

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
ESCOLA DE ENGENHARIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

ANÁLISE DA OCORRÊNCIA DE *DOWNBURSTS* NO BRASIL E ESTUDO DA
SIMULAÇÃO DO FENÔMENO

Elias Galvan de Lima

Porto Alegre
Junho de 2014

ELIAS GALVAN DE LIMA

ANÁLISE DA OCORRÊNCIA DE *DOWNBURSTS* NO BRASIL E ESTUDO DA
SIMULAÇÃO DO FENÔMENO

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito necessário à obtenção do título de Mestre em Engenharia, modalidade Acadêmica.

Orientador: Acir Mércio Loredo Souza

Porto Alegre
Junho de 2014

ELIAS GALVAN DE LIMA

ANÁLISE DA OCORRÊNCIA DE *DOWNBURSTS* NO BRASIL E ESTUDO DA
SIMULAÇÃO DO FENÔMENO

Esta dissertação foi analisada e julgada adequada para a obtenção do título de Mestre em Engenharia e aprovada em sua forma final pelo orientador e sua banca Examinadora designada pelo Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Acir Mércio Loredo Souza
Ph.D. University of Western Ontário

Dr. Armando Miguel Awruch
Coordenador do PPGEC/UFRGS

Comissão Julgadora:

Dr. Gilberto Fernando Fisch
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Ph.D Ernani de Lima Nascimento
Universidade Federal de Santa Maria

Dra. Edith Beatriz Camano Schettini
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dedico este trabalho a todos aqueles que sempre acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a toda minha família pelo apoio incondicional e em especial aos meus pais e irmãos pela confiança, amor e compreensão.

Às minhas sobrinhas que enchem o mundo de alegria.

Ao Prof. Acir pela oportunidade, pelos ensinamentos e admiração.

Aos professores e ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil pela receptividade e apoio em meio a tantos desafios.

Ao INMET pelos dados fornecidos para o trabalho.

À CAPES e ao CNPQ pelo apoio financeiro.

Ao companheirismo dos colegas e amigos do NORIE, de Estruturas, de Geotecnia, do PROMEC e Sensoriamento Remoto.

Pelo apoio e amizade da equipe e colegas do LAC.

Pelo incentivo dos meus professores da UFPEL e do IF-Sul, em especial ao Prof. Fabrício Härter pelo apoio durante a iniciação científica.

À turma de Gerenciamento de Projetos do Senac – RS e aos amigos da Engenharia Civil da PUC-RS.

Aos colegas e amigos da Faculdade de Meteorologia.

Aos amigos que deixei por onde morei e aqueles que foram pra longe, mas que mesmo assim acompanham de perto todos os meus passos.

Aos amigos que fiz nesse período em que estou vivendo em Porto Alegre e que foram essenciais para alimentar minha persistência nesse projeto tão almejado.

Aos meus irmãos de vida pelo incondicional apoio e amor.

RESUMO

Calamidades naturais são cada dia mais frequentes e a maior parte delas está relacionada aos danos ocasionados por tempestades severas. Desta forma, são necessários estudos que auxiliem tanto na compreensão desses fenômenos quanto na previsão dos mesmos para que sejam desenvolvidas estratégias mitigatórias e edificações cada vez mais preparadas para as adversidades meteorológicas. Intensas rajadas de vento provocam um dos principais danos provenientes de tempestades severas e podem ser originadas a partir de fenômenos tais como *downbursts* ou tornados. *Downbursts* são fenômenos meteorológicos que apresentam distinto perfil de velocidade de vento e turbulência que causam diversos acidentes no mundo e, por meio deste trabalho, verificou-se que são a causa de diversos acidentes também no Brasil, em especial na região da Bacia Amazônica, na Região Sul e Sudeste brasileira e na região próxima ao litoral do nordeste brasileiro. A previsibilidade de *downbursts* também é abordada nessa pesquisa; buscou-se verificar a relação existente entre altos valores do índice CAPE e baixos valores de CINE na ocorrência de ventos provenientes de *downbursts*, tendo sido constatado que esses índices não são eficientes se analisados de forma isolada na previsão de *downbursts*. Por fim, verificou-se que estudos mais aprofundados a respeito das ações de *downbursts* sobre edificações fazem-se necessários para o Brasil. Por fim desenvolveu-se uma revisão de literatura a respeito da simulação física e numérica do fenômeno, buscando gerar um embasamento teórico para futuros trabalhos nesta área.

Palavras Chave: Downburst, simulação, Brasil, CAPE.

ABSTRACT

Natural disasters are becoming more frequent every day and most of them are related to damages caused by severe storms, thus studies that help both in understanding these phenomena and in predicting are necessary to the development of mitigation strategies and to the development of building increasingly prepared to the weather adversity. Intense wind gusts are responsible for the major damage from severe *thunderstorms* and can arise from phenomena such as *downbursts* or tornadoes. *Downbursts* are meteorological phenomena that exhibit distinctive profiles of wind speed and turbulence causing many accidents in the world and through this work are found to be the cause of many accidents in Brazil too, especially in the Amazon Basin region in the South and Southeast Brazilian's Regions and in the region next to the coast of Brazilian's Northeastern. Predictability of *downbursts* is also addressed in this study, it was valued the relationship between high values of CAPE index and low values of CINE index for the occurrence of winds from *downbursts*, it was found that these index are not efficient when analyzed in isolation in predicting *downbursts*. Finally, it was concluded that more intensive studies on the effects of *downbursts* on structures are up needed in Brazil. Finally it was developed an investigation on literature about the physical and numerical simulation of this phenomena, seeking to generate a theoretical basis for future work in this area.

Keywords: Downburst, simulation, Brazil, CAPE.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS	14
1. INTRODUÇÃO	15
1.1 OBJETIVO DO TRABALHO	21
2. CONCEITOS DE METEOROLOGIA	23
2.1 ESCOPO DO ESTUDO DA METEOROLOGIA	23
2.2 DESCRIÇÃO DA ATMOSFERA	25
2.3 CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICA	26
2.4 TEMPO SEVERO	30
2.5 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DO BRASIL	34
3. SIMULAÇÃO FÍSICA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA	41
3.1 CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	41
3.2 TEORIA DA CAMADA LIMITE	44
3.3 SIMULAÇÃO FÍSICA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	49
4. CARACTERIZAÇÃO DOS DOWNBURSTS	55
4.1 A DESCOBERTA DO <i>DOWNBURST</i>	55
4.1.1 Projeto NIMROD	57
4.1.2 Projeto JAWS	60
4.1.3 Projeto MIST	61
4.1.4 Resultados dos projetos desenvolvidos	62
4.2 FORMAÇÃO E DURAÇÃO DOS <i>DOWNBURSTS</i>	62
4.2.1 Classificações dos downbursts	65
4.2.2 Quanto à extensão horizontal	65
4.2.3 Quanto às condições de umidade do ambiente	66
4.2.4 Quanto ao nível de ocorrência	67
4.2.5 Quanto à estacionariedade	67
4.2.6 Quanto à presença de rotação na corrente descendente	68
4.2.7 Quanto à assimetria do escoamento	68
4.2.8 Quanto aos padrões de escala de danos gerados por downbursts	69
4.3 CARACTERÍSTICAS DO ESCOAMENTO PROVENIENTE DE <i>DOWNBURSTS</i>	71
4.4 SISTEMAS METEOROLÓGICOS ASSOCIADOS À FORMAÇÃO DE <i>DOWNBURSTS</i>	82
4.4.1 Tempestades de célula única	83
4.4.2 Tempestades multicelulares	84
4.4.3 Tempestades de supercélulas	84
4.4.4 Frentes de rajadas e derechos	85
4.4.5 Linhas de instabilidade	85
4.4.6 Vórtices convectivos de mesoescala	86
4.5 PREVISIBILIDADE DE <i>DOWNBURSTS</i>	88
4.5.1 Índice WMSI e Índice HMI	88
4.5.2 Índice MWPI	88
4.5.3 Energia potencial convectiva descentente (DCAPE)	89
5. OCORRÊNCIA DE DOWNBURSTS NO BRASIL	90
5.1 CASOS NOTICIADOS DE OCORRÊNCIA DE <i>DOWNBURSTS</i>	90
5.2 ELEMENTOS E ÍNDICES METEOROLÓGICOS NA ANÁLISE DA OCORRÊNCIA DE <i>DOWNBURSTS</i>	97
5.3 ESTUDO DE MÚLTIPLOS CASOS: A OCORRÊNCIA DE <i>DOWNBURSTS</i> NO BRASIL	100
5.3.1 A influência do CAPE e CINE na definição de ambientes atmosféricos favoráveis à ocorrência de downbursts	100
5.3.2 Análise da ocorrência de downburst por meio de observações meteorológicas	102

5.3.3 <i>Discussão</i>	113
6. SIMULAÇÃO DE <i>DOWNBURSTS</i>	115
6.1 MODELOS PARA SIMULAÇÃO DE <i>DOWNBURSTS</i>	116
6.1.1 <i>Métodos numéricos de simulação de downbursts</i>	116
6.1.2. <i>Métodos físicos de simulação de downbursts</i>	124
7. CONCLUSÕES	130
REFERÊNCIAS	132

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Distribuição dos desastres naturais por continente terrestre (1900-2006).	15
Figura 2. Número e tipos de desastres naturais geofísicos e hidrometeorológicos e danos econômicos gerados entre os de 1950 e 2012.....	16
Figura 3. Desastres naturais ocorridos entre 1975 - 2011 e pessoas mortas e atingidas por esses fenômenos	16
Figura 4 - Tipos de desastres naturais ocorridos no Brasil (1900-2006).....	17
Figura 5 - Distribuição das ocorrências de desastres naturais no Brasil (1900- 2006) segundo cada região do país.	18
Figura 6. Profundidade e localização de núcleos de convectivos causadores de intensos acumulados precipitativos. O período de análise é referente aos verões dos anos de 1998 a 2006.	19
Figura 7. Representação gráfica do desenvolvimento de um Downburst.	20
Figura 8. Delineamento da pesquisa.....	22
Figura 9. Componentes do Sistema de Observação Global.....	24
Figura 10. Distribuição das camadas atmosféricas segundo pressão, temperatura e altitude. .	25
Figura 11. Circulação global idealizada (a) simplificada e (b) no modelo de três células.....	27
Figura 12. Estrutura dinâmica comumente observada para o Jato Subtropical (JS) e Jato Polar (JP) nos períodos de maior atividade convectiva na América do Sul (a) e do Norte (b).	27
Figura 13. (a) Ciclone Extratropical e (b) Ciclone Tropical no Hemisfério Sul.	28
Figura 14. Climatologia da precipitação observada sobre o planeta terra em centímetros, para os meses de Janeiro (a) e Julho (b).	29
Figura 15. Média de descargas elétricas por km ² entre os anos de 1995 e 2012.....	30
Figura 16. Processo de convecção de uma parcela.....	31
Figura 17. Estágios de uma tempestade convectiva severa.	31
Figura 18. Imagem de (a) radar, (b) satélite na banda do infravermelho e (c) vapor d'água de um ciclone extratropical com uma banda de nuvens proeminente indicando a zona frontal. ...	32
Figura 19. Sondagem hipotética para ilustrar os conceitos dos índices CAPE e CIN.	34
Figura 20. Mapa climático do Brasil de acordo com a classificação climática de Köppen.	35
Figura 21. Sistema frontal clássico no estágio de maturação.	37
Figura 22. Mapa da América do Sul destacando as áreas selecionadas para estudo e rotas. ...	38
Figura 23. Frequência sazonal de sistemas frontais para o período de 1980-2002 para as áreas selecionadas.	39
Figura 24. Gráfico da frequência sazonal de sistemas frontais no período entre 1980-2002 quanto ao deslocamento.....	39
Figura 25. Estimativa de dias por ano com parâmetros atmosféricos favoráveis à ocorrência de tempo severo.....	40
Figura 26. Sistemas meteorológicos que influenciam o clima da América do Sul.	40
Figura 27. Representação vertical da troposfera e da CLA e suas respectivas diferenças de temperatura geradas devido ao processo de turbulência.	41
Figura 28. Perfis característicos de uma CLA durante o dia (a) e durante a noite (b) para a temperatura (T), a temperatura potencial (θ), a umidade específica (q) e a velocidade do vento (V) em função da altura.	43
Figura 29. O espectro de energia de turbulência cinética em que o total de TEC) é dado por meio da área sob a curva observada.	44
Figura 30. O desenvolvimento da camada limite num escoamento sobre uma placa plana....	45
Figura 31. Desenvolvimento da camada limite devido a rugosidade da superfície.	45
Figura 32. Perfil de velocidades médias e tensões de Reynolds dentro da CLA.	48

Figura 33. Esquema geral do escoamento ao redor de uma edificação paralelepipedica com vistas em (a) corte e (b) tridimensional.....	49
Figura 34. Simuladores de Counihan utilizados no túnel Prof. Jacek P. Goreck.....	50
Figura 35. Isopletas das velocidades básicas no Brasil, sendo a velocidade básica (V_o) definida como a velocidade máxima média medida num intervalo de 3 s, a 10 m do solo, em campo aberto e plano para um período de retorno de 50 anos.....	52
Figura 36. Mapa de velocidade de vento com isopletas modeladas e valores para as estações analisadas sugerido por Beek e Corrêa (2013).....	53
Figura 37. Túnel de retorno fechado.....	54
Figura 38. Túnel de retorno aberto.....	54
Figura 39. Em (a) é apresentada análise de Fujita dos eventos de ventos intensos e respectivas rotas de voo das 14 aeronaves que se aproximaram no aeroporto JFK em 24 junho de 1975 logo antes e depois do acidente do voo <i>Eastern</i> 66. Em (b) é apresentado o trajeto do voo <i>Eastern</i> 902 com aproximação abortada e hipótese de fluxo de ar de Fujita e em (c) mesmo que (b) para o voo <i>Eastern</i> 66 que esteve envolvido no acidente.....	56
Figura 40. Padrões de refletividade de radar observados em células tempestuosas que geram <i>downbursts</i>	58
Figura 41. Morfologia típica de padrões de refletância de células tempestuosas em formato <i>bow echo</i> observados durante a ocorrência de <i>downbursts</i>	59
Figura 42. Evolução de um <i>bow echo</i> até o formato <i>comma echo</i> de um caso em que se observou a ocorrência de <i>downbursts</i> obre o norte de Wisconsin – EUA e estados adjacentes em 4 de julho de 1977.....	59
Figura 43. Processo de formação de uma corrente descendente numa nuvem de profundo desenvolvimento convectivo devido ao processo de entranhamento.....	64
Figura 44. Ambientes classificados quanto a umidade em que se observa o desenvolvimento de <i>downbursts</i> secos (a) e úmidos (b).....	67
Figura 45. Esboço de um <i>downburst</i> estacionário (a) e não estacionário (b).....	68
Figura 46. Modelo de uma corrente descendente com rotação.....	68
Figura 47. Escoamento assimétrico produzido por um <i>downburst</i> . Em (a) escoamento completo, em (b) vento de fundo removido, em (c) e (d) representação dos cortes verticais A-B e C-D.....	69
Figura 48. Diferentes escalas de padrões de danos gerados por <i>downbursts</i>	70
Figura 49. Ilustrações gráficas dos padrões de escalas de danos gerados por <i>downbursts</i>	70
Figura 50. Comparação de perfis de vento em <i>downbursts</i> com o perfil de ventos previstos pela Norma Australiana AS1170.2 para um terreno do tipo 1 para a CLA padrão.....	71
Figura 52. Perfil de um <i>downburst</i> com suas respectivas regiões de máximas velocidades. ..	73
Figura 53. Variações temporal dos perfis de ΔV e D, para dois <i>microbursts</i> que ocorreram em 22 de junho de 1983 (a) e em 5 de agosto de 1983 (b) durante o projeto JAWS.....	74
Figura 54. ΔV e D como uma função do tempo. Em (a) ΔV está normalizado em relação à velocidade máxima para cada caso de <i>microburst</i> analisado por Hjelmfelt (1988) e em (b) para D nos mesmos seis casos.....	74
Figura 55. Perfis de velocidades radiais máximas ao longo da altura (a) e respectivas posições em relação ao diâmetro e altura (b).....	75
Figura 56. Perfil de vertical da velocidade normalizada pela velocidade máxima de oito casos, um perfil médio baseado em 12 casos estudados e o perfil esperado para o experimento do escoamento sobre uma placa plana.....	76
Figura 57. Velocidade do vento para 6 instantes de um <i>downburst</i> registrado em 14 de julho de 1982 como uma função da distância radial “R” a partir do centro do <i>microburst</i> , na elevação da velocidade máxima medida.....	77

Figura 58. Casos de <i>microbursts</i> observados com suas respectivas velocidades máximas normalizadas e a distância de ocorrência das mesmas em relação ao centro da corrente descendente, além da simulação de um escoamento sobre uma placa plana.	78
Figura 59. Sintetização dos resultados obtidos por Hjelmfelt (1988). Em (a) é apresentado o ciclo de vida de um downburst, em (b) um esboço de um downburst com vento de fundo (não estacionário) e em (c) um corte esquemático.	79
Figura 60. Registro da velocidade e da direção do vento na AAFB.	80
Figura 61. Posicionamento das torres autoportantes destinadas ao registro de ventos provenientes de <i>downbursts</i> pela TTU.	81
Figura 62. Velocidades de vento observadas ao longo do tempo na Torre 4 nas alturas 2, 4, 6, 10 e 15 m, com uma taxa de amostragem de 1,0 Hz.	81
Figura 63. Registro de vento proveniente de um evento em que se observou um downburst.	82
Figura 64. Esquema de uma tempestade multicelular (c) com seu respectivo perfil característico de temperatura potencial (a) e cisalhamento de vento (b).	84
Figura 65. Corte através de uma linha de instabilidade idealizada.	86
Figura 66. Distribuição idealizada da refletividade de radar de um sistema convectivo de mesoescala com rotação.	87
Figura 67. Seção idealizada de um ciclone tropical. As linhas tracejadas em vermelho à esquerda apresentam o gradiente de temperatura potencial equivalente, as linhas azuis apresentam a variação de momento e as pretas de velocidade de vento ao longo da seção.	87
Figura 68. Frequência de observações de <i>blowdowns</i> (a) e a climatologia anual da precipitação em metros na bacia amazônica.	91
Figura 69. Fotos dos danos estruturais ocasionados pelo evento de downburst ocorrido no município de Viamão – RS.	91
Figura 70. Estruturas da linha de transmissão de 500 kV danificadas em 22/07/2000.	92
Figura 71. Foto dos danos estruturais ocasionados pelo evento de downburst ocorrido na represa de Guarapiranda – SP.	92
Figura 72. Danos gerado por um evento de <i>downburst</i> ocorrido em Cachoeira Paulista - SP.	93
Figura 73. CCM que pode ter dado origem a um <i>downburst</i> em Triunfo.	94
Figura 74. Dados meteorológicos observados durante o evento de <i>downburst</i> em 21 de julho de 2010, na estação meteorológica de Canela – RS (A879).	94
Figura 75. Danos de um evento de downburst ocorrido em Cândido Mota – SP em 2012.	96
Figura 76. Danos gerados por um <i>downburst</i> ocorrido no interior de São Joaquim.	96
Figura 77. Sequência de medidas tomadas a 5 m de altura acima dos topos das árvores, no dia 23 de abril de 1987 na estação meteorológica da Reserva Florestal Ducke – Amazonas. (a) velocidade do vento, (b) temperatura equivalente, (c) precipitação, (d) umidade específica do ar e (e) temperatura do ar.	99
Figura 78. Sondagens meteorológicas realizadas às 00 UTC do dia 1 de janeiro de 2013 para Santa Maria (a) e Porto Alegre (b).	104
Figura 79. Imagem do radar meteorológico localizado em Canguçu – RS. Desenvolvido de um CCM devido ao avanço de um sistema frontal sobre o RS no dia 31 de dezembro de 2012 entre os horários 21:06:36 a 02:36:36 do dia 01 de janeiro de 2013. A frequência de atualização é de 30 min.	105
Figura 80. Sequência de imagens realçadas de satélite no canal infravermelho do CCM desenvolvido devido ao avanço de um sistema frontal sobre o Rio Grande do Sul no dia 31 de dezembro de 2012 para às 18:00, 20:00, 22:00, 00:15, 02:00 e 04:00 UTC do dia 01 de Janeiro de 2013 (para os três últimos horários).	106
Figura 81. Análise dos campos sinóticos das 00 Z do dia 1 de janeiro de 2013 referentes ao caso ocorrido em 31 de Dezembro de 2012. Em (a) está apresentada a carata de superfície, em (b) em 850 hPa, em (c) 500 hPa e em (d) 250 hPa.	107

Figura 82. Os danos ocasionados pela linha de instabilidade que avançou sobre o norte do RS e o sul de SC em 29 de maio de 2013 que teve forte impacto sobre a sociedade.	108
Figura 83. Descargas elétricas acumulados no dia 29 de maio de 2013	109
Figura 84. Observação do radar meteorológico do Morro da Igreja – SC no dia 29 de maio de 2013.....	109
Figura 85. Imagem de satélite no canal infravermelho do caso do dia 29 de maio de 2013.	110
Figura 86. Análise dos campos sinóticos referentes ao caso ocorrido em 31 de maio de 2013. Em (a) está apresentada a carata de superfície, em (b) em 850 hPa, em (c) 500 hPa e em (d) 250 hPa.....	111
Figura 87. Sondagens meteorológicas realizadas às 00 Z do dia 29 de maio de 2013 para Santa Maria (a) e Porto Alegre (b).....	112
Figura 89. Campo idealizado do trajeto de tormentas formadoras de <i>downbursts</i> (a) e os resultados observados (b), objetivou-se calcular o vetor velocidade no Ponto C.....	118
Figura 90. Relação entre a frequência relativa dos ventos máximos gerados e a velocidade máxima observada durante a tormenta.....	118
Figura 91. Esboço do modelo proposto por Holmes e Oliver (2000) (a) e perfil de velocidade máxima gerado pelo modelo (b).	119
Figura 92. Resultados obtidos por Holmes e Oliver (2000).	120
Figura 93. Perfis de intensidade de turbulência estimadas no tempo para RFD e derecho. ..	121
Figura 94. Linha de corrente genérica conforme o modelo de Ponte Junior (2005).....	122
Figura 95 – Comparação entre os perfis verticais de velocidade média do vento para diferentes distâncias radiais (r). (a) r = 100 m, (b) r = 200 m e (c) r = 1211 m.	123
Figura 96. Modelo físico que simula um <i>downburst</i> por meio da diferença de densidade entre fluidos no estado líquido.	125
Figura 97. Tomadas de um modelo físico de <i>downburst</i> que considera fluidos de diferentes densidades sobrepostos. (a) 5,23 s; (b) 6,30 s; (c) 8,30 s; (d) 10,29 s; (e) 16,63 s e (f) 21,47 s.	126
Figura 98. Representação do processo de entranhamento do vórtice gerado a partir do escoamento que considera fluidos no estado líquido de diferentes densidades.	127
Figura 99. Sistema de simulação física de um <i>downburst</i> com translação.	128
Figura 100. Esquema de um equipamento utilizado para simulação física de <i>downbursts</i>	128
Figura 101. Resultados obtido por Wood <i>et al.</i> (2001) para diversos diâmetros de medição.	129

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Escala dos movimentos atmosférico.....	24
Tabela 2. Intervalo de valores de variáveis meteorológicas que indicam a ocorrência de <i>downbursts</i> em ambientes tempestuosos.	100
Tabela 3. CAPE e CINE e seus respectivos valores mínimos que caracterizam ambientes instáveis e propícios à ocorrência de <i>downbursts</i>	101
Tabela 4. Dados obtidos no primeiro estudo de múltiplos casos.	102
Tabela 5: Dados obtidos no evento ocorrido na noite do dia 31 de dezembro de 2013 em diversas cidades do Rio Grande do Sul	107
Tabela 6: Dados obtidos no segundo estudo de múltiplos casos para o caso ocorrido no dia 29 de maio de 2013.....	113
Tabela 7. Principais modelos desenvolvidos para simulação de fenômenos meteorológicos específicos conforme Ponte e Junior (2005).....	115
Tabela 8. Parâmetros considerados por Ponte Junior (2005) na validação do eu modelo em relação a outros modelos.	122

1. INTRODUÇÃO

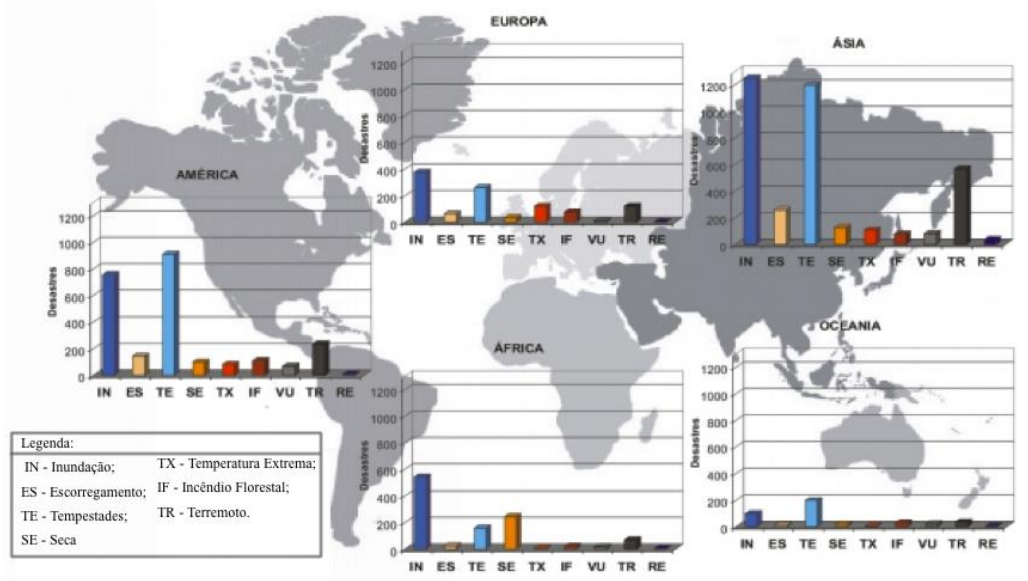
As perdas de vidas e danos econômicos ocasionados por fenômenos meteorológicos severos estão cada vez mais expressivos. Alguns pesquisadores apontam que desastres naturais estão ocorrendo devido às variações ou oscilações climáticas; outros estudos, porém, indicam que a expansão desenfreada dos limites urbanos, especialmente às áreas de risco, vulnerabilizam populações (BARBOSA *et al.*2009).

Nos Estados Unidos, todo o ano tornados tiram vidas de centenas de pessoas e deixam outras milhares desabrigadas, causando prejuízos de centenas de milhões de dólares. Apesar deste perigo eminente, a população daquele país insiste em investir em residências mais frágeis e econômicas, geralmente carentes de uma estrutura resistente às forças dos ventos provenientes de tornados do tipo F2 segundo a Escala Fujita (ventos entre 182 e 252 km/h), os quais compõem 90% do total dos eventos tornádicos ocorridos naquele país (SARKAR e HAAN, 2002).

Através de dados provenientes do *Emergency Events Database* (EMDAT), Marcelino (2007) mostra que, no período de 1900 a 2006, as causas mais frequentes para registros de desastres naturais no mundo foram inundações (IN) ou tempestades severas (TE), conforme se visualiza na Figura 1.

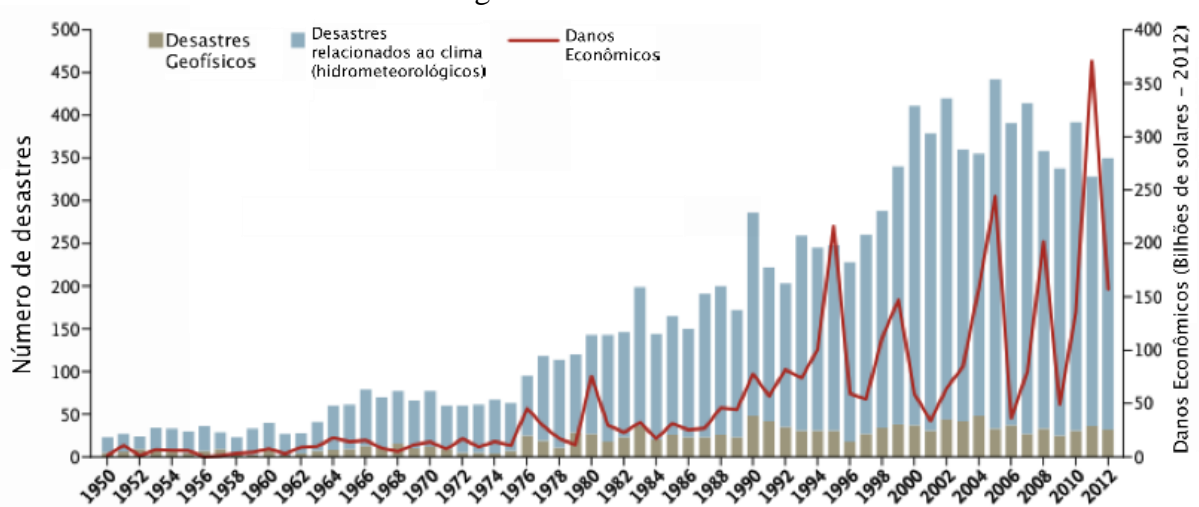
Na Figura 2, Leaning e Guha-Sapir (2013), destacam uma tendência no aumento de desastres relacionados ao clima a nível mundial e, conseqüentemente, nos danos gerados à economia devido a esses eventos para o período entre 1950 e 2012.

Figura 1. Distribuição dos desastres naturais por continente terrestre (1900-2006).



Fonte: Marcelino (2007)

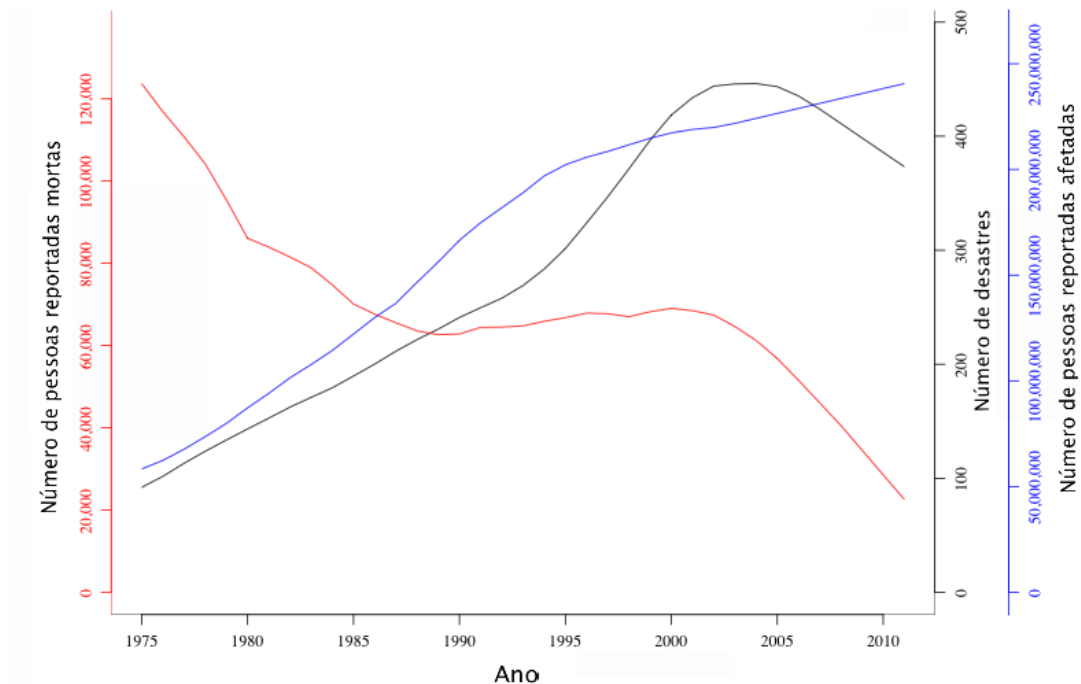
Figura 2. Número e tipos de desastres naturais geofísicos e hidrometeorológicos e danos econômicos gerados entre os de 1950 e 2012.



Fonte: Leaning e Guha-Sapir (2013)

A análise dos dados fornecidos pelo EMDAT (2011) mostra que há uma tendência no aumento da frequência mundial de desastres naturais no planeta, assim como nos casos de vítimas devido a esses fenômenos ao longo do período correspondente aos anos de 1975 e 2011. Entretanto, conforme observa-se na Figura 3, o número de pessoas mortas por esses desastres, mesmo apresentando uma tendência decrescente devido às técnicas de mitigação de riscos cada vez mais avançadas e precisas, são ainda bastante expressivos.

Figura 3. Desastres naturais ocorridos entre 1975 - 2011 e pessoas mortas e atingidas por esses fenômenos

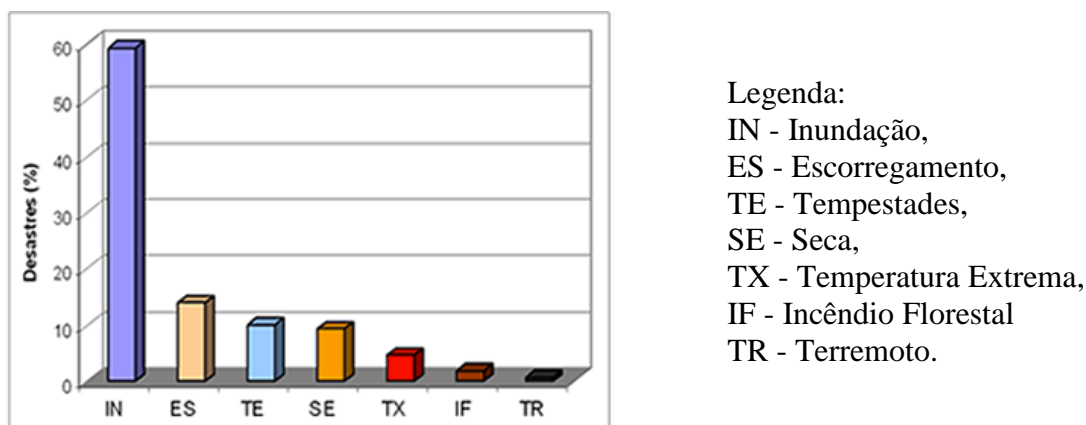


Fonte: Adaptado de EMDAT (2011)

A realidade dos desastres naturais relacionados ao clima no Brasil é uma questão que chama cada vez mais a atenção, pois houve um aumento nos registros desde a década de 70, compondo cerca de 84% dos casos. Por meio da Figura 4 percebe-se que mais de 80 % dos registros estão associados tempestades severas e altos acumulados precipitativos, as quais desencadeiam inundações, tornados, granizo e escorregamentos. (MARCELINO, 2007).

Marcelino *et al.* (2005) cita que segundo a defesa civil do Estado do Paraná, entre 1990 e 1999, metade dos eventos de calamidades naturais esteve relacionada a alguma ocorrência de eventos meteorológicos severos (granizo, vendavais e tempestades). Em Santa Catarina, entre 1976 e 2000, dezoito episódios potencialmente tornádicos foram identificados (somados a outros cinco eventos de trombas da água). Segundo o mesmo autor, dez destes eventos foram comprovadamente classificados como tornados. Ressalta-se que o número real da ocorrência de tornados foi possivelmente mais alto do que este, pois apenas os episódios que causaram algum dano material e/ou perdas humanas entram nesta análise.

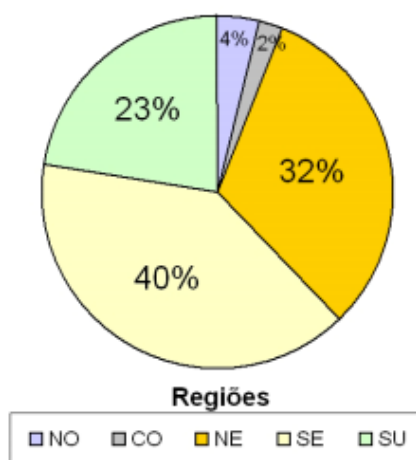
Figura 4 - Tipos de desastres naturais ocorridos no Brasil (1900-2006).



Fonte: Marcelino (2007)

A Figura 5 apresenta a distribuição das ocorrências de desastres naturais por região do Brasil entre os anos de 1900 e 2006, segundo Marcelino (2007), percebe-se que há uma frequência maior para a ocorrência desses fenômenos nas Regiões Sul, Sudeste e Nordeste, justamente as áreas mais habitadas do país, evidenciando cada vez mais a necessidade para a melhor compreensão dos fenômenos que geram esses eventos severos.

Figura 5 - Distribuição das ocorrências de desastres naturais no Brasil (1900- 2006) segundo cada região do país.



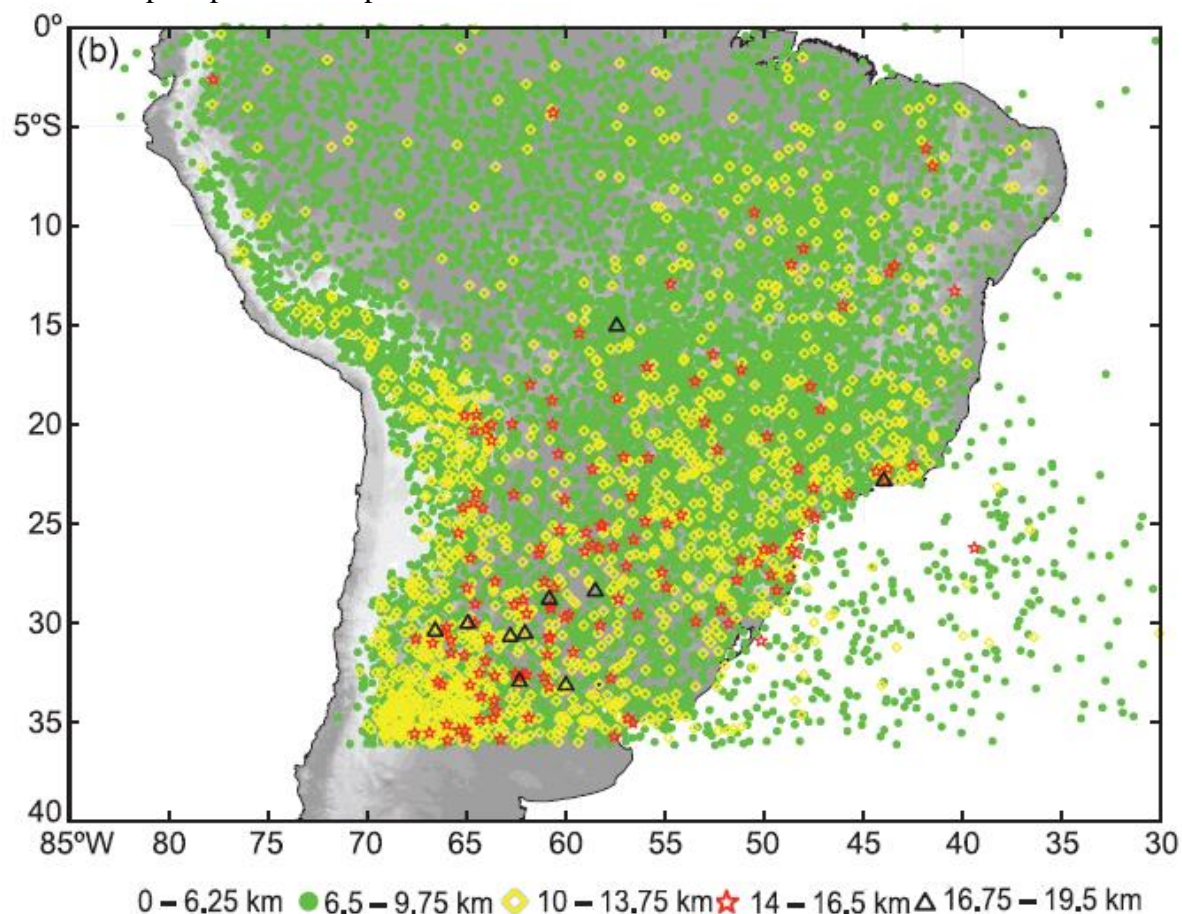
Fonte: Marcelino (2007)

Romatschke e Houze (2010) a profundidade das nuvens convectivas que originam tempestades severas e grandes acumulados precipitativos na região de domínio correspondente a grande parte da América do Sul, abrangendo quase que na totalidade o Brasil.

As observações correspondem ao período de verão entre os anos de 1998 e 2006, por meio da Figura 6 os autores observaram que as regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste do Brasil possuem núcleos convectivos profundamente desenvolvidos (pontos na Figura 6 nas cores vermelha, amarela e preta), portanto são mais sujeitas à ocorrência de tempestades convectivas severas e intensos acumulados precipitativos. A região amazônica, por sua vez, é amplamente coberta por núcleos convectivos menos profundos (pontos nas cores verdes), entretanto, apresentam-se com maior frequência, caracterizando o regime pluvial bastante elevado da região.

Johns e Doswel (1992) definem como tempestades convectivas severas aquelas capazes de gerar granizo com diâmetro maior que 2 cm, rajadas de vento de força destrutiva e/ou tornado (velocidade acima de 26 m/s). Apesar desses fenômenos meteorológicos ocorrerem com menor frequência quando comparados aos dias de tempo estável, não se justifica negligenciá-los uma vez que, como se observou, a sociedade é altamente vulnerável às consequências que o tempo severo é capaz de gerar. Por isso, identificar as condições favoráveis à formação de sistemas convectivos antecipadamente, assim como a veiculação adequada de alertas e a educação adequada, são questões de extrema relevância à sociedade.

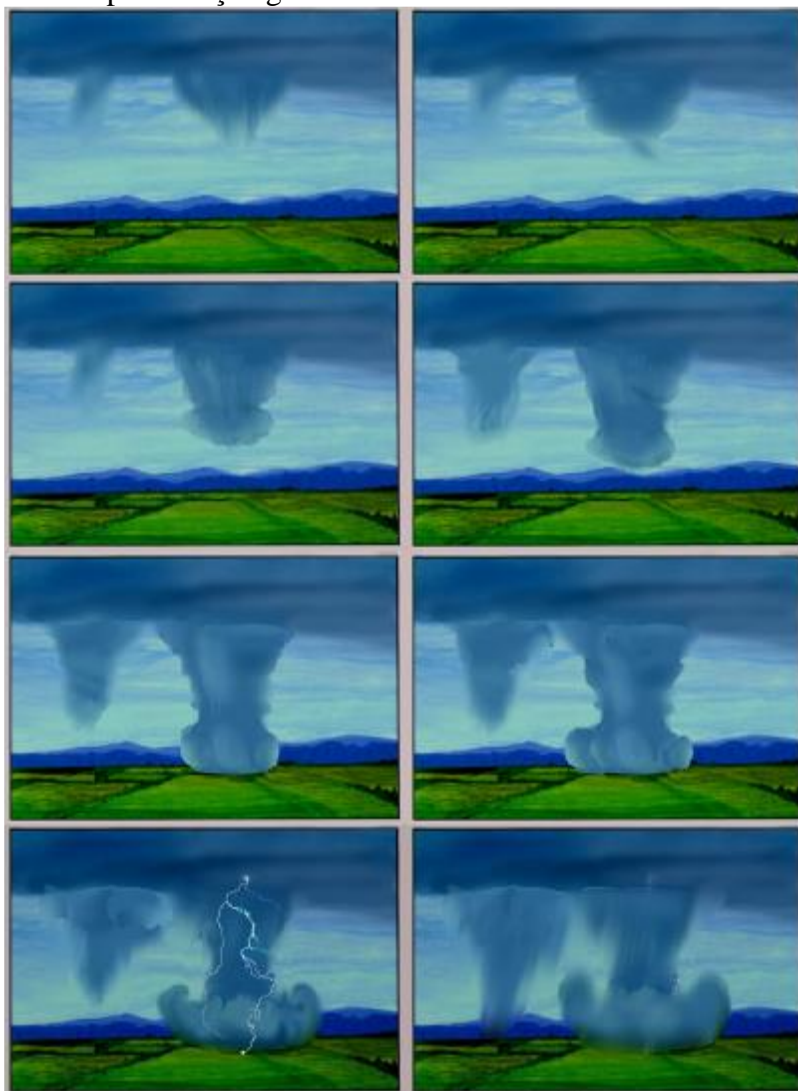
Figura 6. Profundidade e localização de núcleos de convectivos causadores de intensos acumulados precipitativos. O período de análise é referente aos verões dos anos de 1998 a 2006.



Fonte: Adaptado de Romatschke e Houze (2010)

Nascimento (2005) deixa evidente que ainda são necessários muitos esforços para o aprimoramento da previsibilidade de tempestades convectivas severas, visto os diversos eventos meteorológicos capazes de gerarem danos à sociedade. Percebe-se, ainda, que são poucas as pesquisas que tratam especificadamente da ocorrência de *downbursts* no Brasil e este campo necessita de estudos mais aprofundados. Desta forma, entre os fenômenos meteorológicos severos que oferecem grande risco à sociedade, destacam-se os *downbursts*, cujo termo foi cunhado por Fujita em 1985 e é descrito como uma forte coluna densa de ar frio que descende em direção ao solo, denominada por *downdraft* e que, ao colidir-se induz a uma forte explosão de ventos divergentes, denominados de *outburst*. Na Figura 7 é ilustrada uma representação de como o fenômeno pode ser observado e como ele se desenvolve na natureza.

Figura 7. Representação gráfica do desenvolvimento de um Downburst.



Fonte: Caracena et al. (1987)

Os estudos que definem as normas técnicas (tal como a NBR-6123) e analisam os efeitos do vento em edificações são amplamente desenvolvidos em túneis de ventos destinados especificamente para fins relacionados à aerodinâmica das construções e dispersão de poluentes. Estes túneis simulam especificamente o perfil de velocidades do vento e turbulência características da Camada Limite Atmosférica - CLA.

Segundo Ponte e Riera (2010), as normas técnicas que abordam os efeitos do vento em edificações no mundo não diferenciam aqueles provenientes de tempestades (*thunderstorms* – TS) daqueles observados durante a atuação de Sistemas de Pressão Amplamente Desenvolvidos (*Extend Pressure System – EPS*), ou seja, que apresentam ventos com o padrão observado na CLA. Desta forma, a não diferenciação entre os diversos fenômenos que dão origem aos perfis

de ventos da CLA, prejudicam o processo de determinação das cargas estáticas e dinâmicas em estruturas geradas devido ao vento.

Segundo Damasceno Neto (2012) existem algumas exceções, como as normas de vento da Austrália, Estados Unidos, África do Sul e Canadá que a partir de 2008 passaram a registrar recomendações específicas para fenômenos meteorológicos observados durante a ocorrência de tempestades, tais como tornados e *downbursts*.

Entretanto, tempestades convectivas severas em geral geram ventos com perfis, velocidades máximas e intensidades de turbulência diferentes daquelas encontradas na camada limite atmosférica geradas por amplos sistemas de pressão (*Extended pressure systems* – EPS). Desta forma, eventos severos como furacões, frentes de rajada e *downbursts* - com suas características extremamente não estacionárias, turbulentas e compostas de perfis de velocidade diversos - não possuem a ação dos ventos gerados simulados em modelos experimentais ou numéricos.

Riera (2010) justifica que a principal razão para as normas não considerarem os ventos gerados por sistemas tempestuosos (*Thunderstorms* – TS) está no fato de que em um período de retorno de 10 anos, as velocidades máximas do vento ocorrem a partir de eventos EPS. Entretanto, o mesmo autor ressalta que, para períodos de retorno maiores, essas mesmas velocidades máximas ocorrem devido a eventos TS.

Por mais que ventos TS e EPS sejam caracterizados por diferentes funções de probabilidade e aqueles apresentam uma menor probabilidade de ocorrência (RIERA e NANNI, 1989), a magnitude dos danos causados por eventos TS tem sido constante preocupação dos engenheiros projetistas e tornou-se foco de diversas observações realizadas especialmente ao longo da década de 80, após a divulgação dos trabalhos de Fujita. Estas observações foram essenciais para gerar informações que pudessem aprimorar o conhecimento detalhado do fenômeno, permitindo assim o início do estudo da simulação física e numérica de *downbursts* que se faz importante em diversos setores da sociedade.

1.1 Objetivo do Trabalho

Este trabalho visa desenvolver um estudo exploratório descritivo a respeito de *downbursts* e apresentar uma revisão de literatura a respeito da simulação física e numérica deste fenômeno. Também será apresentado um estudo de múltiplos casos que auxilie na compreensão da identificação de ambientes favoráveis à ocorrência de *downbursts* e, por fim, uma espacialização dos locais em que se observou a ocorrência do fenômeno em território brasileiro. Desta forma buscar-se-á responder às seguintes questões de pesquisa:

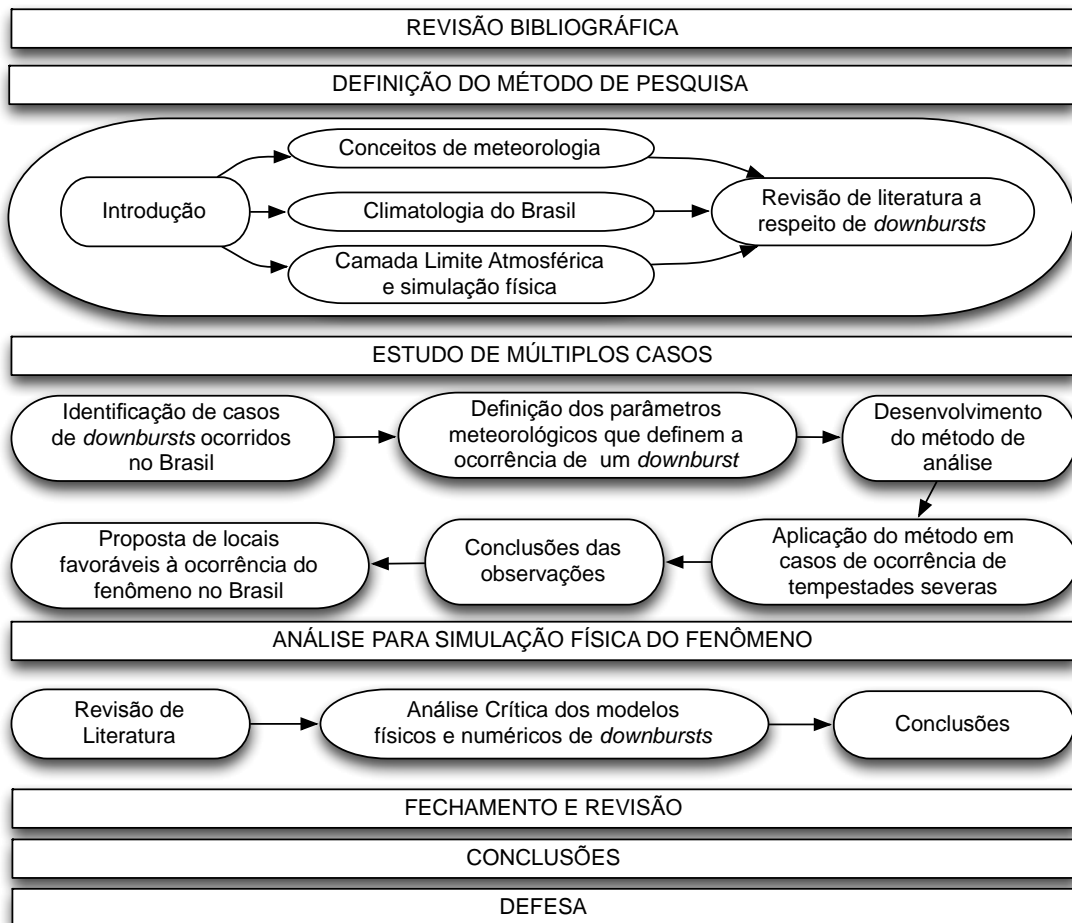
- Em que locais do Brasil já se tem registro a respeito da ocorrência de *downbursts*?

- Por meio da observação de dados meteorológicos, quais os limiares a serem considerados para definir a ocorrência de um *downburst*?
- Como prever esses fenômenos?
- Quais os principais modelos físicos e numéricos existentes na literatura para a simulação de *downbursts*?

Como delimitações deste trabalho, destaca-se que não se buscou devolver uma climatologia a respeito da ocorrência de *downbursts* no Brasil e não foi realizada a aplicação dos modelos discutidos no texto.

Na Figura 8 é apresentado um esboço do delineamento de pesquisa.

Figura 8. Delineamento da pesquisa.



2. CONCEITOS DE METEOROLOGIA

Este capítulo visa introduzir o leitor aos conceitos básicos no que diz respeito à atmosfera terrestre, abordando os principais tópicos relacionados à compreensão da formação, desenvolvimento e dissipação dos fenômenos meteorológicos que dão origem aos *downbursts*.

2.1 Escopo do Estudo da Meteorologia

Os estudos a respeito da evolução e estrutura da atmosfera planetária são relativamente recentes e tiveram grande impulso durante o século 20 devido, especialmente, devido à necessidade de diagnósticos meteorológicos durante a primeira e segunda guerras mundiais. Neste período diversos modelos numéricos que consideravam as equações de conservação de massa, momento e energia passaram a ser desenvolvidos na tentativa de prever esses movimentos atmosféricos (WALLACE E HOBBS, 2006).

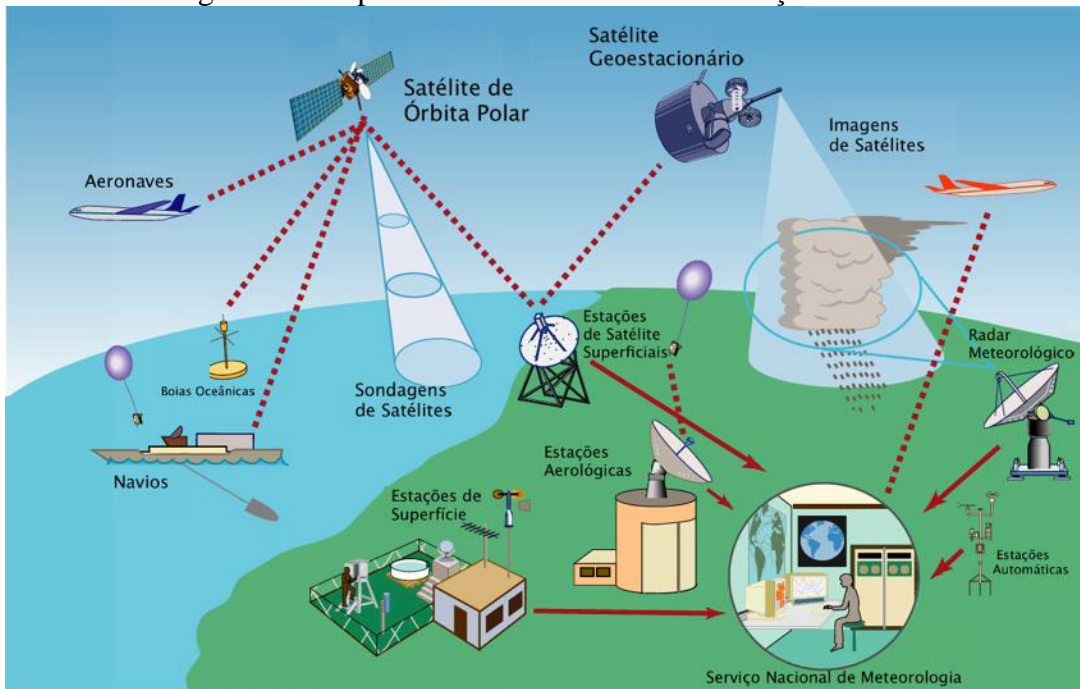
Atualmente esses modelos já possuem um nível de acerto de até 95% para determinadas variáveis em previsões de três dias e níveis parecidos para maiores horizontes de tempo (WALLACE E HOBBS, 2006), além de uma acurácia cada vez melhor, possibilitando a prática do *nowcasting*, ou seja a previsão para curtíssimos horizontes de tempo. Entretanto, a modelagem numérica não se limita exclusivamente a modelos determinísticos, pois atualmente existem modelos estatísticos voltados especialmente para descrição da evolução do clima que se mostram bastante eficientes.

Para a alimentação desses modelos é necessário um amplo sistema de observação meteorológica responsável pela obtenção e envio dos dados, como é possível observar por meio da Figura 9. Esse sistema é alimentado a partir de diversas plataformas observacionais, sejam elas localizadas em superfície, oceano, na atmosfera ou em órbita da Terra.

As estações de coleta de dados podem ser classificadas de acordo com os objetivos para os quais os mesmos são observados; ou seja, as estações meteorológicas podem ser sinóticas, climatológicas, aeronáuticas, agrícolas e/ou especiais. Todas as informações obtidas são enviadas para o serviços nacionais de meteorologia de cada país e posteriormente reenviados para a Organização Mundial de Meteorologia (OMM).

Dentro do escopo de estudo da meteorologia, o estudo da química atmosférica também é muito importante especialmente na observação da qualidade do ar em ambientes urbanos e no monitoramento de fenômenos climáticos tais como o aquecimento global. Por meio dos estudos micrometeorológicos é possível também observar a turbulência atmosférica e o perfil de ventos gerados dentro da CLA e o seu respectivo desenvolvimento ao longo do dia.

Figura 9. Componentes do Sistema de Observação Global.



Fonte: Adaptado de World Meteorological Organization

Existem diversos modos em que é possível observar a evolução atmosférica, conforme se observa por meio da Figura 9. Cada componente do Sistema de Observação Global emprega distintas tecnologias que objetivam analisar a evolução das condições meteorológicas.

Ao se analisar os movimentos atmosféricos é imprescindível distinguir a escala dos fenômenos considerados, pois a análise de escala é necessária para auxiliar a distinção dos modelos conceituais e numéricos mais adequados para cada fenômeno, possibilitando a obtenção de melhores resultados. Essas escalas são apresentadas na Tabela 1 com suas respectivas denominações.

Tabela 1. Escala dos movimentos atmosféricos.

Esc. Horizontal	Abreviação	Nome da Escala
20000 km	-	Escala Planetária
2000 km	-	Escala Sinótica
200 km	Meso- α	Meso-escala
20 km	Meso- β	
2 km	Meso- γ	
200 m	Micro- α	Turbulência da CLA
20 m	Micro- β	Turbulência da Camada Superficial
2 m	Micro- γ	Turbulência inercial
2 mm	Micro- δ	Turbulência de fina-escala

Fonte: Adaptado de Holton (2012)

2.2 Descrição da atmosfera

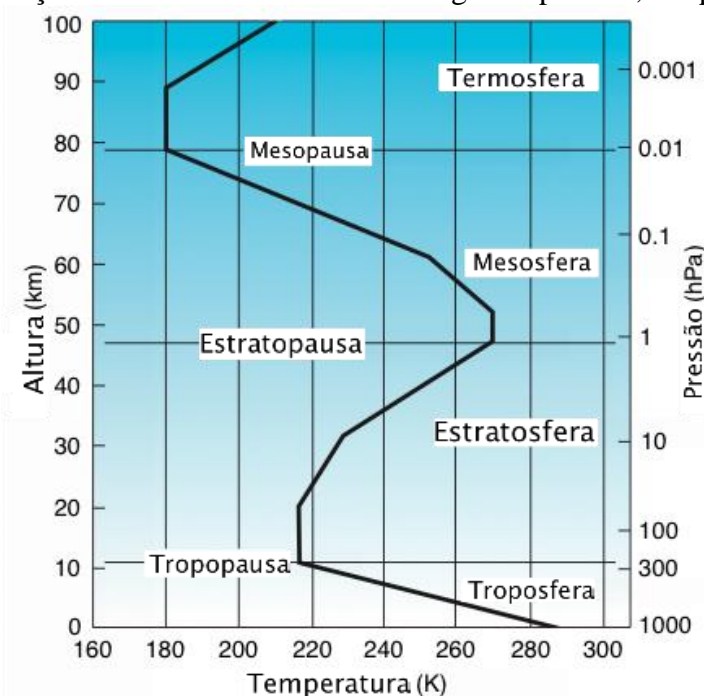
A atmosfera terrestre é um invólucro de gases compostos principalmente por nitrogênio, oxigênio e argônio que envolvem a Terra, estando retida pela força da gravidade e em virtude da compressibilidade do ar verifica-se que ele se torna rarefeito conforme a altitude cresce em relação ao solo.

Ao se tratar da escala sinótica, observam-se que os efeitos combinados da gravidade e da compressibilidade tendem a estabelecer na atmosfera terrestre um estado de equilíbrio de acordo com as leis da hidrostática e dinâmica, estabelecendo-se assim, uma tendência na predominância do gradiente vertical sobre o gradiente horizontal da pressão atmosférica, denominada de equilíbrio hidrostático e expresso por:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1)$$

Observa-se através da variação vertical de pressão, densidade e temperatura ao longo da atmosfera, que ela está estruturada em cinco camadas, com diferentes altitudes, três relativamente quentes e duas intermediárias - relativamente frias, conforme a Figura 10. Os contatos dessas camadas são regiões de descontinuidade da temperatura e recebem o sufixo “pausa” após o nome da camada subjacente.

Figura 10. Distribuição das camadas atmosféricas segundo pressão, temperatura e altitude.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

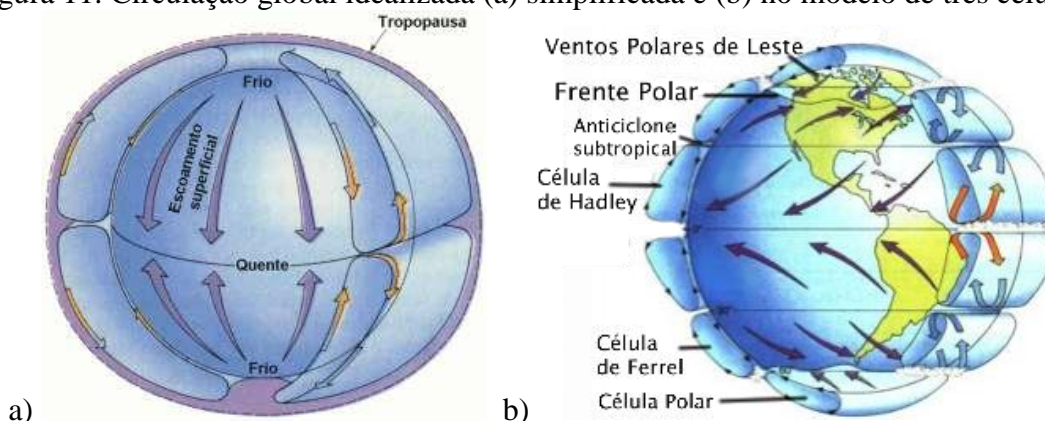
Em condições estáveis a troposfera terrestre possui uma taxa de decréscimo da temperatura do ambiente com a altura - TVVT (em inglês *lapse rate*) de aproximadamente $6,5 \text{ K.km}^{-1}$. A troposfera abrange cerca de 80% do peso atmosférico e é a camada atmosférica que mais influencia a vida terrestre. Sua espessura média é de 12 km nos polos, atingindo 17 km no equador. É nessa região em que se concentra a maior parte de vapor de água da atmosfera, com a razão de mistura variando de cerca 40 g.kg^{-1} nos trópicos a $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ nos polos (DINIZ, 2006). Do ponto de vista da engenharia civil, dentro da troposfera existe uma região com uma altura média de 1 km denominada de camada limite planetária ou atmosférica, caracterizada especialmente pelo seu escoamento turbulento, diferente das camadas acima que são aproximadamente laminares. Essa forma aleatória do escoamento é resultado da ação da rugosidade e dos processos convectivos gerados na CLA devido aos processos de transferência de calor por radiação e condução na atmosfera.

2.3 Circulação geral atmosférica

O aquecimento diferencial entre altas e baixas latitudes devido à energia incessante do sol que chega por meio de radiação solar causa perturbações à atmosfera, gerando movimentos em uma ampla gama de escalas, denominados de Circulação Geral Atmosférica. Os movimentos são fundamentalmente contínuos, dependem dos gradientes de pressão, sobre os quais escoam perpendicularmente, com exceção aos ventos alísios e o vento geostrófico, que são observados aproximadamente paralelos à linhas isóbaras. Desequilíbrios mecânicos gerados pelo atrito com o solo e influência do relevo também alteram o escoamento atmosférico e compõem um dos fatores que desestabiliza a atmosfera, dando origem a diversos fenômenos meteorológicos.

A Circulação Geral Atmosférica dá origem a importantes mecanismos de distribuição energética. Um modelo idealizado propõe que inicialmente há uma grande célula, denominada de Célula de Hadley que em superfície contém os ventos alísios e dá origem a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esta célula caracteriza-se por um movimento ascendente na região equatorial e descendente nos polos, conforme se visualiza na Figura 11.a; entretanto, devido a necessidade da conservação do momento angular do sistema Terra-Atmosfera, a Célula de Hadley se divide em outras três, denominadas de Células de Hadley, Ferrel e Polares, as quais também apresentam movimentos predominantes, os quais podem ser observados na Figura 11.b. Nas intersecções de cada célula surgem correntes de jatos, centradas por volta de 30° .

Figura 11. Circulação global idealizada (a) simplificada e (b) no modelo de três células.

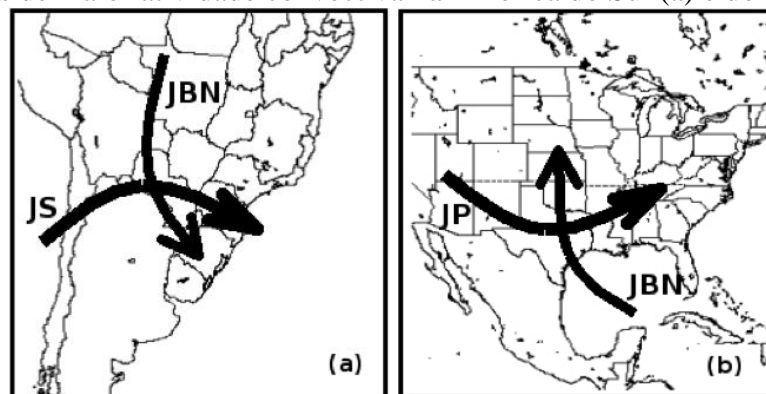


Fonte: GRIMM (1999)

As correntes de jatos sopram de oeste e são mais intensas durante o inverno. Essas correntes influenciam na formação dos processos convectivos nessas regiões estabelecendo uma região baroclínica que favorece os processos convectivos, como é possível observar por meio da Figura 12; é esquematizada a estrutura dinâmica comumente observada para o Jato Subtropical (JS) e a Jato Polar (JP), nos períodos de maior atividade convectiva na América do Sul (a) e do Norte (b), respectivamente.

Na Figura 12, há o estabelecimento de Jatos de Baixos Níveis (JBN) que realizam o transporte de umidade e calor das regiões equatoriais para as latitudes médias, possibilitando a maior frequência no desenvolvimento de tempestades convectivas severas nessas regiões (NASCIMENTO, 2005). Destacam-se que na Figura 6, os núcleos convectivos profundamente desenvolvidos, localizam-se principalmente na região de intersecção dos jatos conforme esquematizado na Figura 12.a, evidenciando a relação entre esses fatores.

Figura 12. Estrutura dinâmica comumente observada para o Jato Subtropical (JS) e Jato Polar (JP) nos períodos de maior atividade convectiva na América do Sul (a) e do Norte (b).



Fonte: Nascimento (2005)

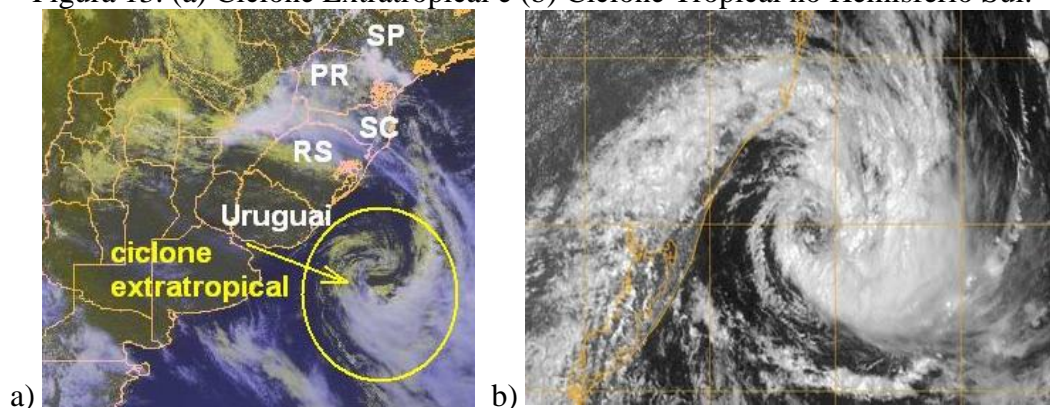
As ondas baroclínicas são sistemas meteorológicos que tendem a limitar os contrastes de temperaturas entre o norte e o sul do globo, desenvolvem-se espontaneamente a partir das instabilidades dos padrões de larga escala em que estão submetidas. O escoamento de baixos níveis gerado a partir das ondas baroclínicas dá origem aos ciclones extratropicais que se caracterizam por uma região de baixa pressão, com circulação horária para o hemisfério sul e anti-horária para o hemisfério norte, a imagem de um ciclone extratropical pode ser observada na Figura 13.a.

Normalmente os ciclones extratropicais estão associados com zonas frontais, caracterizadas, principalmente, por extensas bandas de nuvens, por intensa atividade convectiva, ventos do tipo TS e fortes gradientes de temperatura; porém fora dessa região frontal, os ventos gerados obedecem ao padrão de ventos EPS.

Os ciclones tropicais caracterizam-se de forma semelhante ao exposto na Figura 13.b e são observados em baixas latitudes, sendo sua energia proveniente do processo de liberação de calor latente à atmosfera correspondente à condensação do vapor d'água em nuvens profundamente desenvolvidas. Esses sistemas tendem a ser mais densos, axissimétricos e intensos do que os ciclones extratropicais, apresentando essencialmente um “olho” bem desenvolvido de calmaria em seu centro.

É muito comum os ciclones tropicais atingirem velocidades extremas e passem a ser denominados de furacões, nessa situação deve haver calor latente suficiente disponibilizado, especialmente pelas águas oceânicas, que devem estar numa temperatura mínima de 26,5°C para possibilitar o desenvolvimento do fenômeno; normalmente ao atingirem o solo esses sistemas perdem energia e se dissipam. Se ocorridos no oriente, os furacões passam a ser denominados de tufões e se houver a formação à norte da linha do equador no Oceano Índico, passam a ser denominados de tempestades ciclônicas.

Figura 13. (a) Ciclone Extratropical e (b) Ciclone Tropical no Hemisfério Sul.

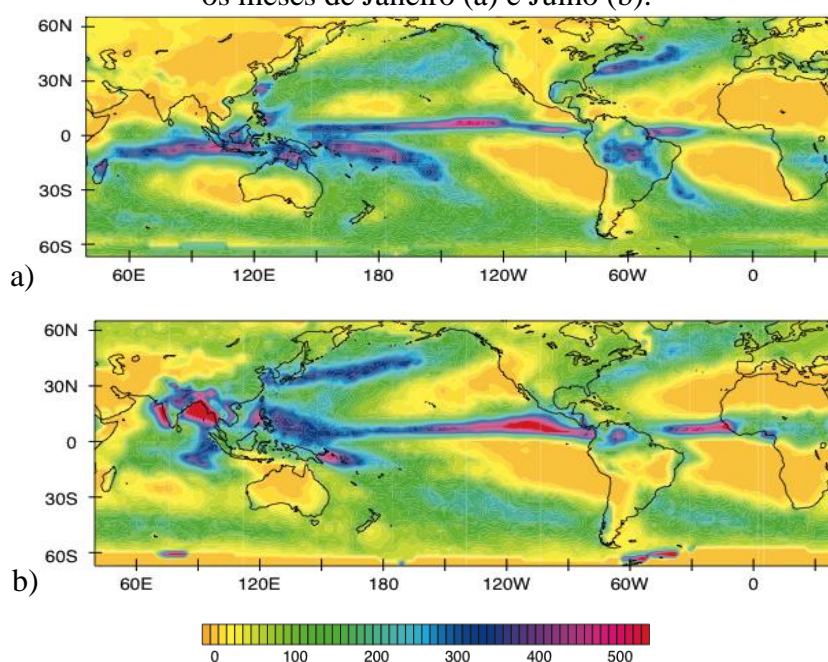


Fonte: (a) INMET e (b) NASA

Como consequência do transporte energético realizado pela Circulação Geral Atmosférica, o transporte da umidade atmosférica cumpre um papel fundamental para o ciclo hidrológico e manutenção da vida na Terra. Por meio da Figura 14 percebe-se que a distribuição climatológica da precipitação sobre os oceanos e superfície possui um padrão estabelecido com amplas variações, apresentando zonas extremamente secas, como é o caso dos desertos e outras extremamente úmidas, como é caso da região em que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atua. A distribuição da precipitação no globo é fortemente influenciada pelos fenômenos oscilatórios de grande escala e com frequências na escala de anos, tais como o *el niño*, *la niña*, Oscilação Decadal do Pacífico e também por fenômenos com frequências de menores horizontes de tempo, tais como as frentes frias, oscilação *Madden-Julian* ciclones tropicais e extratropicais, entre outros.

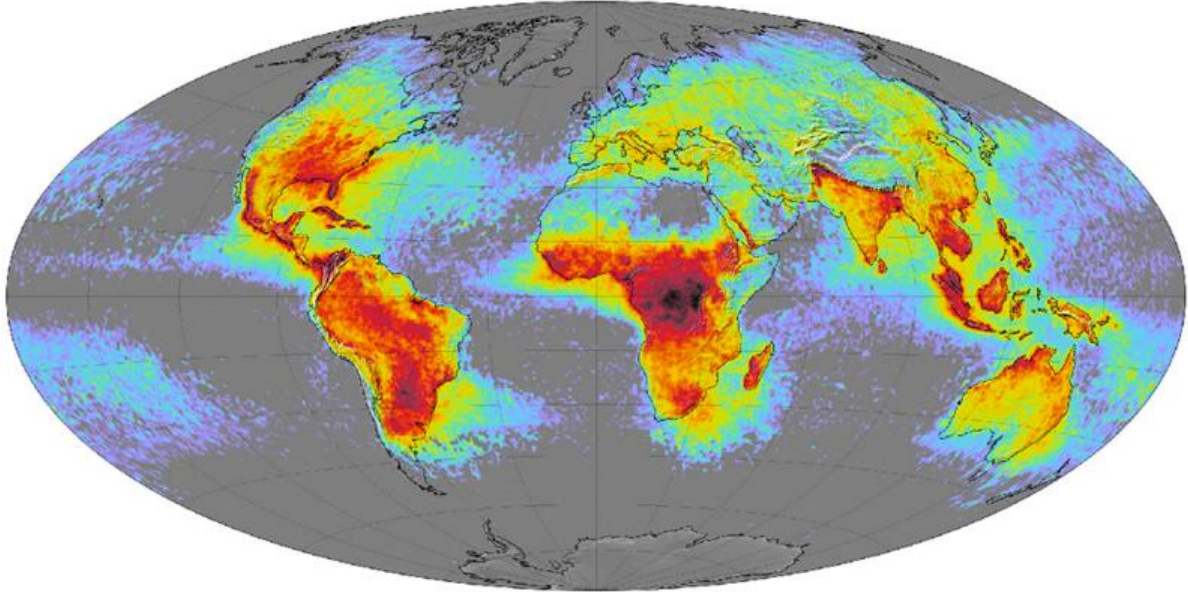
Um importante aspecto a ser considerado dentro do escopo deste trabalho é a análise da atividade elétrica e a sua relação com a precipitação média no globo. Segundo Wallace e Hobbs (2006) todas as nuvens possuem cargas elétricas com algum grau, mas em nuvens profundamente desenvolvidas, os campos gerados são suficientemente fortes a nível de superar a propriedade dielétrica do ar com nuvens gerando descargas elétricas. A Figura 15 apresenta um mapa das descargas elétricas observadas por quilômetro quadrado [km^2], entre os anos de 1995 e 2012, cujos dados foram coletados através de técnicas de sensoriamento remoto de satélites da *National Aeronautics and Space Administration* – NASA.

Figura 14. Climatologia da precipitação observada sobre o planeta terra em centímetros, para os meses de Janeiro (a) e Julho (b).



Fonte: Wallace e Hobbs (2006)

Figura 15. Média de descargas elétricas por km² entre os anos de 1995 e 2012.



Fonte: NASA (2012)

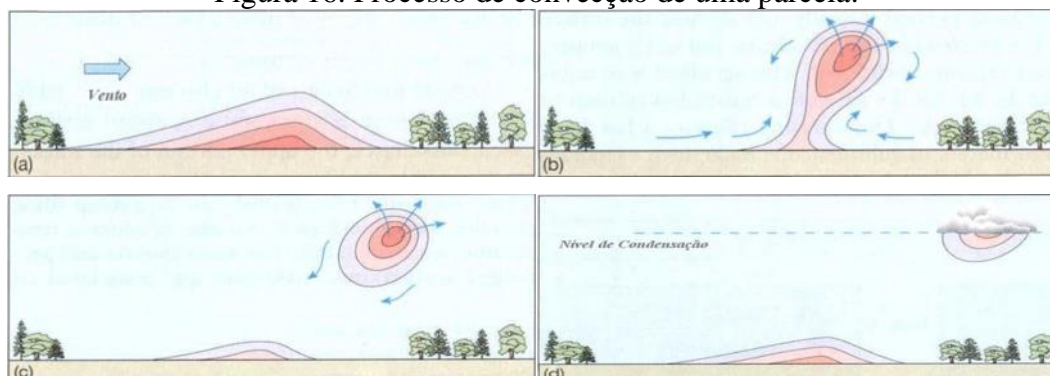
2.4 Tempo Severo

Por meio da relação entre as altas médias de precipitação e as descargas elétricas, é possível identificar os locais da superfície terrestre mais propensos para o desenvolvimento de intensa atividade convectiva, o que propicia a formação de tempestades severas, representando grande risco à sociedade. Desta forma, observa-se que a maior frequência de tempestades ocorre no Meio Oeste da África, em Grande parte da Oceania, Sul da Ásia, Norte e leste da Austrália, no sudeste dos Estados Unidos, América Central, e na América do Sul, especialmente na região da Bacia do Prata.

A compreensão do processo de convecção é muito importante para o estudo das tempestades severas, e este fenômeno é descrito pela caracterização da variação vertical de temperatura, estratificação da umidade na atmosfera e do perfil vertical do vento.

O processo de convecção pode ser facilmente compreendido por meio da observação da Figura 16, onde está esquematizado um ambiente instável em que uma parcela de ar em contato com a superfície, é aquecida por condução, e facilmente ascende (a), expandindo adiabaticamente (b) e (c) causando a diminuição de sua temperatura (T) numa taxa de aproximadamente $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. No momento que T torna-se igual à temperatura do ponto de orvalho (T_d) (uma vez que necessariamente T é maior ou igual a T_d) a parcela em análise satura-se e então identifica-se o nível de condensação por levantamento (NCL). Nesse ponto a umidade da parcela se condensa, liberando energia na forma de calor latente.

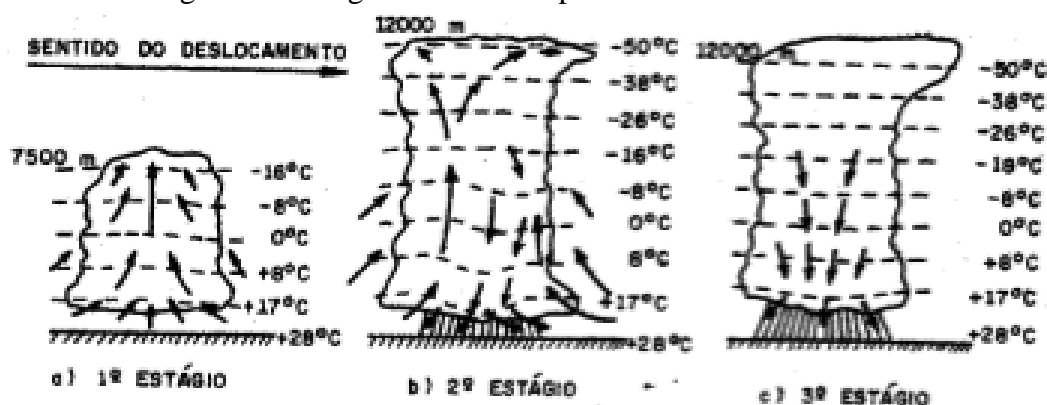
Figura 16. Processo de convecção de uma parcela.



Para a manutenção do processo de convecção e consequente desenvolvimento de tempestades severas, é necessário que a CLA se encontre também essencialmente úmida e que haja convergência em baixos níveis suficiente ao fortalecimento da instabilidade por meio da advecção (transporte horizontal) do ar à região de baixa pressão.

Fujita (1985) *apud* Blessmann (1995), sugeriu a existência de três estágios característicos durante a ocorrência de uma TS, conforme se visualiza na Figura 17.

Figura 17. Estágios de uma tempestade convectiva severa.



Fonte: Fujita (1985) *apud* Blessmann (1995)

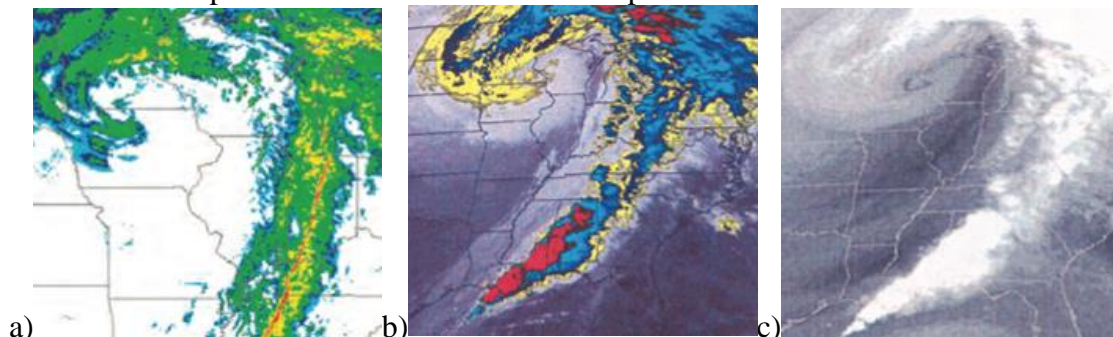
Durante o primeiro estágio ocorre a ascensão do ar quente, úmido e condicionalmente instável à alturas elevadas dando origem a nuvens cúmulos; no segundo estágio ocorre a aglomeração e consequente desenvolvimento das cumulos, originando nuvens cumulonimbos, que devido ao grande desenvolvimento vertical, caracterizam-se por um topo de baixas temperaturas, quando visualizadas por satélite e de baixa pressão atmosférica com um relativo aumento de pressão no centro da tempestade denominado de mesoalta, quando analisadas por meio de cartas de superfície. No interior dessas nuvens há fortes correntes ascendentes que elevam a água a

regiões de baixíssimas temperatura, onde ela adquire o estado sólido. Esse fluxo contínuo permanece constante até que ocorra um desequilíbrio entre o peso da umidade condensada e as correntes ascendentes e o movimento passa a ser predominantemente descendente. No terceiro estágio as correntes descendentes tornam-se predominantes na e a ascensão do ar é encerrada, no término da precipitação, a nuvem se dissipa.

As zonas frontais originadas pelos ciclones extratropicais, são importantes sistemas meteorológicos formadores de tempo severo, na Figura 18 é apresentado um ciclone extratropical visualizado por meio de imagens de radar (a), imagem de satélite na banda do infravermelho (b) e vapor d'água (c) (WALLACE E HOBBS, 2006).

Entretanto, zonas de intensa atividade convectiva não necessariamente devem estar associadas a regiões frontais e nesta lista incluem-se também os locais que se caracterizam propícios à formação de monções de verão, persistentes bandas de convergência de baixos níveis, tais como a ZCIT, em regiões montanhosas ao pé e à crista das mesmas, frentes de brisa, regiões de aquecimento localizado e frentes de rajadas.

Figura 18. Imagem de (a) radar, (b) satélite na banda do infravermelho e (c) vapor d'água de um ciclone extratropical com uma banda de nuvens proeminente indicando a zona frontal.



Fonte: Wallace e Hobbs (2006)

A flutuabilidade, ou seja, o empuxo das correntes ascendentes sustentam as tempestades, pois à medida em que o calor latente é liberado com a condensação do vapor, há formação de gotículas, que congelam quando super-resfriadas, ocorrendo deposição de vapor nos cristais de gelo. O empuxo é determinado por meio da diferença da temperatura de uma parcela de ar com a temperatura do ambiente, multiplicado pela aceleração da gravidade, sendo assim é uma medida da aceleração da corrente ascendente, a qual é influenciada pela estabilidade do ambiente e da turbulência entre a corrente ascendente e o meio.

A integral do empuxo determinar a aceleração com que a corrente ascendente da base da nuvem até uma determinada altura da atmosfera. Essa força denominada de Potencial Convectivo Disponível (Convective Available Potential Energy – CAPE), dada em $J.kg^{-1}$ é definida por:

$$\text{CAPE} = \int_{\text{NCC}}^{\text{NEN}} g \left(\frac{T_p - T_A}{T_A} \right) dz \quad (2)$$

onde,

NEN: Nível de Empuxo Neutro (próximo à tropopausa);

NCC: Nível de Convecção Expontânea;

T_p : Temperatura da parcela;

T_A : Temperatura do ambiente;

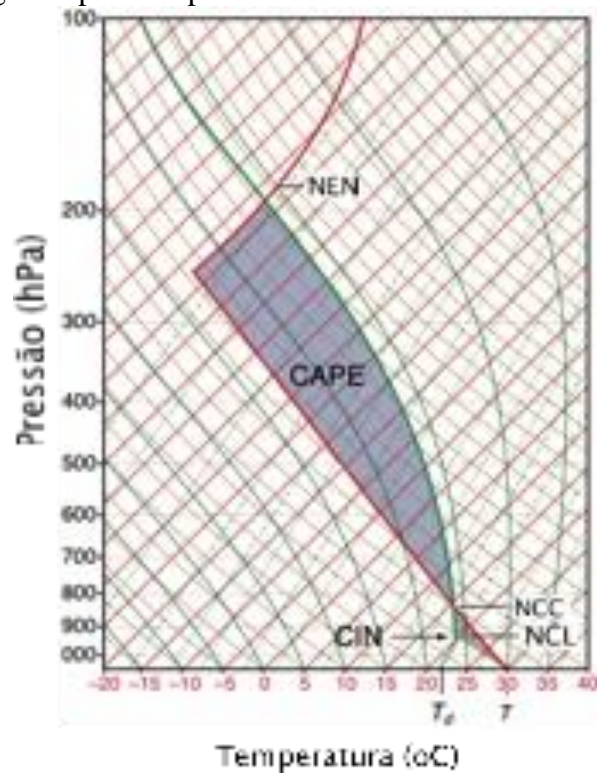
g : aceleração da gravidade;

z : altura de NCC até NEN.

O índice CAPE fornece uma medida da máxima energia cinética possível que uma parcela condicionalmente instável pode adquirir, assumindo que a parcela ascende sem se misturar com o ambiente e se ajusta instantaneamente à pressão do ambiente. Por meio da Figura 19, observa-se que o índice CAPE corresponde à área entre os NEN e NCC. A região entre o nível NCL e NCC é denominada de Inibição Convectiva (CIN) e representa a energia que a parcela precisa vencer até o NCC, representando assim um índice negativo. Segundo Wallace e Hobbs (2006), para que a convecção profunda possa ocorrer é preferível que o CIN não seja zero, mas que seja menos que 50 J.kg^{-1} .

Na Figura 19 é ilustrada uma sondagem atmosférica plotada sobre um diagrama meteorológico do tipo *skewT-logP*, no qual normalmente as sondagens aerológicas são apresentadas. No eixo das abcissas é dada a temperatura [$^{\circ}\text{C}$] que é apresentada pelas linhas vermelhas contínuas, no eixo das ordenadas é visualiza-se a pressão [hPa] variando em escala logarítmica. As linhas verdes tracejadas representam a razão de mistura saturada [g.kg^{-1}]. As linhas verdes contínuas são linhas denominadas pseudo-adiabáticas e as linhas marrons contínuas são as adiabáticas secas. Nesse tipo de diagrama a área é proporcional à energia e o ângulo entre as isotermas e as linhas adiabáticas são aproximadamente perpendiculares.

Figura 19. Sondagem hipotética para ilustrar os conceitos dos índices CAPE e CIN.

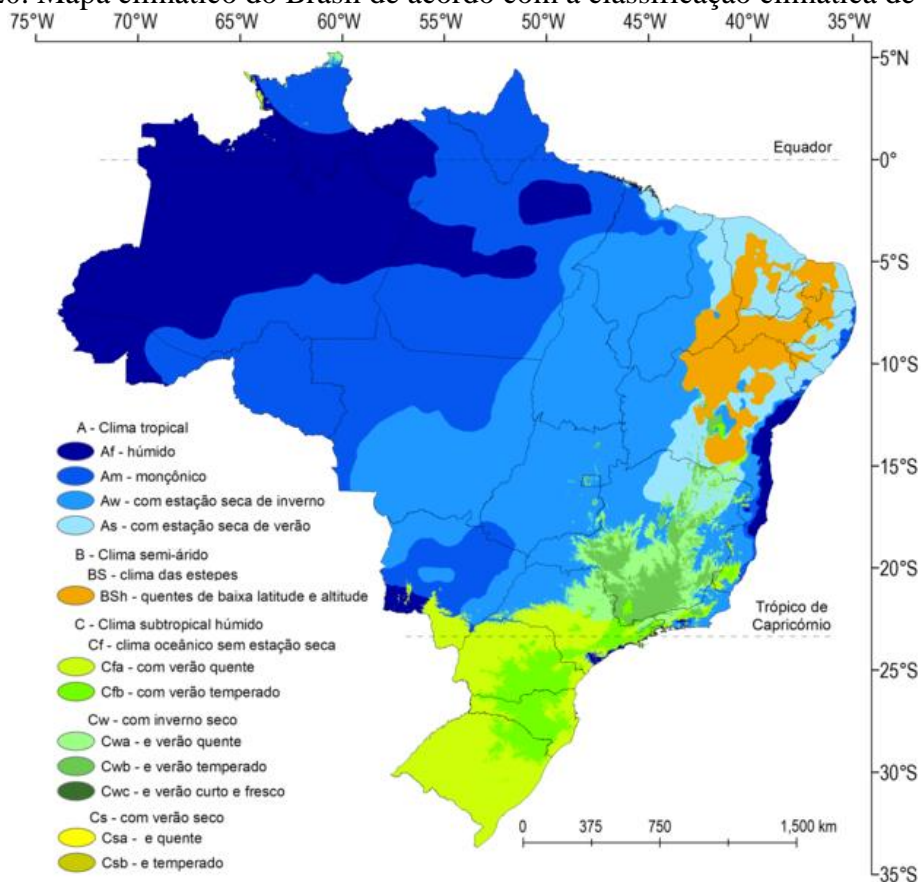


Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

2.5 Características climáticas do Brasil

O Brasil caracteriza-se por um país de grande extensão latitudinal e longitudinal, caracterizando-o com diversos tipos de climas, conforme pode visualizar-se por meio da Figura 20 em que é apresentada a classificação climática de Köppen.

Figura 20. Mapa climático do Brasil de acordo com a classificação climática de Köppen.



Fonte: Adaptado de Peel et al (2007)

O clima do Brasil é fortemente influenciado pela presença dos oceanos Atlântico e Pacífico, pela passagem de sistemas frontais, ventos alísios e presença da floresta tropical úmida amazônica que disponibilizam energia e umidade para os sistemas meteorológicos; além disso, a presença da Cordilheira dos Andes altera o escoamento das massas de ar dirigindo as frentes frias e originando um escoamento de baixos níveis, chamado de Jato de Baixos Níveis, conforme discutido na seção 2.2.

A seguir são apresentados os principais sistemas meteorológicos que influenciam o clima no Brasil. Será apresentada uma breve descrição desses sistemas com enfoque em suas influências no desenvolvimento de tempo severo.

2.5.1 Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT)

É o sistema de maior importância gerador de precipitação na região equatorial e áreas adjacentes, é resultado da convergência de massa de ar quente e úmida gerada pelos ventos alísios. Devido ao forte potencial convectivo, esse é um importante sistema a ser considerado na observação de tempo severo naquela região (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

Esses vórtices atuam especialmente na vizinhança da região Nordeste do Brasil e são caracterizados por centros de baixa pressão troposféricos e se estendem a partir de níveis médios da atmosfera influenciados pela instabilidade gerado pela presença de ondas baroclínicas. Os VCANS podem gerar intensos acumulados de precipitação quando interagem com a Alta da Bolívia Zona e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os VCANS de latitudes médias que afetam o Sul e Sudeste do Brasil são grandes formadores de tempo severo (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.3 Alta da Bolívia (AB)

É uma circulação anticiclônica de grande escala que ocorre em níveis troposféricos superiores e é centrada aproximadamente no platô Boliviano e possui um papel secundário na variabilidade de precipitação (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.4 Distúrbios Ondulatórios de Leste

São ondas de leste que se propagam desde a África até o Atlântico Tropical modulando a atividade convectiva e a precipitação no oeste Africano, podendo influenciar na formação de tempestades tropicais na costa brasileira (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.5 Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul

Linhas de instabilidade são comumente observadas na costa norte e nordeste do Brasil, podendo se propagar ao interior do continente, normalmente associadas à circulação de brisa marítima. Llopert (2012) aponta que quando o escoamento ocorre perpendicular à costa, as linhas de instabilidade tendem a penetrar no continente, caso ocorram paralelas à costa, elas tendem a manter-se na costa (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.6 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

As ZCAS são importantes sistemas meteorológicos responsáveis pelo escoamento de umidade desde o oeste da bacia Amazônica até o sudeste brasileiro. A atividade tem início nos meses de agosto e atingem um pico entre as regiões Centro-oeste e sudeste entre os meses de dezembro e fevereiro. (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.7 Ciclones e Ciclogênese

A ciclogênese tem início devido a uma perturbação baroclínica em altos níveis por meio da observação inicial de um cavado que tende a se estender a baixos níveis e intensificar-se. Os fortes gradientes de temperatura gerados pela advecção térmica, ou seja, as perturbações baroclínicas, compõem o principal fator que influencia a intensificação desses sistemas meteorológicos gerando intensos acumulados precipitativos e rajadas de vento (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

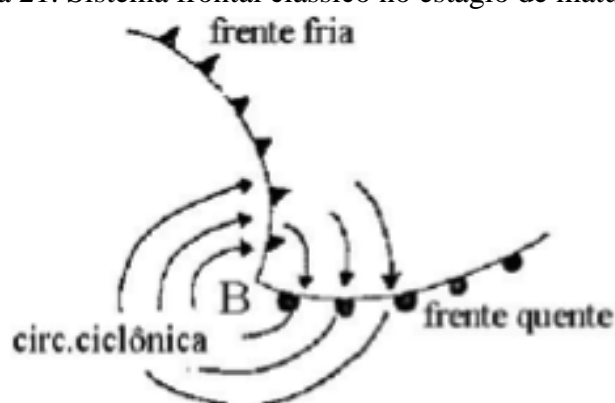
2.5.8 Jatos de Altos Níveis

As correntes de jatos são correntes de ar em formato estreito, quase horizontal, próximos à tropopausa, cujo eixo se localiza ao longo de uma linha de velocidades máxima e fortes cisalhamentos horizontais e verticais. O clima da América do Sul sofre influência dos Jatos Subtropicais (JS) e Polar (JP), os quais podem potencializar ambientes condicionalmente instáveis (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

2.5.9 Massas de Ar e Sistemas Frontais

As características térmicas e de umidade de cada região são adquiridas pelas massas de ar adjacentes ao solo e oceano e conseqüentemente carregadas por meio da circulação geral atmosférica para outras regiões. Desta forma, as estreitas regiões de interseção entre as massas, denominadas de frentes frias (FF) ou quentes (FQ), tendem a apresentar fortes contrastes de temperatura, deixando a atmosfera instável devido a ascensão de ar quente sobre o ar frio e propensa ao desenvolvimento de tempo severo. Na Figura 21 é apresentado um sistema frontal clássico no estágio de maturação com as frentes estendidas a partir do centro de baixa pressão (B) (LLOPART, 2012).

Figura 21. Sistema frontal clássico no estágio de maturação.

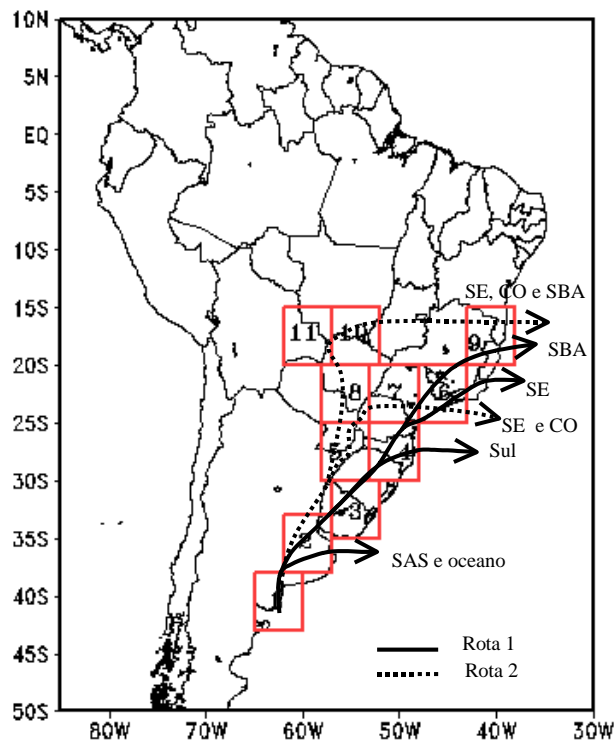


Fonte: Llopart (2012)

A Figura 22 apresenta um importante trabalho de Andrade e Cavalcanti (2004) em que os autores buscaram descrever a trajetória e a frequência com que os sistemas frontais avançam sobre o Brasil no período entre 1980 - 2002. Os sistemas foram classificados em grupos baseados na localização espacial dos mesmos na porção sul da América do Sul e na posição alcançada sobre o mesmo continente recebendo as seguintes identificações: SAS e oceano (os sistemas que não se deslocaram sobre o Brasil, indo para o oceano, áreas 1, 2 e 3); Sul (os sistemas que se deslocaram até a Região Sul do Brasil (área 4 e 5)); SE (sistemas que se deslocaram até o sudeste do Brasil, pelo litoral (área 6)), SE e CO (sistemas que se deslocaram até o sudeste do Brasil, atingindo também o centro-oeste (áreas 6, 7 e 8)); SE, CO e SBA (sistemas que atingiram o sul da Bahia e afetaram o sudeste e centro-oeste do Brasil); SBA (sistemas que atingiram o sul da Bahia, se deslocando pelo litoral).

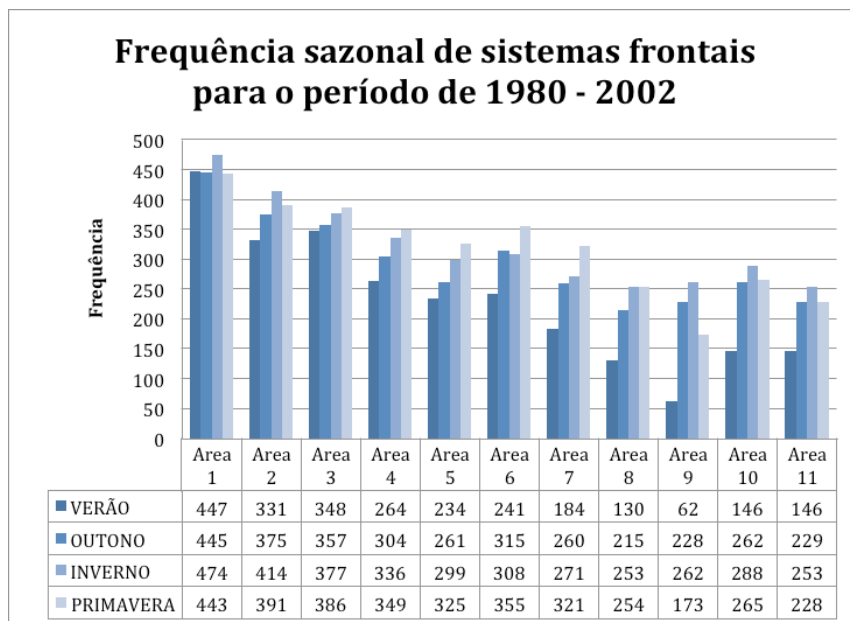
Os resultados obtidos para cada área em estudo são apresentados na Figura 23, onde se percebe uma maior frequência da passagem de sistemas frontais, conforme maiores são as latitudes consideradas. O mesmo é válido para as trajetórias consideradas, conforme se visualiza na Figura 24. Os autores indicam que a frequência aumenta no verão quando são consideradas as frentes que atingem o SE e CO, devido à ação das ZCAS.

Figura 22. Mapa da América do Sul destacando as áreas selecionadas para estudo e rotas.



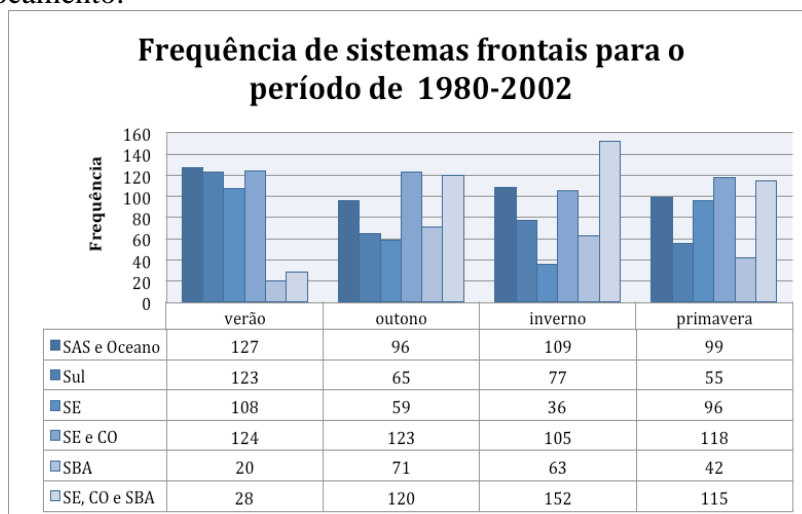
Fonte: Andrade e Cavalcanti (2004)

Figura 23. Frequência sazonal de sistemas frontais para o período de 1980-2002 para as áreas selecionadas.



Fonte: Adaptado de Andrade e Cavalcanti (2004)

Figura 24. Gráfico da frequência sazonal de sistemas frontais no período entre 1980-2002 quanto ao deslocamento.

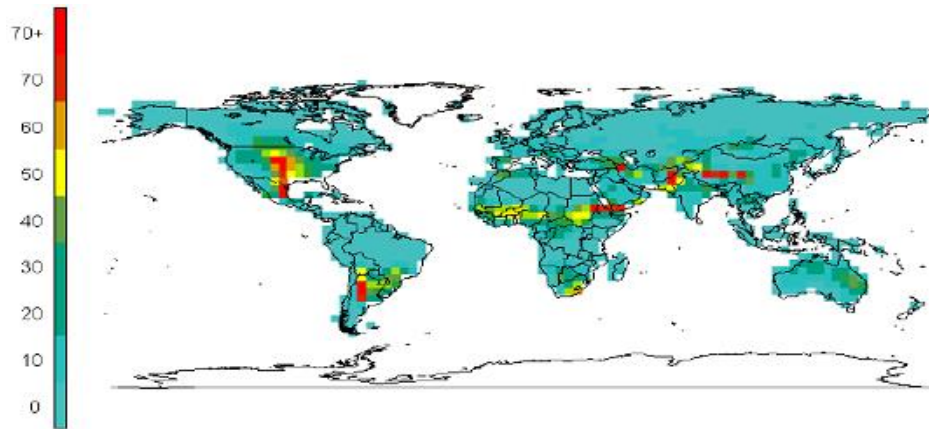


Fonte: Adaptado de Andrade e Cavalcanti (2004)

2.5.10 Jatos de baixos níveis (JBN)

Os JBN são fluxos da baixa troposfera que se formam a leste da cordilheira dos Andes e transportam umidade da bacia amazônica, devido a deflexão dos ventos alísios na região montanhosa, levando umidade e energia à Bacia do Paraná-Prata, facilitando o desenvolvimento de tempo severo na região, conforme se visualiza através da Figura 25 as regiões onde há maior incidência de dias com parâmetros favoráveis para o desenvolvimento de tempo severo há a atuação de JBN.

Figura 25. Estimativa de dias por ano com parâmetros atmosféricos favoráveis à ocorrência de tempo severo.



Fonte: Brooks et al. (2003)

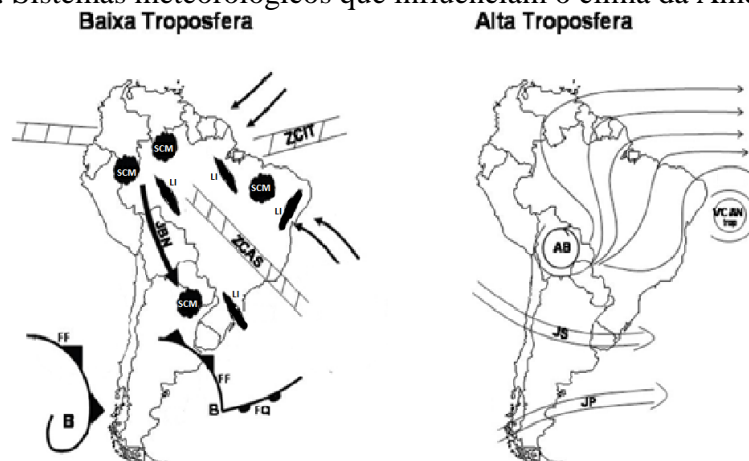
2.5.11 Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul

Os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) são sistemas aglomerados de nuvens (cumulonimbus) e representam a maior parte dos processos precipitantes nos trópicos e em latitudes médias durante a estação quente, sendo o local preferencial de ocorrência as latitudes entre 15° e 30° S.

Linhas de Instabilidade ou Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) são tipos específicos de SCMs, que são fenômenos correspondentes à escala meso- α , apresentando-se em formato elíptico com excentricidade maior que 0,7 e temperaturas de topo de aproximadamente -52 °C.

Na Figura 26 esses sistemas meteorológicos são apresentados dispostos ao longo do território da América do Sul.

Figura 26. Sistemas meteorológicos que influenciam o clima da América do Sul.



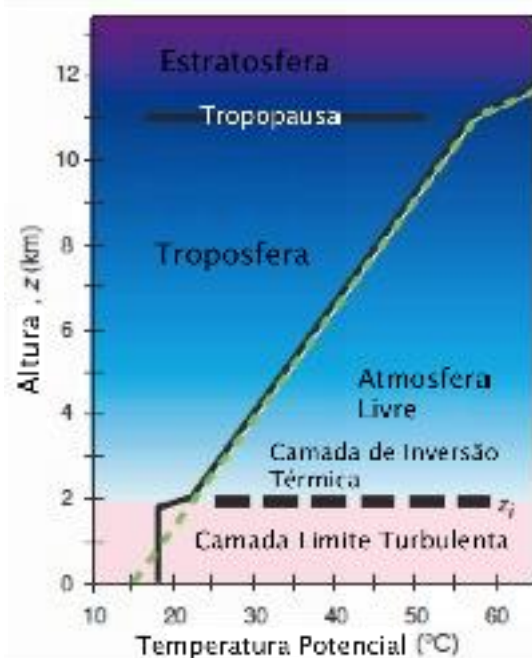
3. SIMULAÇÃO FÍSICA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

Neste capítulo serão abordados tópicos referentes às características e desenvolvimento diário da camada limite atmosférica da terra e também será discutida a sua simulação física em túneis de vento.

3.1 Características da Camada Limite Atmosférica

Sobre todas as áreas do globo, o calor proveniente da superfície terrestre aquecida pela radiação solar fornece fluatibilidade ao ar adjacente ao solo que ascende em forma de plumas, denominadas de correntes termais. Quando essas correntes possuem uma umidade adequada elas condensam-se, dando origem às nuvens cúmulos. Esse fenômeno ocorre a cerca de 1 a 2 km, podendo estender-se até 4 km (HOLTON, 2012) e define a extensão máxima da camada inferior da troposfera, denominada de Camada Limite Atmosférica (CLA). Conforme se visualiza por meio da Figura 27, a CLA representa cerca de 20% da altura total da troposfera (WALLACE E BOBBS, 2006) e possui um perfil de temperatura diferenciado devido à homogeneização da energia e da temperatura gerada pela presença de grandes turbilhões.

Figura 27. Representação vertical da troposfera e da CLA e suas respectivas diferenças de temperatura geradas devido ao processo de turbulência.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

A CLA pode assumir condições estáveis quando a superfície terrestre está resfriada ou assumir condições instáveis, de livre convecção, quando a superfície terrestre está aquecida. Desta

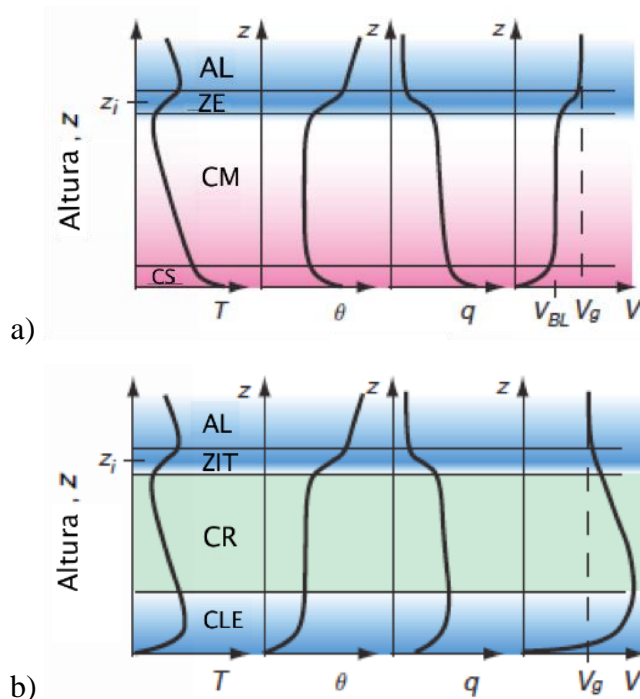
forma a turbulência, seja por meios mecânicos ou convectivos, permanece sempre presente dentro dessa região, persistindo até a camada de inversão térmica (WALLACE E HOBBS, 2006). A turbulência mecânica devido ao arrasto friccional que o solo causa no escoamento atmosférico gera instabilidade dinâmica ao escoamento, também denominada de convecção forçada, é a responsável por originar o cisalhamento vertical do perfil de velocidades do vento dentro da CLA. A turbulência térmica, denominada também de turbulência termal ou livre convecção, consiste em plumas de ar aquecido de menor densidade que ascende da superfície buscando um meio para se estabilizar. Por fim, os efeitos inerciais definem que a energia cinética dos vórtices é conservada e posteriormente é dissipada em energia molecular viscosa. Observa-se a forte dependência que a CLA possui em função da variação de temperatura entre o dia e a noite. Durante o dia a CLA divide-se essencialmente em três camadas denominadas de zona de entranhamento (ZE), região em que ocorre a transição do escoamento turbulento para o escoamento laminar e corresponde à altura limite da CLA (z_i); camada de mistura (CM), região onde há a formação de grandes vórtices alimentados pelos processos convectivos; a camada superficial (CS), correspondendo a uma fina zona onde ocorrem processos de transferência de calor.

Durante a noite a CLA divide-se também em três diferentes camadas denominadas de zona de inversão térmica (ZIT) que se caracteriza por um pequeno aumento na temperatura devido à retenção das características térmicas obtidas ainda durante o dia; ela caracteriza os limites superiores da CLA (z_i) durante a noite; logo abaixo da ZIT estabelece-se a camada residual (CR), uma zona que ainda contém fraca turbulência deixada pelos processos convectivos desenvolvidos durante o dia na CM; e durante a noite observa-se ainda o desenvolvimento de uma camada estável denominada de camada limite estável ou noturna (CLE) que é o resultado do rápido resfriamento da superfície.

Na Figura 28 são apresentados os perfis característicos de uma CLA hipotética durante o dia (a) e durante a noite (b) para a temperatura (T), a temperatura potencial (θ) (temperatura que o ar teria se levado adiabaticamente ao nível de 1000 hPa), a umidade específica (q) e a velocidade do vento (V) em função da altura, onde V_g é a velocidade do vento geostrófico, observado na atmosfera livre (AL). Nota-se a tendência de uma homogeneização dos parâmetros meteorológicos observados durante o dia devido aos processos de mistura ocasionados pela turbulência. Destaca-se o aumento da velocidade do vento durante o período noturno devido à formação de uma camada estável com pouca ou nenhuma turbulência, permitindo um escoamento mais próximo ao laminar, esse fenômeno é denominado de desacoplamento noturno. Importante destacar que a altura da camada de inversão térmica

também pode ser usada como parâmetro para estabelecer os limites físicos de dispersão de poluentes, destaca-se o fato de ela possuir uma menor altura (z_i) durante o período noturno.

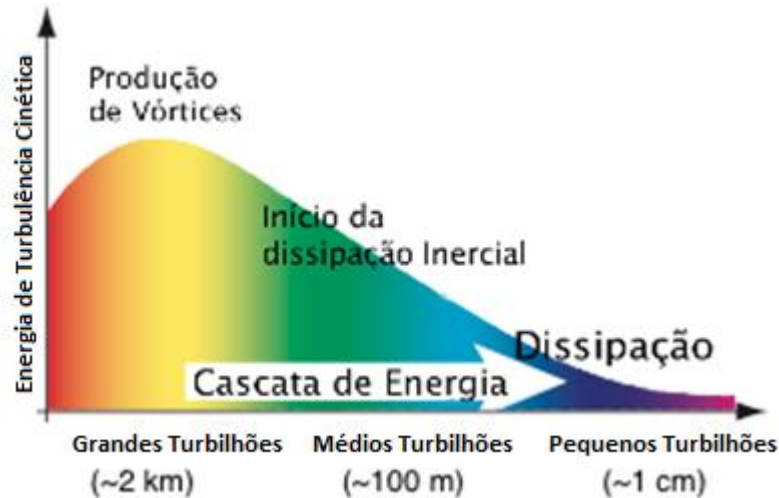
Figura 28. Perfis característicos de uma CLA durante o dia (a) e durante a noite (b) para a temperatura (T), a temperatura potencial (θ), a umidade específica (q) e a velocidade do vento (V) em função da altura.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

Conforme observado, o escoamento na CLA é composto por uma complexa sobreposição de vórtices de rápida dissipação de diversas escalas. Dessa forma, vórtices pequenos são alimentados por vórtices tridimensionais maiores por meio da transferência da energia até que a mesma seja completamente transformada em energia térmica devido a dissipação molecular dos vórtices em pequena escala. Esse fenômeno é denominado de Cascata de turbulência, em inglês *Turbulent Cascade*, conforme se visualiza por meio da Figura 29. Observa-se que os vórtices de grande escala, gerados por plumas convectivas, possuem alta energia de turbulência cinética (TKE) e conforme esses vórtices diminuem e ocorre a dissipação inercial, essa energia diminui.

Figura 29. O espectro de energia de turbulência cinética em que o total de TEC) é dado por meio da área sob a curva observada.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

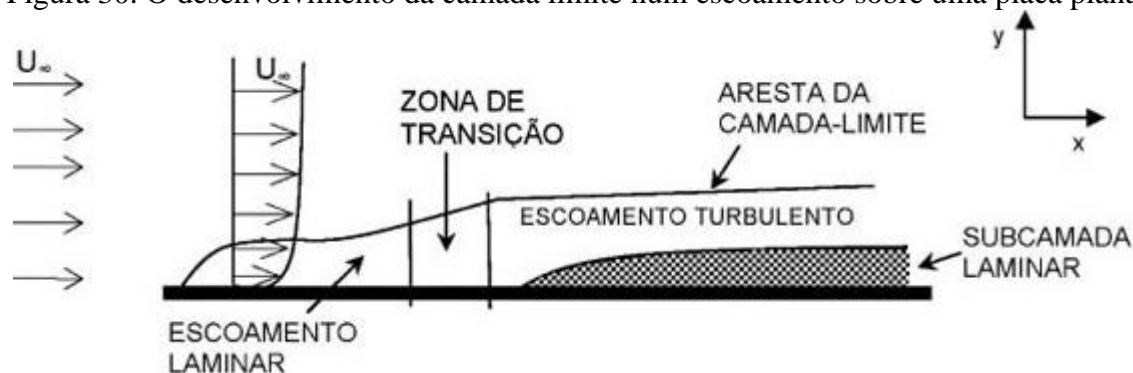
Devido à natureza quase aleatória da turbulência não é recomendável que uma descrição quantitativa do fenômeno seja feita de forma determinística, necessitando-se, assim, de métodos estatísticos capazes de identificar padrões de comportamento que descrevam esse escoamento (WALLACE E HOBBS, 2006). Dessa forma a intensidade da turbulência contida nos escoamentos pode ser definida estimando-se a relação entre a velocidade média e o desvio padrão de suas variações em torno da média, entendendo-se que quanto maior essa relação, mais turbulento é o escoamento.

3.2 Teoria da Camada Limite

Para que seja possível compreender o comportamento do escoamento próximo à superfície terrestre foi necessário desenvolver uma simplificação desse fenômeno. Desta forma, a teoria da camada limite pode ser explicada através de um experimento que envolve o escoamento horizontal e incompressível de um fluido sobre uma placa plana.

Os efeitos friccionais e inerciais dos fluidos não podem ser desprezados na definição do perfil característico do escoamento, assim, um escoamento laminar sobre uma placa plana dá origem a uma zona de transição que posteriormente assume as características de escoamento turbulento, evidenciando a transmissão dos efeitos de rugosidade e viscosidade pelo fluido. Nota-se que o desenvolvimento de uma camada de escoamento laminar de dimensão muito delgada persiste junto à superfície, caracterizando a denominada camada sub-laminar. O experimento que evidencia o desenvolvimento da Teoria da Camada Limite pode ser visualizado por meio da Figura 30.

Figura 30. O desenvolvimento da camada limite num escoamento sobre uma placa plana.

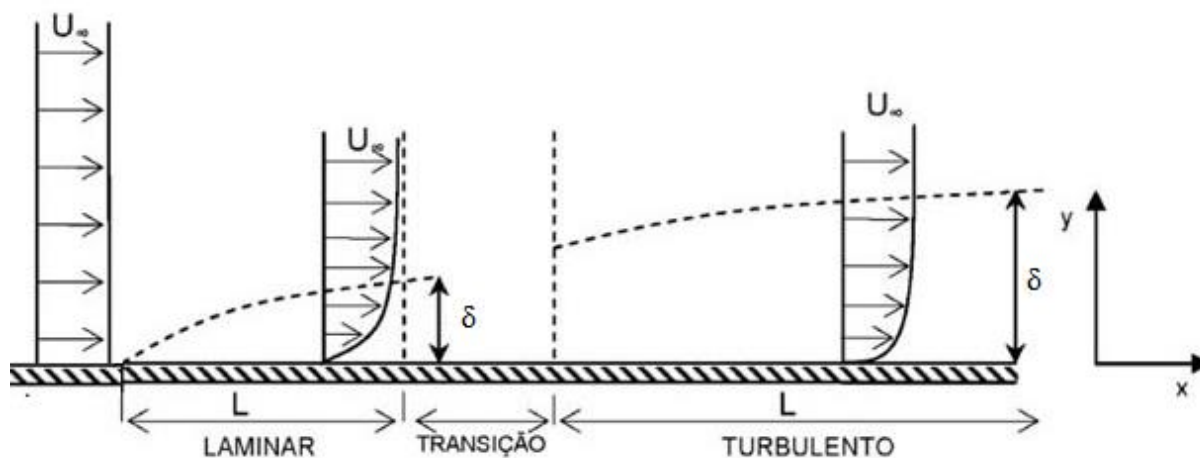


Fonte: Adaptado de Souza et al. (2011)

Na Figura 31 é apresentada a transição do perfil de escoamento laminar para o perfil de escoamento turbulento na presença da placa plana. A espessura δ é dada em função de x e define a altura desde a superfície da região em que os efeitos de viscosidade molecular se fazem importantes onde há um forte gradiente de pressão e velocidade perpendiculares à direção do escoamento do fluido.

Esses perfis de vento são definidos essencialmente pelos valores de tensão de cisalhamento (τ_0) e, conseqüentemente, pela velocidade de atrito (u_*) (LOREDO-SOUZA et al., 2004). Desta forma, quanto mais rugosa for uma superfície, maiores serão as tensões de cisalhamento junto à mesma e maior será o déficit de quantidade de movimento na camada limite. Nessa situação a geração de turbulência devido ao gradiente térmico é desprezada e esse processo será inteiramente de origem mecânica. Na Figura 31 observam-se o desenvolvimento da altura da CLA (δ) em função da distância x .

Figura 31. Desenvolvimento da camada limite devido a rugosidade da superfície.



Fonte: Adaptado de Souza et al. (2011)

Algumas relações; numéricas amplamente utilizadas que auxiliam na definição da CLA, são discutidas a seguir

a) Número de Reynolds

O número de Reynolds, é um parâmetro que relaciona as forças inerciais com as forças de viscosidade e é utilizado para estabelecer a mudança do regime laminar ao turbulento, desta forma, em RE na faixa de 3000 o regime passa de laminar a turbulento e é dado por:

$$RE = \frac{v*L}{\nu} \quad (3)$$

Onde:

v é uma velocidade característica do escoamento;

D é uma dimensão característica do geometria do escoamento;

ν é a viscosidade cinemática (para o ar a uma temperatura de a 20°C vale $1,51 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

b) Perfis de velocidade média temporal

Para a descrição matemática do perfil de velocidades médias do vento são utilizadas duas funções: uma potencial e outra logarítmica. Para uma melhor representação da realidade, deve-se considerar os efeitos de vizinhança (árvores, edifícios, entre outros), e que a velocidade do vento próxima à superfície tende a zero.

O perfil de velocidades expresso segundo a lei da potência foi obtido empiricamente e é dado pela por:

$$\frac{\bar{V}(z)}{\bar{V}(z_{ref})} = \left(\frac{z-z_d}{z_{ref}} \right)^p \quad (4)$$

Onde:

\bar{V}_{ref} é a velocidade média à altura de referencia z_{ref} ;

p é o expoente da lei de potência que depende da rugosidade do terreno;

$\bar{V}(z)$ é a velocidade média na altura z .

z_d é a altura da rugosidade.

z é a altura acima do terreno.

Segundo Loredou-Souza *et al.* (2004), a lei da potência descreve bem a CLA, com exceção da região muito próxima à superfície e a região limítrofe superior. Para regiões de campo aberto, a diferença entre z e z_d é adotada igual a 10 m e para cidades é na ordem de 30 m. O expoente p varia de 0,11 para superfícies lisas, como mar e lagos, a 0,34 para superfícies rugosas, como regiões densamente urbanizadas.

O perfil de velocidades expresso pela lei logarítmica é dado por.

$$\bar{V}(z) = \frac{u^*}{K} \ln\left(\frac{z-z_0}{z_0}\right) \quad (5)$$

onde:

u^* é a velocidade de atrito, depende das características do terreno e é proveniente da relação $\sqrt{\tau_0 \cdot \rho^{-1}}$, onde τ_0 é a tensão de cisalhamento superficial e ρ é a massa específica do fluido;

K é a constante de Von Karman, cujo valor adotado é igual a 0,41;

z_0 é a escala de rugosidade que caracteriza o terreno;

z é a altura acima do terreno.

Esta lei apresenta um bom ajuste próximo ao solo mas é pobre na região superior a CLA; z_0 para campos abertos fica na ordem de 0,03 m e para densificações urbanas z_0 fica na ordem de 0,3 m. Estudos indicam que o perfil logarítmico ajusta-se melhor na zona inferior do perfil característico do vento, desta forma é mais utilizado para o estudo da ação do vento em edificações baixas.

c) Intensidade de Turbulência

A turbulência é uma variável aleatória e em que se assume que os vórtices são transportados à uma velocidade média e na direção do escoamento, conforme expresso por:

$$U(x, y, z, t) = \bar{U}(x, y, z) + u(x, y, z, t) \quad \text{Equação 6}$$

Onde:

\bar{U} é a velocidade média temporal do escoamento;

$U(t)$ é a flutuação de velocidade para cada instante t .

Através da definição do desvio desvio padrão (σ) da série de dados analisada, realiza-se o cálculo da intensidade de turbulência através da Equação 7.

$$I_i = \frac{\sigma_i}{\bar{U}(z)} \quad \text{Equação 7}$$

d) Espessura de camada limite

É a altura em que se observam os efeitos da viscosidade no escoamento, ou seja, quando a velocidade do escoamento turbulento é igual a 99% da velocidade laminar

e) Espectro de potência

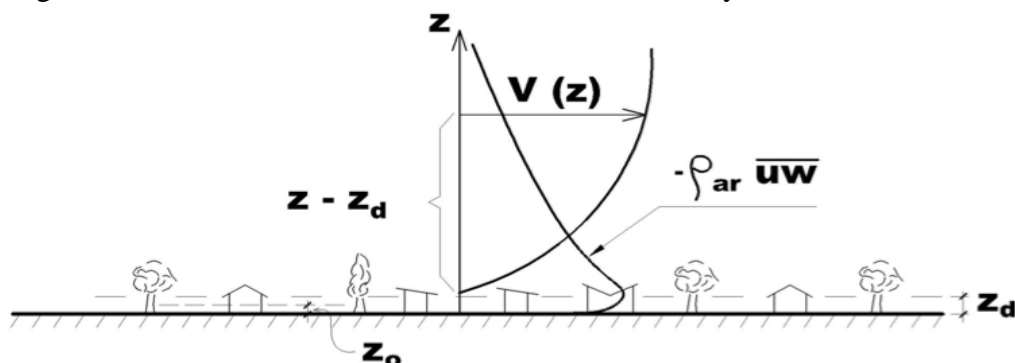
Esta medida indica a distribuição, em frequência, da energia cinética contida em uma determinada componente da flutuação, informando assim a contribuição da energia cinética parcial presente nas diversas faixas de frequência, para cada componente da flutuação.

f) Tensões aparentes de Reynolds

As tensões aparentes de Reynolds, também denominadas de tensões turbulentas, são responsáveis pela transferência de quantidade de movimento dentro da CLA devida à componente turbulenta do escoamento. Essas tensões apresentam seus máximos na região de estagnação do escoamento localizada próxima ao solo onde o transporte dominante é a nível molecular. De acordo com que o perfil atinge a altura da CLA o escoamento tende a zero, conforme expresso na Figura 32. As tensões de Reynolds ou tensões turbulentas na atmosfera terrestre, são definidas pelo produto da massa específica do ar (ρ_{ar}) e a transferência vertical de momento \overline{uw} :

$$\tau_o = -\rho_{ar}(\overline{uw})_{max} \quad \text{Equação 9}$$

Figura 32. Perfil de velocidades médias e tensões de Reynolds dentro da CLA.



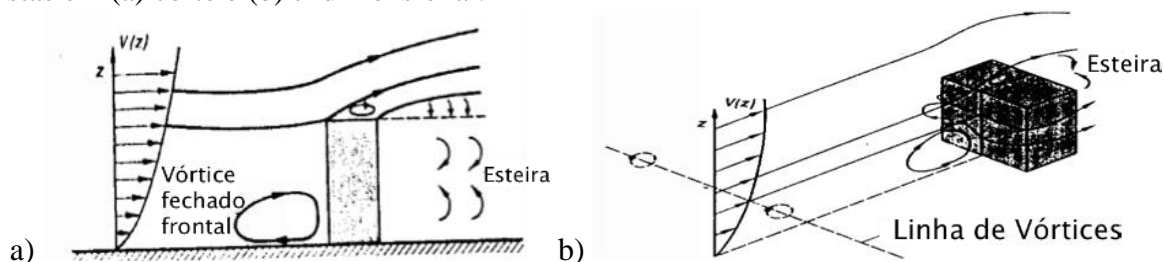
Fonte: LOREDO-SOUZA et al. (2004)

3.3 Simulação Física da Camada Limite Atmosférica

Dentro do campo de atuação da Engenharia do Civil a utilização de túneis de vento para a obtenção dos carregamentos estruturais devido ao vento é uma técnica já estabelecida neste campo. Esses túneis caracterizam-se essencialmente pela capacidade de simular a camada limite atmosférica para ventos fortes numa escala reduzida, respeitando condições básicas, como a semelhança geométrica e a turbulência do escoamento original.

Na Figura 33, observa-se que as edificações modificam o escoamento atmosférico, e desenvolvendo um campo de pressões em torno da edificação, impondo solicitações estáticas e dinâmicas que devem ser observadas no desenvolvimento de um projeto estrutural.

Figura 33. Esquema geral do escoamento ao redor de uma edificação paralelepípedica com vistas em (a) corte e (b) tridimensional.



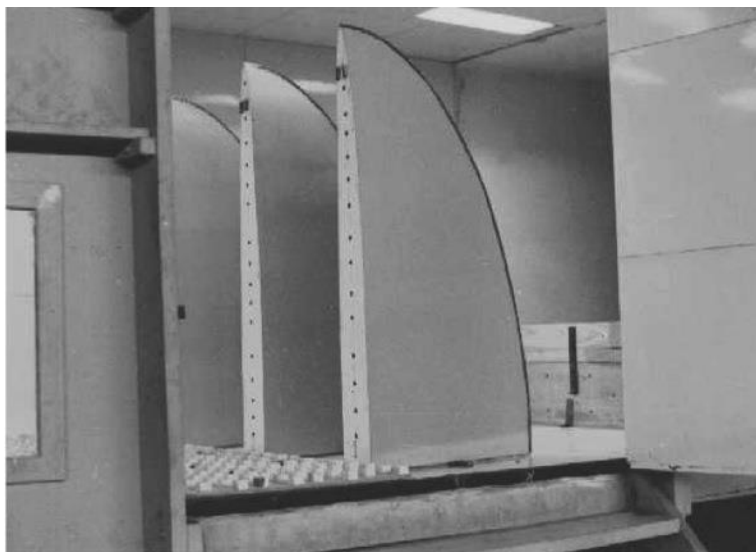
Fonte: Adaptado de Schlichting (1979)

Os primeiros estudos com modelos físicos que tentaram reproduzir os efeitos dos ventos em estruturas eram capazes de gerar um escoamento exclusivamente uniforme e foram realizados no início do Século XX (SURRY, 1999). Em 1932, foi desenvolvido um modelo físico capaz de gerar um escoamento turbulento e com cisalhamento, mas foi somente em 1958 que a turbulência e a distribuição da pressão média devido ao vento característica da camada limite atmosférica (CLA) foi efetivamente realizada, e só então os efeitos do escoamento atmosférico passaram a ser efetivamente estudados (SURRY, 1999)

Atualmente o método mais eficaz de simulação do perfil de velocidade da CLA é a utilização de elementos passivos ao longo da superfície inferior do túnel a fim de simular a rugosidade natural do solo. Neste método são dispostos obstáculos no início do túnel que geram vórtices causadores das flutuações de velocidades. Desta forma, a escolha da geometria correta dos elementos passivos definem a velocidade da formação e desenvolvimento da CLA ao longo do túnel. Os túneis ideais para a simulação da CLA são os longos, uma vez que túneis curtos (aeronáuticos) conseguem representar somente os perfis de velocidade média, deixando de lado as características turbulentas do escoamento (LOREDO-SOUZA *et al.*, 2004)

Counihan (1969) propôs uma combinação sequenciada por uma barreira dentada, pináculos e elementos de rugosidade distribuídos ao longo do túnel. O primeiro elemento possui a função de provocar um déficit de quantidade de movimento na parte inferior do escoamento logo à entrada do túnel; o segundo elemento gera turbulência e a rugosidade forma o perfil de vento característico. Na Figura 34 é apresentada uma imagem dos simuladores de Counihan utilizados no túnel de vento Prof. Jacek P. Gorecki, da Universidade Nacional del Nordeste, Argentina.

Figura 34. Simuladores de Counihan utilizados no túnel Prof. Jacek P. Goreck.



Fonte: LOREDO-SOUZA et al. (2004)

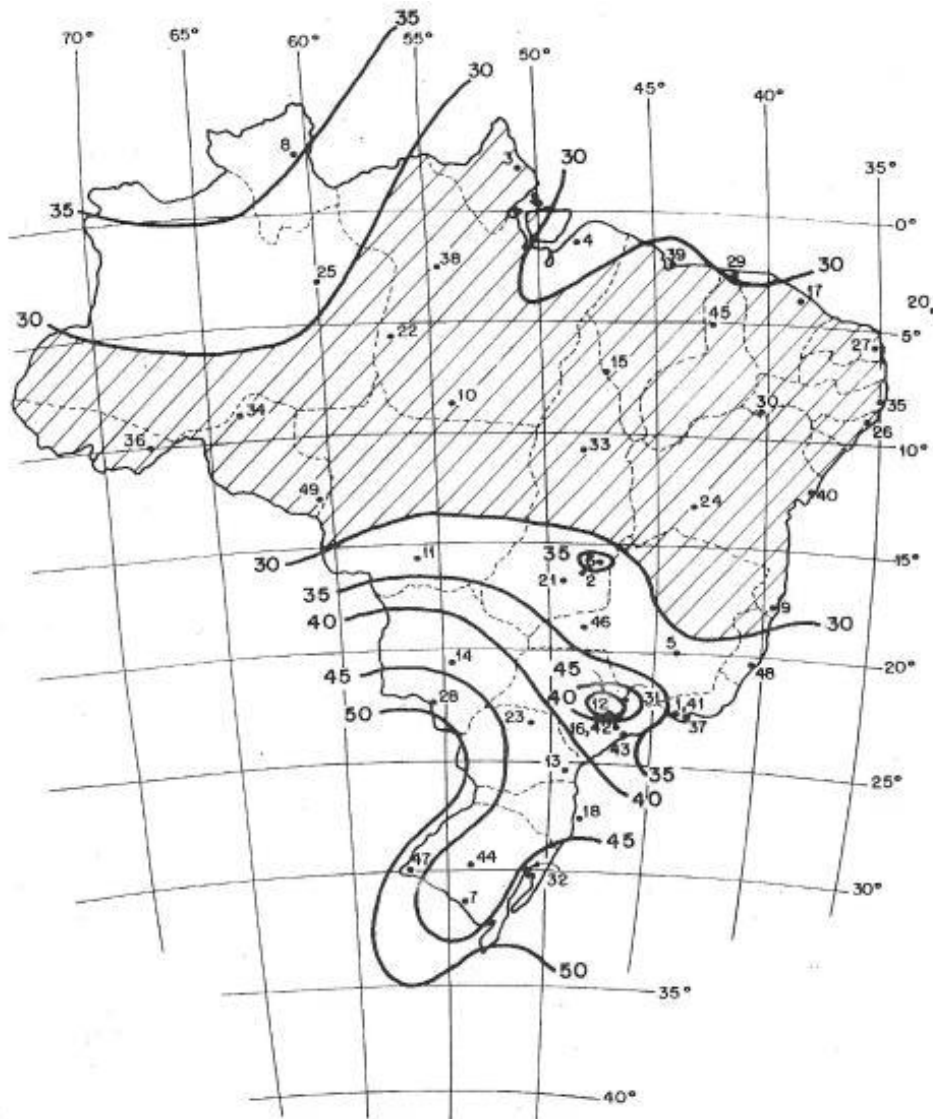
Cook (1985) *apud* Loredou-Souza et al. (2004), propôs a utilização de uma grelha retangular como gerador inicial de turbulência, uma barreira para a alteração inicial do escoamento e elementos de rugosidade, que assim como no experimento de Counihan, servem para fazer a mistura e o aumento da CLA simulada. A vantagem deste método é que a escala de simulação é aumentada permitindo assim, segundo o autor, um maior detalhe geométrico dos modelos a serem testados e conseqüentemente maiores precisões na simulação.

Além dos métodos passivos, existem os métodos ativos que também são utilizados para a simulação da camada limite atmosférica. Blessmann (1995) apresentou um método que reproduz as características do vento natural através de jatos de ar que são lançados perpendicularmente ao escoamento principal dentro do túnel de vento. Esta técnica tem como vantagem o aumento da velocidade média da corrente de ar devido ao acréscimo de quantidade de movimento na corrente longitudinal, possibilitando o controle das características do vento através da definição da vazão de ar aos jatos durante os ensaios, evitando-se assim, a parada para troca dos elementos rugosos dentro do túnel.

Também é possível realizar a simulação física da CLA utilizando a combinação dos dois tipos de métodos: ativos e passivos. O mesmo autor apresentou a utilização de métodos que combinavam dispositivos de mistura, barreira, elementos de rugosidade no piso do túnel e um conjunto de 17 jatos dispostos perpendicularmente ao eixo do túnel; o modelo foi validado pela comunidade científica.

Ao simular a CLA além de considerar fatores como a rugosidade do terreno, é necessário identificar as velocidades máximas que devem ser consideradas para serem simuladas. Essas velocidades são obtidas por meio da visualização das isopletras de velocidade básicas na NBR 6123/88. Na Figura 35 visualiza-se o mapa conforme exposto na norma e os dados utilizados referem-se aos 25 anos de observações, entre os anos 1950 e 1974 e levam em consideração 49 estações meteorológicas, totalizando uma relação de 919 estações e anos de dados (BECK e CORREA, 2013).

Figura 35. Isopletas das velocidades básicas no Brasil, sendo a velocidade básica (V_0) definida como a velocidade máxima média medida num intervalo de 3 s, a 10 m do solo, em campo aberto e plano para um período de retorno de 50 anos.

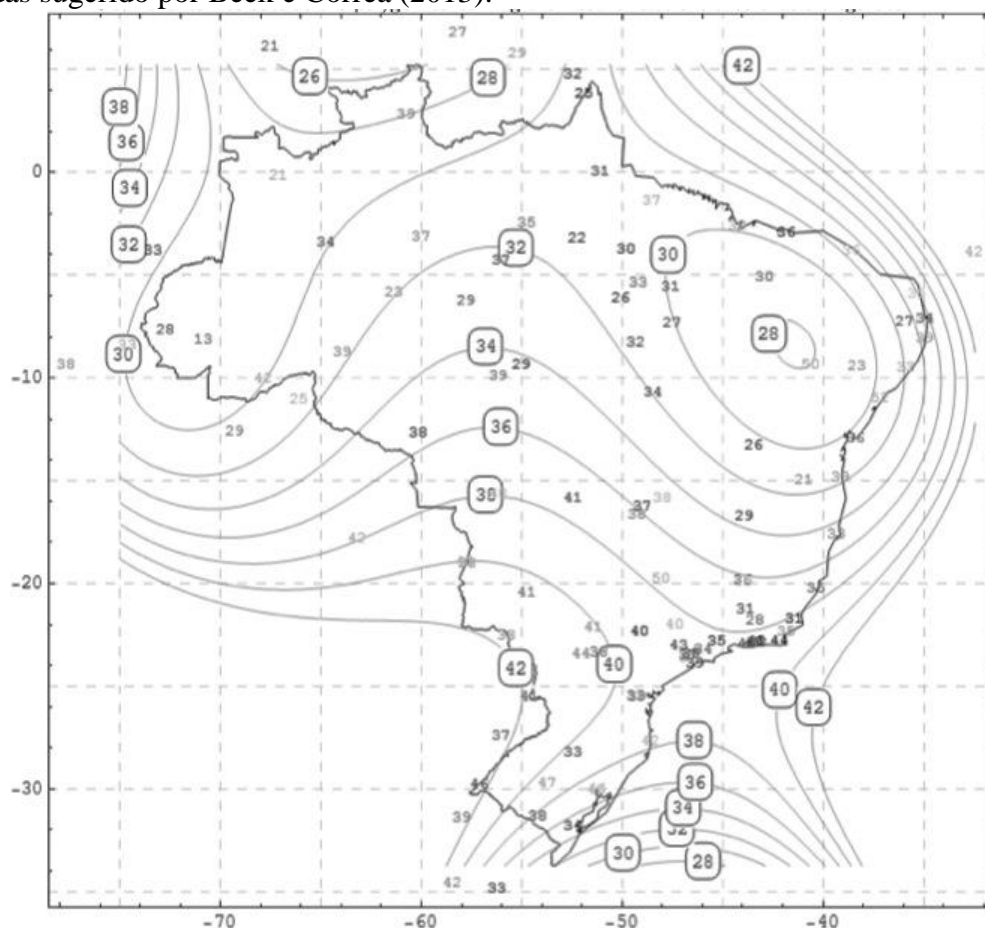


Fonte: NBR 6123.

Beck e Corrêa (2013) recentemente desenvolveram um trabalho cujos resultados finais estão expostos na Figura 36, em que foram considerados mais 37 anos no período de observação de dados de vento, totalizando 62 anos de dados. Além disso, foram consideradas outras 104 estações meteorológicas, totalizando uma relação de 4142 estações e anos de dados. Os autores utilizaram a distribuição de Gumbel para modelar os dados na geração da nova distribuição das isopletas para o Brasil. Eles destacam que esta modelagem utilizada não diferiu muito dos dados modelados para o primeiro mapa de isopletas brasileiro, desenvolvido por meio de uma distribuição de Frechet por Padaratz (1977) *apud* Beck e Correa (2013), evidenciando que as principais diferenças observadas devem-se basicamente aos dados utilizados.

Beck e Corrêa (2013) sugerem que seja feita uma atualização oficial do mapa de isopletas do Brasil, devido às diferenças observadas entre os mapas da NBR 6123 e os resultados encontrados pelos autores, ressaltando que assim os cálculos estruturais que consideram a ação dos ventos seriam mais precisos.

Figura 36. Mapa de velocidade de vento com isopletas modeladas e valores para as estações analisadas sugerido por Beck e Corrêa (2013).

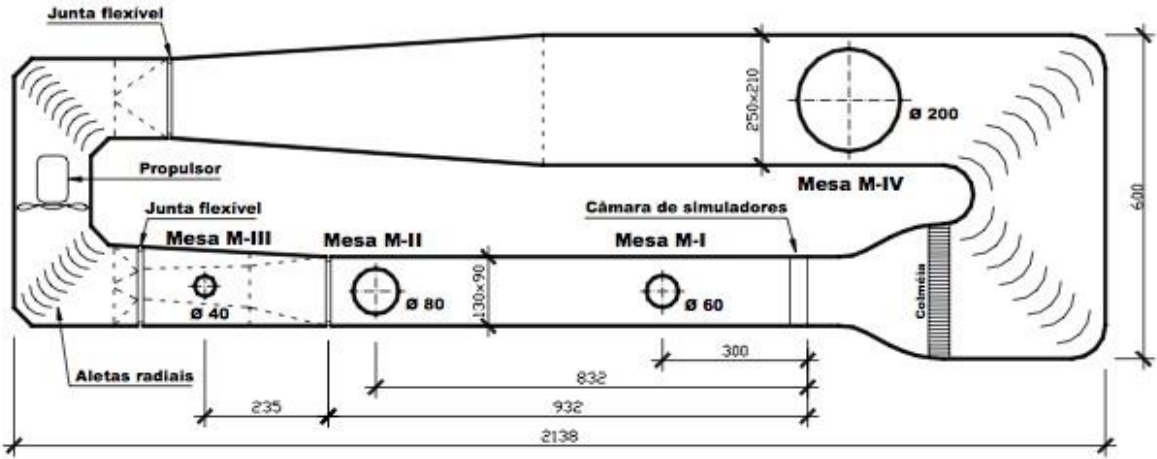


Fonte: Beck e Correa (2013)

As principais configurações que se observam nos túneis de vento são os com retorno fechado, ver Figura 37 e os de túneis de retorno aberto, ver Figura 38.

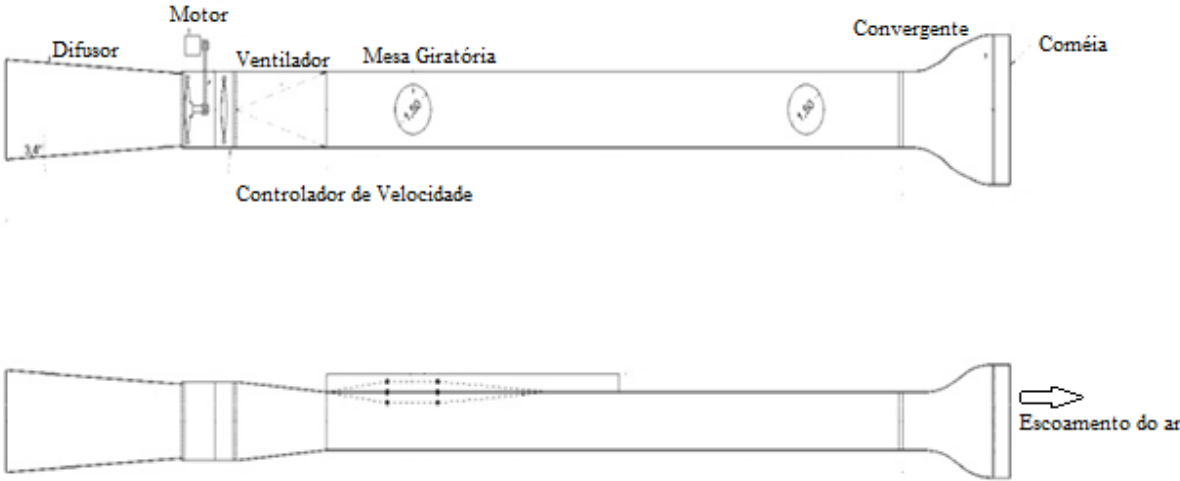
Os túneis de retorno fechado requerem menos energia para funcionar, uma vez que boa parte dela se conserva ao recircular. Além disso há uma possibilidade menor de que grãos de sujeira atinjam os modelos em teste. Entretanto, são mais caros e possuem a tendência de aquecer o ar em que nele circunda e são menos eficientes para estudos de dispersão de poluentes.

Figura 37. Túnel de retorno fechado.



Fonte: Loredou-Souza et al., 2004

Figura 38. Túnel de retorno aberto.



Fonte: Loredou-Souza et al., 2004

4. CARACTERIZAÇÃO DOS *DOWNBURSTS*

Neste capítulo será apresentada uma revisão de literatura que envolve questões referentes à descoberta dos *downbursts* também comumente denominado de *microburst*, a caracterização do fenômeno e as suas diferentes formas de ocorrência.

4.1 A descoberta do *downburst*

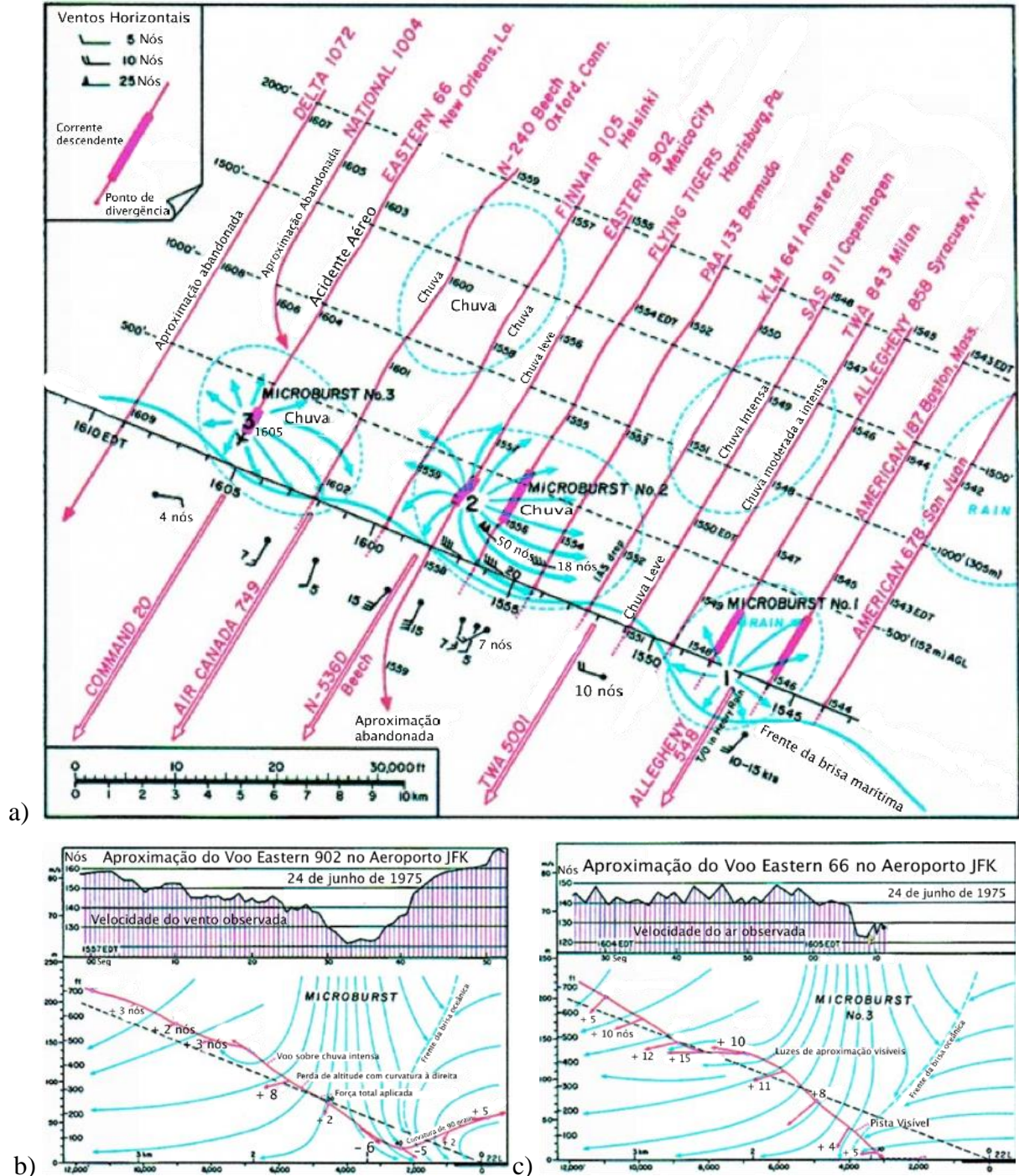
Wilson e Wakimoto (2001) descrevem que o fenômeno meteorológico denominado por Fujita como *downburst* recebeu um grande impulso em sua compreensão e pesquisa devido às investigações das causas que envolveram a queda do voo Eastern 66 que se preparava para pousar no Aeroporto Internacional John F. Kennedy (JFK), em Nova York, em 24 junho de 1975. A fim de estudar esse caso, Fujita fora especialmente contratado para o desenvolvimento das pesquisas.

Em um primeiro momento acreditou-se que a causa da queda daquele voo fora a atividade elétrica que se verificava no momento do acidente. Entretanto, não se tratava de um evento isolado, uma vez que autoridades da área de segurança em voo haviam verificado outros casos de intensas situações de cisalhamento de vento que atingiram outros voos gerados por fenômenos meteorológicos de microescala naquele momento, mas que não resultaram em acidentes.

Fujita (1974) *apud* Wilson e Wakimoto (2001) já havia verificado em análise de dados registrados nos dias 3 e 4 de abril de 1974, após um grande evento de tempo severo, padrões de danos que não se apresentavam retorcidos de forma espiralada, mas simplesmente retorcidos e arrancados a partir de fortes ventos divergentes e anulares. Desta forma, ao ser contratado para liderar as investigações da queda do voo Eastern 66, Fujita (1978) *apud* Wilson e Wakimoto (2001) propôs que a causa do acidente havia sido um *microburst*, expressão que buscava englobar a noção de uma forte corrente descendente que saia para fora da nuvem atingindo o solo em alta velocidade.

Na Figura 39.a Fujita (1992) *apud* Wilson e Wakimoto (2001) descreve uma análise espaço-temporal das condições meteorológicas registradas pelos voos que se aproximaram no dia 24 de julho de 1975 no aeroporto JFK e situa por meio de linhas de corrente a observação *downbursts*. Na Figura 39.b é apresentado um perfil do percurso do voo *Eastern 902* que ao se aproximar da pista acabou cancelando o pouso; 7 minutos após, o voo *Eastern 66* aproximou-se e fora atingido por uma corrente descendente o que fez com que caísse logo antes de alcançar a pista de pouso. O perfil de ventos registrado pelo avião é observado na Figura 39.c.

Figura 39. Em (a) é apresentada análise de Fujita dos eventos de ventos intensos e respectivas rotas de voo das 14 aeronaves que se aproximaram no aeroporto JFK em 24 junho de 1975 logo antes e depois do acidente do voo *Eastern 66*. Em (b) é apresentado o trajeto do voo *Eastern 902* com aproximação abortada e hipótese de fluxo de ar de Fujita e em (c) mesmo que (b) para o voo *Eastern 66* que esteve envolvido no acidente.



Fonte: Adaptado de Fujita (1992) apud Wilson e Wakimoto (2001)

Apesar de todos os estudos desenvolvidos por Fujita, muitos críticos recusaram-se a aceitar a teoria que já havia sido bastante elaborada nos trabalhos desenvolvidos ainda por Byers e Braham (1949) apud Wilson e Wakimoto (2001) por meio de observações realizadas durante o

projeto intitulado *Thunderstorm Project* ocorrido entre 1946 e 1947. Esses autores já haviam proposto a ideia de uma corrente descendente a partir de nuvens de tempestades que ao atingir o solo espalhavam-se horizontalmente, evidenciando uma semelhança entre o estudo do jato de fluido que golpeia uma placa plana. Naquela época esse fenômeno foi identificado como o início da fase de maturação de uma célula tempestuosa, indicando o primeiro momento em que a chuva atinge o solo.

Em um primeiro momento, os críticos acusaram Fujita de estar renomeando um fenômeno já conhecido - a frente de rajada que se trata de um fenômeno de maior escala e de menor intensidade que anuncia o início da precipitação. Porém, nesse caso, o que mais preocupava os pesquisadores em relação aos *downbursts* não era necessariamente o vento horizontal, mas a corrente descendente vertical que colocava em risco a segurança das aeronaves. Em busca de defender sua teoria, Fujita lançou um trabalho de imagens que analisavam os padrões de ventos provenientes de *downbursts*. Segundo Wilson e Wakimoto (2001) esse trabalho acalmou os críticos e em 1976 pesquisadores do *National Center of Atmospheric Research* propuseram a Fujita a medir via sensoriamento remoto, ventos provenientes de nuvem que indicassem a ocorrência de *downbursts*. A partir de então foram desenvolvidos três programas de campo que serão discutidos a seguir e que levaram à comprovação da existência de *downbursts*.

4.1.1 Projeto NIMROD

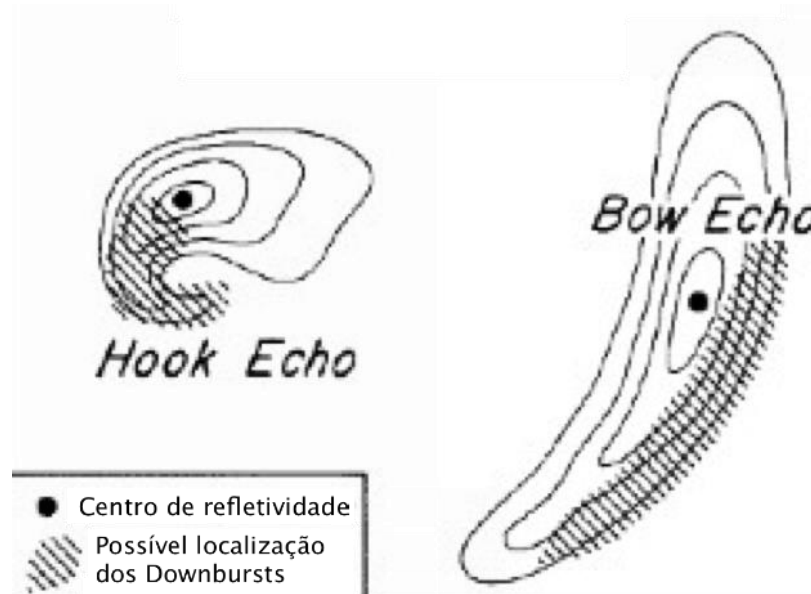
O projeto denominado de Northern Illinois Meteorological Research on *Downbursts* – Projeto NIMROD, patrocinado pelo *National Science Foundation* – NSF, foi realizado no norte do estado de Illinois, a oeste de Chicago, durante a primavera e o verão de 1978 (WILSON E WAKIMOTO, 2001). Consistia de um experimento planejado por Fujita que visava por meio da triangulação de três radares identificar o escoamento tridimensional do ar dentro daquele espaçamento; a fim de aumentar a probabilidade registro de um *downburst* naquela região ele determinou uma distância de aproximadamente 60 km entre os radares.

No dia 29 de maio de 1978 Fujita avistou o primeiro *microburst* em meio à área coberta pelos radares. Fujita calculou, através de técnicas manuais, em cima dos dados obtidos pelo radar, que a velocidade máxima do *downburst* chegou a 31 m/s a 100 m acima do solo.

Um fato bastante interessante é que grande parte da obra de Fujita intitulada *Downburst* fora publicado através de conferências ou de Publicações da Universidade de Chicago. Suas técnicas de trabalho eram constantemente criticadas e amplamente questionadas pelos editores dos periódicos, burocracias que tomavam tempo demais e que o desestimulava a publicar em periódicos.

Durante esse projeto Weisman (2001) cita que Fujita identificou por meio de imagens de radar dois tipos de padrões de células que geram *downbursts*: o *hook echo* que sempre se encontra associado com supercélulas, e o *bow echo*, observado em meio às linhas de instabilidade. Na Figura 40 é apresentado um esboço desses dois padrões de imagens de radar observados.

Figura 40. Padrões de refletividade de radar observados em células tempestuosas que geram *downbursts*.



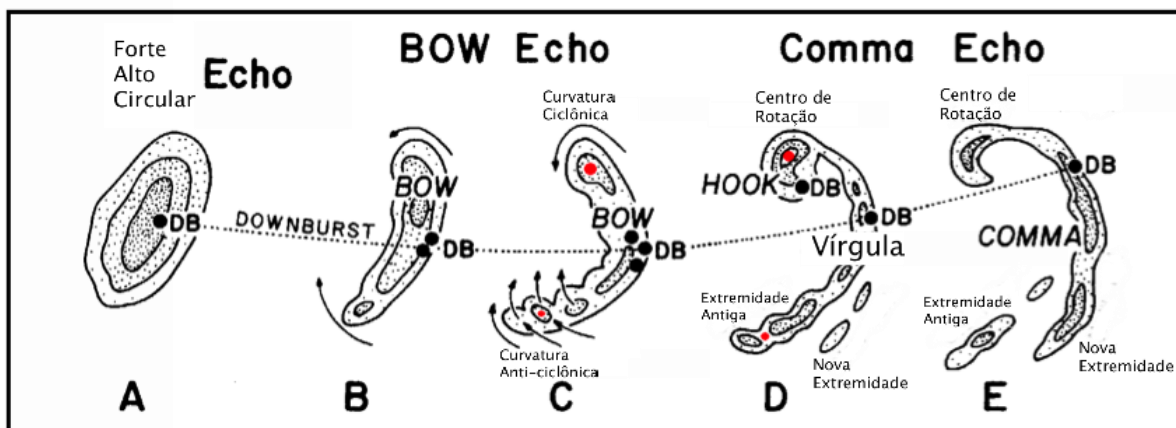
Fonte: Adaptado de Fujita (1978) apud Weisman (2001).

Fujita 1978 apud Weisman (2001) descreve que o desenvolvimento de um *bow echo* ocorre conforme demonstrado na Figura 41, em que as etapas A até E representam o ciclo de vida de um modelo idealizado e as linhas de contorno em preto descrevem a refletividade observada por um radar. As regiões onde são desenvolvidos os ventos mais intensos ocorrem próximas ao centro da banda de nuvens e são destacadas com a abreviação DB, indicando prováveis locais de ocorrência de *downbursts* devido a uma intensa retroalimentação denominada por Fujita e Byers (1977) como *Rear inflow Notch*.

Normalmente esses eventos iniciam como uma única célula tempestuosa (Etapa A), isolada, que começa a se desenvolver e apresentar circulação anticiclônica na parte superior e ciclônica na parte inferior (Etapa B), esse tipo de circulação é denominada de vórtices delimitadores e apresentam forte tendência para formar *downbursts*.

A evolução do fenômeno faz com que o mesmo adquira um formato levemente curvado este é o ápice do fenômeno (Etapa C). Os processos ciclogênicos atuam como dissipador da energia do sistema e então enfraquecem o fenômeno deixando-o numa forma de vírgula, *comma echo*.

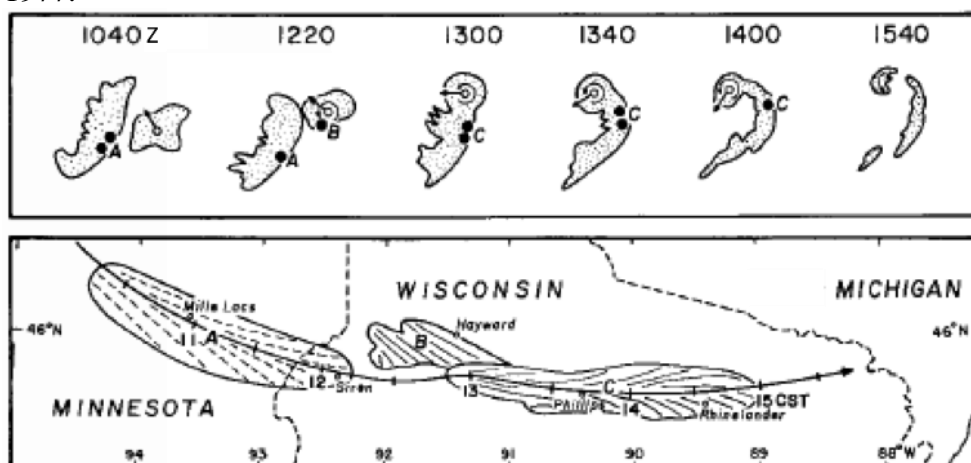
Figura 41. Morfologia típica de padrões de refletância de células tempestuosas em formato *bow echo* observados durante a ocorrência de *downbursts*.



Fonte: Adaptado de Fujita (1978) apud Weisman (2001).

Na Figura 42 Fujita (1978) apud Weisman (2001) identificou um sistema tempestuoso em forma de *bow echo* sobre o norte de Wisconsin – EUA e estados adjacentes em 4 de julho de 1977. Este evento encontrava-se numa escala de extensão 80 – 100 km, seu ciclo de vida durou cerca de 6 horas as rajadas de ventos observados atingiram a ordem de 52 m s^{-1} . O autor observou que o *downbursts* A e C estão associados com padrões *bow echo* enquanto em B o padrão observado é o *hook echo*.

Figura 42. Evolução de um *bow echo* até o formato *comma echo* de um caso em que se observou a ocorrência de *downbursts* obre o norte de Wisconsin – EUA e estados adjacentes em 4 de julho de 1977.



Fonte: Adaptado de Fujita (1978) apud Weisman (2000).

Existe uma tendência de bow echos menores evoluírem mais rapidamente do que estruturas maiores, assim como aqueles que se formam em ambientes muito instáveis e/ou com forte cisalhamento do vento geralmente evoluem mais rapidamente. Um arco em menor escala, que

atinge até 200 km, pode ter seu ciclo de vida em cerca de uma hora. Em contraste, por um arco em maior escala, como o caso citado pode durar diversas horas.

Uma das principais contribuições nesse projeto foi a identificação e estudo dos *bow echo*. No projeto foram detectados cerca de 50 *microbursts* pelos radares e anemômetros, provando assim a existência do fenômeno e sua alta frequência de ocorrência. No entanto, por causa dos rasos escoamentos de ventos intensos gerados pelos *downbursts* e o longo espaçamento de 60 km entre os radares, não foi possível obter a análise da estrutura cinemática de baixo nível.

4.1.2 Projeto JAWS

Durante a 19ª Conferência de Meteorologia por Radar, ocorrida em Miami – Florida, diversos trabalhos de Fujita foram divulgados e também teve início o planejamento do projeto denominado de Joint Airport Wind Shear (Projeto JAWS), cujo objetivo era gerar uma melhor compreensão da estrutura e causas dos *microbursts* sobre as Planícies Altas, uma sub-região das Grandes Planícies dos Estados Unidos (WILSON E WAKIMOTO, 2001).

Para isso utilizou-se também o método de triangulação de radares com um espaçamento entre eles de 15 e 28 km, desta forma visando enquadrar o campo de vento do ciclo de vida de um *downburst*.

Neste projeto Fujita fez grande uso de fotografias para o registro de nuvens formadoras de *downbursts*, assim como registrou fotograficamente o próprio fenômeno. Elas foram essenciais também na identificação das nuvens virga que surgem em meio ao tempo bom e podem originar *downbursts* de ambientes secos. Elas são observadas com uma refletividade baixa de 17dB ou 25 dB - como foi encontrado por Fujita (1985) *apud* Wilson e Wakimoto (2001). Wilson *et al.* (1984) e Hjelmfelt (1988) observaram a ocorrência de *downbursts* de ambientes secos em nuvens com uma base de apenas 500 m de altitude.

Neste projeto Fujita documentou um total de 186 *downbursts* e suas investigações impressionaram diversos cientistas que buscaram compreender melhor a atuação das forças que dão origem às correntes descendentes. As análises temporais dos campos tridimensionais temporal do campo cinemático foram feitas por outros pesquisadores que auxiliaram Fujita, especialmente Hjelmfelt (1988), Wilson *et al.* (1984), Lee *et al.* (1992) entre outros.

Srivastava (1985, 1987) e Proctor (1989) contribuíram fortemente no processo de compreensão dos *downbursts* de ambientes secos. Eles concluíram que quando a taxa de decaimento vertical da temperatura no ambiente abaixo da nuvem virga aproximava-se à taxa de decaimento da adiabática seca haveria o favorecimento da intensificação das correntes descendentes sob a nuvem devido ao favorecimento do resfriamento evaporativo. Wilson e Wakimoto (2001)

ressaltam que Braham (1952), Krumm (1954) e Brown *et al.* (1982) já haviam notado que até mesmo leves pancadas de chuvas naquela região em estudo poderiam dar origem a ventos fortes.

Nos casos observados durante o projeto JAWS, metade apresentou-se como *microbursts* isolados e a outra metade em linhas, normalmente apresentando vento de fundo (ambiente) intenso e a altura do perfil de intensidade máxima do vento apresentou uma média de 0,7 km. Como resultado deste projeto, Proctor (1989) por meio de simulações numéricas e Wakimoto *et al.* (1994) por meio de medições *in situ* demonstraram que hidrometeoros em forma de flocos de neve são mais eficientes na produção de correntes descendentes. Isto porque nesse estado físico, o conteúdo disponível de água para sublimação é superior, havendo maior concentração de neve além disso o calor latente necessário para o processo de sublimação é superior ao calor latente necessário para o processo de derretimento ou evaporação, e devido à profunda camada adiabática seca, esse processo ocorre em altas altitudes possibilitando uma aceleração maior.

4.1.3 Projeto MIST

O projeto *Microburst and Severe Thunderstorm* (Projeto MIST), ocorreu próximo a Huntsville, Alabama (EUA), durante o verão de 1986. Este projeto visou investigar *downbursts* característicos de ambientes úmidos, pois naquela região as nuvens que originavam os *downbursts* costumam ter bases mais baixas (WILSON E WAKIMOTO, 2001). Nestes projetos a triangulação dos radares foi feita numa distância ainda inferior a dos projetos anteriores, com um espaçamento de 13 – 25 km. Infelizmente aquele ano foi bastante seco e nenhuma tempestade ideal ocorreu. Fujita (1992) documentou um dos poucos casos denominado de *Monrovia microburst* que ocorreu em 20 de julho de 1986 exatamente no momento em que se iniciava a precipitação que surgiu a partir de uma tempestade única. Os dados provenientes da análise desse *microburst* permitiram a obtenção dos primeiros pontos de vista a respeito das características microfísicas de uma tempestade convectiva com base em técnicas de sensoriamento remoto, os quais são bastante discutidos por Tuttle *et al.* (1989) e Kingsmill e Wakimoto (1991).

Os resultados obtidos por meio do projeto MIST foram de grande importância para definir a relevância que o conteúdo de precipitação possui na formação de *downbursts* em ambientes condicionalmente instáveis, conforme sugerido por Srivastava (1985) e Proctor (1989), imagens de radar com alta refletividade indicam o núcleo descendente da nuvem tempestuosa. Por fim, Wakimoto e Bringi (1988) indicaram a importância da presença de granizo em ambientes úmidos e instáveis para a intensificação das correntes descendentes e Proctor (1989)

ressalta que intensos acumulados precipitativos ocorrendo em um curto intervalo de tempo são características mais relevantes para a ocorrência de *downbursts* do que precipitações bem distribuídas. Além disso camadas de ar estáveis a baixo da nuvem que origina *downbursts* contribui com a atenuação do fenômenos, inclusive na fase de divergência.

4.1.4 Resultados dos projetos desenvolvidos

Os resultados desses projetos foram além de questões relativas à compreensão do fenômeno meteorológico. Wilson e Wakimoto (2001) citam que até 1985 havia nos Estados Unidos um acidente a cada 18 meses ocasionados por *downbursts*. A partir dos dados a respeito de *microbursts* gerados por meio do projeto JAWS foram tomadas diversas medidas de segurança pelo órgão americano que administra a aviação naquele país, *Federal Aviation Administration* – FAA. Essas medidas preventivas estiveram focadas no treinamento de pilotos de aeronaves por meio do melhoramento na formação e através do uso de simuladores de voo com informações reais de vento proveniente de *downbursts*. Além disso, também foram desenvolvidos procedimentos de controle de voo da tripulação em caso de ocorrência de *downbursts*, sendo que esses procedimentos também foram adotados internacionalmente por meio da *International Civil Aviation Organization*.

O FAA também realizou a instalação de radares *doppler* em 47 aeroportos dos Estados Unidos, fornecendo alertas em tempo hábil de cisalhamentos intensos de ventos por meio do monitoramento de núcleos de precipitação com correntes descendentes intensas. Também foram desenvolvidos por meio do *National Severe Storms Laboratory* (NSSL) algoritmos úteis no auxílio na previsão do fenômeno. O primeiro algoritmo foi denominado de *Damaging Downburst Prediction and Detection Algorithm* (Smith *et al.*, 2007) e foi incorporado a uma estação de trabalho também desenvolvida pelo NSSL. Esta estação visava analisar a intensidade de tempestades convectivas severas e foi denominada de *Warning Decision Support System* (WDSS) (Lakshmanan e Smith, 2007).

4.2 Formação e duração dos *downbursts*

Fujita e Wakimoto (1981) *apud* Garstang *et al.* (1998) definem *downbursts* como fortes correntes descendentes provenientes da densificação do ar em altitude devido ao entranhamento de ar seco em meio às nuvens profundamente desenvolvidas, gerando próximo ao solo intensas rajadas de vento que se espalham horizontalmente em uma explosão radial de vento. Esse fenômeno é capaz de derrubar longas extensões de florestas (Garstang *et al.*, 1998), causar danos em edificações e estruturas mal construídas e está associado a vários acidentes aéreos

(Ahrens, 2011). Entretanto, muitas vezes os danos causados por *downbursts* são atribuídos aos furacões, uma vez que ambos fenômenos podem ser observados em conjunto em ambientes com intensa convecção.

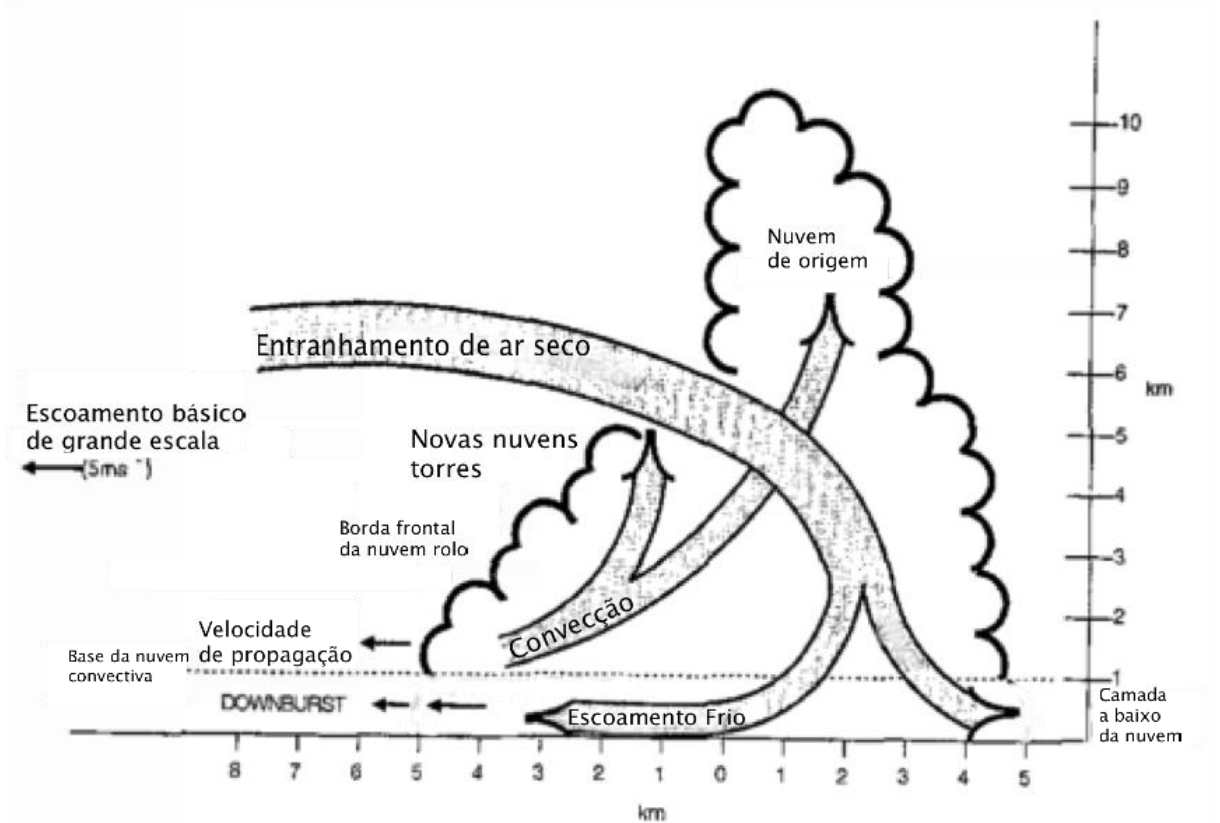
Gilmore e Wilker (1998) aponta que as características das correntes descendentes típicas da base da nuvem determinam o comportamento e a duração da tempestade. Brooks *et al.* (1994a) descrevem por meio de modelos numéricos, que as forças das correntes descendentes em baixos níveis correspondem à quantidade de ar que alimenta a célula em altos níveis. Além disso, as correntes descendentes podem enfraquecer a tempestade, uma vez que se sobrepõem às correntes ascendentes. Brooks *et al.* (1994b) ainda citam que fortes correntes descendentes podem ser a causa para a inibição e/ou enfraquecimento de ambientes tornádicos.

A formação da corrente descendente que dá origem aos *downbursts* ocorre por meio do processo de entranhamento de ar seco em média troposfera no núcleo de precipitação da tempestade denominado de resfriamento evaporativo (*evaporational cooling*). Desse modo, é forçado um processo de evaporação da água em estado sólido ou líquido através do fornecimento de calor latente e para o sistema, causando a redução da pressão de equilíbrio do vapor d'água sobre as gotículas de água e gelo; conseqüentemente, o ar de dentro da nuvem resfriará mais lentamente que o ar do ambiente (GILMORE E WILCKER, 1998). Quando a nuvem atinge a maturação, movimentos descendentes começam a superar os movimentos ascendentes, passando a ser predominantes, conforme se visualiza na parte frontal do segundo estágio da Figura 17. Na Figura 43 é esquematizado o processo de formação de uma corrente descendente em uma nuvem de profundo desenvolvimento convectivo devido ao processo de entranhamento.

Considera-se que o volume descendente de ar pode acelerar como uma corrente de gravidade a partir do momento que a parcela de ar descendente emerge a partir da nuvem para o ambiente. A aceleração da parcela de ar, isolada do ar ambiente é dada por:

$$\frac{dw}{dt} = -g \frac{(\rho_p - \rho_e)}{\rho_e} \quad (9)$$

Figura 43. Processo de formação de uma corrente descendente numa nuvem de profundo desenvolvimento convectivo devido ao processo de entranhamento.



Fonte: Adaptado de Garstang et al. (1998)

onde w é a velocidade vertical da parcela (ms^{-1}), g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}), ρ é a densidade do ar e os índices e e p representam o ambiente e parcela, respectivamente. Segundo Garstang *et al.* (1998) na camada limite úmida os gradientes de umidade horizontal são pequenos e a flutuabilidade pode ser avaliada usando temperaturas (T), ao invés das densidades e a (9) toma a forma de:

$$\frac{dw}{dt} = g \cdot \frac{(T_p - T_e)}{T_e} \quad \text{Equação 10}$$

O nível da origem da corrente descendente pode ser estimada a partir de uma sondagem termodinâmica feita próxima ao momento de ocorrência do fenômeno, e a altura da origem da corrente descendente na sondagem é estimada onde for identificado o menor valor medido da temperatura potencial equivalente ($\theta_{e,\min}$). Desta forma, segundo Garstang *et al.* (1998), a variação de temperatura ($\Delta\theta$) entre a camada mais fria e a temperatura do solo, pode auxiliar na definição de ocorrência do fenômeno. Considerando uma relação linear entre a altura e a

temperatura, o mesmo autor sugere que o tempo de duração do fenômeno (Δt) é dado pela Equação 11, onde z é a altura de origem da corrente descendente e a é a aceleração da parcela.

$$\Delta t = \sqrt{\frac{2z}{a}} \quad \text{Equação 11}$$

Garstang *et al.* (1998) destaca que processos turbulentos devido à interação entre o ambiente da velocidade vertical da corrente descendente e a rugosidade da superfície pode reduzir a velocidade de escoamento e o movimento da tempestade podem contribuir ou reduzir a velocidade do fenômeno, dependendo do sentido analisado.

A expansão do vórtice anular em superfície proveniente da colisão da corrente descendente com o solo denota características peculiares na observação das variáveis meteorológicas próximo ao solo. O escoamento tende a ser mais frio que o ar ambiente, mais seco e apresentar um aumento na ordem de 4 hPa, essas variações costumam ser instantâneas, ou seja, duram somente o período durante a passagem do fenômeno.

Para descrever a aceleração do escoamento vertical, na borda dianteira do vórtice anular, Garstang *et al.* (1998) a Equação 12.

$$\frac{Dv}{Dt} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{ds} - KV \quad \text{Equação 12}$$

em que V é a velocidade do vento, dp é a variação da pressão ao longo de uma linha de corrente ds e K é o coeficiente de atrito característico do solo em que se dá o escoamento, conforme sugerido por Greco *et al.* (1990).

4.2.1 Classificações dos *downbursts*

A literatura evidencia diversas formas de classificar os *downbursts* levando em consideração diversas características específicas do fenômeno e sua ampla gama de formas de referenciais ao fenômeno. Nesse tópico serão abordadas essas características específicas.

4.2.2 Quanto à extensão horizontal

Essa classificação é normalmente a mais referenciada na literatura e foi cunhada por Fujita (1981) *apud* Garstang (1998) e refere-se basicamente quanto à extensão horizontal do vórtice anular desenvolvido no momento em que a corrente descendente toca ao solo e subdivide-se em:

a) *Microbursts*: pequenos *downbursts* com o diâmetro do vórtice anular inferior a 4 km e picos de velocidade de vento que duram de 2 a 5 minutos.

b) *Macrobursts*: grandes *downbursts* com diâmetros superiores a 4 km e picos de velocidades de vento que duram de 5 a 20 minutos.

Estes padrões de escoamento normalmente são observados por meio dos danos materiais deixados pelo escoamento em superfície.

4.2.3 Quanto às condições de umidade do ambiente

Fujita definiu que *downbursts* podem ocorrer em ambientes distintos em relação à umidade, conforme será discutido a seguir.

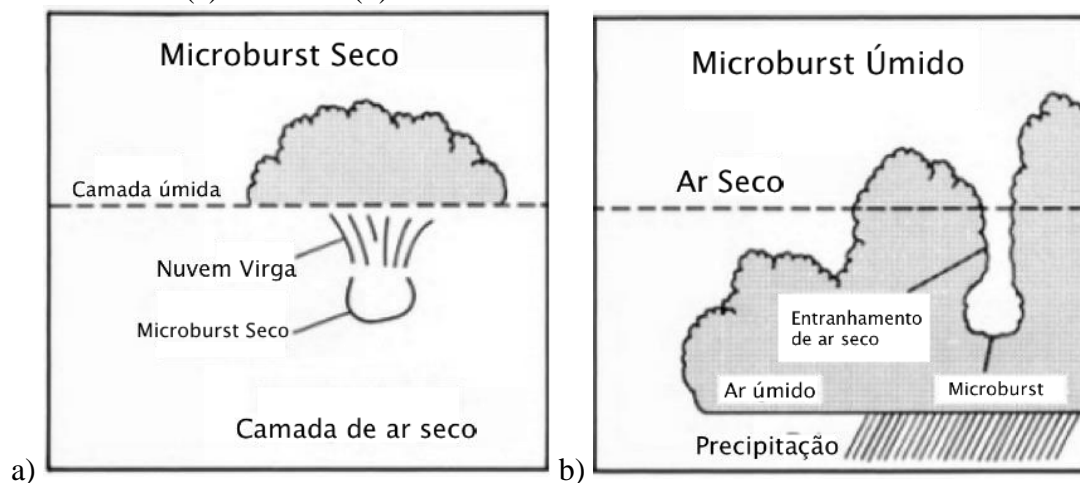
a) Downbursts Secos

Segundo Caracena *et al.* (1989), em ambientes extremamente secos, onde a convecção de umidade é dificultada seja por condições naturais ou por um escoamento específico de uma massa de ar seca sob uma camada saturada em que há o desenvolvimento de nuvens cúmulos sem atividade elétrica. Caso haja precipitação essa cairá sobre o ambiente de baixíssima umidade, ocasionando a evaporação dessa precipitação e o conseqüente resfriamento e adensamento das parcelas de ar que descende verticalmente, adquirindo expressiva aceleração vertical, Ao atingirem a superfície espalham-se de forma anular e normalmente simétrica em superfície. Esse fenômeno é normalmente observado a partir de nuvens virga, conforme esboçado na Figura 44.a

b) Downbursts Úmidos

Os *downbursts* de ambientes úmidos são caracterizados por ambientes convectivos profundamente saturados com um nível de condensação por volta de 850 hPa (PROCTOR, 1989) e uma camada de ar seco em altos níveis. Essa disposição causa o entranhamento do ar seco em meio ao ambiente úmido. Estabelece-se então um resfriamento evaporativo ou via sublimação que dá origem a uma massa de ar frio e denso. No momento em que as correntes ascendentes não são mais capazes de sustentar essa massa de ar, há a formação de uma corrente descendente fortemente acelerada que se espalha de forma anular em superfície, com uma disposição assimétrica, devido à ação dos ventos de níveis médios. Em superfície apresenta ventos intensos e normalmente ocorre precipitação, conforme o esboço de Caracena *et al.* (1989) apresentado na Figura 44.b.

Figura 44. Ambientes classificados quanto a umidade em que se observa o desenvolvimento de *downbursts* secos (a) e úmidos (b).



Fonte: Adaptado de Caracena et al. (1989)

Caracena *et al.* (1989) observa que podem surgir situações em que um ambiente configura-se com todas as características anteriormente citadas, ou seja, há a formação de uma camada seca de ar com profundidade de aproximadamente 1500 m, coberta por outra saturada, entre 1500 m e 4600 m e uma subsequente camada seca. Os autores denominam como *downbursts* de ambientes intermediários aqueles provenientes dessa configuração.

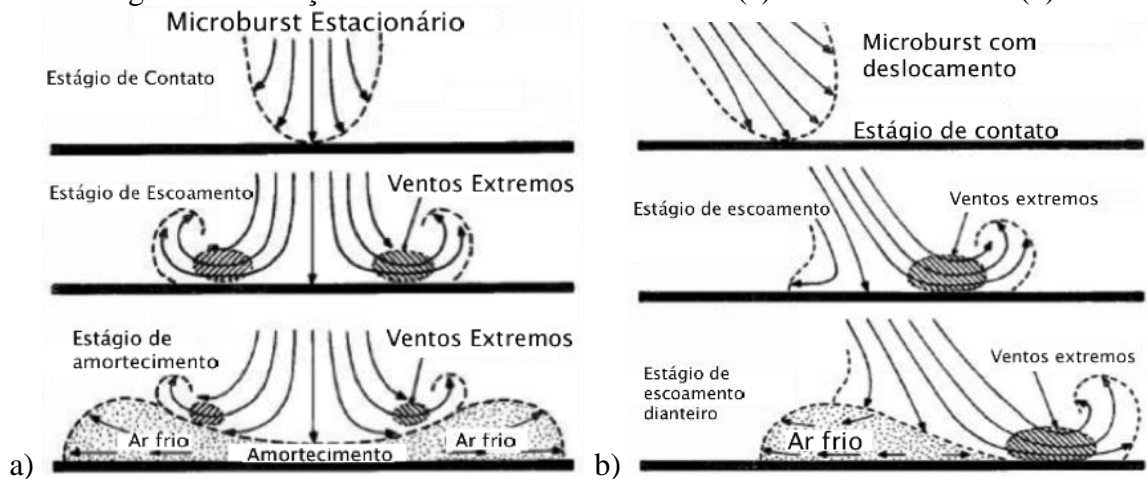
4.2.4 Quanto ao nível de ocorrência

Fujita (1985) *apud* Chay (2001) cita que os *downbursts* podem ser classificados também quanto ao nível em que eles ocorrem, subdividindo-se em *downbursts* de níveis médios ou inferiores.

4.2.5 Quanto à estacionariedade

Fujita (1981) classifica um *downburst* como estacionário ou não estacionário (*traveling*) se o vento de fundo da tempestade está influenciando ou não no vento gerado pela corrente descendente. Na Figura 45 é apresentado um esboço de um *downburst* estacionário (a) e não estacionário (b).

Figura 45. Esboço de um downburst estacionário (a) e não estacionário (b).

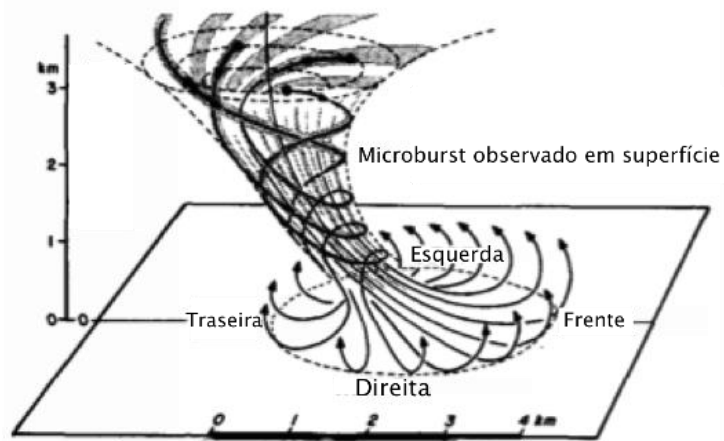


Fonte: Adaptado de Fujita (1981)

4.2.6 Quanto à presença de rotação na corrente descendente

Fujita (1985) apud Wilson e Wakimoto (2001) sugeriram que devido ao deslocamento horizontal do downburst associado ao vento de fundo há uma tendência do escoamento adquirir rotação. Segundo os autores, esse mecanismo funciona como uma forma de conservar o momento angular por meio da redução do entranhamento com o ar ambiente. Na Figura 46 é apresentado um modelo conceitual do funcionamento dessa característica dos *downbursts*.

Figura 46. Modelo de uma corrente descendente com rotação.



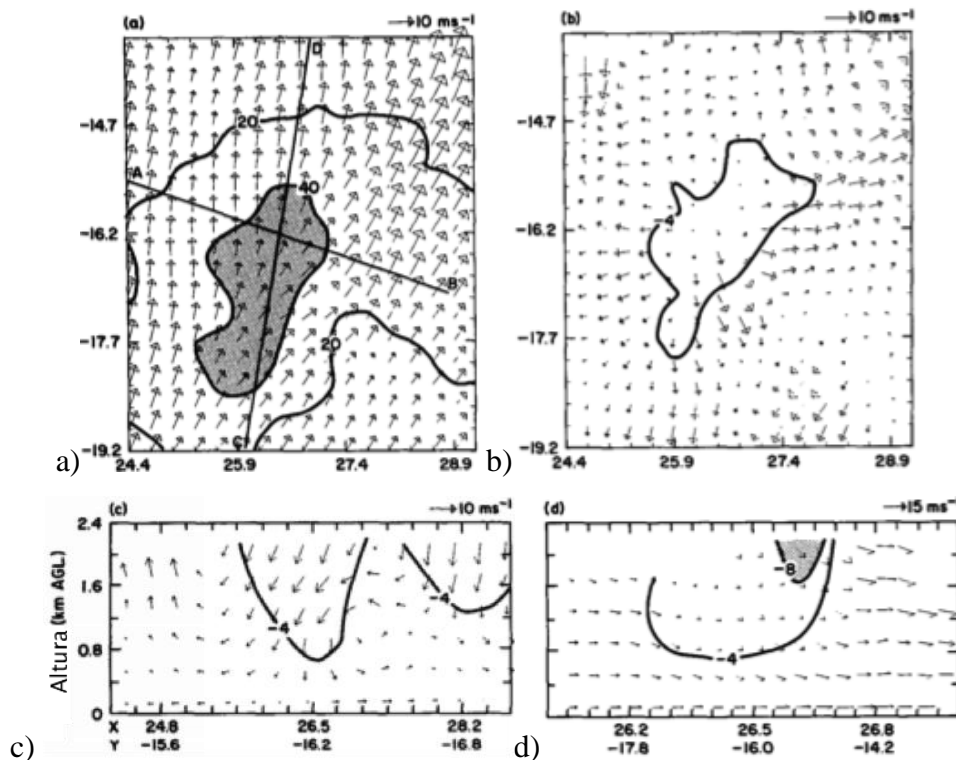
Fonte: Adaptado de Wakimoto (1985)

4.2.7 Quanto à assimetria do escoamento.

Um importante aspecto que caracteriza o escoamento proveniente de um downburst é a assimetria observada em superfície. Hjelmfelt (1988), analisou a ocorrência de *downbursts*

sobre o escoamento proveniente do movimento de tempestades que davam origem a *downbursts* e percebeu um padrão conforme indicado na Figura 47.

Figura 47. Escoamento assimétrico produzido por um *downburst*. Em (a) escoamento completo, em (b) vento de fundo removido, em (c) e (d) representação dos cortes verticais A-B e C-D.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Na Figura 47.a é apresentado um campo de vento em que o escoamento completo do *microburst* é mostrado e em 47.b os ventos médios provenientes do movimento da tempestade foram removidos, evidenciando-se o padrão divergente do *downburst*. Em 47.c e 47.d são apresentadas as seções verticais, indicadas pelas seções A-B e C-D, perpendiculares ao escoamento de fundo e longitudinais, respectivamente e percebe-se a influência da assimetria do fenômeno.

Eilts e Doviak (1987) sugere que além do formato do contorno da região de divergência do vento, o formato do núcleo de refletividade de radar pode ser usado como um importante parâmetro para determinar a simetria do *microburst*. Por meio de uma análise de diversos casos, os autores desenvolveram um método para identificar esses tipos de *downbursts* que devido a sua extensão não serão demonstrados nesse trabalho.

4.2.8 Quanto aos padrões de escala de danos gerados por *downbursts*

Conforme observa-se por meio da Figura 48, os padrões de danos deixados pelos *downburst* possuem escalas diferentes. Desta forma, Fujita e Wakimoto (1981) determinaram cinco escalas

de danos gerados a partir de *downbursts*, conforme visualiza-se por meio de Figura 49. Uma “família de *downburst*” é definida como um conjunto de *downbursts* que, por sua vez, é compreendido como um espaço em que há a contínua ocorrência de *downbursts* durante a passagem de um sistema meteorológico. Normalmente esses *clusters* ocorrem em linhas e podem ser denominados como linhas de *downbursts*. Apresentam um eixo contínuo linear, homogêneo e divergente e devem ser ao menos duas vezes mais longas que espessas (HJELMFELT, 1989). Quando os *downbursts* ocorrem de forma isolada, eles passam a ser chamados de *downbursts* individuais.

Figura 48. Diferentes escalas de padrões de danos gerados por *downbursts*.

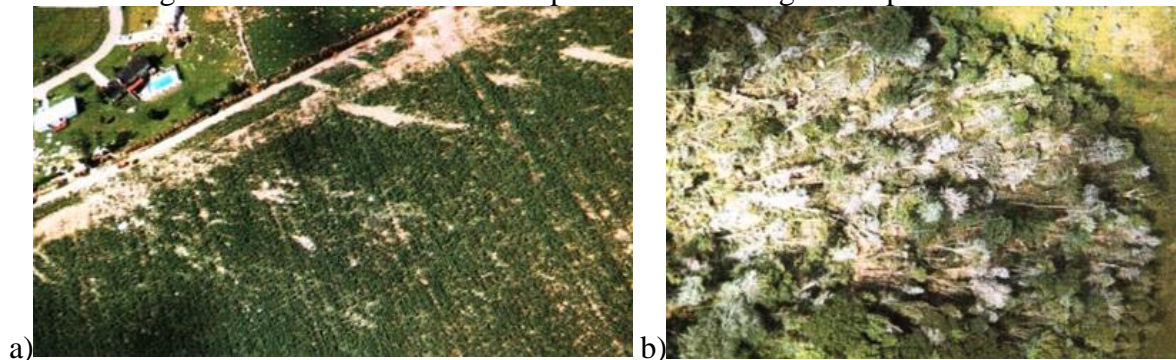
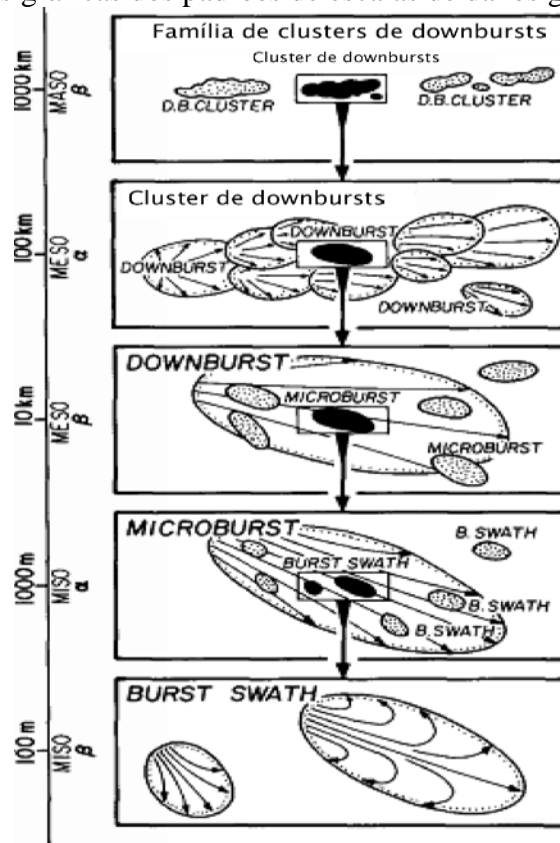


Figura 49. Ilustrações gráficas dos padrões de escalas de danos gerados por *downbursts*.



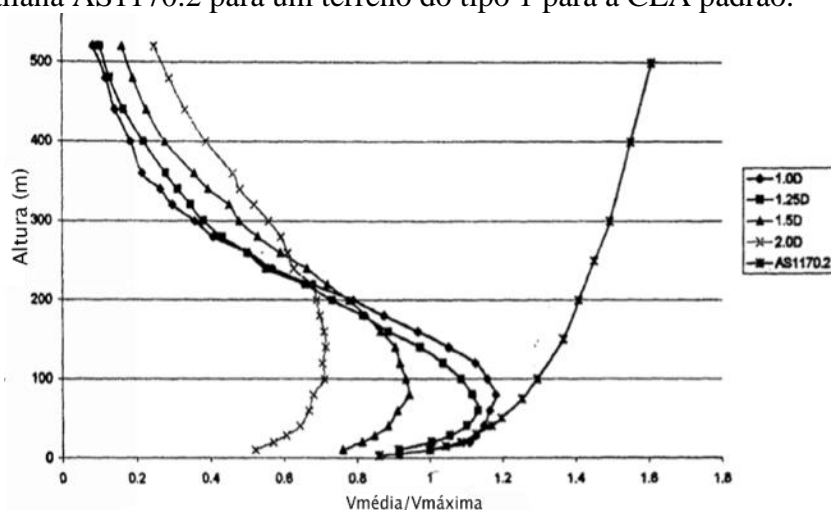
Fonte: Adaptado de Fujita e Wakimoto 1981.

Dentro da escala referente à extensão horizontal dos *downbursts*, os mesmos podem ser divididos em *microbursts* e *macrobursts*, que por sua vez, geram um conjunto de “*burst swath*”. Estes consistem de pequenas faixas horizontais de velocidades máximas, com valores superiores a 44 ms^{-1} .

4.3 Características do escoamento proveniente de *downbursts*

A importância dos estudos do perfil de ventos característicos de *downbursts* pode ser explicada em um primeiro momento por meio da visualização da Figura 50. Ilustra-se os perfis de ventos característicos normalizados em relação às máximas velocidades observadas nos *downbursts* com diâmetros de $1,0*D$, $1,25*D$, $1,50*D$ e $2,0*D$ em relação à espessura da corrente descendente, gerados a partir de simulações numéricas de *downbursts*. Está também disposto o perfil característico para o mesmo terreno modelado segundo a norma australiana AS 1170.2 para o tradicionalmente estimado em uma camada limite atmosférica padrão. Percebe-se a grande diferença entres os perfis característicos e que os ventos em baixos níveis para o caso dos *downbursts* podem ser maiores do que os calculados segundo as normas tradicionais de vento.

Figura 50. Comparação de perfis de vento em *downbursts* com o perfil de ventos previstos pela Norma Australiana AS1170.2 para um terreno do tipo 1 para a CLA padrão.

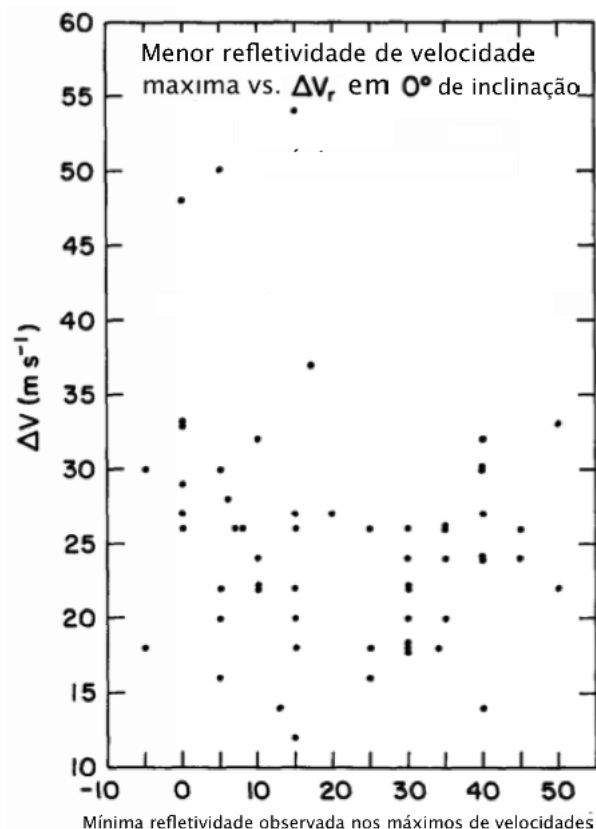


Fonte: Adaptado de Chay (2001)

O Hjelmfelt (1998) identificou que o intervalo de refletividade de radar nos núcleos de precipitação abrangia valores grande. A média dos casos correspondeu a 48 dBz e *microbursts* com gradientes de velocidades mais intensos, ou seja, a variação de velocidade entre o centro de divergência e o ponto de velocidade máxima. Com velocidades maiores que 25 m s^{-1} ,

normalmente apresentaram uma refletividade muito baixa (menor que 0 dBz), conforme exposto na Figura 51.

Figura 51. Relação entre o gradiente de velocidade e a refletância correspondente.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Com base em observações, Hjelmfelt (1988), a velocidade radial máxima média no pico de atividade corresponde a 24 m s^{-1} e ocorre normalmente a uma distância de 1,55 km do eixo da corrente descendente. O tempo desde o início da divergência da corrente descendente até a máxima velocidade radial é um pouco maior que 7,5 min. Os primeiros sinais que anunciam início da ocorrência de um downburst ocorre por volta de 5 minutos antes do momento de vento máximo. O tempo médio de entre o pico de velocidade e extinção do fenômeno é de 8 minutos, resultando numa duração do escoamento de aproximadamente 13 min.

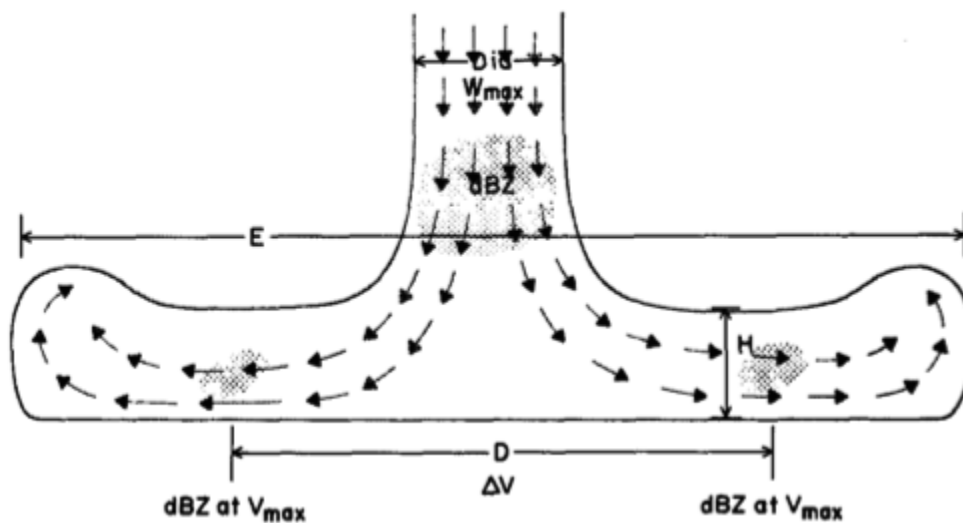
Para o desenvolvimento de modelos físicos ou numéricos capazes de simular corretamente as características de um escoamento proveniente de um *downburst* são necessárias observações *in situ*.

Hjelmfelt (1988) apresenta uma significativa contribuição no que diz respeito a caracterização do escoamento característico de *downbursts*. Na Figura 52 é apresentado um esboço de um perfil de *downburst*, em que D_i é o diâmetro da corrente descendente, W_{\max} a velocidade vertical

máxima. E a distância entre as bordas externas do escoamento, D é a distância entre as regiões de máxima velocidade do escoamento e ΔV é o diferencial da velocidade radial máxima média ocorrida no espaçamento D . Essas conclusões são referentes a dois casos profundamente analisados, ocorridos durante o projeto JAWS, em que Hjelmfelt (1988) observou que o escoamento proveniente do *downburst* rapidamente adquire sua profundidade máxima e mantém-se constante até a dissipação que ocorre rapidamente.

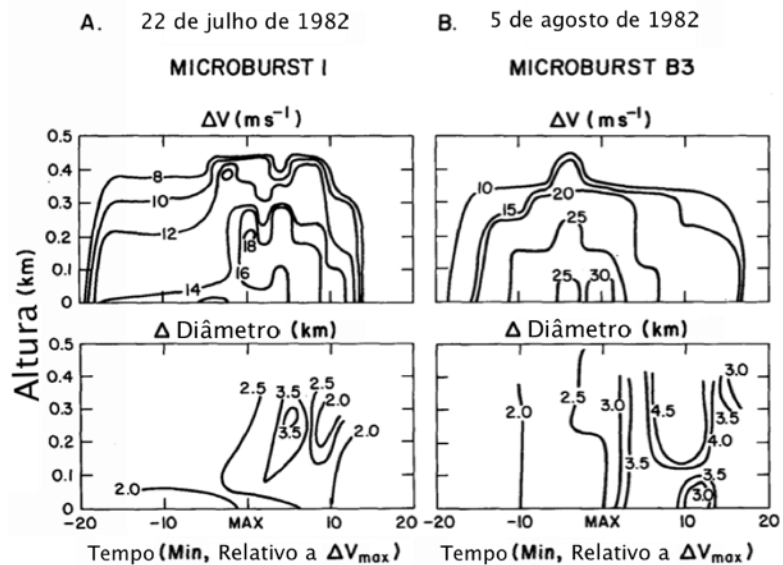
A magnitude da velocidade diferencial ΔV tende a ser fortalecida ou enfraquecida simultaneamente em todos os níveis de análise e, de uma forma geral, a velocidade máxima ocorre em baixos níveis e decai lentamente com a altura. A Figura 53 representa os perfis dos dois casos observados por Hjelmfelt (1988), em que os *microbursts* podem apresentar pulsos de intensidades, conforme se verifica no pico secundário de ΔV , cinco minutos depois do pico de ΔV máximo, na Figura 53.a, mas também podem simplesmente crescer com o tempo, sem um padrão de pulsos, conforme se observa na Figura 53.b.

Figura 52. Perfil de um downburst com suas respectivas regiões de máximas velocidades.



Fonte: Hjelmfelt (1988).

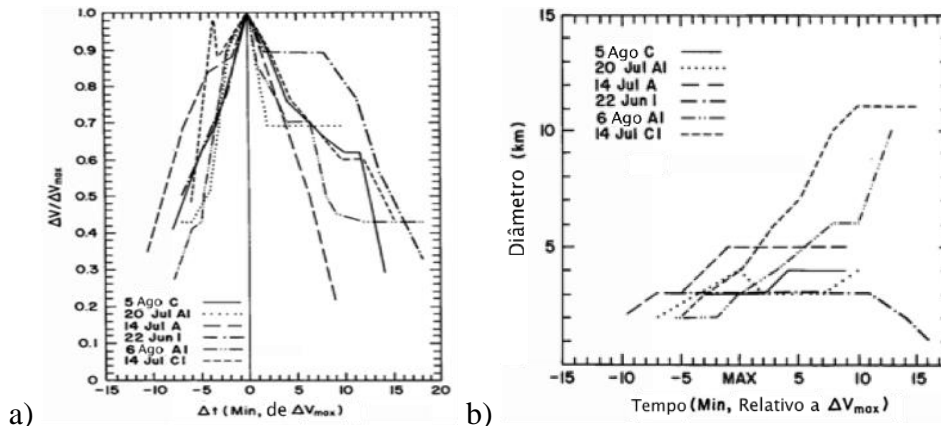
Figura 53. Variações temporal dos perfis de ΔV e D , para dois *microbursts* que ocorreram em 22 de junho de 1983 (a) e em 5 de agosto de 1983 (b) durante o projeto JAWS.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Observa-se por meio da Figura 54.a que um *microburst* aumenta os seus valores de ΔV em relação à ΔV_{max} de forma aproximadamente linear a partir do primeiro ponto de divergência até o máximo valor de velocidade registrada. Porém, após o máximo valor ocorrer, o decaimento pode se dar de forma linear ou apresentar pulsos durante a dissipação. Por meio da Figura 54.b, percebe-se que depois de um crescimento inicial, muitos *microbursts* exibem um tamanho quase constante e então dissipam-se. Outros, entretanto, continuam a expandir e em alguns casos, assumem o formato de um *macroburst*, apresentando menores velocidades.

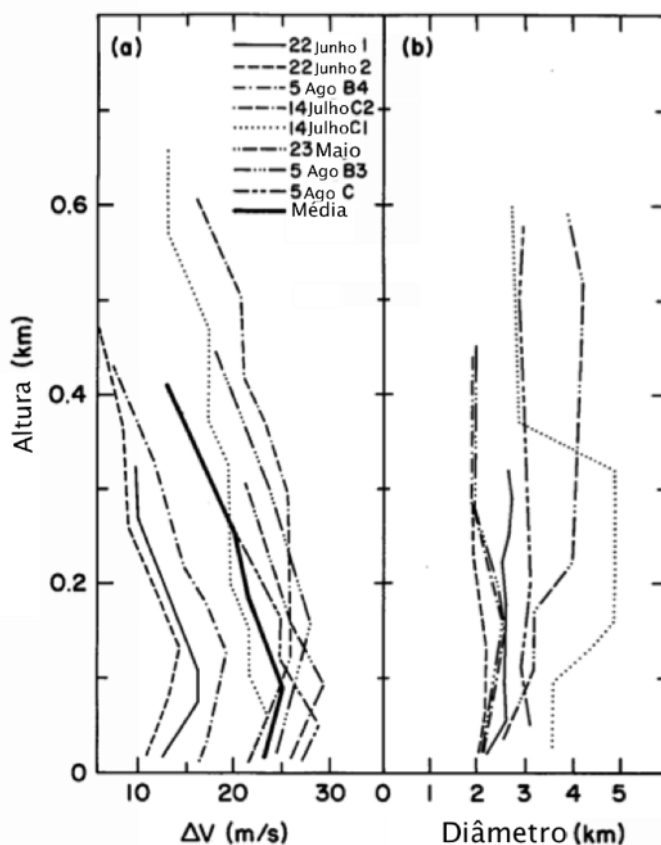
Figura 54. ΔV e D como uma função do tempo. Em (a) ΔV está normalizado em relação à velocidade máxima para cada caso de *microburst* analisado por Hjelmfelt (1988) e em (b) para D nos mesmos seis casos.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Na Figura 55.a, de Hjelmfelt (1988), são apresentados 12 casos de perfis médios de velocidades de vento provenientes de *downbursts*. Conforme sugerido por Wilson *et al.* (1984) *apud* Hjelmfelt (1988) a máxima velocidade diferencial ocorre próxima ao solo, entre 50 e 100 m tendendo a diminuir com a altura acima e abaixo, devido aos efeitos de turbulência e devido aos efeitos de fricção por ação da superfície rugosa, respectivamente. A Figura 55.b mostra a posição em que ocorreram as velocidades radiais máximas em relação à altura e diâmetro onde a variação é basicamente constante.

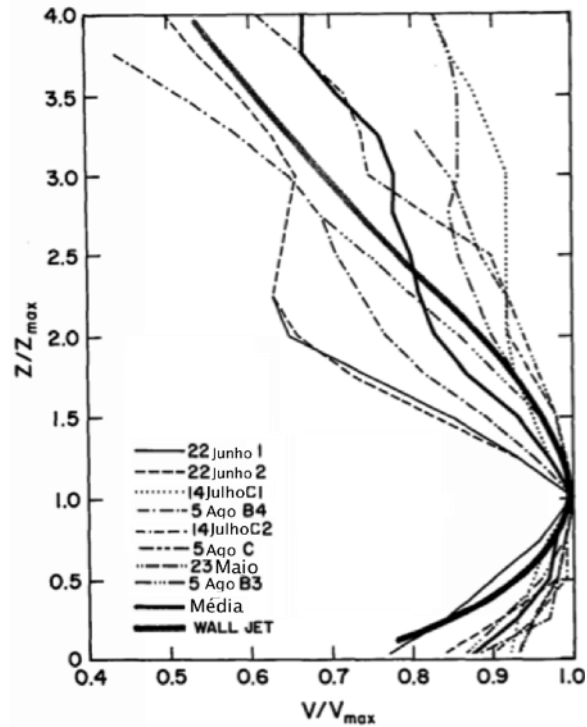
Figura 55. Perfis de velocidades radiais máximas ao longo da altura (a) e respectivas posições em relação ao diâmetro e altura (b).



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Na Figura 56 é exibida o perfil de velocidade radial normalizada pela velocidade máxima para oito casos e um perfil médio baseado em 12 casos estudados, além do perfil esperado para o experimento do escoamento sobre uma placa plana, apresentado por Poreh *et al.* 1967 *apud* Hjelmfelt (1988). Foi verificada uma relação de 1,5 a 2 vezes para a distância entre o momento em que ocorre o V_{\max} e o raio da corrente descendente.

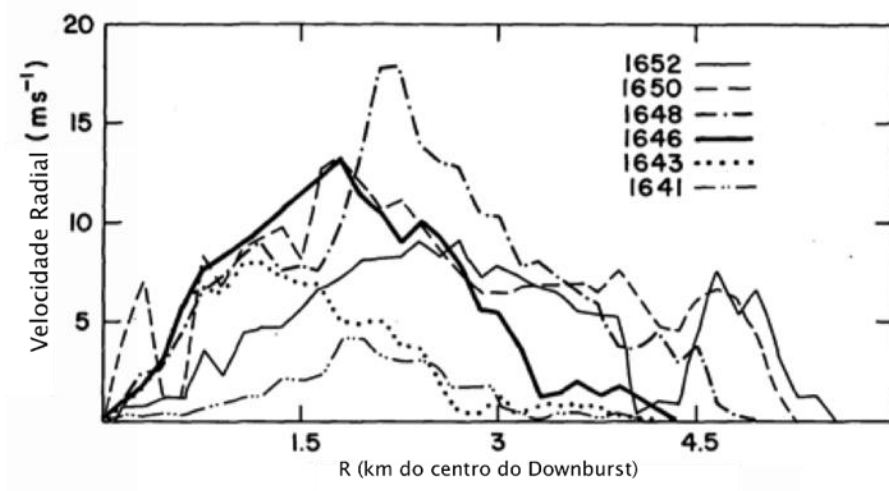
Figura 56. Perfil de vertical da velocidade normalizada pela velocidade máxima de oito casos, um perfil médio baseado em 12 casos estudados e o perfil esperado para o escoamento sobre uma placa plana.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Na Figura 57, Hjelmfelt (1988) apresenta a velocidade do vento para 6 instantes e um *downburst* registrado em 14 de julho de 1982 como função da distância radial “R” a partir do centro do *microburst*, na elevação da velocidade máxima medida. O mesmo autor destaca que as curvas de velocidade radial dos perfis no momento de máxima velocidade, são regulares, mas conforme o escoamento decai, a estrutura passa a ser mais irregular. Percebe-se também a existência de um pico secundário em alguns casos, caracterizando a natureza pulsante de alguns *microbursts*.

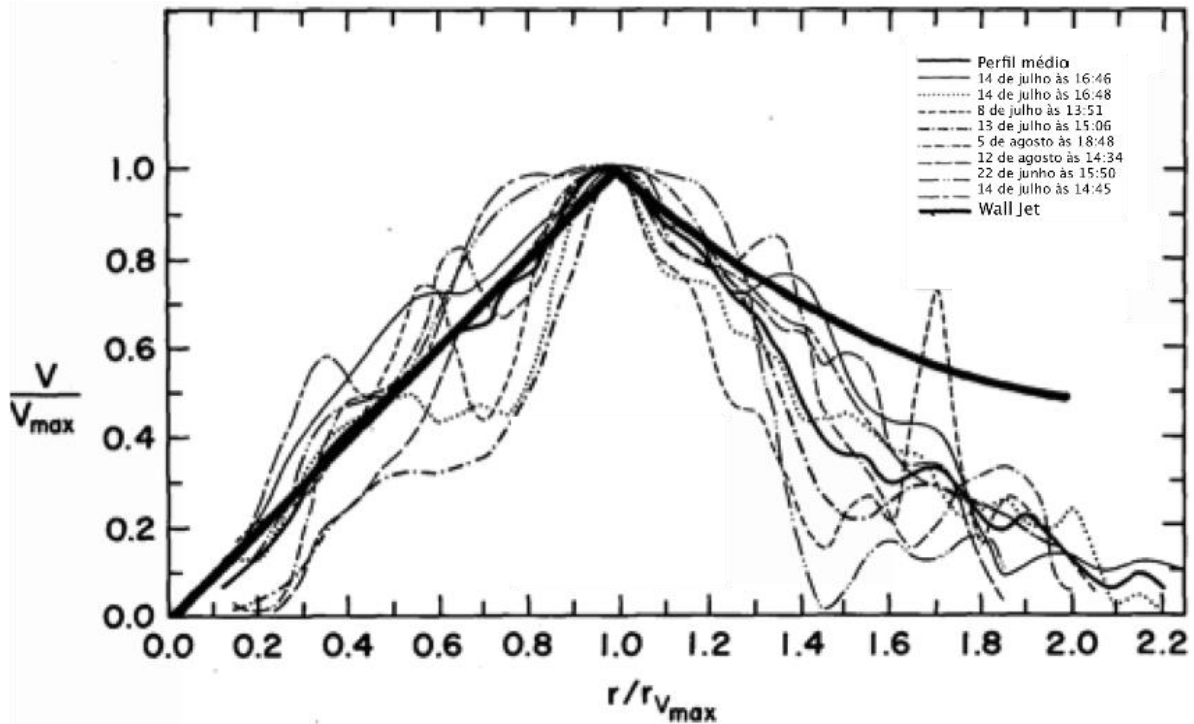
Figura 57. Velocidade do vento para 6 instantes de um downburst registrado em 14 de julho de 1982 como uma função da distância radial “R” a partir do centro do *microburst*, na elevação da velocidade máxima medida.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Por fim, na Figura 58 são apresentados alguns casos de *microbursts* observados com suas respectivas velocidades máximas e a distância de ocorrência das mesmas em relação ao centro da corrente descendente, além da simulação de um escoamento sobre uma placa plana, realizado por Poreh e Cermak (1959) *apud* Hjelmfelt (1988). Os resultados observados estão de acordo com a teoria do escoamento sobre uma placa plana até o ponto em que a velocidade do escoamento é máxima, dessa forma, a velocidade do escoamento aumenta proporcionalmente a r , após esse ponto, a teoria apontaria que a velocidade decairia numa taxa de $1/r$, entretanto, observou-se que ela decaiu numa taxa de $1/r^2$ ou maior.

Figura 58. Casos de *microbursts* observados com suas respectivas velocidades máximas normalizadas e a distância de ocorrência das mesmas em relação ao centro da corrente descendente, além da simulação de um escoamento sobre uma placa plana.



Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

Através das observações feitas por Hjelmfelt (1988) pode-se chegar aos esboços da Figura 59, em que se procurou sintetizar os resultados obtidos para o ciclo de vida dos *downbursts* observados durante o experimento JAWS. Na Figura 59.a, inicialmente, observa-se a corrente descendente associada com o núcleo de precipitação, conforme sugerido por Roberts e Wilson (1984) *apud* Hjelmfelt (1988). Nessa etapa não é observado cisalhamento do vento, ($T - 5$ min) e o entranhamento causa espalhamento e desenvolvimento de vorticidade na borda frontal da corrente descendente, mas nenhuma divergência horizontal significativa. Fujita (1986) *apud* Hjelmfelt (1988) demonstrou esse fenômeno em laboratório. No momento em que a borda frontal aproxima-se da superfície ($T - 2$ min), o *microburst* inicia um discreto espalhamento horizontal e divergente, tornando-se observável o cisalhamento do vento por meio de radares *Doppler*. Esse fenômeno representa grande periculosidade para aeronaves e só pode ser visível num curto intervalo de tempo (< 1 min) antes do completo espalhamento horizontal (Wilson *et al.* 1984). No momento em que o *microburst* atinge a superfície, surge um núcleo de estagnação e o desenvolvimento do perfil radial de velocidades de vento inicia, o cisalhamento aumenta a intensidade do *microburst* e começa a crescer, tornando-se mais organizado. Este o momento em que o *downburst* atinge sua máxima intensidade e se apresenta de acordo com o que é observado no experimento do escoamento sobre uma placa plana. Este momento ocorre por

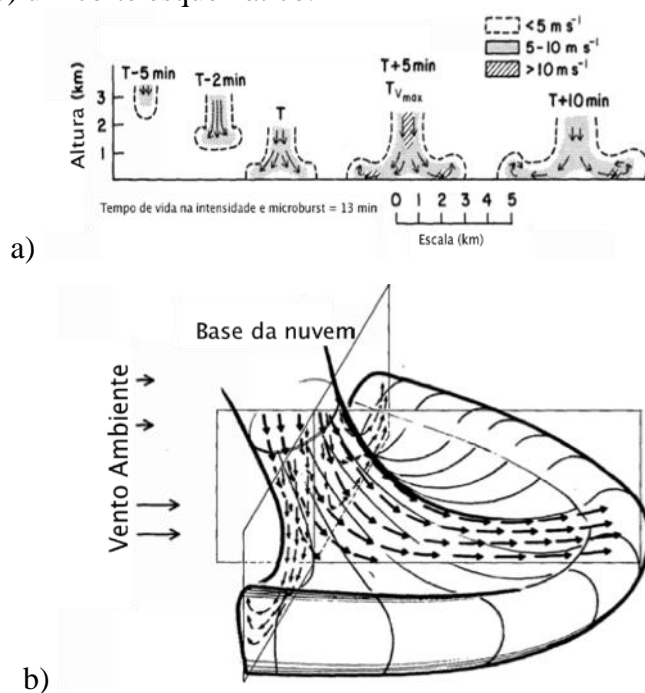
volta de 5 minutos após o *microburst* encostar no solo. A partir de então o vórtice horizontal circular, denominado de rotor, desenvolve-se e começa a se deslocar em direção contrária ao ponto de estagnação. Tipicamente no ponto máximo, o escoamento de retorno acima do rotor ainda não está definido, mas cerca de 10 minutos após a corrente descendente ter tocado o solo, o rotor passa a ficar completo e aparente (T + 10 min). Conforme o *microburst* cresce ele se torna mais fraco, com cisalhamentos menores e picos de velocidades inferiores, tendendo a extinguir-se.

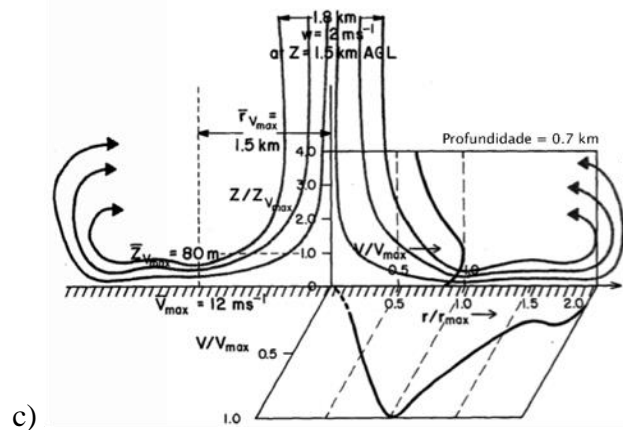
A Figura 59.b mostra o esboço de um vento ambiente atuando sobre um *microburst* dando-o uma declividade, devido a o fortalecimento do cisalhamento do vento. Esses casos costumam apresentar fortes cisalhamentos no ambiente e merecem atenção especial, normalmente demonstram uma refletividade *bow echo* ou *spearhead reflectivity*.

Em 59.c observa-se o caso em que a estrutura do escoamento encontra-se completamente desenvolvida em seu ponto máximo, apresentando também valores médios identificados, baseados em observações e normalmente são utilizados para validação de modelos, conforme será discutido no Capítulo 7.

Além das observações desenvolvidas especialmente por Hjelmfelt (1988) conforme citado anteriormente, existem outras importantes observações que caracterizam o escoamento dos *downbursts* cujos resultados são semelhantes aos já citados.

Figura 59. Sintetização dos resultados obtidos por Hjelmfelt (1988). Em (a) é apresentado o ciclo de vida de um *downburst*, em (b) um esboço de um *downburst* com vento de fundo (não estacionário) e em (c) um corte esquemático.

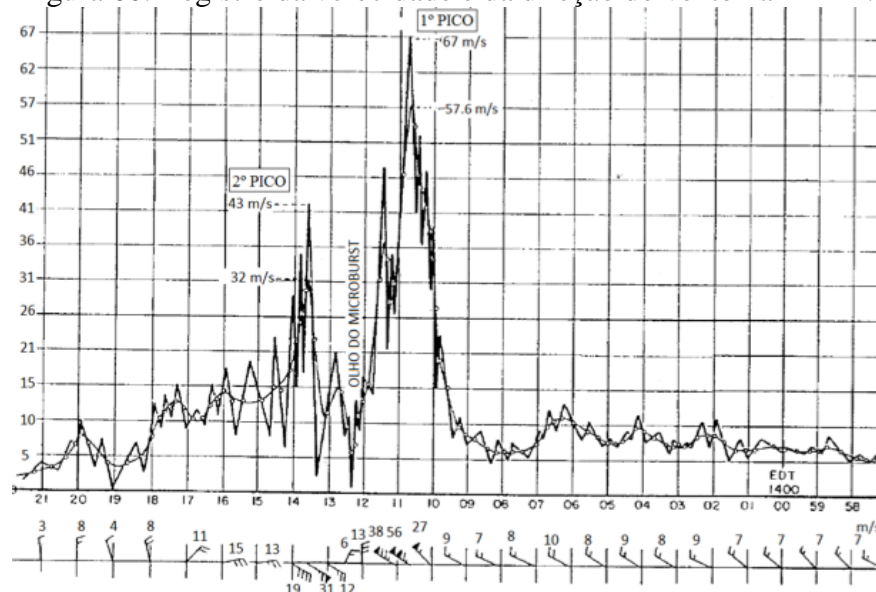




Fonte: Adaptado de Hjelmfelt (1988).

O Registro de Fujita (1985) *apud* Damasceno Neto (2012) foi o primeiro registro de velocidades de um downburst, ocorrido na Base Aérea do Aeroporto John Kennedy (AAFB) em 1983, a uma altura de 4,9 m a partir do solo. Na Figura 60 visualiza-se o registro e o tempo em minutos é mostrado da direita para a esquerda e a direção do vento está na parte inferior. Percebe-se a formação de um pico de velocidades de aproximadamente $67 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ seguido por um período de calmaria com a atuação de apenas o vento de fundo, representando o olho do downburst ou o ponto de estagnação e posteriormente observa-se a formação de um segundo pico de velocidades, desta vez menos intensas, alcançando aproximadamente $43 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e uma variação de 180° .

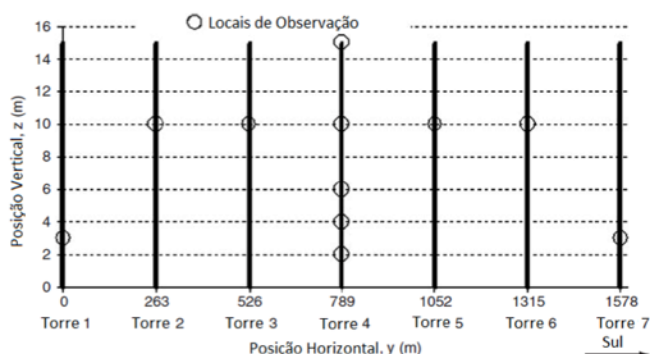
Figura 60. Registro da velocidade e da direção do vento na AAFB.



Fonte: Fujita (1985) *apud* Damasceno Neto (2012).

Outro registro que se tem na literatura de velocidades de vento provenientes de *downbursts* é o Registro da Texas Tech University (TTU), onde foram construídas 7 torres autoportantes com 15 m de altura, alinhadas e espaçadas a 263 metros entre elas com anemômetros instalados conforme esquematizado na Figura 61 (DAMASCENO NETO, 2012)

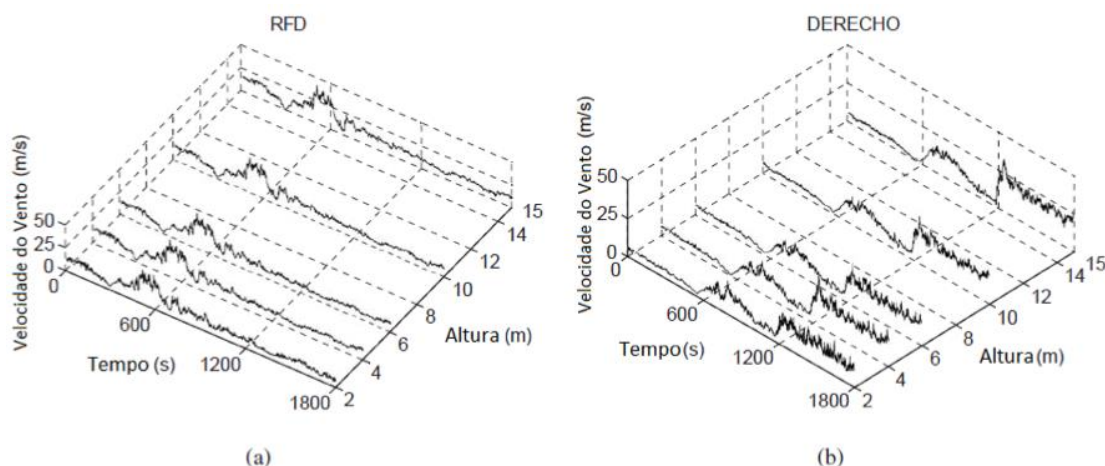
Figura 61. Posicionamento das torres autoportantes destinadas ao registro de ventos provenientes de *downbursts* pela TTU.



Adaptado de Chen e Letchford (2006).

Foram observados dois casos de *downbursts*, um proveniente de supercélula e outro de um *derecho* cujos resultados são observados por meio das Figuras 62.a e 62.b, respectivamente.

Figura 62. Velocidades de vento observadas ao longo do tempo na Torre 4 nas alturas 2, 4, 6, 10 e 15 m, com uma taxa de amostragem de 1,0 Hz.

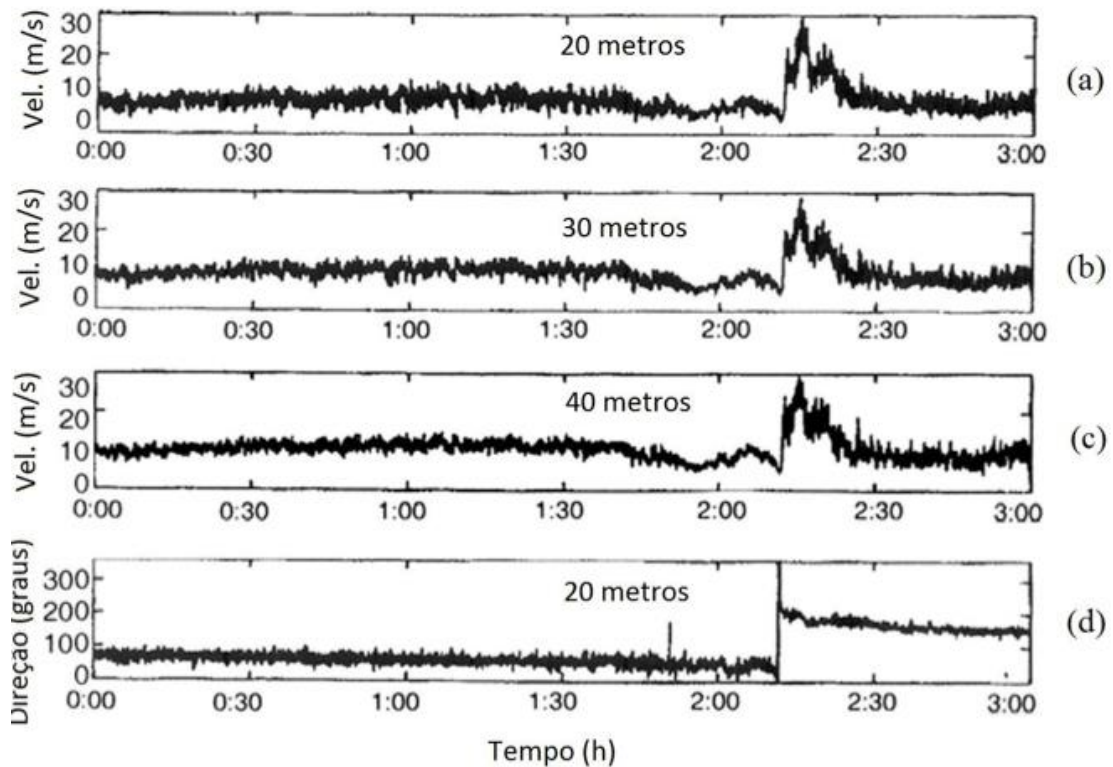


Adaptado de Chen e Letchford (2006).

Chen e Letchford (2006) determinaram a variação com a altura da velocidade média variável e propriedades estatísticas tais como intensidade de turbulência e sua variação ao longo do tempo e funções de densidade espectrais e funções de densidade espectral evolucionária que se

considera processos não aleatórios. Os autores concluíram que a velocidade média variável e o desvio padrão variável das flutuações apresentam correlação espacial praticamente total. A intensidade de turbulência apresentou pequenas oscilações na faixa de 0,08 e 0,11 e indicaram que o vento gerado por um downburst é um processo aleatório e não periódico, ou seja, ele não possui uma frequência característica tendo suas características variando ao longo do tempo. Sendo assim, a análise dinâmica de estruturas no domínio da frequência não pode ser aplicado. Por fim, uma contribuição nacional no sentido de observações de *downbursts*, pode-se citar o trabalho de Paluch *et al.* (2003) como exposto na Figura 63, em que foram realizados registros de velocidades de vento provenientes de um downburst ao longo do tempo para (a) 20, (b) 30 e (c) 40 m de uma torre e de direção do vento pra (d) 20 m.

Figura 63. Registro de vento proveniente de um evento em que se observou um downburst.



Fonte: Paluch *et al.* (2003) apud Ponte Junior (2005)

4.4 Sistemas meteorológicos associados à formação de *downbursts*

Os sistemas meteorológicos profundamente desenvolvidos são os principais responsáveis pelo processo de formação de *downbursts*. Geralmente os *downbursts* surgem devido à presença de profundos processos convectivos ou devido à presença de instabilidades geradas pelo avanço de sistemas frontais relacionados a ciclones extratropicais ou devido ao desenvolvimento de

ciclones tropicais. A seguir serão discutidos os sistemas meteorológicos que podem dar origem aos *downbursts*.

4.4.1 Tempestades de célula única

As nuvens cumulonimbus são fundamentais no transporte de umidade, calor latente, tanto horizontalmente quanto verticalmente, dando origem a diversos fenômenos meteorológicos, tais como granizos, frentes de rajada, tornados, precipitação severa, *downbursts*, eletricidade estática, entre outros.

Conforme Byers & Braham (1949) *apud* Wilson e Wakimoto (2001), uma unidade básica de uma cumulonimbus é definida como célula, e pode ser vista no radar como um intenso volume de precipitação ou máximo de refletividade. A célula também pode ser descrita como a região de correntes ascendentes relativamente fortes, indicando forte presença de convecção.

Essas células convectivas possuem um ciclo de vida bem definido que dura de 45 min a 1 hora, apresentando três estágios distintos que indicam a evolução do sistema. A primeira denominada de fase cumulus, define o início da formação do sistema em que são desenvolvidas nuvens do tipo congestus que fundem-se, formando sistemas maiores. É definido um amplo sistema convectivo no desenvolvimento desses sistemas e os movimentos descendentes restringem-se à região dentro da nuvem, mantendo o desenvolvimento do sistema.

O processo de transição para a segunda fase é caracterizado pela formação da cumulonimbus e a fusão de diferentes nuvens cumulus. Nessa etapa os processos descendentes passam a ser predominantes e então verifica-se o começo da precipitação que causa o arrasto de ar frio formado pelo processo de resfriamento evaporativo e por sublimação em altitude. Em solo é estabelecido um fluxo horizontal de ar frio e denso, denominada de piscina fria, que se espalha rodeando a nuvem, causando o levantamento do ar quente e úmido, resultando na retroalimentação das correntes ascendentes que permitem o fortalecimento desse sistema que em alguns casos pode ultrapassar os limites da troposfera e criar um domo de nuvem denominado de *overshotting*.

Os ventos provenientes das frentes de rajadas costumam apresentar rajadas de ventos significantes, marcam o início da precipitação, mas trata-se de um fenômeno menos intenso em comparação aos *downbursts*, representando, assim não serem tão concentrados quanto o caso dos *downbursts*, representam um menor perigo apesar de serem muito mais comumente observados. De uma maneira geral o ideal é que o deslocamento da tempestade aconteça na mesma velocidade das frentes de rajadas para que o sistema se mantenha retroalimentado pela advecção de ar quente e úmido. Caso isso não aconteça, estabelece-se então o enfraquecimento

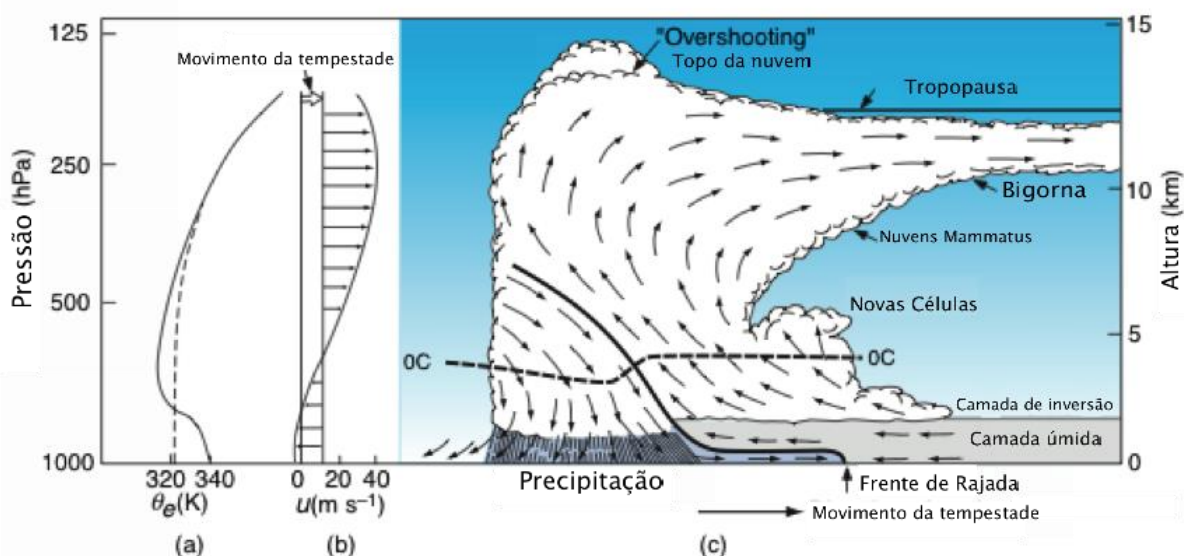
do sistema pois é encerrada a alimentação de ar quente úmido, caracterizando a última etapa de desenvolvimento de dissipação, marcada por precipitação de caráter estratiforme.

4.4.2 Tempestades multicelulares

Segundo Wallace e Hobbs (2006) esse tipo de tempestade é caracterizado por diversas células envolvidas em seus próprios ciclos de vida e que acabam se organizando de tal forma que dão origem a uma única célula de tempestade. Esse processo ocorre devido ao alto cisalhamento visualizado por meio da Figura 64.b, que desenvolve a tendência nas células a se misturarem, levando-as a perder suas próprias características iniciais. A presença de uma intensa frente de rajada se faz essencial na manutenção do sistema por meio do fornecimento de ar quente e úmido às células convectivas e através da ascensão dessa massa atmosférica sobre o ar frio e denso - denominado de piscina fria; deixado pela frente da rajada que passou, conforme visualiza-se por meio da Figura 64.c.

Na Figura 64.a, visualiza-se o perfil da temperatura potencial equivalente que caracteriza uma tempestade multicelular. Percebe-se que em níveis baixos há a queda da temperatura caracterizando o entranhamento de uma massa de ar frio e seco naquela altitude, favorecendo assim o processo de resfriamento evaporativo.

Figura 64. Esquema de uma tempestade multicelular (c) com seu respectivo perfil característico de temperatura potencial (a) e cisalhamento de vento (b).



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

4.4.3 Tempestades de supercélulas

Ao longo do ciclo de vida de tempestades tipo supercélulas comumente se observa *downbursts*, tornados, granizo e intensos acumulados de precipitação. Nesses casos as correntes

descendentes e ascendentes coexistem por períodos maiores do que 30 minutos, apresentando vorticidade e forte cisalhamento do vento o que favorece o estabelecimento do sistema.

A observação desses sistemas via radar é caracterizada por um padrão denominado de *bounded weak-echo region* (BWER) em que as correntes ascendentes são tão fortes que não há tempo suficiente para formar precipitação detectável. Esses sistemas persistem de 2 à 6 horas e a velocidade das correntes ascendentes podem alcançar até 40 m/s

Normalmente os sistemas multicelulares diferenciam-se dos supercelulares pela organização das células convectivas, sendo essas mais organizadas que aquelas. Os sistemas celulares também possuem um empuxo muito mais acentuado, e o ambiente sinótico apresenta forte cisalhamento nos primeiros 6 km de altura e gradientes de pressão mais acentuados.

4.4.4 Frentes de rajadas e *derechos*

As frentes de rajadas são consequência da predominância de correntes descendentes na região traseira da tempestade, em relação a sua direção de propagação. Dessa forma, à medida em que se propagam, as frentes de rajadas causam levantamento do ar cujas diferenças de densidades entre os meios e consequente gradiente de pressão, definem a velocidade de propagação do fenômeno. Esse levantamento de ar toma uma forma normalmente de arco denominada de *bow echo* que podem ser observados por meio da utilização de radares *Doppler*, esse tipo de configuração foi discutido no tópico 4.1.1 e caracteriza a região de propagação da frente de rajada, conforme Wallance e Hobbs (2006).

Quando essas frentes de rajadas apresentam intensos ventos e é observada uma linha arcada, quase interrompida, há a presença de intensas tempestades com longos períodos de duração e fortes rajadas de ventos. Nesse tipo de fenômeno é muito comum observar-se a presença de predominante de *macrobursts*.

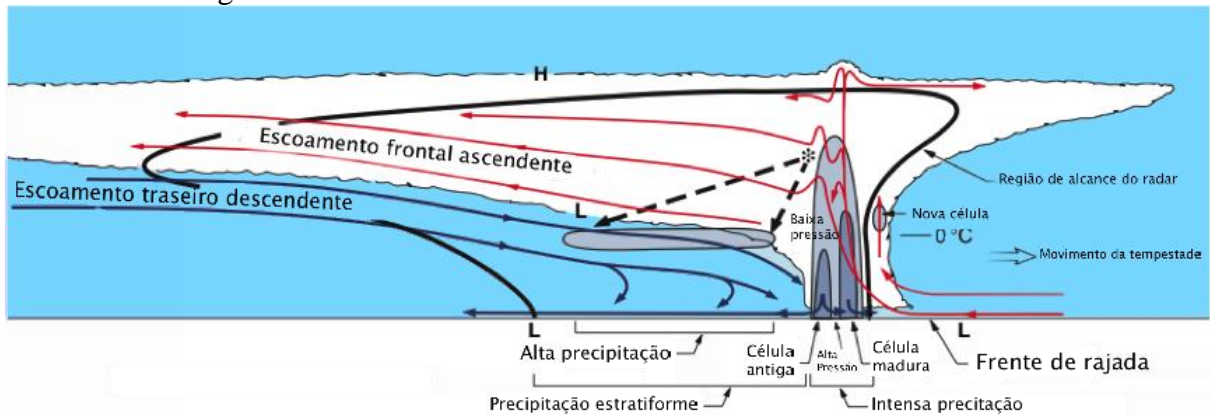
4.4.5 Linhas de instabilidade

Linhas de instabilidade são comumente observadas nas regiões de latitudes médias e quando ocorrem nas regiões tropicais, normalmente estão associadas à propagação dos ventos alísios, como é observado no nordeste brasileiro e demonstradas como longas linhas de alta refletividade em radares *Doppler*.

As linhas de instabilidade são observadas em nuvens que apresentam um cone aparente na parte dianteira com a presença de *overshooting*. Esses núcleos originam nebulosidade estratiforme com amplo espalhamento, conforme o corte apresentado na Figura 65. Na região frontal, em superfície, observa-se a formação de precipitação bastante concentrada nos finos núcleos de

alta pressão e forte movimento ascendente no predominante núcleo de baixa pressão que é alimentado pelos movimento ascendentes fortalecidos também pela formação de uma frente de rajada. Nas linhas de instabilidade também se observa a entrada de ar seco e úmido na parte traseira da tempestade favorecendo o fenômeno de resfriamento evaporativo.

Figura 65. Corte através de uma linha de instabilidade idealizada.



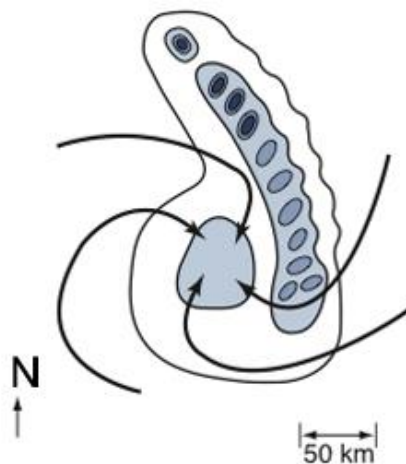
Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

4.4.6 Vórtices convectivos de mesoescala

Os vórtices convectivos de mesoescala se diferenciam das linhas as linhas de instabilidade, porém, esses dois sistemas diferenciam-se essencialmente por este último apresentar rotação ciclônica (para o hemisfério sul) que se estende até médios níveis troposféricos, garantindo a longevidade do fenômeno, e os CCMs por se caracterizarem como sistemas em que a componente convectiva é predominante e disparadora do processo frente aos parâmetros característicos das instabilidades baroclínicas.

Por meio da Figura 66, observa-se um vórtice convectivo de mesoescala com um padrão de refletividade *hook echo*. As regiões com maior refletividade (destacadas em tons de azul) são mais sujeitas a apresentarem a formação de *downbursts*.

Figura 66. Distribuição idealizada da refletividade de radar de um sistema convectivo de mesoescala com rotação.

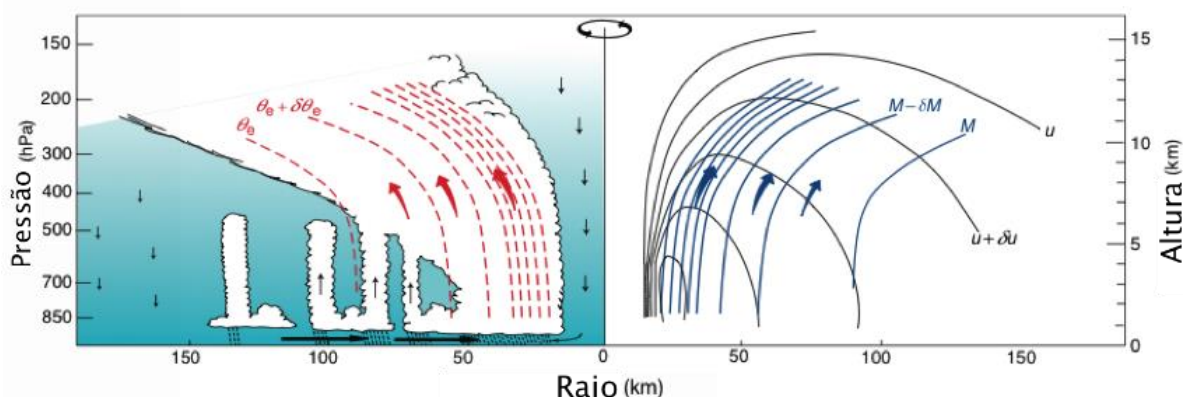


Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

4.4.7 Ciclones tropicais

Os ciclones tropicais são sistemas que se desenvolvem nas regiões tropicais, aproximadamente simétricos, e tendem a ser mais densos, apresentando ciclos de vida mais extensos que os extratropicais. Apesar de estarem mais associados com a observação de furações e tornados, conforme se observa na Figura 67, em que é esboçado um ciclone tropical para o hemisfério norte, as faixas em que há forte deslocamento ascendente são intercalados por regiões concentradas em que se estabelecem movimentos descendentes, possibilitando junto à precipitação a observação de *downbursts*.

Figura 67. Seção idealizada de um ciclone tropical. As linhas tracejadas em vermelho à esquerda apresentam o gradiente de temperatura potencial equivalente, as linhas azuis apresentam a variação de momento e as pretas de velocidade de vento ao longo da seção.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

4.5 Previsibilidade de *Downbursts*

Existem diversos trabalhos desenvolvidos internacionalmente que caracterizam ambientes que possam originar *downbursts* e nesse tópico serão discutidos alguns trabalhos para exemplificar processo desenvolvimento de modelos para esse fim.

4.5.1 Índice WMSI e Índice HMI

A fim de trabalhar de forma mais eficiente com as informações provenientes de dados de satélites, Pryor e Elrod (2004) desenvolveram um índice derivado de dados provenientes de sondagens do Satélite GOES denominado de Índice de severidade de *microburst* úmidos, em inglês, *Wet microburst Severity Index* (WMSI). Disponibilizado para o território estadunidense, esse produto revela a potencial magnitude para a ocorrência de *downbursts* convectivos, incorporando o índice CAPE e a diferença vertical da temperatura potencial equivalente entre a superfície e a média troposfera. Para suplementar o WMSI, Pryor (2006) desenvolveu o Índice Híbrido de *Microburst*, em inglês, *Hybrid Microburst Index* (HMI). Esse índice, também derivado de dados provenientes de sondagens do satélite GOES, infere na presença de uma camada convectiva a baixo do nível típico das nuvens das grandes planícies americanas. O índice propõe a incorporação uma taxa de decaimento de temperatura e da temperatura do ponto de orvalho entre o nível típico da base das nuvens e a camada abaixo na estação quente daquela região

De uma forma geral, o algoritmo do WMSI é projetado para parametrizar os processos físicos das correntes ascendentes e descendentes geradas dentro da célula de tempestade, enquanto o algoritmo do HMI visa descrever a estratificação da umidade na camada abaixo da base da nuvem o que conseqüentemente poderá gerar aceleração das correntes descendentes provenientes da célula de tempestade e causar um *microburst*.

4.5.2 Índice MWPI

A fim de estabelecer um índice que relacionasse o WMSI e o HMI, Pryor (2006) propôs o Índice de potencial de velocidade de vento proveniente de *Microbursts*, em inglês, *Microburst Windspeed Potential Index* (MWPI). Este algoritmo é projetado para supor a presença de uma camada convectiva através da incorporação do *lapse rate* entre os níveis de 670 e 850mb, assim como a taxa de decaimento da temperatura do ponto de orvalho entre os níveis típicos das bases das nuvens convectivas, naquele caso de 670mb, e uma camada abaixo da base da nuvem que é 850mb. O MWPI pode ser representado conforme a Equação 13.

$$MWPI = \left(\frac{CAPE}{100}\right) + \Gamma + (T - T_d)_{850} - (T - T_d)_{670} \quad \text{Equação 13}$$

Onde Γ é a taxa de decaimento da temperatura dado em C°/Km do nível de 850 ao de 670mb e a diferença entre T e T_d sugereq eu quanto maior a diferença mais

Em complemento ao MWPI, os mesmos autores identificaram que os canais do satélite GOES 3 (vapor d'água, $6.5\mu m$) e 4 (infravermelho termal, $11\mu m$) podem apontar regiões onde há a formação de escoamento de ar divergente em superfície. Através da aplicação da diferença de temperatura de brilho (*Brightness Temperature Difference* – BTM), Rabin *et al.* (2010) notou em suas observações que $BTM > 0$ ocorre quando há disparo de convecção, ou seja, quando forma-se uma camada estratificada na baixa estratosfera. Entretanto, o que torna esse fenômeno propício à formação de *downbursts* é a entrada de ar seco sobre a nuvem de profundo desenvolvimento vertical, dando início ao processo de resfriamento evaporativo.

4.5.3 Energia potencial convectiva descentente (DCAPE)

Segundo Gilmore e Wilcker (1998) DCAPE é uma medida que estima o potencial de energia das correntes descendentes e pode ser definida conforme a equação 14.

$$DCAPE = g \int_{SUP}^Z \frac{\bar{\theta}_v - \theta_v}{\bar{\theta}_v} dz \quad \text{Equação 14}$$

Onde Z é a altura do nível de menor temperatura da parcela de ar considerada, SUP é o nível da superfície e $\bar{\theta}_v$ é temperatura potencial virtual do ambiente e θ_v da parcela e g é a constante gravitacional.

Esse parâmetro considera a intrusão de ar seco entre níveis baixos e médios dentro de tempestades. Este mecanismo é responsável pela formação de correntes descendentes intensas através de processos de resfriamento do ar via evaporação/sublimação das espécies condensadas. Segundo Nascimento (2005) valores de DCAPE maiores que $1000 J kg^{-1}$ são significativos para definir ambientes propícios a formação de fortes correntes descendentes, mas se forças de largas escalas estiverem atuando, essas correntes podem ocorrer sob menores valores de DCAPE.

5. OCORRÊNCIA DE *DOWNBURSTS* NO BRASIL

A ocorrência de *downbursts* no Brasil ainda não foi muito bem explorada, pois há poucos casos noticiados sobre a ocorrência do fenômeno. Desta forma, a fim de completar a lacuna de conhecimento, este capítulo tem por objetivo apresentar uma pesquisa de casos noticiados e pesquisados sobre a ocorrência de *downbursts* no Brasil. Posteriormente serão apresentados dois estudos de múltiplos casos. O primeiro visa investigar a relação da ocorrência de ventos intensos e valores de variáveis meteorológicas que indiquem a ocorrência de *downbursts*. E o segundo estudo de caso, visa apresentar duas análises meteorológicas em que houve condições favoráveis à ocorrência de *downbursts*.

5.1 Casos noticiados de ocorrência de *downbursts*

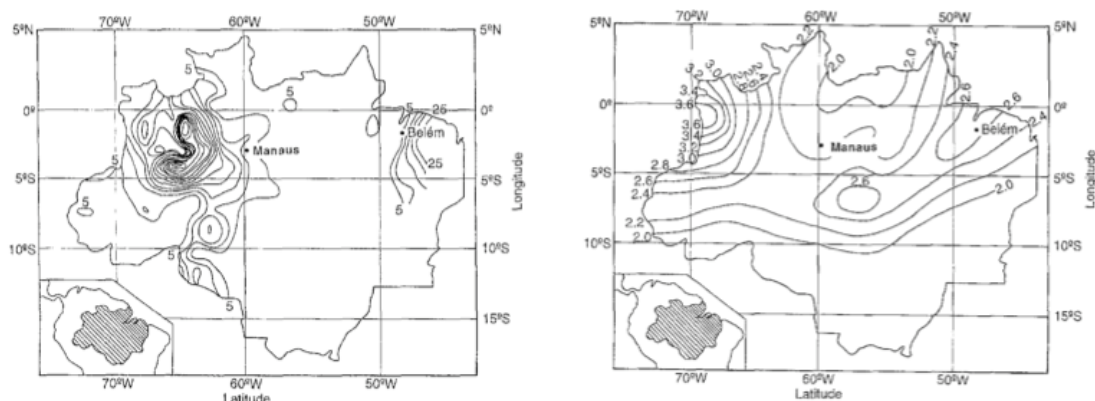
No Brasil o fenômeno meteorológico denominado de *downburst* ainda é pouco estudado e analisado, demonstrado pela dificuldade em encontrar uma estabelecida literatura científica que explore as características desse fenômeno, a qual restringe-se essencialmente à área da aviação. Caracena *et al.* (1989) cita que *downbursts* é um fenômeno meteorológico cujo registro pode ser efetivamente realizado por meio da sua observação no momento de sua respectiva ocorrência. Por esse motivo, conforme se observa em trabalhos desenvolvidos por Fujita e outros pesquisadores da área, percebe-se que a análise dos padrões de destruição deixados por *downbursts*, imagens de radar e dados registrados por meio de estações meteorológicas, compõem alternativas amplamente utilizados no estudo do fenômeno.

Um dos primeiros registros que se tem sobre a ocorrência de *downbursts* na literatura brasileira, ocorreu em Itu - SP no ano de 1991 (SUPER INTERESSANTE, 1991). Em entrevista a pesquisadora Maria Assunção da Silva Dias, naquela época representando o Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, estimou por meio da análise dos danos gerados pelo evento que os ventos gerados alcançaram velocidades superiores a 200 km/h e indicou por meio da análise dos danos que tratava-se da ocorrência de *downburst*. Essa tempestade causou mortes e destelhou cerca de 250 casas. No mesmo artigo, segundo o diretor do Instituto de Pesquisas Meteorológicas de Bauru, Roberto Vicente Calheiros, houve outras três observações deste fenômeno nas cidadãs de Aquidauana – MS, Ilha Solteira – SP e São Bernardo – SP.

Garstang *et al.* (1998) investigaram a ocorrência de *downbursts* na Bacia Amazônica e concluíram que a região centro-oeste daquela região são observados padrões de quedas divergentes de árvores decorrentes de *downbursts* úmidos. Essas características também são observadas no extremo leste da região mas numa menor frequência. Os autores também

concluíram que os máximos de precipitação coincidem com a distribuição dos *blowdowns* na floresta registrados pelas imagens provenientes do Satélite *Landsat*, conforme se visualiza na Figura 68.

Figura 68. Frequência de observações de *blowdowns* (a) e a climatologia anual da precipitação em metros na bacia amazônica.



Fonte: Adaptado de Garstang et al. (1998)

Em 2000, Ponte (2005) cita um caso de *downburst* que atingiu uma região da Região Metropolitana de Porto Alegre, estendendo-se desde a zona oeste da capital até o município de Viamão – RS. Estimou-se que os ventos chegaram a 180 km/h. Conclui-se que tratava-se de *downbursts* por meio dos padrões de destruição deixado, tais como o observado no silo da Figura 69.a que está inclinado devido a uma força atuante em seu topo, e do galpão da Figura 69.b com sua cobertura e algumas paredes amassadas pela força do vento.

Figura 69. Fotos dos danos estruturais ocasionados pelo evento de *downburst* ocorrido no município de Viamão – RS.



Fonte: Ponte (2005)

Lima e Menezes (2004) associaram em seus trabalhos, danos em torres de transmissão com a ação de *downbursts* decorrentes da instabilidade atmosférica devido à passagem de uma frente fria sobre o estado de São Paulo, na região do município de Cachoeira Paulista, no madrugada do dia 23 de julho de 2000, conforme se observa na Figura 70,

Figura 70. Estruturas da linha de transmissão de 500 kV danificadas em 22/07/2000.



Lima e Menezes. (2004)

Em 2004 foi levantada a suspeita da ação de um *downburst* na destruição do Yacht Club Santo Amaro na represa de Guarapiranga - SP (POPA, 2004), cujos padrões de danos podem ser observados por meio da Figura 71, entretanto para este caso não se chegou a uma conclusão definitiva.

Figura 71. Foto dos danos estruturais ocasionados pelo evento de *downburst* ocorrido na represa de Guarapiranda – SP.



Fonte: POPA (2004)

Limeira (2005) cita que em 2005 houve uma forte linha de instabilidade na região amazônica que gerou *downbursts* com registros de ventos que chegaram a 140 km/h. Estima-se que além dos danos causados em cidades, cerca de 500 milhões de árvores foram derrubadas devido ao vento. O mesmo autor cita que em 2003 *downbursts* foram a provável causa da queda de um avião em São Luiz – MA.

Em 6 de novembro de 2008, no município de Cachoeira Paulista ocorreu um *downburst* gerado a partir de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) com registro de ventos que chegaram a 37 m/s. O impacto dos danos foram tão intensos que levou a cidade a decretar estado de calamidade pública (CPTEC/INPE, 2008a), conforme se observa na Figura 72.

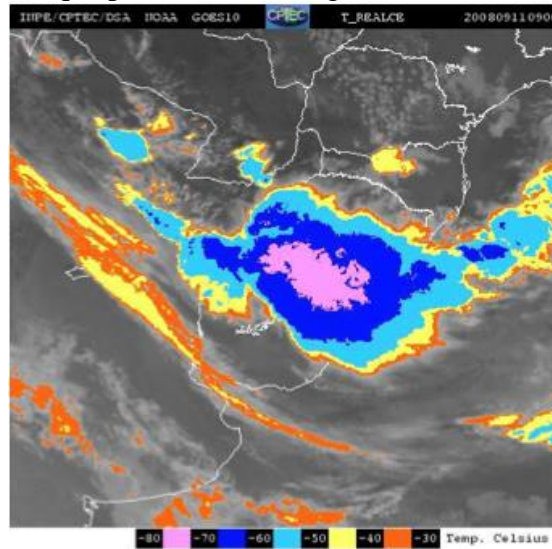
Figura 72. Danos gerado por um evento de *downburst* ocorrido em Cachoeira Paulista - SP



Fonte: (CPTEC/INPE, 2008a)

Em 2008 um temporal ocorrido na cidade de Triunfo – RS associado a um CCM sobre a região, conforme se observa na Figura 73, esse sistema meteorológico deu origem a ventos que característicos ao observados na ocorrência de *downbursts* (CPTEC/INPE, 2008b). Em 2008 foi identificado também um *downburst* na cidade de Criciúma – SC (CIRAM, 2008).

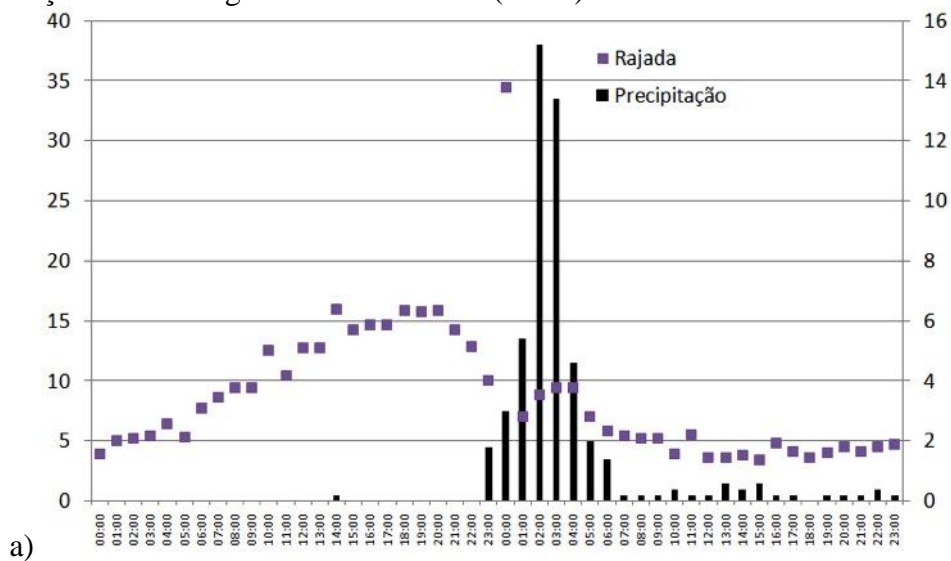
Figura 73. CCM que pode ter dado origem a um *downburst* em Triufo.

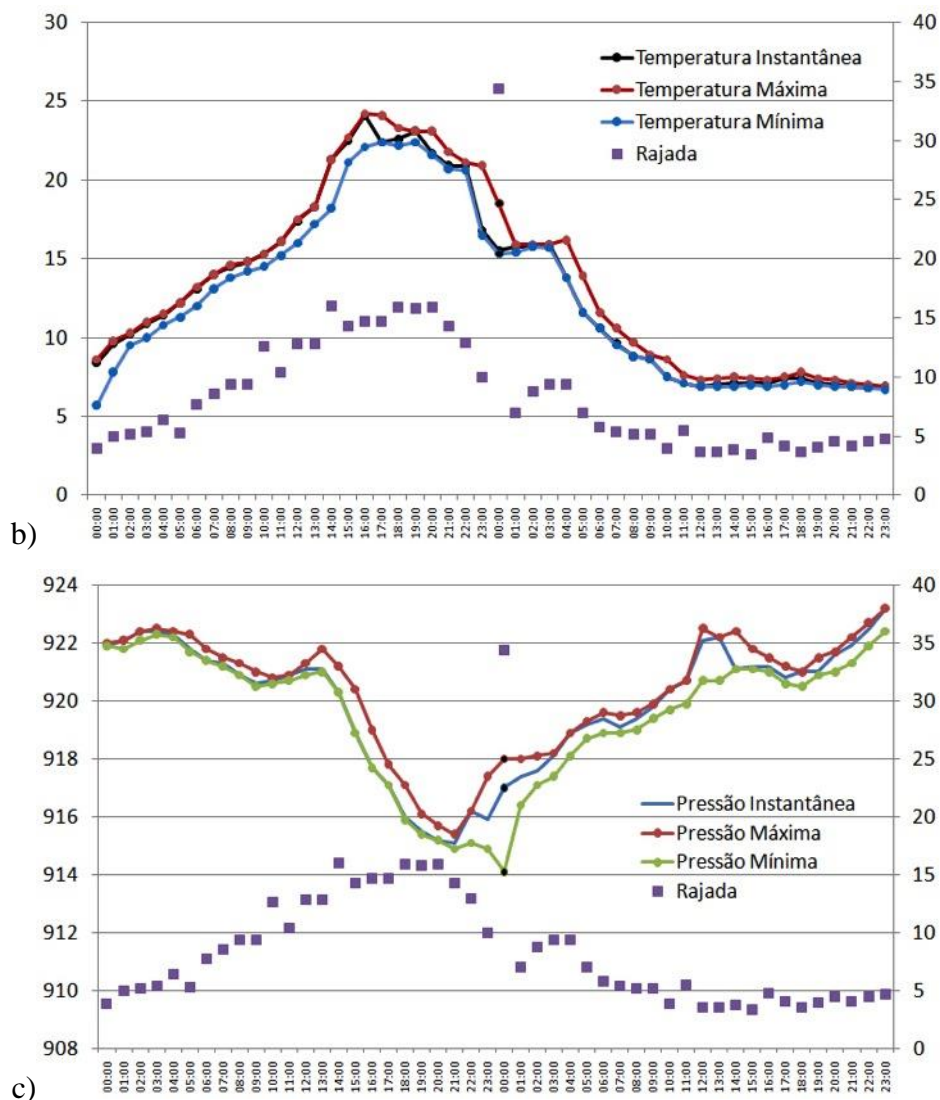


Fonte: CPTEC/INPE, 2008b

Em 21 de julho de 2010 a estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) localizada em Canela, registrou ventos de aproximadamente 35 m/s, a meteorologista Estael Sias acreditou tratar-se de um evento de *downbursts* (CLICRBS, 2010), entretanto, a SOMAR Meteorologia afirmou tratar-se de um evento tornádicos (BAND, 2010), mas segundo os padrões observados por meio da Figura 74, percebe-se que eles obedecem um padrão que está fortemente em acordo aquele observado durante a passagem de *downbursts*.

Figura 74. Dados meteorológicos observados durante o evento de *downburst* em 21 de julho de 2010, na estação meteorológica de Canela – RS (A879).





Fonte: INMET

Em 25 de novembro de 2010 ocorreu um evento de *microburst* na cidade de Caçador (EPAGRI/CIRAM, 2010), o vento registrado chegou a aproximadamente 28 m/s.

Em 1 de novembro de 2012 no município de Cândido Mota – SP verificou-se a ocorrência de ventos intensos que causaram danos em torres de transmissão, mostrados na Figura 75, destelhando casas numa área delimitada de apenas 900 m (DE OLHO NO TEMPO, 2012). Os dados de refletividade de radar marcaram um pequeno núcleo de 46 dB, mesmo baixa, essa refletividade, conforme Hjelmfelt (1988) já suficiente para a ocorrência de *downbursts*.

Figura 75. Danos de um evento de downburst ocorrido em Cândido Mota – SP em 2012.



Fonte: De Olho no Tempo (2012)

Em 10 de janeiro de 2013 devido ao avanço de uma frente fria na região, a EPAGRI/CIRAM identificou a ocorrência de um *microburst* em São Miguel do Oeste, SC. Estima-se por meio da análise dos danos que os ventos foram superiores a 27 m/s (RADIO DO OESTE, 2013).

Em 11 de julho de 2013, segundo a Agência Pernambucana de Água e Clima (APAC, 2013) foram registrados ventos provenientes de *downbursts* em Olinda, PE.

Em 11 de novembro de 2013 houve o registro da ocorrência de *downbursts* em São Joaquim, SC. Os ventos chegaram a 24 m/s destelhando casas e derrubando árvores (G1, 2013) e alguns danos podem ser visualizados por meio da Figura 76.

Figura 76. Danos gerados por um *downburst* ocorrido no interior de São Joaquim.



Fonte: Adaptado de G1 (2013)

Em 5 de dezembro de 2013 em Joaçaba – SC foram registrados ventos de até 27 m/s que devido ao padrão de danos gerados indicam a ocorrência de *downbursts* na região (RÁDIO

CATARINENSE, 2013). Ressalta-se que há vários eventos inconclusivos que não foram citados aqui justamente devido à dificuldade de definição de ocorrência do fenômeno.

5.2 Elementos e índices meteorológicos na análise da ocorrência de *downbursts*

Caracena *et al.* (1989) cita que *downbursts* são essencialmente fenômenos visuais, ou seja, o ideal é que para o seu registro, o fenômeno seja verificado por meio de observadores. Entretanto, considerando as limitações das observações meteorológicas, a possível ocorrência de *downbursts* pode ser avaliada por meio da análise de variáveis meteorológicas na região de ocorrência da tempestade.

Parâmetros convectivos são tipicamente calculados a partir de perfis atmosféricos termodinâmicos e cinemáticos ou a partir de simulações numéricas (NASCIMENTO, 2005). Por meio da análise desses índices é possível identificar quais áreas são mais favoráveis ou não ao desenvolvimento de sistemas convectivos.

Caracena *et al.* (1989) sugere que altos valores de CAPE e baixos valores de Índice de CINE, indicam a ocorrência de ambientes propícios à ocorrência de *downbursts*. Nascimento (2005) descreve que valores de CAPE entre 1000 a $2500\text{m}^2/\text{s}^2$ já são considerados altos, valores acima de $2500\text{m}^2/\text{s}^2$ indicam instabilidade acentuada e valores acima de $4000\text{m}^2/\text{s}^2$ indicam instabilidade extrema.

Foster (1958) *apud* Guilmore e Wicker (1998) sugeriram que a camada seca entre 700 hPa e 500 hPa indicasse a existência de energia potencial para a formação de corrente uma descendente, naquela época ainda se desconhecia que esta corrente daria origem a um *downburst*. Mais tarde Hjelmfelt (1988) finalmente associou a relação existente da entrada de ar frio e seco na região central de uma nuvem de profundo desenvolvimento vertical com a geração de correntes descendentes com potencial de originar *downbursts*.

Por meio do projeto MIST, Atkins e Wakimoto (1991) documentaram diversos casos de ocorrência de *downbursts*, identificando o ambiente de ocorrência necessário para tais eventos. Segundo os autores, os dias mais propícios para ocorrência de *downbursts* diferenciavam-se daqueles em que se observam tempestades em geral. A análise da temperatura potencial equivalente (θ_e) e do do perfil vertical de vento auxiliam na diferenciação entre esses ambientes convectivos.

Considerando-se que devido ao entranhamento da massa de ar frio e seca em altos níveis, será desenvolvida uma região com temperatura potencial equivalente baixíssima e extremamente seca que garantirá uma flutuabilidade negativa que manterá a trajetória da corrente descendente levando-a a emergir da nuvem e causando na região em solo denominada de mesoalta. Além

disso um expressivo cisalhamento vertical do vento garante uma retroalimentação da tempestade levando-a a se desenvolver de forma ainda mais expressiva.

Atkins e Wakimoto (1991) concluíram por meio da observação de *microbursts* próximos a Chicago e no sul da Flórida que em casos em que a diferença de θ_e entre o valor de superfície e o valor mínimo encontrado em altitude fosse superior ou igual a 20K, havia grande potencial na ocorrência de *downbursts*. Para valores menores que 13K, poderiam haver tempestades intensas, entretanto, sem *downbursts*.

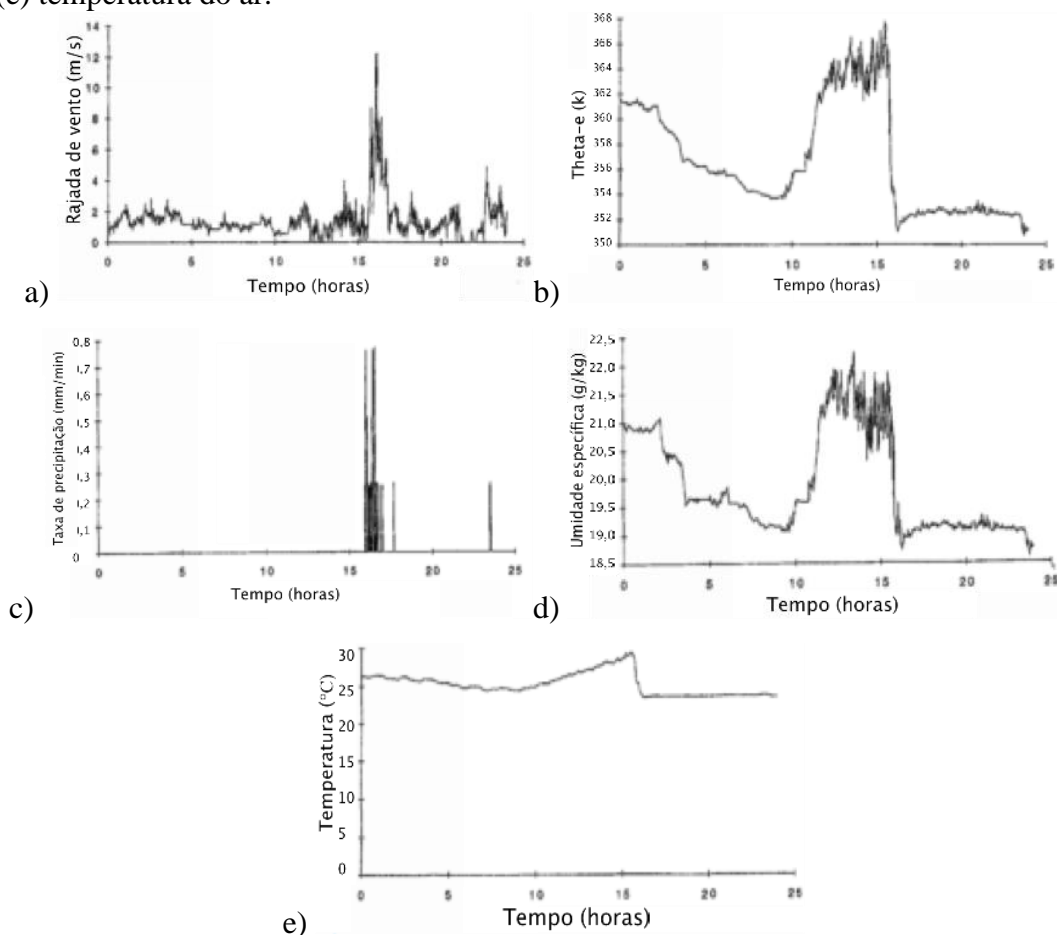
Garstang *et al.* (1998) sugeriu que a observação de rajadas de vento maiores que 10 m/s são condições iniciais para se supor a ocorrência de *downbursts*. Em seus estudos o máximo observado foi de 17.2 m/s, porém, o autor ressalta que esses máximos não explicam determinadas quedas e arrancamentos de árvores, sugerindo que a força necessária para a queda desses elementos exijam velocidade máximas em torno de 25m/s, resultados que estão mais de acordo com os observados por Hjelmfelt (1988). Desta forma, por mais que não tenham sido registradas devido às limitações espaciais das estações meteorológicas, Simpson and Rieh (1981) *apud* Garstang *et al.* (1998) acreditam que as rajadas de vento registradas possuem uma velocidade ao menos 30% menor que as realmente ocorridas. A análise e estimativa de danos é profundamente discutida em Fujita e Wakimoto (1981).

Garstang *et al.* (1998) também analisaram características de outros elementos meteorológicos em eventos de ocorrência de *downbursts* úmidos. Ele cita que as rajadas de vento provenientes desses fenômenos geralmente são acompanhadas de precipitação, de um decréscimo abrupto da temperatura potencial equivalente (θ_e) ao nível de medição que varia entre os valores observados de 4.00 K a 18.74 K, deve haver um aumento instantâneo da pressão em superfície médio de 0.57hPa a 1.99hPa e um decaimento da umidade específica do ar maior que 3,5 g/kg. O horário de observação mais freqüente dos *downbursts* na região em estudo esteve compreendido entre 8 e 20 h (locais), com uma ocorrência média às 13 h (locais), hora de maior atividade convectiva local. A Figura 77 é referente a uma observação meteorológica de Gartang *et al.* (1998) e aborda todas as características anteriormente citadas que definem a ocorrência de um *downbursts* úmido.

Observa-se que em relação ao aumento de pressão devido à ocorrência de um *downburst*, outros autores indicam aumentos de pressão mais expressivos que os observados por Garstang (1998). Caracena e Maier (1987) por meio do experimento denominado de *Florida Area Cumulus Experiment* (FACE) observaram um aumento de pressão na região frontal do vórtice de um *downburst* de 2,4 hPA. Bedard (1984) *apud* Caracena *et al.* (1989) observou um aumento de 5

hPa no nariz de pressão. Fujita (1985) *apud* Garstang *et al.* (1998) observou um aumento de 4 hPa no nariz de pressão num *microburst* de 2 km de extensão.

Figura 77. Sequência de medidas tomadas a 5 m de altura acima dos topos das árvores, no dia 23 de abril de 1987 na estação meteorológica da Reserva Florestal Ducke – Amazonas. (a) velocidade do vento, (b) temperatura equivalente, (c) precipitação, (d) umidade específica do ar e (e) temperatura do ar.



Fonte: Adaptado de Gartang *et al.* (1998)

Conforme se observou, existe um intervalo de valores disponíveis indicados na literatura que revela limiares mínimos de variáveis meteorológicas que possam indicar a ocorrência de *downbursts* em ambientes tempestuosos, esses dados estão dispostos na Tabela 2 de forma a simplificar o entendimento da relação existente entre elas.

Posteriormente esses valores serão utilizados para serem usados de referência no estudo de casos de *downbursts* apresentados nesse trabalho.

Tabela 2. Limiares de valores de variáveis meteorológicas associados a ocorrência de *downbursts* em ambientes tempestuosos.

Características em análise	Intervalo de valores que caracterizam ambiente propício à ocorrência de <i>Downbursts</i>		Referência
Queda de θ_e entre superfície e camada mais fria próxima a 700hPa (K)	> 20		Atkins e Wakimoto (1991)
Rajadas de Vento	Mínimo (m/s)	10	Garstang <i>et al.</i> (1998)
	Médio (m/s)	25	Hjelmefelt (1988)
Queda de Temp. Pot. Equivalente θ_e (K)	> 4		Garstang <i>et al.</i> (1998)
Queda da Temperatura (°C)	> 5		Garstang <i>et al.</i> (1998)
Aumento da Pressão Atmosférica (hPa)	> 4		Fujita (1985)
Queda de Razão de Mist. (g/kg)	>3,5		Garstang <i>et al.</i> (1998)
Início de precipitação juntamente às correntes descendentes (mm/dia)	> 0,5		Garstang <i>et al.</i> (1998)
Fenômeno meteorológico que originou o <i>downburst</i>	Supercélulas, Linhas de Instabilidade e Derechos		Caracena <i>et al.</i> (1989)
Refletividade de radar (dBZ)	Dry	> 15	Hjelmefelt (1987)
	Wet	65	

5.3 Estudo de múltiplos casos: a ocorrência de *downbursts* no Brasil.

No tópico anterior foram apresentadas as ordens de grandezas da variação de determinados parâmetros meteorológicos tipicamente observadas em situações de ocorrência de *downbursts*. Com o objetivo de estabelecer a aplicabilidade dos resultados obtidos por meio da revisão de literatura desenvolvida, neste tópico serão apresentados dois estudos de casos. O primeiro visa analisar a relação existente entre altos valores do índice CAPE e baixos valores do índice CINE com a ocorrência *downbursts*. O segundo estudo de caso reflete a seleção de duas análises de tempo severo ocorridos nos estados do Rio Grande de Sul e Santa Catarina em que se observou um padrão das variáveis meteorológicas próximo ao que caracteriza a ocorrência de *downbursts* no Brasil.

5.3.1 A influência do CAPE e CINE na definição de ambientes atmosféricos favoráveis à ocorrência de *downbursts*

Caracena *et al.* (1989) e Pryor (2007) indicam que os índices CAPE e CINE são parâmetros importantes a serem considerados para definir ambientes propícios à ocorrência de *downbursts*.

Nascimento (2005) cita que esses índices auxiliam na caracterização de ambientes em que se verifica alta instabilidade. Neste estudo de caso, foram selecionados 46 casos em que se observaram altos valores de índices CAPE e baixos valores de índices CINE, ocorridos em 23 localidades distribuídas no Brasil, buscando-se verificar a relação existente entre altos valores de CAPE e rajadas de vento intensas e em segundo plano, analisou-se outras variáveis meteorológicas.

Tabela 3. CAPE e CINE e seus respectivos valores mínimos que caracterizam ambientes instáveis e conseqüentemente propícios à ocorrência de *downbursts*.

Características	Valores que caracterizam alta instabilidade atmosférica	Referências
Índice CAPE (J/kg)	1000 - 4000	Prior (2007) e Nascimento (2005) Caracena <i>et al.</i> (1989)
Índice CINE (J/kg)	$0 < \text{CINE} < 50$	Nascimento (2005)

Os casos analisados estão compreendidos ao longo do período correspondente ao primeiro semestre do ano de 2013, cujos índices foram obtidos por meio das sondagens aerológicas realizadas duas vezes ao dia nos locais de observação e considerou-se a validade das mesmas para o período de 12 horas, 6 horas para mais e 6 horas a menos do momento de realização da sondagem. Essas sondagens estão disponíveis ao acesso público por meio do site <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Os dados meteorológicos horários foram obtidos a partir das estações meteorológicas automáticas do INMET localizadas próximas aos locais de lançamento das sondas aerológicas.

Os dados obtidos, conforme visualiza-se na Tabela 4, revelam que apenas 15% dos ambientes pré-convectivos que apresentaram um CAPE maior que 1000 J/kg desenvolveram valores de rajadas de vento superiores a 10 m/s, ou seja, o mínimo proposto por Garstang *et al.* (1998) para a definição de ventos provenientes de *downbursts*, além disso ressalta-se que a relação pode ser ainda menos expressiva uma vez que a proximidade de sondagem de 6 horas é muito alta. Percebe-se uma relação entre altos valores de $\Delta\theta_e$, índice CAPE e CINE e que nos casos analisados quando se verificam rajadas de vento com velocidades superiores a 10 m/s, os valores de CINE são baixos e os de CAPE altos.

Tabela 4. Dados obtidos no primeiro estudo de múltiplos casos.

Local		Caso 1							Caso 2							
UF	Cidade	Cod.	Data	Z	CAPE (J/kg)	CIN (J/kg)	Vraj (m/s)	$\Delta\theta_e$ (k)	Prec. (mm)	Data	Z	CAPE (J/kg)	CIN (J/kg)	Vraj (m/s)	$\Delta\theta_e$ (k)	Prec. (mm)
AM	Manaus	A101	14/1	0	1891	27	8,6	18,3	0,0	22/1	0	1882	28	8,3	18,5	0,0
BA	Caravelas	A405	13/1	12	1535	3	11,3	39,5	0,0	25/1	12	1602	0	8,0	21,4	0,0
BA	Salvador	A401	19/1	12	2370	55	6,4	20,8	0,0	20/1	12	1445	60	7,5	25,2	0,0
CE	Fortaleza	A305	21/1	12	1936	1	9,2	23,5	0,0	15/2	12	2812	1	8,9	34,2	7,8
DF	Brasília	A045	10/4	0	1650	19	4,2	11,5	0,0	15/4	0	2026	17	7,5	23,5	0,0
ES	Vitória	A612	1/2	0	1632	1	10,2	29,3	0,0	28/2	0	1419	33	6,2	19,6	0,0
MA	Carolina	A205	4/3	12	1861	22	7,9	36,5	0,0	27/3	12	1839	20	5,3	28,3	0,0
MG	Confins	A521	2/2	0	1494	24	5,3	9,0	0,0	19/1	0	1626	38	6,3	13,7	2,2
MS	Campo Grande	A702	16/5	12	1226	24	4,4	18,5	0,2	25/6	0	1303	19	7,3	13,0	0,0
MT	Cuiabá	A901	18/1	0	1794	26	7,2	29,5	0,0	14/2	0	2167	36	5,8	26,3	0,0
PA	Belém	A201	15/3	0	1954	5	8,1	25,0	9,4	3/2	0	2575	2	11,1	17,7	5,4
PE	Recife	A301	18/1	12	2311	0	2,7	24,7	0,0	8/2	12	1616	2	8,0	28,5	0,0
PE	Petrolina	A307	27/1	12	2239	12	8,5	30,2	0,0	26/1	12	1658	8	6,0	24,2	0,0
PI	Floriano	A311	17/1	12	1654	21	5,4	23,4	0,0	26/2	12	1807	9	8,3	34,2	0,0
PR	Curitiba	A807	2/2	0	1322	47	8,6	24,2	0,0	21/2	0	1754	2	11,3	27,0	0,0
PR	Foz do Iguaçu	A846	1/5	0	1887	78	13,5	24,8	1,6	1/6	0	2902	54	9,5	29,8	0,0
RJ	Rio de Janeiro	A621	19/2	12	2411	23	7,3	27,3	0,0	23/2	0	2321	10	0,0	26,6	0,0
RN	Natal	A304	9/2	0	2062	0	13,1	34,6	0,0	13/2	0	2068	0	13,9	36,7	0,0
RR	Boa vista	A135	22/3	0	1195	17	10,0	22,8	0,0	21/4	0	1485	47	9,8	18,3	0,0
RS	Porto Alegre	A801	4/4	0	1213	83	7,5	20,3	0,2	14/2	0	1578	44	4,3	23,8	0,0
RS	Santa Maria	A803	17/2	0	1582	71	5,9	30,8	0,0	4/4	0	1621	18	5,9	19,2	0,0
SC	Florianópolis	A868	13/2	0	1278	9	3,2	13,7	0,2	21/2	12	1618	7	7,3	30,8	0,0
SP	São Paulo	A701	1/6	12	4895	90	6,9	14,5	6,9	25/2	0	2060	35	6,9	28,4	0,0

Por meio dessa análise percebe-se que a consideração isolada dos índices CAPE e CINE não é recomendável para a definição de ambientes convectivos propícios à ocorrência de *downbursts*. Indica-se, desta forma, a análise concomitante dos outros índices de instabilidade nesse processo, os quais são fornecidos juntamente às sondagens, possibilitando observações mais propícias.

5.3.2 Análise da ocorrência de downburst por meio de observações meteorológicas

O segundo estudo de múltiplos casos compreende as observações das condições meteorológicas em dois casos de ocorrência de tempo severo nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Eles foram escolhidos devido à repercussão na mídia e por ambos apresentarem o desenvolvimento de profundos sistemas convectivos. O primeiro ocorreu durante a noite do dia 31 de dezembro de 2012 e o segundo ocorreu durante o dia 29 de maio de 2013 e ambos geraram transtornos à população dos locais mais atingidos. Para essas observações foram utilizados dados horários das Estações Meteorológicas Automáticas do INMET, espalhadas nos dois estados atingidos, além de sondagens aerológicas feitas nas cidades de Porto Alegre e Santa Maria.

Por meio de sondagens meteorológicas apresentadas na Figura 78, realizadas às 00 UTC do dia 1 de janeiro de 2013, observam-se fortes condições de instabilidade atmosférica tanto em Santa Maria, quanto em Porto Alegre, a proximidade entre as curvas de temperatura e de temperatura do ponto de orvalho indicam a formação de nuvens com profundo desenvolvimento vertical, o afastamento entre as curvas em níveis troposféricos médios indicam a existência de uma camada de ar seco, o que potencializa o fenômeno de resfriamento evaporativo.

O cisalhamento do vento também é um importante parâmetro a ser observado nesses casos, tanto em Santa Maria quanto em Porto Alegre se observa uma forte variação de velocidade e direção do vento com a altura, indicando um ambiente bastante propício para um forte desenvolvimento de tempestades.

Na Figura 79 é apresentado o desenvolvimento do sistema observado a partir de imagens do radar meteorológico localizado na cidade de Canguçu – RS. Nota-se um rápido deslocamento e um formato aproximadamente arqueado do conjunto, indicando a formação de uma linha de instabilidade que obedece os padrões de um *bow echo*, conforme observado no item 4.1.1.

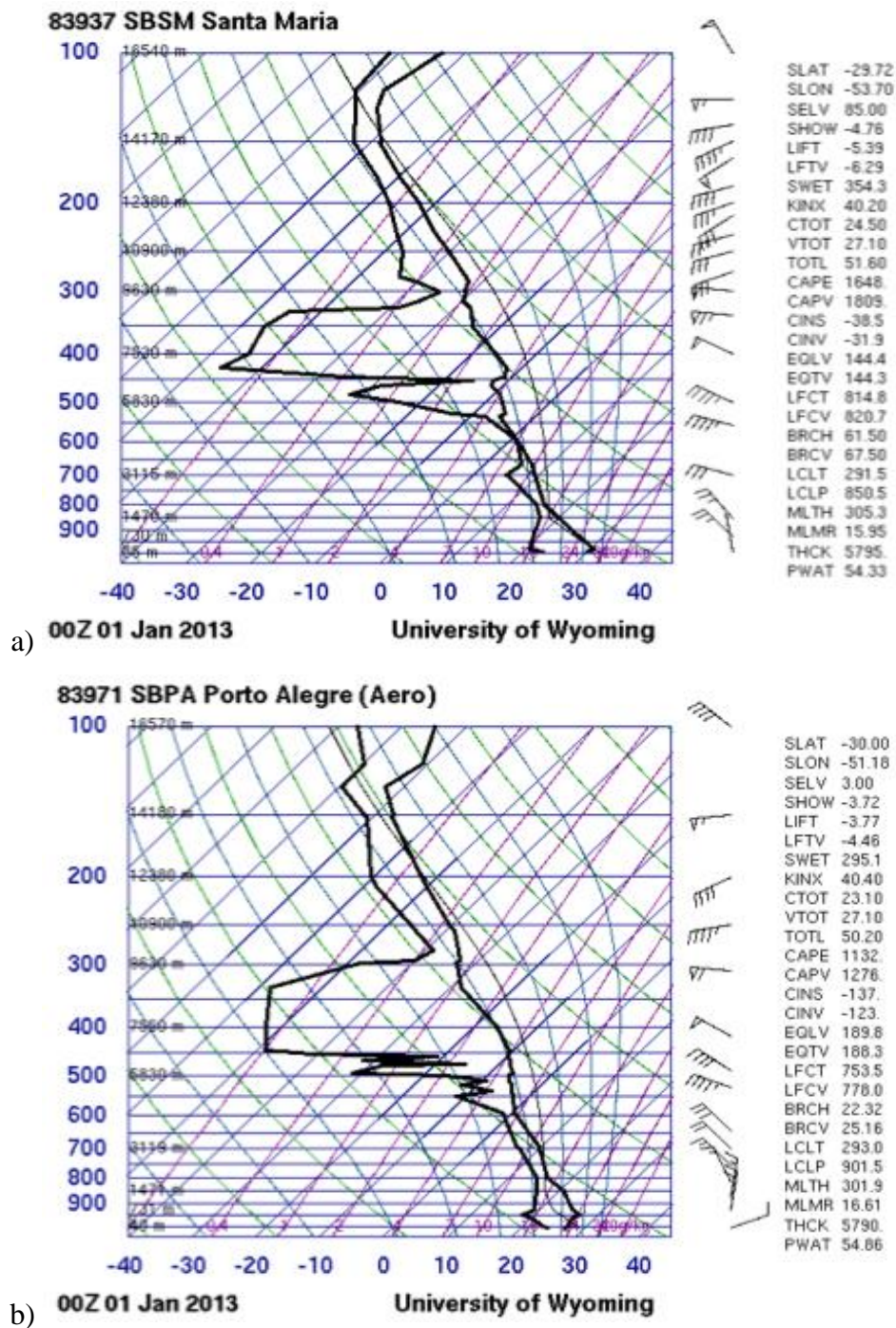
Na Figura 80 é apresentada uma imagem realçada de satélite no canal infravermelho que mostra o intenso sistema convectivo avançando a partir do Uruguai em direção nordeste no estado do Rio Grande do sul associado a uma região frontal, percebe-se que os topos das nuvens possuem uma tonalidade rosa e em alguns pontos brancos, indicando temperaturas baixíssimas, caracterizando um profundo desenvolvimento vertical das nuvens naquela região.

No segundo estudo de caso para analisar o comportamento das variáveis meteorológicas dos casos analisados buscou-se identificar se elas apresentam uma ordem de grandeza de variação de valores observados quando há a ocorrência de *downbursts*. Tomou-se como critério na escolha das estações meteorológicas por onde a tempestade deslocou-se aquelas que apresentaram valores de velocidade de vento maiores que 10 m/s.

Em seguida, foram tomadas relações específicas entre as variáveis observadas e estabeleceu-se para a análise algumas relações. V_{med}/V_{max} , dada em percentagem, busca demonstrar o quanto a velocidade média horária obtida a cada 5 minutos, representa em relação à velocidade de rajada horária observada. Analisou-se também a variação entre a temperatura máxima e mínima horária ($\Delta T_{max-min}$), pressão máxima e mínima horária ($\Delta P_{max-min}$), umidade específica máxima e mínima horária ($\Delta r_{max-min}$), temperatura potencial equivalente máxima e mínima horária ($\Delta \theta e_{max-min}$), umidade relativa máxima e mínima horária ($\Delta UR_{max-min}$) e a observação de precipitação no momento da rajada de vento máxima ou na hora seguinte, como é observado em dois casos indicados com (*), observa-se que se tomou como pressuposto que as variações dos valores dos parâmetro observados ocorreram no momento em que se obteve a rajada de

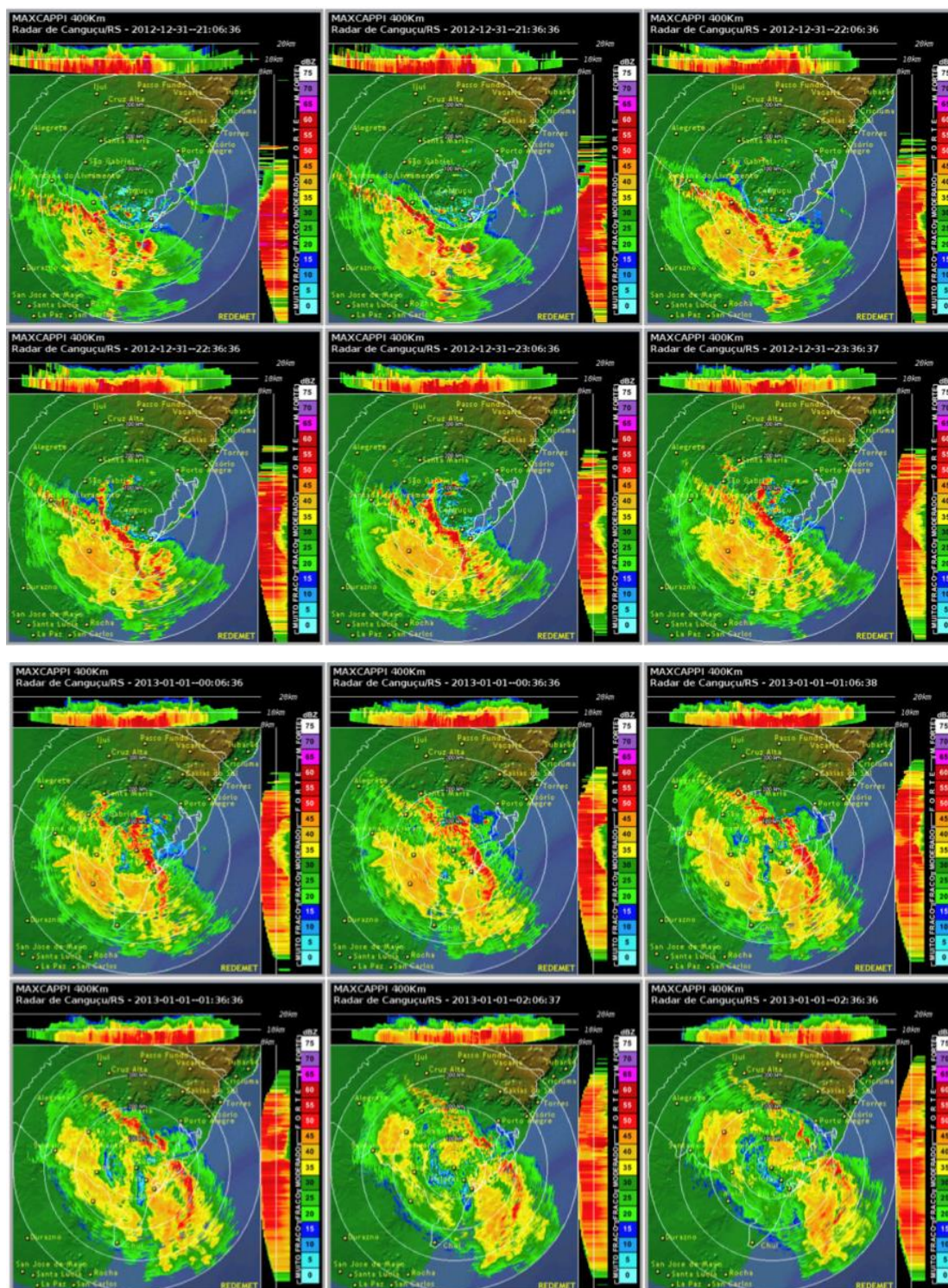
vento máxima. O parâmetro V_{med}/V_{max} possui falhas no momento que a velocidade média pode esta considerando o vento de escala sinótica e é obtido com uma sensibilidade muito inferior a do vento de rajada máxima.

Figura 78. Sondagens meteorológicas realizadas às 00 UTC do dia 1 de janeiro de 2013 para Santa Maria (a) e Porto Alegre (b).



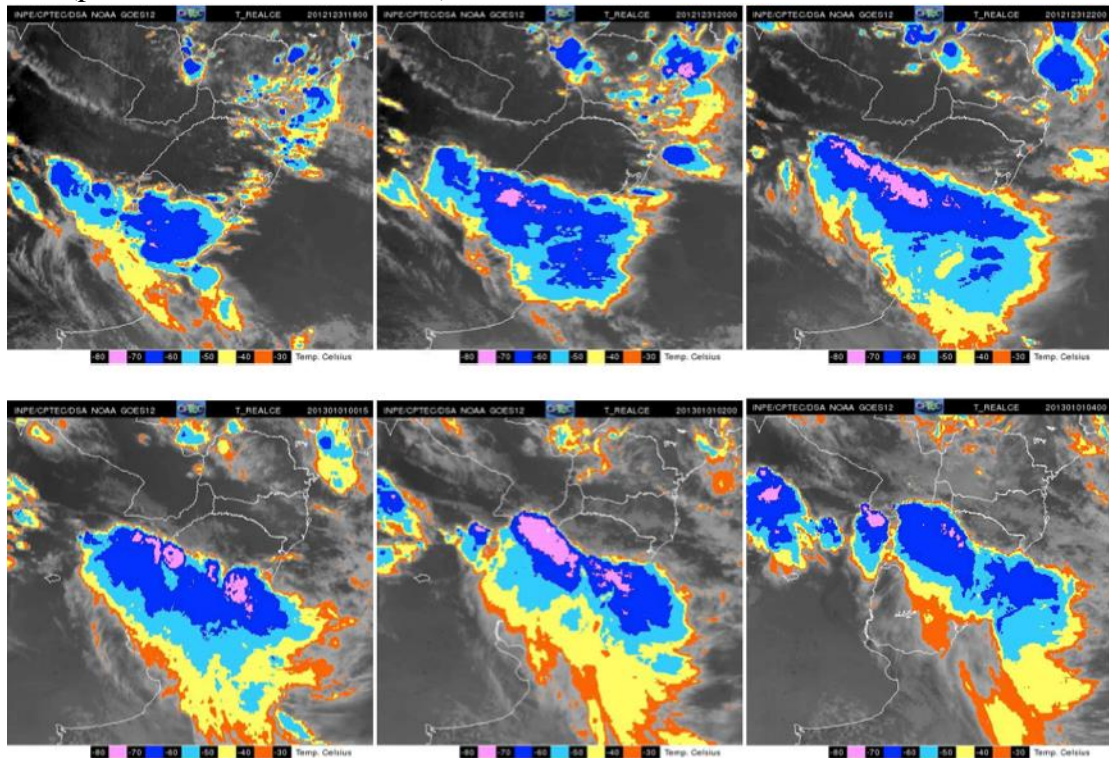
Fonte: Univeristy of Wyoming

Figura 79. Imagem do radar meteorológico localizado em Canguçu – RS. Desenvolvido de um CCM devido ao avanço de um sistema frontal sobre o RS no dia 31 de dezembro de 2012 entre os horários 21:06:36 a 02:36:36 do dia 01 de janeiro de 2013. A frequência de atualização é de 30 min.



Fonte: Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica - REDEMET

Figura 80. Sequência de imagens realçadas de satélite no canal infravermelho do CCM desenvolvido devido ao avanço de um sistema frontal sobre o Rio Grande do Sul no dia 31 de dezembro de 2012 para às 18:00, 20:00, 22:00, 00:15, 02:00 e 04:00 UTC do dia 01 de Janeiro de 2013 (para os três últimos horários).

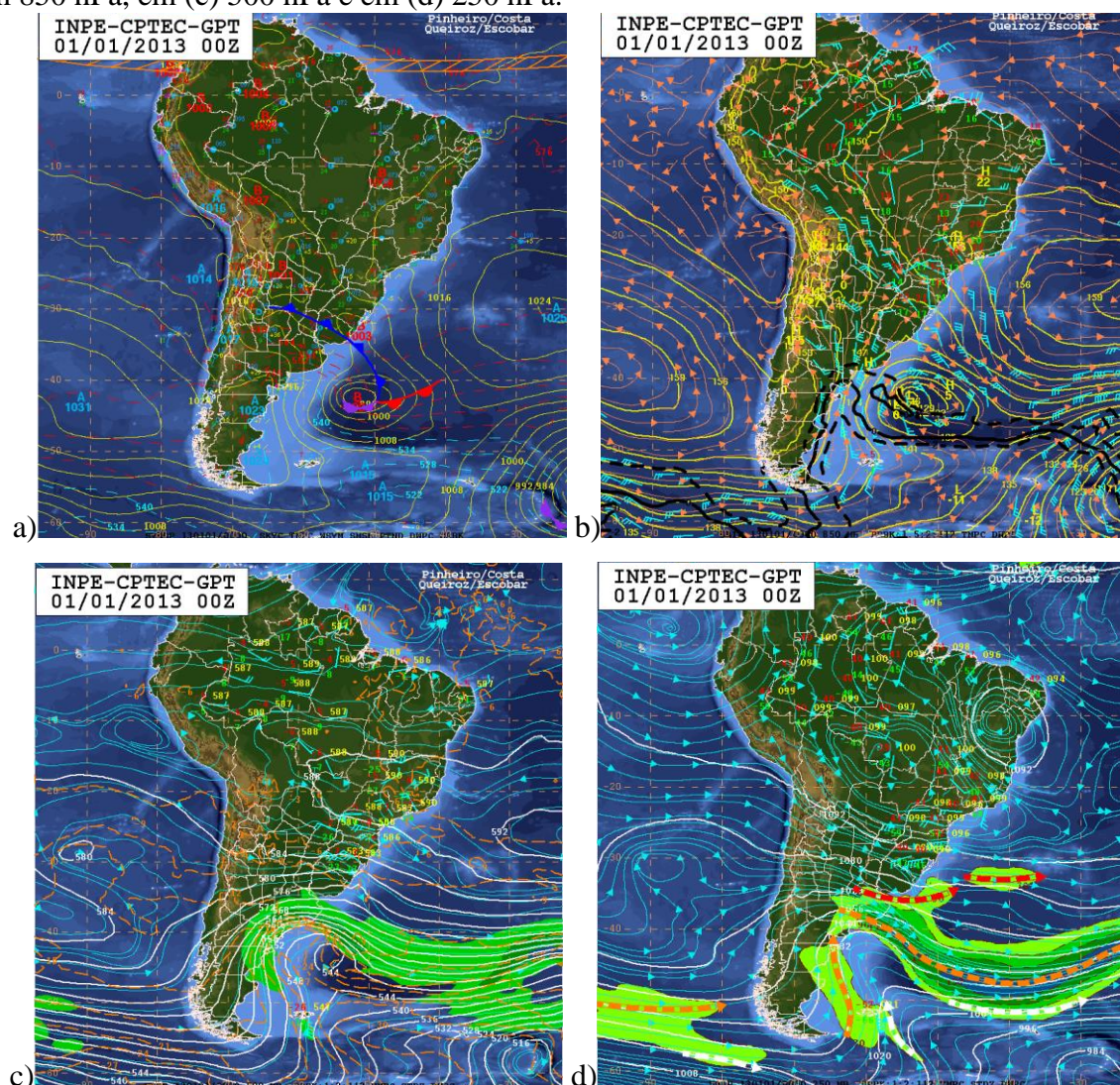


Fonte: INMET

Ressalta-se que a variação de umidade relativa não recebe considerações específicas nos textos analisados uma vez a umidade específica é o parâmetro ideal para definir umidade na atmosférica. A frequência de obtenção dos dados é de 3 segundo e ocorrem uma altura padrão de 10 m a cima do solo.

A situação sinótica é apresentada na Figura 81, em (a) observa-se que às 22h do caso do dia 31 de dezembro de 2012 as tempestades ocorridas naquele dia deviam-se à presença de um sistema frontal que estendia seu ramo a partir do atlântico até o Uruguai e Argentina. Em (b) observa-se a atuação da corrente de jatos de baixos níveis intensa atuando sobre a região, alimentando o sistema com ar quente e úmido, nota-se também por meio da linha preta (isoterma de 0°C) que há uma intensa advecção de ar frio. Em (c) e (d) observa-se que há um cavado frontal entre 500 hPa e 250 hPa e o Jato Polar encontra-se atuando próximo à Província de Buenos Aires, e sobre o Rio Grande do Sul observa-se um escoamento baroclínico com curvatura ciclônica em 500 hPa e difluente em 250 hPa o que favorece a instabilidade.

Figura 81. Análise dos campos sinóticos das 00 Z do dia 1 de janeiro de 2013 referentes ao caso ocorrido em 31 de Dezembro de 2012. Em (a) está apresentada a carata de superfície, em (b) em 850 hPa, em (c) 500 hPa e em (d) 250 hPa.



Fonte: INMET

Por meio da aplicação dos critérios expostos na Tabela 2, na Tabela 5 observa-se que 81% dos parâmetros objetivos (sublinhados com dupla linha) dos casos analisados estão acima do sugerido como mínimo pela literatura para definir a ocorrência de *downbursts*. Entre os casos observados destaca-se

Ressalta-se que o índice CAPE e CINE registrados em Porto Alegre às 00Z do dia 1 de janeiro de 2013 foi de 1132 J/kg e 137 J/kg, respectivamente e para Santa Maria foi de 1648 J/kg e 38,1 J/kg, neste caso, os índices foram eficientes na caracterização das condições atmosféricas, sugerindo ambientes altamente instáveis.

Tabela 5: Dados obtidos no evento ocorrido na noite do dia 31 de dezembro de 2012 em diversas cidades do Rio Grande do Sul.

Local	Data	Hora (UTC)	V _{max} (m/s)	V _{max} /V _{med} (%)	T _{max} - T _{min} (K)	P _{max} - P _{min} (hPa)	Γ _{max} - Γ _{min} (g/kg)	θ _{e,max} - θ _{e,min} (K)	UR _{max} - UR _{min} (%)	Prec. (mm)
Rio Grande	1/1/13	0000	<u>18.70</u>	47%	<u>6.40</u>	<u>4.30</u>	<u>3.6</u>	<u>17.35</u>	24	<u>28.6</u>
Santa Maria	1/1/13	0200	<u>17.90</u>	8%	<u>10.50</u>	<u>5.40</u>	<u>17.6</u>	<u>23.45</u>	33	<u>34.4</u>
Santana do Livramento	12/31/12	2300	<u>21.80</u>	33%	<u>9.20</u>	<u>4.60</u>	<u>14.6</u>	<u>21.45</u>	30	<u>20.2</u>
Uruguaiana	12/31/12	2300	<u>23.00</u>	29%	<u>10.90</u>	<u>4.40</u>	<u>19.5</u>	<u>28.92</u>	38	<u>17.6</u>
Canguçu	1/1/13	0100	<u>22.40</u>	32%	0.40	2.40	0.6	0.87	2	<u>23.2</u>
Caçapava do Sul	1/1/13	0100	<u>18.80</u>	45%	0.70	3.60	1.1	0.74	5	<u>13</u>
Alegrete	1/1/13	0100	<u>19.40</u>	29%	2.60	2.80	<u>4.2</u>	<u>5.62</u>	13	<u>17</u>
Bagé	12/31/12	2300	<u>19.20</u>	22%	<u>8.80</u>	3.50	<u>14.2</u>	<u>21.84</u>	28	<u>1.4</u>
Quaraí	12/31/12	2300	<u>28.80</u>	24%	<u>9.60</u>	2.90	<u>16.9</u>	<u>19.22</u>	36	<u>19.8</u>
São Gabriel	1/1/13	0000	<u>18.00</u>	28%	<u>8.20</u>	2.20	<u>5.7</u>	<u>26.30</u>	15	<u>7.4*</u>
Jaguarão	12/31/12	2200	<u>16.00</u>	45%	3.50	2.80	<u>5.6</u>	<u>9.34</u>	14	<u>11.4</u>
Dom Pedrito	12/31/12	2300	<u>19.00</u>	70%	<u>8.00</u>	<u>4.70</u>	<u>13.1</u>	<u>24.84</u>	25	<u>22.6*</u>
Chuí	12/31/12	2100	<u>23.10</u>	13%	<u>5.20</u>	<u>4.60</u>	<u>7.5</u>	<u>17.02</u>	14	<u>21.4</u>
*Precipitação na hora seguinte										
Média			20.5	33%	6.5	3.7	9.6	16.7	21.3	18.9
Desvio Padrão			3.2	0.2	3.5	1.0	6.4	9.2	11.2	8.3

No segundo caso observado ocorrido no dia 29 de maio de 2013 fortes danos estiveram associados ao avanço de uma linha de instabilidade sobre o Rio Grande do Sul que avançou até o sul do estado de Santa Catarina. Conforme se visualiza por meio da Figura 82, os danos ocasionados tiveram forte impacto sobre a população local.

Figura 82. Os danos ocasionados pela linha de instabilidade que avançou sobre o norte do RS e o sul de SC em 29 de maio de 2013 que teve forte impacto sobre a sociedade.



Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC

Na Figura 83 é apresentada uma imagem das descargas elétricas acumuladas para o dia 29 de maio de 2013, percebe-se um padrão linear indicando a passagem de uma linha de instabilidade. Na Figura 84 é apresentada a observação do radar meteorológico do Morro da Igreja – SC, cujo padrão *bow echo* está estabelecido. Na Figura 85 visualiza-se a imagem de satélite no canal infravermelho realçada, as nuvens neste caso possuem profundo desenvolvimento vertical, organizadas de forma arcada, indicando o deslocamento de uma linha de instabilidade sobre o sudeste de SC e nordeste do RS.

Figura 83. Descargas elétricas acumulados no dia 29 de maio de 2013

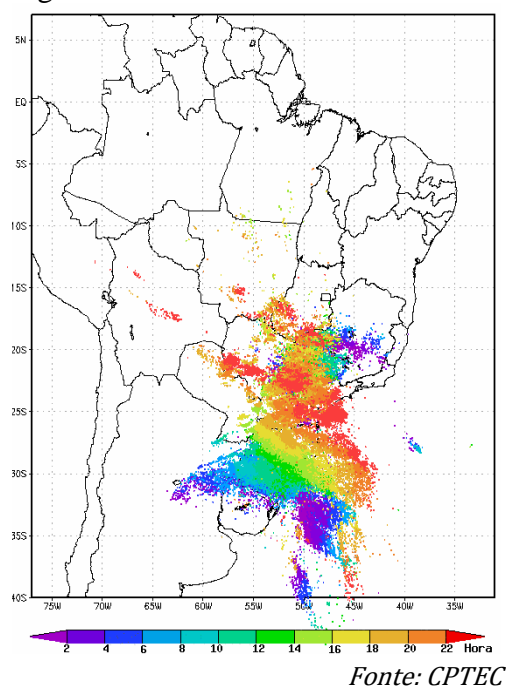


Figura 84. Observação do radar meteorológico do Morro da Igreja – SC no dia 29 de maio de 2013.

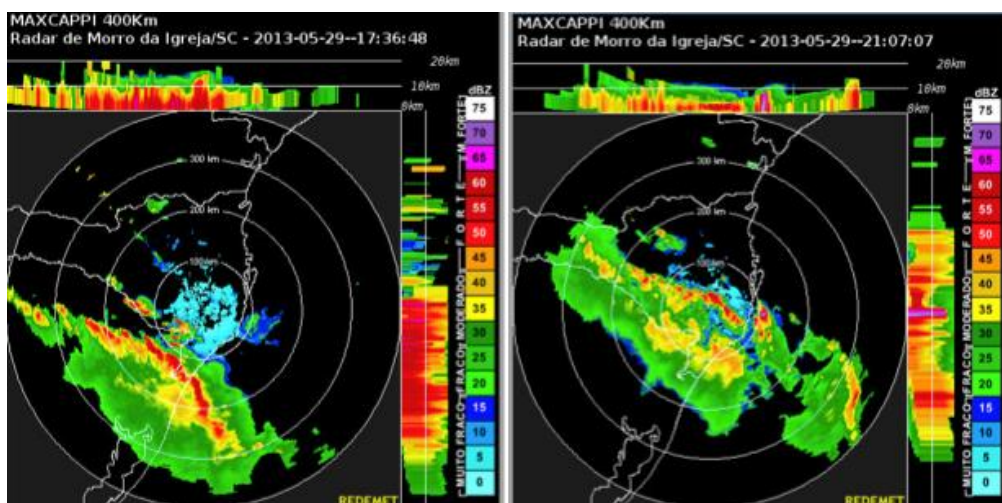
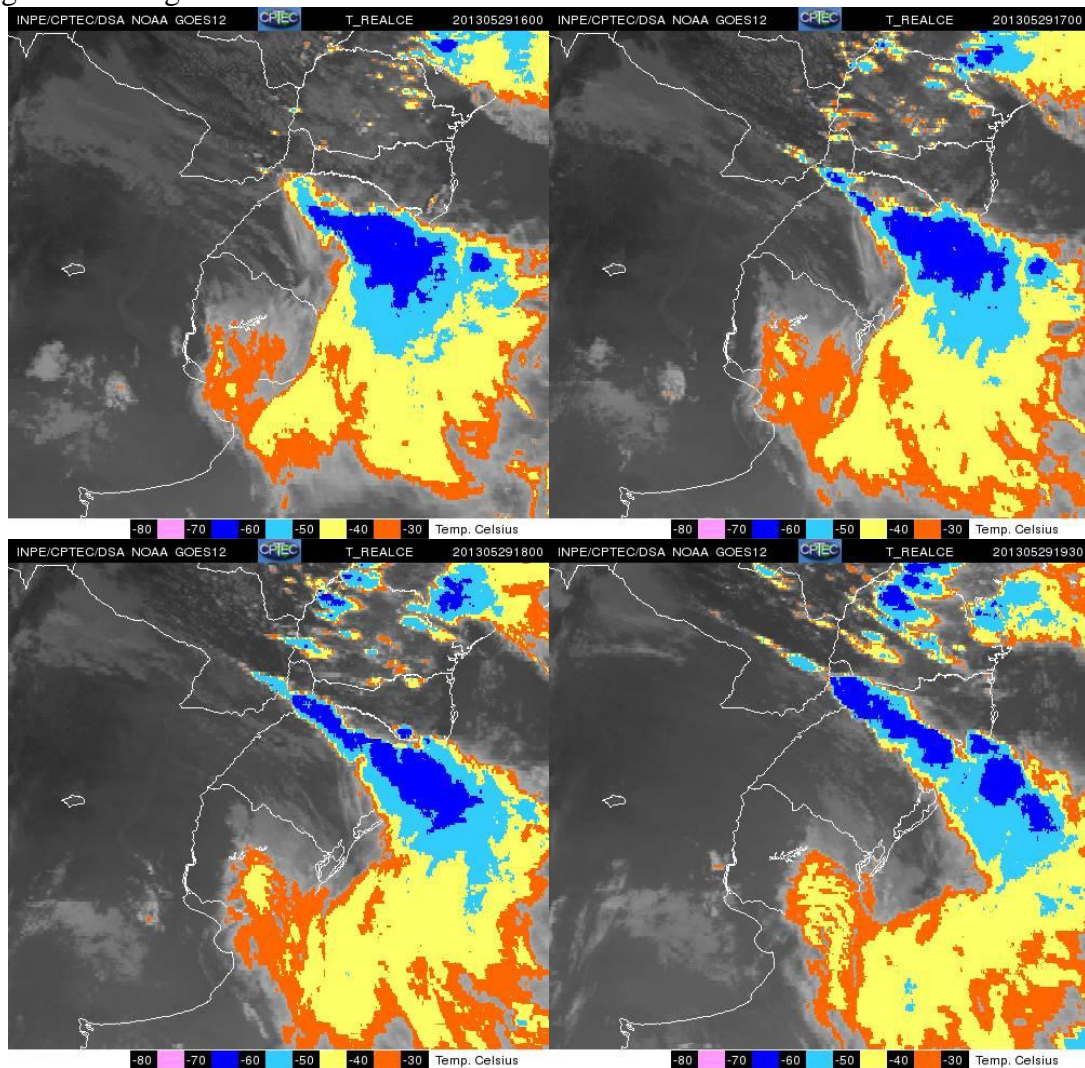


Figura 85. Imagem de satélite no canal infravermelho do caso do dia 29 de maio de 2013.

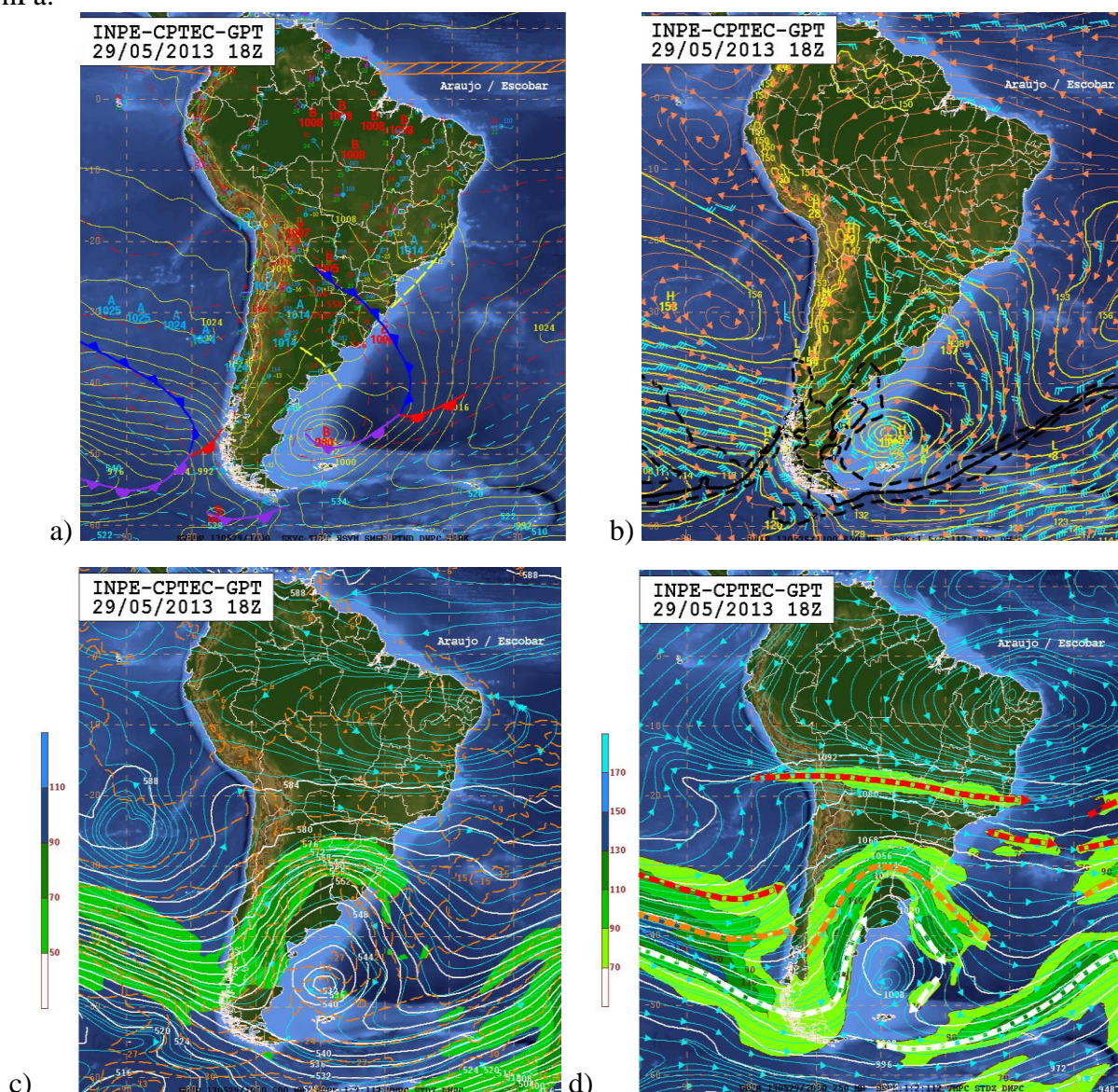


Fonte: CPTEC

Na Figura 86 é apresentada a análise sinótica do caso em estudo, percebe-se na carta de superfície (a) que a linha de instabilidade atuante sobre a região em análise está associada a uma frente fria com o centro de baixa pressão localizado sobre o Oceano Atlântico. Observa-se em baixos níveis a presença de um cavado, favorecendo a baroclinia do sistema e também um escoamento de nordeste evidenciando a atuação do jato de baixos níveis no fornecimento de umidade e energia ao sistema. Em altos níveis, 500 hPa (c) e 250 hPa (d) nota-se a presença do jato polar mais baroclínico na região correspondente ao sul de Santa Catarina.

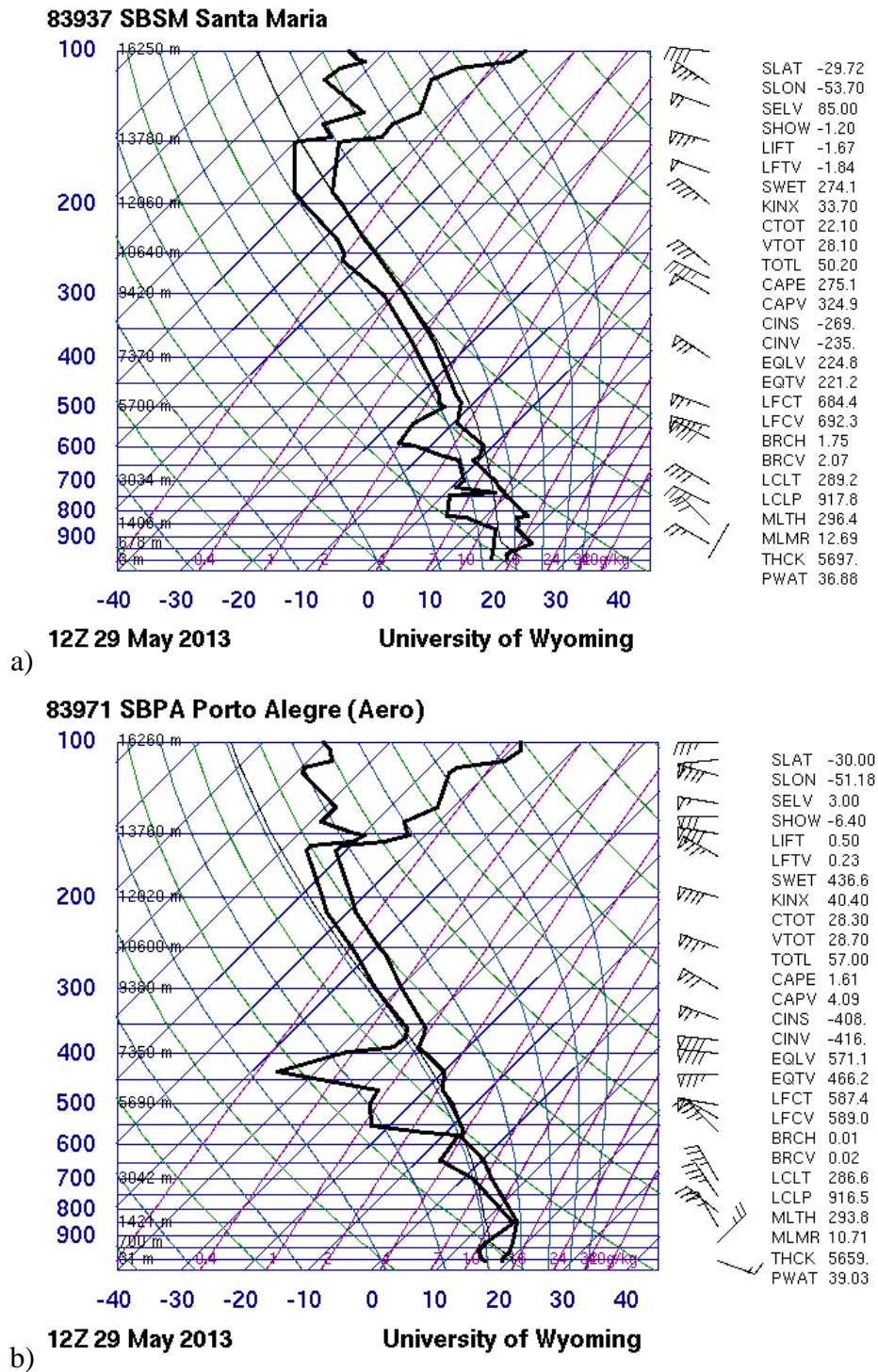
Na Figura 87 são exibidas as sondagens aerológicas as 12 Z do dia 29 de maio de 2013, percebe-se que a proximidade entre as linhas de temperatura e temperatura do ponto de orvalho mostram a presença de nuvens com profundo desenvolvimento vertical, indicando um ambiente instável na região, em Porto Alegre nota-se o entranhamento de uma massa de ar seco e frio em níveis médios o que propicia a formação de *downbursts*.

Figura 86. Análise dos campos sinóticos referentes ao caso ocorrido em 31 de maio de 2013. Em (a) está apresentada a carata de superfície, em (b) em 850 hPa, em (c) 500 hPa e em (d) 250 hPa.



Os dados obtidos no segundo estudo realizado, são apresentados na Tabela 6. Esse evento ocorreu no dia 29 de maio de 2013 e percebe-se que 50% dos valores obtidos (sublinhados com dupla linha) encontram-se acima do sugerido na literatura para caracterizar a ocorrência de *downburst*. Este caso apresentou menos expressividade nas observações, como por exemplo a variação de θ_e para os dois casos nos horários das sondagens do dia 29 de maio de 2013 às 12 Z e 30 de maio de 2013 às 00 Z estiveram bem a baixo do indicado para a ocorrência de *downbursts*, entretanto os dados registrados na estação do Morro da Igreja, em São Joaquim – SC e para a estação do Farol de Santa Marta – SC foram observados valores bastante próximo aos sugeridos pela literatura pra definir a ocorrência de *downbursts* e

Figura 87. Sondagens meteorológicas realizadas às 00 Z do dia 29 de maio de 2013 para Santa Maria (a) e Porto Alegre (b).



Fonte: Univeristy of Wyoming

rajadas de vento com velocidades superiores a 100 km/h. Em São José dos Ausentes - RS os valores obtidos também foram bastante expressivos, assim como em Santa Maria - RS. Os índices CAPE e CINE registrados em Porto Alegre às 12Z do dia 31 de maio de 2014 foram de 1,61 J/kg e 408 J/kg, respectivamente e para Santa Maria foram de 275,1 J/kg e 269 J/kg, respectivamente, bem a baixo do indicado para definir uma atmosfera instável.

Tabela 6: Dados obtidos no segundo estudo de múltiplos casos para o caso ocorrido no dia 29 de maio de 2013.

Local	Hora (UTC)	V_{max} (m/s)	V_{max}/V_{med} (%)	$T_{max} - T_{min}$ (K)	$P_{max} - P_{min}$ (hPa)	$\Gamma_{max} - \Gamma_{min}$ (g/kg)	$\theta_{e,max} - \theta_{e,min}$ (K)	$UR_{max} - UR_{min}$ (%)	Prec. (mm)	
RS	Canela	17:00	<u>16.9</u>	27%	<u>4.9</u>	3.5	3.40	<u>15.05</u>	11	<u>9.0</u>
	Cangucú	22:00	<u>20.7</u>	37%	4.7	2.9	2.48	<u>11.73</u>	2	<u>1.0</u>
	Uruguaiana	11:00	<u>21.5</u>	35%	3.2	<u>8.4</u>	1.71	<u>7.53</u>	8	<u>10.6</u>
	Rio Grande	16:00	<u>15.1</u>	56%	0.6	1.6	0.39	1.59	1	<u>8.2</u>
	Rio Pardo	15:00	<u>22.5</u>	24%	0.6	<u>4.1</u>	0.56	1.86	7	<u>5.8</u>
	Santa Maria	14:00	<u>25.4</u>	40%	4.5	<u>4.3</u>	3.27	<u>13.95</u>	11	<u>4.0</u>
	Tramandaí	17:00	<u>23.6</u>	20%	2.1	<u>4.8</u>	1.59	<u>6.33</u>	3	<u>12.6</u>
	São Gabriel	14:00	<u>18.5</u>	43%	1.9	<u>8.9</u>	1.81	<u>6.28</u>	8	<u>5.8</u>
	Torres	18:00	<u>15.3</u>	16%	1.8	2.7	1.53	<u>6.08</u>	4	<u>7.6</u>
	Vacaria	19:00	<u>17.4</u>	22%	2.5	0.9	0.51	<u>4.23</u>	19	<u>15.4</u>
	São José dos Ausentes	19:00	<u>22.9</u>	47%	<u>5.9</u>	1.5	<u>3.62</u>	<u>17.19</u>	13	<u>11.0</u>
	Porto Alegre	15:00	9.8	26%	0.6	<u>4.3</u>	0.47	1.57	1	<u>4.2</u>
	SC	Araranguá	19:00	<u>17.8</u>	14%	3.4	<u>4.7</u>	1.23	<u>6.83</u>	14
São José		23:00	<u>11.6</u>	31%	3.6	2.7	1.50	<u>8.01</u>	17	<u>6.4</u>
Urussanga		21:00	<u>14.5</u>	8%	4.1	1.7	2.04	<u>10.21</u>	28	<u>0.6</u>
Morro da Igreja		21:00	<u>30.6</u>	64%	4.3	1.7	2.93	<u>13.34</u>	5	<u>1.2</u>
Santa Marta		20:00	<u>31.7</u>	20%	4	1.9	0.80	<u>6.59</u>	10	<u>2.2</u>
São Joaquim		21:00	<u>18.5</u>	26%	0.7	1	0.41	1.86	7	<u>3.8</u>
Ituporanga		23:00	<u>10.2</u>	4%	4.5	1.9	1.73	<u>9.77</u>	30	<u>8.6</u>
Média		19.2	0.3	3.0	3.3	1.7	7.9	10.5	7.3	
Desvio Padrão		5.9	0.2	1.6	2.2	1.0	4.6	8.1	5.1	

5.3.3 Discussão

Os itens analisados no primeiro estudo de casos aqui apresentados revelam que a utilização dos índices de instabilidade de forma isolada não compreende uma estratégia eficiente para identificação de ambientes que podem dar origem à *downbursts*. Aconselha-se que para uma completa caracterização da instabilidade atmosférica sejam observados também outros índices meteorológicos.

O segundo estudo de casos, traz à conclusão de que os padrões das variáveis observadas podem indicar a formação de *downbursts* nos casos de tempo severo analisados. Em ambos estudos de casos observou-se que a instabilidade atmosférica que deu origem às linhas de instabilidade na Região Sul do país estava associada ao avanço de frentes frias. Porém, como já comentado, elas não ocorrem somente nessa região e ressalta-se que outros sistemas atuantes no Brasil podem gerar tempo severo em que se observa a formação de *downbursts* como citado no Capítulo 4.

Neste estudo verificou-se a necessidade de uma completa caracterização da ocorrência de *downbursts* em território brasileiro, de maneira a contribuir com essa lacuna do conhecimento. Por consequência, o estudo da simulação de *downbursts* e os efeitos que as rajadas de vento e turbulência gerados possuem sobre edificações, vegetação, pessoas e estruturas em geral justifica-se no momento que se verifica o risco eminente frente a esse fenômeno meteorológico.

Desta forma, no próximo capítulo será feita uma revisão de literatura que aborta os principais estudos desta área, visando servir como um embasamento teórico para pesquisas futuras.

Na Figura 88 foi desenvolvida uma análise preliminar da espacialização da ocorrência de *downbursts* no Brasil, desta forma, foram observados *downbursts* nos locais indicados em vermelho.

Figura 88. Casos de *downbursts* observados no Brasil. As áreas em vermelho representam casos observados na literatura e áreas em roxo indicam casos sugeridos por esse trabalho.



6. SIMULAÇÃO DE *DOWNBURSTS*

No que diz respeito ao escopo de estudo da engenharia estrutural, há o especial interesse na caracterização dos valores máximos ou mínimos de séries aleatórias de ventos, objetivando estabelecer critérios a serem adotados em projeto de estruturas. A literatura evidencia que a distribuição de velocidades máximas de vento respeita um padrão Tipo I ou *Gumbel* (PONTE JUNIOR, 2005). Santos e Viegas (1988) *apud* Ponte Junior (2005) investigaram o melhor ajuste de uma série de dados de vento e temperatura obtidos a partir de estações meteorológicas localizadas na Região Centro - Sul do Brasil e concluíram que as séries de velocidades máximas se ajustavam melhor ao modelo tipo I e as pressões dinâmicas a uma distribuição do tipo II. Santos (1989) também concluiu que a temperatura do ar pode ser considerada uma variável independente da velocidade do vento e que existem diferenças significativas entre as distribuições de probabilidade de temperatura do ar associadas a ventos extremos provenientes de eventos EPS e TS.

Esses estudos são alguns indicativos da importância em se considerar séries mistas nos problemas de previsão de velocidades do vento. Ponte e Junior (2005) sugere que cada região em estudo tenha um modelo próprio, que levaria em consideração as características climáticas que influenciam fenômenos meteorológicos formadores de ventos fortes.

No que diz respeito a modelos que buscam caracterizar a formação, os danos gerados e a descrição de campos de velocidade para diversos tipos de fenômenos meteorológicos, em Ponte Junior (2005) são apresentados exemplos de modelos para simulação de fenômenos meteorológicos específicos, conforme expostos na Tabela 7. No próximo tópico serão abordados aqueles fenômenos desenvolvidos especialmente para escoamento descendente que dá origem a *downbursts*.

Tabela 7. Principais modelos desenvolvidos para simulação de fenômenos meteorológicos específicos conforme Ponte e Junior (2005)

Modelos	Fenômeno Meteorológico Simulado
Hertel e Johnson (2000), Fovell e Ogura (1998)	Linhas de Instabilidade
Chen (1995), Lui e Moncrieff (1996), Shapiro (1992)	Tesouras de Vento
Fujita (1981), Hart e Wiggins Co. (1982), Abbey (1975), Mc Donald e Fujita (2001)	Tornados
IAEA (1984)	Ciclones Tropicais

Fonte: Ponte e Junior (2005)

6.1 Modelos para simulação de *downbursts*

Chen e Lechford (2004) destacam que há basicamente duas alternativas para se simular o fenômeno, por meio de um modelo de vórtice anular, em inglês *vortex ring model* conforme proposto por Caracena *et al.* (1989), ou por meio do modelo do jato sobre uma superfície plana, em inglês *wall jet*, conforme proposto por Fujita (1985) *apud* Wilson e Wakimoto (2001) e mais tarde demonstrado de maneira mais detalhada por Hjelmfelt (1988). De uma forma geral o modelo do jato sobre uma superfície plana é amplamente aplicado, pois simula o fenômeno meteorológico dentro de todos os aspectos de sua estrutura.

O desenvolvimento de pesquisas nessa área levou ao acréscimo de outras variáveis tais como o vento de fundo, gerado pelo deslocamento da tempestade, o decaimento da velocidade de vento ao longo do fenômeno, a turbulência, efeitos devido presença de uma fonte fria, entre outros. De uma maneira geral, um *downburst* é considerado simétrico ao eixo Z (axissimétrico) e pode ter sua velocidade V descrita em termos de suas componentes verticais V_t e radiais V_r .

Damasceno Neto (2012) considera que ao se levar em conta a ação de um *downburst* em estruturas altas, como torres e edificações, a componente horizontal V_r é mais relevante nesse tipo de análise. Entretanto, ao se considerar estruturas leves, tais como linhas de transmissão e coberturas, a componente V_z , ou seja, ventos gerados a partir do olho do *downburst*, são mais relevantes.

Entre os modelos de *downbursts* existentes na literatura os mesmos podem ser subdivididos em modelos físicos ou numéricos. Os modelos numéricos possuem uma maior aplicabilidade uma vez que não exigem uma estrutura específica para sua aplicação. Os métodos físicos, por sua vez, simulam o escoamento real, levando em consideração características dos escoamentos específicas que não são corretamente simuladas por métodos numéricos. Assim os coeficientes de pressões gerados tendem a ser mais condizentes com a realidade. No momento de escolher um método para simular um fenômeno físico deve-se estar ciente dessas questões.

A seguir serão apresentadas as principais características e as diferenças entre si dos modelos numéricos e físicos de *downbursts* encontrados na literatura.

6.1.1 Métodos numéricos de simulação de *downbursts*

Como citado anteriormente, os primeiros estudos que abordaram o escoamento de um jato sobre uma superfície plana começaram a ser desenvolvidos na década de 50, dando origem a expressão em inglês, *Wall Jet*. Desde então diversos modelos foram desenvolvidos a fim de caracterizar o escoamento gerado por um *downburst* de forma numérica.

O modelo de Zhu e Etkin (1993) *apud* Ponte Júnior (2005) é um modelo estacionário que foi desenvolvido especialmente para o aprimoramento de procedimentos de aterrissagem e decolagem. Foi motivado por estatísticas apresentados pelo Andrews Air Force (AAF) – USA em 1977, as quais revelam um grande número de acidentes aéreos ligados a tormentas elétricas. O modelo foi denominado pelos autores como um tipo de fenômeno de dupla folha tridimensional (*three-dimensional doublet-sheet model*) e considerou o ar como um fluido ideal - incompressível e não viscoso, não foram consideradas variações de temperatura e efeitos hidrostáticos, mas foi considerado fluxo irrotacional, satisfazendo as seguintes condições:

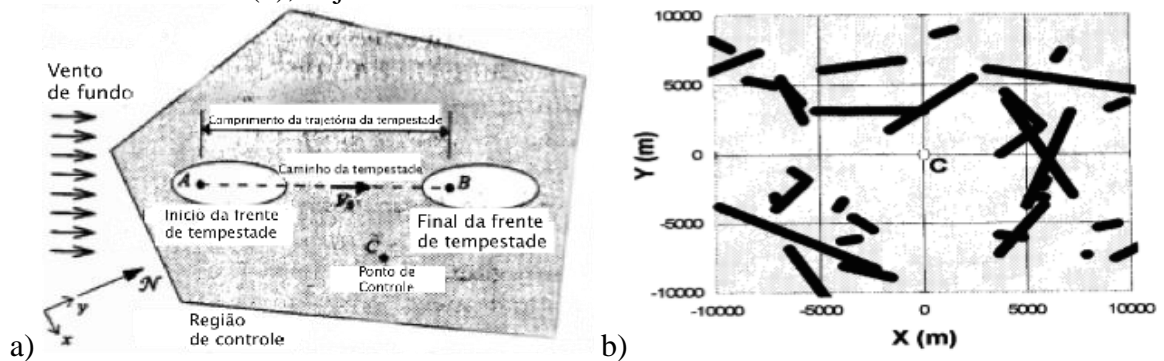
- O vetor velocidade do modelo deve estar em função da posição em um campo tridimensional.
- Deve fornecer pelo modelo os gradientes de velocidades verticais, horizontais e laterais do vento.
- Deve necessariamente ser gerado um campo de fluxo de ar descendente que deve estar baseado na distribuição de velocidades e intensidade da tormenta.

Os autores validaram o modelo a partir das observações das curvas de velocidades obtidas e observações de *downbursts* daquela época.

Riera e Rocha (1998) *apud* Ponte Junior (2005) buscaram caracterizar seu modelo por meio da consideração das características das tormentas em dadas regiões, visando o estabelecimento de velocidades máximas de vento em pontos de controle. Neste modelo foram consideradas simplificações do modelo de Zhu e Etkin (1985), tais como a consideração da propriedade assimétrica do campo de velocidade de um vento TS (V_w) que depende da posição do ponto de controle em relação à posição instantânea do foco da tormenta. Os autores estabeleceram curvas que ajustam uma distribuição de Rayleigh aos resultados da integração numérica das expressões do campo de velocidade, criando diferentes expressões para resultados da relação existente entre o diâmetro da área da tormenta (D_s) e a altura existente entre a superfície do solo até o ponto fonte da tormenta (H_s).

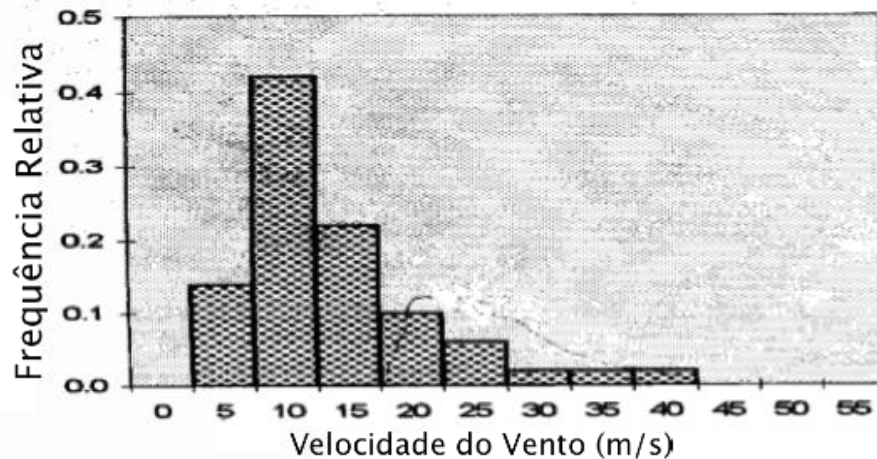
A Figura 89 retirada do texto de Ponte Junior (2005) mostra um campo idealizado do trajeto de tormentas formadoras de *downbursts* (a) e os resultados calculados (b). Objetivou-se calcular o vetor velocidade no ponto C. Esse ponto foi tomado como origem de um sistema local de referência e foram realizadas simulações de tormentas elétricas numa região de controle, obtendo-se obteve-se um histograma de máximos anuais a serem comparadas com observações em estações meteorológicas e constatou-se a compatibilidade entre os dados, conforme observa-se na Figura 90 em que se analisa a relação entre a frequência relativa dos ventos máximos gerados e a velocidade máxima observada durante a tormenta.

Figura 89. Campo idealizado do trajeto de tormentas formadoras de *downbursts* (a) e os resultados observados (b), objetivou-se calcular o vetor velocidade no Ponto C.



Fonte: Adaptado de Ponte Junior (2005).

Figura 90. Relação entre a frequência relativa dos ventos máximos gerados e a velocidade máxima observada durante a tempestade.



Fonte: Adaptado de Ponte Junior (2005).

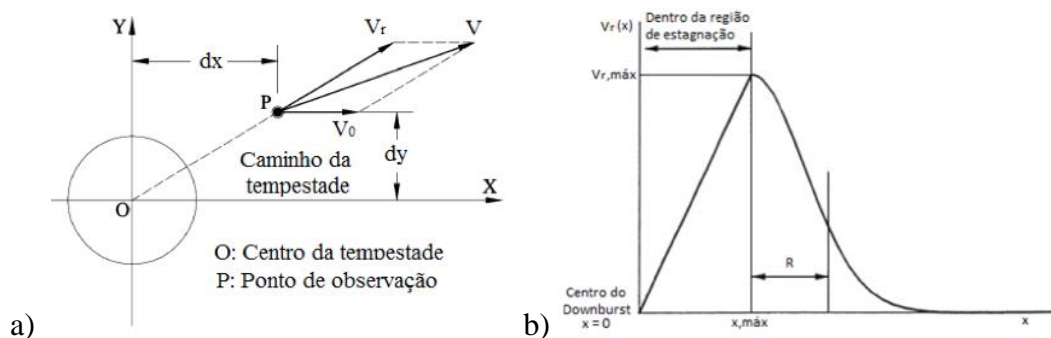
Osegura e Bowles (1988) *apud* Ponte Junior (2005) aplicaram a equação da continuidade de massa para o desenvolvimento de um modelo de downburst axissimétrico, em coordenadas cilíndricas o ponto de estagnação no eixo da base da coluna descendente. Não foram consideradas momentos externos atuando sobre o fluido incompressível e os efeitos de viscosidade foram explicitamente parametrizados. Os perfis de velocidade para este modelo foram baseados no modelo numérico *Terminal Area Simulation System* (TASS) o qual é baseado no projeto JAWS.

Victory (1992) *apud* Qu e Ji (2009) modificaram o fator de forma do modelo de Osegura e Bowles (1988) melhorando a precisão para a caracterização do perfil vertical de velocidade de vento radial de um *downburst*. Após essa contribuição esse modelo passou a ser identificado como o modelo de Osegura e Bowles/Victory (OBV) (DAMASCENO NETO, 2012).

Por meio de experimentos realizados em um túnel de vento Wood e Knok (1998) *apud* Damasceno Neto (2012) desenvolveram uma expressão empírica para o perfil de velocidade de vento radial gerado por um downburst. Essa expressão foi apresentada em função da altura acima do solo de geração do escoamento (z), da velocidade radial em função de z (V_r), da máxima velocidade radial ($V_{r,max}$) e uma função erro.

Devido aos frequentes registros de *downbursts* identificados por estações meteorológicas na Austrália, e à associação desses fenômenos a falhas de torres de linhas de alta tensão no leste daquele país, Holmes e Oliver (2000) desenvolveram um modelo numérico empírico em movimento baseado em observações de *downbursts*, conforme o esboço apresentado na Figura 91.a. Este modelo buscou descrever especialmente a velocidade e a direção radial do vento, por meio da soma vetorial entre um vento ambiente (de translação) e do vento radial proveniente do escoamento descendente, como se verifica por meio da observação da Figura 91.b. Os autores estimaram que a velocidade radial do vento (V_r), aumenta quase que linearmente com a distância radial a partir do ponto central da tormenta, denominado de ponto de estagnação, até o ponto da velocidade máxima do vento ($V_{r,máx}$), a partir de então a velocidade é descrita por meio de uma função exponencial decrescente.

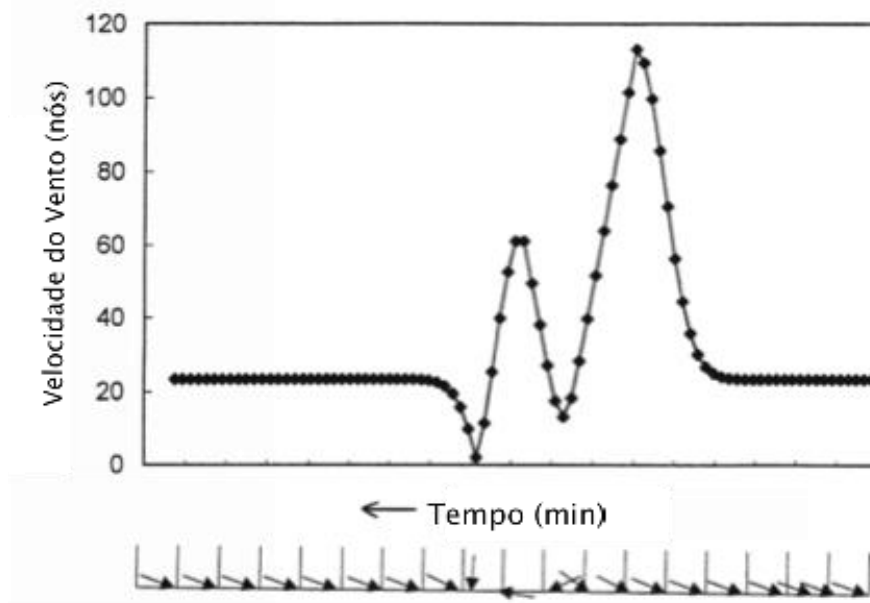
Figura 91. Esboço do modelo proposto por Holmes e Oliver (2000) (a) e perfil de velocidade máxima gerado pelo modelo (b).



Fonte: Adaptado de Ponte Junior (2012)

Os autores também descreveram a velocidade do modelo em função do tempo. Os resultados obtidos são exibidos na Figura 92 e foram comparados e validados com os registros do *downburst* registrado na Base da Força Aérea de Andrews, EUA, apresentado na Figura 50.

Figura 92. Resultados obtidos por Holmes e Oliver (2000).



Holmes e Oliver (2000)

Chen (2005) propôs um modelo para caracterizar e simular campos de ventos provenientes de *downbursts* denominado de *Nonparametric Deterministic-stochastic hybrid* (NDESH) e foram utilizadas dados de dois eventos de ocorrência de *downbursts* para validação do modelo. Chen e Letchford (2007) desenvolveram um modelo numérico empírico para campos de ventos provenientes de *downbursts* baseados no modelo NDESH. Os autores buscaram caracterizar e simular histórias de velocidade radial de vento correlacionada não estacionária.

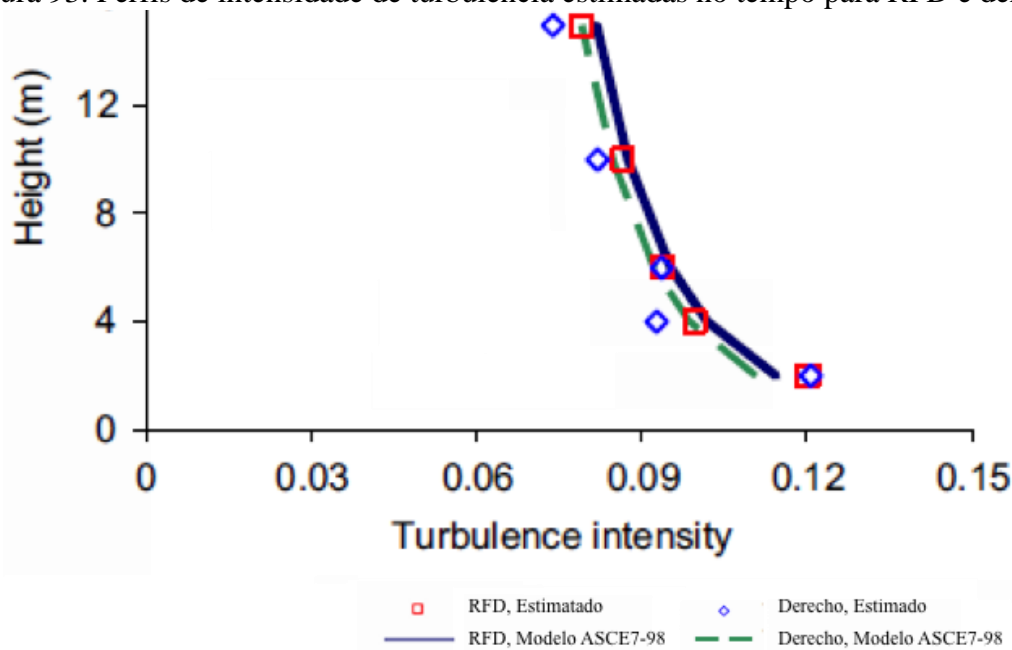
Os autores propuseram separar o sinal em duas parcelas, uma determinística que busca representar a velocidade média do escoamento ao longo do tempo $\bar{V}(z)$ e outra flutuante, induzida pela turbulência $\tilde{V}(z, t)$ que é tratada como um processo aleatório não estacionário, conforme visualiza-se de (15), onde $V(z, t)$ é a velocidade radial do vento a uma altura z e num instante de tempo (t).

$$V(z, t) = \bar{V}(z) + \tilde{V}(z, t) \quad (15)$$

Chen e Letchford (2007) observaram que $\tilde{V}(z, t)$ possui um desvio padrão ($\tilde{\sigma}$) aproximadamente proporcional à velocidade média por um fator de 0,1 e os mesmos autores verificaram que o modelo empírico para variação da altura da intensidade de turbulência de vento da camada limite, conforme proposto pela ASCE7-98 também é aplicável para o caso dos *downbursts*, conforme se visualiza por meio da Figura 93 em que são apresentadas as densidades de turbulência médias estimadas no tempo para um *Rear Flank Downdraft* (RFD)

e um derecho. Os perfis de velocidade gerados também apresentaram ajustados ao que foi proposto por Wood e Knok (1998) *apud* Damasceno Neto (2012).

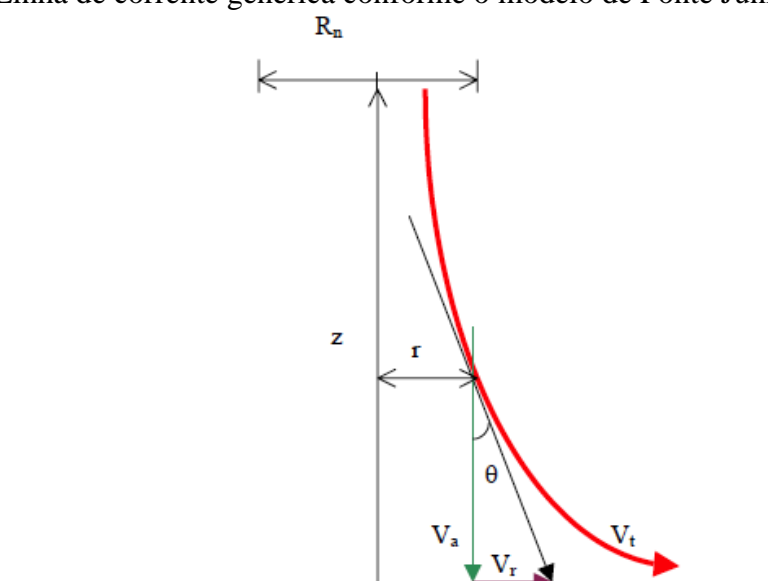
Figura 93. Perfis de intensidade de turbulência estimadas no tempo para RFD e derecho.



Fonte: Adaptado de Chen e Letchford (2007)

Ponte Junior (2005) desenvolveu um modelo numérico cujo objetivo é descrever o campo de velocidade de ventos oriundos das tempestades severas. O autor partiu da equação de Bernoulli, admitiu que o ar era incompressível e não viscoso e que a densidade e a gravidade eram constantes. O autor considerou que as linhas de corrente do fluxo se desenvolviam de forma axissimétrica em relação ao eixo central da nuvem. Conforme observa-se na Figura 94, para uma linha de corrente qualquer, a derivada de z fornece o ângulo em relação ao eixo r , em um ponto qualquer representado pela altura z e pela distância radial desde o centro da nuvem até o ponto analisado, obtém-se a velocidade axial do jato (V_a) e a velocidade radial do jato (V_r);

Figura 94. Linha de corrente genérica conforme o modelo de Ponte Junior (2005).



Fonte: Ponte Junior (2005)

Os resultados obtidos por Ponte Junior (2005) são comparados com os modelos de Osegura e Bowles, Victory e Wood e Kwok, por meio da utilização dos parâmetros adotados por Chen e Letchford (2004), os quais são apresentados na Tabela 8. As análises obtidas para os valores de velocidade média do vento pelo autor são apresentadas juntamente com as análises de Chen e Letchford (2004) na Figura 95, para diferentes distâncias radiais ($r = 100 \text{ m}$, $r = 200 \text{ m}$ e $r = 1211 \text{ m}$). O modelo desenvolvido por Ponte Junior (2005) indica que para baixas altitudes os resultados apresentaram-se bastante afastados dos outros modelos, porém o autor aponta que esse fato pode estar relacionado a adoção da hipótese adotada de fluido sem viscosidade.

Tabela 8. Parâmetros considerados por Ponte Junior (2005) na validação do eu modelo em relação a outros modelos.

Parâmetros	Osegura e Bowles	Victory	Wood e Know
$r \text{ (m)}$	1121		
$R \text{ (m)}$	1000		
$Z^* \text{ (m)}$	200		
$\varepsilon \text{ (m)}$	30		
$\lambda \text{ (1/s)}$	0.414		
$V_{r,\text{mas}} \text{ (m/s)}$	80	80	80
$Z_{\text{max}} \text{ (m/s)}$	65	67	73
$\delta \text{ (m)}$			400

Fonte: Adaptado de Ponte Junior (2005)

Onde:

r é a distância do centro da nuvem ao ponto de interesse.

R é a escala de comprimento radial.

Z^* é a altura característica fora da camada limite.

ε é a altura característica dentro da camada limite.

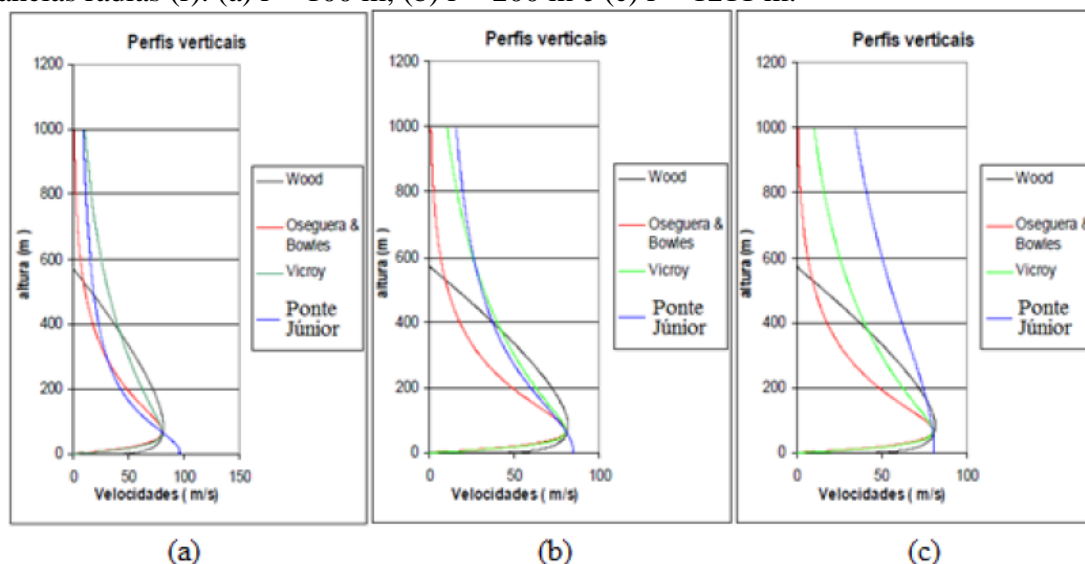
λ fator de escala.

$V_{r,max}$ é a velocidade radial máxima.

Z_{max} é a altura em que ocorre a velocidade radial máxima.

Δ é altura onde V_r é metade da $V_{r,max}$.

Figura 95 – Comparação entre os perfis verticais de velocidade média do vento para diferentes distâncias radiais (r). (a) $r = 100$ m, (b) $r = 200$ m e (c) $r = 1211$ m.



Fonte: Adaptado de Ponte Junior (2005)

Conforme já discutido, as correntes descendentes de ar que dão origem a um *downburst* surgem devido a um processo termodinâmico denominado resfriamento evaporativo ou por sublimação, ou seja, ocorre a extração de calor do ar saturado dentro das nuvens por meio do entranhamento de ar seco em médias altitudes, gerando um ar extremamente resfriado e denso. Há uma tendência no que diz respeito à simulação numérica de *downbursts* em se considerar como fonte geradora da corrente descendente uma fonte de ar resfriado, um método denominado em inglês como *cooling source approach*. Desta forma, enquanto esta metodologia considera uma contínua perturbação na densidade de um fluido, o método *Impinging Jet*, gera uma aplicação instantânea de momento por meio de um jato. Anderson *et al.* (1992) protagonizou esses estudos por meio da implementação de um modelo numérico que reproduzia o efeito da evaporação da precipitação. Orf *et al.* (1998) desenvolveram um estudo baseado no modelo de

Anderson *et al.* (1992) denominado de Wisconsin Model Engine (WME) e nele foi simulado o resfriamento microfísico desenvolvido dentro da nuvem que dá origem ao escoamento descendente. Esse modelo é tridimensional, quase compressivo, seco e hidrostático.

Mason *et al.* (2009) investigaram principalmente a função dos efeitos do formato e da intensidade da região de resfriamento que dá origem ao escoamento do *downburst*, os estudos desenvolvidos mostraram que o pico de intensidade de resfriamento e a distribuição temporal da fonte de resfriamento são termos que não possuem significantes efeitos na normalização dos parâmetros do escoamento, entretanto, a distribuição espacial da fonte de resfriamento e a altura de derretimento do sistema possuem importante influência nesse aspecto.

Verneire *et al.* (2011) realizaram uma importante contribuição por meio de um trabalho em que os autores buscaram comparar os resultados obtidos por meio da simulação numérica de um jato sobre uma placa plana pelo método *Impinging Jet*, com uma simulação numérica de uma fonte resfriada de ar dirigida contra uma placa plana - *Cooling Source Model*. Ressaltando-se que o primeiro método não é capaz de capturar os efeitos de flutuabilidade que são considerados no segundo método. Segundo Verneire *et al.* (2011) foi observada a formação de vórtices secundários e terciários no modelo do *Impinging Jet* devido ao forte cisalhamento gerado por essa técnica, mas nos modelos desenvolvidos baseados no método da fonte resfriada, não houve a observação desses vórtices secundários, apenas juntamente à região fronteira de dissipação são observados pequenos vórtices secundários. Verneire *et al.* (2011) puderam observar que os modelos baseados no método *Impinging Jet* preveem uma dissipação mais rápida do fenômeno, além disso, em simulações com superfícies de rugosidade superior (z_0) a 0.001m, nenhuma das simulações de *Impinging Jet* representam corretamente o aspecto do vórtice, a altura em escala do vórtice nem a localização vertical e horizontal da velocidade máxima.

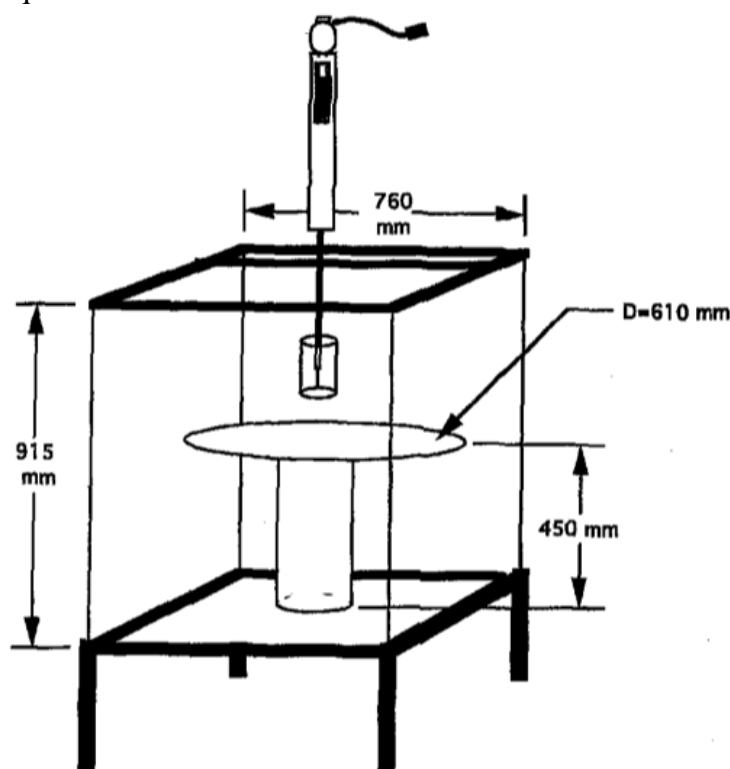
6.1.2. Métodos físicos de simulação de *downbursts*

Fujita (1985) *apud* Caracena *et al.* (1989) descreve como o principal método para simular um escoamento de *downbursts* é o estabelecimento de um fluxo estacionário sobre uma placa plana, denominado em inglês como *impinging jet*, ou *wall jet*. Este termo foi introduzido por Bakke (1957) que definiu o *impinging jet* como um jato livre que colide numa parede sobre um determinado ângulo e espalha-se de forma anular influenciando também no perfil vertical de velocidades do escoamento horizontal. Neste modelo proposto não são considerados efeitos de flutuabilidade e efeitos nas mudanças de pressão, porém, este método é continuamente

reforçado por meio do escoamento descendente localizado no centro do rotor, desta forma a intensidade do jato define o tamanho do vórtice gerado.

No processo de simulação física de *downbursts* também é possível experimentar a sobreposição entre fluidos aquosos de diferentes densidades por meio do lançamento de um mais denso como água salgada ou glicerina, sobre outro menos denso, tal como água pura. Lundgren *et al.* (1992) e Alayari e Longmire (1994) realizaram esse tipo de experimentos físicos por meio do estabelecimento de um escoamento acelerado somente pela gravidade. Um esquema da instalação experimental é apresentado na Figura 96. Eles também desenvolveram o modelo numericamente e foi observado o desenvolvimento de um escoamento semelhante ao de um *downburst* sobre uma placa plana por meio de dados foram obtidos através do uso de um velocímetro de imagem de partículas (PIV).

Figura 96. Modelo físico que simula um *downburst* por meio da diferença de densidade entre fluidos no estado líquido.

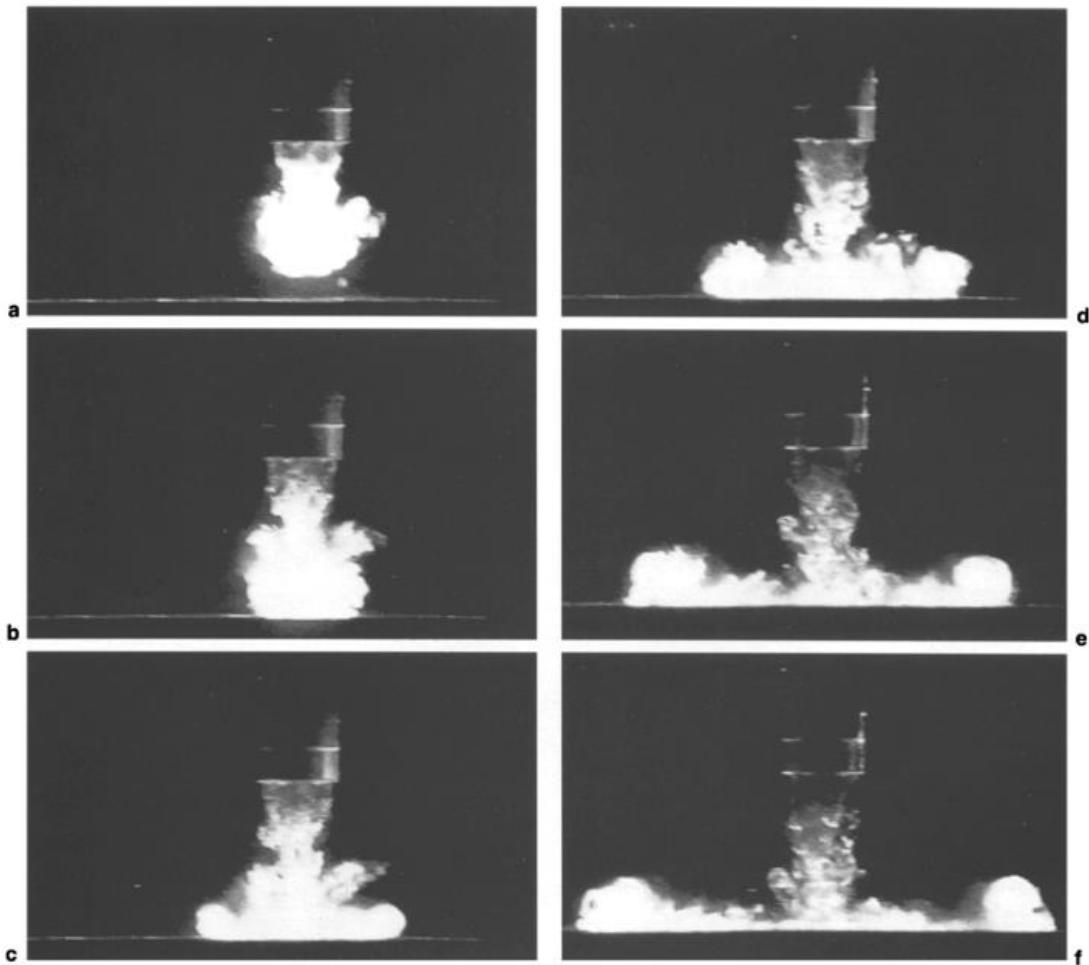


Fonte: Adaptado de Alayari e Longmire (1994)

Yao e Lundgren (1996) apresentaram outro modelo experimental em que uma parcela cilíndrica de água com alta concentração de cloreto de sódio, ou seja, com sua densidade aumentada, foi lançada sobre um ambiente com água normal pura. Esta parcela foi projetada sobre uma superfície plana e espalhou-se horizontalmente de forma similar a de um *downburst*,

influenciado por forças de flutuabilidade. A Figura 97 apresenta 6 tomadas fotográficas do escoamento estabelecido em (a) 5,23 s; (b) 6,30 s; (c) 8,30 s; (d) 10,29 s; (e) 16,63 s e (f) 21,47 s. Observa-se que a água salgada tingida desenvolve um vórtice anular completo associado à bolhas devido ao processo de turbulência gerado na borda da região fronteira, o que resulta no entranhamento entre os fluidos de diferentes densidades.

Figura 97. Tomadas de um modelo físico de *downburst* que considera fluidos de diferentes densidades sobrepostos. (a) 5,23 s; (b) 6,30 s; (c) 8,30 s; (d) 10,29 s; (e) 16,63 s e (f) 21,47 s.



Fonte: Yao e Lundgren (1996)

Yao e Lundgren (1996) também desenvolveram uma representação desse processo de entranhamento do vórtice gerado a partir do escoamento, por meio da Figura 98.a observa-se que há uma circulação com um sentido predominante, logo após tocar no solo, começam a surgir pequenos vórtices que circulam em sentido contrário e por meio de um processo convectivo frontal definem o primeiro vórtice. Na Figura 98.b observa-se que a estrutura frontal do vórtice começa a definir um padrão turbulento próximo ao solo e passa a ganhar tamanho e

em (c) observasse o vórtice completamente desenvolvido e com uma parcela levemente descolada do solo.

Figura 98. Representação do processo de entranhamento do vórtice gerado a partir do escoamento que considera fluidos no estado líquido de diferentes densidades.



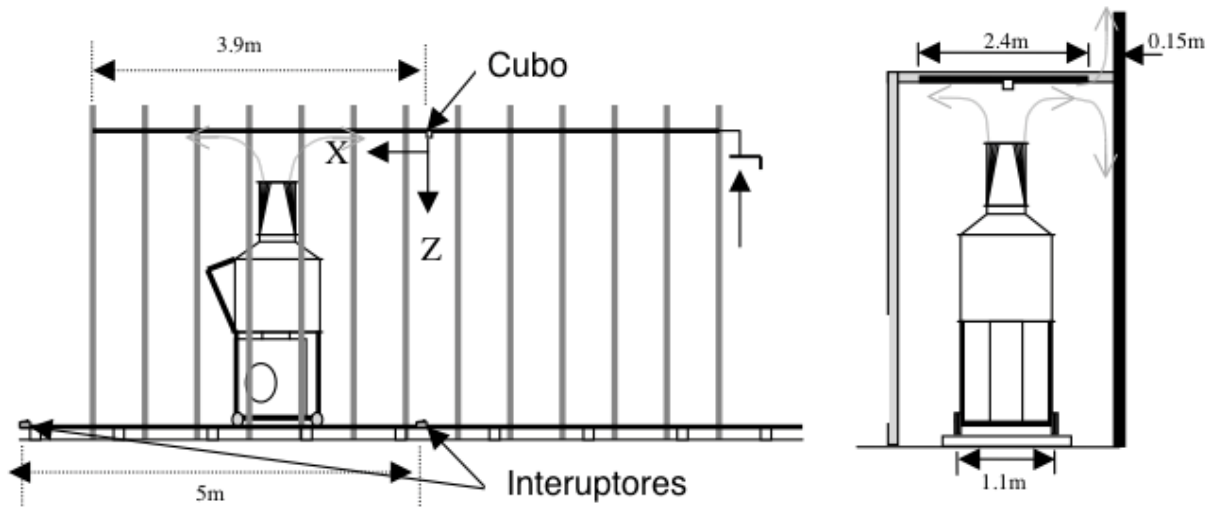
Fonte: Yao e Lundgren (1996)

Apesar dos resultados observados no experimento que considera a diferença de densidade entre fluidos líquidos estarem de acordo com o observado na natureza, Lechford *et al.* (2012) ressalta que a escala considerada é de aproximadamente 1:25000, tornando impraticável o uso destes estudos no escoamento sobre edificações, desta forma os estudos atualmente dão preferência ao experimento do jato sobre uma superfície plana.

Os primeiros experimentos nessa área foram conduzidos por Bakke (1957) e buscaram somente reproduzir o fenômeno físico caracterizando assim o desenvolvimento da espessura do vórtice em superfície e a redução da velocidade com o raio e a altura. Mais tarde, Proctor (1988) analisou os resultados obtidos por Bakke (1957) com dados observados de um caso de *downbursts* e obteve boa relação entre os estudos. Holmes (1992) *apud* Letchford *et al.* (2012) desenvolveram novos estudos com o experimento do *wall jet* considerando o escoamento sobre taludes com diversas declividades e comparou os dados obtidos com casos observados na natureza. Ele verificou que em diferentes raios gerados por um *downburst*, aqueles que ocorrem sobre a crista de um talude apresentam maiores velocidades que aqueles que ocorrem sobre o pé da montanha. Cassar (1992) *apud* Letchford *et al.* (2012) realizou um experimento em que foram analisados os efeitos do escoamento sobre um cubo.

Letchford e Chay (2002) destacam que a maior parte dos trabalhos experimentais desenvolvidos consideram que o jato é estacionário, entretanto, os autores desenvolveram um jato conforme apresentado na Figura 99 que apresenta translação, em que o sistema é movimentado sobre trilhos e impulsiona um jato sobre a superfície acima conforme o desenho. Os autores encontraram que *downbursts* que apresentam movimento translacional geram coeficientes de pressão e sucção e turbulência maiores que os observados em *downbursts* estacionários.

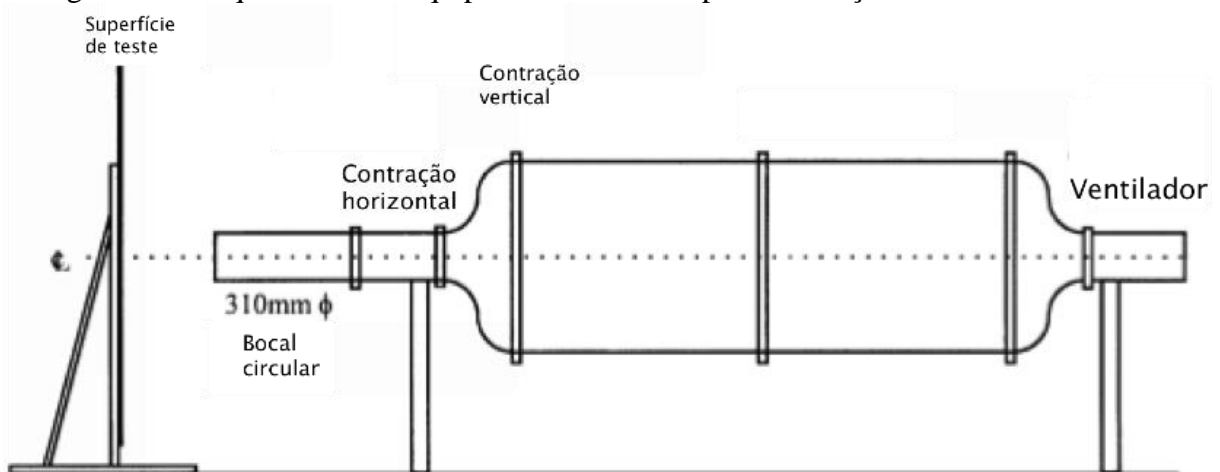
Figura 99. Sistema de simulação física de um *downburst* com translação.



Fonte: Adaptado de Letchford e Chay (2002)

Wood *et al.* (2001) realizaram uma simulação física de um escoamento sobre uma placa plana, conforme exposto por meio do equipamento exposto na Figura 100. O principal foco do experimento foi identificar o desenvolvimento do perfil gerado por um *downburst* num talude de declive de 0.5 %. Foi considerado um *downburst* axissimétrico e a validação do modelo foi feita por meio da comparação com modelos numéricos e dados obtidos em escala real. Os autores observaram que o completo desenvolvimento do perfil nesse caso, ou seja, o momento de registro da máxima velocidade de vento, ocorria a uma distância de 1.5 vezes o diâmetro da corrente descendente a partir do eixo de simetria.

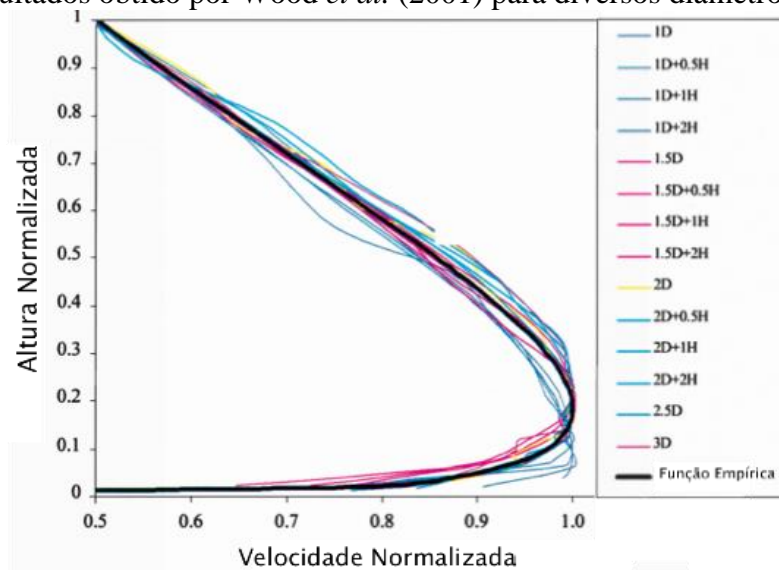
Figura 100. Esquema de um equipamento utilizado para simulação física de *downbursts*.



Fonte: Adaptado de Wood *et al.* (2001)

Os perfis de velocidade de vento obtidos por Wood *et al.* (2001) para diversos diâmetros de medição são mostrados na Figura 101. Nesse artigo, os autores discutem a aplicabilidade dos dados observacionais de *downbursts* para fins relacionados à engenharia civil. Segundo eles, as principais medidas observadas foram tomadas especialmente para fins aeronáuticos e o perfil de vento obtido bem próximo ao solo pode não representar realmente a realidade. Dessa forma, eles sugerem que resultados experimentais podem ser mais condizentes com a realidade do que os observacionais, enquanto não são realizados estudos mais precisos para esse fim.

Figura 101. Resultados obtido por Wood *et al.* (2001) para diversos diâmetros de medição.



Fonte: Adaptado de Wood *et al.* (2001)

A utilização de modelos físicos exige que sejam desenvolvidas instalações e aparelhagens específicas para esse fim, o que pode encarecer o processo frente à utilização de modelos numéricos, contudo, Sarkar e Haan (2002) enfatizam que a simulação física de ventos, seja para aqueles gerados por sistemas EPS ou TS, é a melhor ferramenta para o estudo desses fenômenos em estruturas, uma vez que nesse método são consideradas simplificações que acabam sendo inerentes ao processo de modelagem numérica dos fenômenos naturais e para resultados mais precisos a modelagem física do vento é mais recomendada.

7. CONCLUSÕES

Os estudos da dinâmica da atmosfera terrestre são relativamente recentes e só passaram a ser melhor compreendidos devido ao advento da tecnologia que possibilitou o desenvolvimento de técnicas de obtenção de dados cada vez mais avançados e o aprimoramento da modelagem numérica atmosférica com resoluções cada vez menores gerando prognósticos meteorológicos sempre mais acurados.

Essa necessidade da compreensão da atmosfera evidencia a ciência do ser humano em relação à fragilidade da sociedade frente aos fenômenos meteorológicos extremos, os quais conforme se verificou neste trabalho, estão cada vez mais frequentes em todos os locais do mundo e entre todos os tipos de calamidades naturais observadas, as tempestades convectivas severas são as que geram maiores transtornos.

Além das enchentes, deslizamentos e granizo, os ventos intensos gerados a partir de sistemas EPS ou TS são fenômenos que atingem diversos setores da sociedade e atualmente compõem um importante foco dentro do campo da engenharia do vento que procura analisar os efeitos desse parâmetro meteorológico sobre edificações em geral.

Observou-se, neste trabalho, que o vento gerado a partir de *downbursts* costuma ser intenso e devastador e um importante desafio a ser compreendido pela aeronáutica devido aos frequentes acidentes com aéreos observados antes da década de 80. Por meio dos estudos liderados por Fujita a respeito da formação e desenvolvimento dos *downbursts*, observou-se uma acentuada redução nos casos de acidentes, resultado de um aprimoramento nas técnicas de *nowcasting* que são essenciais na previsão e identificação de *downbursts* na atmosfera.

A literatura sugere que a observação do índice CAPE compõe uma importante ferramenta na caracterização de ambientes convectivos em que se pode ser observados *downbursts*. Dessa forma desenvolveu-se um estudo de 52 casos que apresentaram alta atividade convectiva no Brasil. Não se observou a ocorrência dos fenômenos no período de validade das sondagens atmosféricas analisadas, evidenciando que a análise isolada deste índice meteorológico não é suficiente para o estudo de ambientes propícios à ocorrência da *downbursts*.

Por meio desse trabalho buscou-se também destacar a importância do processo de separação dos ventos gerados por fenômenos meteorológicos distintos, especialmente aqueles gerados por tornados, *downbursts* e sistemas de pressão amplamente desenvolvidos. Entretanto os dados existentes apresentam-se homogêneos e observa-se a necessidade da criação de métodos que busquem separar esses ventos para a geração de estatísticas mais precisas de cada fenômeno meteorológico.

Nesse trabalho foram citados métodos disponíveis na literatura que possibilitam a separação desses dados e uma aplicação desses estudos por meio de dois casos que caracterizaram a ocorrência de ventos provenientes de *downbursts* em meio ao desenvolvimento de complexos convectivos de mesoescala nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Observaram-se altas velocidades de rajada de vento e dados meteorológicos que condiziam com o sugerido pela literatura para definir a ocorrência de *downbursts*.

Por meio das análises desenvolvidas e de uma revisão de literatura sobre a ocorrência de *downbursts* no Brasil, pode-se perceber que na região leste e oeste Bacia Amazônica, na Região Sul, Sudeste são observados *downbursts*, também destaca-se que devido à influência da penetração dos ventos alísios sobre o nordeste, junto às linhas de instabilidades, podem ser observados *downbursts*. Entretanto denota-se que este é um estudo preliminar e necessita de maiores investigações, evidenciando assim uma sugestão para estudos futuros.

Os resultados gerados nesse trabalho sugerem a importância que os estudos de *downbursts* possuem para o desenvolvimento de projetos estruturais cada vez mais precisos e seguros. Desta forma foi apresentado nesse trabalho uma extensa revisão literária que buscou descrever o desenvolvimento dos estudos da simulação física e numérica de *downbursts* a partir do conhecimento gerado pelas pesquisas do fenômeno meteorológico. Esses métodos permitem conhecer de forma apurada a distribuição das pressões geradas pelos ventos em edificações, auxiliando no desenvolvimento da concepção de projetos estruturais cada vez mais eficientes.

Os estudos da simulação de *downbursts* revelam a ampla gama de técnicas disponíveis para a simulação das velocidades de vento e turbulência desenvolvidas durante a ocorrência deste fenômeno meteorológico, as quais caracterizam cada vez melhor o escoamento observado na natureza. Dessa forma, seguindo a tendência no que diz respeito à simulação de *downbursts*, evidencia-se a necessidade da simulação desse fenômeno e o estudo das pressões geradas em projetos brasileiros devido à atuação de escoamentos provenientes de *downbursts*.

REFERÊNCIAS

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6023: Informação e documentação – Referências – Elaboração. **Rio de Janeiro**, 2002.
- _____. NBR 6123: Forças devidas ao vento em edificações. **Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Normas Técnicas**, 1988.
- ABBEY, R. F.; FUJITA, T. T. Use of tornado path lengths and gradations of damage to assess tornado intensity probabilities. In: **BULLETIN OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY**. 45 BEACON ST, Associação Brasileira de Normas Técnicas NBR 6123 – “Forças devidas ao vento em edificações”. **Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Normas Técnicas**, 1988.
- AHRENS, C. Donald. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. Cengage Learning, 2011.
- ALAHYARI, A.; LONGMIRE, E. K. Particle image velocimetry in a variable density flow: application to a dynamically evolving microburst. **Experiments in fluids**, v. 17, n. 6, p. 434-440, 1994.
- ANDERSON, J. R. ORF, L. G. STRAKA, J. M. A 3-D Model System for Simulating Thunderstorm Microburst Outflows. *Meteorology and atmospheric Physics*. Springer. v. 49, f 125-131, 1992.
- ANDRADE, Kelen Martins; CAVALCANTI, Iracema FA. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**. Fortaleza: SBMet, 2004.
- APAC. **Ventos fortes em Olinda**. 2013. Disponível em:
- ATKINS, Nolan T.; WAKIMOTO, Roger M. Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. **Weather and forecasting**, v. 6, n. 4, p. 470-482, 1991.
- BAND. **Tornado atingiu 300 moradias na Serra Gaúcha**. 2010. Disponível em: noticias.band.uol.com.br/cidades/noticia/?id=100000326569. Acessado em 17 de dezembro de 2013.
- BARBOSA, Valter Luís; JÚNIOR, Antônio Fernandes Nascimento. Paisagem, ecologia urbana e planejamento ambiental. **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 18, n. 2, p. 21-36, 2009.
- BECK, André T.; CORRÊA, Márcio RS. New design chart for basic wind speeds in Brazil. **Latin American Journal of Solids and Structures**, v. 10, n. 4, p. 707-723, 2013.
- BEDARD, A. J. Optimizing the use of surface sensors for wind shear detection. **Journal of Aircraft**, v. 21, n. 12, p. 971-977, 1984.
- BLESSMANN, J. O vento na engenharia estrutural. **Ed. da Universidade / UFRGS**. Porto Alegre. 1995
- BOSTON, MA 02108-3693: AMER METEOROLOGICAL SOC, 1975. p. 753-753.
- BRAHAM JR, Roscoe R. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. **Journal of Meteorology**, v. 9, n. 4, p. 227-242, 1952.
- BROOKS, Harold E.; DOSWELL III, Charles A.; COOPER, Jeremy. On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. **Weather and forecasting**, v. 9, n. 4, p. 606-618, 1994.
- BROOKS, Harold E.; DOSWELL III, Charles A.; WILHELMSON, Robert B. The role of midtropospheric winds in the evolution and maintenance of low-level mesocyclones. **Monthly weather review**, v. 122, n. 1, p. 126-136, 1994b.
- BROOKS, Harold E.; LEE, James W.; CRAVEN, Jeffrey P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 73-94, 2003.
- BROWN, John M.; KNUPP, Kevin R.; CARACENA, Fernando. Destructive winds from shallow, high-based cumulonimbi. In: **Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc.** 1982. p. 272-275.
- BROWNING, K. A. Morphology and classification of middle-latitude thunderstorms. **Thunderstorm Morphology and Dynamics, Thunderstorms: A Social, Scientific, and Technological Documentary**, p. 133-152, 1986.
- BYERS, H. R. and BRAHAM, R. R. Jr. **The Thunderstorm**. Govt. Printing Office, Washington, D. C. 289 f. 1949.
- CARACENA, F; MAIER, M. W. Analysis of a microburst in the FACE meteorological mesonet network in southern Florida. **Monthly weather review**, v. 115, n. 5, p. 969-985, 1987.

- CARACENA, F; HOLLE, R. L.; DOSWELL, Charles A. Microbursts: a handbook for visual identification. **LABORATORY**, 1989.
- CASSAR, R. Simulation of a thunderstorm downdraft by a wind tunnel jet. **Summer vacation report, DBCE 92/22(M) CSIRO**. Australia. February 1992.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. G. A J. **Tempo e clima no Brasil**. Oficina de Textos, 2009.
- CHAY, M. T. **Physical Modelling of thunderstorm downbursts for Wind Engineering applications**. Dissertação de mestrado. Texas Tech University. 2001.
- CHEN, C. LECHTFORD, C. W. A determination-stochastic hybrid modelo f downburst and its impacto n cantilvered structure. *Eng. Structure*, 2004.
- CHEN, Chaing. Numerical simulations of gravity currents in uniform shear flows. **Monthly weather review**, v. 123, n. 11, p. 3240-3253, 1995.
- CHEN, L.; LETCHFORD, C. W. Multi-scale correlation analyses of two lateral profiles of full-scale downburst wind speeds. **Journal of wind engineering and industrial aerodynamics**, v. 94, n. 9, p. 675-696, 2006.
- CHEN, L.; LETCHFORD, C. W. Numerical simulation of extreme winds from thunderstorm downbursts. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 95, n. 9, p. 977-990, 2007.
- CHEN, Lizhong. **Vector time-varying autoregressive (TVAR) models and their application to downburst wind speeds**. 2005. Tese de Doutorado. Texas Tech University.
- CIRAM. **Estações meteorológicas do município de criciúma**. 2008. Disponível em <http://www.ciram.com.br/siscrici/index.jsp?url=pagina/jsp/projeto.jsp>. Acessado em 18 de janeiro de 2014.
- CLICRBS. **Após possível tornado na Serra, temperatura despenca e chuva pode chegar a 60mm no Norte**. 2013. Disponível em: www.clicsoledade.com.br/clicnews/?pg=ler&id=2968. Acesso 17 de dezembro de 2013.
- COOK, N. J. The Designer's Guide to Wind Loading of Building Structures. Part 1: Back ground, Damage Survey, Wind Data and Structural Classification. Building Research Establishment Report. Building Research Establishment. **Building Research Establishment Report, London, Butterworths**, 1985.
- COUNIHAN, J. An improved method of simulating an atmospheric boundary layer in a wind tunnel. **Atmospheric Environment**, v. 3, n. 2, p. 197-214, 1969.
- CPTEC. Temporais no Rio Grande do Sul. 2008b Disponível em: http://www.cptec.inpe.br/~rupload/arquivo/RS_11092008.pdf. Acessado em 18 e janeiro de 2014.
- CPTEC/INPE. **Tempestade em Cachoeira Paulista (SP)**. 2008a. Disponível em: www.cptec.inpe.br/~rupload/arquivo/Cachoeira_061108.pdf. Acessado em 17 de dezembro de 2013.
- DAMASCENO NETO, W. T. **Estruturas de Torres Sob Ação de Ventos Originados de Downbursts**. 2012. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- DE OLHO NO TEMPO. Microburst pode ter atingido Cândido Mota (SP). 2012. Disponível em: deolhonotempo.com.br/site/microburst-pode-ter-atingido-candido-mota-sp/ Acessado em 18 de janeiro de 2014.
- DINIZ, G. B. **Meteorologia Física**. Ed. Universitária Universidade Federal de Pelotas - UFPEL. 2006
- EILTS, Michael D.; DOVIK, Richard J. Oklahoma downbursts and their asymmetry. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 26, n. 1, p. 69-78, 1987.
- EMDAT. **Natural Disasters Trends**. 2011. Disponível em: <http://www.emdat.be/natural-disasters-trends>. Acessado em 31 de março de 2014.
- EPAGRI/CIRAM. **Epagri/Ciram afirma que microexplosão atingiu Caçador**. 2010. Disponível em <http://www.cacador.net/portal/Noticias.aspx?cdNoticia=12651&cdNoticiaDivisao=22/2>. Acessado em 17 de janeiro de 2014
- FOSTER, Donald S. Thunderstorm gusts compared with computed downdraft speeds. **Monthly Weather Review**, v. 86, n. 3, p. 91-94, 1958.
- FOVELL, Robert G.; OGURA, Yoshi. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 24, p. 3846-3879, 1988.
- FUJITA, T. T. The mystery of severe storms. **WRL Research Paper 239**. University of Chicago, 298 pp. 1992.
- FUJITA, T. T. Manual of downburst identification for Project Nimrod. Satellite and Mesometeorology Research Paper No. 156, 104 pp.[Available from Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, Chicago, IL 60637.], 1981.
- FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.

- FUJITA, T. T. **Andrews AFB microburst**. University of Chicago, 1983.
- FUJITA, T. T. **The Downburst—Microburst and Macrobust**. SMRP-RP-210, Univ. of Chicago, 1985. (Available from NTIS as PB85 148 880.).
- FUJITA, T. T. **DFW microburst on August 2, 1985**. University of Chicago, 1986.
- FUJITA, T. T. Overshooting thunderheads observed from ATS and Learjet. 1974.
- FUJITA, T. T. BYERS, H. R. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 2, p. 129-146, 1977.
- FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, Roger M. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. **Monthly weather review**, v. 109, n. 7, p. 1438-1456, 1981.
- FUJITA, T. T., WAKIMOTO, R.M. JAWS microbursts revealed by triple-Doppler radar, aircraft and PAM data. **Preprints AMS 13th Conf. Severe Local Storms**, Tulsa, Ok, 97-100.1983
- G1. **Meteorologia acredita que estragos em São Joaquim, na Serra de SC, foram provocados por microexplosão**. 2013. Disponível em <http://diariocatarinense.clicrbs.com.br/sc/geral/noticia/2013/11/meteorologia-acredita-que-estragos-em-sao-joaquim-na-serra-de-sc-foram-provocados-por-microexplosao-4331102.html>. Acessado em 17 de janeiro de 2014.
- GARSTANG, M. WHITE, S. SHUGART, H. H. HALVERSON, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 67, n. 1-4, p. 199-212, 1998.
- GILMORE, Matthew S.; WICKER, Louis J. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. **Monthly weather review**, v. 126, n. 4, 1998.
- GRECO, Steven *et al.* Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 95, n. D10, p. 17001-17014, 1990.
- GRIMM, Alice Marlene. Meteorologia Básica – Notas de aula. 2010. Disponível em: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap8/cap8-1.html>. Acessado em 20/02/2014
- GUHA-SAPIR, Debarati. Disasters in numbers 2010. **Center for the Epidemiology of Disasters.[Online]**, 2011.
- HAERTEL, Patrick T.; JOHNSON, Richard H. The linear dynamics of squall line mesohighs and wake lows. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 1, p. 93-107, 2000.
- HART, Gary C. Estimation of structural damage due to tornadoes. In: **Proceedings, Symposium on Tornadoes: Assessment of Knowledge and Implications for Man, Texas Tech University**. 1976. p. 645-665.
- HJELMFELT, Mark R. Structure and life cycle of microburst outflows observed in Colorado. **Journal of applied meteorology**, v. 27, n. 8, p. 900-927, 1988.
- HOLMES, J. D. Physical modelling of thunderstorm downdrafts by wind tunnel jet. In: **Second AWES Workshop, Monash University**. 1992. p. 21-22.
- HOLMES, J. D.; OLIVER, S. E. An empirical model of a downburst. **Engineering Structures**, v. 22, n. 9, p. 1167-1172, 2000.
- HOLTON, James R.; HAKIM, Gregory J. **An introduction to dynamic meteorology**. Academic press, 2012.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. Design basis tropical cyclone for nuclear power plants. 2004
- JOHNS, Robert H.; DOSWELL III, Charles A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 4, p. 588-612, 1992.
- KINGSMILL, David E.; WAKIMOTO, Roger M. Kinematic, dynamic, and thermodynamic analysis of a weakly sheared severe thunderstorm over northern Alabama. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 262-297, 1991.
- KRUMM, W. R. On the cause of downdrafts from dry thunderstorms over the plateau area of the United States. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 35, p. 122-125, 1954.
- LAKSHMANAN, V. SMITH, T. The Warning Decision Support System—Integrated Information. **Weather & Forecasting**, v. 22, n. 3, 2006.
- LEANING, Jennifer; GUHA-SAPIR, Debarati. Natural disasters, armed conflict, and public health. **New England journal of medicine**, v. 369, n. 19, p. 1836-1842, 2013.
- LEE, Wen-Chau; CARBONE, Richard E.; WAKIMOTO, Roger M. The evolution and structure of a “bow-echo-microburst” event. Part I: The microburst. **Monthly weather review**, v. 120, n. 10, p. 2188-2210, 1992.
- LETCHFORD, C. W.; CHAY, M. T. Pressure distributions on a cube in a simulated thunderstorm downburst. Part B: moving downburst observations. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 90, n. 7, p. 733-753, 2002.

- LETCHFORD, C. W.; MANS, C.; CHAY, M. T. Thunderstorms—their importance in wind engineering (a case for the next generation wind tunnel). **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 90, n. 12, p. 1415-1433, 2002.
- LIMA, D. R. O.; MENEZES, Wallace Figueiredo. Queda de estruturas de linha de transmissão de energia elétrica em Cachoeira Paulista (SP) e a ocorrência de tempestades severas – Um estudo de caso. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIII**. 2004.
- LIMEIRA, R. C. **Tempestade na Amazônia derrubou meio bilhão de árvores, diz estudo**. 2005. Disponível em: <http://jornalistaantonioribeiro.blogspot.com/2010/07/tempestade-de-amazonia-derrubou-meio.html>. Acessado em 18 de janeiro de 2014.
- LIU, Changhai; MONCRIEFF, Mitchell W. A numerical study of the effects of ambient flow and shear on density currents. **Monthly weather review**, v. 124, n. 10, p. 2282-2303, 1996.
- LLOPART, Marta. Sistemas Meteorológicos atuantes na América do Sul. Caderno didático. E Abril, 2012.
- LOREDO-SOUZA, A. M. SCHETTINI, E. B. C. PALUCH, M. J. Simulação da camada limite atmosférica em túnel de vento. **Turbulência. Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Engenharia e Ciências Mecânicas-ABCM**, v. 4, p. 137-163.1, 2004.
- LUNDGREN, T. S.; YAO, J.; MANSOUR, N. N. Microburst modelling and scaling. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 239, p. 461-488, 1992.
- MARCELINO, Emerson Vieira. Desastres naturais e geotecnologias: conceitos básicos. **Caderno Didático**, v. 1, p. 34, 2007.
- MARCELINO, I. P. V. O; NASCIMENTO, E. L.; FERREIRA, N. J. Tornadoes in Santa Catarina State (southern Brazil): event documentation, meteorological analysis and vulnerability assessment. 2005.
- MASON, Matthew S.; WOOD, Graeme S.; FLETCHER, David F. Numerical simulation of downburst winds. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 97, n. 11, p. 523-539, 2009.
- MCDONALD, J. R. *et al.* Development of a wind speed risk model for the Argonne National Laboratory site. **Institute for Disaster Research, Texas Tech University, Lubbock, Tex**, 1975.
- NASA. **Lighting Map**. 2012, Disponível em: <<http://geology.com/articles/lightning-map.shtml>> Acesso: Janeiro de 2012a.
- NASCIMENTO, Ernani de Lima. 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, Ernani de Lima. 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.
- ORF, Leigh G.; ANDERSON, John R. A Numerical Study of Traveling Microbursts. **Monthly weather review**, v. 127, n. 6, 1999.
- OSEGUERA, ROSAM; BOWLES, ROLANDL. A simple, analytic 3-dimensional downburst model based on boundary layer stagnation flow. 1988.
- PADARATZ, Ivo Jose. **Velocidade básica do vento no Brasil**. 1977. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- PALUCH, M. J. *et al.* O laboratório anemométrico da Universidade de Passo Fundo. In: **III Workshop Brasileiro de Micrometeorologia; UFSM, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil**. 2003. p. 201-5.
- PEEL, M. C. and FINLAYSON, B. L. and MCMAHON, T. A.. (2007). "*Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification*". **Hydrol. Earth Syst. Sci.** 11: 1633–1644
- PONTE JR, Jacinto; RIERA, Jorge D. Simulation of extreme wind series caused by thunderstorms in temperate latitudes. **Structural Safety**, v. 32, n. 4, p. 231-237, 2010.
- PONTE JUNIOR, Jacinto. Modelagem e simulação do campo de velocidades do vento em tormentas elétricas. 2005.
- POPA. 2004 **Tornado destrói hangar do Yacht club Santo Amaro**. Disponível em Popa.com.br. Acessado em 20 de janeiro de 2014.
- POREH, Michael; CERMAK, J. E. Flow characteristics of a circular submerged jet impinging normally on a smooth boundary. 1959. Tese de Doutorado. Colorado State University.
- POREH, Michael; TSUEI, Y. G.; CERMAK, Jack E. Investigation of a turbulent radial wall jet. **Journal of Applied Mechanics**, v. 34, n. 2, p. 457-463, 1967.

PROCTOR, Fred H. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 14, p. 2143-2165, 1989.

PROCTOR, Fred H. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 21, p. 3137-3160, 1988.

PRYOR, Kenneth L. Electrical Behavior of Downburst-Producing Convective Storms over the High Plains. **arXiv preprint physics/0608218**, 2006.

PRYOR, Kenneth L. The GOES Microburst Windspeed Potential Index. **arXiv preprint physics/0703162**, 2007.

PRYOR, Kenneth L.; ELLROD, Gary P. WMSI-A new index for forecasting wet microburst severity. **National Weather Association Electronic Journal of Operational Meteorology**, 2004.

QU, Wei-Lian; JI, Bai-Feng. Numerical simulation of downburst wind loads using modified OBV model. In: **APCWE-VII, The Seventh Asia-Pacific Conference on Wind Engineering**. 2009.

RABIN, R. Bothwell, P. Weiss, S. 2010. Disponível em <http://overshoot.nssl.noaa.gov/>. Acessado em 20 de Fevereiro de 2014.

RADIO CATARINENSE. Meteorologia indica que microexplosão atingiu Joaçaba. 2013. Disponível em: www.radiocatarinense.com.br/novidades.php?id=4675#. Acessado em 19 de janeiro de 2014

RADIO DO OESTE. Meteorologistas classificam como uma micro explosão o temporal que atingiu o Extremo-oeste. 2013. Disponível em ricmais.com.br/sc/clima/videos/meteorologistas-classificam-como-uma-micro-explosao-o-temporal-que-atingiu-o-extremo-oeste/. Acessado em 19 de janeiro de 2014

RIERA, J. D. . Wind velocity field during thundestorms, extreme wind velocities in mixed wind climates and new data from intense downburst. In: 14th. **Australasian Wind Engineering Society Workshop (AWES)**. Melbourne, Australia, p. 146-162, 2010.

RIERA, J. D.; NANNI, L. F. Pilot study of extreme wind velocities in a mixed climate considering wind orientation. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 32, n. 1, p. 11-20, 1989.

RIERA, J.D., ROCHA, M.M., **Load definition for wind design and reliability assessments: Extreme wind climate**, in: Int. Conf. on Wind Effects on Buildings and Structures, A.A. Balkema, Rotterdam, 1998.

ROBERTS, Rita D.; WILSON, James W. Precipitation and kinematic structure of microburst producing storms. 1984.

ROMATSCHKE, Ulrike; HOUZE JR, Robert A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, 2010.

SANTOS, M. **Regionalização das velocidades extremas de vento e temperaturas no Centro-Sul do Brasil.** Dissertação de Mestrado. PPGEC. UFRGS, 1989.

SANTOS, M.VIEGAS, F. **Arquivos de dados de ventos extremos e temperaturas no Centro-Sul do Brasil. Caderno Técnico CT – 93.** CPGEC. UFRGS. Porto Alegre, 1988.

SARKAR, Partha P.; HAAN, F. L. Next generation wind tunnels for simulation of straight-line, thunderstorm-and tornado-like winds. **NIST SPECIAL PUBLICATION SP**, p. 141-158, 2002.

SCHLICHTING, G. Theory of boundary layer. **Science, Moscow**, 1974.

SHAPIRO, Alan. A hydrodynamical model of shear flow over semi-infinite barriers with application to density currents. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 49, n. 23, p. 2293-2305, 1992.

SIMPSON, Robert H.; RIEHL, Herbert. **The hurricane and its impact.** Baton Rouge: Louisiana State University Press, 1981.

SMITH, Travis M.; ELMORE, Kimberly L.; DULIN, Shannon A. A damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D. **Weather & Forecasting**, v. 19, n. 2, 2004.

SOUZA, J. F. A.; Oliveira L. R.; Azevedo, J. L. L.; Soares, I. D.; Mata, M. M. Uma revisão sobre a turbulência e sua modelagem. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 1, p. 21-41, 2011.

SRIVASTAVA, R. C. A Simple Model of Evaporatively Driven Downdraft: Application to Microburst Downdraft. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 42, n. 10, p. 1004-1023, 1985.

SRIVASTAVA, R. C. A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 44, n. 13, p. 1752-1774, 1987.

SUPERINTERESSANTE. **A força surpreendente dos ventos.** 1991. Disponível em: super.abril.com.br/ciencia/microexplosao-surpreendente-forca-ventos-440058.shtml 1/1. Acessado em 19 de janeiro de 2014.

SURRY, D. Wind loads on low-rise buildings: Past, present and future. **Wind Engineering into the 21**, v. 21, p. 105-114, 1999.

- TUTTLE, J. D. BRINGI, V. N. ORVILLE, H. D. KOPP, F. J. Multiparameter radar study of a microburst: Comparison with model results. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 46, n. 5, p. 601-620, 1989.
- VERMEIRE, Brian C.; ORF, Leigh G.; SAVORY, Eric. Improved modelling of downburst outflows for wind engineering applications using a cooling source approach. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 99, n. 8, p. 801-814, 2011.
- VICROY, DD. Assessment of microburst models for downdraft estimation. *Journal of Aircraft*, 1992.
- WAKIMOTO, Roger M. Forecasting dry microburst activity over the high plains. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 7, p. 1131-1143, 1985.
- WAKIMOTO, Roger M.; BRINGI, V. N. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. **Monthly weather review**, v. 116, n. 8, p. 1521-1539, 1988.
- WAKIMOTO, Roger M.; KESSINGER, Cathy J.; KINGSMILL, David E. Kinematic, thermodynamic, and visual structure of low-reflectivity microbursts. **Monthly weather review**, v. 122, n. 1, p. 72-92, 1994.
- WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Academic press, 2006.
- WEISMAN, Morris L. Bow echoes: A tribute to TT Fujita. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 1, p. 97-116, 2001.
- WILSON, J. W. ROBERTS, R. D. KESSINGER, C., & MCCARTHY, J. Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, n. 6, p. 898-915, 1984.
- WILSON, James W.; WAKIMOTO, Roger M. The discovery of the downburst: TT Fujita's contribution. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 1, p. 49-62, 2001.
- WOOD GS, KWOK KCS. **An empirically derived estimate for the mean velocity profile of a thunderstorm downburst**. 7th AWES Workshop. Auckland, 1998.
- WOOD, Graeme S. *et al.* Physical and numerical modelling of thunderstorm downbursts. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 89, n. 6, p. 535-552, 2001.
- www.apac.pe.gov.br/noticias.php?noticia_id=453. Acessado em 17 de janeiro de 2014.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Global Observing System (GOS)**. 2014 Disponível em <http://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/GOS.html>. Acessado em 25 de junho de 2014.
- YAO, J.; LUNDGREN, T. S. Experimental investigation of microbursts. **Experiments in fluids**, v. 21, n. 1, p. 17-25, 1996.
- ZHU, S., ETKIN, B., **Fluid-dynamic model of a downburst**. UTIAS Report No. 271. University of Toronto, Institute of Aerospace Studies, April 1983. *Journal of aircraft*.
- ZHU, Shangxiang; ETKIN, Bernard. Model of the wind field in a downburst. **Journal of Aircraft**, v. 22, n. 7, p. 595-601, 1985.