

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

**Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de
Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005**

Dayana Rabelo Toledo

Pelotas, 2017

Dayana Rabelo Toledo

**Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de
Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005**

**Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Pelotas, como
requisito parcial à obtenção do título
de Mestre em Meteorologia.**

Orientadora: Profa. Dra. Roseli Gueths Gomes

Pelotas, 2017

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

T649a Toledo, Dayana Rabelo

Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005 / Dayana Rabelo Toledo ; Roseli Gueths Gomes, orientadora. — Pelotas, 2017.

91 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2017.

1. Tempestades tornádicas. 2. Modelagem atmosférica. 3. Índices convectivos. I. Gomes, Roseli Gueths, orient. II. Título.

CDD : 551.552

Elaborada por Ubirajara Buddin Cruz CRB: 10/901

Banca examinadora:

Prof^a. Dr^a. Roseli Gueths Gomes (Orientadora)

Doutora em Física da Atmosfera pela Universidade Toulouse III Paul Sabatier

Prof. Dr. Júlio Renato Quevedo Marques

Doutor em Sensoriamento Remoto pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. André Becker Nunes

Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Para minha mãe, minha irmã e
minha avó por seu apoio
incondicional e para minha sogra
que me cuida desde o céu.

Agradecimentos

Quero agradecer de todo coração a todas as pessoas que de uma forma ou outra me ajudaram, não só com a dissertação como também aquelas pessoas que ficaram perto de mim nestes dois anos.

A minha orientadora e amiga Roseli, pela paciência e grande ajuda fornecida durante todo este tempo.

Ao meu esposo Yasmany, por estar comigo em todo momento.

A minha mãe, irmã e avó, por confiar em mim.

A coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, pela ajuda que brinda a todos os estudantes do programa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos fornecida.

Resumo

TOLEDO, Dayana Rabelo. **Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005**. 2017. 93f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Na tarde do dia 24 de maio de 2005 a cidade de Indaiatuba/SP foi atingida por um intenso tornado (categoria EF3) que causou muitos prejuízos para a sociedade e economia do município. O objetivo principal deste trabalho é discernir sobre as condições atmosféricas, de grande escala e de mesoescala, nas quais se desenvolveu a tempestade supercelular que gerou este tornado. Os dados utilizados foram imagens do satélite geoestacionário GOES-12, modelo WRF (Weather Research and Forecasting) e descargas atmosféricas nuvem-solo detectadas pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas. O modelo WRF foi processado com duas grades aninhadas (36km e 12km), utilizando dados de entrada de modelos diferentes (GFS e FNL), ambos com resolução horizontal de 1° e atualizados a cada 6 horas. O tornado se formou no setor quente de um sistema frontal localizado na região sul do Brasil, onde as advecções de calor e de umidade foram realçadas pela existência de um jato de baixos níveis. As variações temporais na cidade de Indaiatuba dos índices convectivos e das variáveis meteorológicas mostraram que a atmosfera apresentou todas as características indicativas de ocorrência de tempo severo, com exceção da helicidade relativa à tempestade e do índice energia helicidade, que apresentaram valores inferiores aos indicados na literatura. A análise comparativa entre os valores dos índices convectivos e variáveis meteorológicas obtidos utilizando as saídas do modelo WRF com dados de entrada GFS e FNL, mostrou tendências semelhantes diferenças de 2% (em média) nos valores.

Palavras-chave: tempestades tornádicas, modelagem atmosférica, índices convectivos.

Abstract

TOLEDO, Dayana Rabelo. **Atmospheric environment associated to the tornado occurred in the city of Indaiatuba / SP on May 24, 2005**. 2017. 93f. Post-Graduate Program in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas – RS

In the afternoon of May 24, 2005, a city of Indaiatuba / SP was hit by an intense tornado (category EF3) that caused many damages to a society and economy of the municipality. The main objective of this work is to discern how atmospheric conditions, large scale and mesoscale, in which a supercellular storm that generated this tornado developed. The data were applied the GOES-12 geostationary satellite, WRF(WRF) model and cloud-to-ground lightning detected by Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas. The WRF model was processed with two nested domains (36km and 12km), using input data from different models (GFS and FNL), both with horizontal resolution of 1 ° and updated every 6 hours. The tornado occurred in the warm sector of a frontal system located in the southern region of Brazil, where advections of heat and humidity were highlighted by the existence of a low level jet. The temporal variations in the city of Indaiatuba of the convective indexes and the meteorological variables show that the atmosphere presented all the characteristics indicative of severe weather, with the exception of the storm relative helicity and the helicity energy index, which presented lower values than indicated in literature. A comparative analysis between the values of the convective indexes and meteorological variables obtained using the WRF model with GFS and FNL input data showed trends of 2% (in average) in the values.

Keywords: Tornadoic storms, atmospheric modeling, convective indexes.

Lista de figuras

Figura 1	Fotos de tornados (a) com funil de condensação, (b) sem funil de condensação, mas com poeira e detritos em rotação perto da superfície e (c) com múltiplos vórtices.....	23
Figura 2	Origem do mesociclone em níveis médios, em tempestades supercelulares, pela inclinação do tubo de vórtice horizontal em tubo de vórtice vertical.....	26
Figura 3	Representação esquemática de uma tempestade supercelular, adaptada para o Hemisfério Sul. As áreas sombreadas em vermelho/azul indicam as localizações das correntes ascendentes/descendentes. Tornados/ <i>gustnadoes</i> podem ocorrer nas regiões sombreadas em verde/rosa, respectivamente. O contorno externo representa o valor de refletividade de 35dBZ, que envolve as regiões de correntes descendentes. (FFD = <i>forward flank downdraft</i> , RFD = <i>rear flank downdraft</i>).....	27
Figura 4	(a) Tempestade supercelular com a indicação do mesociclone, wall cloud, tornado e precipitação; (b) <i>gustnadoes</i> na frente de rajada de uma tempestade supercelular. (Fotos de Howard B. Bluestein).....	28
Figura 5	Foto de um tornado não supercelular observado na Estação Aérea Naval de Jacksonville, Flórida. (Foto de Arlene Laing).....	30
Figura 6	Modelo esquemático do desenvolvimento de um tornado não supercelular nas fases (a) inicial, (b) de desenvolvimento e (c) final. As setas cinzas representam a convergência e ascensão do ar abaixo da tempestade. As setas rosas indicam a direção do eixo de rotação. Setas pretas indicam o sentido de rotação da coluna de ar..	31
Figura 7	Dias/ano com CAPE ≥ 2000 Jkg ⁻¹ , no período de 1997 a 1999, a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade obtidas com dados de reanálise do NCAR/NCEP (BROOKS et al., 2003).....	32
Figura 8	Regiões do planeta onde foram documentos tornados e trombas d’água.....	33

Figura 9	Localização dos tornados e trombas d'água no Brasil, de 1960 a 2008.....	34
Figura 10	Campos compostos dos eventos de tornados na região ao sul das Montanhas Apalaches. (a) temperatura (°C) à superfície, (b) ventos (m/s) em 850hPa, (c) pressão (hPa) à superfície (d) altura geopotencial em 850hPa, (e) altura geopotencial em 500hPa, (f) isotacas (m/s) em 250 hPa.....	36
Figura 11	(a) Porcentagem de eventos severos (granizo, ventos fortes ou tornados) no nordeste dos EUA associados a cada uma das nove estruturas convectivas identificadas com imagens de radar. Eventos celulares (cinza claro), eventos não lineares (cinza escuro) e eventos lineares (em branco) em dias específicos entre 2002 e 2007. (b) Distribuição dos 125 tornados em função do tipo de estrutura convectiva. As três barras à direita representam o total de tornados por categoria: celular (Cell), não linear (NL) e linear (Lin). (IC= <i>isolated cells</i> , CC= <i>clusters of cells</i> , BL= <i>broken lines</i> , NL= <i>nonlinear</i> , NS= <i>no stratiform linear</i> , TS= <i>trailing stratiform linear</i> , LS= <i>leading stratiform linear</i> , PS= <i>parallel stratiform linear</i> , BE= <i>bow echoes</i>).....	37
Figura 12	(a) Esquema da circulação atmosférica predominante no verão austral em (a) baixos níveis e em (b) altos níveis na maioria dos tornados/trombas d'água associados a sistemas frontais. (A = alta pressão, B = baixa pressão, C = cavado, VC = vórtice ciclônico, EN = escoamento de noroeste).....	39
Figura 13	Diagramas boxplot das magnitudes dos vetores cisalhamento vertical do vento nas camadas 0-2km, 0-3km e 0-6km, em ambientes com convecção extrema. (Adaptado de EVANS; DOSWELL, 2001). Os números em azul (de baixo para cima) indicam os valores: mínimo, do primeiro quartil, do terceiro quartil e máximo.....	40
Figura 14	Diagramas de dispersão entre valores do cisalhamento vertical do vento entre 0 e 6km, e de CAPE, obtidos em sondagens de reanálise, em situações de tempestades não severas, severas e tornádicas nos EUA (original em BROOKS et al., 2003).....	44
Figura 15	Localização dos centroides de 40dBZ das tempestades observadas no dia 24/05/2005 no estado de São Paulo. As tempestades supercelulares que se deslocaram em paralelo estão indicadas por C2 e T3. Os círculos preenchidos em vermelho mostram a trajetória do tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba. (BRU = Bauru).....	43

Figura 16	Sequência de imagens do tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba/SP no dia 24/05/2005, em diferentes ângulos, extraídas dos vídeos das câmeras de vigilância da empresa Rodovias das Colinas S.A. Em (a) a seta larga branca indica o sentido de rotação ciclônico deste tornado. Em (b) e (c) as setas pretas indicam os subvórtices imersos na circulação. (WT=torre branca, WH=depósito).....	44
Figura 17	Danos causados pelo tornado na cidade de Indaiatuba/SP, em 24/05/2005.....	45
Figura 18	Ilustração dos cinco tipos de descargas elétricas atmosféricas: (a) intranuvem e entre nuvens, (b) nuvem-solo positiva, (c) nuvem-solo negativa, (d) solo-nuvem positiva, (e) solo-nuvem negativa.....	47
Figura 19	Padrões de descargas atmosféricas e de precipitação, para o período de dezembro de 1997 a novembro de 2000, a partir dos dados obtidos pelos sensores a bordo do satélite TRMM.....	48
Figura 20	Distribuição sazonal das descargas elétricas atmosféricas detectadas pelo satélite TRMM no período compreendido entre janeiro de 1998 e dezembro de 2004.....	49
Figura 21	Variação sazonal das descargas atmosféricas (descargas/km ² /ano) obtida com dados de 16 anos do satélite TRMM nos meses de (a) – (c) primavera, (d) – (f) verão, (g) – (i) outono austrais.....	50
Figura 22	Especificação dos dois domínios utilizados nas simulações utilizando o modelo WRF.....	52
Figura 23	Modelo de eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT). Os símbolos (círculos e asterisco) indicam a localização dos 24 sensores.....	61
Figura 24	Área retida no estudo das descargas atmosféricas nuvem-solo detectadas pela RINDAT, no dia 24/05/2005. O contorno sólido destaca o estado de São Paulo. (MS = Mato Grosso do Sul, PR = Paraná, SP = São Paulo, MG = Minas Gerais).....	62
Figura 25	(A) Imagem de infravermelha realçada do satélite GOES-12 às 17:54 UTC, (B) pressão ao nível meio do mar, (C) direção e magnitude do vento em 850hPa, (D) direção e magnitude do vento em 200hPa, (E) convergência de umidade em 850hPa (F) advecção de temperatura em 850hPa às 17 UTC. Todas são do dia 24 de maio de 2005. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Indaiatuba/SP.....	65

Figura 26	(A) Imagem de infravermelha realçada do satélite GOES-12 às 17:54 UTC, (B) pressão ao nível meio do mar, (C) direção e magnitude do vento em 850hPa, (D) direção e magnitude do vento em 200hPa, (E) convergência de umidade em 850hPa (F) advecção de temperatura em 850hPa às 20 UTC. Todas são do dia 24 de maio de 2005. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Indaiatuba/SP.....	67
Figura 27	Radiossondagem da cidade de Indaiatuba do dia 24 de maio de 2005 às 20 UTC.....	68
Figura 28	Gráfico da variação temporal do CAPE em J/kg para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	69
Figura 29	Gráfico da variação temporal do CIN em J/kg para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	70
Figura 30	Gráfico da variação temporal da helicidade relativa à tempestade (HRT) em m^2s^{-2} para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	71
Figura 31	Gráfico da variação temporal do índice energia helicidade (IEH) para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	72
Figura 32	Gráfico da variação temporal do índice K em $^{\circ}C$ para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	73
Figura 33	Gráfico da variação temporal do índice TT em $^{\circ}C$ para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	74

Figura 34	Gráfico da variação temporal do índice SWEAT para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	75
Figura 35	Gráfico da variação temporal da TVVT em °C/km para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	75
Figura 36	Gráficos da variação temporal do cisalhamento do vento em m/s, (A) de 10m a 500 hPa e (B) de 0 a 6 km para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	77
Figura 37	Gráfico da variação temporal do vento em 850hPa em m/s para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	78
Figura 38	Gráfico da variação temporal do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.....	78
Figura 39	Distribuição espacial do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba, no horário 20UTC. Valor do ângulo entre os jatos (colorido), direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e direção do vento em 200 hPa (setas roxa).....	79
Figura 40	Densidade das descargas elétricas [descargas/pixel] no dia 24 de maio de 2005 nos períodos: (A) 00:00 a 05:59UTC, (B) 06:00 a 11:59UTC, (C) 12:00 a 17:59UTC, (D) 18:00 a 23:59UTC. A estrela vermelha mostra a localização da cidade de Indaiatuba. (1 pixel = 0,2°x0,2°).....	81

Lista de tabelas

Tabela 1	Intervalos de velocidades dos ventos da Escala Fujita Modificada (Escala EF) e da Escala Fujita (escala F) das categorias 0 a 5 de classificação dos tornados.....	24
Tabela 2	Elenco de parametrizações adotadas nas simulações com o modelo WRF.....	51
Tabela 3	Valores de referência da CAPE.....	53
Tabela 4	Valores críticos do índice K.....	56
Tabela 5	Valores críticos do índice TT.....	56
Tabela 6	Valores críticos do SWEAT.....	57
Tabela 7	Definição dos limites inferior e superior de cada uma das seis classes em que foram divididas as descargas NS detectadas/pixel em cada um dos períodos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005..	62
Tabela 8	Valores dos parâmetros convectivos e variáveis meteorológicas no horário mais próximo da ocorrência do tornado (20 UTC) no dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba/SP, obtidos com o modelo WRF (12km) processado com dados de entrada do FNL e com dados do GFS.....	80
Tabela 9	Valores dos limites superiores de cada uma das 6 classes em que foram divididas as descargas NS detectadas/pixel em cada um dos períodos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005.....	81

Lista de abreviaturas e siglas

A	Sistema de Alta Pressão
AS	América do Sul
B	Centro de Baixa Pressão
BE	Bow Echoes
BL	Broken Lines
BRU	Bauru
C	Cavado
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CAT	Categorias
CC	Clusters of Cells
Cell	Cellular
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CIN	Inibição Conectiva
CIS	Cisalhamento Vertical do Vento
cm	Centímetro
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EN	Escoamento de Noroeste
EUA	Estados Unidos da América
FFD	Foward Flank Downdraft
FNL	NCEP Final Analysis
FURNAS	Eletrabras FURNAS
GFS	Global Forecasting System
GO	Goiás
GOES-12	Global Online Enrollment System-12

GrADS	Grid Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
hPa	Hectopascal
HRT	Helicidade Relativa à Tempestade
HS	Hemisfério Sul
IC	Isolated Cells
IEH	índice Energia Helicidade
IN	Intra-Nuvem
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMet	Instituto de Pesquisas Meteorológicas
IR	Infravermelha Realçada
JAN	Jato de Altos Níveis
JBN	Jato de Baixos Níveis
K	Índice K
LI	Índice de Levantamento
Lin	Linear
LIS	Lightning Imaging Sensor
LS	Leading Stratiform Linear
MG	Minas Gerais
MS	Mato Grosso do Sul
NA	Nuvem-Ar
NARR	North American Regional Reanalysis
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCL	Nível de Convecção Livre
NET	Nível de Equilíbrio Térmico
NL	Nonlinear
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NS	No Stratiform Linear
NW	Noroeste
NWS	National Weather Service
PR	Precipitation Radar

PS	Parallel Stratiform Linear
RFD	Rear Flank Downdraft
RINDAT	Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas
RJ	Rio de Janeiro
RS	Rio Grande do Sul
SE	Sudeste
SELS	Severe Local Storm
SI	Índice de Showalter
Simepar	Instituto Tecnológico do Sistema Meteorológico do Paraná
SN	Solo-Nuvem
SP	SP
SWEAT	Índice SWEAT
T	Temperatura
Td	Temperatura do Ponto de Orvalho
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TS	Trailing Stratiform Linear
TT	Índice Total-Totals
TVVT	Taxa de Variação Vertical de Temperatura
UTC	Coordenada do Tempo Universal
VC	Vórtice Ciclônico
WH	Depósito
WRF	Weather Research and Forecasting
WT	Torre Branca

Sumário

1 Introdução	20
2 Revisão de Literatura	22
2.1 Tornados	22
2.1.1 Intensidade	23
2.1.2 Tipos	25
2.1.2.1 Tornados supercelulares	25
2.1.2.2 Tornados não supercelulares	29
2.1.3 Climatologia	31
2.1.4 Condições Atmosféricas	34
2.1.5 Previsão	39
2.1.6 Tornado em Indaiatuba	42
2.2 Descargas Elétricas Atmosféricas	45
2.2.1 Tipos	46
2.2.2 Climatologia	47
3 Metodologia	51
3.1 Modelagem atmosférica	51
3.2 Descrição Sinótica	52
3.3 Parâmetros Termodinâmicos e Variáveis Meteorológicas	53
3.3.1 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)	53
3.3.2 Inibição Convectiva (CIN)	54
3.3.3 Helicidade Relativa à Tempestade (HRT)	54

3.3.4 Índice Energia Helicidade (IEH)	55
3.3.5 Índice K	55
3.3.6 Índice Total-Totals	56
3.3.7 Índice SWEAT	56
3.3.8 Cisalhamento Vertical do Vento	58
3.3.9 Taxa de Variação Vertical de Temperatura (TVVT700-500hPa)	58
3.3.10 Jato de Baixos Níveis (JBN)	58
3.3.11 Ângulo entre ventos de 200hPa e 850hPa	59
3.4 Diagramas Termodinâmicos	59
3.5 Descargas Elétricas Atmosféricas	60
4 Resultados e Discussões	64
4.1 Descrição da situação sinótica	64
4.2 Análise da radiossondagem	66
4.3 Variação temporal dos parâmetros termodinâmicos e das variáveis meteorológicas	68
4.4 Campos de densidade das descargas elétricas	80
5 Conclusões	82
Referências	84

1 Introdução

Os tornados são fenômenos súbitos e violentos que provocam grandes impactos no ambiente, na infraestrutura social e na segurança humana. Se não houver previsão com suficiente antecedência, não há tempo para que as pessoas procurem abrigos ou salvem parte dos seus bens. A formação dos tornados resulta de uma complexa dinâmica na qual estão envolvidos múltiplos processos e estruturas de microescala que só são ativadas sob determinadas condições ambientais (BLUESTEIN, 2013). Tais condições ambientais podem ser muito diferentes umas das outras e todas apresentarem grande potencial para produzir tornados.

Em virtude de sua intensidade e violência, os tornados são considerados um dos principais agentes responsáveis pela ocorrência de desastres naturais. Por esta razão, estudos de ocorrência de eventos severos, principalmente dos tornados, estão se tornando cada vez mais importantes no Brasil, apesar da pouca atenção que tiveram no passado (NASCIMENTO; DOSWELL, 2006). Esta situação está mudando gradualmente, na medida em que os meios de comunicação (mídia e internet) ajudaram a divulgar evidências indiscutíveis de sua ocorrência no Brasil (SILVA DIAS, 2011). Desta forma, é normal que haja uma maior preocupação da comunidade científica em aprimorar o entendimento destes fenômenos, com abordagens envolvendo tanto aspectos diagnósticos quanto prognósticos dos tornados.

Será que a ocorrência de tornados está associada com a formação de tempestades convectivas que geram muitas descargas elétricas atmosféricas? Rasmussen et al. (2014) parecem ter encontrado tal relação para a região dos pampas da América do Sul (AS), que se estende desde o leste da Argentina até o

extremo oeste do Rio Grande do Sul (RS). Tal região foi chamada de “corredor dos tornados” na América do Sul (AS) pelos autores, dado o número elevado de tornados registrados. Nesta região, e na sua vizinhança, muitas descargas atmosféricas foram detectadas pelo sensor embarcado no satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), sugerindo uma possível associação entre ocorrências tornádicas com detecção de descargas elétricas atmosféricas produzidas pelas tempestades que ali se desenvolvem.

O estudo de tempestades não é tarefa nada fácil. As diferentes complexidades envolvidas na formação, evolução e dissipação de tais fenômenos meteorológicos conferem a estas estruturas uma série de dificuldades, a começar pelos meios observacionais disponíveis. Na ausência destes dados (reais), a modelagem atmosférica constitui um recurso fundamental tanto em centros de pesquisa quanto em centros operacionais. Neste contexto, vários índices convectivos são definidos por pesquisadores, no intuito de promover a verificação de certos aspectos (termodinâmicos e/ou cinemáticos) na atmosfera, necessários para iniciar processos convectivos que venham a desencadear a formação de grandes aglomerados.

A partir do exposto acima, o objetivo principal deste trabalho é discernir sobre as condições atmosféricas, de grande escala e de mesoescala, nas quais se desenvolveu a tempestade supercelular que gerou o tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba/ São Paulo (SP) no dia em 24 de maio de 2005.

Os objetivos específicos deste estudo são:

1. obter a sensibilidade do modelo Weather Research and Forecasting (WRF) na restituição de variáveis meteorológicas em função dos dados de entrada;
2. identificar os índices convectivos que melhor sinalizaram a ocorrência tornádica em Indaiatuba;
3. verificar associação entre descargas atmosféricas Nuvens-Solo (NS) no dia 24/05/2005 e a ocorrência do tornado.

2 Revisão de Literatura

2.1 Tornados

Define-se um tornado como uma “uma coluna de ar em rotação em contato com a superfície, pendente de uma nuvem cumuliforme e geralmente visível como uma nuvem funil e/ou uma circulação de poeira/detritos no solo”, segundo o Glossário de Meteorologia (2015). A vorticidade vertical em tornados é muito elevada, com magnitude da ordem de 1s^{-1} . Tipicamente, tornados duram cerca de 10 minutos. No entanto, já foram documentados tornados com duração da ordem de segundos até 1 hora (ou mais) (BLUESTEIN, 2013). Da mesma forma, o diâmetro típico de tornados tem algumas centenas de metros, mas já foram observados tornados com diâmetros de dezenas de metros até 2 km (ou mais). As velocidades horizontais podem apresentar valores desde dezenas de m/s até centenas de m/s (ver próximo item). As velocidades verticais têm magnitude da ordem da dezena de m/s, sendo que já foram documentados valores de 40m/s.

Um tornado tem formato cônico, sendo que uma das extremidades toca o solo e a outra extremidade está ligada à tempestade. Na figura 1 são mostradas fotos de diferentes tipos de tornados. Quando a pressão no interior da coluna em rotação for baixa o suficiente para que o vapor d'água condense e partículas de nuvem se formem, o tornado é visível como um funil de condensação (Figura 1a). Se o ar estiver muito seco ou se a pressão não for suficientemente baixa para que um funil de condensação se forme ou se estenda até o solo, o tornado pode ser visível como uma coluna em rotação de poeira ou de detritos (Figura 1b). Ainda, alguns tornados podem apresentar vórtices secundários, também chamados de vórtices de sucção, subvórtices, vórtices múltiplos ou vórtices satélite (Figura 1c)

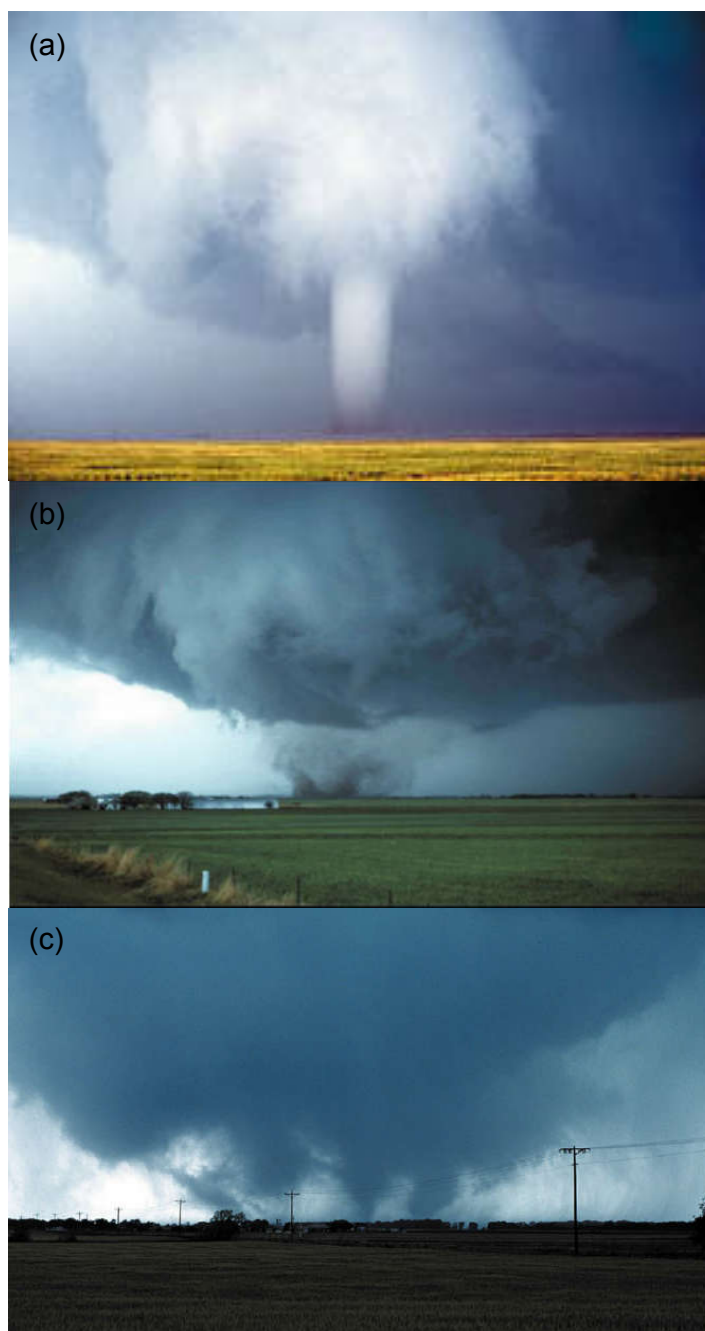


Figura 1 – Fotos de tornados (a) com funil de condensação, (b) sem funil de condensação, mas com poeira e detritos em rotação perto da superfície e (c) com múltiplos vórtices.

Fonte: BLUESTEIN, 2013.

2.1.1 Intensidade

Em 1971, Fujita publicou aquela que seria a escala de classificação da intensidade de tornados mais utilizada a nível mundial. Fujita (1971) classificou a

intensidade dos tornados em seis categorias, em função da extensão e na severidade dos estragos provocados pelas rajadas de ventos. A Escala de Fujita se tornou a base para classificar cada tornado que ocorreu nos Estados Unidos da America desde 1950 (DOSWELL et al., 2009).

No entanto, uma série de eventos tornádicos ocorridos nos Estados Unidos da América (EUA) no início dos anos 2000 provocou discussões a respeito de uma reavaliação da classificação de tornados com base na Escala de Fujita (Escala F) (DOSWELL et al., 2009). Destas discussões, surgiu uma nova escala de classificação para os tornados, denominada Enhanced Fujita Scale (Escala EF), que passou a ser utilizada nos Estados Unidos a partir de 2006 (POTTER, 2007). Para fins de comparação, na tabela 1 estão relacionados os limites de velocidades de ambas as escalas. As diferenças mais notáveis são percebidas nas categorias de tornados menos/mais intensos, para as quais os ventos da Escala EF são maiores/menores aos da Escala F, respectivamente.

Tabela 1 - Intervalos de velocidades dos ventos da Escala Fujita Modificada (Escala EF) e da Escala Fujita (escala F) das categorias 0 a 5 de classificação dos tornados.

Categoria	Escala EF	Escala F
0	105 – 137 km/h	64 – 116 km/h
1	138 – 177 km/h	117 - 180 km/h
2	179 – 217 km/h	182 - 253 km/h
3	219 – 266 km/h	254 - 332 km/h
4	267 – 322 km/h	333 - 418 km/h
5	>322 km/h	419 - 512 km/h

Fonte: Modificado de POTTER, 2007.

É importante acrescentar que os tornados são medidos pela intensidade dos estragos que causam e não pelo seu tamanho físico. O tamanho de um tornado não é, necessariamente, uma indicação de sua “ferocidade”, uma vez que grandes tornados podem ser fracos e tornados pequenos podem ser violentos (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

2.1.2 Tipos

Existem dois tipos de tornados/trombas d'água, dependendo se sua ocorrência for associada a tempestades supercelulares ou não. Assim, existem os tornados supercelulares e os tornados não supercelulares (DAVIES-JONES et al., 2001).

2.1.2.1 Tornados supercelulares

Inicialmente, vamos falar um pouco sobre as tempestades supercelulares, para então incluir comentários a respeito dos tornados que estas podem produzir. As tempestades supercelulares são responsáveis por grande parte do tempo severo observado à superfície. Por tempo severo, entende-se a ocorrência de pelo menos um dos seguintes eventos: tornado, ventos fortes à superfície ($\sim 25\text{m/s}$) e/ou granizo (com 2,5cm de diâmetro à superfície) (BLUESTEIN, 2013). Esta é a definição utilizada pelo National Weather Service (NWS). Uma tempestade supercelular tem aproximadamente o mesmo tamanho que uma tempestade multicelular, mas a estrutura das nuvens, os movimentos do ar e os processos de precipitação são bem diferentes (BROWNING, 1964).

Dentre as várias características marcantes em tempestades supercelulares, pode ser citada a existência de um mesociclone em níveis médios. O mesociclone é um vórtice ciclônico horizontal, que apresenta um diâmetro de 2 a 10km, vorticidade da ordem de 10^{-2}s^{-1} ou maior, profundidade de 3 a 8km e está localizado entre 4 e 6km de altura dentro da tempestade, tipicamente (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). A origem do mesociclone está na transformação de vorticidade horizontal em vorticidade vertical pelo termo de inclinação da equação da vorticidade vertical ζ , escrito abaixo:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \propto - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right)$$

onde ζ é a vorticidade vertical, t é o tempo e (u, v, w) são as componentes zonal, meridional e vertical do vento nas direções (x, y, z) , respectivamente. Percebe-se, então, que o termo de inclinação associa cisalhamentos verticais das componentes horizontais do vento com cisalhamentos horizontais da componente vertical do

vento. Os cisalhamentos verticais produzem rotação horizontal que se inclina verticalmente pelos cisalhamentos horizontais da velocidade vertical. Na figura 2 é ilustrada tal situação, no caso de rotação horizontal perto da superfície. Nesta figura é mostrada a foto de uma tempestade supercelular, com as indicações do mesociclone e dos eixos dos vórtices horizontal e vertical.

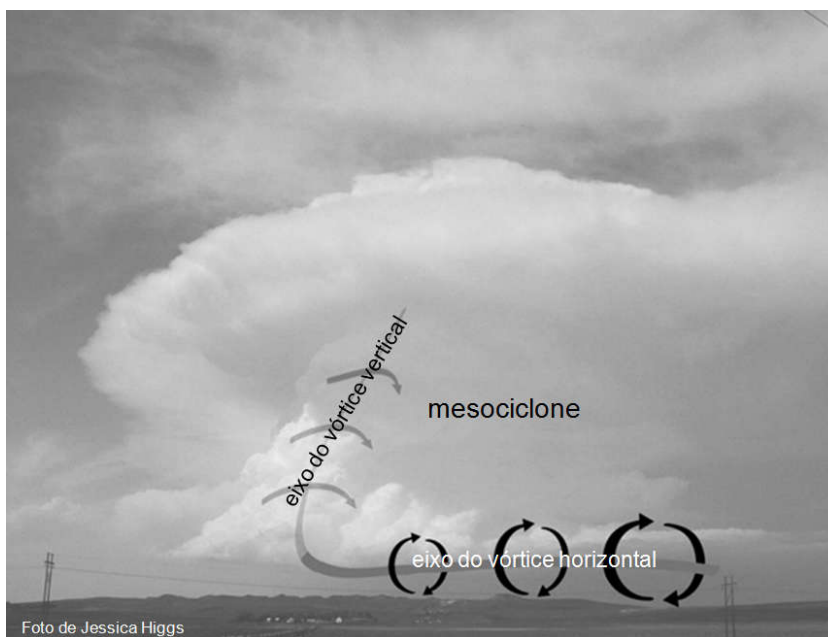


Figura 2 – Origem do mesociclone em níveis médios, em tempestades supercelulares, pela inclinação do tubo de vórtice horizontal em tubo de vórtice vertical.

Fonte: Modificado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2009.

O modelo clássico de uma tempestade supercelular adaptado para o hemisfério sul é mostrado na figura 3. As explicações a seguir foram extraídas de Bluestein (2013). O ar do ambiente que se propaga em direção à tempestade (*inflow*) alimenta a corrente ascendente principal, que entra na nuvem em rotação, gerando o mesociclone. Se uma tempestade supercelular produzir um tornado, este ocorrerá junto à parede de nuvens (*wall cloud*). O aparecimento da *wall cloud* indica a existência simultânea de corrente ascendente e de rotação. Uma tempestade supercelular clássica apresenta duas regiões principais com correntes descendentes: a corrente descendente anterior (*forward flank downdraft*, FFD), localizada na frente da tempestade, e a corrente descendente posterior (*rear flank downdraft*, RFD), localizada atrás da tempestade. Dois importantes mecanismos estão envolvidos na formação e manutenção da FFD e da RFD: resfriamento do ar

por evaporação, sublimação e/ou liquefação da água e à carga em precipitação (*loading precipitation*). O primeiro mecanismo é particularmente importante quando a camada limite planetária está relativamente seca, pois o resfriamento por evaporação/sublimação fica particularmente realçado. A carga em precipitação torna-se evidente nas imagens radar, quando pode ser observada a diminuição em altura das regiões de maior valor de refletividade (alvos maiores), chamada região de eco descendente (*descending reflectivity core*). Bandas de nuvens convectivas são observadas com frequência ao longo da frente de rajada (*gust front*) no RFD, onde turbilhões (*gustnadoes*) podem se formar. Os tornados, quando ocorrem, costumam ser observados na interface entre as correntes ascendentes e as correntes descendentes posteriores (RFD) em uma tempestade supercelular (LEMON; DOSWELL, 1979).

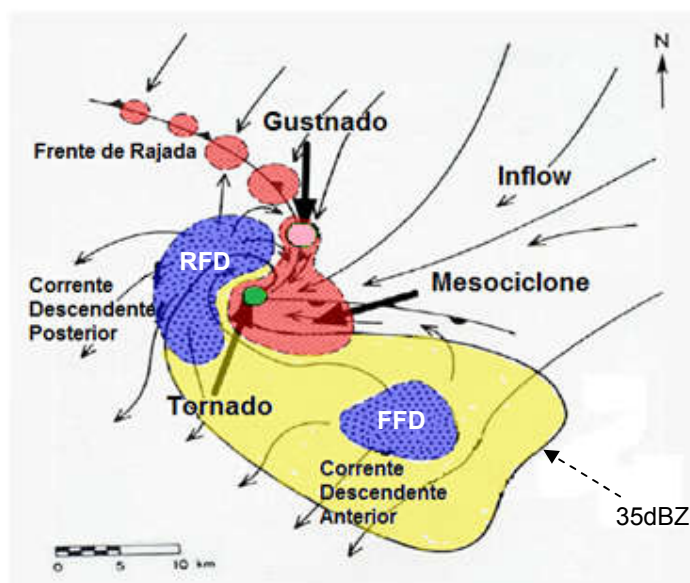


Figura 3 – Representação esquemática de uma tempestade supercelular, adaptada para o Hemisfério Sul. As áreas sombreadas em vermelho/azul indicam as localizações das correntes ascendentes/descendentes. Tornados/*gustnadoes* podem ocorrer nas regiões sombreadas em verde/rosa, respectivamente. O contorno externo representa o valor de refletividade de 35dBZ, que envolve as regiões de correntes descendentes. (FDD = *forward flank downdraft*, RFD = *rear flank downdraft*)

Fonte: Adaptado e modificado de MCGOVERN et al., 2014.

Algumas estruturas de tempestades supercelulares, mencionadas acima, podem ser visualizadas na figura 4. Na figura 4a é mostrada a foto de uma tempestade supercelular que produziu um tornado. As regiões precipitantes,

associadas às correntes descendentes, estão localizadas distantes da *wall cloud*, onde as correntes ascendentes em rotação adentram na tempestade, dando origem ao mesociclone em níveis médios. Na revisão feita por Davies-Jones (2015) sobre tornados e tornadogênese, o autor afirma que a gênese do tornado em uma tempestade supercelular constitui um processo bastante complexo e geralmente leva mais de uma hora para ocorrer, contando a partir do início da tempestade. Normalmente, o tornado é precedido por um movimento ciclônico perto da superfície, que tem um tamanho intermediário entre o mesociclone e o tornado. Em um ambiente com forte cisalhamento vertical do vento, quase todos os tornados intensos se formam em associação a tempestades supercelulares. Na figura 4b é mostrada a foto de outra tempestade supercelular que produziu dois *gustnadoes*, que constituem regiões com fraca rotação dos ventos e de curta duração, ao longo das frentes de rajada.



Figura 4 – (a) Tempestade supercelular com a indicação do mesociclone, *wall cloud*, tornado e precipitação; (b) *gustnadoes* na frente de rajada de uma tempestade supercelular. (Fotos de Howard B. Bluestein).

Fonte: Modificado de BLUESTEIN, 2013.



Figura 4 – Continuação.

2.1.2.2 Tornados não supercelulares

Um grande número de tornados podem se formar em associação a nuvens *Cumulus congestus* ou *Cumulonimbus*. Nestes casos, os tornados são não supercelulares. Os tornados não supercelulares estão associados a circulações de mesoescala e de escala local na camada limite. A nuvem progenitora não contém um mesociclone, ou seja, estes tornados são produzidos por tempestades que não apresentam rotação (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Segundo Wakimoto e Wilson (1989), estes tornados são mais fracos, mas mesmo assim podem provocar danos significativos, como aqueles enquadrados na categoria 2 (ver tabela 1). Portanto, estes tornados podem ser suficientemente poderosos para causar danos a estruturas e provocar feridos e mortes. É importante assinalar que muitos destes tornados, nem sempre são facilmente detectáveis pelo radar, devido à sua fraca intensidade (em geral). Na figura 5 é mostrada a foto de uma tromba d'água não supercelular. Observa-se a coluna de ar em rotação com uma das extremidades associada à nuvem e a outra à água.



Figura 5 – Foto de um tornado não supercelular observado na Estação Aérea Naval de Jacksonville, Flórida. (Foto de Arlene Laing).

Fonte: THE COMET Program.

Os tornados não supercelulares não requerem a presença de uma corrente descendente e geralmente surgem devido à intensificação de vórtices de pequena escala (diâmetro inferior a 4km) na superfície. Eles se desenvolvem geralmente ao longo dos limites de massas de ar com grandes mudanças no vento e, portanto, com grande cisalhamento do vento horizontal e vorticidade vertical, localmente. Wakimoto e Wilson (1989) afirmaram que a vorticidade se origina em níveis baixos devido a pequenos vórtices produzidos pela instabilidade do cisalhamento horizontal ao longo de um limite de convergência. Neste trabalho, os autores apresentaram um modelo conceitual do ciclo de vida de um tornado não supercelular sobre a terra, mostrado na figura 6. Na fase inicial (Figura 6a), o cisalhamento horizontal existente começa a gerar pequenos vórtices de instabilidade em superfície. Nuvens do tipo *Cumulus* se formam sobre o limite de convergência devido aos movimentos ascendentes, o qual contribui ao desenvolvimento das nuvens e os vórtices ganham maior intensidade (Figura 6b). Na fase final (Figura 6c) o vórtice alinha-se com a corrente ascendente do *Cumulonimbus*, que vai ficar bem desenvolvido, formando assim o tornado. A hipótese é que o alongamento do vórtice é responsável pela intensificação da rotação inicial.

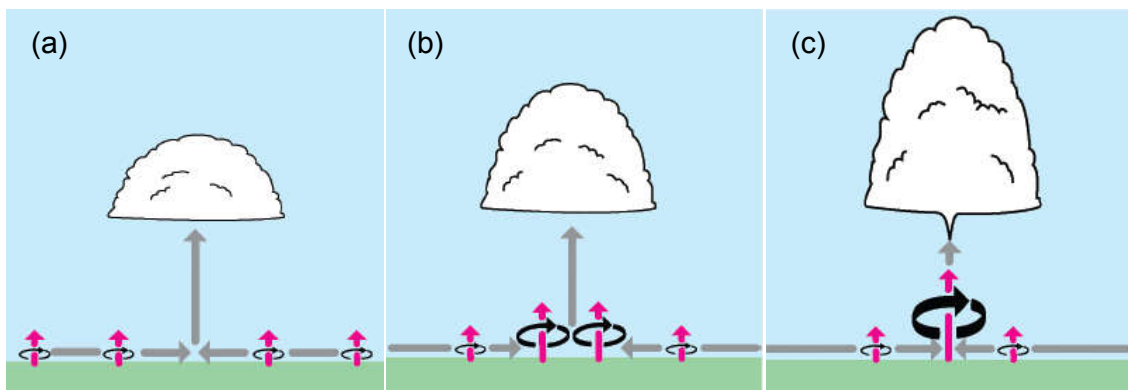


Figura 6 - Modelo esquemático do desenvolvimento de um tornado não supercelular nas fases (a) inicial, (b) de desenvolvimento e (c) final. As setas cinzas representam a convergência e ascensão do ar abaixo da tempestade. As setas rosas indicam a direção do eixo de rotação. Setas pretas indicam o sentido de rotação da coluna de ar.

Fonte: Modificado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2013.

2.1.3 Climatologia

Brooks et al. (2003) fizeram um estudo para avaliar a distribuição espacial dos dias/ano em que alguns índices convectivos indicavam a possibilidade de ocorrência de tempestades severas e de tornados, a nível global, no período 1997-1999. Para isto, selecionaram alguns índices convectivos obtidos a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade, uma vez que utilizaram dados de reanálise do National Center for Atmospheric Research/ National Centers for Environmental Prediction (NCAR/NCEP) para tal. Sondagens de proximidade são radiossondagens lançadas perto de eventos severos, para tentar determinar a relação entre variáveis ambientais de grande escala e ocorrência de tempo severo (BROOKS et al., 1994). A identificação desta relação pode ser difícil de ser obtida, devido à grande variabilidade, tanto no tempo quanto no espaço, das condições ambientais que podem sustentar uma tempestade severa. Os dias favoráveis à ocorrência de eventos tornádicos foram definidos como aqueles em que Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) $\geq 100 \text{ Jkg}^{-1}$ e Taxa de Variação Vertical de Temperatura (TVVT) $\geq 6,5 \text{ Kkm}^{-1}$ na camada entre 2 e 4 km. Na figura 7 é mostrada a distribuição espacial dos dias/ano em que estas condições ocorreram. As regiões que se destacaram foram: grandes planícies dos Estados Unidos, sul da América do Sul, particularmente o sul do Brasil e norte da Argentina, e uma pequena área ao sul da China, perto da Cordilheira do Himalaia. Os autores comentaram que, dada a escassez de registros de tempestades severas e de tornados nas diferentes regiões

do globo, os resultados mostraram que os dados de reanálise do modelo NCAR/NCEP são capazes de fornecer um indicativo das regiões preferenciais de ocorrência dos eventos analisados.

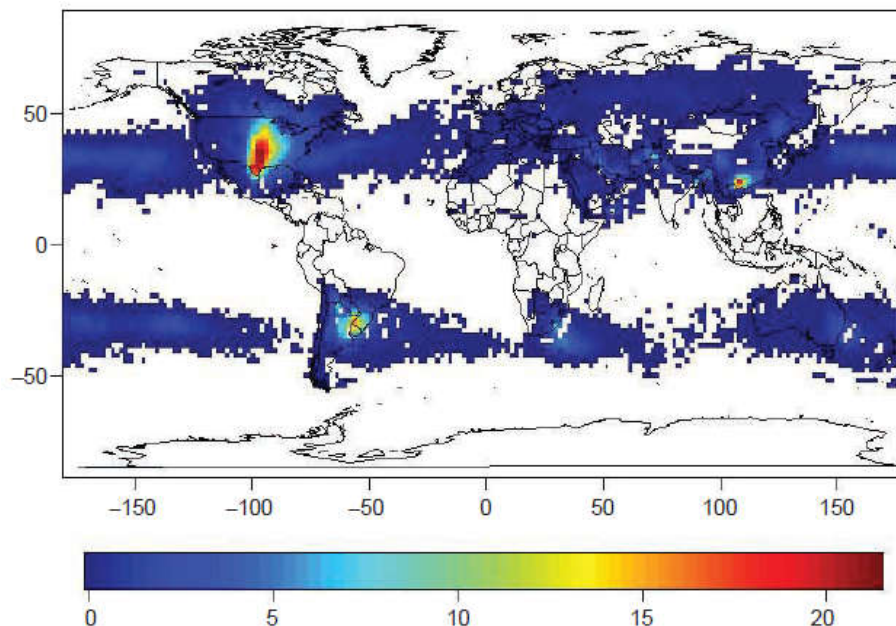


Figura 7 – Dias/ano com $CAPE \geq 2000 \text{ Jkg}^{-1}$, no período de 1997 a 1999, a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade obtidas com dados de reanálise do NCAR/NCEP (BROOKS et al., 2003).

Fonte: MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010, pág. 275.

Por outro lado, a partir de eventos tornádicos documentados na literatura foi confeccionada a distribuição espacial mostrada na figura 8. Apesar de serem fenômenos relativamente raros, tornados podem ocorrer em todos os continentes, com exceção das regiões polares. Na América do Norte, muitos tornados foram documentados, com destaque para aqueles registrados nos Estados Unidos da América, norte do México e no centro-sul do Canadá. Na América do Sul, as regiões sul e sudeste de Brasil, Uruguai e leste da Argentina foram aquelas onde mais tornados foram registrados. Em vários países da Europa ocorreram registros de tornados, como no Reino Unido, Alemanha, França, Itália, Grécia, Romênia, dentre outros. Na Ásia, foram registrados tornados no oeste da Rússia, leste e norte da Índia, Nepal, Bangladesh, leste da China, Coreia do Sul e Japão. Na Oceania, nas Filipinas, nas costas leste e oeste da Austrália e na Nova Zelândia tornados foram registrados. No continente Africano, a África do Sul foi o país onde tornados foram documentados na literatura.



NOAA/The COMET Program/Alfonso 1994/Silva Dias 2011

Figura 8 - Regiões do planeta onde foram documentados tornados e trombas d'água.

Fonte: THE COMET Program

As ocorrências tornádicas no Brasil assimiladas na climatologia da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (citadas acima) foram obtidas do levantamento de Silva Dias (2011), de onde foi extraída a imagem mostrada na figura 9 (Fig. 3 do artigo). Nesta figura é mostrada a variação sazonal de tornados e trombas d'água ocorridos e registrados em solo brasileiro, durante o período de 1960 a 2008. Nitidamente, percebe-se a maior quantidade de registros nas regiões sul e sudeste. Apesar de não haver um banco de dados oficial do número de eventos tornádicos que ocorrem no Brasil, a autora pondera que o aumento no registro destas ocorrências, especialmente nos últimos anos analisados, foi decorrente do crescente número de aparelhos celulares em uso pela população, facilidades de comunicação por internet e pelas várias câmeras de vigilância instaladas em diferentes pontos das cidades. Ainda, a autora destaca que na ausência destas provas visuais, nem sempre os estragos decorrentes da passagem de um tornado são considerados evidências suficientes da sua ocorrência. Outra questão importante a ser levada em conta está relacionada ao desconhecimento das particularidades ambientais que favorecem a formação destes fenômenos, especialmente nas regiões sul e sudeste do Brasil.

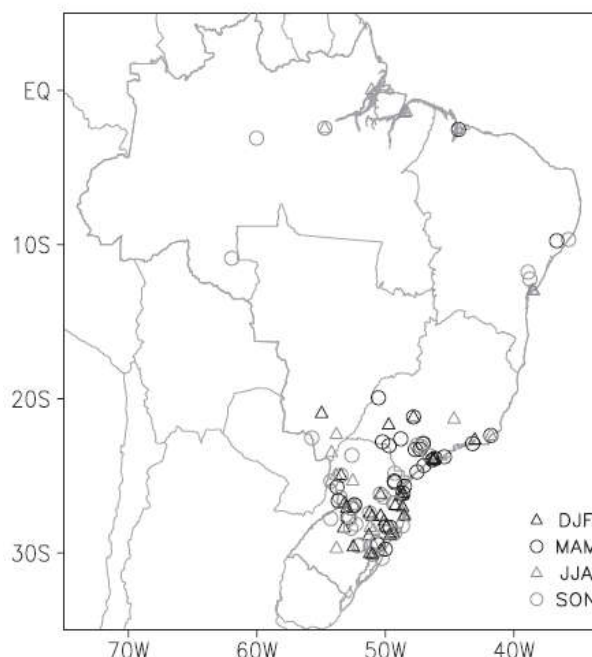


Figura 9 - Localização dos tornados e trombas d'água no Brasil, de 1960 a 2008.

Fonte: SILVA DIAS, 2011.

2.1.4 Condições Atmosféricas

Uma vez que tornados são mais frequentes nos EUA, é natural que existam mais publicações abordando as condições atmosféricas existentes em situações tornádicas naquele país. No entanto, dada a ocorrência destes fenômenos em outros países, como visto anteriormente, vários artigos são encontrados na literatura descrevendo as respectivas condições atmosféricas. Dentre algumas publicações mais recentes, podem ser citados os trabalhos feitos por Rauhala e Schultz (2009), Lombardo e Colle (2011), Glass e Britt (2010), Schultz et al. (2011), Durkee et al. (2012), Grams et al. (2012), Boustead et al. (2013), Garner (2013), Hurlbut e Cohen (2014), Nastos e Matsangouras (2014), Nascimento et al. (2014), Bergmaier e Geerts (2015), Wrona e Avotniece (2015), Duell e Van Den Broeke (2016), Tochimoto e Nino (2016), em meio tantos outros trabalhos.

As condições de grande escala associadas a muitos tornados documentados na literatura ocorreram no setor quente de sistemas frontais (WRONA; AVOTNIECE, 2015; NASTOS; MATSANGOURAS, 2014; TOCHIMOTO, NIINO, 2016). Nestes estudos, os autores observaram características semelhantes que preconizaram a formação dos tornados. Dentre as principais estruturas, encontra-se o cavado de

altos níveis a oeste do local do tornado, que contribui para o aprofundamento da baixa pressão em superfície, instabilidade suficiente e presença de umidade em baixos níveis na região pré-frontal, jato de altos níveis e aumento do cisalhamento vertical do vento. Estas condições de grande escala, no entanto, não são suficientes para favorecer a ocorrência de tornados. As condições de mesoescala têm grande influência no desenvolvimento de fenômenos de convecção profunda. Neste sentido, Doswell et al. (1996) elencou três fatores necessários para o disparo de processos de convecção profunda: umidade em baixos níveis, instabilidade condicional e mecanismo de ascensão da parcela. Outros fatores, como o perfil vertical do vento e helicidade do ambiente são igualmente importantes. Sistemas frontais estão associados a condições de instabilidade significativas. Nastos e Matsangouras (2014), no seu estudo de tornados na Grécia, encontraram que a maioria dos tornados (45%) foi registrada no outono, dos quais 48% se formaram na região pré-frontal de sistemas frontais e 27% ocorreu depois da passagem frontal.

Gaffin e Parker (2006), em um estudo climatológico (1950-2003), avaliaram as condições sinóticas de tornados significantes ocorridos na região ao sul das Montanhas Apalaches, nos EUA. Os autores encontraram que a maioria dos tornados significativos (F2 ou mais) se formou perto de cavados pré-frontais e perto do núcleo do jato de altos níveis (79% ocorreram no lado equatorial e 21% no lado polar do jato). Na figura 10 são mostrados campos compostos de algumas variáveis meteorológicas, obtidos para os casos de eventos tornádicos significativos. Em superfície e na região ao sul dos Apalaches, as temperaturas estavam em média entre 16,5 e 18,5° (Figura 10a). Os ventos em 850hPa (Figura 10b) mostraram um cavado sobre a região dos grandes lagos com ventos de sudoeste de 14 a 15m/s. Os campos compostos dos eventos tornádicos significativos revelou que uma área de baixa pressão (~1006 hPa, Figura 10c) estava geralmente centrada sobre o meio oeste com uma frente fria associada que se estendia sobre o oeste do Tennessee e vale do Rio Mississippi. No nível de 500hPa, ventos de sudoeste eram normalmente observados na frente de um cavado com inclinação neutra sobre o vale do Rio Mississippi (Figura 10e). Em 250hPa (Figura 10f), ao sul dos Apalaches estava normalmente localizada à direita do núcleo de um jato de altos níveis (com velocidades médias entre 37,5 a 39m/s) com ventos do sudoeste que se estendem sobre as planícies do sul ao nordeste dos EUA.

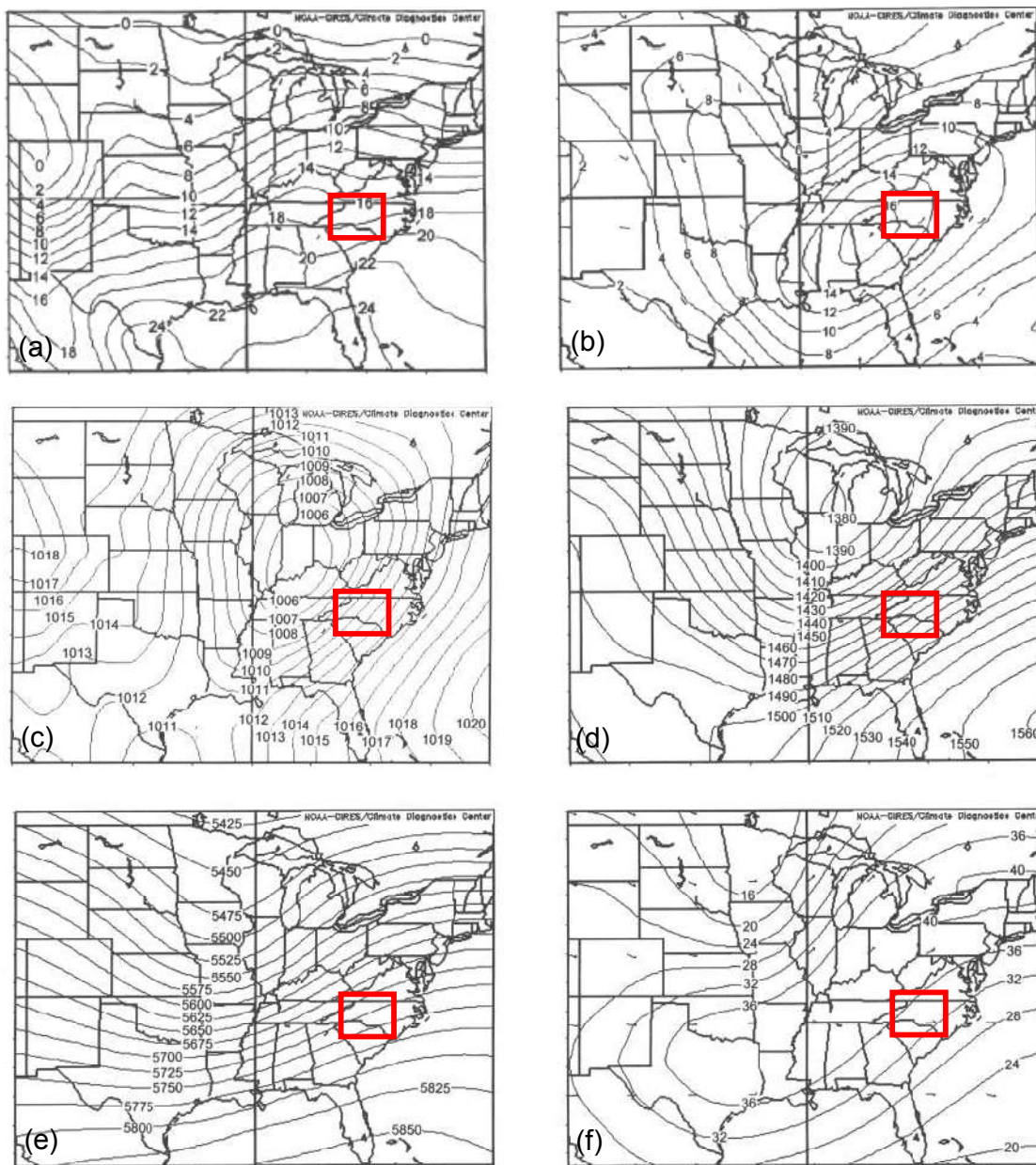


Figura 10 – Campos compostos dos eventos de tornados na região ao sul das Montanhas Apalaches. (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) à superfície, (b) ventos (m/s) em 850hPa, (c) pressão (hPa) à superfície (d) altura geopotencial em 850hPa, (e) altura geopotencial em 500hPa, (f) isotacas (m/s) em 250hPa. Quadro vermelho indica a localização da região sul das Montanhas Apalaches.

Fonte: Modificado de GAFFIN; PARKER, 2006.

Lombardo e Colle (2011) analisaram as condições de grande escala associadas a tempestades que produziram tempo severo (granizo, ventos fortes e/ou tornados) na região nordeste dos EUA, em dias selecionados do período 2002 a 2007. Para estes dias, os autores identificaram padrões convectivos a partir de

imagens de refletividade radar e separaram estes padrões de acordo com nove estruturas (Figura 11a). Estas estruturas foram agrupadas em três categorias: celular, não linear e linear (Figura 11b). Para os eventos tornádicos analisados, a maioria se formou em um ambiente com estruturas convectivas celulares e estruturas convectivas não lineares. Os autores confeccionaram, então, campos compostos para os dias em que as estruturas convectivas foram enquadradas na categoria celular (49 eventos), linear (45 eventos) e não linear (15 eventos), utilizando as reanálises do modelo North American Regional Reanalysis (NARR). Em geral, os eventos celulares se desenvolveram em condições de instabilidade moderada (CAPE mais instável $\sim 1200 \text{ Jkg}^{-1}$). Foi observada advecção quente em baixos níveis e, em altos níveis, os eventos tornádicos se desenvolveram perto da entrada do lado equatorial do jato de altos níveis. Esta região é favorável à existência de movimentos ascendentes, como mostraram Uccellini e Johnson (1979). Estes autores colocaram em evidência uma circulação térmica direta na região de entrada do jato, com convergência em baixos níveis, divergência em altos níveis e ascensão profunda na troposfera.

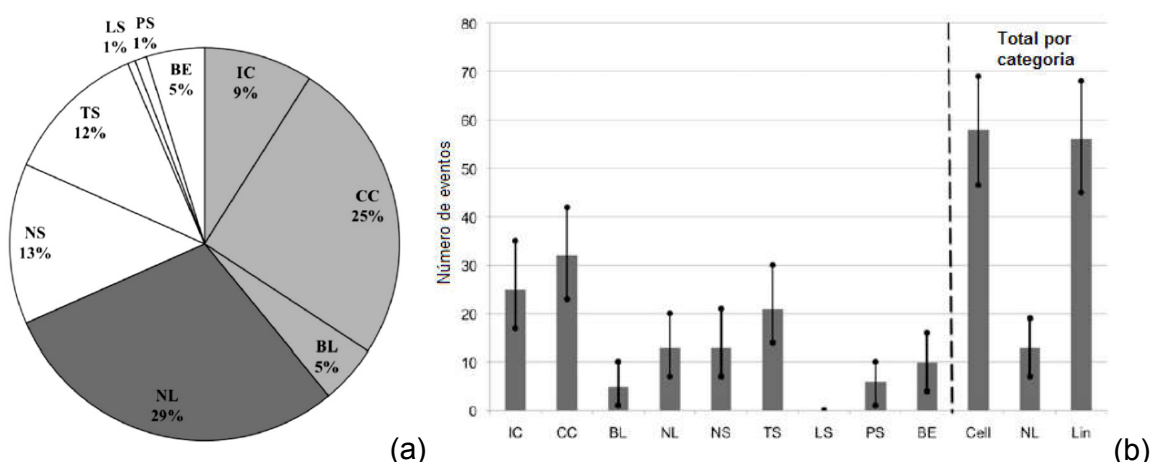


Figura 11 – (a) Porcentagem de eventos severos (granizo, ventos fortes ou tornados) no nordeste dos EUA associados a cada uma das nove estruturas convectivas identificadas com imagens de radar. Eventos celulares (cinza claro), eventos não lineares (cinza escuro) e eventos lineares (em branco) em dias específicos entre 2002 e 2007. (b) Distribuição dos 125 tornados em função do tipo de estrutura convectiva. As três barras à direita representam o total de tornados por categoria: celular (Cell), nonlinear (NL) e linear (Lin). (IC=*isolated cells*, CC=*clusters of cells*, BL=*broken lines*, NL=*nonlinear*, NS=*no stratiform linear*, TS=*trailing stratiform linear*, LS=*leading stratiform linear*, PS=*parallel stratiform linear*, BE=*bow echoes*).

Fonte: Adaptado e modificado de LOMBARDO; COLLE, 2011.

No Brasil, Marcelino (2003) fez um dos trabalhos pioneiros sobre tornados e trombas d'água. A autora analisou 9 tornados e 4 trombas d'água ocorridos no estado de Santa Catarina, entre os anos de 1976 a 2000. Utilizou imagens de satélite e reanálises do modelo NCAR/NCEP, com resolução espacial de $2,5^\circ$ em latitude e longitude, disponíveis a cada 6 horas. Ela analisou, para determinados níveis de pressão, os campos de ventos horizontais, velocidade vertical ômega, umidade específica, divergência horizontal, vorticidade vertical e temperatura potencial. Com base nestes dados, Marcelino encontrou quatro padrões sinóticos nos quais os eventos tornádicos analisados ocorreram, assim denominados :

- sistemas frontais (5 eventos);
- complexos convectivos de mesoescala (4 eventos);
- difluência do escoamento zonal em altos níveis (3 eventos);
- ciclone extratropical profundo (1 evento).

Na figura 12 são mostradas ilustrações esquemáticas das circulações atmosféricas de grande escala encontradas nos eventos tornádicos associados aos sistemas frontais, conforme identificado por Marcelino (2003). Em baixos níveis (850hPa, Figura 12a), a autora observou a ação conjunta dos escoamentos associados aos ventos alísios e a um sistema de alta pressão (A), intensificando um escoamento de noroeste (EN) em direção à região Sul do Brasil. Estes eventos tornádicos estiveram associados a um sistema frontal com centro de baixa pressão (B) localizado no Oceano Atlântico, perto do extremo sul da América do Sul. Na maioria destes episódios, o eixo do cavado (C) estendeu-se até Santa Catarina. A circulação de baixos níveis encontrada foi favorável para a formação de convergência de fluxo de umidade sobre o estado catarinense. O EN foi fundamental para o aumento de calor e umidade na região, sendo esses elementos essenciais para a formação de atividade convectiva. Em altos níveis (Figura 12b) e na maioria dos eventos, a Alta da Bolívia esteve associada a um vórtice ciclônico de altos níveis (VC), localizado no nordeste brasileiro. Ficou nítida uma difluência do escoamento perto do estado de Santa Catarina e um cavado bem pronunciado sobre a Argentina. Em alguns casos, a autora comentou que o eixo deste cavado ficou posicionado sobre o estado do Rio Grande do Sul.

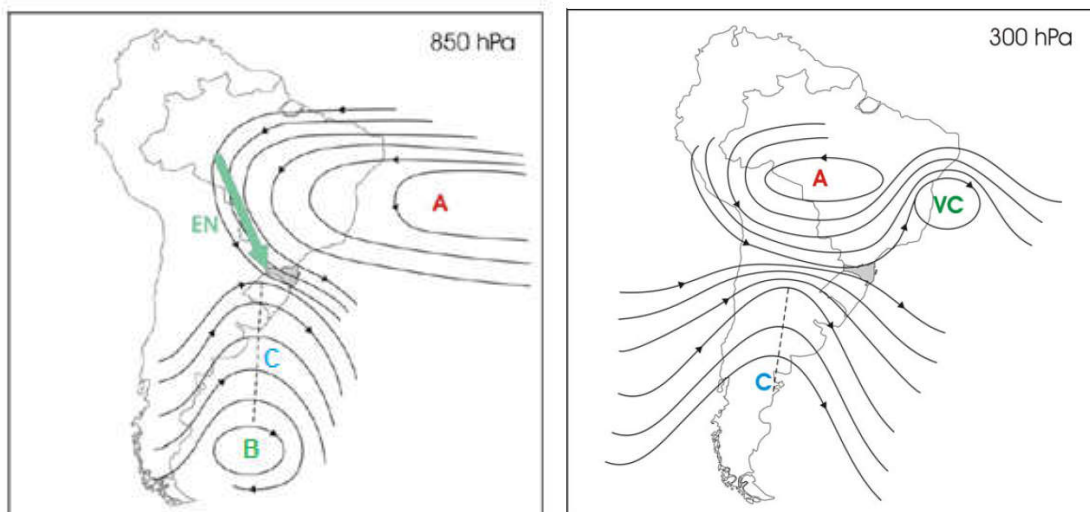


Figura 12 – (a) Esquema da circulação atmosférica predominante no verão austral em (a) baixos níveis e em (b) altos níveis na maioria dos tornados/trombas d'água associados a sistemas frontais. (A = alta pressão, B = baixa pressão, C = cavado, VC = vórtice ciclônico, EN = escoamento de noroeste).

Fonte: Modificado de MARCELINO, 2003.

2.1.5 Previsão

Segundo Johns e Doswell (1992) a previsão dos tornados e das tempestades severas de forma geral pode ser dividida em duas partes. A primeira parte consiste na identificação do potencial dos tornados no ambiente e a segunda no reconhecimento e monitoramento das tempestades tornádicas, uma vez formadas. O diagnóstico do potencial severo no ambiente baseia-se na descoberta de padrões de escala sinótica, na avaliação dos índices termodinâmicos e no conhecimento climatológico do seu comportamento (DOSWELL, 1993; BUNKERS et al., 2015).

Um dos aspectos importantes para o estudo do potencial e da ocorrência de tempestades severas são os parâmetros (ou índices) termodinâmicos, pois estes descrevem a intensidade da instabilidade atmosférica e indicam a probabilidade de que ocorra convecção (DOSWELL; SCHULTZ, 2006). Dentre os vários índices encontrados na literatura, podem ser citados: CAPE (energia potencial convectiva disponível), CIN (energia de inibição), o LI (índice de levantamento), o SI (Índice de Showalter), o índice K e o índice SWEAT. Estes índices foram originalmente definidos para serem utilizados nos EUA. Sendo assim, foram testados em condições de convecção profunda e tempestades severas nos EUA e, portanto, os

valores limites de cada índice são, rigorosamente falando, válidos para aquela localidade. Dado que atualmente estes índices são usados em estudos realizados em qualquer outro país do planeta, não necessariamente os limiares serão os mesmos (NASCIMENTO; FOSS, 2010), mas continuam servindo como referência. O ideal seria que houvesse valores limites adaptados para as diferentes localidades.

Segundo Weisman e Rotunno (2000) conhecer a configuração dos ventos contribui para a previsão de tornado, pois se pode conhecer o cisalhamento vertical do vento, a vorticidade, os fluxos e a helicidade do ambiente, sendo este último o elemento mais importante para indicar o potencial de uma tempestade para gerar ou não um tornado. Também Doswell e Burgess (1993) afirmaram que o cisalhamento vertical do vento é um fator determinante na estrutura de tempestades. Sua organização determina, em grande parte, o potencial giratório da tempestade, daí a importância que tem no desenvolvimento de tornados. O papel fundamental do cisalhamento vertical do vento é o de identificar regiões onde a convecção é favorável e onde esta é inibida. O cisalhamento vertical do vento é um requisito extremamente importante para a formação de tempestades supercelulares. Ele pode ser calculado em camadas mais rasas, mais profundas, em níveis baixos, médios ou altos. Na figura 13 são mostrados diagramas *boxplot* com valores de cisalhamento vertical do vento, encontrados em situação de convecção severa nas camadas entre 0-2km, 0-4km e entre 0-6 km de altura.

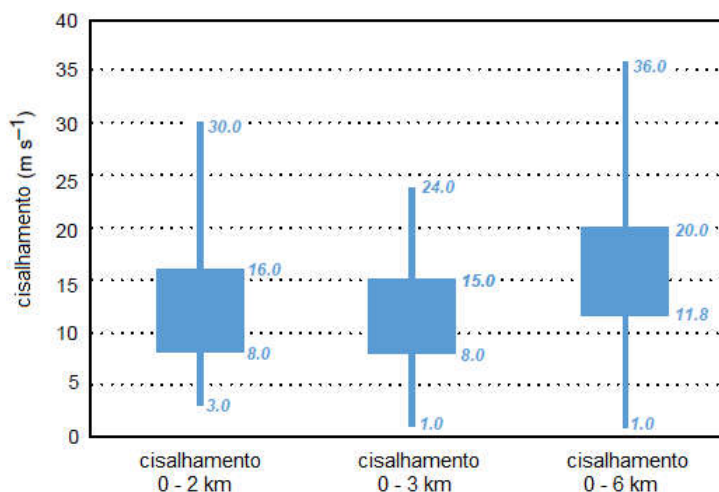


Figura 13 – Diagramas *boxplot* das magnitudes dos vetores cisalhamento vertical do vento nas camadas 0-2km, 0-3km e 0-6km, em ambientes com convecção extrema. (Adaptado de EVANS; DOSWELL, 2001). Os números em azul (de baixo para cima) indicam os valores: mínimo, do primeiro quartil, do terceiro quartil e máximo.

Fonte: Adaptado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010, pág.260.

Outro fator importante segundo Davies-Jones (2015) é a intrusão de ar seco nos níveis médios da atmosfera, pois este provoca a evaporação das gotículas de d'água e gotas de chuva e produz um subsequente resfriamento no ar ambiente. O resfriamento aumenta a flutuabilidade negativa que, por sua vez, intensifica a intensidade das correntes descendentes.

O serviço operacional de previsão de tornados dos EUA, *Severe Local Storm* (SELS) foi criado no início da década de 1950. Doswell et al. (1993), na revisão feita sobre previsão de tornados nos EUA, comentam que no SELS são utilizadas três abordagens para fazer a previsão dos tornados:

- reconhecimento do padrão sinótico;
- avaliação de índices convectivos;
- climatologia.

A junção de todas estas informações continua sendo muito difícil, dadas as pequenas escalas espaciais e temporais dos tornados. Para os previsores, ficou claro que não há um *único* padrão sinótico presente em cada evento tornádico. Ao contrário, diferentes padrões de grande escala podem estar associados com uma determinada ocorrência particular de evento tornádico. Desta forma, ao invés de se fazer a previsão do tornado, propriamente dito, é melhor fazer a previsão da tempestade (produtora do tornado) que pode se formar e evoluir sob determinada condição sinótica (DOSWELL et al., 1993). Uma dificuldade adicional está relacionada ao fato de que as tempestades supercelulares, produtoras da maioria dos (mais violentos) tornados, nem sempre produzem tornados e nem todos os tornados são produzidos por supercélulas (DAVIES-JONES et al., 2001).

Considerando o cisalhamento vertical do vento na camada entre 0 e 6km e CAPE (Figura 14), é possível obter um indicativo de ocorrência de tempestades que gerem tempo severo ou não, em qualquer lugar do planeta, desde que haja condições de desenvolvimento de convecção profunda (BROOKS et al., 2003). Esta figura foi obtida a partir das sondagens de proximidade nos EUA feitas com dados de reanálise NCEP, para os anos 1997-1999. Observa-se que as formações tornádicas ocorreram preferencialmente com valores elevados tanto de CAPE quanto de cisalhamento 0-6km, mas não exclusivamente. Isto, porque a CAPE também apresentou valores inferiores 100Jkg^{-1} em tornados, com valores de cisalhamento 0-6km predominantemente superiores a 10m/s.

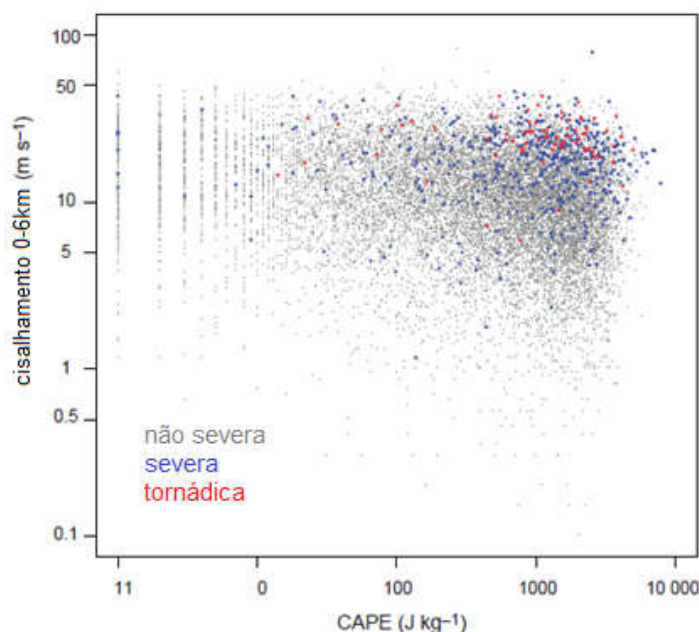


Figura 14 – Diagramas de dispersão entre valores do cisalhamento vertical do vento entre 0 e 6 km, e de CAPE, obtidos em sondagens de reanálise, em situações de tempestades não severas, severas e tornádicas nos EUA (original em BROOKS et al., 2003).

Fonte: Adaptado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010, pág. 274.

2.1.6 Tornado em Indaiatuba

No dia 24 de maio de 2005 houve grande atividade convectiva no estado de São Paulo, associada à passagem de um sistema frontal. Na frente da frente fria houve a formação de duas tempestades supercelulares que se deslocaram em paralelo, como mostrado pelo radar Doppler do Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet), instalado na cidade de Bauru (BRU) (HELD et al., 2010). A tempestade supercelular de menor duração (3 horas) produziu o tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba e regiões vizinhas. A outra tempestade supercelular teve duração de 4 horas e produziu ventos muito fortes na cidade de Iaras. A figura 15, extraída de Held et al. (2006a), mostra as trajetórias destas duas tempestades supercelulares. Os círculos indicam a localização dos centroides de 40dBZ identificados pelo radar Doppler instalado em BRU. O rastro de destruição que este tornado produziu em Indaiatuba se estendeu por aproximadamente 15km, com até 200m de largura (Held et al., 2006b). A trajetória deste tornado seguiu aproximadamente o movimento da tempestade que o produziu, de NW-SE.

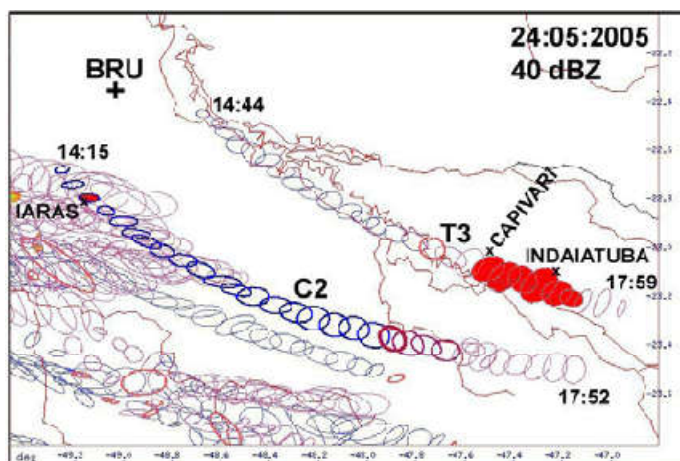


Figura 15 – Localização dos centros de 40dBZ das tempestades observadas no dia 24/05/2005 no estado de São Paulo. As tempestades supercelulares que se deslocaram em paralelo estão indicadas por C2 e T3. Os círculos preenchidos em vermelho mostram a trajetória do tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba. (BRU = Bauru).

Fonte: HELD et al., 2006a.

De acordo com notícias veiculadas no jornal Folha de São Paulo, no dia 25 de maio de 2005:

“Em Capivari, a prefeitura decretou estado de emergência e contabilizou cem pessoas desabrigadas devido às chuvas e ventania que atingiram a cidade na terça. Uma mulher morreu ao ser atingida por uma viga de madeira.”

“Em Indaiatuba, ao menos 30 empresas do distrito industrial foram parcialmente destruídas pela força do tornado, que atingiu cerca de 100 km/h. Segundo a prefeitura, os prejuízos chegam a R\$ 97,2 milhões, dos quais R\$ 90 milhões foram causados a empresas e indústrias.... Escolas, postos de saúde e parte da prefeitura também foram destruídos..... A força do vento também derrubou 18 vagões de trem que estavam estacionados no bairro Pimenta.”

O jornal O Estado do Paraná publicou no dia 28 de maio de 2005 que “... a velocidade dos ventos foi superior a 251 quilômetros por hora, conforme o pesquisador do Instituto Tecnológico do Sistema Meteorológico do Paraná (Simepar), Ernani de Lima Nascimento....” Com base nesta informação, a intensidade deste tornado foi EF3.

O tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba cruzou a rodovia estadual SP-075, motivo pelo qual foi filmado pelas câmeras de vigilância da empresa Rodovias das Colinas S.A., concessionária responsável pelo tráfego e manutenção desta

rodovia. As imagens deste tornado, mostradas na figura 16 (NASCIMENTO et al., 2014), foram obtidas a partir de câmeras de vigilância instaladas em diferentes locais, motivo pelo qual é possível perceber os mesmos pontos de referência de ângulos diferentes. As principais referências são uma torre branca (indicada por WT, na figura) e um depósito (indicado por WH, na figura). Nascimento et al. (2014) evidenciaram a rotação ciclônica deste tornado e do mesociclone da tempestade supercelular (Figura 16a) e mostraram que este tornado, em questão de segundos, apresentou dois subvórtices (Figuras 16b, 16c). Estes vórtices ficaram visíveis quando destruíram uma estação de energia elétrica, causando a explosão de equipamentos.



Figura 16 – Sequência de imagens do tornado que atingiu a cidade de Indaiatuba/SP no dia 24/05/2005, em diferentes ângulos, extraídas dos vídeos das câmeras de vigilância da empresa Rodovias das Colinas S.A. Em (a) a seta larga branca indica o sentido de rotação ciclônico deste tornado. Em (b) e (c) as setas pretas indicam os subvórtices imersos na circulação. (WT=torre branca, WH=depósito).

Fonte: NASCIMENTO et al., 2014.

Na figura 17 são mostradas fotos dos estragos provocados por este tornado. Segundo a Prefeitura de Indaiatuba, os prejuízos provocados por este tornado foram estimados em 97,2 milhões de reais. Foram destruídas quatro indústrias e três torres de energia elétrica ficaram retorcidas, deixando a cidade sem energia elétrica

durante 30 horas. O abastecimento de água também foi prejudicado. O tornado atingiu os bairros da zona sul da cidade, onde pelo menos 400 casas foram destelhadas. Foi decretado estado de calamidade pública, publicado no diário do Grande ABC do dia 25 de maio de 2005.



Figura 17 – Danos causados pelo tornado na cidade de Indaiatuba/SP, em 24/05/2005.

Fonte: DigiForum

2.2 Descargas Elétricas Atmosféricas

Uma descarga elétrica ocorre na atmosfera quando ocorre um campo elétrico de intensidade superior à rigidez dielétrica (ou capacidade isolante) do ar. Estas descargas apresentam-se como canais ionizados com diversas ramificações que se estendem por vários quilômetros, tanto na vertical quanto na horizontal (UMAN, 2001).

Os mecanismos de geração de cargas elétricas no interior das nuvens ainda não são totalmente conhecidos e continuam sendo alvo de investigação. Em parte, isto se deve ao fato da estrutura elétrica das tempestades ser muito complexa. De

acordo com a literatura (WILLIAMS et al., 1989; MASON, 1988; SAUNDERS, 1993; UMAN, 2001; RAKOV; UMAN, 2003), a geração de cargas dentro de uma tempestade ocorre devido a processos microfísicos, a partir da colisão entre partículas de gelo de diferentes tamanhos. À medida que os cristais de gelo e granizos ficam carregados, estas cargas são separadas por processos microfísicos (WILLIAMS, 1988).

2.2.1 Tipos

Existem cinco tipos diferentes de descargas elétricas atmosféricas, classificadas em função do local onde se originam até o ponto onde terminam. Os tipos de descargas elétricas atmosféricas são:

- intra-nuvem (IN), pois ocorrem no interior de uma mesma nuvem (Figura 18a);
- entre-nuvem (EN), pois ocorrem entre duas ou mais nuvens distintas (Figura 18a);
- nuvem-ar (NA), pois partem de uma nuvem e terminam na atmosfera, sem entrar em contato com outras nuvens ou com o solo;
- nuvem-solo (NS), porque se originam na nuvem e terminam no solo. São classificadas em descargas nuvem-solo positivas (Figura 18b) e negativas (Figura 18c) em função da polaridade da corrente transportada;
- solo-nuvem (SN), pois se originam no solo e terminam na nuvem. Estas também podem ser classificadas em descargas solo-nuvem positivas (Figura 18d) e negativas (Figuras 18e).

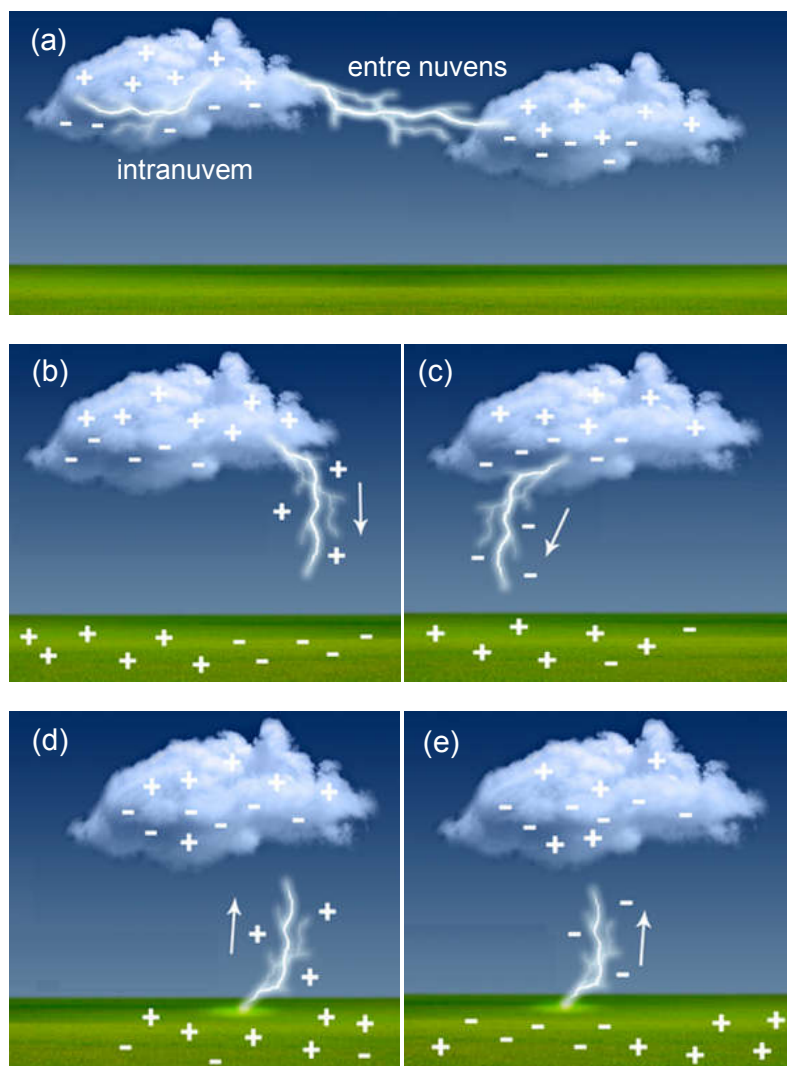


Figura 18 – Ilustração dos cinco tipos de descargas elétricas atmosféricas: (a) intranuvem e entre nuvens, (b) nuvem-solo positiva, (c) nuvem-solo negativa, (d) solo-nuvem positiva, (e) solo-nuvem negativa.

Fonte: Modificado de ELAT/INPE, 2016.

2.2.2 Climatologia

Estudos climatológicos da ocorrência de descargas elétricas atmosféricas a nível mundial, mas em uma faixa localizada entre 40°N e 40°S, foram viabilizados somente a partir do lançamento do satélite TRMM, em novembro de 1997. Este programa foi encerrado em abril de 2015. No satélite TRMM foram embarcados vários sensores, dentre os quais o *Lightning Imaging Sensor* (LIS), que detectava todas as descargas elétricas atmosféricas, sem distinção do seu tipo. Estudos envolvendo precipitação na faixa de cobertura do TRMM foram feitos com os dados

do *Precipitation Radar* (PR), também embarcado neste satélite. Os dados do PR colocam em evidência o caráter da precipitação, na medida em que consegue discernir aspectos convectivos e estratiformes.

Cecil et al. (2005), utilizando dados do satélite TRMM obtidos entre dezembro de 1997 e novembro de 2000, combinaram valores de taxa de precipitação com número de descargas atmosféricas por minuto e estabeleceram cinco categorias (0 ao 5) para discriminar a intensidade da atividade convectiva, a nível mundial. Na Figura 19 é mostrada a distribuição espacial destas categorias, onde as cores e símbolos denotam as diferentes categorias. Observa-se que nas regiões Sul e Sudeste do Brasil os padrões combinados atingiram as categorias 3, 4 e 5, o que significa que tanto a taxa de precipitação quanto a quantidade de descargas de descargas são elevadas nestas regiões.

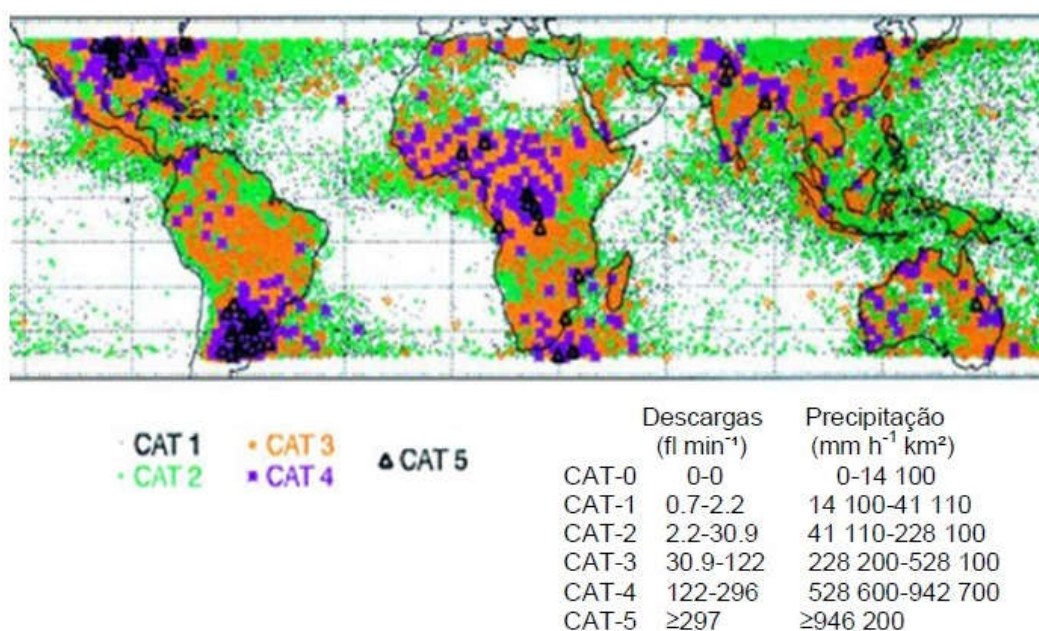


Figura 19 – Padrões de descargas atmosféricas e de precipitação, para o período de dezembro de 1997 a novembro de 2000, a partir dos dados obtidos pelos sensores a bordo do satélite TRMM.

Fonte: Adaptado e modificado de CECIL et al., 2005.

Zipser et al. (2006), com mais anos de dados do TRMM, investigaram as regiões no mundo mais propícias à formação de tempestades intensas com dados do sensor LIS, dado que a presença de descargas atmosféricas constitui um bom indicador da intensidade da convecção. Na figura 20 é mostrada a variação sazonal

dos valores de taxas de descargas atmosféricas superiores a 126,7 descargas/minuto. Observa-se que no Sul da AS estas elevadas taxas ocorrem ao longo de todo o ano. Particularmente, as regiões Sul e Sudeste do Brasil se destacaram por apresentar elevados valores nestas taxas de descargas atmosféricas, demonstrando que a intensidade das tempestades foi a mais intensa.

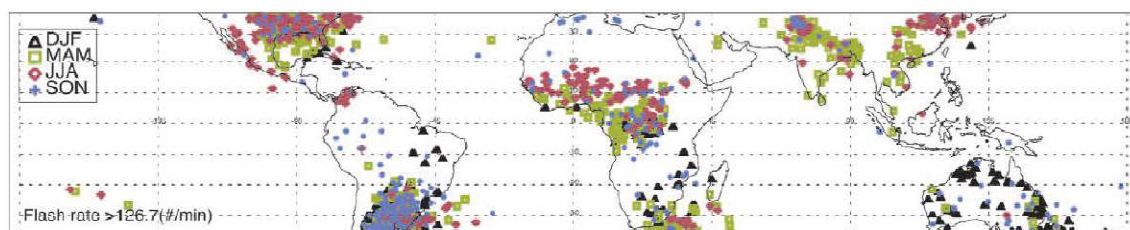


Figura 20 - Distribuição sazonal das descargas elétricas atmosféricas detectadas pelo satélite TRMM no período compreendido entre janeiro de 1998 e dezembro de 2004.

Fonte: Modificado de ZIPSER et al., 2006.

Estudos recentes (ROMATSCHKE; HOUZE, 2010; LIU et al., 2012; ROMATSCHKE; HOUZE, 2013; RASMUSSEN et al., 2014; CECIL et al., 2015), colocaram em evidência características distintas para os padrões de descargas atmosféricas e de precipitação sobre a AS. Em todos os estudos citados, foram utilizados dados do sensor LIS e do PR, embarcados no satélite TRMM.

Rasmussen et al. (2014) utilizaram dados de 16 anos (1998 – 2003) obtidos pelos sensores a bordo do satélite TRMM para avaliar as variações sazonais das descargas atmosféricas detectadas na região sul da AS. Tais resultados são mostrados na figura 21. Os autores encontraram que muitas descargas atmosféricas foram observadas ao longo do ano, sobre na primavera e no verão no sul da AS. De acordo com esta figura, limitada entre as latitudes 19,5°S e 40°S, as descargas detectadas em solo brasileiro ocorreram nos estados das regiões sul e sudeste, justamente onde mais tornados foram registrados (SILVA DIAS, 2011).

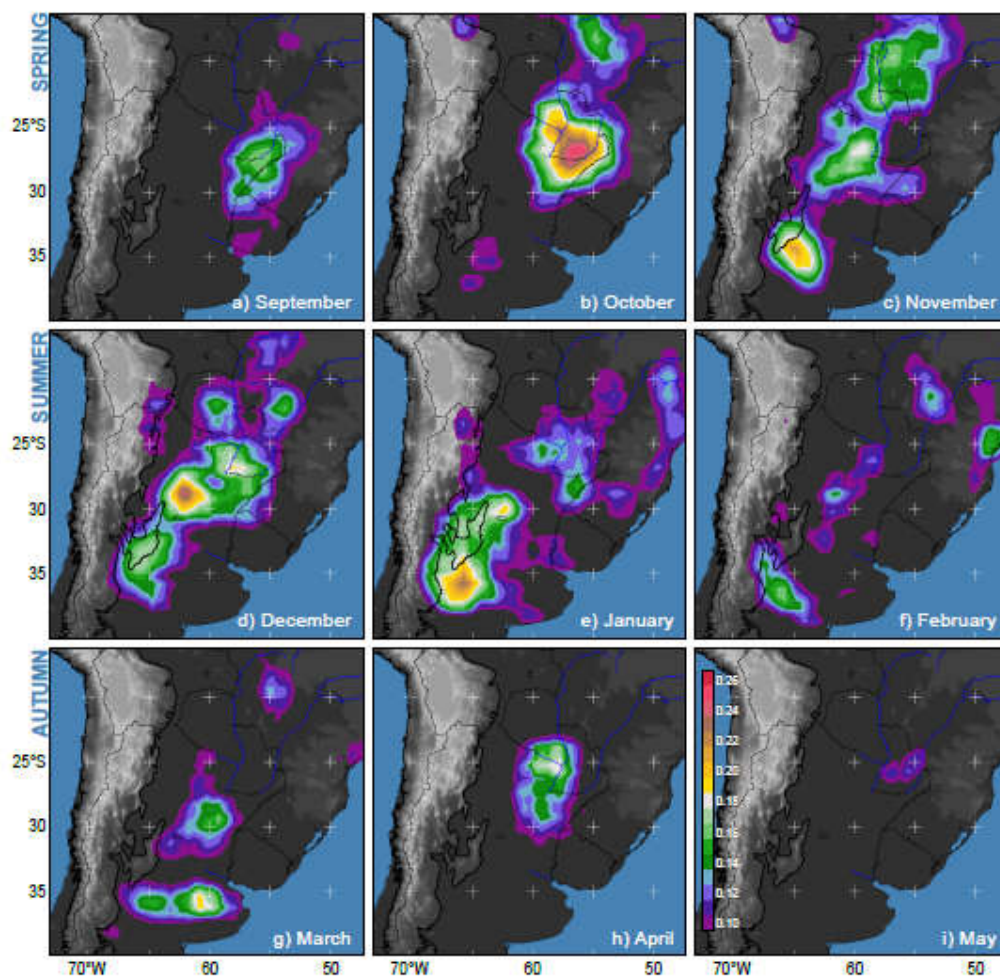


Figura 21 – Variação sazonal das descargas atmosféricas (descargas/km²/ano) obtida com dados de 16 anos do satélite TRMM nos meses de (a) – (c) primavera, (d) – (f) verão, (g) – (i) outono austrais.

Fonte: RASMUSSEN et al., 2014.

3 Metodologia

3.1 Modelagem atmosférica

Para a realização desta pesquisa foram utilizadas as simulações provenientes do modelo numérico de previsão de tempo WRF, na sua versão 3.7 (WANG et al., 2016). Este modelo foi desenvolvido para estudos de fenômenos de microescala e de mesoescala, sendo também muito usado na previsão do tempo em mesoescala.

Foram utilizados os dados de dois modelos, como condições iniciais e de fronteira, nas simulações do modelo WRF. De um lado, foram utilizados os dados do modelo *Global Forecasting System* (GFS) e, de outro, dados do modelo *NCEP Final Analysis* (FNL). Ambos são atualizados a cada 6 horas e têm resolução horizontal de 1° em latitude e em longitude. As simulações foram feitas com 35 níveis verticais, distribuídos de maneira não linear com a altura para privilegiar os baixos níveis. O período simulado teve início às 12UTC do dia 23/05/2005 e terminou à 00UTC do dia 25/05/2005. Na tabela 2 estão indicadas as opções escolhidas das diversas parametrizações do modelo WRF.

Tabela 2 – Elenco de parametrizações adotadas nas simulações com o modelo WRF.

Parametrizações	Opções selecionadas
Camada superficial	Similaridade (MM5)
Camada limite planetaria	Yonsei University (YSU)
Convecção	Kain-Fritsch
Microfísica	WRF Single-Moment 3-class
Modelo de solo	Pleim-Xiu Land Surface Model
Radiação de onda longa	RRTM
Radiação de onda curta	Dudhia

As simulações foram feitas utilizando duas grades aninhadas, conforme mostrado na figura 22. O domínio maior envolveu grande parte da América do Sul, com resolução horizontal de 36km. O domínio menor abrangeu os estados das regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, com resolução horizontal de 12km.

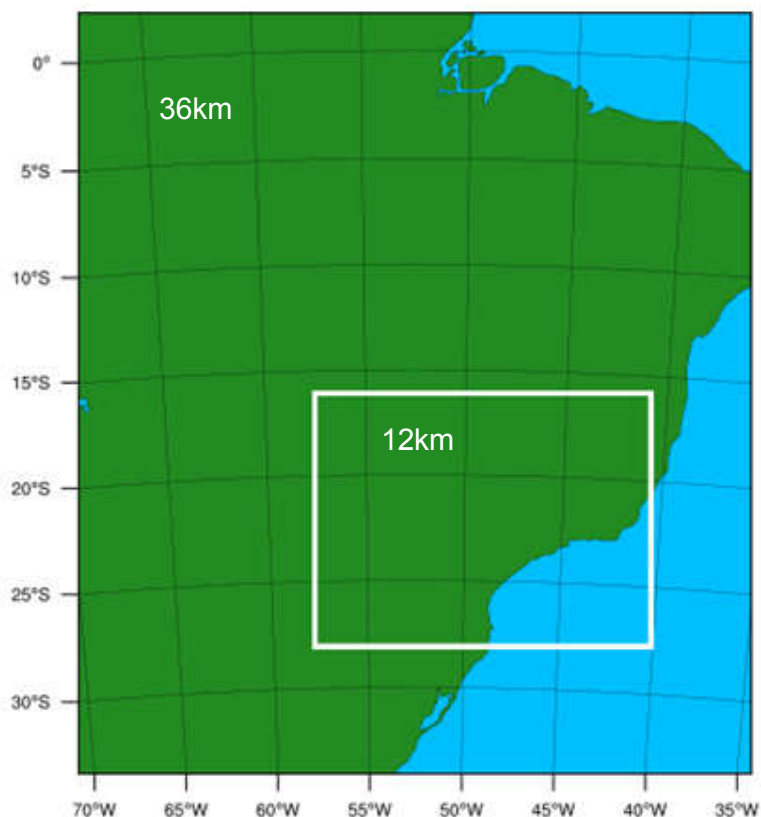


Figura 22 – Especificação dos dois domínios utilizados nas simulações utilizando o modelo WRF.

Foi usado o pacote de visualização *Grid Analysis and Display System* (GrADS) para calcular e visualizar os diferentes parâmetros convectivos e variáveis meteorológicas obtidos com o modelo WRF.

3.2 Descrição Sinótica

As condições meteorológicas de grande escala associadas ao evento tornádico ocorrido na cidade de Indaiatuba, no dia 24/05/2005, foram obtidas com o uso de imagens de satélite geoestacionário e campos de variáveis obtidas com as simulações do modelo WRF a partir de dados de entrada do modelo GFS, no domínio maior. As imagens do satélite Global Online Enrollment System-12 (GOES-

12), realçadas no canal infravermelho, foram obtidas junto ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). A descrição sinótica será feita usando foram utilizados os dados do modelo GFS. Os campos meteorológicos analisados foram altura geopotencial nos níveis 850hPa, 500hPa e 250hPa, além dos ventos a 10m e nos níveis 850hPa e 250hPa, temperatura a 2m e razão de mistura a 2m a partir dos .

3.3 Parâmetros Termodinâmicos e Variáveis Meteorológicas

3.3.1 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

O índice CAPE é calculado pela equação (DOSWELL; RASMUSSEN, 1994):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NET} \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (1)$$

onde g é a aceleração da gravidade, T_{vp} e T_{va} são as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente, respectivamente, NCE é o nível de convecção espontânea (nível em que a temperatura da parcela torna-se superior à do ambiente) e NET é o nível de equilíbrio térmico (nível em que a temperatura da parcela torna-se igual à do ambiente).

A variável CAPE é uma medida da instabilidade em uma camada profunda da atmosfera e está relacionada com a intensidade das correntes ascendentes em tempestades. Na tabela 3 são apresentados valores de referência da CAPE relativamente à intensidade da instabilidade.

Tabela 3 – Valores de referência da CAPE.

Valores de CAPE (J kg ⁻¹)	Característica da Instabilidade
<1000	Fraca
1000 ≤ CAPE < 2500	Moderada
2500 ≤ CAPE < 4000	Forte
CAPE ≥ 4000	Extrema

3.3.2 Inibição Convectiva (CIN)

A CIN representa a área “negativa” em uma sondagem, que deve ser superada para que uma tempestade comece a se formar. Em outras palavras, a CIN indica a quantidade de energia que irá impedir uma parcela de ar ascender desde o nível da superfície até o nível de convecção livre.

Sua definição matemática é semelhante à da CAPE, mas com níveis de integração entre a superfície e o nível de convecção espontâneo, como mostra a equação abaixo (HOUZE, 2014):

$$CIN = -g \int_{\text{sup}}^{NCE} \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (2)$$

onde g é a aceleração da gravidade, T_{vp} e T_{va} são as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente, respectivamente, e NCE é o nível de convecção espontânea (nível em que a temperatura da parcela torna-se superior à do ambiente). CIN é medido em números negativos. Quanto menores forem os seus valores (-200, -100), menores serão as chances de tempestades se desenvolver.

3.3.3 Helicidade Relativa à Tempestade (HRT)

A HRT é calculada utilizando a equação (DAVIES-JONES, 1984):

$$HRT_{0-h} = -\int_0^h \hat{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \wedge \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (3)$$

onde \hat{k} é o vetor unitário ao longo do eixo z , \vec{V} é a velocidade do vento ambiente, \vec{c} é a velocidade de deslocamento da tempestade e $\frac{\partial \vec{V}}{\partial z}$ é o cisalhamento vertical do vento ambiente. A HRT é uma medida do potencial para rotação da corrente ascendente em supercélulas e geralmente é calculada para as camadas entre a superfície e 1km ou 3km de altura, com valores positivos/negativos no hemisfério norte/sul (NASCIMENTO, 2005). Neste trabalho foi utilizada a HRT na camada entre

0 e 3km, obtida a partir dos dados das radiossondagens obtidas no ambiente GrADS. Valores de HRT_{0-3km} menores que $-150m^2s^{-2}$ sugerem um aumento na ameaça de tornados com supercélulas.

3.3.4 Índice Energia Helicidade (IEH)

O IEH foi definido como (HART; KOROTKY, 1991 apud RASMUSSEN; BLANCHARD, 1998):

$$IEH = \frac{CAPE \times HRT_{0-1km}}{1,6 \times 10^5} \quad (4)$$

onde HRT_{0-1km} é a helicidade relativa à tempestade, calculada na camada entre 0 e 1km. Pela sua definição, vê-se que este índice resulta do produto entre dois outros índices convectivos. Desta forma, valores do IEH elevados resultam de valores igualmente elevados de CAPE e de HRT_{0-1km} . Para o hemisfério norte, valores maiores que 1 indicam potencial para a formação de supercélulas e valores maiores que 2 indicam grande probabilidade de formação de supercélulas. Adaptado ao hemisfério sul, estes valores de referência do IEH são negativos.

3.3.5 Índice K

O índice K foi definido por George (1960) como

$$K = T_{850} + Td_{850} - T_{500} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (5)$$

onde T é a temperatura do ar e Td é a temperatura de ponto de orvalho nos níveis indicados em subscrito. Os valores críticos do índice K são mostrados na tabela 4.

Tabela 4- Valores críticos do índice K.

Valores do índice K (°C)	Probabilidades de tempestades (%)
$K < 20$	0 a 20
$21 \leq K \leq 25$	20 a 40
$26 \leq K \leq 30$	40 a 60
$31 \leq K \leq 35$	60 a 80
$36 \leq K \leq 40$	80 a 90
$K > 40$	>90

3.3.6 Índice Total-Totals (TT)

O TT foi desenvolvido por Miller (1972), sendo definido como

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (6)$$

onde T e Td são a temperatura e temperatura do ponto de orvalho, respectivamente, nos níveis indicados em subscrito. Na tabela 5 são mostrados os valores críticos de do índice TT.

Tabela 5 - Valores críticos do índice TT.

Valores do índice TT (°C)	Ocorrência de tempestades severas
< 44	sem tempestades severas
44 a 50	situações favoráveis a tempestades
50 a 55	moderada probabilidade de tempestades severas
> 55	alta probabilidade de tempestades severas

3.3.7 Índice SWEAT

O índice SWEAT mescla informações termodinâmicas e cinemáticas. Foi desenvolvido por Miller (1972) e modificado para uso no hemisfério sul por Nascimento (2005), conforme equação abaixo:

$$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125(\sin|difdirV| + 0,2) \quad (7)$$

onde TT é o índice Total-Totals, Td_{850} é a temperatura do ponto de orvalho em 850hPa, V_{850} e V_{500} são as magnitudes das velocidade do vento em 850 e 500hPa, respectivamente, $difdirV = (dirV_{500} - dirV_{850})$, onde $dirV_{500}$ é a direção do vento em 500hPa e $dirV_{850}$ é a direção do vento em 850hPa. Os valores crítico do índice SWEAT são mostrados na tabela 6.

Tabela 6 - Valores críticos do SWEAT.

Valores do SWEAT (adimensional)	Ocorrência de tempestade severa
$SWEAT < 300$	Sem tempestades severas
$300 < SWEAT < 400$	Probabilidade de tempestades severas
$SWEAT > 400$	Probabilidade de eventos tornádicos

Nascimento (2005) destacou que existem algumas questões que precisam ser levadas em consideração no cálculo do índice SWEAT:

- a) se $TT < 49$ e $Td_{850} < 0$, estes termos deverão ser igualados a zero;
- b) para o hemisfério sul, o último termo da equação (10) deverá ser desprezado se (pelo menos) uma das condições abaixo não for satisfeita:
 - condição 1: direção do vento em 850hPa deve estar entre 290° e 360° ou entre 0° e 50° ;
 - condição 2: direção do vento em 500hPa deve estar entre 230° e 330° ;
 - condição 3: $difdirV$ deve ser negativa e, se a direção do vento em 850hPa estiver entre 0° e 50° , deve-se somar 360° à direção do vento em 850hPa antes de calcular $difdirV$;
 - condição 4: tanto V_{850} quanto V_{500} devem ser de, pelo menos, 15 nós (7,72m/s).

3.3.8 Cisalhamento Vertical do Vento (CIS)

O CIS foi calculado na camada entre a 10m e 500hPa:

$$CIS_{10m-500hPa} = V_{500hPa} - V_{10m} \quad (8)$$

onde V_{500hPa} e V_{10m} são os módulos dos ventos horizontais no nível de 500hPa e a 10m de altura, respectivamente. Na literatura, os valores de referência para cisalhamento vertical do vento em baixos níveis são fornecidos para a camada compreendida entre 0 e 6km de altura. Valores entre 12m/s e 20m/s são geralmente os mais observados nestas situações (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Estes valores serão utilizados para fins de avaliação do $CIS_{10m-500hPa}$.

3.3.9 Taxa de Variação Vertical de Temperatura (TVVT)

A TVVT foi calculada na atmosfera média, entre 700hPa e 500hPa (DOSWELL et al., 1985), para avaliar a contribuição da instabilidade térmica na equação:

$$TVVT_{700-500hPa} = \frac{dT}{dz} = \frac{T_{500} - T_{700}}{\Delta z} \quad (9)$$

onde T é a temperatura do ar nos níveis indicados em subscrito e Δz é a espessura da camada entre os níveis 700hPa e 500hPa. Sabe-se que uma condição de estabilidade estática absoluta implica que a TVVT do ambiente apresente valores maiores que o valor da adiábica saturada ($\gamma_s = -6^\circ\text{C/km}$). Na prática, valores da adiábica saturada podem variar entre $-5,5^\circ\text{C/km}$ ou $-6,5^\circ\text{C/km}$, dependendo da quantidade de vapor d'água existente na atmosfera. Por sua vez, condições absolutamente instáveis se caracterizam por valores de TVVT menores que o valor da adiábica seca ($\gamma_d = -9,8^\circ\text{C/km}$).

3.3.10 Jato de Baixos Níveis (JBN)

Bonner (1968), com dados de radiossondagens, foi um dos trabalhos pioneiros na identificação de JBN. Ele definiu três critérios, com base na variação

das velocidades dos ventos em baixos níveis. Neste trabalho, foi utilizado o critério 1 de Bonner (1968) que estabelece velocidade máxima dos ventos em 1km igual ou superior a 12m/s, com diminuição em pelo menos 6m/s até 3km de altura (ou menos). Utilizando dados provenientes de modelos atmosféricos, os níveis de altura 1km e 3km são associados aos níveis de pressão 850hPa e 700hPa, respectivamente, assumindo atmosfera padrão. Os critérios de Bonner foram adaptados à AS por Zipser et al. (2004), com a inclusão de dois requisitos que deveriam ser observados para que um JBN fosse classificado como Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS): o máximo de vento em 850hPa deveria ser observado *imediatamente a leste* da Cordilheira dos Andes e componente meridional deveria ser de norte e muito maior que a componente zonal.

A identificação de JBN é essencial, porque estes jatos transportam umidade, aumentam a convergência em baixos níveis na dianteira do jato e, portanto, são responsáveis pela sustentação de convecção no sul da América do Sul.

3.3.11 Ângulo entre ventos de 200hPa e 850hPa

Dada a importância do acoplamento entre os jatos de altos níveis (JAN) e de baixos níveis (JBN), foi calculado o ângulo entre os vetores ventos horizontais dos níveis 200hPa e 850hPa, para cada ponto de grade. Para isto, foi calculada a direção do vetor vento horizontal em cada nível, a partir das componentes horizontais (u , v). A diferença entre as direções dos ventos de 850hPa e de 200hPa foi retida desde que os ventos de 850hPa fossem do quarto quadrante (direções de norte a de oeste) os ventos de 200hPa fossem do terceiro quadrante (direções de oeste a de sul).

Segundo Uccellini e Johnson (1979) e Satyamurty et al. (1998), o acoplamento entre os escoamentos do JBN e do JAN representa um mecanismo dinâmico relevante para o desenvolvimento de tempestades severas o que pode provocar forte instabilidade convectiva em superfície.

3.4 Diagramas Termodinâmicos

Apesar dos avanços tecnológicos e das técnicas da previsão, o diagrama termodinâmico ainda é uma ferramenta essencial para a previsão o tempo. A

observação dos diagramas termodinâmicos fornece informações muito interessantes sobre como se comportam as camadas de ar na atmosfera. Existem vários tipos de diagramas termodinâmicos que permitem analisar as sondagens nas áreas de pesquisa das ciências atmosféricas operacionais. Os mais conhecidos são o Tefigrama, o diagrama de Stüve, o Emagrama e o diagrama de Herlofson, também conhecido como diagrama SkewT/LogP. Há muitas décadas o diagrama SkewT/LogP é usado para avaliar uma ampla variedade de condições meteorológicas, principalmente para verificar as condições de instabilidade atmosférica.

Dado que no município de Indaiatuba/SP não há uma estação meteorológica de ar superior, o diagrama termodinâmico do tipo SkewT/LogP foi obtido utilizando com campos de saída do modelo WRF, obtidos na grade de 12km e com dados iniciais e de contorno do GFS. Nestas condições, foram obtidas “pseudo-sondagens” de proximidade, nomenclatura utilizada por Brooks et al. (2003) para designar perfis termodinâmicos verticais simulados. Estes perfis foram obtidos no ambiente GrADS, usando o programa desenvolvido por Bob Hart (disponível em <http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software/skew.html>) e no ambiente Python, desenvolvendo um programa com as bibliotecas e funções internas do mesmo.

3.5 Descargas Elétricas Atmosféricas

Os dados de descargas elétricas atmosféricas foram obtidos pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT), cedidos pela Empresa FURNAS, do sistema Eletrobras. Estes dados são unicamente do tipo NS. A RINDAT é formada por 24 sensores, localizados nos estados da região Sudeste e nos estados de Goiás, Distrito Federal e Paraná. Estes sensores fornecem informações de posição geográfica (latitude e longitude), tempo (hora, minuto, milissegundo), intensidade da corrente elétrica (kA, kiloAmpere) e polaridade (positiva ou negativa) da descarga atmosférica detectada. Na figura 23 é mostrado o modelo de eficiência de detecção desta rede, desenvolvido por Naccarato e Pinto Jr. (2008). As regiões onde as descargas NS são detectadas com 85% de eficiência (ou mais) envolve parte dos estados do Paraná (PR), Goiás (GO), Minas Gerais (MG) e Rio de Janeiro (RJ), quase todo o estado de SP (com exceção do extremo oeste) e uma parte do Oceano Atlântico, próximo do litoral paulista e litoral sul do RJ.

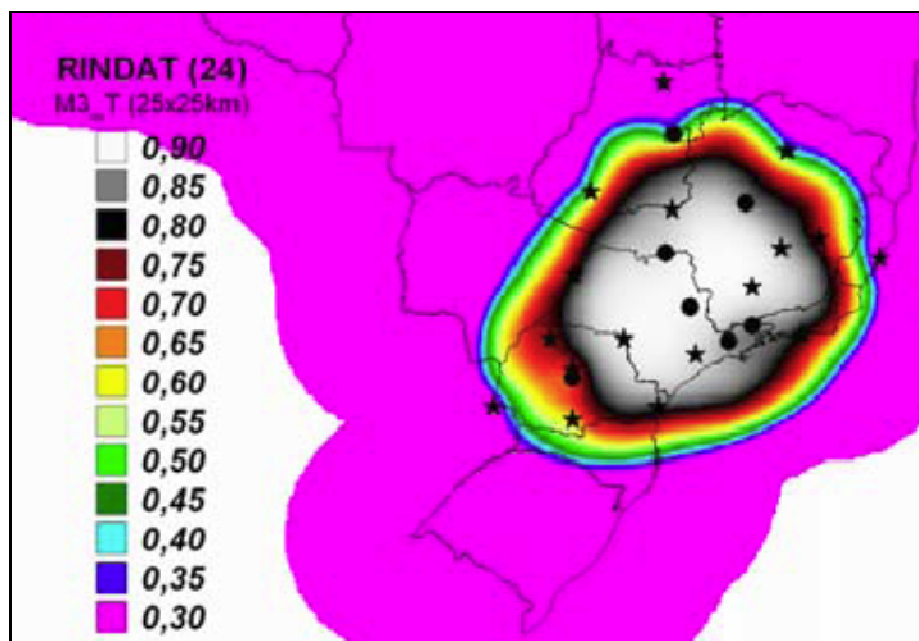


Figura 23 - Modelo de eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT). Os símbolos (círculos e asterisco) indicam a localização dos 24 sensores.

Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008.

A região compreendida entre 19,5°S – 25,5°S e 44°W – 53,5°W, mostrada na figura 24, é aquela para a qual foram feitas as análises das descargas NS detectadas durante o dia 24/05/2005. Esta região foi dividida em pixels com dimensões de 0,2° em latitude e longitude, nos quais foram contabilizadas as descargas NS detectadas em quatro períodos de 6 horas (00:00- 05:59UTC, 06:00-11:59UTC, 12:00-17:59UTC e 18:00-23:59UTC) ao longo do dia 24 de maio de 2005.

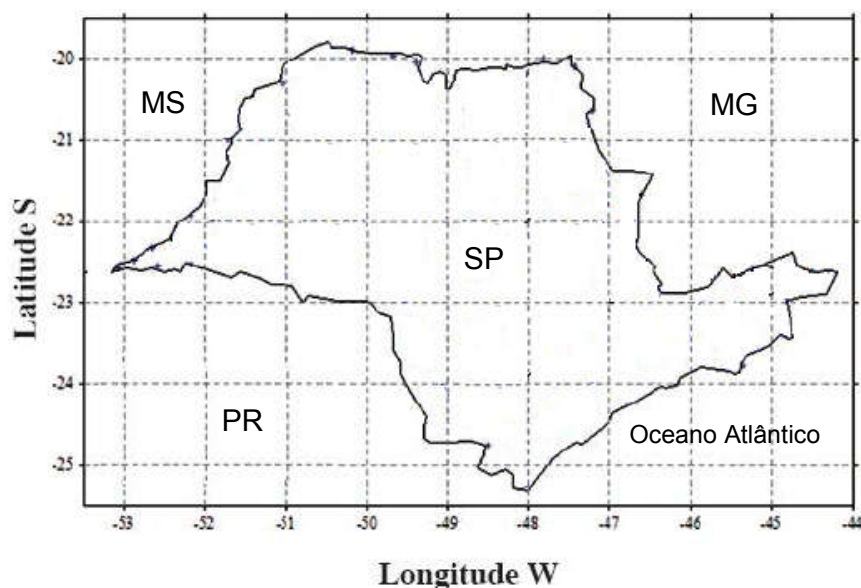


Figura 24 – Área retida no estudo das descargas atmosféricas nuvem-solo detectadas pela RINDAT, no dia 24/05/2005. O contorno sólido destaca o estado de São Paulo. (MS = Mato Grosso do Sul, PR = Paraná, SP = São Paulo, MG = Minas Gerais).

Tendo em vista que a quantidade de descargas NS detectada em cada pixel é extremamente variável, foram definidas 6 classes para cada um dos intervalos de 6 horas (mencionados anteriormente), cujos limites superiores são função do valor máximo absoluto de descargas/pixel, observado naquele intervalo de tempo. O limite inferior é arbitrário e foi escolhido como sendo de 1 descarga NS. Na tabela 7 é mostrada a maneira pela qual foram definidos os limites (inferior e superior) (FREITAS, 2016) de cada classe, aplicada para cada um dos quatro períodos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005.

Tabela 7 – Definição dos limites inferior e superior de cada uma das seis classes em que foram divididas as descargas NS detectadas/pixel em cada um dos períodos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005.

Classe	Limite inferior	Limite superior
1	10	valor máximo dividido por 6
2	limite superior classe 1+1	2xlimite superior classe 1
3	limite superior classe 2+1	3xlimite superior classe 2
4	limite superior classe 3+1	4xlimite superior classe 3
5	limite superior classe 4+1	5xlimite superior classe 4
6	limite superior classe 5+1	valor máximo

Nas avaliações envolvendo as descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT na área de interesse, é preciso *sempre* lembrar que existem subestimações e erros de localização destas no estado de Mato Grosso do Sul (MS) (canto superior esquerdo) e no centro- norte do PR (canto inferior esquerdo), conforme discutido anteriormente.

4 Resultados e Discussões

4.1 Descrição da situação sinótica

A situação sinótica é um dos aspectos importantes que devem ser conhecidos e identificados para estudar a origem do potencial severo no ambiente. Para conhecer qual era a situação sinótica que possibilitou o desenvolvimento do potencial severo no dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba, foram analisadas as imagens de satélite do GOES-12, realçadas no canal infravermelho e os campos das variáveis meteorológicas obtidas com os dados da simulação do modelo WRF com entrada do modelo GFS para o domínio maior, mencionadas anteriormente (ver item 3.2 da Metodologia).

Na figura 25 é mostrada a situação de grande escala às 17UTC do dia 24/05/2005, aproximadamente três horas antes da ocorrência do evento tornádico. Na imagem de satélite (Figura 25A) observa-se a presença de uma frente fria que se estendia desde a região norte da Argentina e sul de Paraguai até o norte de RS e o Oceano Atlântico Sul. Na região pré-frontal, sobre os estados de Santa Catarina, Paraná e grande parte de São Paulo, havia muita atividade convectiva, contribuindo para os processos de instabilidade existentes. A figura 25B mostra um cavado em superfície no sudeste de São Paulo que também está contribuindo na geração de atividade convectiva. O campo dos ventos em 850hPa mostra a existência de um JBN, transportando calor e umidade para toda a região sudeste do Brasil (Figura 25C), enquanto no nível de 200hPa também pode-se observar a presença de um intenso JAN que estava incidindo sobre a cidade de Indaiatuba (Figura 25D). Também é possível observar o acoplamento entre os núcleos destes dois jatos, sendo isso um bom indicativo de instabilidade. Na figura 25E do campo de convergência do fluxo de umidade observa-se o sinal de existência de convergência

sobre grande parte do estado de São Paulo, incluindo a cidade de Indaiatuba. Na figura 25F mostra uma advecção de temperatura quente muito importante para a geração de movimentos ascendentes que favoreceram os processos de instabilidade e convecção profunda.

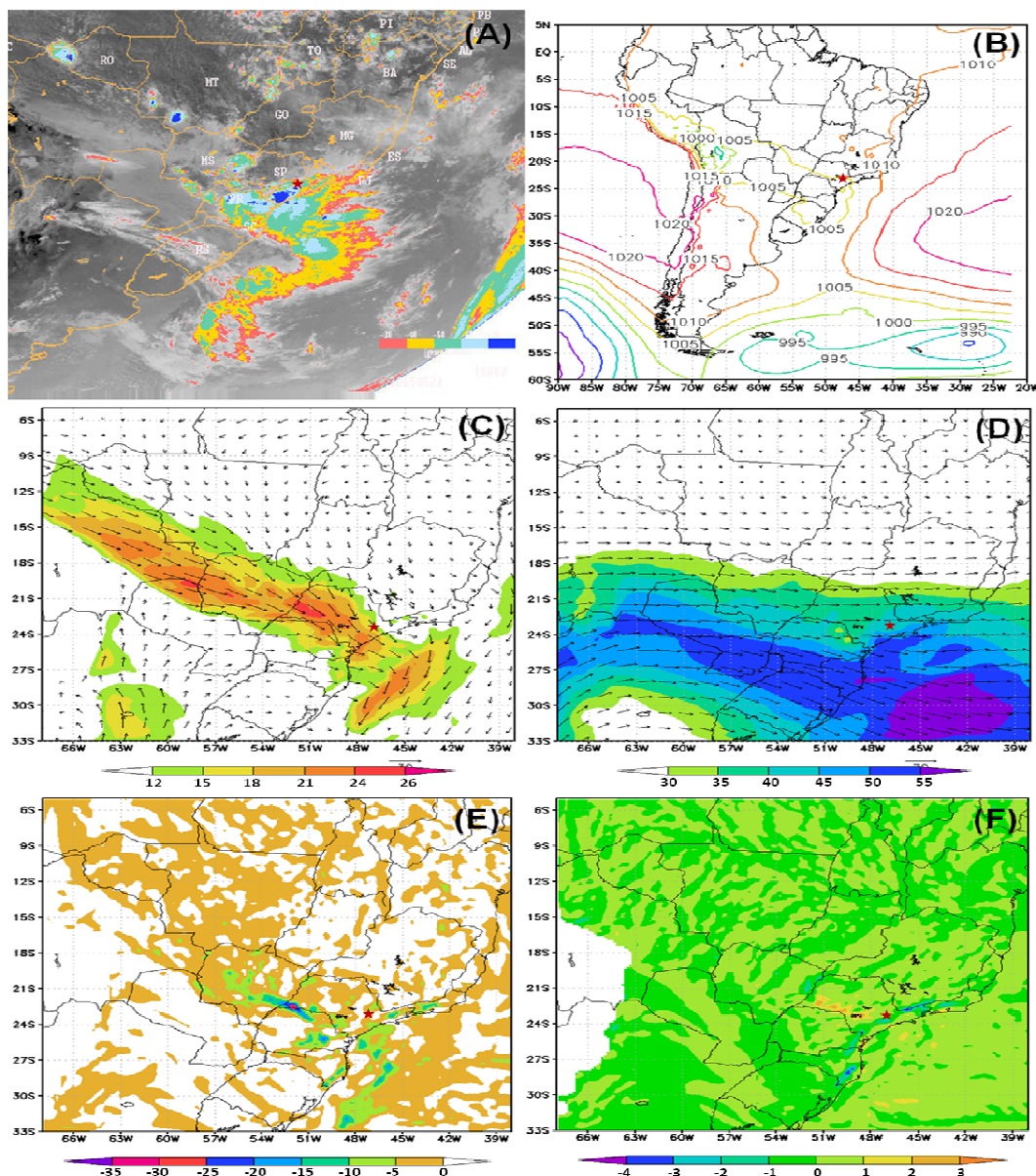


Figura 25 – (A) Imagem de infravermelha realçada do satélite GOES-12 às 17:54 UTC, (B) pressão ao nível meio do mar, (C) direção e magnitude do vento em 850hPa, (D) direção e magnitude do vento em 200hPa, (E) convergência de umidade em 850hPa (F) advecção de temperatura em 850hPa às 17 UTC. Todas são do dia 24 de maio de 2005. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Indaiatuba/SP.

As condições sinóticas 3 horas depois, coincidindo com o horário (aproximado) mais próximo da ocorrência do tornado (às 20 UTC) na cidade de

Indaiatuba/SP, são mostradas na figura 26. Observa-se pouca variação, relativamente, ao visto 3 horas antes. A frente fria se deslocou um tanto mais para o norte, concentrando a maior atividade convectiva sobre o estado de SP (Figura 26A). O cavado em superfície se manteve situado ao sudeste de São Paulo (Figura 26B). A sobreposição dos núcleos dos jatos ainda foi um indicativo de fonte de instabilidade neste horário. Em 850hPa a intensidade do JBN aumentou nas proximidades de Indaiatuba (Figura 26C), o que propiciou continuidade no transporte de umidade e calor provenientes para o sudeste e, por conseguinte, na geração de muita instabilidade na região. Entretanto em 200hpa o JAN ainda mostrou-se intenso sobre todo o estado de São Paulo (Figura 26D) e por outro lado, a convergência de umidade aumentou levemente, não acontecendo assim com a advecção de temperatura, que neste horário teve uma leve diminuição (Figuras 26E e 26F respectivamente).

4.2 Análise da radiossondagem

A figura 27 mostra o diagrama SkewT-LogP que foi gerado por meio do programa executado no ambiente GrADS a partir dos dados da simulação do modelo WRF com entrada do modelo GFS, para a cidade de Indaiatuba às 20UTC do dia 24 de maio de 2005. Nesta figura pode-se observar que a atmosfera se encontrava completamente instável. Os valores dos índices de instabilidade LI, K, TT, CAPE e CIN se mostraram significativos para favorecer os processos convectivos e a geração de tempestades. Também se pode ver uma camada de ar úmido desde 925hPa até 600hPa, seguida por uma camada um pouco mais seca.

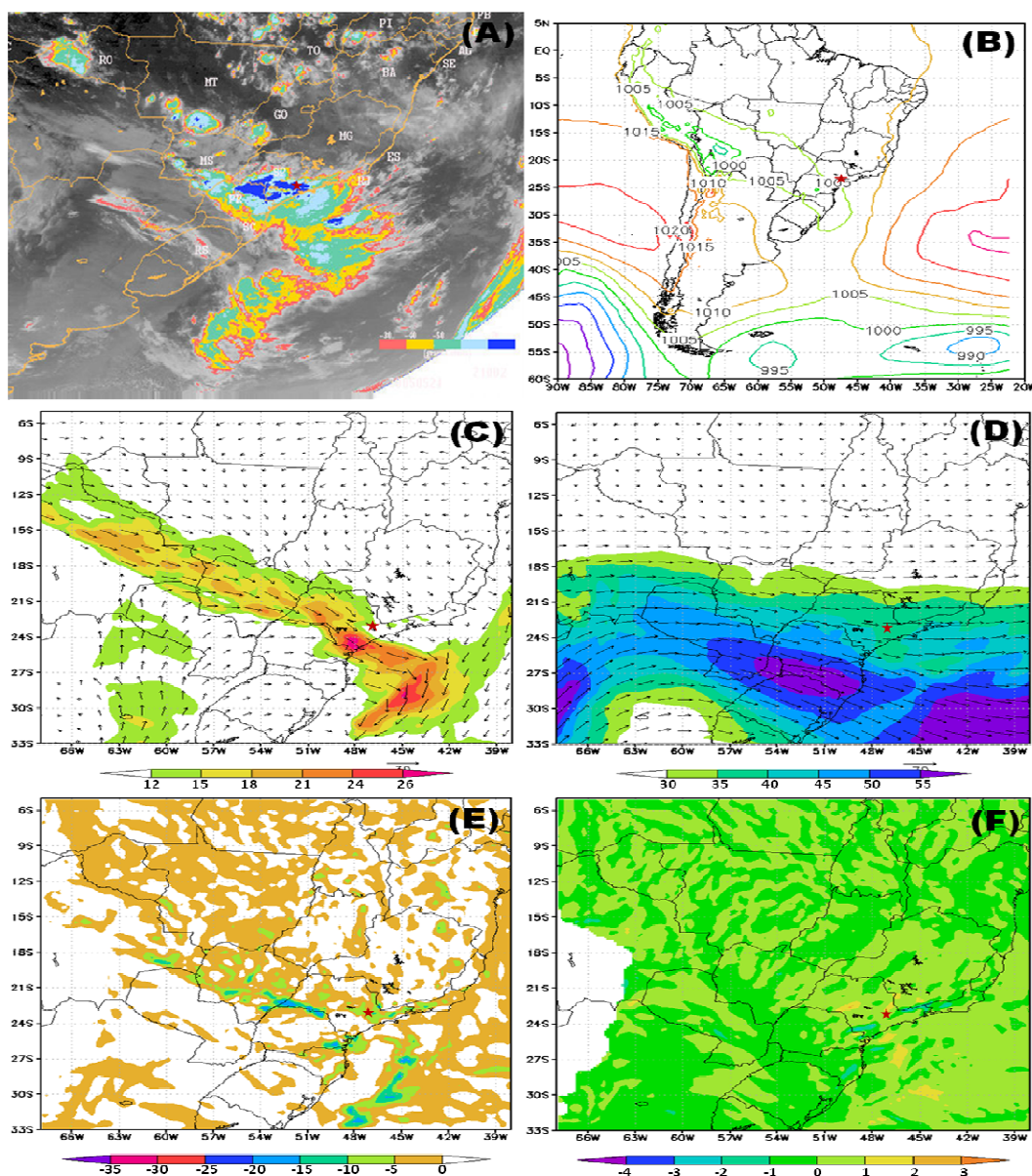


Figura 26 – (A) Imagem de infravermelha realçada do satélite GOES-12 às 17:54 UTC, (B) pressão ao nível meio do mar, (C) direção e magnitude do vento em 850hPa, (D) direção e magnitude do vento em 200hPa, (E) convergência de umidade em 850hPa (F) advecção de temperatura em 850hPa às 20 UTC. Todas são do dia 24 de maio de 2005. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Indaiatuba/SP.

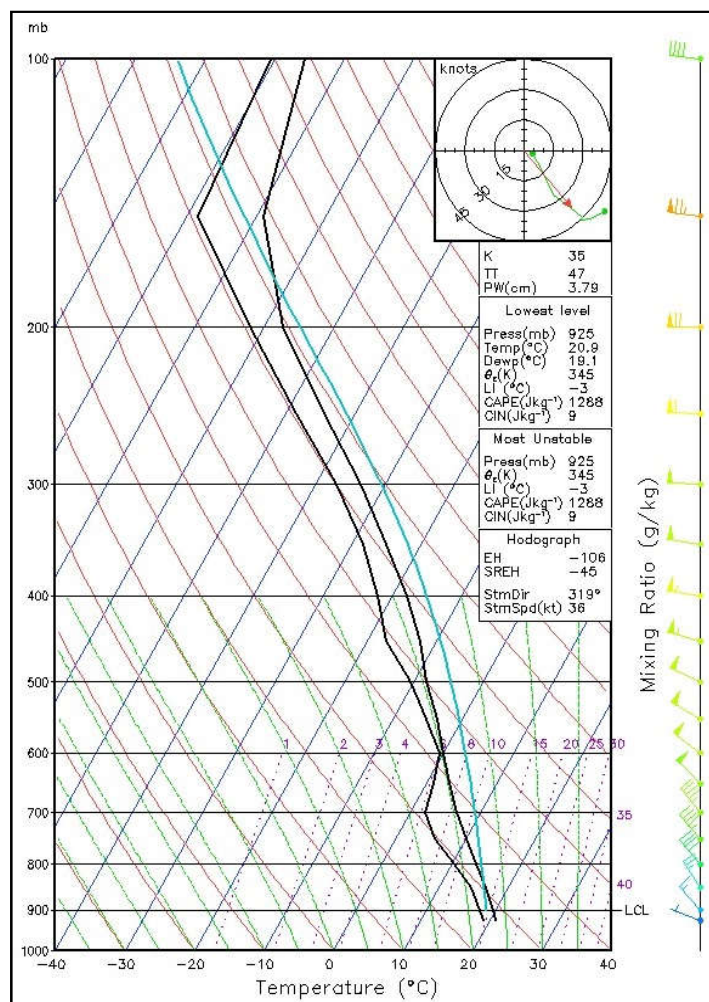


Figura 27 – Radiossonagem da cidade de Indaiatuba do dia 24 de maio de 2005 às 20 UTC.

4.3 Variação temporal dos parâmetros termodinâmicos e das variáveis meteorológicas

A partir dos resultados obtidos com os processamentos do modelo WRF realizados com dados de entrada distintos (modelos GFS e FNL), foram feitas análises das variações temporais dos parâmetros termodinâmicos e de algumas variáveis meteorológicas na cidade de Indaiatuba/SP. Este análise foi feito para o ponto de grade mais próximo as coordenadas da cidade (-23.1°N e -47.2°W) e no período compreendido entre 00UTC e 23UTC do dia 24 de maio de 2005. Com esta análise, pretende-se conhecer o ambiente no qual a tempestade supercelular e o tornado se formaram e evoluíram e avaliar o comportamento dos índices convectivos e variáveis meteorológicas ao longo do dia 24/05/2005. Com isto, será possível

avaliar se os parâmetros e variáveis estudados constituíram bons indicadores deste evento tornádico. A continuação uma breve descrição e análise de cada um dos gráficos de variação temporal obtidos para os parâmetros e variáveis.

O CAPE foi um dos parâmetros que estava favorecendo os processos de instabilidade na área de estudo. Observa-se no gráfico (Figura 28) que durante as primeiras 15 horas mostrou valores baixos (entre 27 J/kg e 687 J/kg), mas depois rapidamente começaram a ascender até alcançar valores entre 1200 J/kg e 1400 J/kg, duas horas antes da ocorrência do tornado, diminuindo novamente a partir desse instante. No horário mais próximo do tornado, o CAPE tinha valor de 1288 J/kg (com dados do GFS) e 1174 J/kg (com dados do FNL). Segundo a tabela 3, pode-se dizer que existiam condições de moderada instabilidade atmosférica. Johns e Doswell (1992) verificaram que com valores de CAPE inferiores a 1500 J/kg surgiam uma grande maioria das supercélulas. Grant (1995) fez um estudo mediante radiossondagens feitas nas proximidades de tempestades e verificou que o CAPE correspondia a cerca de 700 J/kg. Texeira et al. (2014) afirmaram que para a ocorrência de tornados na Península Ibérica não é preciso ter elevados valores de CAPE. Por outro lado, pode-se observar no gráfico que a tendência das duas curvas de forma geral é praticamente igual, mas com valores diferentes. A diferença porcentual dos dados do FNL com respeito aos dados do GFS foi de 13% para menos.

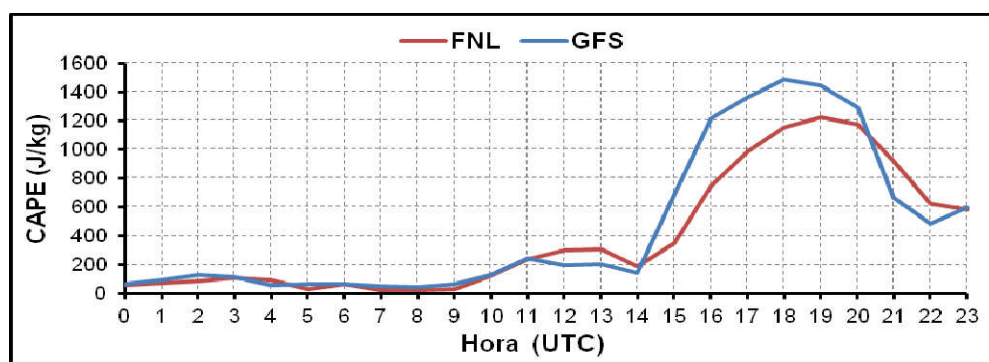


Figura 28 – Gráfico da variação temporal do CAPE em J/kg para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Em relação ao índice CIN (Figura 29), pode-se observar que o comportamento foi muito irregular durante todo o dia. Também aqui a tendência foi

semelhante, mas com maior discrepância entre os valores, pois a diferença percentual foi de 17% entre os dados do GFS e o FNL. No caso do FNL, nas primeiras 7 horas o índice CIN apresentou valores acima de 40 J/kg. Em seguida houve uma diminuição, ficando desde 8 UTC até 13 UTC com valores embaixo dos 40 J/kg. Perto de 15 UTC houve um aumento (60 J/kg), com rápida diminuição posterior, para valores inferiores a 20 J/kg, mostrando às 20 UTC valores de 3 J/kg (com o FNL) e 9 J/kg (com o GFS). No caso do GFS a rápida diminuição/aumento dos valores foram observados uma hora depois/antes, relativamente ao visto com dados do FNL. Segundo Nascimento (2005) quanto maior for a CIN, mais difícil será a iniciação convectiva para uma parcela que estiver à superfície. Neste caso, para a parcela ascender, será necessária uma força mais intensa para que esta parcela atinja seu NCL. Valores típicos de CIN que propiciam a não ocorrência de inibição convectiva podem oscilar entre 0 e 50 J/kg, sendo que valores acima de 100 J/kg são considerados de alta inibição convectiva (Nascimento, 2005). Segundo Rasmussen e Blanchard, (1998) sondagens associadas a supercélulas que produzem tornados significativos tendem a apresentar valores mais baixos de CIN do que sondagens associadas a supercélulas não tornádicas. No caso do tornado de Indaiatuba, a CIN também estava favorecendo os processos de estabilidade na área.

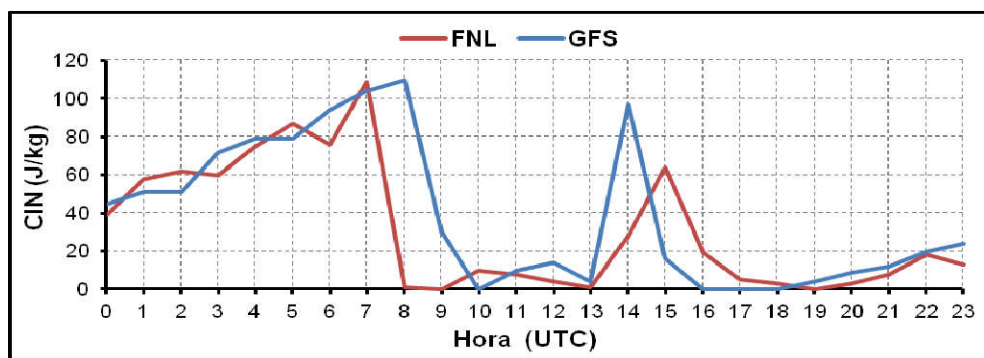


Figura 29 – Gráfico da variação temporal do CIN em J/kg para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Rasmussen e Blanchard (1998) comentaram que em ambientes onde valores de helicidade relativa são elevados, acima de $150\text{m}^2\text{s}^{-2}$ hemisfério norte (HN)/inferiores a $150\text{m}^2\text{s}^{-2}$ hemisfério sul (HS), há favorecimento para formação de

tempestades severas. No caso do tornado em Indaiatuba observa-se que, na variação temporal da helicidade relativa (Figura 30), ocorreram valores positivos durante as primeiras 11 horas do dia. Somente depois diminuíram e se mostraram negativos (com valores entre -1 e $-71\text{m}^2\text{s}^{-2}$) no resto do dia, se destacando uma queda notável dos valores, sendo que no horário mais próximo do tornado foram de $-57\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ com o FNL e de $-47\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ com o GFS. Assim, pode-se dizer que este parâmetro não atingiu valores que, de acordo com a literatura, seriam condizentes com um tornado EF3. Texeira et al. (2014) também acharam valores de helicidade relativa baixos no seu estudo sobre dois tornados acontecidos no sul da Península Ibérica. Os autores mostraram que para o tornado de Málaga, os valores de helicidade oscilaram elevados entre 290 e $360\text{ m}^2\text{s}^{-2}$, mas para o tornado de Silves, os valores foram menores, oscilando entre 80 e $150\text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Estes resultados mostram que é possível acontecer um tornado com valores de helicidade baixos. A tendência das duas curvas também foi bem diferente, sendo que os dados do FNL também subestimaram essa variável em comparação aos dados do GFS, com uma diferença percentual de 23%.

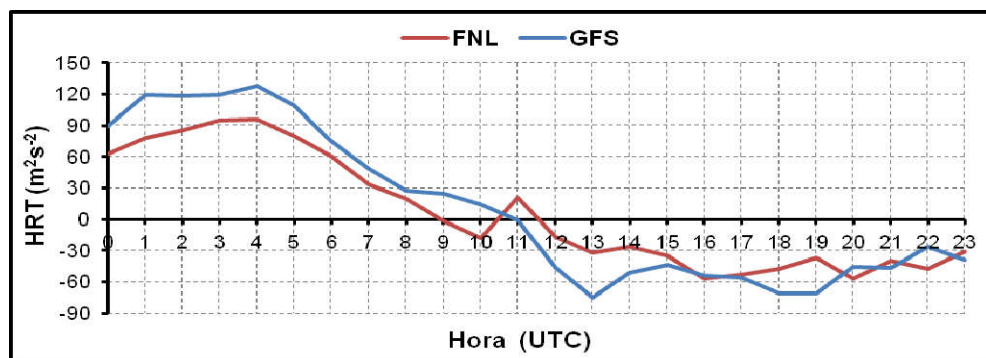


Figura 30 – Gráfico da variação temporal da helicidade relativa à tempestade (HRT) em m^2s^{-2} para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

No caso do índice Energia Helicidade (IEH) mostrado na figura 31, pode-se apreciar que o comportamento deste índice é parecido ao HRT, ou seja, os valores foram mais altos (entre 0,1 e -0,1) durante as primeiras 14 horas do dia 24/05/2005 e depois apresentaram uma queda acentuada, que foi ainda mais acentuada utilizando dados do GFS como entrada do modelo WRF, relativamente aos resultados obtidos com o FNL. Esta queda com o FNL coincide com o horário mais próximo do tornado,

se obtendo valores de -0,42, mas com o GFS aconteceu duas horas antes, com valores bem menores, chegando a ser de -0,66, o que garante uma maior probabilidade de formação de supercélulas do que com os dados do FNL. Suleiman (2015) obteve valores de IEH entre 0 e 0,40 para o mesmo tornado de Indaiatuba, mas com os dados do modelo Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). O comportamento das curvas foi bem diferente, sendo que, como em casos anteriores, o FNL teve valores mais baixos, mas aqui a diferença porcentual foi a maior de todos os índices calculados, com um 30% entre os dois modelos. Esse parâmetro, como aconteceu com a HRT, apresentou valores inferiores aos sugeridos na literatura para a ocorrência de tornados. Por outro lado, Viceto (2013) também obteve valores de IEH baixos que não evidenciaram a probabilidade de tornados.

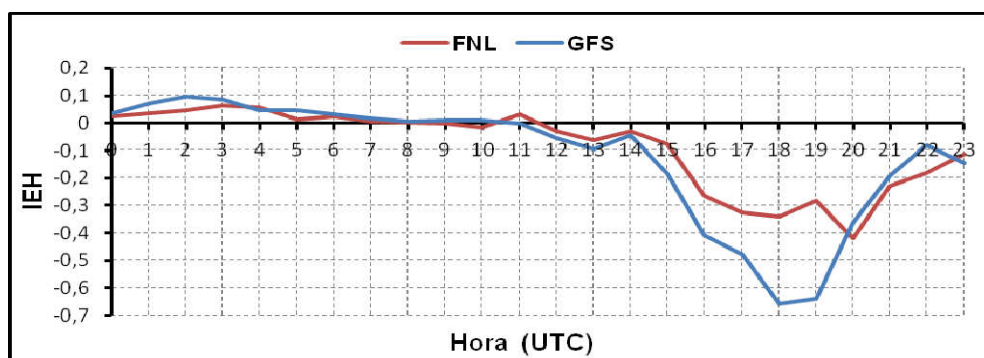


Figura 31 – Gráfico da variação temporal do índice energia helicidade (IEH) para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Analisando o gráfico do índice K, na figura 32, observa-se de forma geral que durante as primeiras 9 horas, os valores oscilaram entre 30 e 35°C. De acordo com os valores limiares sugeridos por George (1960) e mostrados na tabela 4, existia de 60 a 80 % de probabilidade para acontecer uma tempestade, depois ficaram com valores entre 36 e 38 °C até 16 horas aumentando até 90 % a probabilidade de acontecer tempestade. Depois os valores diminuíram novamente, ficando entre 34 e 35°C. No horário mais próximo do tornado (20:30UTC) o valor foi de 35°C, para ambos os modelos, GFS e FNL. Por outro lado, segundo estudos de Henry (1987), valores de índice K por acima de 30 °C são considerados de alto potencial para ocorrência de tempestades e acima de 40°C são considerados de potencial extremo para tempestades. No caso do índice K se pode dizer que a tendência das duas

curvas foi quase igual, com uma diferença porcentual de 1% entre os dados dos dois modelos, sendo que dessa vez foi com o GFS que os valores foram mais baixos em relação aos obtidos com o FNL. Texeira et al. (2014) obtiveram para o índice K valores entre 20 e 40 °C para o tornado de Silves, ocorrido no dia 16 de novembro de 2012, e entre 25 e 35 °C para o tornado de Málaga, ocorrido no dia 17 de novembro de 2012.

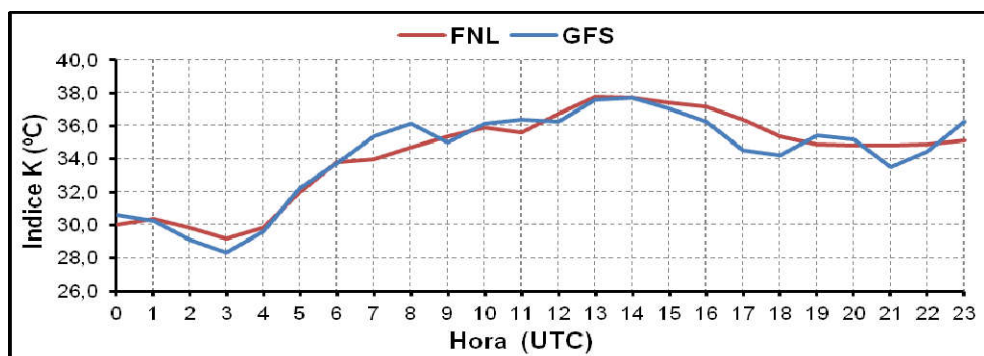


Figura 32 – Gráfico da variação temporal do índice K em °C para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

No caso do índice TT (Figura 33) observa-se que os valores ficaram entre 44 e 48 °C ao longo do dia 24/05/2005, sendo que às 20 UTC os valores foram de 48 °C com o GFS e 46 °C com o FNL. A tendência das duas curvas foi praticamente igual, com uma diferença de somente 2% entre o comportamento dos dois modelos, sendo que o FNL mostrou valores menores com respeito aos obtidos pelo GFS. De acordo com valores limiares sugeridos por Miller (1972), mostrados na tabela 5, pode-se dizer que este índice estava indicando a existência de uma situação favorável para a ocorrência de tempestades. Neste caso o índice TT mostrou uma tendência positiva sem muitas variações nas duas curvas e os valores do FNL em quase todos os horários foram maiores do que os do GFS. Texeira et al. (2014) no seu estudo achou valores de TT entre 52 e 55°C para o tornado de Silves, determinando que neste caso existia moderada probabilidade de tempestades severas, enquanto para o tornado de Málaga os valores oscilaram entre 54 e 58 °C mostrando que existia uma alta probabilidade.

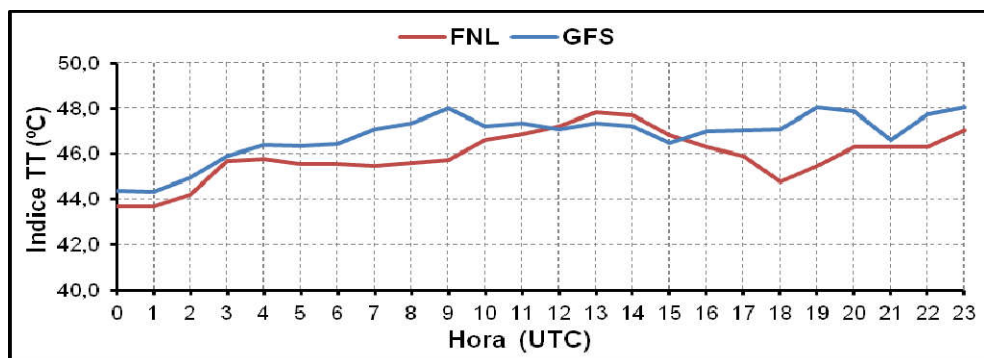


Figura 33 – Gráfico da variação temporal do índice TT em °C para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Segundo os valores limiares dispostos na tabela 6, o SWEAT precisa ser maior do que 300 para indicar uma alta probabilidade de tempestades severas e maior do que 400 para indicar probabilidade de eventos tornádicos (MILLER 1972). Pode-se apreciar no gráfico do SWEAT (Figura 34) que os valores estiveram entre 210 e 298. Portanto, é possível dizer que o SWEAT foi um dos índices que não foi representativo do que realmente aconteceu neste dia. Algo bem parecido ocorreu no estudo que fizeram Texeira et al. (2014), pois o SWEAT também não indicou probabilidade de ocorrência de tempestades severas nem de evento tornádico. Por outro lado, Silva Dias (2000) afirmou que valores maiores que 250 já podem ser considerados significativos. Também se pode observar no gráfico que as duas curvas mostraram uma tendência ascendente, nas primeiras 14 horas sendo que os valores do GFS foram menores que os obtidos com o FNL, com inversão de comportamento após 14UTC. A diferença porcentual entre eles foi só de 3%, com o GFS apresentando valores maiores do que o FNL.

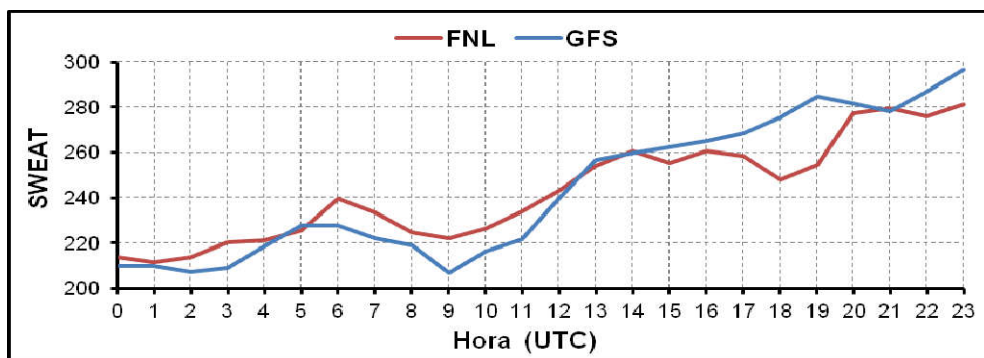


Figura 34 – Gráfico da variação temporal do índice SWEAT para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

No gráfico da TVVT (Figura 35) é possível observar que os valores estiveram entre $-5,8$ e $-6,8$ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ durante todo o dia 24/05/2005. A diferença percentual entre os valores obtidos com o GFS e do FNL foi de 1%, ora para mais ora para menos. No horário mais próximo do tornado, a TVVT tinha valores de $6,2$ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (com o FNL) e $6,0$ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (com o GFS). Os limiares de TVVT entre 6 e $9,5$ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ indicam que o ambiente é condicionalmente instável e maiores que $9,5$ o ambiente é absolutamente instável (NASCIMENTO, 2005). Portanto, neste caso pode-se dizer que este parâmetro foi indicador da instabilidade na área durante todo o dia. Além disso, a presença de TVVT condicionalmente instáveis nas camadas mais baixas da média troposfera e umidade em baixos níveis, contribuem a obter altos valores de CAPE (DOSWELL; SCHULTZ, 2006).

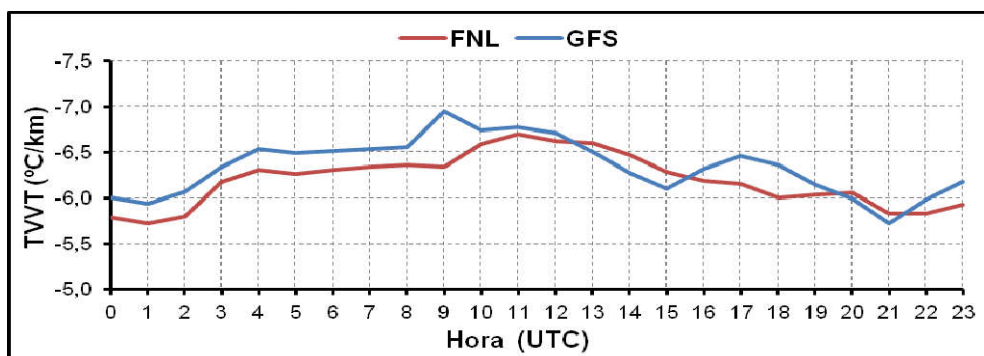


Figura 35 – Gráfico da variação temporal da TVVT em $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Rasmussen e Blanchard (1998) comentaram que, na medida em que o cisalhamento vertical do vento aumenta, também aumentam as probabilidades de acontecer as tempestades severas. Na figura 36 observam-se dois gráficos de cisalhamento, um feito com os dados obtidos das simulações do WRF na camada de 10m a 500 hPa (Figura 36A) e o outro foi feito com dados da radiossondagem obtida usando o Python na camada de 0 a 6 km (Figura 36B). Observa-se na figura 36A que durante os primeiros 12 horários os valores do cisalhamento ficaram entre 13,5 e 17,3 m/s, mas depois começou a ascender esta variável, sendo que às 20 UTC tinha valores de 21,4 m/s (com o FNL) e 25,3 m/s (com o GFS), ou seja, as curvas apresentaram uma tendência ascendente durante o período, mas os valores obtidos com o GFS foram maiores do que aqueles obtidos com o FNL, em todos os horários, com diferença percentual foi de 11% entre eles. Por outro lado, na figura 36B pode-se apreciar que os valores do cisalhamento do vento durante as primeiras 14 horas estiveram entre 20 e 24 m/s, depois tiveram um pequeno descenso das 15 às 18 UTC e novamente ascenderam até atingir valores de 21,6 m/s (com o FNL) e 26,9 m/s (com o GFS) no horário mais próximo do tornado. As curvas tiveram uma tendência similar àquela observada na camada de 10m-500 hPa durante o período, sendo que também o GFS teve valores maiores do que o FNL em todos os horários com uma diferença de 11%. Finalmente, pode-se dizer que os valores do cisalhamento de 0-6km foram bem superiores aos do cisalhamento de 10m-500hPa. No caso do tornado em Indaiatuba, observou-se como o cisalhamento do vento de 0 a 6 km foi outro dos parâmetros que esteve favorecendo os processos de instabilidade.

Segundo Colquhoun e Riley (1996) o cisalhamento do vento na camada 0 a 6 km, com valores acima de 15 m/s são comumente associados a situações favoráveis à ocorrência de tempestades rotativas, na América do Norte. Por outro lado MARKOWSKI; RICHARDSON (2010) comentaram que geralmente neste tipo de situações, valores entre 12m/s e 20m/s são geralmente os mais observados. Conforme o critério 1 de Bonner (1968) adaptado para a AS por Zipser et al. (2004), foi confirmada a presença do JBN no nível de 850 hPa sobre a área de estudo. Na figura 37 é mostrada a variação temporal do JBN no nível de 850 hPa, onde pode-se apreciar que a magnitude do vento apresentou valores inferiores aos 12 m/s (com os dois modelos) durante as primeiras 11 horas, mas depois das 12 UTC começaram a ascender até chegar a 17,3 m/s (com o FNL) e 16,2 m/s (com o GFS), sendo estes

os valores máximos alcançados no período, duas horas antes do horário mais próximo do tornado. Às 20 UTC os valores estavam mais baixos, com 16,4 m/s (com o FNL) e 14,0 m/s (com o GFS). Esta variável mostrou uma tendência positiva nas duas curvas sendo que, de forma geral, os valores do FNL foram maiores que os do GFS, mas a diferença porcentual entre eles foi baixa (2%). Segundo Guedes e Silva Dias (1984), Paegle (1998) e Marengo et al. (2002), o estabelecimento a leste dos Andes de uma circulação atmosférica do tipo JBN de norte, é um dos fatores atmosféricos que colabora para o disparo da convecção profunda (por vezes severa), especialmente na primavera e no outono austrais. Portanto, devido ao fato de que no dia 24/05/2005 a cidade de Indaiatuba esteve sob influenciada de um JBN intenso, pode-se dizer que a presença dele constituiu um dos principais fatores que estava garantindo muita instabilidade e favorecendo os processos convectivos.

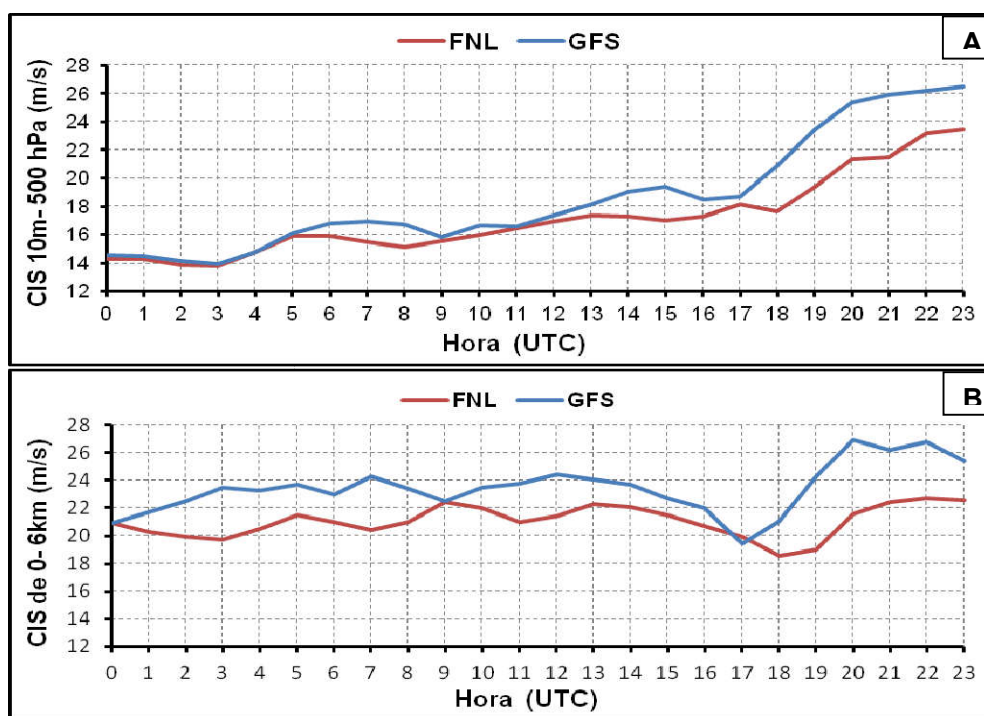


Figura 36 – Gráficos da variação temporal do cisalhamento do vento em m/s, (A) de 10m a 500 hPa e (B) de 0 a 6 km para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

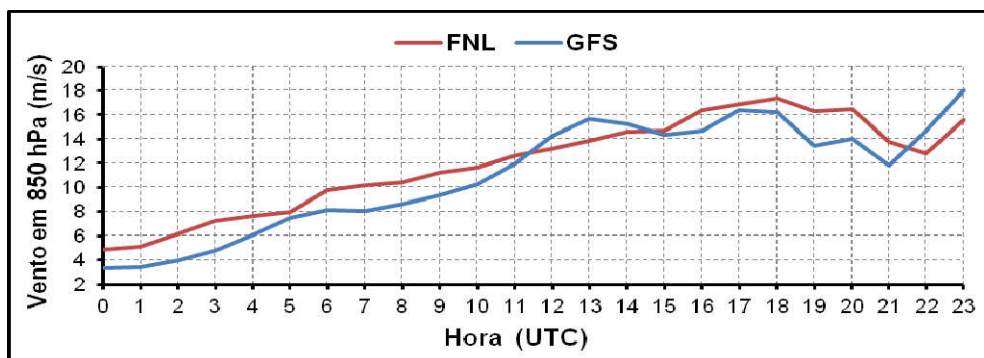


Figura 37 – Gráfico da variação temporal do vento em 850hPa em m/s para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Quando ocorre um acoplamento entre os escoamentos do JBN e do JAN, isto representa um mecanismo dinâmico relevante para o desenvolvimento de tempestades severas, o que pode provocar forte instabilidade convectiva em superfície (UCCELLINI; JOHNSON, 1979; SATYAMURTY et al., 1998). Foram determinados os valores dos ângulos formados entre os ventos dos níveis de 200 e 850hPa. Na figura 38 é possível observar que os valores dos ângulos oscilaram entre 53 e 120° para os dois modelos. Embora não tenham sido observados os mesmos valores em todos os horários com o GFS e FNL, a semelhança no comportamento ao longo do dia mostrou que não existiram diferenças significativas entre eles. No horário próximo da ocorrência do tornado, o ângulo entre estes escoamentos foi próximo de 60° com ambos os modelos (GFS e FNL). Isto mostra a existência de um acoplamento entre o escoamento do JBN e o do JAN no dia 24/05/2005.

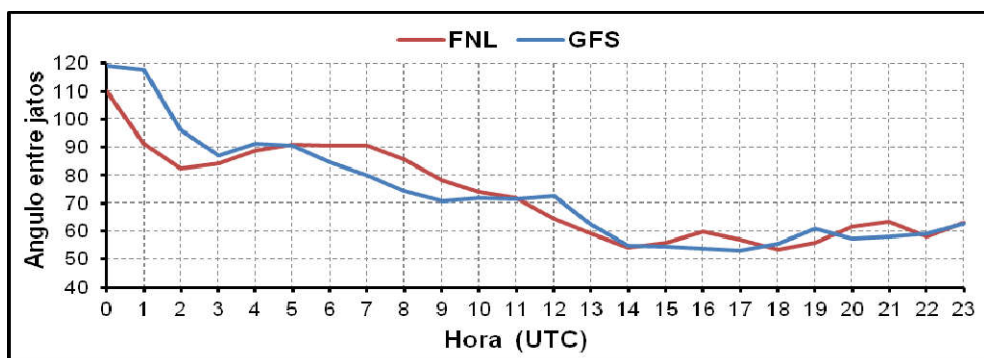


Figura 38 – Gráfico da variação temporal do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba. Curva vermelha: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo FNL e curva azul: valores obtidos da simulação do WRF com dados de entrada do modelo GFS.

Na figura 39 observa-se o campo com a distribuição espacial do ângulo (sombreado) entre os ventos em 200 e 850Pa para o horário de 20 UTC. Além do valor do ângulo entre os jatos, foi plotada a direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e a direção do vento em 200 hPa (setas roxas). Desta forma, é possível visualizar, não só em Indaiatuba, mas também na vizinhança, como estava a disposição espacial destes dois escoamentos.

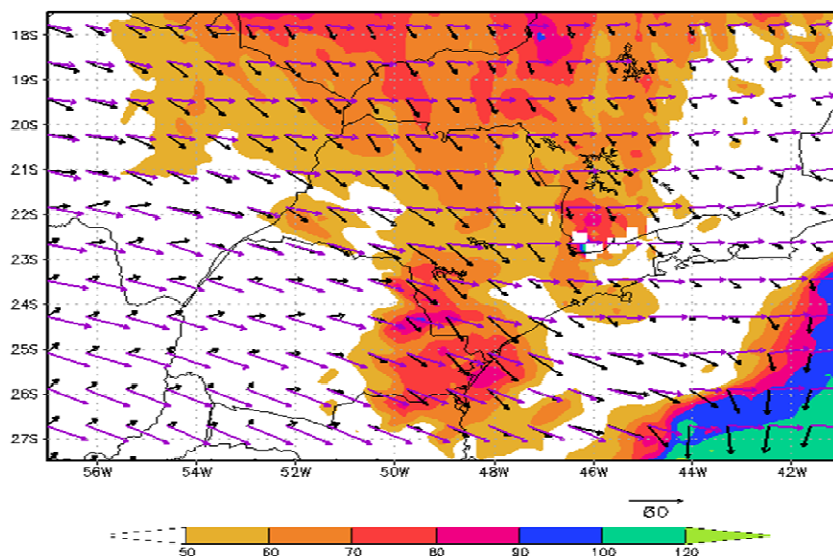


Figura 39 – Distribuição espacial do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa para o dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba, no horário 20UTC. Valor do ângulo entre os jatos (colorido), direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e direção do vento em 200 hPa (setas roxa).

Na tabela 8 são mostrados os valores atingidos por cada um dos parâmetros convectivos e variáveis meteorológicas no horário mais próximo da ocorrência do tornado (20 UTC), utilizando os dados dos modelos FNL e GFS como entrada nos processamentos do modelo WRF. Nota-se que utilizando o GFS, os valores restituídos foram maiores, em geral, relativamente aos encontrados utilizando o FNL. Neste ponto, surge a pergunta: qual dos dois modelos fornece os resultados mais “confiáveis”? Peng (2014) descreve algumas diferenças entre os modelos GFS e FNL. A principal está relacionada com a quantidade de dados que é incorporada nos processamentos destes modelos. O modelo FNL tem cerca de 10% a mais de dados assimilados, em comparação com os utilizados nos processamentos do modelo GFS.

Tabela 8 – Valores dos parâmetros convectivos e variáveis meteorológicas no horário mais próximo da ocorrência do tornado (20 UTC) no dia 24 de maio de 2005 na cidade de Indaiatuba/SP, obtidos com o modelo WRF (12km) processado com dados de entrada do FNL e com dados do GFS.

Parâmetros e variáveis	FNL	GFS
CAPE	1174	1288
CIN	3	9
SRH	-57	-45
IEH	-0,42	-0,36
Índice K	35	35
Índice TT	46	48
SWEAT	277	282
TVVT	-6,1	-6,0
CIS 10m-500 hPa	21,4	25,3
CIS 0-6 km	21,6	26,9
Vento 850 hPa	16,5	13,7
Ângulo entre jatos	62	57

4.4 Campos de densidade das descargas elétricas

A figura 40 mostra os campos de densidade de descargas elétricas atmosféricas obtidos em 4 intervalos, com 6 horas de duração cada, cujos limites superiores e total de descargas atmosféricas detectadas na área de interesse estão indicados na tabela 9. As cores dos pontos plotados sobre as figuras correspondem às respectivas classes de densidade. Na figura 40A, pode-se observar que no primeiro intervalo (00:00 a 05:59UTC) foram detectadas um total de 242 descargas as quais estavam localizadas no extremo sudoeste de SP e norte de Paraná. No segundo intervalo (06:00 a 11:59UTC) (Figura 40B) observa-se como a quantidade de descargas aumentou consideravelmente, com um total de 1949 descargas durante essas 6 horas, sendo oito vezes maior do que a quantidade de descargas do primeiro intervalo. No terceiro intervalo (12:00 a 17:59UTC), mostrado na figura 40C, a quantidade de descargas detectadas aumentou em mais que o dobro, relativamente às 6 horas precedentes, sendo detectadas um total de 4544 descargas. Assim, no último intervalo (18:00 a 23:59UTC) (Figura 40D), que foi onde houve a ocorrência tornádica, a quantidade de descargas detectadas aumentou também mais que o dobro do que no intervalo anterior e foi o intervalo onde teve maior quantidade de descargas detectadas (10853), as quais ficaram muito bem distribuídas nas áreas próximas a Indaiatuba.

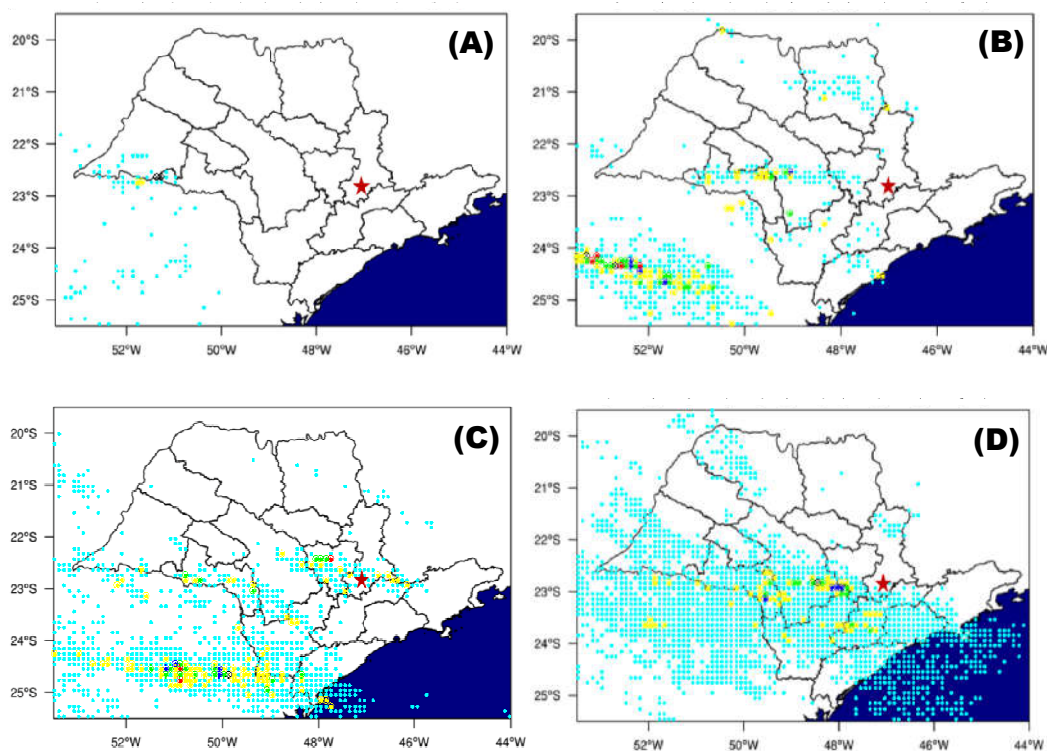


Figura 40 – Densidade das descargas elétricas [descargas/pixel] no dia 24 de maio de 2005 nos períodos: (A) 00:00 a 05:59UTC, (B) 06:00 a 11:59UTC, (C) 12:00 a 17:59UTC, (D) 18:00 a 23:59UTC. A estrela vermelha mostra a localização da cidade de Indaiatuba. (1 pixel = 0,2°x0,2°).

Tabela 9 – Valores dos limites superiores de cada uma das 6 classes em que foram divididas as descargas NS detectadas/pixel em cada um dos períodos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005.

Intervalo	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6	Total de descargas
00:00 - 05:59	5	9	14	18	23	27	242
06:00 - 11:59	5	10	15	19	24	29	1949
12:00 - 17:59	8	16	25	33	41	49	4544
18:00 - 23:59	25	49	74	99	123	148	10853

5 Conclusões

As condições atmosféricas nas quais uma tempestade supercelular se desenvolveu no estado de São Paulo, no dia 24/05/2005 foram investigadas neste estudo. Esta tempestade gerou um tornado EF3 que atingiu a cidade de Indaiatuba, causando enormes prejuízos ao município.

A partir de simulações feitas com o modelo WRF, com duas grades aninhadas (36km e 12km), foram obtidos dois elencos de dados de saída, provenientes dos processamentos realizados com modelos distintos (GFS e FNL) como dados de entrada. Os resultados obtidos com dados de entrada do GFS e FNL apresentaram mesma tendência.

O acoplamento entre os escoamentos do JBN e o JAN favoreceu o desenvolvimento da tempestade severa que originou o tornado, contribuindo a gerar grande parte da instabilidade convectiva em superfície.

As variações temporais dos índices convectivos e das variáveis meteorológicas, na cidade de Indaiatuba/SP, mostraram que a atmosfera apresentou todas as características indicativas de ocorrência de tempo severo, com exceção da HRT e do IEH, que apresentaram valores inferiores aos indicados na literatura.

A partir do campo de densidade de descargas obtido para intervalos de 6 horas ao longo do dia 24/05/2005, foi observado um grande aumento no número de descargas detectadas por pixel ($1 \text{ pixel} = 0,2^\circ \times 0,2^\circ$) à medida que se aproximava o intervalo no qual o tornado ocorreu. Neste caso, houve uma associação direta entre o cômputo de descargas NS com a ocorrência do tornado em superfície.

Para trabalhos futuros é sugerido realizar o mesmo estudo para outros eventos de tornados ocorridos no Brasil, além de testar diferentes combinações

entre os índices convectivos e variáveis meteorológicas sobre uma área para horários anteriores à ocorrência tornádica e adaptar os valores de referência dos índices convectivos para o estado de São Paulo.

Referências

BERGMAIER, P. T.; GEERTS, B. Characteristics and Synoptic Environment of Drylines Occurring over the Higher Terrain of Southeastern Wyoming. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 6, p. 1733-1748, 2015.

BLUESTEIN, H.B. **Severe convective storms and tornadoes - Observations and Dynamics**. Springer, 2013. 456p.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

BOUSTEAD, J. M.; MAYES, B. E. GARGAN, W.; LEIGHTON, J. L.; PHILLIPS, G.; SCHUMACHER, P. N. Discriminating environmental conditions for significant warm sector and boundary tornadoes in parts of the Great Plains. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 6, p. 1498-1523, 2013.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 73-94, 2003.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A.; COOPER, J. On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 4, p. 606-618, 1994.

BROWNING, K. A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21, n 6, p. 634-639, 1964.

BUNKERS, M. J; HJELMFELT, M. R.; SMITH P. L. An observational examination of long-lived supercells. Part I: Characteristics, evolution, and demise. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 5, p. 673–688, 2006.

CECIL, D. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J. TRMM LIS Climatology of Thunderstorm Occurrence and Conditional Lightning Flash Rates. **Journal of Climate**, v. 28, n. 16, p. 6536-6547, 2015.

COLQUHOUN, J. R.; RILEY, P. A. Relationships between tornado intensity and various wind and thermodynamic variables. **Weather and forecasting**, v. 11, n. 3, p. 360-371, 1996.

DAVIES-JONES, R. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 20, p. 2991-3006, 1984.

DAVIES-JONES, R.; TRAPP, R. J.; BLUESTEIN, H. B. Tornadoes and tornadic storms. In: **Severe convective storms**. American Meteorological Society, v. 28, n.50, p. 167-221, 2001.

DAVIES-JONES, R. A review of supercell and tornado dynamics. **Atmospheric Research**, v. 158, p. 274-291, 2015.

DIARIO DO GRANDE ABC. Disponível em: <[https://www.dgabc.com.br/\(X\(1\)S\(ny2ayatg5adx0smtgxd5ezbx\)\)/Noticia/309716/tornado-provoca-estracos-em-indaiatuba-sp->](https://www.dgabc.com.br/(X(1)S(ny2ayatg5adx0smtgxd5ezbx))/Noticia/309716/tornado-provoca-estracos-em-indaiatuba-sp->)>. Acesso em: 02 set. 2015.

DigiForum. Disponível em: <<http://www.digiforum.com.br/viewtopic.php?t=10327>>. Acesso em: 5 set. 2016.

DOSWELL III, C. A.; CARACENA, F.; MAGNANO, M. Temporal evolution of 700-500 mb lapse rate as a forecasting tool - A case study. In: CONFERENCE ON SEVERE STORMS, 14., 1985, Indianápolis. **Anais...** Indianápolis: AMS, 1985, p. 398-401.

DOSWELL III, C.A Extreme Convective Windstorms, Current Understanding and Research. In: SPAIN-US JOINT WORKSHOP ON NATURAL HAZARDS, 1993, Barcelona, Espanha. **Anais...** Barcelona, Espanha, 1993.

DOSWELL III, C. A.; BURGESS, D. W. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. In: **The tornado: Its structure, dynamics, prediction, and hazards**, p. 161-172, 1993.

DOSWELL III, C. A.; WEISS, S. J.; JOHNS, R. H. Tornado forecasting: A review. In: **The tornado: its structure, dynamics, prediction, and hazards**, p. 557-571, 1993.

DOSWELL III, C. A.; RASMUSSEN, E. N. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. **Weather and Forecasting**, v. 9, n.4, p. 625-629, 1994.

DOSWELL III, Charles A.; BROOKS, Harold E.; MADDOX, Robert A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560-581, 1996.

DOSWELL III, C. A.; SCHULTZ, D.M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 1, n. 3, p. 1-22, 2006.

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; DOTZEK, N. On the implementation of the enhanced Fujita scale in the USA. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1, p. 554-563, 2009.

DURKEE, J. D.; CAMPBELL, L.; BERRY, K.; JORDAN, D.; GOODRICH, G.; MAHMOOD, R.; FOSTER, S A synoptic perspective of the record 1-2 May 2010 mid-South heavy precipitation event. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 5, p. 611-620, 2012.

DUELL, R. S.; VAN DEN BROEKE, M. S. Climatology, Synoptic Conditions, and Misanalyses of Mississippi River Valley Drylines. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 3, p. 927-943, 2016.

Foto de Arlene Laing. Disponível em:

<https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/local_storms/navmenu.php?tab=1&page=3.1.0&type=flash>. Acesso em: 15 jan. 2017.

FUJITA, T. T. **Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. Satellite and Mesometeorology Research Project**, Department of the Geophysical Sciences, the University of Chicago, 1971. 45p.

GAFFIN, D. M.; PARKER, S. S. A climatology of synoptic conditions associated with significant tornadoes across the southern Appalachian region. **Weather and forecasting**, v. 21, n. 5, p. 735-751, 2006.

GARNER, J.M. A Study of Synoptic-Scale Tornado Regimes. **E-Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 8, n. 3, 2013.

GUEDES, R. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3., 1984, Belo Horizonte/MG. **Anais...** SBMET: Belo Horizonta, v. 2, p. 289-296, 1984.

GEORGE, J.J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. Academic Press, New York. 1960. 673 pp.

GLASS, F. H.; BRITT, M. F. The convective mode and environment of thunderstorms producing significant cool season tornadoes in the National Weather Service's central. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, 25., 2010, Denver, CO. **Anais...** AMS: Denver, 2010, p.2.18.

GLOSSÁRIO DE METEOROLOGIA. Disponível em:
<<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Tornado>>. Acesso em: 26 jun. 2015.

GRAMS, J. S.; THOMPSON, R. L.; SNIVELY, D. V.; PRENTICE, J. A.; HODGES, G. M.; REAMES, L. J.. A climatology and comparison of parameters for significant tornado events in the United States. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 1, p. 106-123, 2012.

GRANT, B. N. Elevated Cold-Sector Severe Thunderstorms: A Preliminary Study. **National Weather Digest**, v. 19, n. 4, p. 25-31, 1995.

HART, J. A.; KOROTKY, W. D. **The skew-T/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC**. User's manual. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV, 1991.

HELD, G.; GOMES, A. M.; NACCARATO, K. P.; PINTO JR, O.; NASCIMENTO, E.L. The structure of three tornado-generating storms based on Doppler radar and lightning observations in the State of São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006a, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Foz do Iguaçu, 2006a, p. 1787-1797.

HELD, G.; GOMES, J.L.; NASCIMENTO, E.L. Forecasting a severe weather occurrence in the state of São Paulo, Brazil, on 24 May 2005: the Indaiatuba tornado. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE

METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006b, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. **Anais...** Foz do Iguaçu, 2006b, p. 1799-1807.

HELD, G.; GOMES, A M ; NACCARATO, K P . Estrutura e comportamento de tempestades supercélulas no Estado de São Paulo, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém, PA. **Anais....** Rio de Janeiro: SBMET, 2010. p. 1-5.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P Diagram**. National Weather Service Training Center, EUA, 68 pp., 1987.

HURLBUT, M. M.; COHEN, A. E. Environments of northeast US severe thunderstorm events from 1999 to 2009. **Weather and Forecasting**, v. 29, n. 1, p. 3-22, 2014.

HOUZE, R.A.Jr. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 2 ed., 2014. 496 p.

JOHNS, R. H.; DOSWELL III C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 4, p. 588-612, 1992.

LEMON, L. R.; DOSWELL III III, C. A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1184-1197, 1979.

LOMBARDO, K. A.; COLLE, B. A. Convective storm structures and ambient conditions associated with severe weather over the northeast United States. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 6, p. 940-956, 2011.

LIU, C.; CECIL, D. J.; ZIPSER, E. J.; KRONFELD, K.; ROBERTSON, R. Relationships between lightning flash rates and radar reflectivity vertical structures in thunderstorms over the tropics and subtropics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D6, 2012.

MARCELINO, I. P. V. O. **Análise de episódios de tornados em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados**. 2003. 224 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MARENGO, J.; DOUGLAS, M.; SILVA DIAS, P. The South American low level jet east of the Andes during the LBATRMM and WET AMC campaign of January-April 1999. **J. Geophys. Research**, v. 107 (D20), 2002.

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y.P. Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1, p. 3-10, 2009.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. John Wiley & Sons, 2010. 430p.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. How to make a tornado. **Weatherwise**, v. 66, n. 4, p. 12-19, 2013.

MASON, J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceedings Research Society London**, v. 415, p. 303-315, 1988.

MCGOVERN, A.; GAGNE II, D. J.; WILLIAMS, J. K.; BROWN, R. A.; BASARA, J. B. Enhancing understanding and improving prediction of severe weather through spatiotemporal relational learning. **Machine learning**, v. 95, n. 1, p. 27-50, 2014.

MILLER, R. C. **Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central**. Air Weather Service, SCOTT AFB IL, 1972, 184p.

NACCARATO, K. P.; PINTO Jr., O. The third generation relative detection efficiency model for the Brazilian Lightning Detection Network (BRASILDat). In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 20, INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 2., Tucson, Arizona,USA, **Anais ...** Tucson, Arizona,USA, 2008. 1CDROM.

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**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

NASCIMENTO, E. L.; DOSWELL III, C. A. The need for an improved documentation of severe thunderstorms and tornadoes in South America. In: SYMPOSIUM ON THE CHALLENGES OF SEVERE CONVECTIVE STORMS, 86., 2006, Atlanta. **Anais...** Atlanta: AMS, 2006.

NASCIMENTO, E.L.; FOSS, M. A 12-yr climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America. In: Conference on Severe Local Storms, 25., 2010. Denver, CO. **Anais...** AMS, 2010, 12A.5.

NASCIMENTO, E. L.; HELD, G; GOMES, A. M. A multiple-vortex tornado in southeastern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3017-3037, 2014.

NASTOS, P. T.; MATSANGOURAS, I. T. Analysis of synoptic conditions for tornadic days over western Greece. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 9, p. 2409-2421, 2014.

PAEGLE, J. A comparative review of South American low level jets. **Meteorologica**, v. 3, p.73-82, 1998.

POTTER, S. Fine-Tuning Fujita: After 35 years, a new scale for rating tornadoes takes effect. **Weatherwise**, v. 60, n. 2, p. 64-71, 2007.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects**. UK: Cambridge University Press 2003; p. 687.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1148-1164, 1998.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE, R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v.41, p.7359-7366, 2014.

RAUHALA, J.; SCHULTZ, D. M. Synoptic climatology of tornado environments in Finland. . In: EUROPEAN CONFERENCE ON SEVERE STORMS , 5., 2009, Landshut , Germany. **Anais...** 2009, Landshut, Germany.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE Jr., R.A. Extreme Summer Convection in South America. **Journal of Climate**, v.23, n.7, p.3761-3791, 2010.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE JR, R. A. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25-46, 2013.

SATYAMURTY,P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P.; L. Silva. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society- Meteorological Monographs, v.27, n.49, p. 119-139, 1998.

SAUNDERS, C. P. R. A review of thunderstorm electrification processes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 4, p. 642-655, 1993.

SCHULTZ, C. J.; KELLENBENZ, D. J.; FINCH, J. The fargo F5 tornado of 20 June 1957: historical re-analysis and overview of the environmental conditions. **National Weather Digest**, v. 35, n.1, p. 27-46, 2011.

SILVA DIAS, M. A. F. Índices de instabilidade para a previsão de chuva e tempestade severas. Departamento de Ciências Atmosféricas Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, SP, 2000.

SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil. **Weather Climate Society**, v. 3, p. 209–217, 2011.

SULEIMAN, J. G. **Caracterização sinótica e estudo de parâmetro de tempestade severa para tornado ocorrido no estado de São Paulo**. 2015. 40f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2015.

TEXEIRA, M.; ROCHA, A.; LUNA, T. Previsão de tornados através da análise de índices de instabilidade. In: **8ª ASSEMBLEIA LUSO ESPANHOLA DE GEODESIA E GEOFÍSICA**. 2014, Évora, Portugal p 7.

The COMET Program. Disponível em:
<https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/local_storms/navmenu.php?tab=1&page=3.1.0&type=flash>. Acesso em: 5 set. 2016.

The COMET Program. Disponível em:
<https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/local_storms/navmenu.php?tab=1&page=3.0.0>. Acesso em: 10 set. 2016.

TOCHIMOTO, E.; NIINO, H.. Structural and Environmental Characteristics of Extratropical Cyclones that Cause Tornado Outbreaks in the Warm Sector: A Composite Study. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 3, p. 945-969, 2016.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 682-703, 1979.

UMAN, M.A. **The Lightning Discharge**, New York: Dover Publications Inc., 2ed., 377 p., 2001

VICETO, C., 2013. **A utilização de índices de instabilidade na previsão de condições favoráveis à formação de tornados**. Relatório de Projeto de licenciatura. Departamento de Física, Universidade de Aveiro. 43 páginas.

WAKIMOTO, R. M.; WILSON, J. W. Non-supercell tornadoes. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1113-1140, 1989.

WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KAVULICH, M.; KEENE, K.; LIN, H-C; MICHALAKES, J.; RIZVI, S.; ZHANG, X.; BERNER, J.; FOSSELL, K.; BEEZLEY, J.D.; COEN, J.L., MANDEL, J.; CHUANG, H-Y; MCKEE, N.; SLOVACEK, T.; WOLFF, J. **WRF-ARW V3: User's Guide**. Mesoscale & Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 2016. 408 p.

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 57, n. 9, p. 1452-1472, 2000.

WILLIAMS, E.R. **The electrification of thunderstorms**. Scientific American, v.259, n. 5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS, E.R.; WEBER, M.E.; ORVILLE, R.E. The relationship between Lightning type and convective state of thundercloud. **Journal of Geophysical Research**, v.94, p. 213–220, 1989.

WRONA, B.; AVOTNIECE, Z. The forecasting of tornado events: the synoptic background of two different tornado case studies. **Meteorology Hydrology and Water Management. Research and Operational Applications**, v. 3, n.1, p. 51-58, 2015.

ZIPSER, E.; SALIO, P.; NICOLINI, M. Mesoscale convective systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ events. **CLIVAR exchanges**, v. 9, n. 1, p. 14-18, 2004.

ZIPSER, E. J.; LIU, C.; CECIL, D. J.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on Earth?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057-1071, 2006.