e organização podem ocorrer acima da média esperada em determinado local, causando danos e prejuízos em vários setores, afetando de forma

significativa a economia da região atingida. As tempestades são classificadas em termos do número, organização e intensidade das suas células constituintes (ALMEIDA, 2006).

As tempestades ocorrem quando a atmosfera encontra-se termodinamicamente instável, há energia potencial disponível para ser convertida em movimento de ar ascendente dentro da nuvem e descendente fora da nuvem (na forma de uma célula de circulação), havendo convergência do vento em superfície.

De acordo com Nascimento (2005), a região que compreende as latitudes médias e subtropicais da América do Sul, assim como o meio-oeste americano, também apresenta condições potencialmente favoráveis à ocorrência de tempestades severas.

3.4 Física das Tempestades Severas

De acordo com Anabor (2004) as tempestades severas possuem fatores de instabilidade, variações na velocidade e cisalhamento do vento, quantidade de vapor disponível para a convecção, advecção térmica e de umidade que favorecem para se ter as condições iniciais de desenvolvimento das tempestades.

Silva Dias (2000) analisando processos físicos associados com o desenvolvimento de sistemas convectivos, e observou que a tempestade é inicialmente sustentada pelo empuxo proveniente de correntes ascendentes. À medida que calor latente é liberado na condensação do vapor, há formação de gotículas que congelam posteriormente quando super-resfriadas, ocorrendo deposição de vapor nos cristais de gelo.

De acordo com alguns autores (WEISMAN E KLEMP, 1986; FREDIANI, 2005), o empuxo é determinado pela diferença entre a temperatura da corrente ascendente e do ambiente multiplicado pela aceleração da gravidade. A interação de correntes ascendentes e descendentes com os diferentes níveis de *momentum* horizontal provoca uma inclinação na vertical da corrente e cria anomalias de pressão que podem acelerar o ar, e com o cisalhamento do vento podem mudar radicalmente a estrutura de uma tempestade, e segundo Alcântara et al. (2014), é bem conhecido que fatores como o cisalhamento vertical do vento podem agir para organizar a convecção em sistemas de mesoescala.

De acordo com O Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), “o cisalhamento do vento é uma mudança do vento sobre uma distância pequena na atmosfera. O cisalhamento de vento envolve uma mudança na velocidade ou na direção do vento, ou ambos. Este fenômeno pode existir nos tipos de cisalhamento horizontal do vento (uma mudança do vento sobre uma distância horizontal) ou cisalhamento vertical do vento (uma mudança do vento sobre uma distância vertical), ou uma combinação de ambos. O cisalhamento vertical do vento é um fator muito importante na determinação dos tipos de trovoadas e na severidade delas. O cisalhamento vertical aumentará ou diminuirá a intensificação das correntes de ar, o que favorecerá ou não a ocorrência de trovoadas. Trovoadas que ocorrem em fraco cisalhamento vertical do vento geralmente parecem verticalmente "planas". Trovoadas que ocorrem em forte cisalhamento vertical do vento são mais duradouras e intensas, porque as duas correntes de ar (ascendente e descendente) não estarão exatamente uma acima da outra, pois no topo da nuvem a direção ou a velocidade do vento serão diferentes da direção ou da velocidade do vento na base da nuvem”.

Segundo alguns autores como Silva Dias (1987) e Frediani (2005), as tempestades mais severas em termos de produção de ventanias e granizo ocorrem em condições de grande cisalhamento vertical do vento. Quando o cisalhamento do vento é forte, as tempestades são mais intensas, organizadas e persistentes. O cisalhamento vertical do vento provoca uma inclinação da corrente ascendente, e a precipitação pode então ocorrer no ar abaixo da corrente ascendente, especialmente na média troposfera, dando origem às correntes descendentes. Uma característica observacional é que o vetor velocidade da tempestade tende a estar orientado para a esquerda do vetor cisalhamento do vento no Hemisfério Sul, e que quanto maior é a umidade em baixos níveis, mais rápido e intenso é o desenvolvimento de tempestades.

As regiões montanhosas também causam influência nos ventos na atmosfera, pois ao encontrar uma barreira topográfica, uma corrente de ar tende a ascender e, nesse processo, pode ocorrer a formação de nuvens e precipitação. Normalmente, na presença de topografia elevada, ocorre chuva a barlavento (lado em que o ar ascende) e condições secas a sotavento (lado em que o ar desce), pois o ar descendo após cruzar a topografia se aquece e seca o que não favorece a formação de nuvens (REBOITA et al., 2012).

3.5 Nuvens de Tempestades

Um fator importante em estudos sobre tempestades são os tipos de nuvens. E podem ocorrer como células isoladas, como sistemas multicélulas ou supercélulas. A nuvem Cumulonimbus ou nuvem de tempestade pode ser classificada como sendo do tipo Supercélula (Figura 3.3), que é uma nuvem convectiva que se desenvolve em ambientes atmosféricos com ar quente e úmido, e, conseqüentemente, está associada a eventos de tempo severo que geralmente produzem granizo, fortes frentes de rajada, tornado e precipitação severa. Elas são o tipo de tempestade potencialmente mais destruidor dentre todas (ALMEIDA, 2006).

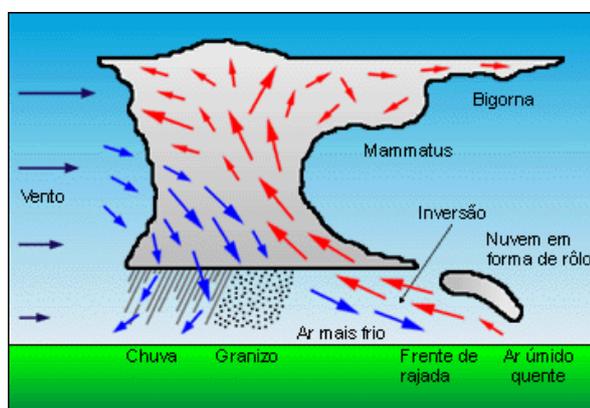


Figura 3.3: Esquema de uma Supercélula. (Fonte: FREDIANI, 2005).

De acordo com Cotton e Anthes (1989) há muitas regiões da Terra nas quais a precipitação intensa é frequentemente associada com as nuvens cumulonimbus. Estas nuvens tem papel importante no ciclo energético e na circulação global da atmosfera pela eficiência no transporte de umidade, calor sensível e latente para níveis superiores da troposfera e inferiores da estratosfera. Elas também afetam o saldo radiativo da troposfera.

Os Cumulonimbus comuns nas tempestades se destacam pelo ciclo de vida bem definido, que dura de 45 minutos a 1 hora, no qual as correntes ascendentes e descendentes coexistem em um estado quase estável por períodos de 30 minutos ou mais. Este tipo de tempestade está associado com um forte giro do vetor cisalhamento do vento com a altura nos primeiros 4 km acima da superfície e pode originar-se com o desenvolvimento de novas células ordinárias (simples) (FREDIANI, 2005). A

tempestade denominada de unicelular é isolada e constituída por uma única célula com o movimento convectivo independente e pode durar menos de 1 hora.

A tempestade do tipo multicelular (Figura 3.4) é tipicamente composta de duas a quatro células que podem encontrar-se em diferentes estágios de evolução. Alguns estudos (INMET, 2005; ALMEIDA, 2006) se referem aos *cumulus congestus* periféricos como “nuvem-alimento”, pois se deslocam em direção ao sistema de tempestade e se fundem com a célula mãe. Porém, outros pesquisadores como Browning (1977) se referem a esta linha de cumulus como ‘células filhas’, sendo que as novas células não se fundem com as células mães, mas crescem rapidamente para serem o novo centro da tempestade. As células novas se formam tipicamente em intervalos de 5-10 minutos e apresentam tempo de vida característico de 20 a 30 minutos.

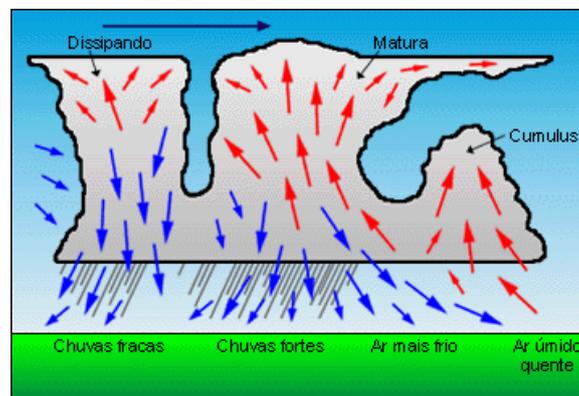


Figura 3.4: Esquema ilustrativo de um Sistema Multicelular. (Fonte: FREDIANI, 2005).

O sistema de tempestade pode ter um tempo de vida de várias horas. Sistemas multicelulares onde as correntes ascendentes atingem de 25 a 35 ms^{-1} produzem pedras de gelo do tamanho de uma bola de golfe. Elas ocorrem onde há instabilidade atmosférica e intenso cisalhamento vertical (ALMEIDA, 2006).

Byers e Braham (1949) identificaram três estágios de evolução das nuvens: a fase Cumulus, a fase Madura e a fase de Dissipação (Figura 3.5).

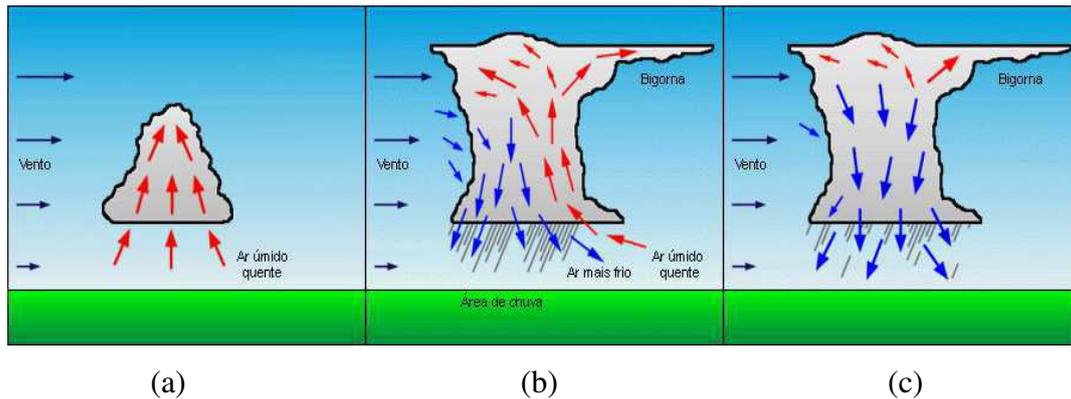


Figura 3.5: Esquema das fases de evolução das nuvens de tempestade: (a) Cumulus, (b) Madura, (c) Dissipação. (Fonte: FREDIANI, 2005).

Na fase Cumulus, ou fase inicial (Figura 3.5a), as correntes ascendentes representam a característica principal do sistema composto de nuvem do tipo *congestus* (em forma de torres), que podem vir a se fundir umas com as outras ou se expandir em um sistema maior. São alimentadas por convergência de umidade na camada limite numa região onde ar quente e úmido converge em superfície, associadas com a prevalência de correntes ascendentes, e com correntes descendentes próximas ao topo e à base frontal da nuvem, podem ocorrer neste estágio formação de precipitação na parte superior da nuvem em desenvolvimento. A transição para o estágio maduro (Figura 3.5b) ocorre quando as correntes descendentes induzidas por frentes de rajadas da adjacência iniciam a precipitação na camada inferior da nuvem também é característica da transição dos estágios. Uma vez que a frente de rajada se distancia do sistema, o ar elevado não entra mais na corrente ascendente, deixando de alimentar o sistema, formando apenas nuvens cumulus de tempo bom adiante. Este é o começo do estágio de dissipação (Figura 3.5c), que é caracterizado por correntes descendentes nas porções inferiores (COTTON e ANTHES, 1989; FREDIANI, 2005).

3.6 Tempestades de Granizo

As tempestades de granizo, geralmente ocorrem em ambientes com alto grau de instabilidade convectiva. A maioria das precipitações de granizo são geradas em tempestades constituídas por várias células, cada uma com um ciclo de vida de 45 a 60 minutos. O sistema de tempestade pode ter tempo de vida de várias horas. Nestes

ambientes as tempestades desenvolvem significativo empuxo positivo, as correntes ascendentes são capazes de suspender pedras de gelo caindo a velocidades de $15 - 25\text{ms}^{-1}$, as maiores pedras de gelo que atingem a superfície são aquelas que penetram em uma forte corrente descendente, permanecendo pouco tempo abaixo do nível de 0°C , causando menor derretimento. As tempestades de granizo se desenvolvem na presença de forte cisalhamento, favorecendo a formação de supercélulas (FREDIANI, 2005; ALMEIDA, 2006).

3.7 Aplicativos *FORTRACC* e *HIDROESTIMADOR*

Campos e Eichhloz (2011) destacam a importância da utilização do aplicativo FORTRACC em pesquisas sobre eventos severos. Uma descrição mais detalhada sobre o aplicativo pode ser encontrada em Vila et al., (2008). O uso deste aplicativo representa uma contribuição significativa para o entendimento do tempo e clima e na previsão de SCM e conseqüentemente contribuir com a redução da vulnerabilidade e danos causados pelas condições de tempo severo. As análises realizadas por Campos e Eichhloz (2011) mostraram resultados aceitáveis na detecção de nuvens associadas à convecção em diferentes regiões da América do Sul permitindo assim, acompanhar a evolução tanto dos SCM quanto das células convectivas imersas no sistema.

Embora o desenvolvimento e atuação dos SCM possam contribuir para evolução de condições atmosféricas severas, ainda representa um complicador nos setores operacionais de previsão de tempo em decorrência dos processos de formação e desenvolvimento compreender mecanismos de pequena escala espacial e temporal. Neste sentido, centros operacionais e de pesquisas científicas estão desenvolvendo e utilizando técnicas de monitoramento que permitam compreender melhor o ciclo de vida e evolução dos SCM.

Atualmente, o FORTRACC tem sido utilizado de forma operacional na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, pertencente ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/CPTEC/INPE), onde também se realiza o prognóstico da evolução de SCM para até duas horas. A DSA disponibiliza a versão diagnóstica do aplicativo que é utilizada nas atividades de pesquisa.

Outro produto igualmente importante em estudos de tempo severo é o aplicativo denominado HIDROESTIMADOR (Precipitação Estimada por Satélite). Trata-se de um método inteiramente automático que utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação (estimada por radar) e a temperatura de brilho do topo das nuvens (extraídas do canal infravermelho do satélite GOES-12), gerando taxas de precipitação em tempo real.

O HIDROESTIMADOR utiliza diferentes discriminações para o cálculo de áreas de chuva e não chuva e novos ajustes tem sido feito para o efeito da umidade disponível. Vários autores encontraram resultados satisfatórios em estudos de modelagem hidrológica (BARRERA et al., 2001; BARRERA et al., 2003; BARRERA, 2007; SALDANHA et al., 2007).

Diante do exposto e considerando que o FORTRACC trata-se efetivamente de um sistema de rastreo e identificação de nuvens convectivas e que o modelo Hidroestimador permite estimativas de taxas de precipitação associadas com SCM, os dois aplicativos foram utilizados como ferramentas complementares na realização deste trabalho.

3.8 Índices de Instabilidade

Para Weisman e Klemp (1986), a instabilidade termodinâmica controla a severidade das tempestades. Segundo Hallak e Pereira Filho (2012), de acordo com o Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia (*American Meteorological Society*), "um índice de instabilidade é qualquer quantidade que estime o potencial da atmosfera para atividade convectiva e que possa ser prontamente avaliado a partir de dados obtidos por sondagens operacionais". Os valores obtidos pelas sondagens fornecem dados da termodinâmica da atmosfera e do cisalhamento vertical do vento, que são associados à possibilidade ou probabilidade de ocorrência de eventos convectivos severos que contribuem para obter previsões meteorológicas.

Os índices de instabilidade representam uma das principais ferramentas de análise da estrutura termodinâmica da atmosfera. Os índices CAPE (*Energia Potencial Convectiva Disponível*), CINE (*Energia de Inibição Convectiva*), K (*grau de*

instabilidade atmosférica), *Total Totals*, *Showalter* e de levantamento estão entre os índices mais utilizados em setores operacionais.

3.8.1 CAPE (*Energia Potencial Convectiva Disponível*)

É um dos índices mais utilizados para avaliar o grau de instabilidade da atmosfera. Neste caso, parte-se do princípio de que as tempestades são sustentadas pelo empuxo proveniente das correntes ascendentes. A força destas correntes ascendentes é determinada pela integral do empuxo que a corrente sofre a partir do nível da base da nuvem até uma determinada altura na atmosfera. Esse empuxo integrado recebe o nome de CAPE e é geralmente expresso em unidades de J/Kg. O cálculo pode ser feito a partir da equação (1).

$$CAPE = -Rd \int_{NCE}^{NPE} (T_a - T_p) d \ln p \quad (1)$$

Em que, Rd é a constante universal dos gases para o ar seco, NCE é o nível de convecção espontânea. NPE é o nível de perda de empuxo (topo da nuvem teórico). T_a é a temperatura do ar e T_p é a temperatura da parcela e p é a pressão atmosférica. Os valores de CAPE segundo Bluestein (1993) são observados no Quadro 3.2.

Quadro 3.2: Valores de CAPE e condições de tempo esperado (Fonte: BLUESTEIN, 1993).

Valores de CAPE (J/Kg)	Condições de Tempo Esperado
$500 \leq CAPE < 1000$	Convecção Fraca
$1000 \leq CAPE < 2500$	Convecção Moderada
$CAPE \geq 2500$	Convecção forte

3.8.2 CINE (*Energia de Inibição Convectiva*)

O índice CINE é utilizado para estimar a capacidade da atmosfera de inibir o desenvolvimento de tempestades por processos convectivos podendo, então, ser considerado como uma medida de quão desfavoráveis estão as condições atmosféricas

para o desenvolvimento de tempestades. O CINE representa a quantidade de energia necessária para induzir o levantamento de uma parcela, por meio de algum mecanismo, e dar início ao desenvolvimento de tempestades. Matematicamente pode ser expresso pelas equações:

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad \text{ou} \quad CINE = -Rd \int_{SUP}^{NCE} (T_a - T_p) d \ln p \quad (2)$$

Em que, g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}); SUP é a superfície, NCL é o nível de convecção livre ou NCE é o nível de convecção espontânea, T_v é a temperatura virtual, $T_{vp} = (T_p + 0,61q)$ é a temperatura virtual da parcela ($^{\circ}\text{C}$) sendo q a umidade específica do ar. Rd é a constante universal dos gases para o ar seco, T_a é a temperatura do ar e T_p a temperatura da parcela obtida através do diagrama termodinâmico a partir do valor mais alto da temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w), determinado com base nos dados da superfície. Quanto maior é o valor do CINE, mais difícil é de iniciar e desenvolver atividade convectiva de uma parcela da superfície até o NCE. Os valores típicos de CINE variam geralmente entre 0 J/kg (isto é, nenhuma inibição convectiva) e 50 J/kg, e valores acima de 100 J/kg são considerados altos. A presença de CINE é comum em ambientes propícios a tempestades severas. Por outro lado, não havendo qualquer CINE a condição inicial da convecção tende a ser generalizado, ocasionando o consumo rápido da energia potencial convectiva, diminuindo as chances de obter valores extremos de instabilidade convectiva.

3.8.3 Índice IK (grau de instabilidade atmosférica)

A definição deste índice deve-se a George (1960) e pode ser interpretado como uma medida do potencial de tempestades baseado na taxa vertical de variação de temperatura (*lapse rate*), no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida.

O índice K se baseia na análise conjunta do gradiente de temperatura entre os níveis de 850 e 500 hPa e do teor de umidade abaixo de 700 hPa, têm-se valores mais altos em situações de grande teor de umidade nos baixos níveis da atmosfera e taxa de variação vertical de temperatura instável (BENETTI e DIAS, 1986). Ele é obtido através da equação:

$$IK = (T_{850} - T_{500}) + [T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})] \quad (3)$$

Em que T_{850} é a temperatura do ar em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$); T_{500} é a temperatura do ar em 500 hPa ($^{\circ}\text{C}$); T_{d850} é a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$); T_{700} é a temperatura do ar em 700 hPa ($^{\circ}\text{C}$), e T_{d700} é a temperatura do ponto de orvalho em 700 hPa ($^{\circ}\text{C}$).

Os valores de IK variam conforme a estação do ano e a localização. Um valor crítico para esse índice é de aproximadamente 30°C e, quanto maior o valor de IK, maior a instabilidade atmosférica, e maior a chance de tempestades, como é possível observar no Quadro 3.3.

Quadro 3.3: Valores de IK e condições de tempo esperadas. (Fonte: GEORGE, 1960)

Valores de IK ($^{\circ}\text{C}$)	Condições Esperadas
$20 \leq IK < 24$	Formação de CB's isolados
$25 \leq IK < 29$	Formação de CB's muito esparsos
$30 \leq IK < 35$	Formação de CB's esparsos
$IK \geq 35$	Formação de CB's numerosos

3.8.4 Índice Total Totals (TT)

O índice Total Totals (TT) foi desenvolvido por Miller (1972). Este é dado pela soma de outros dois índices convectivos, o *Vertical Totals* (VT) e o *Cross Totals* (CT). Matematicamente, é determinado conforme na equação 4,

$$TT = CT + VT \quad (4)$$

em que, VT significa total vertical e expressa o lapse-rate entre dois níveis (850 e 500 hPa) e CT significa total transversal e expressa a combinação do teor de umidade nos baixos níveis com as temperaturas altas. Valores do índice TT para latitudes médias são observados no Quadro 3.4. Sendo

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (5)$$

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (6)$$

Substituindo na equação (4) pelas equações (5) e (6), tem-se:

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2.(T_{500}) \quad (7)$$

Quadro 3.4: Valores do índice TT para latitudes médias. (Fonte: MILLER, 1972).

Valores	Ocorrência
TT < 43	Tempestades improváveis
43 < TT < 44	Tempestades isoladas
45 < TT < 46	Tempestades dispersas
47 < TT < 48	Tempestades dispersas e severas isoladas
49 < TT < 50	Tempestades dispersas e tornados isolados
51 < TT < 52	Tempestades dispersas numerosas e tornados isolados
53 TT < 55	Tempestades numerosas e tornados isolados
TT > 56	Tornados

3.8.5 Índice de Showalter (S) ou (IS)

É calculado através da diferença entre a temperatura do ar no nível de 500 hPa e a temperatura de uma parcela que sobe adiabaticamente desde o nível de 850 hPa até o nível de 500 hPa.

$$S = T_{500} - T_{\text{parcela}_{850_{500}}} \quad (8)$$

em que, T_{500} é a Temperatura em 500 hPa (°C), $T_{\text{parcela}_{850_{500}}}$ é a Temperatura em 500 hPa (°C) de uma parcela que subiu desde o nível de 850 hPa. O índice é calculado através de diagramas termodinâmicos. A temperatura nesse nível é denominada T_{parcela} . A diferença ($T_{500} - T_{\text{parcela}_{850_{500}}}$) com seu sinal é o índice S. O índice é positivo quando T_{parcela} está a esquerda da sondagem, indicando a condição de estabilidade referenciada no Quadro 3.5.

Quadro 3.5: Valores de S em condições de tempo esperadas. (Fonte: SHOWALTER, 1947).

Valores de S	Condição de estabilidade associada
$S \geq 0$	Estável, mas há possibilidade de pequena convecção
$-3 \leq S < 0$	Pouco instável
$-6 \leq S < -3$	Moderadamente instável
$-9 \leq S < -6$	Muito instável
$S < -9$	Extremamente instável

3.8.6 Índice de Levantamento (Lift Index)

O Índice de Instabilidade por Levantamento (LI) é nominalmente idêntico ao índice de Showalter, exceto pelo fato de que a parcela é levantada da superfície. É expresso matematicamente por:

$$LI = T_{500} - T_{\text{parcela_superfície_500}} \quad (9)$$

em que, T_{500} = Temperatura em 500 hPa (°C), $T_{\text{parcela_superfície_500}}$ = Temperatura em 500 hPa (°C) de uma parcela que subiu desde a superfície. O índice é calculado através de diagramas termodinâmicos. Os valores de LI são observados no Quadro 3.6.

Quadro 3.6: Valores de LI e condições de tempo esperadas. (Fonte: GALWAY, 1956)

Valores de LI	Condição de estabilidade associada
$LI \geq 6$	Estável
$6 \leq LI < 1$	Estável, pouca probabilidade de tempestades
$-2 \leq LI < 0$	Pouco Instável, possibilidade de tempestades
$-2 \leq LI < -6$	Instável, possibilidade de tempestades, podendo ser severas
$LI < -6$	Muito instável, possibilidade de tempestades severas

3.8.7 Índice SLI

Representa a diferença entre o Índice de Showalter e o Índice de Levantamento. É expresso matematicamente pela equação 10,

$$SLI = S - LI \quad (10)$$

Em que S= índice de Showalter e LI= índice de Levantamento.

3.9 Análise Multivariada

A análise multivariada é aplicada em diversas áreas da ciência com o objetivo de filtrar informações empíricas em séries de dados de variáveis distintas. Na meteorologia e climatologia é comumente usada para encontrar relações entre variáveis que

expliquem o comportamento de fenômenos atmosféricos. A técnica utilizada pode ser por: Análise de Componentes Principais (ACP), Análise Fatorial (AF), Análise Discriminante (AD), Análise de Agrupamentos (AA) ou Análise de Correspondência (SANTOS, 2012).

Nas análises de padrões atmosféricos que utilizam dados ambientais é comum a existência de variáveis redundantes, e a Análise Fatorial (AF) permite detectar a existência de redundância, de maneira que possibilita o reagrupamento das variáveis em um conjunto menor de dimensões ou fatores. A utilização da AF neste trabalho foi realizada através do método de extração de fatores com base na Análise de Componentes Principais (ACP). A técnica transforma um grupo de n elementos em um conjunto menor de variáveis não correlacionadas ordenadas de acordo com o grau de importância.

A AF tem sido utilizada amplamente em estudos climáticos e hidrológicos. Diniz (2007) no intuito de analisar o ambiente atmosférico responsável por enchentes registradas nos anos de 1985 e 2004 na bacia hidrográfica do rio São Francisco, aplicou a ACP em dois conjuntos de dados compostos por registros de superfície e de ar superior e dados do NCEP, a fim de investigar mecanismos locais e regionais responsáveis por sistemas convectivos intensos e formação de cheias para a região do Submédio São Francisco. A análise foi realizada separadamente para analisar padrões atmosféricos de escala local e da escala sinótica. Os resultados mostraram que mecanismos dinâmicos em escala sinótica têm influência significativa no desenvolvimento da formação de enchentes na região.

Britto e Saraiva (2000), com o objetivo de avaliar o grau de influência de variáveis meteorológicas na precipitação em condições atmosféricas sob a influência de sistemas frontais na cidade de Rio Grande com uma série temporal que compreende onze anos de dados, utilizaram a técnica de Análise de Componentes Principais. A conclusão foi que o conjunto de dados analisados de precipitação pode ser representado por duas componentes principais que juntas explicam 91% da variabilidade. A variável meteorológica que mais influência na precipitação associada aos sistemas frontais encontrada neste estudo foi a temperatura, seguida pela pressão atmosférica e umidade específica do ar.

4 DADOS E METODOLOGIA

4.1 Área de Estudo

A cidade de Brasília é a capital federal do Brasil e sede do governo do Distrito Federal. Localizada na região Centro-Oeste do Brasil ($15^{\circ}50'16''\text{S}$; $47^{\circ}42'48''\text{W}$) é conhecida como a área do Planalto Central. Tem uma extensão territorial de aproximadamente $5.779,999 \text{ km}^2$ e densidade demográfica de 444,07 habitantes por quilômetros quadrado (Figura 4.1). No censo demográfico realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2010, a população era de 2.570.160 habitantes, sendo, então, a quarta cidade brasileira mais populosa do país.

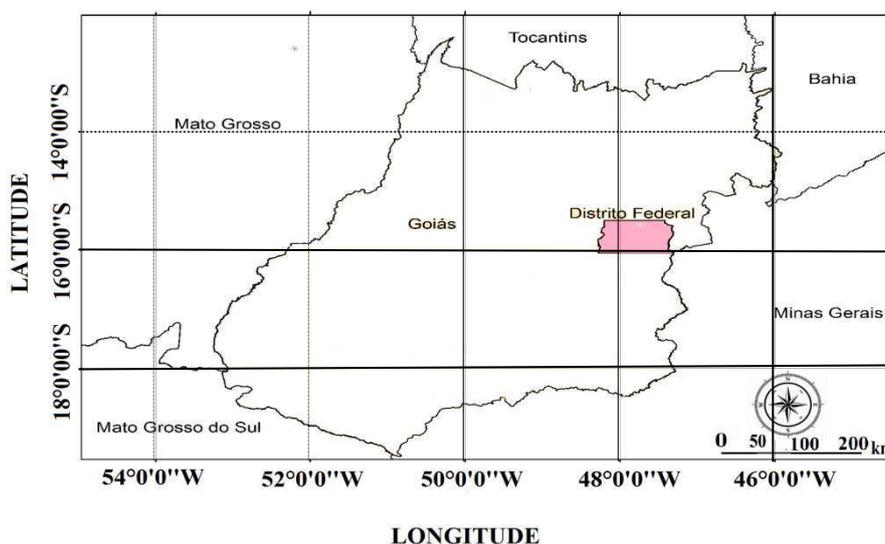


Figura 4.1: Localização geográfica do Distrito Federal pertencendo ao Estado de Goiás. (Fonte: extraído e modificado de <http://maps.google.com.br>).

A altitude de Brasília é de aproximadamente 1.200 metros, no chamado Planalto Central, cujo relevo é na maior parte plano, com leves ondulações. No caso de Brasília é fundamental considerar os fatores geográficos locais por meio da variação da altitude, pois influencia diretamente no clima local. A flora é típica do cerrado. Em alguns locais da cidade é possível observar espécies de gimnospermas, e diversos tipos de árvores provenientes de outros biomas brasileiros (STEINKE, 2003).

De acordo com Assad et al., (1994) as máximas pluviométricas no cerrado apresentam alta heterogeneidade espacial e temporal e ressaltam a necessidade da

espacialização dos fenômenos extremos, estudo de sua distribuição e frequência de modo a facilitar a transferência do conhecimento para o adequado manejo ambiental. Os autores verificaram que os fenômenos relacionados com chuva extrema apresentam alta variabilidade espacial e temporal.

Um estudo sobre a ocorrência de eventos extremos de precipitação no DF ressalta os impactos negativos na região devido à infraestrutura urbana (BARRETO, 2008).

O clima de Brasília é considerado do tipo tropical de altitude segundo a classificação Köppen-Geiger (BARRETO, 2008), sendo o verão úmido e chuvoso e o inverno seco e relativamente frio. A temperatura média anual é de aproximadamente 21°C (SEPLAN, 2014). A umidade relativa do ar é de aproximadamente 70%, podendo chegar aos 20% ou menos durante o inverno (INMET, 2013).

O regime de chuva em Brasília é muito bem marcado, tendo a precipitação média anual de aproximadamente 1552 milímetros, a capital federal pode passar dois até três meses inteiros sem nenhuma gota de chuva, sendo o auge da seca em junho. (CLIMATEMPO, 2014). Nos períodos mais quentes do ano observa-se a concentração de chuvas, enquanto nos menos quentes nota-se a redução da pluviometria. A sazonalidade térmica e pluviométrica são bastante evidentes para esta localidade devido a influências de diferentes fatores geográficos, e são evidentes na expressiva variação térmica entre o inverno e o verão (BARROS e BALERO, 2012).

4.2. Seleção do período de estudo

No desenvolvimento deste trabalho o mês de abril de 2011 foi o escolhido para a análise. Episódios extremos de precipitação caracterizados pela ocorrência de rajadas de vento, granizo, inundações e registros de tempo severo no aeroporto de Brasília motivaram a escolha. Do ponto de vista científico, o caso surgiu como um desafio já que os fenômenos mais intensos ocorreram em áreas isoladas dificultando a detecção e/ou visualização de elementos meteorológicos fundamentais para compreensão de padrões atmosféricos associados com sistemas convectivos intensos e tempo severo.

Os dados observacionais e a infraestrutura disponível para elaboração de previsão de tempo ainda apresentam limitações quando se trata de fenômenos cujos

mecanismos dinâmicos e termodinâmicos responsáveis por mudanças na estrutura da atmosfera têm forte componente local (mesoescala).

Enfoque especial é dado ao evento meteorológico extremo registrado no dia 10 de abril de 2011 no período da tarde. Neste caso específico uma das áreas especialmente afetada pelo vendaval, chuva intensa e granizo inclui a área onde está situada a Universidade de Brasília (UNB), que de acordo com o Jornal R7 (Disponível em: <<http://noticias.r7.com/cidades/noticias/tempestade-de-granizo-derruba-arvores-em-brasilia-20110410.html>>) sofreu grandes prejuízos materiais com as inundações, em vários setores da universidade. Por outro lado, é importante ressaltar que as condições atmosféricas observadas no dia 10 de abril também foram responsáveis por inundações em outras áreas em Brasília e em áreas próximas ao Distrito Federal.

4.3 Dados e Metodologia

4.3.1 Dados Utilizados

Para atingir os objetivos propostos neste trabalho foram utilizados os seguintes dados:

1. Totais diários de chuva provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA); Disponível em <<http://www.ana.gov.br>>;
2. Dados de sondagens realizadas às 12:00 UTC em Brasília - DF dos primeiros 14 dias de abril de 2011 para analisar a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera nos períodos de precipitação extrema; Disponível em <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>;
3. Perfis Termodinâmicos, plotados no Diagrama Skew T Log-P incluindo valores dos índices de instabilidade CAPE, Índice K, Total Totals, Showalter, Índice de Levantamento e SLI; Disponível em <<http://bancodedados.cptec.inpe.br/>>;
4. Dados de Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), para construção do campo de

- análise das linhas de corrente e magnitude do vento no nível de 850 hPa para a América do Sul nos dias 05 e 10 de abril de 2011, obtidos no portal do *Earth System Research Laboratory*. Disponível em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>. Para visualização dos dados, foi utilizado o software *Grid Analysis and Display System* (GrADS);
5. Imagens do Satélite GOES 12 obtidas da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); Disponíveis em <http://satellite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>;
 6. Informações do CLIMANÁLISE e mapas contidos no site do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos). Estas informações foram utilizadas para avaliação das condições atmosféricas e sistemas sinóticos atuantes na região Centro-Oeste do país no período de estudo; Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/>;
 7. Imagens do Radar do Gama (CAPPI 3.100 km e MAXCAPPI) obtidas para o dia 10 de abril de 2011, para analisar a atividade convectiva no período de precipitação intensa, granizo e inundações registradas em Brasília; Disponível em <http://www.redemet.aer.mil.br/>;
 8. Imagens dos aplicativos numéricos FORTRACC e HIDROESTIMADOR, obtidas da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O aplicativo FORTRACC (VILA et al., 2008) no modo diagnóstico foi utilizado como uma ferramenta auxiliar para acompanhar a estrutura da mesoescala, acompanhando o ciclo de vida de SCM que estavam influenciando a região centro-oeste e o HIDROESTIMADOR foi utilizada para verificar a taxa de precipitação registrada em vários horários no dia 10 de abril

de 2011; Disponíveis em
<<http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>>;

9. Mensagens METAR para o mês de abril elaboradas a partir de observações meteorológicas feitas no Aeroporto Internacional Juscelino Kubitschek em Brasília e disponibilizadas pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET); Disponível em <http://www.redemet.aer.mil.br/>.

4.3.2 Metodologia Utilizada

4.3.2.1 Radar Gama

Imagens do radar Doppler banda S (CAPPI a 3.100 Km de altura e MAXCAPPI) localizado na cidade Gama-DF foram utilizadas com o objetivo de avaliar a intensidade dos sistemas precipitantes (expressa em dBZ) no período de análise num raio de 250 km.

O uso da escala de refletividade em conjunto com a distribuição espacial dos ecos, possibilitou além de uma classificação qualitativa simples da intensidade de chuva com identificação instantânea variando de muito fraca a muito forte, mas principalmente detectar núcleos de precipitação máxima, organização dos SCM deslocamento e evolução das células convectivas. As análises das imagens permitiram ainda avaliar a dimensão horizontal e vertical dos sistemas precipitantes observados na área de cobertura do radar.

4.3.2.2 Aplicativos FORTRACC e HIDROESTIMADOR

FORTRACC (*Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters*) é um aplicativo que possibilita a detecção e acompanhamento de SCM. O uso do algoritmo permite obter informações sobre características físicas das células convectivas imersas nos sistemas sinóticos, e assim acompanhar o ciclo de vida de SCM. O procedimento consiste na utilização de imagens do satélite GOES através de limiares de tamanho e temperatura de brilho do topo das nuvens (235K para identificar os SCM e 210K para identificar células convectivas imersas nos SCM).

O produto final do algoritmo exibe uma escala através da qual é possível identificar o estágio de desenvolvimento e/ou intensidade do SCM. A cor verde indica que o sistema está em dissipação (desintensificando); a cor amarela sugere que o sistema encontra-se estável e a cor vermelha é indicativo de intensificação (VILA et al., 2008; MACEDO et al., 2005).

O Hidroestimador é uma modificação do Autoestimador feita com o propósito de estimar a chuva convectiva mesmo que haja um componente estratiforme. Para tal componente, efetua-se uma análise de textura dos topos das nuvens. Para cada pixel estudado se analisa seu entorno em uma janela de 15 x 15 ou 50 x 50 pixels, que corresponde à extensão típica de um mesosistema convectivo. A intensidade da chuva é estimada mediante uma função exponencial derivada de um ajuste empírico entre valores de intensidade de precipitação na base da nuvem (estimado com radares) e a temperatura de brilho do topo das nuvens, as quais são obtidas através da função inversa de Plank (SALDANHA et al., 2007).

Neste trabalho os dois aplicativos foram utilizados com o objetivo de detectar e acompanhar a evolução dos SCM e intensidade da precipitação na área em estudo.

4.3.2.3 Preparação dos dados utilizados na técnica ACP

As informações meteorológicas contidas nas mensagens METAR e SPECI, incluindo tempo significativo e dados sobre variáveis meteorológicas coletadas no aeroporto de Brasília (Ver Quadro 4.1 no APÊNDICE A) foram decodificadas de acordo com o Manual de Códigos Meteorológicos do Comando da Aeronáutica (MCA 105-2; MCA 105-10) e organizadas em planilha do EXCEL. Posteriormente essas informações foram processadas de forma a serem utilizadas nas análises estatísticas (Análise fatorial por ACP). Para facilitar a análise quantitativa foram necessários alguns ajustes e codificação principalmente relacionados com grupos de nuvens. No processo de organização e classificação dos dados utilizou-se os seguintes critérios:

- 1º Grupo de nuvens = altura da base da camada de nuvens mais baixas e independentemente da quantidade foi definida como “Altura da nuvem 1” ou “Altura da base”,
- 2º Grupo de nuvens = altura da base da camada de nuvens mais próxima das mais baixas definida como “Altura da nuvem 2”,

- 3º Grupo de nuvens = altura da base da camada de nuvens intermediárias definida como “Altura da nuvem 3”,
- 4º Grupo = altura da base da camada de nuvens mais próxima das mais altas definida como “Altura da nuvem 4”,
- 5º Grupo = altura da base da camada de nuvens mais altas definida como “Altura da nuvem 5”.

Vale ressaltar que a altura da base das nuvens é informada em centenas de pés ou unidades de metros até o limite de 10.000 pés.

Após a separação dos grupos de nuvens, a variável contendo informações sobre a cobertura de nuvens foi denominada neste trabalho como “nebulosidade”, em que nebulosidade 1 corresponde a cobertura de nuvens do 1º Grupo. As abreviaturas usadas para representar a nebulosidade em valores percentuais seguiram os seguintes critérios:

- FEW = Pouco = 1 a 2 oitavos encobertos = 25%
- SCT = Esparso = 3 a 4 oitavos = 50%
- BKN = Nublado = 5 a 7 oitavos = 75%
- OVC = Encoberto = 8 oitavos = 100%

É importante ressaltar que entre as informações de tempo significativo na área do aeroporto de Brasília no episódio analisado, as mais frequentes tinham relações com ambientes de instabilidade tais como:

- RA (chuva fraca),
- TSRA (chuva fraca e trovoadas),
- VCTS (Trovoadas na vizinhança do aeroporto; num raio de 16 km),
- VCSH (pancadas na vizinhança; num raio de 16 km),
- Ra VCTS (chuva fraca e trovoadas na vizinhança; num raio de 16 km).

Informações de tempo recente também representaram dados importantes no período de análise e são usadas como alerta de fenômenos que aconteceram recentemente na área do aeroporto. As mais comuns foram:

- RETS (trovoadas recentes),
- RERA (chuva recente).

4.3.2.4 Variáveis selecionadas para aplicação na técnica da ACP

Tendo como base as premissas exigidas para utilização do método da ACP, foi inviável incluir variáveis de ar superior já que o número de sondagens realizadas no mês de abril foi insuficiente (apenas 14 dias de sondagem). Dessa forma, o grupo de variáveis usado na análise estatística foi constituído pelos dados do METAR para o mês de abril com resolução de uma hora. As variáveis escolhidas foram: Temperatura do ar (T), Temperatura do Ponto de Orvalho (Td), Pressão do vapor d'água (e), Intensidade (KT) e Direção do Vento (dd), Razão de Mistura (r), Umidade Relativa (UR) e Nebulosidade.

A Razão de Mistura (r) foi escolhida por ser uma variável conservativa e representar uma das formas eficientes de quantificar o teor de vapor na atmosfera e consequentemente uma maneira de estimar a possibilidade do desenvolvimento de convecção profunda. No cálculo de “r” foram utilizadas as seguintes equações:

$$e(T) = 6,11 \times 10^{\left[\frac{(7,5)Td}{(237,3+Td)} \right]} \quad (11)$$

$$e_s(T) = 6,11 \times \exp \left[\frac{(17,67)T}{T + 243,5} \right] \quad (12)$$

$$r = \frac{0,622 \times e}{(p - e)} \quad (13)$$

Em que, T é a temperatura em (°C), Td a temperatura do ponto de orvalho (°C), P a pressão atmosférica (hPa), “e” a pressão do vapor (hPa), e_s a pressão de vapor de saturação (hPa).

A Umidade Relativa (UR) foi obtida através da fórmula:

$$e = UR \times e_s(T) \quad (14)$$

A Temperatura Potencial (θ) foi obtida da seguinte forma:

$$\theta = T \left(\frac{P}{1000} \right)^{0,287} \quad (15)$$

Sendo, T é a temperatura do ar (°C), P é a pressão atmosférica (hPa).

A Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) foi calculada segundo as equações propostas por Bolton (1980) apresentadas abaixo:

$$\theta_e = \theta \times \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \times r (1 + 0,81 \times 10^{-3} \times r) \right] \quad (16)$$

Tendo:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_k} - \ln \left(\frac{UR/100}{2840} \right)} + 55 \quad (17)$$

Sendo, θ a Temperatura Potencial, exp é uma exponencial matemática, TL é a temperatura do nível de condensação por levantamento em graus Kelvin; r é a razão de mistura em (g/kg); Tk = T+273,15 temperatura absoluta (K), ln é o logaritmo natural matemático.

E a Temperatura Potencial Equivalente Saturada (θ_{es}) calculada através da seguinte fórmula:

$$\theta_{es} = \theta * \exp \left[\left(\frac{2,675}{T(k)} \right) * r_s \right] \quad (18)$$

Tendo:

$$r_s = 0,622 * \left(\frac{e_s}{P - e_s} \right) * 1000 \quad (19)$$

Sendo θ a Temperatura Potencial, exp é uma exponencial matemática, T(k) = T+273,15 temperatura absoluta (K), r é a razão de mistura saturada em (g/kg), P a pressão atmosférica (hPa), “e” a pressão do vapor (hPa), e_s a pressão de vapor de saturação (hPa).

4.3.2.5 Análise Fatorial (AF) por Componentes Principais (CP)

Segundo Vicini (2005), a ACP é uma técnica matemática da análise multivariada que possibilita investigações com um grande número de dados disponíveis. Permite, também, a identificação das medidas responsáveis pelas maiores variações entre os resultados, sem perdas significativas de informações, dentro da AF. Além disso, transforma um conjunto original de variáveis em outro conjunto: as componentes principais (CP) de dimensões equivalentes obtidas pela combinação linear das variáveis iniciais por meio dos fatores, onde cada componente principal é uma combinação linear das variáveis originais e que são ortogonais. Essa transformação, em outro conjunto de variáveis, ocorre com a menor perda de informação possível, sendo que esta também busca eliminar algumas variáveis originais que tenham pouca informação. Essa redução de variáveis só será possível se as p variáveis iniciais não forem independentes e possuírem coeficientes de correlação não nulos.

A AF é usada para explicar a estrutura da covariância entre as variáveis. Os fatores extraídos com a técnica expressam o que existe de comum entre as variáveis originais. Portanto, o método permite determinar as variáveis que pertencem a um determinado fator e o quanto cada uma delas explica esse fator (SANTOS, 2011).

Para ter uma boa explicação dos fatores, inicialmente calcula-se a matriz R e verifica-se se as variáveis estão correlacionadas umas em relação as outras, para isso deve-se aplicar o critério de KMO (Kaiser-Meyer-Olkin) que indica o grau de explicação dos dados a partir dos fatores encontrados na AF, e verificar se o valor é superior ou inferior a 0,50. Caso seja superior, isto indica que é possível proceder a análise dos dados aplicando esta técnica, e se for inferior isto significa que os fatores encontrados na AF não conseguem descrever satisfatoriamente as variações dos dados originais (CORRAR et al., 2007).

Segundo Santos (2011) para aumentar o poder explicativo dos fatores na análise efetua-se o procedimento de rotação de fatores através do método *VARIMAX* proposto por KAISER (1958). O processo de rotação de fatores gera resultados melhores em relação à sua interpretação.

O método de rotação *VARIMAX* é um tipo de rotação ortogonal (mantém os fatores perpendiculares entre si, isto é, sem correlação entre eles) e tem como

característica o fato de minimizar a ocorrência de uma variável ter altas cargas fatoriais para diferentes fatores, permitindo que uma variável seja facilmente identificada com um único fator (CORRAR et al., 2007).

A análise de componentes principais pode ser especificada em pelo menos seis modos básicos operacionais, definidos como O, P, Q, R, S e T (CATTEL, 1952). A escolha do modo apropriado depende do objetivo do estudo, da disponibilidade de dados e dos parâmetros escolhidos como variáveis, indivíduos ou entidades fixas. Neste trabalho foi aplicada a análise fatorial por componentes principais no modo P conforme descrito em Yarnal (1992).

O procedimento utilizado na aplicação da ACP inicia-se a partir da determinação das Componentes Principais (CP) determinada resolvendo-se a equação característica da matriz R (VARELLA, 2008), isto é:

$$\det[\mathbf{R} - \lambda\mathbf{I}] = 0 \quad \text{ou} \quad |\mathbf{R} - \lambda\mathbf{I}| = 0 \quad (20)$$

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} 1 & r(x_1x_2) & r(x_1x_3) & \cdots & r(x_1x_p) \\ r(x_2x_1) & 1 & r(x_2x_3) & \cdots & r(x_2x_p) \\ r(x_3x_1) & r(x_3x_2) & 1 & \cdots & r(x_3x_p) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r(x_px_1) & r(x_px_2) & r(x_px_3) & \cdots & 1 \end{bmatrix}$$

Se a matriz R for diferente de zero então a equação $|\mathbf{R} - \lambda\mathbf{I}| = 0$ terá 'p' raízes chamadas de autovalores ou raízes características da matriz R.

Sejam $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_p$ as raízes da equação característica da matriz R, então: $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 \cdots, \lambda_p$.

Para cada autovalor λ_i existe um autovetor $\tilde{\mathbf{a}}_i$:

$$\tilde{\mathbf{a}}_i = \begin{bmatrix} a_{i1} \\ a_{i2} \\ \vdots \\ a_{ip} \end{bmatrix}$$

Os autovetores $\tilde{\mathbf{a}}_i$ são normalizados, isto é, a soma dos quadrados dos coeficientes é igual a 1, e ainda são ortogonais entre si. Devido a isso apresentam as seguintes propriedades:

$$\sum_{j=1}^p a_{ij}^2 = 1 \quad (\tilde{a}_i' \cdot \tilde{a}_i = 1) \quad (21)$$

$$\sum_{j=1}^p a_{ij} \cdot a_{kj} = 0 \quad (\tilde{a}_i' \cdot \tilde{a}_k = 0 \text{ para } i \neq k) \quad (22)$$

Sendo \tilde{a}_i o autovetor correspondente ao autovalor λ_i , então o i -ésimo componente principal é dado por:

$$Y_i = a_{i1}X_1 + a_{i2}X_2 + \dots + a_{ip}X_p \quad (23)$$

As componentes principais apresentam as seguintes propriedades:

1) A variância da componente principal Y_i é igual ao valor do autovalor λ_i .

$$\hat{\text{Var}}(Y_i) = \lambda_i \quad (24)$$

2) O primeiro componente é o que apresenta maior variância e assim por diante:

$$\hat{\text{Var}}(Y_1) > \hat{\text{Var}}(Y_2) > \dots > \hat{\text{Var}}(Y_p) \quad (25)$$

3) O total de variância das variáveis originais é igual ao somatório dos autovalores que é igual ao total de variância dos componentes principais:

$$\sum \hat{\text{Var}}(X_i) = \sum \lambda_i = \sum \hat{\text{Var}}(Y_i) \quad (26)$$

4) Os componentes principais não são correlacionados entre si:

$$\hat{\text{Cov}}(Y_i, Y_j) = 0 \quad (27)$$

A partir dos cálculos acima, é analisada a contribuição de cada componente principal pela proporção de variância total explicada pelo componente. Com essa informação podemos decidir quantos componentes vão ser utilizados na análise, isto é, quantos componentes serão utilizados para diferenciar os indivíduos. Não existe um modelo estatístico que ajude nesta decisão. Para aplicações em diversas áreas do conhecimento o número de componentes utilizados tem sido aquele que acumula 70% ou mais de proporção da variância total.

Em seguida é feita a interpretação de cada componente através da verificação do grau de influência que cada variável X tem sobre a componente Y . O grau de influência é dado pela correlação entre cada X_j e a componente Y_i que está sendo interpretado verificado pela carga fatorial de cada variável X_j nas componentes Y_j . Se o objetivo da análise é comparar ou agrupar indivíduos, a análise continua e é necessário calcular os escores para cada componente principal.

A carga fatorial são os valores das componentes principais. Após a redução de p para k dimensões, os k componentes principais serão os novos indivíduos e toda análise é feita utilizando-se os escores desses componentes. Na Tabela 4.1 é exemplificada a organização de um conjunto de dados composto por n tratamentos, p variáveis e k componentes principais.

Tabela 4.1: Organização de um conjunto de dados (Fonte: VARELLA, 2008).

Tratamentos (Indivíduos)	Variáveis				Carga Fatorial das componentes principais			
	X_1	X_2	...	X_p	Y_1	Y_2	...	Y_k
1	X_{11}	X_{12}	\vdots	X_{1p}	Y_{11}	Y_{12}	...	Y_{1k}
2	X_{21}	X_{22}	\vdots	X_{2p}	Y_{21}	Y_{22}	...	Y_{2k}
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
n	X_{n1}	X_{n2}	...	X_{np}	Y_{n1}	Y_{n2}	...	Y_{nk}

Neste trabalho, na técnica de Análise Fatorial por componentes principais foi utilizado o programa computacional SPSS (*Statistical Package for the Social Sciences*) no modo P, a entrada da matriz com dados de Mensagem METAR, tendo a variável Tempo correspondendo ao número de horas utilizadas da mensagem versus parâmetros, representado pelas variáveis meteorológicas escolhidas.

Em seguida os autovalores encontrados na ACP foram submetidos à rotação VARIMAX buscando minimizar a ocorrência de uma variável possuir altas cargas fatoriais para diferentes fatores, permitindo que uma variável seja identificada em um único fator, assim obtendo as variáveis mais correlacionadas e que foram fatores essenciais para favorecerem o desenvolvimento do evento extremo que ocorreu no mês de abril de 2011 na cidade de Brasília.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

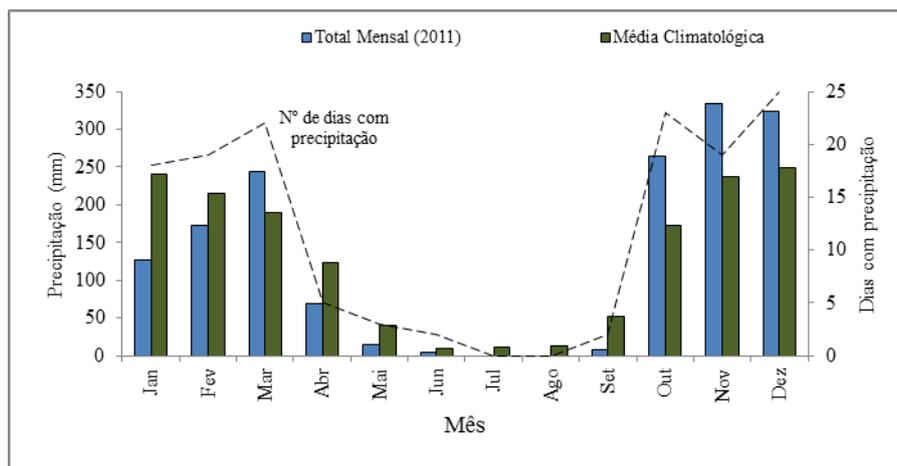
Neste capítulo são apresentados os resultados das análises feitas com base nos registros de precipitação, índices de instabilidade atmosférica, campos de precipitação via radar, imagens do satélite GOES, perfis termodinâmicos construídos a partir de sondagens efetuadas em Brasília-DF e da aplicação da análise fatorial por componentes principais aos dados de superfície oriundos de mensagens METAR elaboradas no Aeroporto *Internacional de Brasília*, Presidente Juscelino Kubitschek (SBBR).

Para detectar processos meteorológicos específicos responsáveis pelo desenvolvimento da convecção profunda rajadas e inundações inesperadas registradas em abril de 2011, os resultados das análises estatísticas foram comparados com padrões de atividade convectiva obtidos a partir das imagens realçadas do satélite GOES 12, imagens geradas pelos algoritmos FORTRACC e HIDROESTIMADOR bem como de campos de precipitação (CAPPI e MAXCAPPI) do radar situado em GAMA-DF.

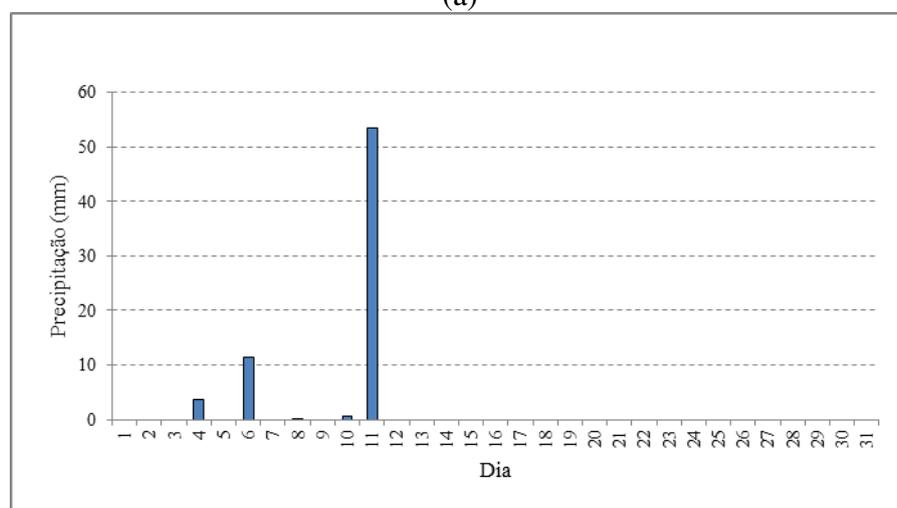
5.1 Análise Observacional (caracterização de evento de tempo severo)

Os histogramas apresentados na Figura 5.1 permitem uma comparação entre totais mensais de precipitação registrados em 2011 e a média climatológica de Brasília-DF. Observa-se que na primeira metade do ano, ainda sob a influência do fenômeno La Niña, apenas a chuva registrada em março foi superior à média climatológica da região. No mês de abril o acumulado mensal foi de 69,5 mm, equivalente a 56% da média climatológica. Segundo dados do CPTEC (CLIMANÁLISE, 2011) o déficit pluviométrico verificado em abril de 2011 na região centro-oeste variou entre 25 e 10 mm, sendo mais pronunciado no estado de Goiás e no sul do Mato Grosso.

As chuvas registradas em abril de 2011 se concentraram em poucos dias do mês (cinco dias) e 77% deste valor correspondem ao acumulado do período entre 12 UTC de dia 10 e 12 UTC do dia 11 como pode ser visto no histograma apresentado na Figura 5.1b. A chuva observada entre 12 UTC do dia 05 e 12 UTC do dia 06 de abril de 2011 representa 16% do total mensal. Esses resultados indicam que mecanismos atmosféricos distintos afetaram a organização e intensificação da atividade convectiva local, e desenvolvimento dos SC (sistemas convectivos) precipitantes.



(a)



(b)

Figura 5.1 – (a): Histograma comparativo entre o total mensal de precipitação em 2011 a média climatológica e número de dias com precipitação em Brasília – DF; (b) Total diário de precipitação em abril de 2011 em Brasília – DF.

5.2 Relação entre intensidade do vento em superfície e atividade convectiva

Medidas horárias da intensidade e direção do vento em superfície, realizadas em abril de 2011, incluindo episódios de chuvas extremas e períodos normais permitiram avaliar o comportamento médio desta variável e correlacionar com eventos de convecção profunda. A Figura 5.2 ilustra o comportamento da intensidade e direção do vento à superfície no aeroporto de Brasília nos dias 05 e 10 de abril de 2011. As informações de tempo significativo contidas no METAR (incluindo informações do SPECI) indicam um aumento considerável na intensidade do vento antes da detecção das células convectivas de máxima intensidade detectadas nas imagens do radar (CAPPI

e MAXCAPPI). O quadrante nordeste (entre 0° e 90°) é visivelmente predominante (55%) no dia do episódio extremo de chuva (10/04/2011). No caso do dia 05, apesar da alta frequência (35% dos casos) no quadrante NW (entre 270° e 360°), observa-se um número significativo de registros em outras direções.

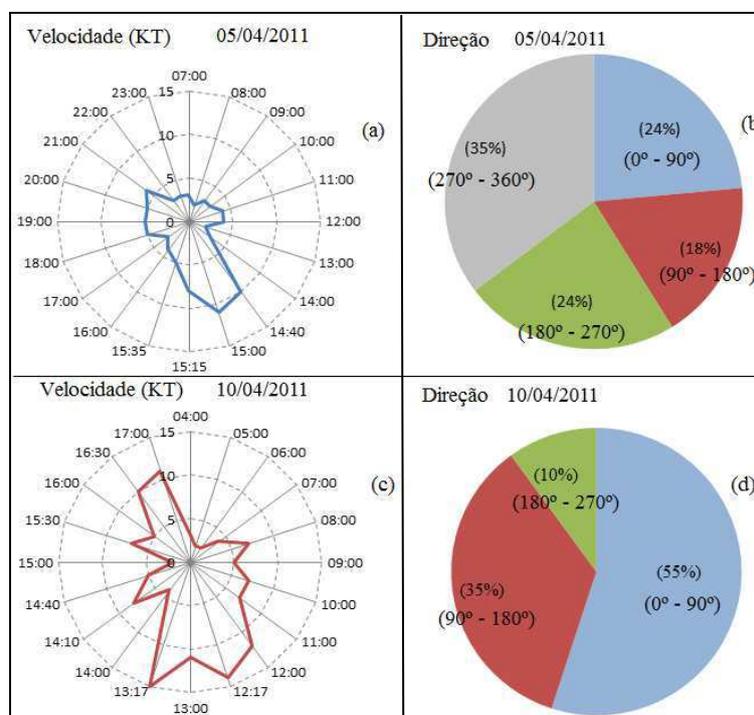


Figura 5.2: Frequência da direção e evolução temporal (UTC) da intensidade do vento em nó (kt) para: (a,b) 5 de abril de 2011 e (c,d) 10 de abril de 2011.

Verificou-se que particularmente no dia 10 de abril de 2011 nos horários em que a intensidade do vento atingiu os valores mais altos (entre 12 e 15 kt) a direção variou consideravelmente entre os quadrantes NW e SW. Esse comportamento foi mais evidente no período da tarde entre 12 e 14 HL (15 e 17 UTC). As 13:17 HL, a direção do vento foi de 240° e com intensidade média de 15 Kt e rajadas de 25 Kt. No aeroporto e sua vizinhança, termo utilizado para definir condições atmosféricas significativas num raio entre 8 km e 16 km do ponto de referência do aeródromo (MCA 105-2, 2011), foi registrado pancadas de chuva, trovoadas, nuvens CB (cumulonimbos) e redução significativa da visibilidade no setor norte do aeródromo. A visibilidade de 10.000 m registrada às 13 HL posteriormente reduziu para 3000 m às 14 HL.

Os conjuntos de imagens de satélite e de radar disponíveis para análise deste episódio permitiram identificar que as mudanças significativas na distribuição e

intensidade da chuva foram em grande parte determinada pela atuação de sistemas convectivos organizados em linhas com orientação no sentido SE-NW. Uma das linhas se desenvolveu na região do Distrito Federal (ver análise detalhada na seção 5.5).

Algumas células que formavam os sistemas convectivos se deslocaram e atingiram Brasília causando precipitação intensa. Em decorrência das fortes chuvas ocorreram alagamentos em diversas localidades, engarrafamentos extensos, queda de energia e muitas árvores foram arrancadas (Figura 5.3). De acordo com informações da defesa civil, a chuva forte que atingiu a região no início da tarde alagou parte de um prédio da Universidade de Brasília causando danos irreversíveis. A água atingiu laboratórios e anfiteatros.



Figura 5.3: Imagens de danos causados pelo temporal produzido por sistemas convectivos intensos em Brasília DF no dia 10 de abril de 2011.(Fonte: Disponíveis em: http://projeteunb.blogspot.com.br/2011_04_01_archive.htm; <http://portalsonic.com.br/?showtopic=15404>; <http://memoria.ebc.com.br/agenciabrasil/noticia/2011-04-10/>).

5.3 Aspectos meteorológicos de grande escala

A atividade convectiva observada em abril de 2011 resultou da atuação de vórtices ciclônicos de altos níveis, zona de convergência intertropical, sistemas frontais e ZCAS (CLIMANÁLISE, 2011). A posição desses sistemas em relação à região Centro-Oeste pode ser vista na Figura 5.4.

A quantidade substancial de nuvens distribuída ao longo do continente e em parte do oceano Atlântico indica forte atividade convectiva e resultou de um episódio de ZCAS cujo padrão de nebulosidade é caracterizado por uma faixa de nuvens na direção SE-NW. Esse padrão é mais nitidamente observado na primeira pântada apresentada (Figura 5.4a). Na escala das temperaturas de brilho indicadas, os valores mais baixos estão associados com atividade convectiva intensa.

Segundo informações do CPTEC e do Boletim do CLIMANÁLISE (2011), a configuração espacial da convecção associada com a ZCAS no início do mês contribuiu com chuvas acima da média histórica em parte da região Centro-Oeste. No entanto, esse efeito não foi evidente na região de Brasília. E a ZCAS estava bem definida e foi mais marcante no período de 1 a 5 de abril como pode ser visto na 1ª pântada, apresentando as características literárias necessárias para essa afirmação.

No período de 6 a 10 de abril (2ª pântada) a nebulosidade ainda mostra atividade convectiva substancial. No entanto, o padrão característico da ZCAS, organização em banda, já não é tão evidente. A redução da nebulosidade na área foco deste estudo já é bastante significativa no período de 11 a 15 de abril como pode ser visto na 3ª pântada (Figura 5.4c).

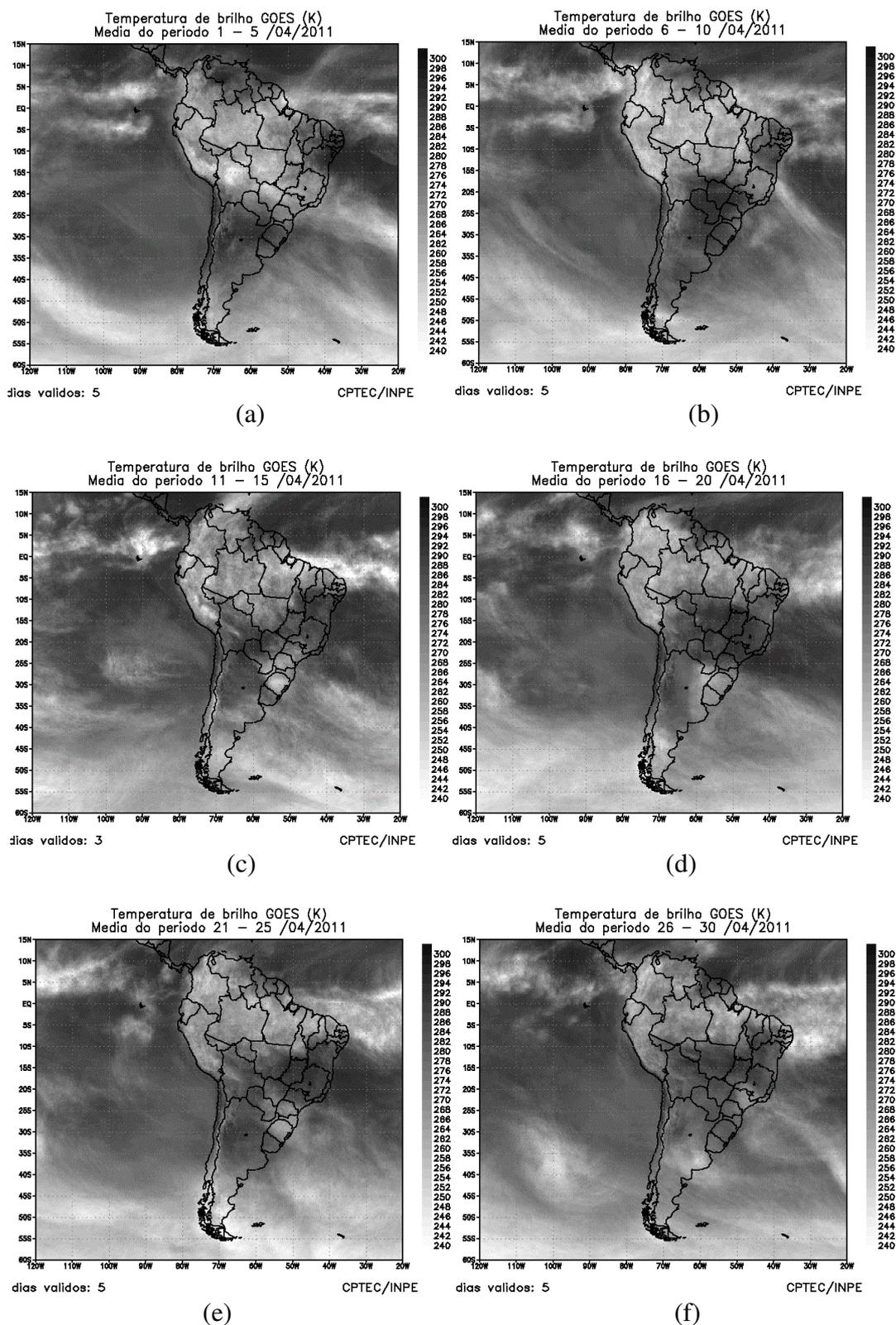
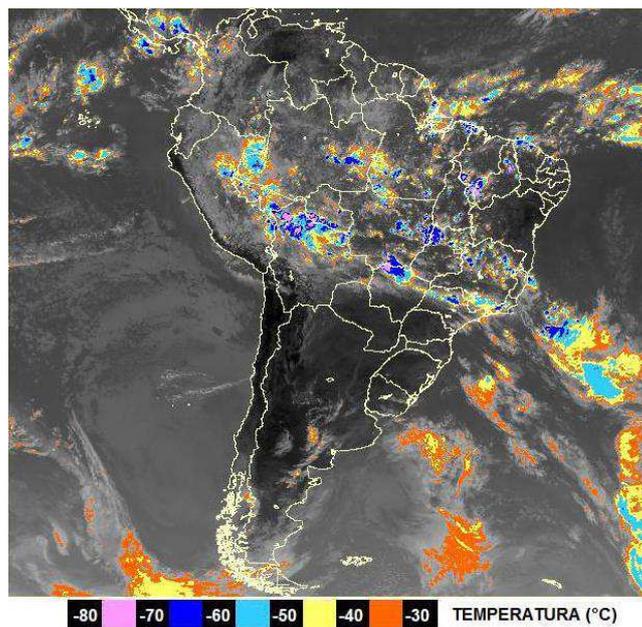


Figura 5.4: Pêntadas de temperatura de brilho média (K) para o mês de abril de 2011, entre os dias: 01 e 05 (a), 06 e 10 (b), 11 e 15 (c), 16 e 20 (d), 21 e 25 (e), 28 e 30 (f). (Fonte: CLIMANÁLISE, 2011).

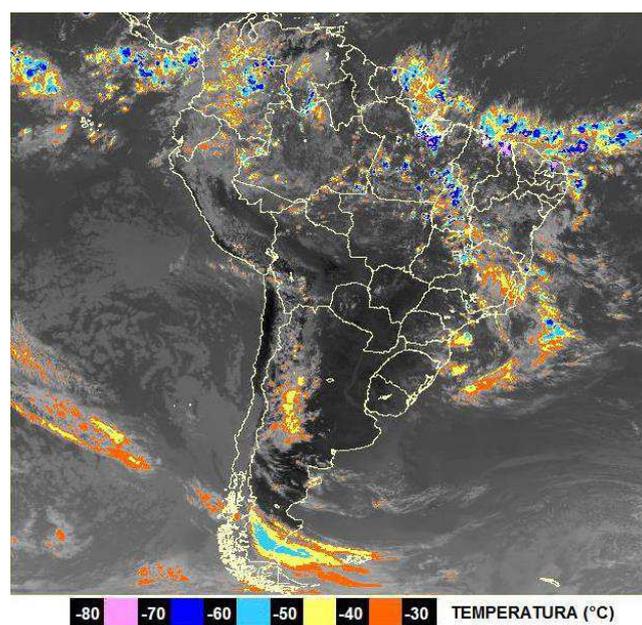
Imagens realçadas do satélite GOES 12 também foram usadas com a finalidade de detectar com mais precisão as áreas com maior atividade convectiva. As imagens para os dias 05 e 10 de abril para a América do Sul são apresentadas na Figura 5.5. Verifica-se um aumento da área com a presença de atividade convectiva na região noroeste de Goiás no período de influência da ZCAS (Figura 5.5a). A cor azul indica a presença de nuvens convectivas profundas com topos bem frios. No entanto, essa característica não é perceptível na área do Distrito Federal.

No dia 10 de abril (Figura 5.5b), apesar da distribuição mais dispersa das nuvens convectivas, nota-se uma atividade mais intensa na região do DF. A presença de elementos na tonalidade azul nesta figura representa nuvens com baixas temperaturas no topo, indicando a presença de nuvens profundas. Este resultado reflete condições mais instáveis e a influência de mecanismos dinâmicos na liberação da instabilidade necessária ao desenvolvimento da convecção profunda.

Por outro lado, é importante ressaltar que a organização convectiva associada com a ZCAS é também resultado de processos dinâmicos (confluência em grande escala) e que efetivamente afeta uma área bastante ampla do continente. Os campos de vento para as 18 UTC dos dias 05 e 10 de abril de 2011 são apresentados na Figura 5.6 visando investigar a existência de confluência na área de interesse.



(a)



(b)

Figura 5.5: Imagem realçada do satélite GOES 12 no canal infravermelho (IR) no horário das 17 UTC para os dias: (a) 05 de abril de 2011 e (b) 10 de abril de 2011. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

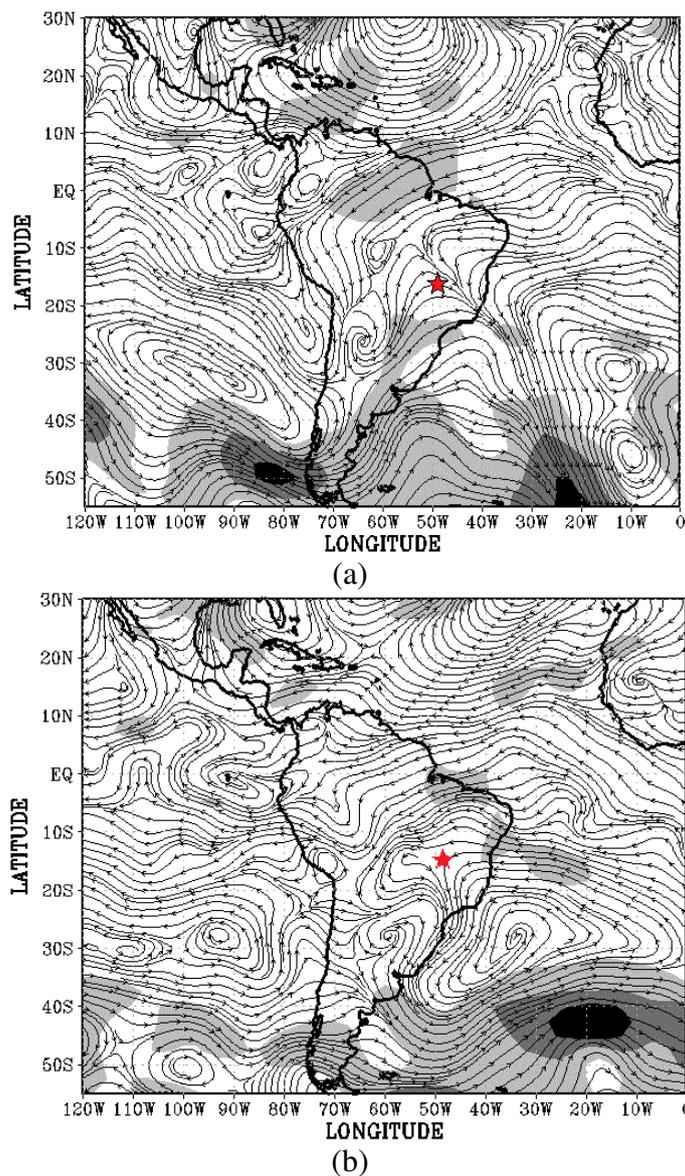


Figura 5.6: Linhas de corrente e intensidade do vento para as 18 UTC no nível de 850 hPa. A intensidade do vento está representada pela tonalidade cinza: claro (10 m/s a 20 m/s), médio (20 m/s a 30 m/s) e escuro (acima de 30 m/s): (a) 05/04/2011 e (b) 10/04/2011. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo.

O padrão de vento do dia 05 de abril de 2011 (Figura 5.6a) indica que houve uma intensificação da ZCAS, caracterizada pela confluência das linhas de corrente na área que abrange desde o sul da Amazônia ao sudeste brasileiro. Este resultado indica que as chuvas registradas neste período na região do Distrito Federal, em parte,

resultaram do transporte de umidade da Amazônia. No padrão de vento do dia 10 a confluência não é perceptível. Observa-se que na região do DF o escoamento em 850 hPa é predominantemente de nordeste.

5.4 Análise da evolução temporal da nebulosidade para o dia 10 de abril de 2011

A sequência de imagens realçadas no canal infravermelho do satélite GOES 12 apresentada na Figura 5.7 mostra a evolução temporal da atividade convectiva que resultou na ocorrência de temporais e inundações em várias localidades do DF, e no sudeste do Brasil.

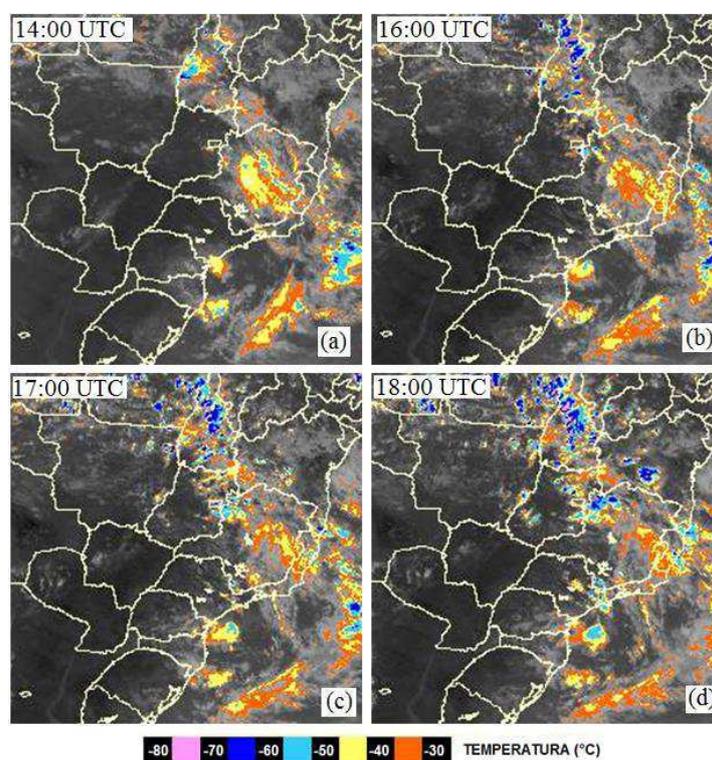


Figura 5.7: Imagens realçadas do satélite GOES 12 no canal infravermelho (IR) ilustrando a evolução temporal da atividade convectiva para o dia 10 de abril de 2011: (a) 14 UTC; (b) 16 UTC; (c) 17 UTC, e (d) 18 UTC. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

O aumento da nebulosidade e intensificação da convecção mais nitidamente observado no período entre 16 e 18 UTC (13 e 15 HL) indica que na região do Distrito Federal a atividade convectiva é fortemente influenciada pelo aquecimento radiativo. É

possível observar o desenvolvimento de CBs organizados em linhas cujas temperaturas no topo das nuvens atingem valores da ordem de -70°C (convecção profunda) a noroeste do DF. Aglomerados de CBs organizados em linhas com núcleos convectivos intensos podem ser observados a sudoeste do DF. No entanto, apesar do realce das imagens, a baixa resolução no canal do infravermelho impede o monitoramento da formação e evolução dos SC na área de Brasília, e conseqüentemente, a previsão e/ou prognóstico de temporais para a região.

O processo de intensificação da atividade convectiva também é perceptível no diagnóstico obtido com a aplicação do FORTRACC como pode ser visto na sequência de imagens apresentada na Figura 5.8. Verifica-se que no horário das 14 UTC (11 HL) apesar da nebulosidade com características peculiares (típicas de áreas de convecção profunda) a sudoeste do DF (Figura 5.8a), não existem indicativos de que os sistemas estão se intensificando (cor vermelha).

A caracterização do estágio de intensificação de SC na região do Distrito Federal é visível a partir das 16 UTC (tonalidade vermelha). Esse resultado é coerente com as informações obtidas das imagens do satélite GOES 12 para o dia 10 de abril conforme mencionado anteriormente.

Ainda segundo os resultados do FORTRACC, é possível observar que entre 16 UTC e 20 UTC a atmosfera permanece bastante instável na região de estudo. Como o FORTRACC representa uma ferramenta desenvolvida para utilização em previsões de curto prazo, fornece informações sobre localização e estágio de vida dos SC e, efetivamente, as cores definem o estágio de vida destes sistemas.

Às 17 UTC a cor vermelha na região situada a sudeste do Distrito Federal indica que os SC estão se intensificando, e posteriormente às 18 UTC, especificamente na região do DF não existem indicativos que permitam avaliar a fase de vida do SC. Às 18:45 UTC tem-se mais uma vez a indicação de intensificação dos SC. E somente às 20 UTC (Figura 5.8 h), assinala a dissipação do SC (tonalidade verde), a leste do DF.

Estes resultados mostram que embora o produto proveniente do FORTRACC no modo diagnóstico represente um método eficaz no monitoramento de SC, a baixa resolução das imagens impede a precisão necessária para estimar a localização, dimensão, direção e velocidade de propagação de sistemas convectivos produtores de tempo severo.

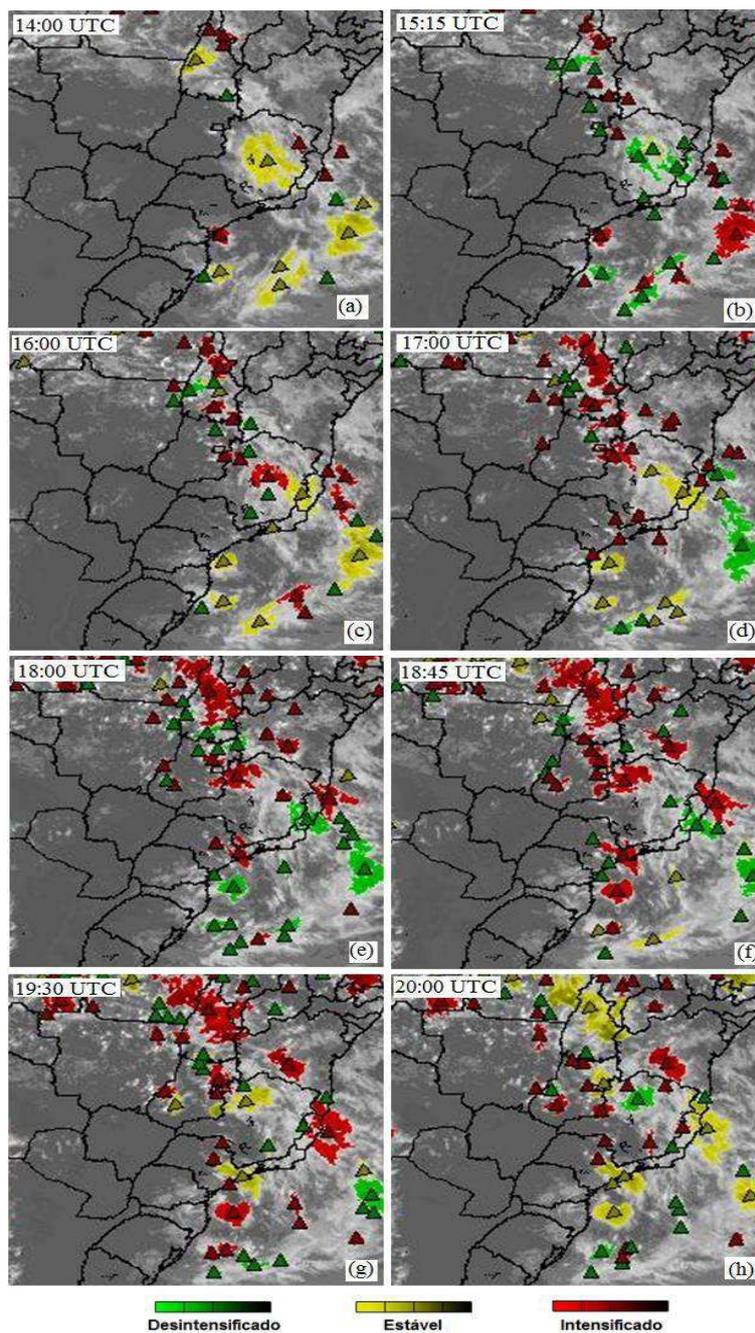


Figura 5.8: Imagens geradas pelo FORTRACC em 10/04/2011; (a) 14 UTC; (b) 15:15 UTC; (c) 16 UTC; (d) 17 UTC; (e) 18 UTC; (f) 19:30 UTC e (g) 20 UTC. A escala de cores da legenda corresponde ao estado de vida de sistemas convectivos, tendo representado como SC: desintensificado (tonalidade verde), estável (tonalidade amarela) e intensificado (tonalidade vermelha). (Fonte: Adaptado do <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>).

5.5 Evolução da atividade convectiva na área do radar meteorológico do Gama-DF

Na sequência de imagens do radar meteorológico do GAMA (13:15 UTC às 16:00 UTC), apresentada na Figura 5.9, é possível observar a formação, evolução, padrão de organização das células precipitantes e períodos de máxima atividade convectiva. A intensificação dos SC, aumento da extensão horizontal e do número de células convectivas na área de cobertura do radar é nítido no período entre 14 e 16 UTC. Este comportamento reflete não apenas o efeito do aquecimento radiativo na atividade convectiva local, mas também a evolução do ciclo de vida das células convectivas e, conseqüentemente, mudanças no tipo de precipitação (estratiforme e convectiva).

O estágio inicial de formação do sistema convectivo que atingiu Brasília pode ser visto na região sudoeste do Distrito Federal (Figura 5.9b). É possível observar núcleos com taxas de precipitação da ordem de 40 dBZ (12 mm/h). A organização em linhas das células convectivas já é visível neste horário (13:30 UTC). Esses resultados corroboram com informações de outros autores que relataram que terrenos montanhosos têm influência determinante na organização e desenvolvimento de tempestades convectivas (THIELEN e GADIAN, 1997).

Considerando a distribuição espacial dos elementos convectivos detectados pelo radar do Gama no dia 10 de abril, as células precipitantes foram classificadas em duas categorias básicas: sistemas convectivos de forma linear ou Linhas Convectivas (LC), quando os núcleos convectivos formam faixas contínuas ou células alinhadas com duração superior a 2 horas, e sistemas convectivos dispersos (SCD), quando os elementos convectivos não formam uma banda ou faixa de precipitação bem definida.

No processo de análise uma linha tracejada centrada no aeroporto de Brasília (SBBR) foi incluída nos PPIs (Figura 5.9) com o objetivo de gerar um referencial para visualização de possíveis deslocamentos de células convectivas. No campo de precipitação via radar PPI (fornece através de uma varredura em azimute, para um ângulo de elevação determinado, a projeção num plano horizontal dos dados de refletividade, taxa de precipitação, entre outros) correspondente às 13:30 UTC é possível observar duas LC localizadas na região do Distrito Federal, indicadas na imagem por LC-1 e LC-2. Neste horário existem poucos SCD. Este resultado é um indicativo da influência da orografia (aquecimento diferencial) e da interação entre o

vento local e o escoamento sinótico. Áreas com convergência/confluência são responsáveis por movimentos ascendentes, formação de nuvens e precipitação.

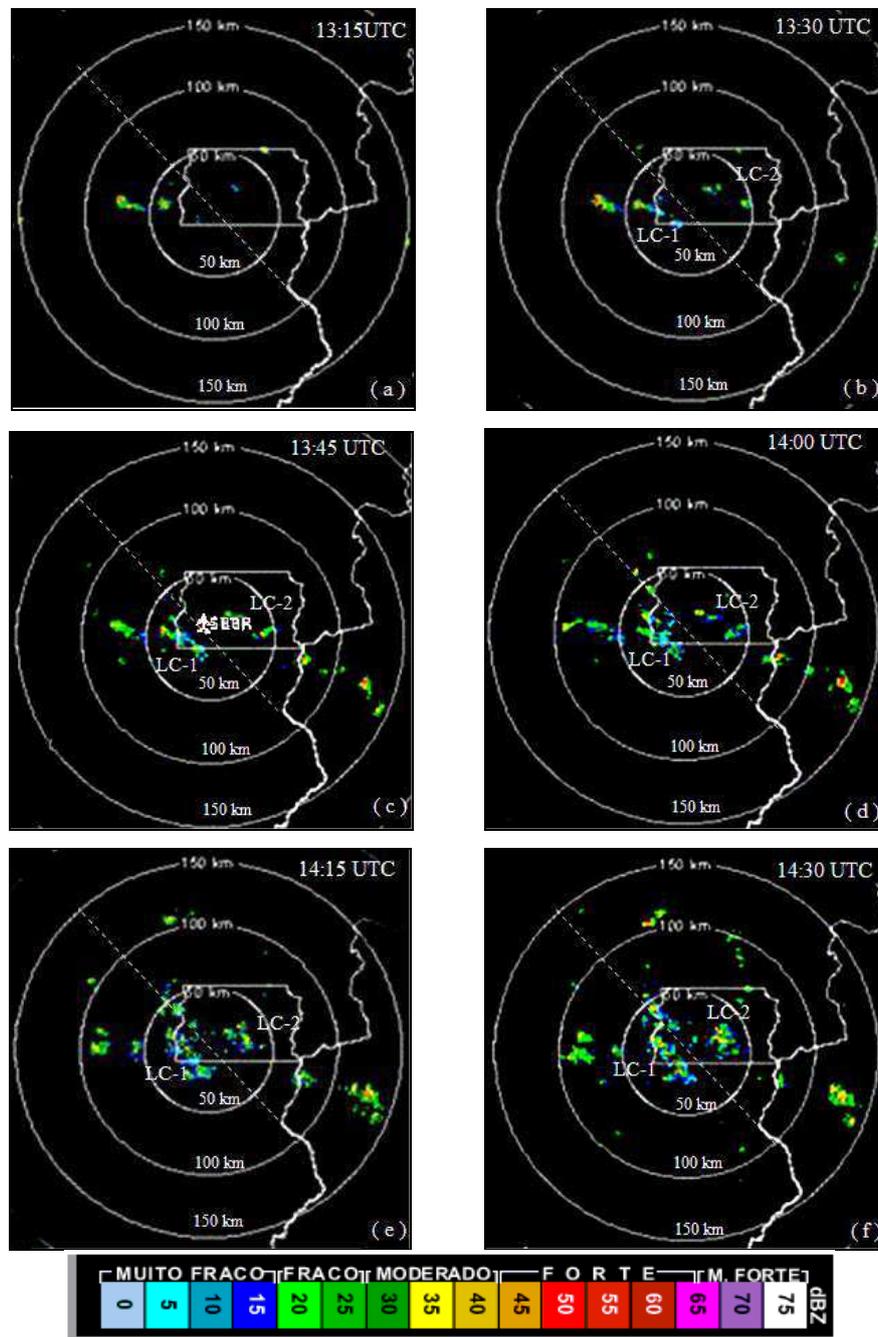


Figura 5.9: Imagens do radar do Gama DF, (CAPPI a 3,1 Km de altura) para o dia 10 de abril de 2011 no horário (UTC) das: (a) 13:15; (b) 13:30; (c) 13:45; (d) 14:00; (e) 14:15 e (f) 14:30. A linha tracejada na diagonal foi inserida na imagem como referencial para visualização de possíveis deslocamentos de células convectivas. (Fonte: Adaptado da REDEMET).

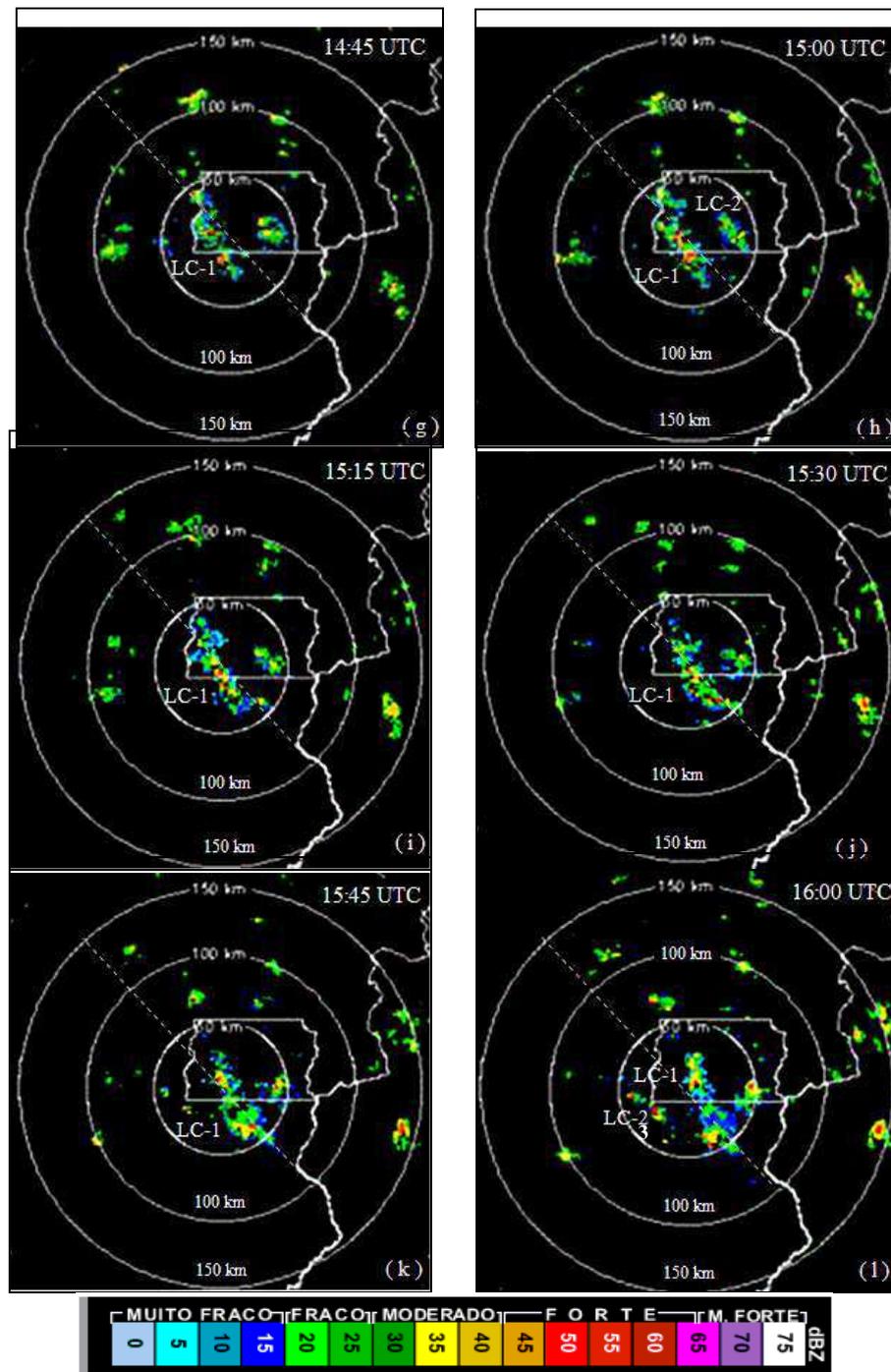


Figura 5.9. Conclusão.

Observa-se que às 14 UTC as células convectivas que constituem as LC-1 e LC-2 atingem extensões significativas. A área coberta com precipitação localizada a sudoeste do DF (elementos convectivos pertencentes a LC-1) tem uma extensão horizontal de aproximadamente 1250 km^2 . A taxa de precipitação observada é em média de 20 dBZ (0,65 mm/h). No entanto, verifica-se que na LC-2 existem núcleos

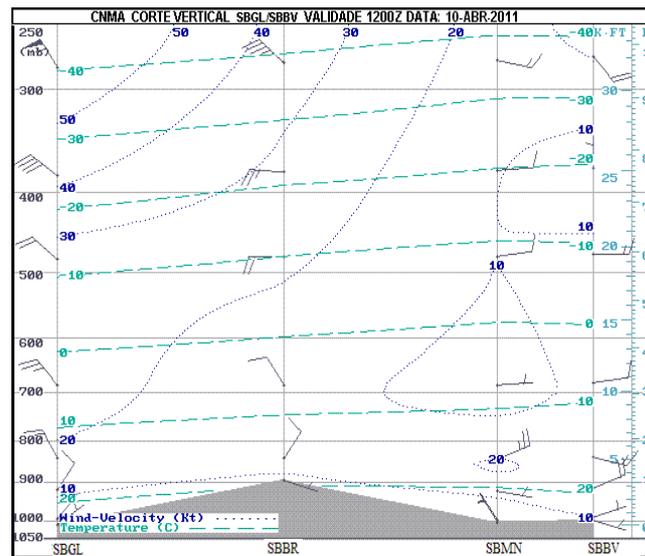
convectivos mais intensos com taxa de taxa de precipitação atingindo 45 dBZ (24 mm/h).

No intervalo entre 14:15 e 14:30 UTC observam-se mudanças substanciais nas áreas afetadas pelas LC-1 e LC-2. No caso da LC-1 verifica-se a intensificação de alguns núcleos imersos em células maiores e o sistema como um todo começa a se deslocar para leste. Os elementos convectivos que formam a LC-2 também aumentam em extensão horizontal (área coberta com precipitação) e incluem núcleos com maior intensidade.

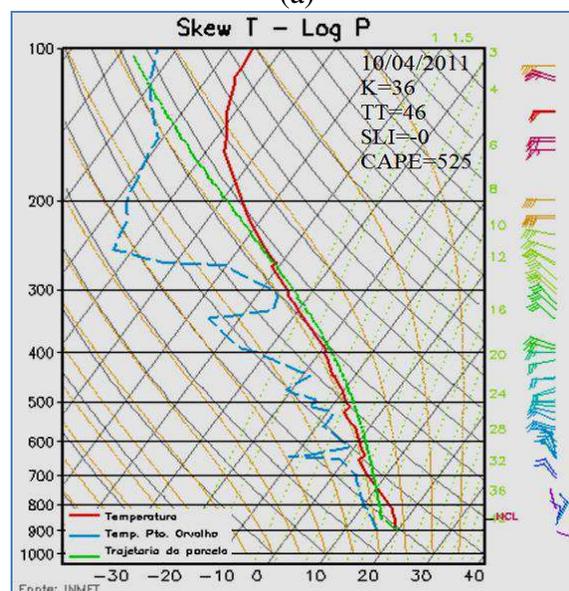
No período entre 14:45 e 16:UTC a LC-1 atinge intensidade máxima (núcleos com taxas maiores que 45 dBZ) e se desloca com maior velocidade. Células incluindo núcleos com taxas de precipitação da ordem de 50 dBZ (49 mm/h) são observados na região de Brasília às 16 UTC.

Esses resultados confirmam informações encontradas por outros pesquisadores (GOMES e HELD, 2006; WALDVOGEL *et al.*, 1979) utilizando métodos de análise semelhantes. Células convectivas com intensidades maiores que 45 DBZ indicam alta probabilidade de ocorrência de granizo e rajadas e constituem evidências suficiente para que um previsor experiente preveja na ocorrência de tempo severo. No aeroporto de Brasília foi registrado mudança significativa na direção do vento com velocidade média de 15 kt e rajadas de 25 kt às 16:17 UTC. Na mensagem SPECI emitida pela aeronáutica ainda foram registradas ocorrência de trovoadas (nome utilizado em casos de temporais/tempestades) e redução da visibilidade de 10 km para 2000m.

É importante ressaltar que a direção de propagação da LC para leste tem influência decisiva do escoamento de oeste em níveis médios da atmosfera. Essa contribuição é visível na ilustração da direção e intensidade do vento para vários níveis da atmosfera através do corte vertical ao longo da rota entre o aeroporto do Galeão (SBGL) e de Boa Vista (SBBV) elaborado às 12 UTC e atualizado para 14:20 UTC e no cisalhamento vertical do vento plotado no diagrama Skew T apresentados na Figura 5.10. Na Figura 5.10 é possível observar uma grande variação no vento entre a superfície e o nível de 600 hPa, e isto é devido a altitude em que se encontra a cidade de Brasília e o aeroporto (SBBR) (Figura 5.10a) em torno de 1200 metros, e os outros aeroportos encontram-se em uma altitude menor, com pouca variação na direção do vento.



(a)



(b)

Figura 5.10. Variabilidade vertical do vento e temperatura para o dia 10 de abril de 2011: (a) corte vertical ao longo da rota entre o aeroporto do Galeão (SBGL) e de Boa Vista (SBBV) elaborado às 12 UTC e atualizado para 14:20 UTC e (b) perfil vertical da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e do vento plotados no diagrama skew T. (Fontes: Adaptado da (a) REDEMETS e (b) CPTEC/INPE).

É possível observar no PPI das 16 UTC (Figura 5.11c) o desenvolvimento de uma nova LC3 na mesma área onde se formou a LC-1 (Fig. 5.11a). A existência de núcleos alinhados já bastante intensos (>45 dBZ) nesta fase do SC (LC-3) indica a possibilidade de uma área preferencial de formação de LC, neste área o terreno é mais

elevado (Figura 5.11b) em relação ao entorno. Este resultado reflete também a influência da orografia, aquecimento diferencial e posicionamento da área elevada em relação à direção predominante do escoamento sinótico.

Aspectos da topografia e localização da área de formação das LC-1 e LC-3 podem ser vistos na Figura 5.11b. A seta na cor branca é usada para indicar a posição exata na área de cobertura do radar do Gama. Na imagem do MAXCAPPI apresentada na Figura 5.11d é possível observar que os topos das células convectivas no dia 10 de abril de 2011 atingiram altitudes superiores a 15 km.

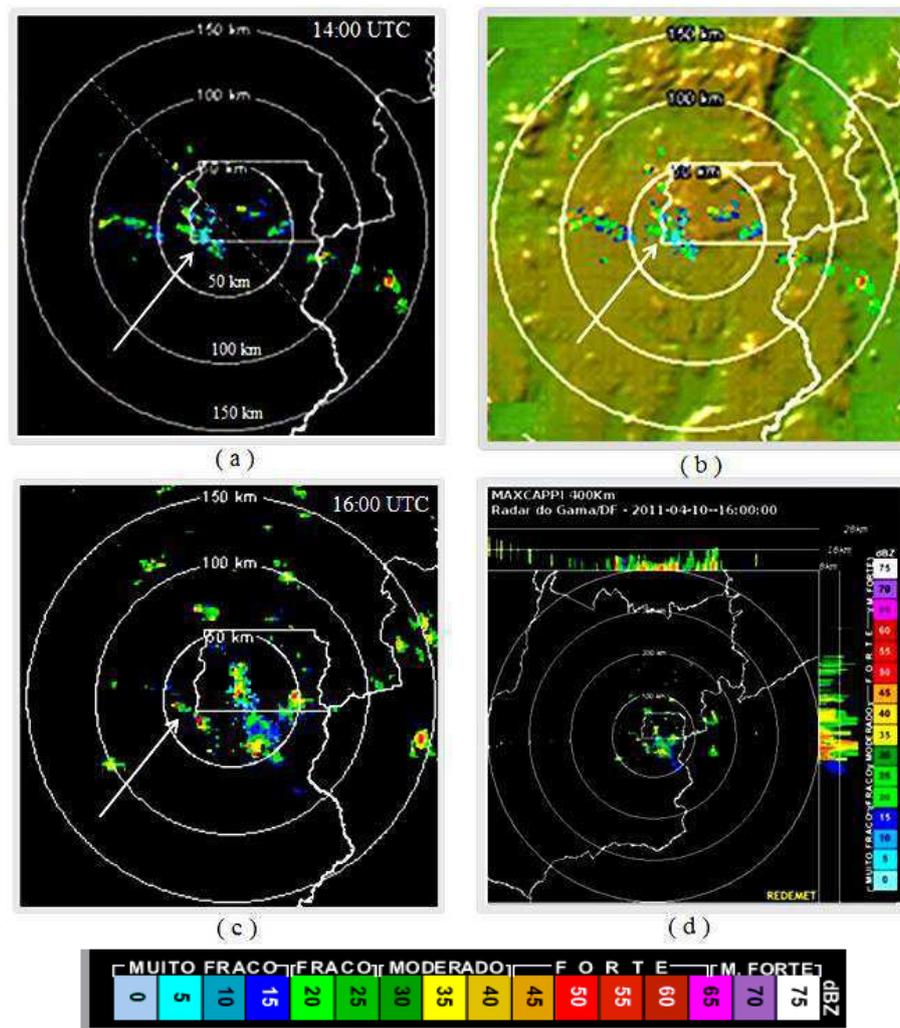


Figura 5.11: Imagens do radar do Gama (PPI e MAXCAPPI) ilustrando a região preferencial de formação dos sistemas convectivos mais intensos observados no dia 10 de abril de 2011. A seta na cor branca indica a localização exata da formação das linhas convectivas LC-1 (14:00 UTC) e LC-3 (16:00 UTC). (Fonte: Adaptado da REDEMET).

O resultado da estimativa do campo de intensidade de chuva gerada através da aplicação do Hidroestimador para o dia 10 de abril as 16 e 17 UTC é apresentado na Figura 5.12. Verifica-se nitidamente que o aplicativo subestima consideravelmente a taxa de precipitação convectiva na região analisada. Esse resultado indica que o aplicativo Hidroestimador reproduz razoavelmente a localização dos SC mais intensos, mas que, deve ser usado com cautela nas estimativas da taxa de precipitação de origem convectiva.

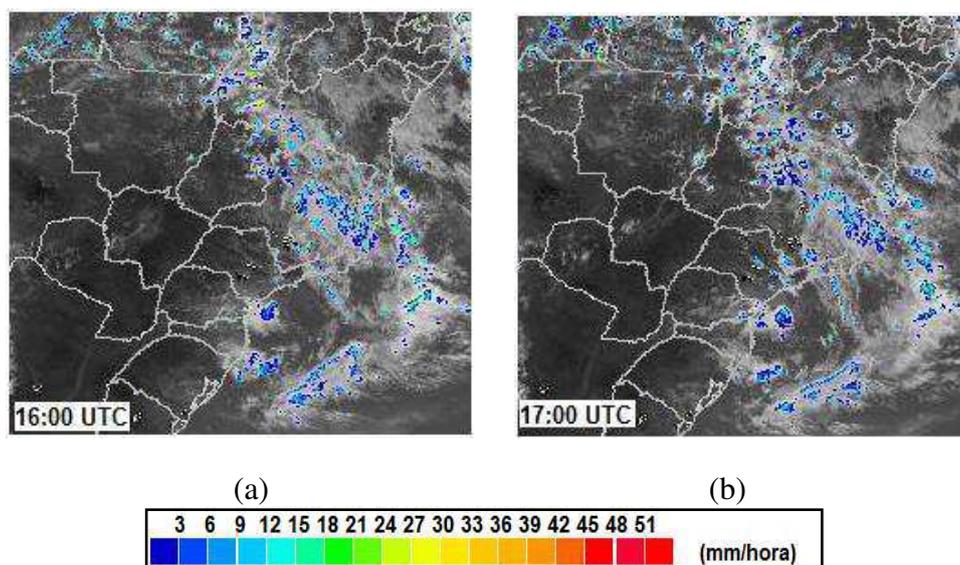


Figura 5.12: Imagens geradas pelo aplicativo Hidroestimador para o dia 10 de abril de 2011. A hora local (HL) é $HL = UTC - 3$ horas. A escala de cores representa a taxa de precipitação dada em mm/hora. (Fonte: Adaptado de <http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>).

5.6 Estrutura vertical da atmosfera

Mudanças na estrutura vertical da temperatura e do vapor de água estão diretamente associadas com o grau de estabilidade atmosférica e conseqüentemente com o potencial de desenvolvimento da convecção profunda. Esta condição pode ser avaliada com base nos valores de índices de instabilidade.

Dados de sondagens realizadas em Brasília-DF permitiram avaliar a eficiência dos índices de instabilidade K, CAPE, TT e SLI no diagnóstico da atividade convectiva local. Com esse objetivo, perfis termodinâmicos incluindo valores dos diferentes índices foram elaborados para o período de 01 de abril a 14 de abril de 2011. A evolução

temporal destes perfis, apresentada na Figura 5.13, mostra aspectos relevantes da estrutura vertical da atmosfera. O afastamento entre as curvas de T e Td acima de 700 hPa na maioria dos casos define claramente um padrão de comportamento da atmosfera (secagem atmosférica nos níveis médios) no período analisado. Este padrão é visivelmente alterado a no dia 04 de abril, quando se observa um aumento substancial da umidade do ar entre a superfície e o nível de 300 hPa indicado pela aproximação entre as curvas de T e Td.

No início do mês verifica-se o CAPE de 25 J/Kg considerado extremamente baixo no dia 02, nos dias seguintes é observado uma elevação significativa do CAPE atinge 1440 J/kg no dia 03 e 1249 J/kg no dia 04 de abril. Esta variabilidade indica modificações na estrutura dinâmica e termodinâmica da baixa atmosfera. Valores de $1000 \leq \text{CAPE} < 2500$ indicam atividade convectiva moderada. De maneira geral, a precipitação observada na área de cobertura do radar do Gama para o dia 05/04/2011 valida este resultado (Figura 5.14), onde se observa que a precipitação convectiva atingiu taxas da ordem de 40 dBZ (12 mm/h).

Por outro lado, valores de CAPE menores que 1000 J/kg observados nos dias 09 e 10 de abril de 2011 (Figura 5.14) mostram que a utilização deste índice foi ineficiente como indicador do grau de instabilidade, e conseqüentemente, como ferramenta na previsão do episódio de tempo severo em estudo.

A utilização do índice K é particularmente útil para identificar ambientes convectivos favoráveis à ocorrência de chuvas intensas. Nos dias analisados verificam-se valores altos, acima de 35, entre os dias 3 e 6 e nos dias 10 e 12. Este resultado indica alta probabilidade de atividade convectiva intensa. No entanto, em nenhum dos casos têm-se valores de K abaixo de 20 (baixo potencial para convecção), o que reflete a importância do índice para diagnóstico da convecção, embora não seja muito útil para determinar a intensidade. Apesar das diferenças nas condições de tempo entre os dias 05 e 10 de abril, em ambos os casos o K foi acima de 35.

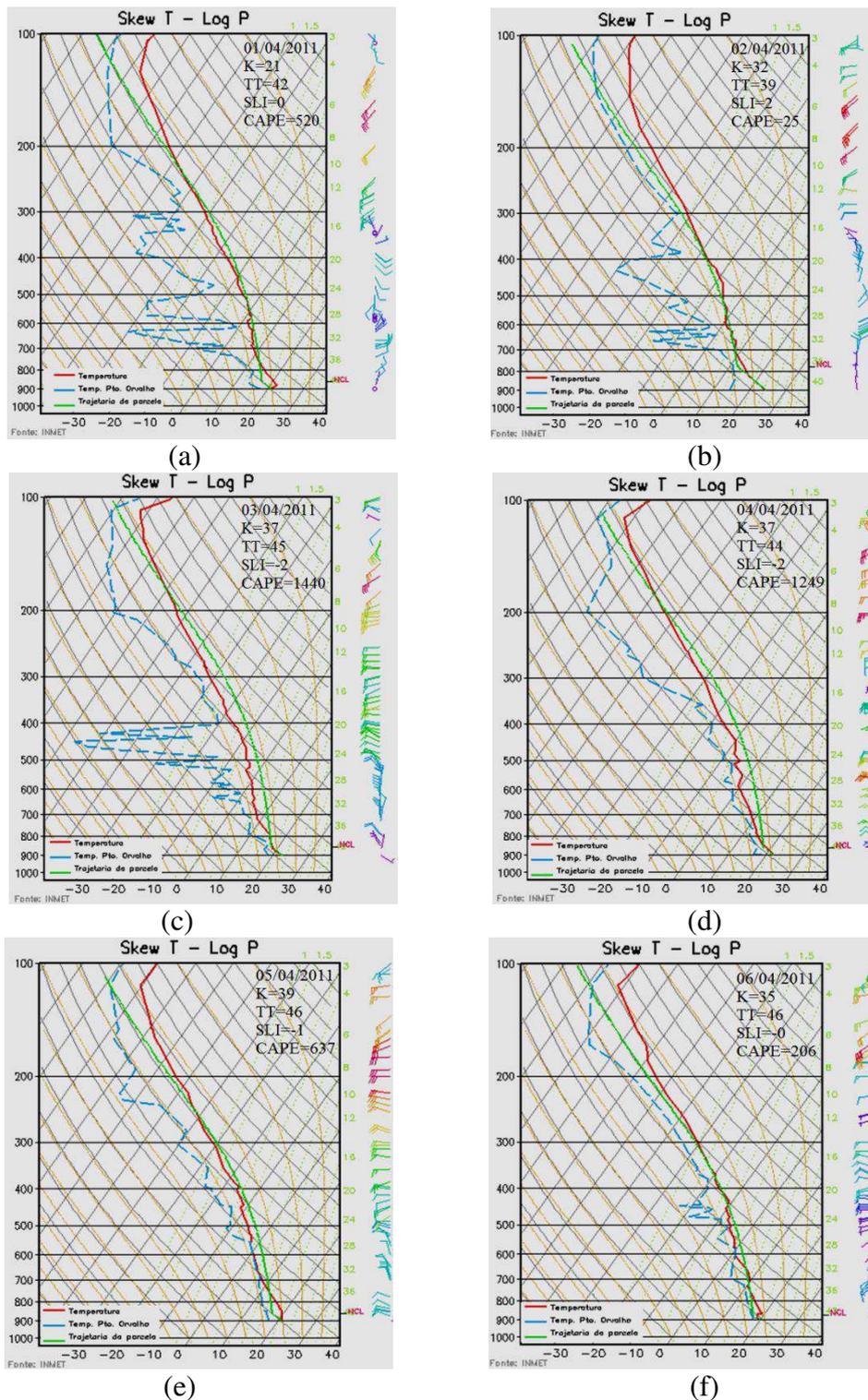


Figura 5.13: Continuação: Perfis verticais da temperatura (linha contínua vermelha) e temperatura do ponto de orvalho (linha tracejada azul) plotados no diagrama Skew-T Log P e valores dos índices de instabilidade (CAPE, K, TT e SLI) obtidos de sondagem de ar superior realizada em abril de 2011 em Brasília-DF às 12 UTC do dia: 01 (a), 02 (b), 03 (c), 04 (d), 05 (e), 06 (f), 07 (g), 08 (h), 09 (i), 10 (j), 11 (k), 12 (l). (Fonte: Adaptado do CPTEC/INPE).

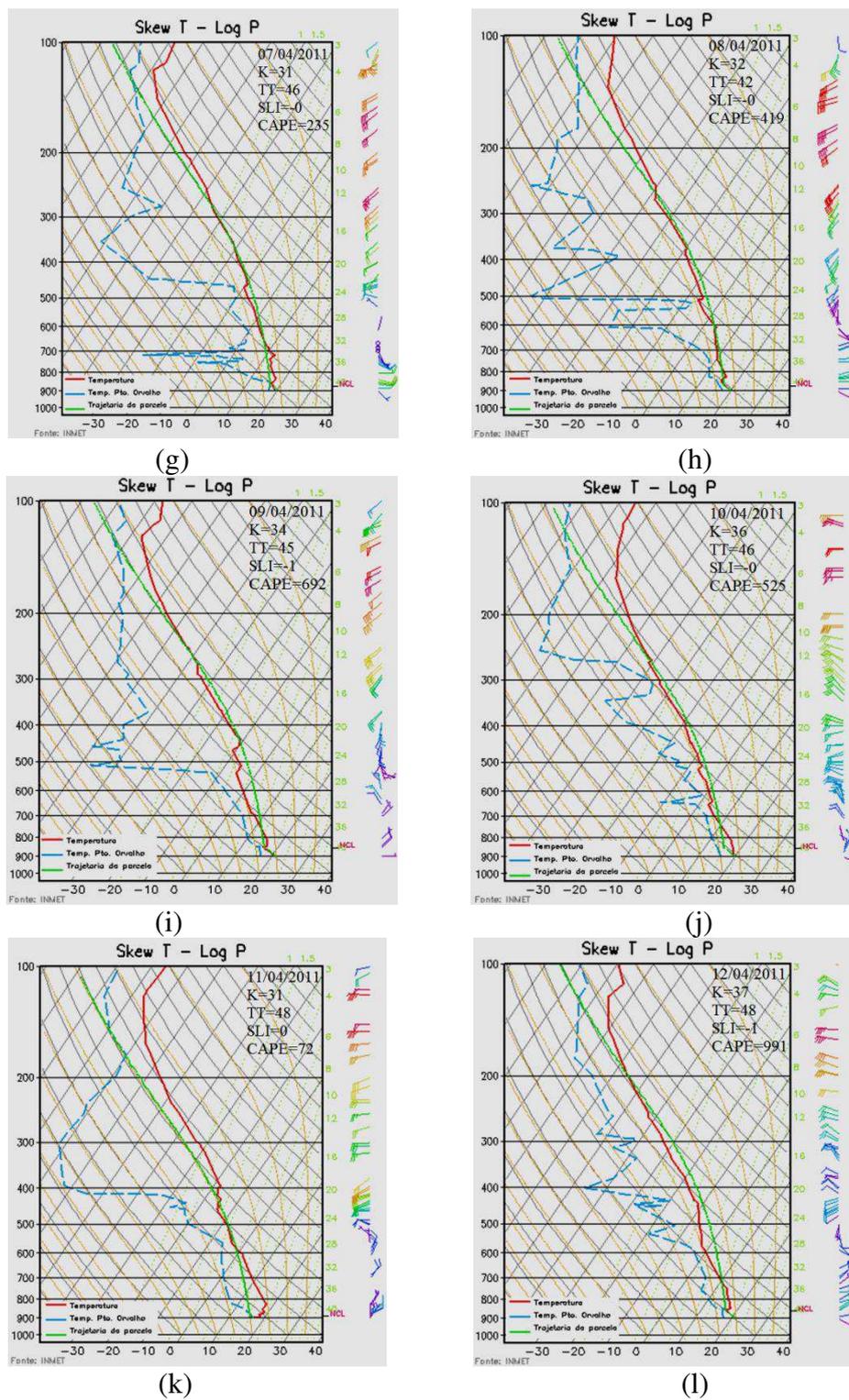


Figura 5.13: Conclusão.

Valores maiores que 44 do índice Total Totals (TT) nos períodos entre os dias 03 e 07 e entre 10 e 12 indicam possibilidade de ocorrência de tempestades. Este resultado significa informações semelhantes às obtidas com o índice K. Apesar de servir como alerta para episódios de temporais não representa uma ferramenta com potencial capaz de indicar o grau de severidade do evento. Resultados semelhantes foram encontrados na análise do índice SLI.

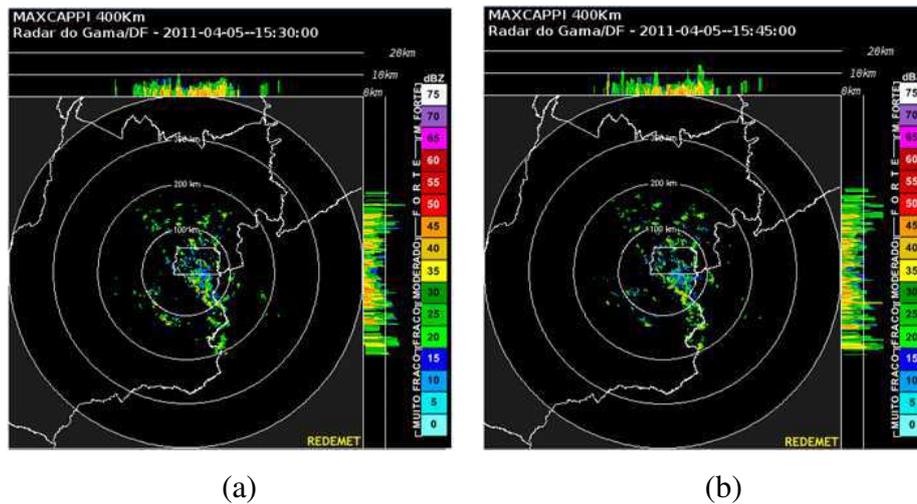
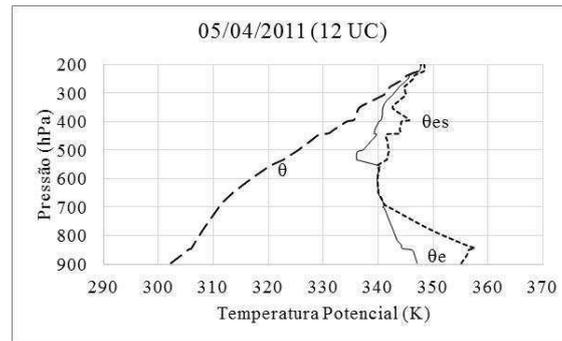


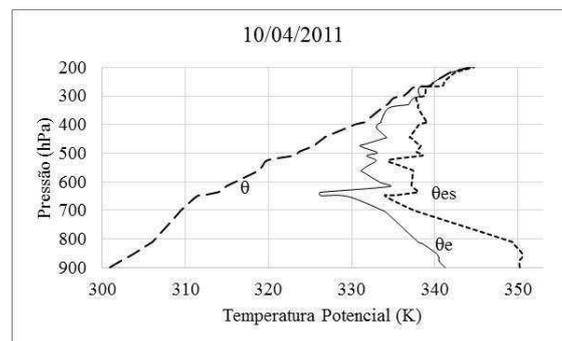
Figura 5.14. Imagens do radar do Gama DF (MAXCAPPI) para o dia 05 de abril de 2011: (a) 15:30 UTC e (b) 15:45 UTC (Fonte: Adaptado da REDEMET).

Perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação elaborados a partir de dados de sondagens realizadas em Brasília-DF e apresentados na Figura 5.15 demonstram diferenças substanciais na estrutura vertical da atmosfera entre os dias 05 e 10 de abril de 2011.

A queda abrupta observada nos perfis de θ_e e θ_{es} para o dia 10 indica um alto grau de instabilidade convectiva e condicional. Este comportamento não é observado nos perfis do dia 05 de abril. Observa-se ainda uma grande semelhança no comportamento das duas curvas (queda e aumento da temperatura potencial com altura) típico de ambiente sob a influência de linhas de instabilidade (linhas convectivas).



(a)



(b)

Figura 5.15. Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} obtidos da sondagem realizada em Brasília: (a) dia 05 /04/2011 e (b) 10/04/2011.

5.7 Análise Estatística

A aplicação do teste de *KAISER* permitiu avaliar a adequação dos dados para a realização da análise fatorial. A estatística *KMO* apresentou o valor de 0,661, indicando que o conjunto de dados selecionado é apropriado para aplicação da técnica. O teste de significância de *BARTLETT* apresentou valor inferior a 0,05 validando a análise (HAIR *et al.* 1995; CORRAR *et al.* 2007).

Seguindo o critério de *KAISER*, na Tabela 5.1 são apresentados os resultados da análise por componentes principais (ACP) usando a rotação *VARIMAX*. Os autovalores, variâncias explicada e acumulada de cada fator retido são descritos detalhadamente. Verifica-se que os 3 (três) fatores retidos explicam aproximadamente 89% da variância dos dados originais.

Tabela 5.1: Valores Próprios (autovalores) e porcentagens da Variância Explicada e Acumulada obtidos para abril de 2011.

Variância Total Explicada							
2011		Cargas Fatoriais Não Rotacionadas			Cargas Fatoriais Rotacionadas		
Mês	Fatores	Autovalores	% de Variância	Variância acumulada	Autovalores	% de Variância	Variância acumulada
Abril	1	3,752	46,902	46,902	3,239	40,490	40,490
	2	2,401	30,008	76,910	2,863	35,786	76,276
	3	0,949	11,868	88,778	1,00	12,502	88,778

Com o objetivo de facilitar a identificação de comportamentos similares e, consequentemente os fatores físicos responsáveis pelas condições atmosféricas extremas no período, além de ilustrar melhor o grau de relação entre as variáveis e os fatores optou-se por apresentar os resultados conforme descrito na Tabela 5.2. Foram retidos e apresentados apenas os grupos de variáveis com carga fatorial superior a 0,60. A importância relativa das variáveis e do mecanismo dominante é determinada pela variância explicada por cada um dos fatores observados na Tabela 5.2 (respectivamente, 40,49%, 35,79% e 12,50%).

É possível identificar um padrão de comportamento da atmosfera associado ao primeiro fator (F1) definido pela presença de um grupo de variáveis formado pela temperatura do ponto de orvalho, pressão de vapor e razão de mistura (vide Tabela 5.2). A alta correlação entre essas variáveis com cargas fatoriais extremamente altas no primeiro fator (F1), indica que o teor de umidade da atmosfera é determinante para explicar as condições atmosféricas registradas em abril.

Tabela 5.2: Variáveis em função do grau de correlação com os fatores F1, F2 e F3.

Variáveis	F1	F2	F3
Direção do vento (dd)			0,994
Intensidade do vento (kt)		0,751	
Altura da base (nuvens baixas)		0,851	
Temperatura, T (°C)		0,942	
Temperatura do ponto de orvalho Td (°C)	0,990		
Pressão do vapor d'água, e (mb)	0,995		
Razão de mistura r (g/kg)	0,994		
Umidade Relativa UR (%)		-0,818	

O grupo de variáveis com altas cargas fatoriais no F2 (vide Tabela 5.2) é constituído pela intensidade do vento, altura da base das nuvens mais baixas, temperatura do ar e umidade relativa. O sinal negativo na UR reflete a existência de uma correlação negativa com o segundo fator. Por outro lado, a intensidade do vento, a altura da base das nuvens baixas e a temperatura do ar são positivamente correlacionadas entre si e com o F2.

A altura da base das nuvens tem forte relação com o nível de condensação por levantamento e, conseqüentemente, com a estrutura termodinâmica da baixa atmosfera. Outro dado importante é que a temperatura do ar apresenta a maior carga fatorial no F2 (grau de importância da variável). Este resultado indica que o aquecimento radiativo é um aspecto importante na definição dos processos físicos responsáveis pelas condições atmosféricas observadas no período analisado. Por outro lado, a forte associação entre variáveis dinâmicas (intensidade do vento) e termodinâmicas (temperatura e altura da base da nuvem) representa um forte indício de influência de forçantes de caráter local. Considerando que a localidade em questão está situada numa região de terreno complexo (planalto) caracterizado por vales e terrenos elevados é esperado que em situações de escoamento sinótico fraco o aquecimento diferencial modifique o padrão de vento local gerando circulações de encosta ou do tipo vale-montanha responsáveis por transporte de umidade e calor.

O F3 foi responsável por 12,5% da variância total dos dados sendo mostrando forte correlação com a direção do vento. Este resultado indica que a direção do vento também deve ser considerada na interpretação do fenômeno responsável pela variabilidade da atividade convectiva e precipitação no período. A não inclusão dessa variável no F2 juntamente com a intensidade é um indicativo da contribuição da grande escala. Provavelmente as condições atmosféricas no mês analisado variaram de acordo com o domínio de forçantes locais e de efeitos resultantes da interação entre escalas.

6 CONCLUSÕES

No desenvolvimento deste trabalho procurou-se fazer um diagnóstico das condições atmosféricas responsáveis pela formação, organização e desenvolvimento de atividade convectiva intensa e ocorrência de tempo severo associado com ventos fortes, granizo, rajadas, chuvas fortes e inundações em Brasília-DF no dia 10 de abril de 2011.

Os resultados permitiram concluir que:

- As condições de tempo severas registradas em diversas localidades do Distrito Federal e especificamente na área do aeroporto de Brasília e caracterizadas pelo registro de ventos fortes, rajadas, precipitação intensa, redução de visibilidade e inundações foram causadas por sistemas convectivos organizados em linhas;
- A topografia da região teve influência marcante na organização da convecção, no entanto, a direção e intensidade do escoamento de grande escala foram determinantes para definição do grau de severidade dos sistemas convectivos;
- O uso dos índices de instabilidade CAPE, K, TT, e SLI representa um método eficaz como indicativo da probabilidade de desenvolvimento da convecção profunda. No entanto, mostrou-se ineficiente para determinar o grau de severidade do evento. A análise deve ser feita em conjunto com informações atmosféricas de escala maior;
- Produtos dos aplicativos FORTRACC e HIDROESTIMADOR contribuíram como ferramentas de análise complementares na detecção e monitoramento de sistemas convectivos. No entanto, em termos quantitativos, verificou-se que os valores foram subestimados quando comparados com a intensidade registrada no episódio analisado.
- A aplicação da ACP permitiu verificar que efeitos locais foram significativos para organização e evolução dos sistemas convectivos intensos observados no dia 10 de abril de 2011. A forte associação entre variáveis dinâmicas (intensidade do vento) e

termodinâmicas (temperatura e altura da base da nuvem) representa um forte indício do efeito da interação entre sistemas de diferentes escalas.

- As imagens do radar meteorológico do Gama foram essenciais na detecção das linhas convectivas responsáveis pelas condições de tempo severo;

- Apesar da eficiência dos métodos estatísticos usados neste estudo, somente a utilização das imagens de radar permitiu explicar efetivamente a causa da formação e evolução dos sistemas convectivos intensos.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; BIEZATO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: estudo numérico de uma linha de instabilidade amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. vol. 29 no.1. 29-46. São Paulo, 2014.

ALMEIDA, P. M. P. **Fenômenos Meteorológicos Extremos e a Segurança das Instalações Nucleares**. Dissertação (Mestrado). Instituto Militar de Engenharia. Rio de Janeiro. 2006.

ANABOR, V. **Análise descritiva dos Sistemas Convectivos de Escala Meso- α Através de Imagens de Satélite GOES-8**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande Sul. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia – Área: Sensoriamento Remoto aplicado à Meteorologia Porto Alegre, 78 páginas, 2004.

ANDRADE, R. M. T. 2011. **Blog Gestão e Avaliação de Risco Ambiental**. Disponível em: <http://araucb.blogspot.com.br/2011/04/chuva-no-df-e-falta-de-comunicacao-do.html>. Acesso em: 28 de março de 2013.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. Multi-scale variability of sea surface temperature in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research.**, v.109, C05009, Doi:10.1029/2003JC002220, 2004.

ANUNCIACÃO, Y. M. T. **Regimes de Tempo e Precipitação Extrema de Verão Observados e Simulados na Região central do Brasil**. Tese de Doutorado N°13. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Brasília – DF, 2013.

ASSAD, M.L.L.; ASSAD, E. D.; EVANGELISTA, B.A. Chuvas extremas na Região dos cerrados. **In:** Eduardo Delgado Assad (org.). Chuva nos cerrados. Análise e espacialização. 1ª ed. Brasília: SPI/Embrapa, v.1, p.49-54, 1994.

BARBOSA, T. F., CORREIA, M. F. Sistemas Convectivos Intensos no Semiárido Brasileiro: O Controle da Grande Escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p. 273- 285, 2005.

BARRERA, D.; MARCUZZI, E.; NAUMANN, G. “Desarrollo del software de un Sistema Operativo de estimación de precipitación a partir de imágenes GOES”. **In Actas del IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología**, Buenos Aires, Argentina, 2001.

BARRERA, D.; ZUCARELLI, G.; CEIRANO, E. “Una técnica satelital de estimación de lluvia como herramienta de pronóstico hidrológico: Aplicación a la tormenta del 22 al 25 de abril de 2003 sobre Santa Fe y Entre Ríos”, **In Anais...**, do XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba, Brasil, 2003.

BARRERA, D.F. “The generation of synthetic brightness temperature images to improve rainfall estimation from GOES satellite”. **In Proceedings of Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off**, IAHS Publication n.309, c.13, p. 113-120. Brasília, Brasil, 2007.

BARRETO, R. **Identificação de áreas susceptíveis a eventos extremos de chuva no Distrito Federal**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, 205 p., 2008.

BARROS, J. R.; BALERO, J. C. S. A influência do Clima e do Tempo do Centro-Oeste do Brasil nas Condições de Voo na Região. **Revista de Geografia- Élisée**, v.1, n.2, p.25-49, Goiânia, 2012.

BENETTI, C. A.; SILVA DIAS, M. A. Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. In: **Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília/DF, Soc. Bras. Meteorologia, v.2, p. 65-70, 1986.

BERBERY, E.H.; BARROS, V. The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v.3, p.630-645. 2002.

BLUESTEIN, H.B. **Synoptic-Dynamic Meteorology**. Vol I and II. Oxford University Press, New york, 431pp and 594pp, 1993.

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, 108, 1046-1053, 1980.

BRASIL, 2011. Ministério da Defesa, Comando da Aeronáutica. Departamento de controle do espaço aéreo. **Manual de Códigos Meteorológicos**. MCA 105-2. BCA nº 194. Rio de Janeiro. 2011.

BRASIL. 2012. Ministério da Defesa, Comando da Aeronáutica. Departamento de controle do espaço aéreo. **Manual de Códigos Meteorológicos**. MCA 105-10. BCA nº 001. Rio de Janeiro, 2012.

BRITTO, F. P.; SARAIVA, J. M. B. Estudo da Precipitação por Sistema Frontal utilizando o Método de Análise de Componentes Principais. In: **Anais...**, do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia - A meteorologia brasileira além do ano 2000, 2000, Rio de Janeiro. **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia - A meteorologia brasileira além do ano 2000**, 2000.

BROWNING, K. A. **The structure and mechanism of hailstorms; Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression**; Meteor. Monogr.; American Meteorological Society 161-43, 1977.

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. JR. **The Thunderstorm**. U.S. Department of Commerce, p. 287, 1949.

CAMPOS, C.R.J.; EICHHOLZ, C.W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica** (Impresso), 29: 331-345, 2011.

CASTRO FILHO, H. C.; STEINKE, E. T.; STEINKE, V.A. Análise Espacial da Precipitação Pluviométrica na Bacia do Lago Paranoá: Comparação de Métodos de Interpolação. **REVISTA GEONORTE**, Edição Especial 2, V.1, N.5, p.336 – 345, 2012.

CATTEL, R.B. Factor Analysis, Harper and Row, New York, NY,1952.

CAVALCANTI, I. **Casos de Intensa Precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil no Período de Inverno de 1979 a 1983**. São José dos Campos, INPE. (INPE-3743-RPE/498), 1985.

CAVALCANTI, I. F. A., ROWNTREE, P. A Zona de Convergência do Atlântico Sul no Modelo Climático do Hadley Center, **Anais...**, XIII Cong. Bras. Met., Brasília, 1998.

CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. & SILVA DIAS, M.A.F. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos. 463 p. 2009.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Tese MSc, INPE-2494-TDL1097, São José dos Campos, São Paulo. 1982.

CLIMANÁLISE. **Boletim de monitoramento e Análise Climática**. V. 26, n.4, 2011.

CLIMATEMPO. **Previsão do Tempo**. Disponível em: <http://www.climatempo.com.br/destaques>. Acesso em: 20 de janeiro de 2014.

COLLISCHONN, E. **Climatologia e Gestão do Espaço Urbano: O caso de uma Cidade Pequena**. Universidade Federal de Pelotas, ICH - Instituto de Ciências Humanas, Pelotas (RS) – Brasil, p. 53 – 70, 2010.

CORFIDI, S. F.; MERITT, J. H.; FRITSCH, J. M. Predicting the Movement of Mesoscale Convective Complexes. **Weather Forecasting**, n.11, p. 41–46, 1996.

CORRAR, L. J. PAULO.; E.; FILHO J. M. D. Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia. **Ed. Atlas**. São Paulo, 2007.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. Academic Press, Califórnia, 1989.

DANTAS, L. G. BRITO, J. I. B.; RODRIGUES, H. P.; AIRES, R. A.; CABRAL, D. E. C. Oscilação Decadal do Pacífico e Multidecadal do Atlântico no Clima da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geografia Física** 03 (2012) 600-611. 2012.

DINIZ, M. C. S.; **Variabilidade Climática e Ocorrência de Cheias na Zona Semiárida da Bacia Hidrográfica do São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 86f, 2007.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. Vol. 1, Pelotas: UFPel, 1999.

FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. Estudo da trajetórias dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. **VII Congresso Argentino de Meteorologia e VII Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia**, Argentina, p.165-166, 1996.

FREDIANI, M. E. B. **Tempestades Severas**. Monografia (Graduação em Bacharelado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2005.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 528–529, 1956.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico sul e leste do Brasil**. 80p. (INPE-2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1983.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, INPE -2685-TDL/126. 1982.

GARCIA, S. R. **Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul: relações com a Oscilação Decadal do Pacífico**. Dissertação. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, São Paulo. 2006.

GARCIA, S. R.; KAYANO M. T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. **Theor. Appl. Climatol**, 99:29–38. 2010.

GEORGE, J. J. Weather forecasting for Aeronautics, **Academic Press**, New York, p. 409–415, 1960.

GOMES, A. M.; HELD, G. Identificação, Rastreamento e Previsão de Tempestades Severas Parte I: Evento de Granizo. **In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, SC, Brasil. 2006.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Tese de Mestrado, IAG/USP, 89pp. 1985.

HAIR, J. F., JR., ANDERSON, R. E., TATHAM, R. L. AND BLACK, W. C. **Multivariate Data Analysis**, 3rd ed, **Macmillan Publishing Company**, New York. 1995.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de Desempenho de Índices de Instabilidade Atmosférica na Previsão de Fenômenos Convectivos de Mesoescala na região Metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, 173 - 206, São Paulo. 2012.

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

IBGE - **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/>. Acesso em: janeiro de 2014.

INMET - **Instituto Nacional de Meteorologia**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>. Acesso em: dezembro de 2013.

KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis, **Psychometrika**, 23, 187-200, 1958.

KERR, R. A. **A North Atlantic climate pacemaker for the centuries**, Science, 288, 1984–1985. 2000.

KNIGHT, J. R.; FOLLAND, C. K.; SCAIFE A. A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L17706. 2006.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (The Baiu Frontal Zone, The SPCZ and The SACZ), Part I: Characteristics of Subtropical Precipitation Zones. **J. Met. Soc. Japan**, 70: 813-836. 1993.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.

LAING, A. G.; FRITSCH J. M., The large scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. Accepted by **Mon. Wea. Rev.**, 1999.

LIEBMANN, B.; J. MARENGO. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **J. Climate**, v. 14, p. 4308-4318. 2001.

MACEDO, R. S.; LIMA, W. F. A.; MACHADO, L. A. T.; PINTO JR. Monitoramento e evolução de descargas elétricas atmosféricas associadas a sistemas convectivos de mesoescala. **Boletim Sociedade Brasileira de Meteorologia**, novembro/2005.

MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, V. 121, p. 3234-3260. 1993.

MADDEN R. AND P. JULIAN. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **J. Atmos. Sci.**, 29, 1109-1123. 1972.

MADDOX, R.A., Mesoscale convective complexes. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 61, p.1374-1387, 1980.

MARCELINO, I. P.V.O.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. Análise do Episódio de Tornado Ocorrido no Dia 07/02/98 no Município de Abdon Batista – SC. **Sociedade Brasileira de Sensoriamento Remoto**. Belo Horizonte, INPE, p. 479-486.479, 2003.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. Episódios de jatos de baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 17, n.1, p.35-52, 2002.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.;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. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

MATSUMOTO, S.; NINOMIYA, K.; HASEGAWA, R.; MIKI, Y. The structure and the role of a subsynoptic-scale cold vortex on the heavy precipitation. **Journal Meteor. Society**, Japan, 60, 339-354. 1982.

MILLER, R. C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. **Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force**, 190 pp. 1972.

MONTEIRO, C.A. de F. **A Frente Polar Atlântica e as Chuvas de Inverno na Fachada Sul-(Oriental do Brasil contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil)**. Série Teses e Monografias, 1 IGEOG/ USP, São Paulo, 69p. 1969.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de Tempestades Severas utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 20, n.1, 121-140, 2005.

NECCO, G. Extratropical Wheather System in South-America. FourthPALMÉM, E. Origin and struture of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, 1: 22-31, 1949.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, in press. 1996.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of American Meteorological Society** , v. 56, p. 527-30, 1975.

PALMÉM, E. Origin and struture of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, 1: 22-31, 1949.

PALMER, C.E. **On high-level cyclones originating in the tropics**. *Transactions of American Geophysics Union*, 32(5):683-695.1951

PANISSET, J. S.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA, F. P. Tempestades sobre as Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil: Avaliação das Tendências dos Últimos Anos. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 2011. **Anais...SIC**. João Pessoa-Paraíba. Disponível em: <http://sic2011.com/sic/arq/03965471281190396547128.pdf>. 2011.

PAULA, M. S.; CRUZ JR, F. W.; KARMANN, I.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; STRIKIS, N. M.; NOVELLO, V. F.; AULER, A. S. Variabilidade do Sistema de Monções de Verão durante o Holoceno na região Centro-Oeste do Brasil, com base em registros Paleoclimáticos de Espeleotemas. **XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, III Encontro do Quaternário Sulamericano, XIII ABEQUA Congress - The South American Quaternary: Challenges and Perspectives**. Rio de Janeiro. 2011.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, v.17, p. 205-212, 2001.

PRADO, L. F. **Oscilação Interdecadal do Pacífico e Seus Impactos no Regime de Precipitação no Estado de São Paulo**. Dissertação. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2010.

QUADRO, M. F. L., 1994: **Estudos de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. São José dos Campos, (INPE-6341-TDI/593). Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE.

RAMÍREZ, M. C. V.; FERREIRA, N. J.; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos Desprendidos em Altos Níveis que Originam-se no Leste do Pacífico Tropical Sul - Parte I : Aspectos Sinóticos Relacionados a sua Formação. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos - São Paulo. **Anais**. CBMET.1996.

RASERA, G.; CAMPOS, C. R. J. Análise Sazonal das Regiões do Rio Grande do Sul Atingidas por Eventos Severos Gerados por SCM no Período de 2004 a 2008. Anuário do Instituto de Geociências. Rio de Janeiro, 2013.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **TERRA E DIDÁTICA** 8(1):34-50, 2012.

REDEMET. **Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica**. Disponível em: <http://www.redemet.aer.mil.br/>. Acesso em: dezembro de 2013.

RICHMAN, M. B. **Rotation of Principal Components** *Journal of Climatology*, v. 6 (3), p. 293-335, 1986.

ROCHA, R. P. **Simulação Numérica de Sistema de Mesoescala sobre a América do Sul**. Tese de Mestrado. IAG/USP. 1992.

SALDANHA, C.B.; PAZ, A.R.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; BARRERA, D. Avaliação da chuva do Hidroestimador para modelagem hidrológica na região da bacia do Rio Grande. **In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, São Paulo (SP). 2007. São Paulo, 2007.

SALIO, P.; NICOLINI, M. ; ZIPSER, E. Meso-scale Convective Systems over Southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v.135, p. 1290-1309, 2007.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, S.P. 95f. 2002.

SANTOS, A. P. P. **Precipitação na cidade de Salvador: Classificação em Quantis e Análise de um Evento Climático Extremo**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2013.

SANTOS, E. P. **Variabilidade Climática e Eventos Hidrológicos Extremos na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2012.

SANTOS, S. A. **Análise do Controle Ambiental nas Trocas de Energia Vapor d'água e CO₂ em Área de Caatinga**. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

Saulo, A. C.; Nicolini, M.; Chou, S.C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 867-881, 2000.

SEPLAN. **Secretária de Estado de Planejamento e Orçamento**. Distrito Federal. Disponível em: <http://www.seplan.df.gov.br/>. Acesso em: Janeiro de 2014.

SHOWALTER, A. K. A stability index for forecasting thunderstorms. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** 34. 250– 252. 1947.

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

SILVA DIAS, M. A. F. **Índices de Instabilidade para Previsão de chuvas e Tempestades Severas**. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. 2000.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistema de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 2, 133- 150. 1987.

SILVA DIAS, P. L.; ETCHICHURY, P.; SCOLAR, J.; PEREIRA FILHO, A. J.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, I.; GRAMMELSBACHER, E. As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo. **Climanálise**, v. 6, p. 44-59, maio 1991.

STEINKE, E. T.; REZENDE, M. de S.; CAVALCANTI, L. Sistemas atmosféricos geradores de eventos extremos de precipitação em outubro de 2006 no Distrito Federal:

uma análise geográfica dos desastres. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 2, n. 2, 23-34, 2006.

STEINKE, V. A. **Uso integrado de dados digitais morfométricos (altimetria e sistema de drenagem) na definição de unidades geomorfológicas no Distrito Federal**. (Dissertação de mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 101 p. 2003.

THIELEN, J.; GADIAN, A. Influence of Topography and Urban Heat Island Effects on the Outbreak of Convective Storms Under Unstable Meteorological Conditions: a Numerical Study. **Meteorological Applications**. vol 4, p.139-149, 1997.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. INMET. Brasília, DF: Pax, 2001.

VARELLA, C. A. A. **Análise Multivariada Aplicada as Ciências Agrárias. Análise de Componentes Principais**. Seropédica-Rio de Janeiro. 2008.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Américas. In: **J. Geophys. Res.**, 92, D8, 9591-9613. 1987.

VERA, C.; HIGGINS, A.W.; AMADOR, B.J.; AMBRIZZI, C.T.; GARREAUD, D.R.; GOCHIS, E.D.; GUTZLER, F.D.; LETTENMAIER, G.D.; MARENGO, H.J.; MECHOSO, I.C.R.; NOGUES-PAEGLE, J.J.; SILVA DIAS, K.P.L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. American Meteorological Society - **Journal Of Climate** - Special Section, 19, 4977 – 5000. 2006.

VICINI, L. **Análise Multivariada da Teoria à Prática**. 2005. Monografia-(especialização) - Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul, 2005.

VILA, D.A.; MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (FORTRACC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. **Weather and Forecasting**, 23: 233–245. 2008.

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B; GRIMM, P. Criteria for the Detection of Hail Cells, **Journal of Applied Meteorology**, 18, 1521-1525. 1979.

ZAVATINI, J.A. A Climatologia Geográfica Brasileira, o enfoque dinâmico e a noção de ritmo climático – desenvolvimento, progresso e perspectivas. **Boletim Climatológico**, Presidente Prudente, v. 1, n. 2, p. 11-20, 1996.

ZAVATINI, J.A. A produção brasileira em climatologia: o tempo e o espaço nos estudos do ritmo climático. **Terra Livre**, São Paulo, v. 1, n. 20, p. 65-99, 2003

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

ZIPSER, E.J., SALIO, P.; NICOLINI, E. M. **Mesoscale Convective Systems Activity during SALLJEX and the Relationship with SALLJ**. CLIVAR Exchanges, vol. 9, n°1, 14-19, 2004.