



UEPB

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA
CAMPUS I – CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
CURSO DE LICENCIATURA EM FÍSICA**

JOANDERSON MARTINS DA SILVA

TORNADOGENESIS

**CAMPINA GRANDE – PB
2020**

JOANDERSON MARTINS DA SILVA

TORNADOGENESIS

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Licenciatura em Física do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual da Paraíba, como requisito parcial para obtenção do grau de Licenciado em Física.

Área de concentração: Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima.

Coorientador: Prof. Dr. Edvaldo de Oliveira Alves (*in memoriam*).

**CAMPINA GRANDE – PB
2020**

S586t Silva, Joanderson Martins da.
Tornadogenesis [manuscrito] / Joanderson Martins da
Silva. - 2020.
70 p.

Digitado.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Física) -
Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Ciências e
Tecnologia, 2021.

"Orientação : Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima ,
Coordenação do Curso de Física - CCT."

1. Meteorologia física. 2. Dinâmica. 3. Tornados. 4.
Meteorologia física. 5. Dinâmica. I. Título

21. ed. CDD 551.553

JOANDERSON MARTINS DA SILVA

TORNADOGENESIS

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Licenciatura em Física do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual da Paraíba, como requisito parcial para obtenção do grau de Licenciado em Física.

Área de concentração: Meteorologia.

Aprovada em: 14/12/2020.

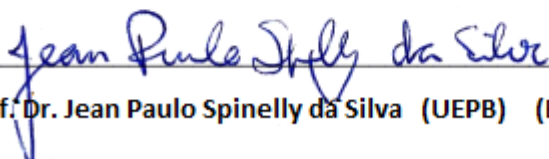
BANCA EXAMINADORA



Pro. Dr. Lourivaldo Mota Lima (UEPB) (Orientador)



Prof. Dr. Alex da Silva (UEPB) (Banca Examinadora)



Prof. Dr. Jean Paulo Spinelly da Silva (UEPB) (Banca Examinadora)

Aos meus pais, pela dedicação,
companheirismo e amizade, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Edvaldo de Oliveira Alves (*in memoriam*), pelo apoio científico, moral, e pela amizade que construímos ao longo do tempo, um dos orientadores deste trabalho.

Ao Dr. Lourivaldo Mota Lima, pelo apoio científico, pelas leituras sugeridas, e por ter aceitado em dar continuidade a este trabalho, um dos orientadores deste trabalho.

À minha esposa Máisa Paz Martins, por todo amor, compreensão e encorajamento.

Ao meu pai José Bernardino da Silva Neto, e a minha mãe Lucia Martins da Silva, por todo amor, e por terem proporcionado todas as condições para que eu conseguisse cursar a graduação.

Ao meu irmão Joederson Martins da Silva, pelo apoio moral e encorajamento ao longo do curso.

Aos professores do Curso de Licenciatura em Física da UEPB, que contribuíram ao longo de todo o curso com o meu desenvolvimento intelectual e pessoal.

Aos colegas de classe pelos momentos de amizade e apoio.

RESUMO

O tornado é uma coluna de ar que rotaciona violentamente em torno do seu próprio eixo, estando geralmente associado, à tempestades severas, rajada de ventos fortes e uma elevada zona de baixa pressão. Esse fenômeno meteorológico já foi registrado em todos os continentes, causando grandes prejuízos socioeconômicos e perdas de vida, sendo mais severo nos lugares onde não se tem uma boa previsão do tempo e um bom monitoramento deste fenômeno. Para que se tenha uma melhor compreensão deste fenômeno, neste trabalho apresenta-se os princípios físicos envolvidos na formação dos tornados.

Palavras-Chave: Tornados, Dinâmica, Meteorologia física.

ABSTRACT

The tornado is a column of air that rotates violently around its own axis, and is generally associated with severe storms, strong gust of winds and a high zone of low pressure. This meteorological phenomenon has already been recorded on all continents, causing great socioeconomic damage and loss of life, being more severe in places where there is no good weather forecast and good monitoring of this phenomenon. In order to have a better understanding of this phenomenon, in this work the physical principles involved in the tornadoes formation are presented.

Keywords: Tornadoes, Dynamics, Physical meteorology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Corredor dos Tornados.....	16
Figura 2 – Tornado registrado na Base Aérea de Santa Maria.....	18
Figura 3 – Configuração de uma supercélula tornádica	21
Figura 4 – Relação entre o downdraft e a vorticidade vertical	22
Figura 5 – Tromba d'água na ilha de Margarita	23
Figura 6 – Landspouts ocorrido no norte da Austrália	24
Figura 7 – Gustnado que ocorreu em Louisville, Kentucky, EUA	24
Figura 8 – Força de pressão atuando sobre o volume.....	36
Figura 9 – Ilustração da atuação da Força centrífuga.....	37
Figura 10 – Superfície terrestre não esférica e a gravidade em relação a uma esfera idealizada.....	40
Figura 11 – Escoamento Cisalhante Viscoso, em uma direção e em estado Permanente.....	41
Figura 12 – Movimento radial referente a um girante.....	43
Figura 13 – Força exercida sobre o elemento de volume.....	45
Figura 14 – Cisalhamento do vento e o início da rotação sobre o eixo horizontal	57
Figura 15 – Mudança na posição da coluna de ar horizontal para vertical.....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Escala de ventos Beaufort.....	26
Tabela 2 – Escala de intensidade de tornados Fujita-Pearson.....	27
Tabela 3 – Escala Fujita melhorada.....	29
Tabela 4 – Escala de Intensidade TORRO.....	29
Tabela 5 – Escala Brasileira de Ventos (EBRAV).....	30

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- CAPE Energia Potencial Disponível para convecção.
- CIN Inibição Convectiva (Convective Inhibition).
- DCAPE Energia Potencia Convectiva da Corrente Descendente.
- DLS Cisalhamento Profundo (Deep-Layer Shear).
- EBRAV Escala Brasileira de Ventos.
- FEMA Agencia Federal de Gestão de emergências (Federal Emergency Management Agency).
- NCE Nível de Convecção Espontânea.
- NE Nível de Equilíbrio.
- NHMSs Serviço Nacional Hidrometeorológico (National Meteorological and Hydrological).
- NOAA Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration).
- NSSL Laboratório Nacional de Tempestades Severas (National Severe Storms Laboratory).
- NWS Serviço Nacional de Meteorologia (National Weather Service).
- SRH Helicidade relativa a Tempestade (Storm Relative Helicity).
- SUP Superfície.
- TORRO Escala TORRO de tornados (Tornado and Storm Research Organisation).

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1	ANTECEDENTES HISTÓRICOS SOBRE TORNADOS	14
2.2	TORNADOS	19
2.2.1	Definição	19
2.2.2	Origem dos tornados e a relação com as tempestades	20
2.2.2.1	<i>Tornados que se originam de supercélulas</i>	20
2.2.2.2	<i>Tornados que são gerados a partir de não-supercélulas</i>	22
2.2.3	Estágios de formação e estrutura de um tornado	24
2.2.4	Escalas de medição dos ventos e classificação dos tornados	26
3	A ATMOSFERA EM MOVIMENTO	33
3.1	FORÇAS QUE ATUAM NA ATMOSFERA	33
3.1.1	Forças inerciais	34
3.1.2	Forças não inerciais	35
3.1.3	Força de gradiente de pressão	36
3.1.4	Força centrífuga	37
3.1.5	Força de gravidade	38
3.1.5.1	<i>Gravidade real</i>	38
3.1.5.2	<i>Gravidade efetiva</i>	39
3.1.6	Força de atrito ou Força de viscosidade	41
3.1.7	Força de Coriolis	43
3.2	EQUAÇÕES DE MOVIMENTO	44
3.3	VORTICIDADE	46
3.4	ESTABILIDADE E A INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA	47
3.5	CONVECÇÃO	49
3.6	VARIAVEIS METEOROLÓGICAS	49
3.6.1	Cisalhamento Profundo ou Deep-Layer Shear (DLS)	49
3.6.2	Helicidade Relativa a tempestade ou Storm Relative Helicity (sigla em inglês, SRH)	50
3.6.3	Energia potencial disponível para convecção (CAPE, sigla em inglês)	51
3.6.4	CAPE da corrente descendente (DCAPE, sigla em inglês)	51
3.6.5	Inibição convectiva ou convective inhibition (CIN, sigla em inglês)	52

4	TORNADOGENESIS – PARTE 1	53
4.1	A ATMOSFERA INSTÁVEL.....	53
4.1.1	Atividade Convectiva	54
5	TORNADOGENESIS – PARTE 2	57
5.1	CISALHAMENTO DO VENTO.....	57
5.2	VORTICIDADE DE UM TORNADO.....	58
6	CONCLUSÃO	60
	REFERÊNCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre é composta por gases que se localizam na superfície da Terra proporcionando diversas maravilhas da natureza, como por exemplo, a aurora boreal e o arco-íris. Existem também, aqueles eventos atmosféricos que, mesmo proporcionando imagens visuais incríveis, são temidos devido à destruição que podem causar, que é o caso das tempestades e dos tornados.

Bertoni (2013) analisou que, os fenômenos atmosféricos extremos¹ (no qual se encaixam as tempestades e os furacões) podem influenciar de maneira expressiva nas atividades cotidianas da população. Pois quando esses eventos ocorrem em áreas habitadas podem causar um grande impacto econômico e social.

Candido (2012, p. 1) defende que tais eventos extremos que ocorrem na atmosfera, “são capazes de estimular ampla gama dos sentidos humanos, sendo detectados de maneiras distintas pelos sistemas visual, auditivo, tátil e até mesmo olfativo”, em que o autor ainda menciona que, com isso, a humanidade sempre buscou explicações para tais fenômenos.

O tornado está dentro dessa classe de fenômenos, e é considerado o fenômeno meteorológico mais intenso da atmosfera Terrestre devido ao fato de movimentar uma grande quantidade de energia. Este fenômeno já foi registrado em diversas partes do mundo, inclusive no Brasil, onde, Hornes et. al. (2015, p. 41) assegura que, “já foram registrados tornados na Inglaterra, Canadá, China, França, Alemanha, Holanda, Hungria, Índia, Itália, Japão, Rússia e até em Bermuda e nas Ilhas Fiji, o que não indica que os tornados estariam restritos somente a esses países”. O autor ainda relata que os tornados mais frequentes e violentos ocorrem nos Estados Unidos.

O tornado é caracterizado por uma coluna de ar em rotação que faz contato, ao mesmo tempo, com o solo e uma nuvem de tempestade, a chamada nuvem cumulonimbus, em que, Forbes e Bluestein (2001) afirmam que, o tornado é formado a partir de uma grande corrente de ar ascendente e descendente, onde a corrente ascendente é composta por uma massa de ar quente e úmido que faz a

¹ Os eventos atmosféricos são definidos como “manifestações da natureza que ocorrem na atmosfera de um planeta e que estão associadas com a origem, evolução e estrutura da matéria e radiação lá existentes” (DIAS, A.; ANDRADE-NETO; MILTAO, 2007, p. 21).

nuvem crescer, já a corrente descendente é composto por uma massa de ar fria e seca que provoca uma instabilidade na atmosfera.

Pastor (2014) relata que, a busca pela origem da rotação de um tornado é uma questão importante para a física dos tornados porque diz respeito à gênese do tornado. Davies-Jones (2015) também fala que a fonte de rotação de um tornado é um importante tópico para entendermos a dinâmica deste fenômeno.

Tendo em vista a importância da termodinâmica para fenômenos atmosféricos extremos, Hassan et al. (2017) em um estudo sobre a ocorrência de um tornado que ocorreu no município de Xanxerê-SC no ano de 2015, relata que, os fatores termodinâmicos atuam em conjunto com os fatores dinâmicos e mecanismos forçantes presentes desde a formação dos tornados até a dissipação do fenômeno.

Neuenschwander (2011), afirma que a complexibilidade referente ao estudo dos tornados surge do desequilíbrio termodinâmico em um fluido multifásico, onde o fluido mencionado é o ar.

Levando em consideração toda a complexibilidade do fenômeno, este estudo permite uma melhor compreensão referente ao cenário necessário para que os tornados sejam gerados, mostrando a fonte de rotação deste fenômeno, com a finalidade de desenvolver estudos e modelos cada vez melhores que ajudem a compreender todos os estágios de formação do tornado, evitando grandes desastres causados por este fenômeno.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 ANTECEDENTES HISTÓRICOS SOBRE TORNADOS

Os tornados são fenômenos que possuem uma grande capacidade de destruição, e vem fascinando a humanidade durante séculos. Os primeiros estudos sobre a natureza deste fenômeno surgiram na Europa, para ser mais preciso, na Grécia antiga, onde alguns filósofos e matemáticos já procuravam entender a natureza de muitos fenômenos atmosféricos.

Bradford (1999, p. 484) afirma que “muitos escritos antigos, como a bíblia, o livro escrito por Aristóteles, intitulado de *Meteorologia*, e o livro escrito por Plínio, a *História Natural*, descrevem a natureza violenta destas tempestades de vento”. Estes e outros trabalhos eram utilizados para a compreensão do universo físico antes do século XIX, propondo teorias sobre a formação de fenômenos meteorológicos, que podiam ser observados na atmosfera terrestre.

Um dos primeiros registros detalhados de tornados na Europa foi realizado por Montanari's, que publicou um trabalho em 1694 relatando a ocorrência de um tornado que teria tocado o solo na região de Veneto, na Itália (ANTONESCU ET AL., 2016).

Simões (2005) ressalta que, antes do ano de 1811 não se tinha ainda um conhecimento suficiente sobre a formação dos tornados. Os estudiosos da época não tinham a consciência, por exemplo, da importância da rotação do ar próximo ao solo no desenvolvimento das tempestades para que os tornados fossem gerados. O autor ainda relata que, no final do século XIX foi que ocorreu a associação destes vórtices com células de tempestades.

O número de relatos de tornados no continente europeu teve um crescimento considerável, devido a uma melhora dos serviços meteorológicos nacionais. Esse crescimento ocorreu principalmente após a década de 1990, onde o número de registro de tornados no continente aumentou, atingindo um pico de 680 relatos de tornados em 2006 (GROENEMEIJER; KÜHNE, 2014).

Os países europeus ainda estão aprimorando os serviços de alertas de tempestades severas e de tornados, onde cada país possui o seu serviço nacional para observar e estudar estes fenômenos. Segundo uma pesquisa realizada por Rauhala e Schultz (2009), que envolveu 39 Serviços Nacionais Hidrometeorológico

(NHMSs, sigla em inglês) do continente europeu, afirmam que 8 de 26 NHMSs emitem avisos de tornados.

O avanço tecnológico colaborou para que os pesquisadores pudessem mapear as regiões com grande ocorrência de tornados na Europa, mas, o estudo a respeito do fenômeno ainda deixa a desejar devido à falta de meteorologistas com mais experiência, além de ferramentas de transmissão de dados adequados e de pesquisas locais (ANTONESCU ET AL., 2017).

O fato é que muitos países ainda encontram problemas para estudar e detectar a ocorrência de tornados. Os Estados Unidos apresentam os profissionais mais bem preparados em todo o mundo e a tecnologia mais sofisticada para se fazer a previsão de tornados (GOLDEN; ADAMS, 2000; COLEMAN ET AL., 2011; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2014) e conhecer o desenvolvimento dos sistemas que proporcionam o surgimento deste fenômeno, como será mencionado mais adiante neste trabalho.

Se tratando das Américas (América do Norte, América Central e América do Sul), o primeiro tornado registrado ocorreu no México, na região de Tenochtitlan-Tlatelolco, que se localizava na atual Cidade do México (FUENTES, 2010).

Segundo Pastor (2014) este tornado ocorreu no dia 21 de agosto de 1521, período que marca a queda do império Asteca, conquistado pelos espanhóis. O manuscrito que menciona estes acontecimentos é o Códice Florentino, que é mantido na Biblioteca Medicea Laurenziana em Florença na Itália.

Apesar do primeiro registro de tornado nas Américas ter ocorrido no México, toda atenção é voltada para o território vizinho, os Estados Unidos, que é conhecido em todo mundo pela grande ocorrência deste fenômeno e que é considerado um país de excelência em termos de pesquisas a respeito dos tornados, mas nem sempre foi assim.

Antonescu et al. (2016) afirmam que antes de 1950 os norte-americanos não tinham tanto interesse em estudar o fenômeno, mas com os avanços na coleta de dados e na previsão do tempo, a climatologia dos tornados se desenvolveu de 1950 a 2000.

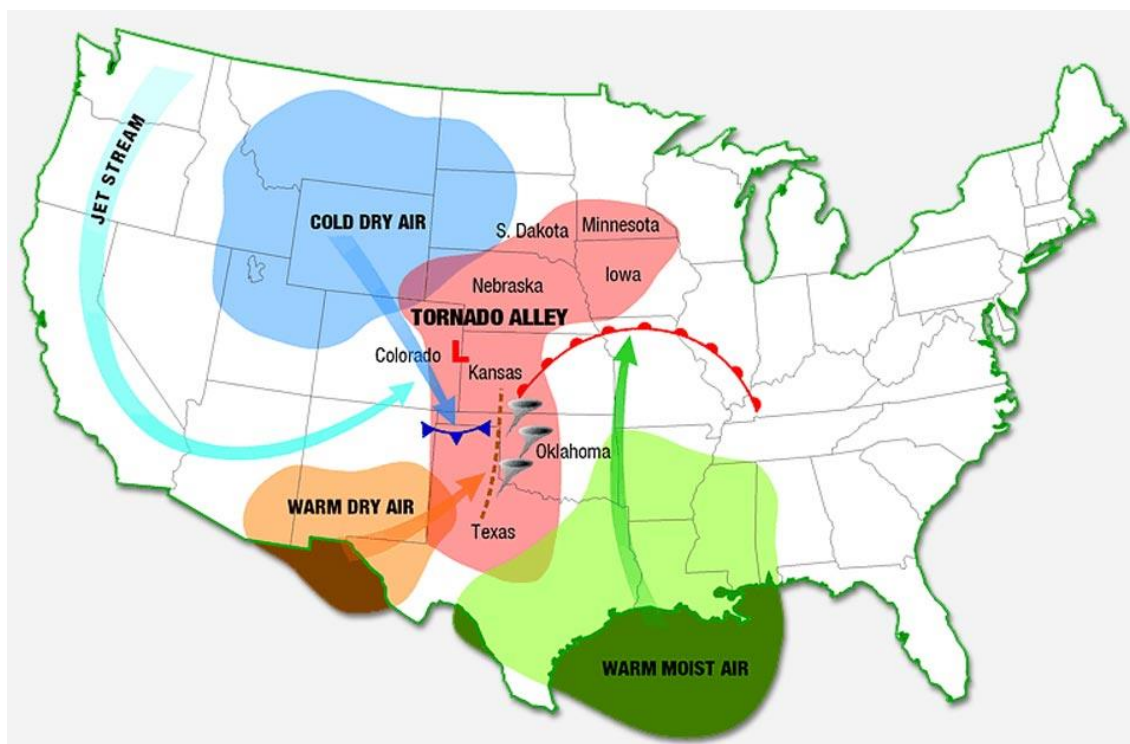
Nos registros da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA, sigla em inglês), consta que, o primeiro tornado documentado nos Estados Unidos ocorreu em julho de 1643, e foi registrado pelo então Governador de Massachusetts, John Winthrop. Ele relatou que a forte “rajada” de vento causou danos materiais,

arrastando uma capela em Newbury, com pessoas dentro e derrubando árvores (BRADFORD, 2001).

Em média, são registradas 1000 ocorrências de tornados por ano no país, em 1998 o registro alcançou um recorde de 1424 ocorrências (NORONHA, 2010). É na parte central dos Estados Unidos que fica localizada a região conhecida em todo mundo como “Tornado Alley” que significa “Corredor dos Tornados”. A área que tem os tornados mais fortes e violentos de todo o mundo se estende do Norte do Texas ao Sudeste de Dakota do Sul, Sul de Minnesota e Oeste de Iowa (Figura 1). De acordo com Almeida (2006, p. 60) “Oklahoma é o estado com a maior frequência anual de tornados”.

A grande incidência de tornados nessa região é devido ao fato das condições atmosféricas serem favoráveis para o desenvolvimento de tempestades que geram tornados. A primavera é o período do ano mais propício para a formação de tornados nesta região, devido ao fato de ocorrer o choque entre a massa de ar fria e seca, que vem do Canadá, com uma massa de ar quente e úmida, que vem do Golfo do México, que torna a atmosfera instável produzindo assim os tornados.

Figura 1 - Corredor dos Tornados



Fonte: Local Conhecido como Corredor dos Tornados, EUA.

Todos os anos os tornados provocam perdas de vidas e prejuízos estimados em milhões de dólares em solo americano. Por exemplo, em 18 de março de 1925, um tornado F5 atravessou os estados de Missouri, Illinois e Indiana. Este tornado ficou conhecido como “Tri-State Tornado”, sendo considerado o mais mortal na história registrado nos Estados Unidos (JOHNS ET AL. 2013). Segundo o autor, o caminho de dano aceito oficialmente é de 352 km de comprimento, com um número oficial de mortes de 695 pessoas.

Em 26 de Abril de 1991, um poderoso tornado F5 ocorreu na parte sul do Kansas nos EUA. O tornado percorreu cerca de 110 km em terra, destruiu mais de 100 casas e prédios, feriu severamente centenas de pessoas e matou 17 (NORONHA, 2010).

Em 2 de Fevereiro de 2007 um surto de três tornados atingiu o centro da Florida. Dois tornados foram classificados como F3 e o outro foi classificado como F1, causando danos estimados em 150 milhões de dólares, onde 21 pessoas foram mortas e dezenas ficaram feridas (FEMA, 2007).

O serviço de alerta de tornados e detecção de tempestades severas norte americano é considerado o mais eficaz do mundo. Golden e Adams (2000) relatam que o Serviço Nacional de Meteorologia (NWS, sigla em inglês) possui escritórios de previsão do tempo em todo país, totalmente equipados com as últimas tecnologias (Radar Doppler, Raio Imaging Sensor e o Infrasonnd Detectores) que colaboram para observação e previsão de tornados.

Coleman et al. (2011) menciona que métodos novos de alerta de tornados estão sendo desenvolvidos à medida que a tecnologia avança, onde os avisos são divulgados à população através de estações de rádio, televisão, telefones celulares e por sirenes que são colocadas em pontos estratégicos das cidades.

Atualmente, além da NWS, NOAA e empresas privadas de meteorologia, existem os caçadores de tempestades que colaboram para os estudos e sistema de alertas de tornados nos Estados Unidos.

Se tratando da ocorrência de tornados no Brasil, isto não é novidade, é mais frequente do que se imagina. O território brasileiro está localizado em uma região na América do Sul que apresenta condições favoráveis para o desenvolvimento de tempestades severas e de tornados, que abrange o Norte da Argentina, Uruguai, Centro-Sul do Brasil, Paraguai e parte da Bolívia (CANDIDO, 2012).

O primeiro tornado registrado em fotografia ocorreu em 5 de dezembro de 1975 (Figura 2), em Santa Maria no Rio Grande do Sul (STEINKE, 2012). Nechet (2002), relata que o funil não atingiu o solo, mas o vento na superfície atingiu a velocidade máxima de 76,9 km/h, sendo registrado quatro horas de trovoadas com precipitação, este tornado foi classificado como F0.

Candido (2012) afirma que no período compreendido entre março de 1987 e abril de 2011, foram registrados a ocorrência de 205 episódios de tornados no Brasil.

Figura 2 – Tornado registrado na Base Aérea de Santa Maria



Fonte: Primeiro Tornado Registrado em fotografia no Brasil

De acordo com Almeida (2006), existem muitos relatos de tornados na região Centro-Oeste, região Sul e parte do Sudeste do território brasileiro, atingindo os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Também podemos encontrar registros desse fenômeno na região Nordeste e na região Norte.

Existe controvérsia sobre qual estado brasileiro registra mais tornados. Como por exemplo, para Noronha (2010), o estado mais atingido por este fenômeno é Santa Catarina, que oferece condições climáticas propícias para ocorrência de tornados. Já Candido (2012), defende que o estado a apresentar o maior registro desse fenômeno é São Paulo, seguido por Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

Em 30 de setembro de 1991, um tornado de categoria F4 atingiu a região de Itu, no interior de São paulo. Segundo Valente (2012), este tornado provocou 16 mortes.

No dia 24 de maio de 2005, um tornado atingiu o interior do estado de São Paulo, na região de Indaiatuba. De acordo com Almeida (2006) este tornado foi classificado como um F3, e os ventos podem ter atingido 331 km/h, derrubando torres de alta tensão e destruindo 400 casas.

De acordo com Almeida (2006), O tornado ainda é pouco estudado pelos meteorologistas no Brasil devido ao fato de não existir qualquer tipo de sistema de alerta ou monitoramento para este fenômeno. O autor ainda relata que a principal fonte de informação que os pesquisadores têm são os noticiários da imprensa.

Apesar de ter em mãos ferramentas como imagens de satélite, radares meteorológicos Doppler aliados ao estudo atmosférico das condições necessárias para se formar um tornado, ainda não se tem como prever este fenômeno. Marcelino, Ferreira e Conforte (2003) chegaram à conclusão de que a dificuldade do registro desse fenômeno é devido a sua rápida atuação e a falta da tecnologia necessária para prever e identificar corretamente o fenômeno.

O fato do Brasil não possuir um órgão específico para estudar as tempestades severas e os tornados, faz com que as informações fiquem diluídas nos congressos, seminários, noticiários e outros meios de comunicação, passando muitas vezes informações erradas sobre o fenômeno (NECHET. 2002).

2.2 TORNADOS

2.2.1 Definição

De acordo com Estivallet et al. (2009, p. 45), “a palavra tornado se origina etimologicamente da palavra espanhola *tornada*, que significa *tempestade*”.

Este fenômeno atmosférico extremo é definido por Sira, Falcón e Vega (2010, p. 73) como um *“evento meteorológico transitorio que ocorre en la atmósfera terrestre asociada a la circulación cerrada de los fluidos atmosféricos en regiones de inestabilidad local”*². Onde o fluido atmosférico é o ar, que toma a forma de espiral, rotacionando violentamente em torno do seu próprio eixo, se estendendo da base de uma nuvem cumulonimbus, que é uma nuvem de tempestade, que se desenvolve verticalmente até tocar o solo.

²Evento meteorológico transitório que ocorre na atmosfera terrestre associado a circulação fechada dos fluidos atmosféricos nas regiões de instabilidade local (SIRA; FALCÓN; VEGA, 2010, p. 73, tradução independente).

Bertoni (2013), acrescenta que os tornados são associados a causa de desastres naturais, gerando um grande impacto sócio-econômico. Apesar de ser considerado um fenômeno de pequena escala, eles podem superar a violência de um furacão, o que mostra a importância do seu estudo.

A maioria dos tornados tem um tempo de duração inferior a 10 minutos, mas há registros de tornados com o tempo de duração próximo a uma hora ou mais (TEXEIRA, 2010). O diâmetro da maioria dos tornados geralmente varia entre 100 m e 1 km, podendo chegar a 1500 m, tendo a velocidade de deslocamento, em geral, entre 20 e 50 km/h (DIAS, 2006-2007), e a velocidade de rotação, é normalmente cerca de 500 km/h, com registros de até 800 km/h (PASTOR, 2014).

2.2.2 Origem dos tornados e a relação com as tempestades

2.2.2.1 Tornados que se originam de supercélulas

A formação dos tornados ainda não está bem explicada por parte dos pesquisadores. A maioria dos tornados se origina de tempestades severas, que apresentam condições favoráveis para a sua formação. A instabilidade atmosférica, o forte mecanismo ascendente e a umidade nos médios e baixos níveis da atmosfera são fundamentais para o desenvolvimento destas tempestades, e conseqüentemente para formação dos tornados (ALMEIDA, 2006).

Kern, Bueno e Pedro (2010) acrescentam que, os tornados são encontrados em tempestades supercélulas de cumulonimbus, quando passam a ser chamadas de supercélulas ciclônicas ou mesociclone. Onde esta supercelula de cumulonimbos é uma tempestade caracterizada por uma corrente de ar ascendente girando no interior da nuvem.

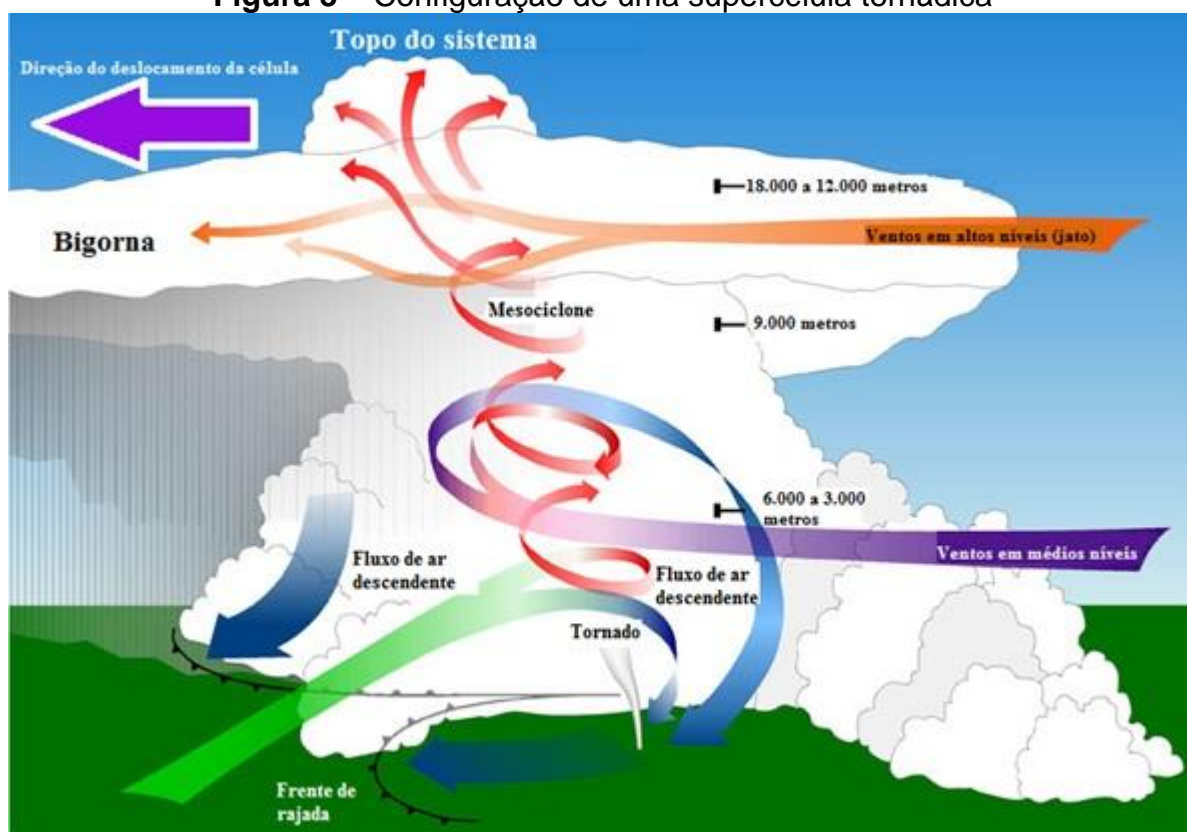
A tempestade é chamada de mesociclone pelo fato de existir uma corrente de ar ascendente girando no interior da nuvem. Está corrente de ar é fundamental para a formação de um tornado, pois, quando ocorre o choque entre duas massas de ar é necessário que a massa de ar ascendente esteja em rotação. O Laboratório Nacional de Tempestades Severas dos Estados Unidos (NSSL, sigla em inglês) afirma que, este fluxo ascendente em rotação é a chave para que seja desenvolvida uma supercélula, e conseqüentemente um tornado.

A supercélula (Figura 3) é definida como uma estrutura de tempestades com nuvens cumulonimbus que possui uma grande corrente ascendente e descendente,

conhecida pela ocorrência de granizo e tornados (ALMEIDA, 2006). Já a nuvem cumulonimbus, é uma nuvem convectiva que produz precipitação, relâmpagos e em sua grande maioria, temporais severos (NORONHA, 2010) apresentando uma grande expansão lateral no topo da nuvem e um grande desenvolvimento vertical. Lima (2005) acrescenta que a base da nuvem pode situar-se entre 300 e 3000 m de altura, e o topo da extensão vertical pode atingir alturas entre 9000 e 18000 m.

A cumulonimbus é considerada uma nuvem convectiva pelo fato de ocorrer o transporte de massa e de calor que colaboram para o desenvolvimento da tempestade. Devido a força de gradiente de pressão, o ar que se encontra no sistema de alta pressão é acelerado indo de encontro ao centro de baixa pressão, onde a velocidade do ar começa a aumentar. O ar frio e seco se desloca para baixo e o ar quente e úmido gera uma corrente ascendente que carrega umidade para atmosfera.

Figura 3 – Configuração de uma supercélula tornádica



Fonte: Nuvem Cumulonimbus

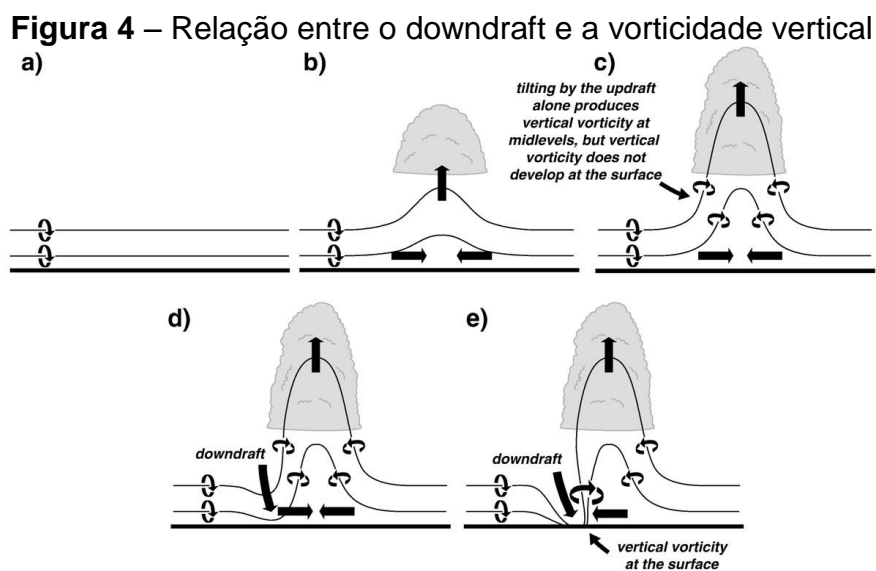
Como é relatado por Foss (2011), a convecção envolve o transporte vertical de massa que promove uma redistribuição desta mesma massa reduzindo o centro de gravidade da coluna atmosférica, com o objetivo de adquirir um equilíbrio estável

entre a massa de ar úmida e a massa de ar fria. Ainda segundo o autor, este transporte vertical é considerado a forma mais eficaz de transmitir calor para atmosfera.

A nuvem cresce quando as correntes ascendentes ganham força absorvendo mais ar quente. Quando a corrente ascendente atinge o topo da nuvem, o ar esfria e gera uma forte corrente descendente provocando uma instabilidade convectiva. Neste momento, a força de cisalhamento do vento causa mudanças na velocidade e direção do vento fazendo as correntes ascendentes girarem em espiral carregando mais ar quente para o topo da tempestade, tornando a nuvem mais compacta e fazendo parcela da nuvem rotacionar na base da célula da tempestade (Noronha, 2010).

Conforme Markowski e Richardson (2009) detalham, a vorticidade vertical deve surgir primeiramente da vorticidade horizontal ou da advecção, em conjunto com um fluxo descendente (downdraft), que pode ser observado na figura 4.

Esse processo de rotação, faz com que a nuvem se estenda verticalmente para baixo em formato de funil e adquira velocidade suficiente para fazê-la tocar o solo. A nuvem em forma de funil é gerada devido ao intenso gradiente de pressão na direção da borda para o centro da tempestade (ALMEIDA, 2006).



Fonte: Markowski e Richardson (2009, p. 5)

2.2.2.2 Tornados que são gerados a partir de não-supercélulas

Alguns tornados gerados não estão presentes em supercélulas de tempestades, e são chamados de tornados não-supercélulas. “Este tornado pode se

desenvolver em uma célula de cumulonimbus e pode ou não estar associado a tempestades severas com fortes chuvas, relâmpagos ou granizo” (NORONHA, 2010, p. 25). De acordo com o autor mencionado, eles podem permanecer ativos durante 20 a 30 minutos, podendo ocorrer sobre as águas e terra.

Conforme observação feita por Pastor (2014), a extensão horizontal do vórtice é menor e o seu tempo de vida também.

Como exemplo de tornados que são gerados desta forma temos a tromba-d'água ou waterspouts (Figura 5), que consiste em um “tornado que ocorre em superfície aquosa, em geral se formam em rios, lagos, oceanos e mares. Desenvolvem-se frequentemente debaixo de nuvens cumulos congestus³ antes do estágio cumulonimbus” (ESTIVALLET ET AL., 2009, p. 46).

A formação deste fenômeno está associada a grande instabilidade atmosférica na região, onde as nuvens cumulos congestus produzem grandes cortes verticais ascendentes de ventos (NORONHA, 2010).

Apesar de ter ventos menos intensos, podem representar perigo quando atingem embarcações ou deixam a água e passam a atuar em terra firme (CANDIDO, 2012).

Figura 5 – Tromba d'água na ilha de Margarita



Fonte: Sira, Falcón e Vega (2010, p. 76)

Outro tipo de evento tornádico é a tromba-terrestre ou landspouts (Figura 6), que é um termo utilizado para tornados que não se originam de mesociclones. Este sistema se assemelha com uma tromba-d'água, possuindo uma nuvem funil estreita conectando-se a base de uma nuvem (FORBES; BLUESTEIN, 2001) cúmulos

³ A cumulus congestus é uma nuvem que assume uma forma colunar característica com a presença de movimentos convectivos (CANDIDO, 2012, p. 7).

congestus. De acordo com Candido (2012), estas formações não provocam grandes danos, embora possuam a capacidade de destelhar casas e derrubar árvores.

Pode ser mencionado ainda, o vórtice de poeira ou gustnado (Figura7), que é relatado como um fenômeno similar ao tornado. É um pequeno redemoinho associado a uma frente de rajada de ventos ou rajada de ventos descendentes. “A rotação não provém de um funil que desce da nuvem, mas sim da perturbação sofrida pelo fluxo de ar ao chocar-se contra um obstáculo em solo” (CANDIDO, 2012, p. 13).

Figura 6 – Landspouts ocorrido no norte da Austrália



Fonte: Almeida (2006, p. 53)

Figura 7 – Gustnado que ocorreu em Louisville, Kentucky, EUA



Fonte: Foto de Christopher J. Helbert (22/04/2005)

2.2.3 Estágios de formação e estrutura de um tornado

O tornado pode atingir alguns estágios de evolução que vai desde a gênese até o estágio de dissipação.

O primeiro estágio é quando se observa uma nuvem cônica, onde, pode ser observado a ascensão de poeira ou fragmentos de sujeira rotacionando sobre a superfície, em conjunto com uma corrente descendente vertical (NORONHA, 2010). A pressão no centro é reduzida e por causa dessa redução o ar e alguns detritos são sugados para o interior assumindo um movimento espiralado. É possível encontrar vórtices secundários menores dentro do núcleo do tornado girando ao redor do eixo central (ALMEIDA, 2006).

Em seguida a nuvem funil atinge o solo, tornando-se um tornado. Neste estágio ocorre um crescimento vertical descendente da nuvem e a intensidade do vento aumenta. As paredes do tornado são definidas pelo material captado pelo vento. É perceptível o início da condensação do vapor d'água presente no ar que começa a rotacionar formando uma névoa esbranquecida fazendo o funil ficar visível (CANDIDO, 2012).

Na terceira etapa o tornado alcança o seu máximo. Esta etapa é a mais perigosa e desastrosa. Os ventos são muito intensos suficientes para carregar detritos e disparar vários tipos de objetos como se fossem mísseis.

A quarta etapa é quando o tornado está se dissipando. A atmosfera na qual o fenômeno se encontrava vai ficando estável pelo fato da corrente ascendente e descendente adquirirem um certo equilíbrio. Com isso a coluna de ar vai ficando cada vez mais inclinada até que a estrutura do tornado seja desfeita.

2.2.4 Escalas de Medição dos Ventos e Classificação dos Tornados

O vento é o deslocamento do ar devido a uma diferença de temperatura e pressão na atmosfera, que dependendo da sua intensidade pode causar desde uma erosão até perdas de vidas humanas. Tornados e furacões são exemplos de ventos com um grande poder de destruição.

Muitas escalas já foram criadas com o objetivo de obter uma classificação qualitativa para determinar os impactos exercidos pelos ventos, mas a escala mais utilizada é a Beaufort (CANDIDO, 2012), que pode ser observada na tabela 1. A escala foi elaborada no século XIX pelo almirante inglês Sir Frances Beaufort, com o objetivo inicial de qualificar ventos no mar, sendo adaptada posteriormente para uso em terra (CAMELO ET AL., 2016).

Tabela 1 – Escala de ventos Beaufort

Escala de Beaufort						
Grau	Designação	Velocidade			Efeitos	
		m/s	km/h	nós	Terra	Mar
0	Calmaria	< 1	< 2	< 2	A fumaça sobe verticalmente.	Espelhado.
1	Bafagem	1 a 2	2 a 6	2 a 3	A direção da bafagem é indicada pela fumaça, mas a grimpia ainda não reage.	Mar encrespado em pequenas rugas, com aparência de escamas.
2	Aragem	2 a 3	7 a 12	4 a 6	Sente-se o vento no rosto, movem-se as folhas das árvores e a grimpia começa a funcionar.	Ligeiras ondulações de 30 cm (1 pé), com cristas, mas sem arrebenção.
3	Fraco	4 a 5	13 a 18	7 a 10	As folhas das árvores se agitam e as bandeiras se desfaldam.	Grandes ondulações de 60 cm com princípio de arrebenção. Alguns "carneiros".
4	Moderado	6 a 8	19 a 26	11 a 16	Poeira e pequenos papéis soltos são levantados. Movem-se os galhos das árvores.	Pequenas vagas, mais longas, de 1,5 m, com frequentes "carneiros".
5	Fresco	9 a 11	27 a 35	17 a 21	Movem-se as pequenas árvores.	Vagas moderadas de forma longa de uns 2,4 m. Muitos "carneiros". Possibilidade de alguns borrifos. Nos lagos a água começa a ondular.
6	Muito Fresco	11 a 14	36 a 44	22 a 27	Assobios na fiação aérea. Movem-se os maiores galhos das árvores. Guarda-Chuva usado com dificuldade.	Grandes vagas de até 3,6 m. muitas cristas brancas. Probabilidade de borrifos.
7	Forte	14 a 17	45 a 54	28 a 33	Movem-se as grandes árvores. É difícil andar contra o vento.	Mar grosso. Vagas de até 4,8 m de altura. Espuma branca de arrebenção; o vento arranca laivos de espuma.
8	Muito Forte	17 a 21	55 a 65	34 a 40	Quebram-se os galhos das árvores. É difícil andar contra o vento.	Vagalhões regulares de 6 a 7,5 m de altura, com faixas de espuma branca e franca arrebenção.
9	Duro	21 a 24	66 a 77	41 a 47	Danos nas partes salientes das árvores. Impossível andar contra o vento.	Vagalhões de 7,5 m com faixas de espuma densa. O mar rola. O borrifo começa a afetar a visibilidade.
10	Muito Duro	25 a 28	78 a 90	48 a 55	Arranca árvores e causa danos na estrutura dos prédios.	Grandes vagalhões de 9 a 12 m. O vento arranca as faixas de espuma; a superfície do mar fica toda branca. A visibilidade é afetada.
11	Tempestade	29 a 32	91 a 104	56 a 65	Muito raramente observado em terra.	Vagalhões excepcionalmente grandes, de até 13,5 m. A visibilidade é muito afetada. Navios de tamanho médio somem no cavado das vagas.
12	Furacão	> 33	> 104	> 66	Grandes estragos.	Mar todo de espuma. Espuma e respingos saturam o ar. A visibilidade é seriamente afetada.

Fonte: Classificação dos ventos

Esta escala não é suficiente para classificar os ventos dos tornados. Para Candido (2012), o fato de um tornado apresentar movimentos rotacionais energéticos impossibilita a aplicação da escala para este fenômeno em particular. Mesmo com esta dificuldade "as escalas que estimam a intensidade dos ventos de

tornados e furacões, se baseiam na escala de ventos Beaufort, que estima a velocidade dos ventos pelos danos causados” (KERN; BUENO; PEDRO, 2010, p.14).

Outro fator importante que contribuiu para a criação das escalas que estimam a intensidade dos ventos ocasionados por tornados, é a dificuldade para realizar a medida dos ventos. Em argumento utilizado por Almeida (2010, p.54), ele detalha o motivo pelo qual as escalas que classificam os tornados foram elaboradas:

O surgimento das escalas para se estimar a velocidade do vento de um tornado é devido à impossibilidade de se medir a velocidade do vento diretamente, pois as altas velocidades associadas aos tornados danificam os instrumentos convencionais de medida. Essas escalas são feitas por observação visual dos danos causados ou através de análise posterior. Outra dificuldade em se medir a velocidade do vento do tornado consiste na localização dos instrumentos, ou seja, o tornado precisa passar exatamente onde se encontra a sonda ou instrumento o que nem sempre acontece dada a sua trajetória errática.

A escala Fujita é a mais utilizada em todo o mundo para medir a intensidade dos ventos de um tonado. Em 1971, o Dr. Theodore Fujita elaborou uma escala (Tabela 2) que classifica a intensidade dos tornados, avaliando-os pelos danos provocados por seus ventos (FUJITA, 1971; MCDONALD, 2001; ALMEIDA, 2006; ESTIVALLET ET AL., 2009; CANDIDO, 2012), sendo complementada anos mais tarde pelo Dr. Allan Pearson, onde foi acrescentado à distância percorrida e a largura do funil, que alcança a superfície (NECHET, 2002).

Tabela 2 – Escala de intensidade de tornados Fujita-Pearson

Escala Fujita	Classificação	Velocidade	Escala Pearson	Distância Percorrida	Largura do Tornado
F0	Tornado Leve	35-63 KT 64-115 km/h	P0	< 1,5 km	< 15m
F1	Tornado Moderado	18-32 ms ⁻¹ 64-97 KT 116-180km/h	P1	1,6-5 km	16-50 m
F2	Tornado Forte	33-49 ms ⁻¹ 98-136 KT 181-253km/h	P2	5,1- 16km	51-160 m
F3	Tornado Severo	50-69 ms ⁻¹ 137-178 KT 254-332km/h 70-92ms ⁻¹	P3	16,1-50 km	161-500 m

F4	Tornado Devastador	179-225 KT 333- 418km/h 93-116ms-1	P4	50,1-160 km	501-1.500 m
F5	Tornado Incrível	226-276 KT 419- 511km/h 117-142ms- 1	P5	160,1- 500km	1.501- 5.000m
F6	Tornado Inacreditável	> 276 KT > 511 km/h > 142 ms-1			

Fonte: Nechet (2002, p. 32)

Os danos provocados de acordo com essa escala são os que se seguem abaixo:

O tornado F0 pode causar danos em antenas de televisão, letreiros, deformação de sinais, destelhamento parcial de casas, vidros de janelas quebradas e etc.

O tornado F1 causa a retirada de telhas e coberturas das casas, deslocamento de automóveis em movimento, pequenas arvores são arrancadas etc.

O tornado F2 causa o deslocamento com grande velocidade de pequenos objetos transformando-os em verdadeiros projeteis, arvores grandes são arrancadas, danifica estruturas e concreto, casas com estruturas fracas são demolidas e deslocadas.

O tornado F3 pode derrubar trens, arremessar carros, arrancar e retorcer arvores grandes, casas bem construídas podem ter suas paredes e telhados arrancados.

O tornado de categoria F4 pode arrancar e jogar para longe casas bem construídas e carros, como se fossem mísseis.

O tornado F5 pode arremessar carros a distância maiores que 100 metros, arvores são arrancadas em um curto intervalo de tempo e casas são carregadas para longe e desintegradas.

O tornado F6 causa a destruição total, onde escombros são transportados e etc.

Conforme Estivallet et al. (2009) relata, no ano de 2004, um grupo de meteorologistas e engenheiros de ventos da Universidade do Texas aprimoraram a escala que foi aceita em 2007. Desde então a escala Fujita tem sido substituída em

alguns países por uma nova versão, a escala Fujita melhorada, que considera na prática 6 classes de tornados que variam de EF0 até EF5 ou F0 até F5 como podemos observar na tabela 3 abaixo.

Tabela 3 – Escala Fujita melhorada

Escala	Velocidade do Vento (km/h)
EF0	105-137
EF1	138-175
EF2	177-220
EF3	222-269
EF4	270-320
EF5	>322

Fonte: Adaptada de Bertoni (2010, p. 26)

Existe também a escala TORRO (Tabela 4), que vai de T0, para tornados extremamente fracos, ao T10, para os tornados mais intensos. “A escala foi criada em 1972 por Terence Meaden do Tornado and Storm Research Organization (TORRO) no Reino Unido, com o objetivo de categorizar a velocidade dos ventos no tornado”. (ALMEIDA, 2006, p. 58). De acordo com observação realizada por Pinto e Leitão (2012), através de um relatório técnico do tornado de Silves, a escala é utilizada na Europa, principalmente no Reino Unido. Foi levado em consideração as construções de edifícios que são diferentes dos edifícios norte-americanos.

Tabela 4 – Escala de Intensidade TORRO

Escala TORRO	Velocidade do vento m/s	Velocidade do vento km/h
T0	17-24	61-86
T1	25-32	87-117
T2	33-41	118-149
T3	42-51	150-184
T4	52-61	185-219
T5	62-72	220-259
T6	73-83	260-298
T7	84-95	299-342
T8	96-107	343-385
T9	108-120	386-432
T10	121-134	433-482

Fonte: Almeida (2006, p.58)

No Brasil também existe uma escala que classifica a intensidade dos ventos sem levar em consideração a sua origem. Essa escala foi criada pelo geógrafo Daniel Henrique Candido, e foi exposta em sua tese de doutorado. Candido (2012) relata que a Escala Brasileira de Ventos (EBRAV) foi criada para medir a intensidade dos ventos compatível com as estruturas existentes no país. Essa escala pode ser

utilizada para medição dos danos causados pelos tornados, onde a categoria varia de 0 a 7, como podemos observar na tabela 5 abaixo.

Tabela 5 – Escala Brasileira de Ventos (EBRAV)

Escala	Velocidade Estimada
EBRAV 0	Até 50 km/h
EBRAV 1	Entre 51 a 80 km/h
EBRAV 2	Entre 81 a 100 km/h
EBRAV 3	De 101 a 130 km/h
EBRAV 4	De 131 a 160 km/h
EBRAV 5	De 161 a 200 km/h
EBRAV 6	De 201 a 260 km/h
EBRAV 7	Acima de 261 km/h

Fonte: Candido (2012, p. 86 à 89)

De acordo com esta escala os danos provocados são os que seguem [abaixo](#): Na categoria EBRAV 0 os ventos não apresentam nenhum potencial de danos, podendo agitar galhos menores sem quebra-los.

Na categoria EBRAV 1 os ventos podem quebrar galhos de arvores, fazer antenas de TV do tipo VHF oscilarem, arvores frutíferas podem perder partes de suas flores ou frutificações, placas de painéis publicitários do tipo “*outdoor*” podem se soltar, telhas de cerâmica mal instaladas podem sofrer leve deslocamento, objetos soltos nas ruas (por exemplo, latas de lixo e mesas de bares) ao ar livre podem ser arrastados.

Na categoria EBRAV 2 os ventos podem quebrar grandes galhos de árvores, e partir os troncos daquelas que são pouco saudáveis, devido ao fato de serem atacadas por cupins. Plantas de caules mais finos podem sofrer danos, arvores que estão em período produtivo perdem a maior parte de suas frutificações, estruturas soltas (por exemplo, fachadas de lojas) podem ser danificadas, telhas de cerâmica podem sofrer deslocamentos, coberturas de lonas são rasgadas, barracos de madeira podem desabar, antenas de TV do tipo VHF podem ser derrubadas, habitações mais frágeis sofrem danos de grande monta e painéis publicitários do tipo “*outdoor*” podem tombar.

Quando o vento atinge a categoria EBRAV 3 as árvores mais velhas podem ser arrancadas pela raiz, já as árvores maiores e de madeira pouco flexíveis podem se quebrar. Telhas de cerâmica se quebram nos telhados, habitações mais frágeis e

expostas podem ser derrubadas, coberturas de galpões podem sofrer danos estruturais, antenas parabólicas podem perder parte de sua estrutura, muros com fundação pouco resistente podem desabar, painéis publicitários do tipo “*outdoor*” tombam e têm suas placas destruídas e os cabos de energia podem se romper.

O vento quando atinge a categoria EBRAV 4 pode arrancar árvores saudáveis pela raiz, objetos são atirados ao ar pelo vento, causando danos à estruturas e veículos. Nesta categoria, as janelas podem ter os vidros quebrados (efeito míssil), as placas de trânsito são inclinadas, telhas de cerâmica são retiradas dos telhados, telhas de zinco podem voar e se enroscar em cabos elétricos, as antenas parabólicas são destruídas e os postes de iluminação em material metálico são derrubados. As casas de madeira sofrem danos severos, painéis publicitários do tipo “*outdoor*” tombam, tendo suas placas destruídas e atiradas a dezenas de metros de distância. Os muros com fundação resistentes são derrubados e as mini-antenas parabólicas (popularmente conhecidas como antenas do tipo “pizza”) são danificadas.

Na categoria EBRAV 5 as árvores de grande porte têm seus troncos partidos ao meio, e em áreas rurais, a maior parte das plantas rasteiras (e.g. soja, feijão, amendoim) são arrancadas, deixando o solo exposto. Os ônibus quando expostos de maneira perpendicular aos ventos, podem tombar. O madeiramento dos telhados é completamente exposto, as paredes grossas e fortemente construídas e as habitações de alvenaria podem desabar. Materiais que são lançados pelo vento podem quebrar vidros das janelas dos quatros primeiros andares de edifícios, podendo causar sérios ferimentos naqueles que ficam expostos a estes materiais. A intensidade do vento é tão considerável que postes de concreto se inclinam.

Quando os ventos atingem a categoria EBRAV 6 algumas casas feitas em alvenaria podem desabar e automóveis são levantados do solo pelo vento (veículos mais pesados, como caminhões, podem ser arrastados e até mesmo tombar). Os vagões de trem vazios podem sair dos trilhos e os postes de cimento podem quebrar. Torres de alta tensão e chaminés industriais podem cair, alguns vidros das janelas dos andares mais altos de edifícios são quebrados por detritos carregados pelos ventos.

Na categoria EBRAV 7 os ventos podem causar destruição generalizada às instalações urbanas e afetar casas fortemente construídas. Os vagões de trens carregados e locomotivas são retiradas dos trilhos. Veículos podem ser arrastados

por longas distâncias. Praticamente nenhuma árvore resiste ao impacto do vento. A intensidade do vento é tão grande que pode retorcer torres de alta tensão, arremessar pessoas para longe, deslocar ou derrubar grandes estruturas.

3 A ATMOSFERA EM MOVIMENTO

Para entendermos mais sobre os tornados, será necessário nos aprofundarmos em alguns conceitos e equações ligados a dinâmica da atmosfera que tornarão possível uma explicação mais refinada a respeito da formação dos tonados. De início, como o evento a ser estudado envolve um fluido, que no caso é o vento, é de extrema importância caracteriza-lo na atmosfera.

Varejão-Silva (2006) afirma que o vento, pode ser caracterizado na atmosfera de acordo com dois parâmetros, a direção e o modulo.

O vetor velocidade do ar na atmosfera pode ser representado pela expressão:

$$\vec{v} = v_x \hat{i} + v_y \hat{j} + v_z \hat{k}. \quad (3.1)$$

Já o módulo, é representado pela equação:

$$v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2}. \quad (3.2)$$

De acordo com Varejão-Silva (2006), a direção e o modulo do vento são grandezas pontuais, pois, o movimento do ar depende das condições da atmosfera que podem variar no espaço e com o tempo.

Vamos ver agora, as forças que atuam na atmosfera fazendo com que o ar se movimente.

3.1 FORÇAS QUE ATUAM NA ATMOSFERA

Como foi falado anteriormente, o fenômeno a ser estudado é caracterizado pelo movimento severo do ar, e para termos uma melhor compreensão sobre a origem deste fenômeno, que no caso é o tornado, é necessário ter uma compreensão de como se dá o movimento do ar na atmosfera.

Tendo em vista a necessidade de se ter um entendimento sobre o movimento de um fluido na atmosfera, é de extrema importância aplicar as leis da dinâmica. Miranda (2013) afirma que as leis da dinâmica funcionam como base para a previsão da evolução futura da circulação atmosférica. Onde a equação fundamental da dinâmica ou 2º Lei de Newton, como é mais conhecida, permite calcular a aceleração de um ponto material com uma determinada massa se for conhecida a força resultante. Esta equação pode ser representada da seguinte forma:

Na 2ª Lei de Newton, o momento linear é definido como o produto da massa pela velocidade da partícula;

$$\vec{p} = m \cdot \vec{v} \quad (3.3);$$

Derivando a equação de momento linear em função do tempo, obtemos a 2ª Lei de Newton;

$$\frac{d\vec{p}}{dt} = m \cdot \frac{d\vec{v}}{dt} \quad (3.4);$$

Que também pode ser escrita como;

$$\vec{F} = m \cdot \vec{a} \quad (3.5).$$

Vale apenas salientar que, a 2ª Lei de Newton, se aplica apenas a referenciais inerciais, ou seja, corpos livres não têm o seu estado de movimento alterado. Neste caso, se não há uma força sendo exercida, estes corpos não sofrem uma aceleração, ou eles estão parados ($v=0$) ou em movimento retilíneo uniforme uns em relação aos outros.

Já no caso de um referencial não-inercial, ou seja, um referencial onde temos um sistema de coordenadas girando com a Terra, a 2ª Lei de Newton não é aplicada.

De acordo com Gomes-Filho (2008, Vol 1), na meteorologia é conveniente a utilização de forças por unidade de massa, que é representado por \vec{f}_i , desta maneira, a equação (3.5) assume a seguinte forma:

$$\vec{a} = \sum_i \vec{f}_i \quad (3.6).$$

Substituindo (3.6) em (3.5) obtemos a força total, que é dada pelo somatório das forças individuais:

$$\vec{F} = m \sum_i \vec{f}_i \quad (3.7).$$

3.1.1 Forças Inerciais

As forças inerciais são forças fictícias aplicadas para um referencial inercial que esteja em repouso ou em movimento retilíneo uniforme. Tem-se a 1ª Lei de Newton ou Lei da inércia, como sendo válida para esse tipo de referencial.

A Terra não pode ser considerada como um referencial inercial, devido ao seu movimento de rotação em torno do seu próprio eixo, mas pode ser observado da

seguinte forma: Se adotarmos a Terra como um corpo que está em movimento retilíneo uniforme em relação as estrelas, sendo as mesmo como um ponto fixo (em repouso), pode-se afirmar que a Terra e as estrelas seriam referenciais inercias um em relação ao outro. (NUSSENZVEIG, 2002).

3.1.2 Forças Não Inerciais

As forças não inerciais ou forças aparentes são também forças fictícias aplicadas para referenciais não inerciais. Tomando como a 2ª Lei de Newton para o seu entendimento, a mesma é válida tanto para referenciais inerciais como também para referenciais não inerciais.

De acordo com a 2ª Lei de Newton, tem-se que de acordo com a taxa de variação da quantidade de movimento, de um determinado sistema, o mesmo é igual à soma de todas as forças que nele atuam, (VIANELLO, 2000). No caso, estudos realizados revelam, que as forças aparentes utilizadas em movimentos de um sistema de coordenadas que gira em conjunto com a Terra, forças devem ser adicionadas para que a segunda Lei de Newton seja válida, onde as mesmas em virtude de estudos realizados sobre a dinâmica fluídos, são a força centrífuga (oposta à força centrípeta, em virtude da rotação da Terra) e a força de Coriolis. (PRAKKI, 2004).

3.1.3 Força de gradiente de pressão

A força de gradiente de pressão nada mais é que a força que desloca o ar no sentido das pressões mais baixas (SONNEMAKER, 2017).

Barry e Chorley (2003) explicam que as diferenças horizontais de pressão surgem devido a contrastes do aquecimento térmico ou causas mecânicas, como por exemplo, barreiras de montanhas, onde essas diferenças é quem controlam o movimento horizontal de uma massa de ar.

Se o ar está sujeito a uma pressão maior em um lado do que no outro, essa diferença de pressão irá gerar uma força resultante, que no caso é a força de gradiente de pressão, da região de maior pressão para região de menor pressão fazendo com que o ar se movimente embora existam outras forças que impedem o ar de se mover diretamente através das isóbaras (linhas de pressão igual).

Vianello e Alves (2000) acrescentam que a força do gradiente de pressão é uma das mais importantes que estão presentes na atmosfera, pois, é responsável por inúmeros fenômenos, dentre eles, tornados, furacões e etc.

A força do gradiente de pressão pode ser representada da seguinte forma (SAYMON,)::

$$\partial \vec{F}_{gp} = -\vec{\nabla}P \partial V. \quad (3.8)$$

Onde, o sinal negativo indica a força no sentido contrário ao gradiente de pressão. O elemento ∂V é o volume da parcela de ar, e o $\vec{\nabla}P$ é o gradiente de pressão, que pode ser escrito da seguinte forma (GOMES FILHO, Vol. 1; 2008):

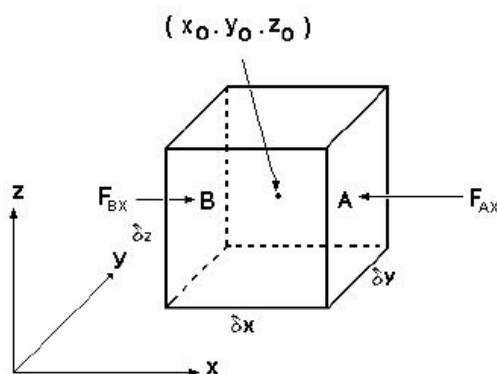
$$\vec{\nabla}P = -\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)\hat{i} - \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)\hat{j} - \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)\hat{k}. \quad (3.9)$$

Vianello e Alves (2000) definem o gradiente como uma entidade matemática que expressa a variação de uma grandeza escalar no espaço. Já o gradiente de pressão é a razão de variação de pressão por unidade de distância horizontal, onde quanto maior o gradiente, mais intensa a força e conseqüentemente os ventos (SONNEMAKER, 2017).

Como foi falado anteriormente, e podemos ver na equação (3.9), o gradiente de pressão representa um vetor direcionado no centro de baixa pressão para alta pressão.

A figura 8 mostra o comportamento do elemento de volume para ser avaliado a força de gradiente de pressão.

Figura 8 – Força de pressão atuando sobre o volume



Fonte: Prakki (2004, p. 3)

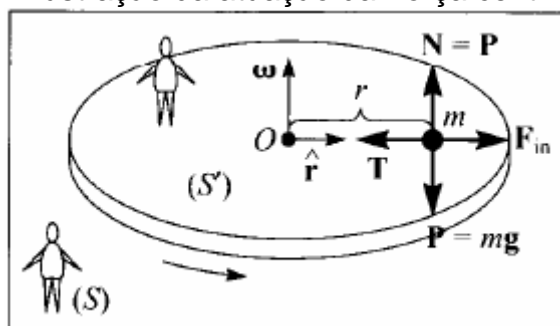
Tem-se na figura 8, o elemento de volume no centro do cubo atuando em relação as coordenadas x , y e z . Com isso, as forças F_{ax} atua sobre a parede **A** e F_{bx} atua sobre a parede **B**. (PRAKKI, 2004).

3.1.4 Força centrífuga

De acordo com Sonnemaker (2017) a força centrífuga nada mais é que a força que faz com que o ar seja direcionado para fora do centro de curvatura, que se opõe a força centrípeta em toda trajetória curvilínea.

Tomando o conceito do que é força centrífuga, iremos analisar fenômeno que está relacionada a rotação dos corpos da seguinte forma, onde existe um referencial inercial fixo em relação a outro referencial que encontra-se em seu estado de movimento (em rotação), com isso, existem forças que atua no corpo em trajetória circular. A figura 9 mostra como acontece a atuação da força centrífuga. (NUSSENZVEIG, 2002).

Figura 9 – Ilustração da atuação da Força centrífuga



Fonte: Prakki (2004, p. 295)

De acordo com a figura 9, o referencial S' encontra-se no centro da trajetória circular, e o referencial S encontra-se em um ponto fixo em relação ao referencial S' . Com isso, observa-se que o referencial S' está sobre uma plataforma que gira com uma determinada velocidade angular ω , considerando o mesmo fixo sobre a plataforma que está girando, existem forças que atuam sobre o corpo, sendo a força de inércia no sentido horizontal e para fora da plataforma e a força de tração também no sentido horizontal mas para dentro da plataforma, como também existe a força peso atuando para baixo e a força normal atuando para cima, as duas atuando no sentido vertical, a mesma também atua no referencial S . (NUSSENZVEIG, 2002).

Observa-se que o corpo em rotação possui uma determinada aceleração centrípeta definida pela seguinte equação:

$$a = -\omega^2 r\vec{R} \quad (3.10)$$

Por sua vez a tração é definida pela seguinte equação:

$$T = -m\omega^2 r\vec{R} \quad (3.11)$$

Como a massa do referencial S' encontra-se em equilíbrio, então sobre ela atua a força de inércia. Devido sua atuação ser exatamente só em referenciais em rotação, a mesma é conhecida como força centrífuga. (NUSSENZVEIG, 2002).

Assim, para o referencial S' obtém-se a seguinte equação:

$$T + F_{in} = 0 \quad (3.12)$$

Logo, a força centrífuga é representada matematicamente da seguinte forma:

$$F_{ct} = m\omega^2 r\vec{R} \quad (3.13)$$

A força centrífuga é representada matematicamente da seguinte forma:

$$\vec{F}_{ct} = m \omega^2 \vec{R} \quad (3.14),$$

onde ω representa a velocidade angular constante, m representa a massa de um objeto (uma bola ou uma parcela de ar por exemplo) que está presa a uma corda em rotação, o \vec{R} que estamos vendo é a distância do objeto até o centro da circunferência.

Mais à frente iremos ver que combinando o efeito da força de gravidade com a força centrífuga será gerado uma única força chamada gravidade.

3.1.5 Força de gravidade

3.1.5.1 Gravidade real

A gravidade real nada mais é que uma força que atua sobre o ar, arrastando-o para baixo, onde o ar mais denso e pesado fica por baixo do ar mais leve

(SONNEMAKER, 2017). Esta força pode ser representada da seguinte forma (GOMES FILHO, Vol. 1, 2008):

$$\frac{\vec{F}_g}{m} = \vec{g}^* = -\frac{GMm}{r^2} \left(\frac{\vec{r}}{r} \right) \quad (3.15),$$

onde G é a constante universal gravitacional, M é a massa da Terra, \vec{r} é o vetor de distância da parcela do centro da Terra, m é uma massa elementar da atmosfera e r é a magnitude do vetor \vec{r} .

Então, deduzimos que se dois corpos de massa M e m estão separados por uma distância r com o vetor dirigido na direção de m , a força exercida pela massa M sobre m devido a gravitação é dada como podemos ver na equação (3.15) (GOMES FILHO, Vol. 1, 2008).

Já o valor da aceleração da gravidade ou gravidade real pode ser escrito como:

$$\vec{g}^* = \frac{g_0^*}{\left(1 + \frac{z}{b}\right)^2}, \quad (3.16)$$

em que,

$$g_0^* = -\frac{GM}{a^2} \left(\frac{\vec{r}}{r} \right). \quad (3.17)$$

Em meteorologia dinâmica de acordo com Gomes Filho (vol 1, 2008), é costume usar como uma coordenada vertical a altura acima do nível médio do mar, onde é desprezado os pequenos desvios da forma da Terra a partir da esfericidade:

$$r = b + z, \quad (3.18)$$

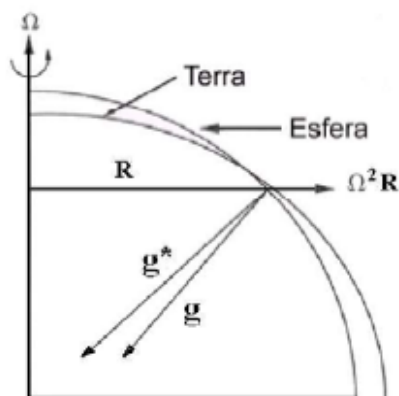
onde nesta equação temos o raio médio da Terra representado por (b) , e a distância acima do nível médio do mar representado por (z) .

Para aplicações meteorológicas $z \ll b$ podendo assim considerar $\vec{g}^* = g_0^*$ e simplesmente tratar a gravidade real como uma constante (SATYAMURTY, 2004; GOMES FILHO, Vol. 1, 2008).

3.1.5.2 Gravidade efetiva

A gravidade efetiva é a soma da gravidade real com a força centrífuga sobre a superfície da Terra (SATYAMURTY, 2004). A seguir a figura 10 mostra a relação entre a gravidade real e a gravidade efetiva.

Figura 10 – Superfície terrestre não esférica e a gravidade em relação a uma esfera idealizada



Fonte: Prakki (2004, p. 7)

A gravidade efetiva pode ser escrita matematicamente como:

$$\vec{g} = \vec{g}^* + (\vec{\Omega}^2 \vec{R}), \quad (3.19)$$

onde Ω é o vetor de rotação da Terra e R é o vetor posição de uma partícula com respeito ao eixo de rotação da Terra.

Vianello e Alves (2000) afirmam que a gravidade efetiva não é dirigida para o centro da Terra, exceto no Equador e nos Polos. Os autores ainda relatam que a gravidade efetiva teria uma componente na direção do Equador e paralela à superfície da Terra se o Planeta de fato fosse uma esfera perfeita.

De acordo com Satyamurty (2004, p.7) “a gravidade pode ser representada como o gradiente de uma função escalar Φ chamada de “geopotencial”. Esta função pode ser escrita como:

$$\vec{\nabla}\Phi = -\vec{g}, \quad (3.20)$$

Assim tem que,

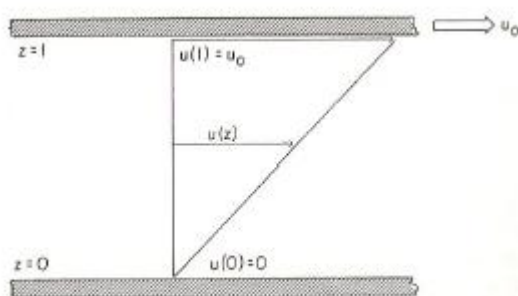
$$\Phi(z) = \int_0^z g \, dz, \quad (3.21)$$

onde Φ é o trabalho necessário para elevar uma massa unitária para a altura z acima do nível médio do mar.

3.1.6 Força de atrito ou Força de viscosidade

A força de atrito ou força viscosa é um tipo de força que causa resistência ao movimento provocando um desvio na velocidade e na direção do vento das baixas pressões (SONNEMAKER, 2017), onde essa variação pode ocorrer sobre uma distância horizontal, vertical ou ambos. De acordo com Vianello e Alves (2000) e também com Gomes Filho (Vol 1, 2008), está força que também pode ser conhecida como Tensão de cisalhamento ou “*windshear*” (sigla em inglês (WS)). A figura 11 mostra o comportamento de um fluido confinado entre duas placas horizontais, separadas por uma determinada distância.

Figura 11 – escoamento Cisalhante Viscoso, em uma direção e em estado Permanente.



Fonte: Vianello (2000, p. 213)

De acordo com a figura 11, a placa inferior encontra-se fixa e a placa superior com deslocamento na direção x , com uma velocidade u_0 , tendo em vista uma força tangencial F_t sendo aplicada sobre a placa superior, fazendo com a placa superior obtenha uma velocidade uniforme, a mesma diretamente proporcional à área da placa e a sua velocidade, e inversamente proporcional à distância l . Com isso obtemos a seguinte equação:

$$F_t = \frac{\mu A u_0}{l}, \quad (3.22)$$

onde μ é a constante de proporcionalidade, também conhecida como constante de viscosidade dinâmica do fluido. Tomando o limite quando a espessura das placas da camada total de um fluido tendem a zero, logo a equação da força viscosa por unidade de área pode ser escrita da seguinte forma:

$$\tau_{zx} = \mu \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (3.23)$$

em que τ_{zx} é a componente da tensão de cisalhamento na direção x devido ao cisalhamento vertical da componente x da velocidade e μ é o coeficiente de viscosidade dinâmica do fluido.

De acordo com Vianello e Alves (2000) a equação (3.23) aplica-se a um escoamento bidimensional, incompressível e em estado permanente, já para o caso em que está força varia no tempo, podemos representar está força da seguinte maneira:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \tau_{zx} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}. \quad (3.24)$$

O coeficiente $\nu = \mu/\rho$ que aparece na equação (3.24) é o coeficiente de viscosidade cinemática, que abaixo de 100 km na atmosfera é muito pequeno. Devido ao fato deste coeficiente ser pequeno, o transporte molecular de momentum pode ser desprezado, mas não podemos dizer o mesmo dentro de uma camada a poucos centímetros da superfície do solo, pois, o cisalhamento vertical é muito grande. De forma análoga, podemos escrever a equação para movimentos turbulentos da mesma forma que a equação (3.24) trocando apenas o coeficiente de viscosidade cinemática pelo coeficiente de viscosidade turbulenta (K).

Generalizando a equação (3.24) para todas as direções, podemos escreve-la na sua forma vetorial da seguinte forma:

$$\mathbf{F}_{aM} = \nu \nabla^2 \mathbf{V} \quad (3.25), \text{ para processos moleculares.}$$

$$\mathbf{F}_{aT} = K \nabla^2 \mathbf{V} \quad (3.26), \text{ para processos turbulentos.}$$

3.1.7 Força de Coriolis

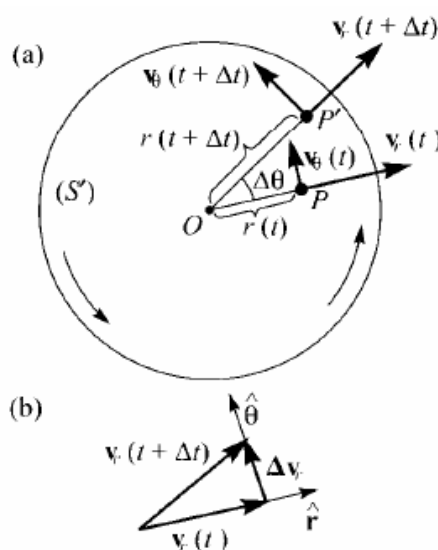
A força de Coriolis é uma força desviadora, aparente, devido a rotação da Terra, como resultante das forças centrífuga e de gravidade (SONNEMAKER, 2017, p. 68). Para ser mais claro, a força de Coriolis é um efeito que surge como consequência de observarmos o movimento de um corpo, ou do ar, em um sistema de coordenadas fixo sobre a superfície, que gira com ela (sistema de coordenadas não inercial).

Se tratando do movimento do ar, as coordenadas giram fazendo com que ocorra a existência duas forças fictícias no planeta Terra: A força de Coriolis e a força centrífuga (GRIMM, 1999). Onde a primeira atua sobre corpos em movimento em relação ao sistema fixo, a Terra, alterando apenas a direção do movimento, já o segundo, altera a força de atração gravitacional verdadeira entre a parcela de ar e a Terra, acarretando na gravidade efetiva (GRIMM, 1999).

A força de Coriolis é proporcional a velocidade da partícula e da velocidade angular ω do objeto, como também é perpendicular à direção da sua velocidade, fazendo com que ela tenda a sofrer desvios em seus movimentos. Com isso, a trajetória que a mesma tende a fazer, surge uma aceleração tangencial. (NUSSENZVEIG, 2002).

A figura 12 mostra o movimento radial referente a um girante e como a velocidade se comporta:

Figura 12 - Movimento radial referente a um girante



Fonte: Nussenzveig (2002, p. 297)

O movimento radial uniforme de S' com a velocidade V'_r , obtém um movimento acelerado, representado pela seguinte equação:

$$\mathbf{a} = -\omega^2 \mathbf{r} \vec{r} + 2\omega V'_r \vec{\theta}, \quad (3.27)$$

Como a aceleração centrípeta e o primeiro termo da equação, temos que

$$F_{in} = -m\mathbf{a} = m\omega^2 \mathbf{r} - 2m\omega V'_r \vec{\theta}, \quad (3.28)$$

Observando o 2º termo da equação (3.28), temos que a força de Coriolis e escrita matematicamente da seguinte forma:

$$F_{CO} = -2m\omega V'_r \vec{\theta}, \quad (3.29)$$

O movimento vertical da força de Coriolis afeta muito pouco os movimentos verticais na atmosfera devido ao fato de sua componente vertical ser muito menor que a força gravitacional.

Como é relatado por Sonnemaker (2017) a força de Coriolis é mais intensa nos polos e praticamente desprezível nas latitudes tropicais e equatoriais. O autor ainda fala que a força é perpendicular a trajetória do deslocamento, se deslocando no sentido da alta pressão.

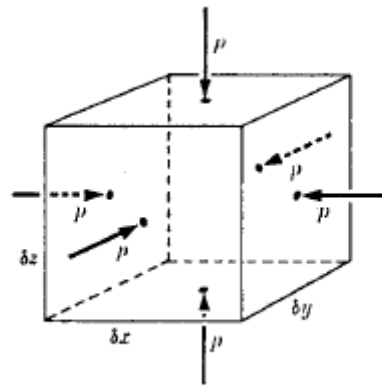
3.2 EQUAÇÕES DE MOVIMENTO

Como foi mostrado anteriormente, existem várias forças que atuam na atmosfera, onde a resultante dessas forças faz com que o ar entre em movimento. Essas forças podem ser divididas em duas categorias, que são as forças reais: Força do gradiente de pressão, atração gravitacional, força de atrito com a superfície terrestre e viscosidade do ar. E o outro grupo são as forças inerciais: Força de Coriolis e força centrífuga.

Varejão-Silva (2006) fala que as forças reais independem do referencial usado, já as forças inerciais surgem devido ao movimento de rotação da Terra.

Em um fluido, que esteja sob pressão e sob a ação de uma densidade de força f por unidade de volume, apresenta uma força adicional agindo no volume δV do fluido. Tendo em vista em uma caixa retangular, o elemento de volume $\delta V = \delta x \delta y \delta z$. A figura 12 mostra o comportamento da pressão sobre o volume caixa.

Figura 13 - Força exercida sobre o elemento de volume



Fonte: Keith (ano, p. 355)

De acordo com a figura 13, tem-se que a pressão exercida sobre a face da direita na caixa também é igual à $p \delta y \delta z$ e age sobre a direção oposta. Logo a componente δF_x exercida sobre a caixa, depende da diferença de pressão entre as faces da direita e da esquerda. Assim temos a seguinte equação: (KEITH, ANO).

$$\delta F_x = \left(-\frac{\partial p}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z \quad (3.30)$$

De fato, a equação (3.23), foi apenas realizada para a direção x, da mesma forma podem ser obtidas as equações para a direção y e z. Com isso, a força total adotada para pressão exercida sobre um fluido em uma caixa pode ser escrita matematicamente da seguinte forma: (KEITH, ANO).

$$\delta \mathbf{F} = \left(-\vec{x} \frac{\partial p}{\partial x} - \vec{y} \frac{\partial p}{\partial y} - \vec{z} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \delta V \quad (3.31)$$

Assim temos que,

$$\delta \mathbf{F} = -\nabla p \delta V \quad (3.32)$$

Tem-se que $-\nabla p$ é a densidade por unidade de força por unidade de volume. Assim a equação de movimento para um elemento de volume do fluido δV será::

$$\rho \delta V \frac{dv}{dt} = f \delta V - \nabla p \delta V \quad (3.33)$$

Logo temos que a equação do movimento pode ser escrita da seguinte forma:

$$\rho \frac{dv}{dt} + \nabla p = f \quad (3.34)$$

No caso, se ρ depende apenas da pressão p , esse fluido será chamado de homogêneo. Isso não significa que a densidade será uniforme, mas sim tem-se um

fluido incompressível e homogêneo caso sua densidade seja uniforme. (KEITH, ANO).

Levando em consideração as forças aqui citadas, podemos expressar as equações de movimento da seguinte forma:

$$\frac{D\vec{v}_x}{Dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right) + F_{ax} + fv, \quad (3.35)$$

$$\frac{D\vec{v}_y}{Dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right) + F_{ay} - fu, \quad (3.36)$$

$$\frac{D\vec{v}_z}{Dt} = g - \left(\frac{1}{\rho}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right) + F_{az}. \quad (3.37)$$

Nas equações acima temos em sua respectiva ordem a componente zonal, meridional e vertical. Nas equações (3.35) e (3.36) podemos observar o gradiente de pressão, força de atrito e a força de Coriolis. Já na equação (3.37) temos a aceleração da gravidade, o gradiente de pressão e a força de atrito.

3.3 VORTICIDADE

A vorticidade é uma operação essencial nas aplicações de cálculos vetoriais na mecânica dos fluidos, no mundo meteorológico entre outras áreas. Esta operação lembra a derivada e produz, respectivamente, um campo escalar e um campo vetorial, podendo ser utilizada para explicar os processos dinâmicos que ocorrem na atmosfera.

“No caso de o campo vetorial ser um campo de velocidade em um escoamento, esta medida indica a rotação existente em um escoamento e é chamada de vorticidade. A vorticidade é duas vezes a velocidade de rotação” (CAVALCANTE, 2001, p. 16-17) que pode ser observada na convecção natural, circulação atmosférica e oceânica (PASTOR, 2014). A vorticidade é representada pela equação:

$$\vec{\xi} = \nabla \times \vec{v}, \quad (3.38)$$

que também pode ser escrita como:

$$\vec{\xi} = \left(\frac{\partial \vec{v}_z}{\partial y} - \frac{\partial \vec{v}_y}{\partial z} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial \vec{v}_x}{\partial z} - \frac{\partial \vec{v}_z}{\partial x} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial \vec{v}_y}{\partial x} - \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial y} \right) \hat{k}. \quad (3.39)$$

A equação (3.39) representa a vorticidade escrita em coordenadas cartesianas. O último termo a direita da equação é o mais importante devido ao fato de ser utilizada para os movimentos sinóticos (SATYAMURTY, 2004):

$$\left(\frac{\partial \vec{v}_y}{\partial x} - \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial y} \right) \hat{k} \quad (*)$$

3.4 ESTABILIDADE E A INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA

De início, vamos levar em consideração uma parcela de ar ascendente, que se movimenta em uma região aonde a pressão atmosférica é mais baixa, e conseqüentemente, a pressão do ar ambiente diminui. Nesta situação, a parcela de ar irá se expandir e o ar no interior irá esfriar, pois, as moléculas de ar que estão colidindo no interior da parcela e contra a parede da parcela irão se expandir. Levando em consideração ainda, a mesma parcela de ar, só que agora, com ela retornando para superfície da Terra, o aumento da pressão atmosférica ao redor da parcela comprime e a mesma retorna ao seu valor original, onde o ar interior aquecerá.

Santos A. et al (2013) afirma que, o ar e o calor externo não podem se misturar com o ar dentro da parcela, onde o espaço ocupado pelas moléculas de ar dentro da parcela, define a densidade do ar. Como a parcela de ar se expande e esfria ou comprime e aquece sem troca de calor com o ambiente externo, temos então, um processo adiabático.

Se o ar que se encontra dentro da parcela de ar possuir uma umidade relativa menor que 100% (ar não saturado), a taxa de aquecimento e resfriamento adiabático permanece constante de 10°C por 1000 m de altitude (DAMMOUS, 2001). Esta é a chamada taxa adiabática seca, que é aplicável somente para resfriamento ou aquecimento em ar seco.

Quando o ar que está em ascensão esfria, a umidade relativa aumenta com a aproximação da temperatura ao ponto de orvalho podendo chegar a ter os 100% de umidade relativa (ar saturado) quando atingir o ponto de orvalho. Maior elevação resulta em condensação, desenvolvimento de nuvem e liberação de calor latente dentro da parcela de ar ascendente (SANTOS A. ET AL, 2013). Devido ao calor

adicionado no decorrer da condensação, ocorre uma compensação de parte do resfriamento devido à expansão, fazendo com que o ar esfrie a uma taxa menor denominada taxa adiabática úmida. Se uma parcela de ar saturada com gotículas de água em estado líquido estarem em um movimento descendente, ela será comprimida e aquecerá a taxa adiabática úmida devido a evaporação das gotículas de água em seu estado líquido serem compensadas pela taxa de aquecimento por causa da compressão (DAMMOUS, 2001). A taxa adiabática úmida não é constante, varia muito com a temperatura, e é menor que a taxa adiabática seca.

Tratando agora dos conceitos de estabilidade e instabilidade:

Se uma parcela de ar é deslocada ligeiramente para cima em relação ao seu ponto de partida, encontra-se mais fria do que o ambiente em sua nova altitude e, portanto, afunda espontaneamente de volta ao seu nível inicial, afirma-se que a atmosfera é estável. Por outro lado, se uma parcela de ar, partindo do equilíbrio, é deslocada ligeiramente para cima em relação ao seu ponto de partida, encontra-se mais quente do que seu ambiente em sua nova altitude e, portanto, continua a subir espontaneamente, afirma-se que a atmosfera é instável. (SILVA, 2017, p. 37).

Matematicamente, para que a atmosfera esteja estável, instável ou neutra, tem que ter a seguinte condição como podemos observar na equação abaixo:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial z} < 0 \\ \frac{\partial T}{\partial z} > 0 \\ \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \end{array} \right.$$

Santos A. et al (2013) afirma que tanto a estabilidade como a instabilidade do ar pode ser determinada comparando a taxa de variação vertical da temperatura ambiente com a taxa adiabática úmida e seca.

Esta relação mostra que, se a taxa adiabática úmida e seca for menor que a taxa de variação vertical da temperatura ambiente acarretará em um ambiente instável. Outra configuração que irá gerar uma instabilidade na atmosfera é o caso de uma parcela de ar saturada resfriando a uma taxa adiabática úmida menor, onde a parcela de ar será mais quente que o ar ambiente.

Para o caso onde a taxa de variação vertical de temperatura ambiente for menor que a taxa adiabática úmida, temos uma atmosfera absolutamente estável. Ainda se referindo a estabilidade atmosférica, temos as condições de inversões (o ar fica mais quente com a altura) de subsidência, que é quando o ar

desce vagarosamente sobre uma grande área, e temos a estabilidade neutra, que é quando a taxa de variação da temperatura ambiente é igual a taxa adiabática úmida.

Já para o caso onde a taxa de variação vertical é maior que a taxa adiabática seca, temos uma atmosfera absolutamente instável. E no caso onde a taxa de variação vertical de temperatura está entre a taxa adiabática úmida e a taxa adiabática seca, temos uma atmosfera condicionalmente instável.

3.5 CONVECÇÃO

A convecção pode ser definida como um “mecanismo de transferência de calor através de fluido na presença do movimento de sua massa” (ÇENGEL; GHAJAR, 2012, p. 373), que ocorre principalmente em líquidos ou gases.

Na atmosfera, a convecção é guiada pelo aquecimento do oceano ou da superfície terrestre, que recebe calor do sol durante o dia, e como consequência, aquece o ar que está logo acima. O ar é aquecido fazendo com que átomos e moléculas se movam rapidamente fazendo com o que ocupem um espaço intermolecular maior. Desta forma, o fluido se expande e sua densidade diminui acarretando na ascendência da porção de ar aquecida, que troca de lugar sucessivas vezes com uma parcela de ar a uma temperatura menor e uma densidade maior.

Em uma análise física a respeito desse processo de transferência de energia, pode-se afirmar que, os raios solares que atingem o solo produzem um aumento de temperatura na atmosfera, que por sua vez, produzem uma força motriz que dá início ao movimento ascendente na atmosfera.

Sonnemaker (2017) menciona que a convecção é maior sobre o continente durante o dia, à tarde; durante a noite é maior sobre o mar, pela madrugada. As condições necessárias para que exista a convecção na atmosférica são a umidade e a instabilidade (PASTOR, 2014).

3.6 VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

3.6.1 Cisalhamento Profundo ou *Deep-Layer Shear* (sigla em inglês, DLS)

De acordo com Foss (2011), onde é levado em consideração o vento a 6000 m de altura e o vento médio nos primeiros 500 m acima do solo, podemos definir o

DSL como a diferença vetorial entre o vento de altura $\vec{v}_{6\text{km}}$ e o vento médio acima do solo a uma altura de $\vec{v}_{5\text{km}}$. O DSL pode ser escrito como:

$$\text{DSL} = \vec{v}_{6\text{km}} - \vec{v}_{0,5\text{km}}, \quad (3.40)$$

onde a unidade de medida é dada em $[\text{m}\cdot\text{s}^{-1}]$. Craven e Brooks (2004) alegam que valores de DSL acima de $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ favorecem o desenvolvimento de supercélulas com potencial para gerarem tornados.

3.6.2 Helicidade Relativa a tempestade ou *Storm Relative Helicity* (sigla em inglês, SRH)

Antes de falarmos sobre a helicidade relativa as tempestades, é importante definir helicidade.

A helicidade é definida como (BLUESTEIN, 2019):

$$\vec{H} = \frac{1}{2}[\vec{v} \cdot (\nabla_{\mathbf{x}}\vec{v})], \quad (3.41)$$

a unidade de medida é $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ e o termo dentro do parênteses é o vetor vorticidade tridimensional $\vec{\xi}$. Quanto maior a magnitude de \vec{H} maior será o alinhamento de \vec{v} com $\vec{\xi}$, ou seja, \vec{H} é uma variável que indica o quanto o escoamento é helicoidal (FOSS, 2011).

Se tratando de tempestades convectivas e tornados, um escoamento horizontal de baixo nível quando submetido a uma forte helicidade pode ser inclinado e alongado por uma corrente ascendente convectiva dando origem a um movimento rotacional vertical, contribuindo para intensificação do mesociclone de baixo nível dentro das tempestades rotativas. De acordo com Nascimento (2005), este mecanismo físico gera e intensifica a vorticidade vertical em baixos níveis pela corrente ascendente.

Sobre a SRH, Teixeira (2013) diz que, este tipo de helicidade é um parâmetro utilizado na identificação de supercélulas, que pode escrito como:

$$\text{SRH} = \int_0^z \hat{\mathbf{k}} \cdot (\vec{v}_h - \mathbf{C}) \times \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial z} dz, \quad (3.42)$$

onde, \mathbf{k} é o vetor unitário na direção vertical, \vec{v}_h é o vetor horizontal do vento, \mathbf{C} é o vetor deslocamento da tempestade, z é a altura a partir do solo e a derivada parcial

é a vorticidade horizontal induzida pelo cisalhamento vertical do vento. Foss (2011) acrescenta que a SHR é o cálculo da helicidade na camada atmosférica de influxo na tempestade.

Para valores superiores a $150 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ a um forte indício de supercélulas convectivas com capacidade para produção de tornados (TEIXEIRA, 2013).

3.6.3 Energia potencial disponível para convecção (CAPE, sigla em inglês)

Fisicamente, a CAPE mede a energia cinética máxima por unidade de massa de ar, proporcionada pela ascensão adiabática de ar úmido da camada limite (YE; DEL GENIO; LO, 1998; SANTOS J.; MOTA; ROCHA, 2014), ou seja, a medida desta energia é analisada levando em consideração a parcela de ar que se movimenta verticalmente para cima na atmosfera que corresponde a flutuabilidade que foi mencionada anteriormente.

Através da CAPE a instabilidade vertical que ocorre na troposfera e em uma nuvem de tempestade pode ser explicada, sendo calculada de acordo com a equação abaixo (FOSS, 2011):

$$\text{CAPE} = \int_{\text{NCE}}^{\text{NE}} \vec{g} \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz, \quad (3.43)$$

NCE é o nível de convecção espontânea (base da nuvem) que é o nível a partir do qual uma parcela de ar sendo elevada torna-se naturalmente flutuante – isto é, menos densa que o ar ambiente – de modo que sua ascensão passa a ser livre e não forçada. NE é o nível de equilíbrio (topo da nuvem) que é o nível a partir do qual uma parcela de ar naturalmente flutuante passa a ter densidade maior que a do ar ambiente, tendo assim sua ascensão livre interrompida (FOSS, 2011, p. 33).

Na equação (3.34) T_{vp} é a temperatura virtual da parcela, T_{va} é a temperatura virtual do ambiente que se encontra entre NCE e NE, g é a aceleração da gravidade. Um CAPE positivo até cerca de 1000 J/kg descreve condições “moderadamente instáveis”; um CAPE acima de 3500 J/kg significa que as condições estão preparadas para condições climáticas são severas (NEUENSCHWANDER, 2011).

3.6.4 CAPE da corrente descendente (DCAPE, sigla em inglês)

O DCAPE é a energia potencial convectiva da corrente descendente, onde as variáveis são as mesmas da equação (3.34). A mudança que ocorre é no limite de integração. De acordo com Nascimento (2005), o DECAP pode ser escrito como:

$$\text{DCAPE} = \int_{\text{SUP}}^Z g \left(\frac{T_{va} - T_{vp}}{T_{va}} \right) dz, \quad (3.44)$$

em que o limite inferior SUP se refere à superfície, e Z se refere ao nível da parcela de ar com menor temperatura potencial. O efeito do ar seco entre níveis baixos e médios dentro da tempestade é um dos mecanismos de geração de correntes descendentes intensas devido ao processo de resfriamento do ar.

Valores de DCAPE a partir de 1000 J/kg são altos, mas tempestades em ambientes de intensa forçante sinótica podem ocorrer com DCAPE abaixo deste valor.

3.6.5 Inibição convectiva ou *convective inhibition* (CIN, sigla em inglês)

Oliveira (2016) define o CIN como uma medida vertical integrada do trabalho que deve ser realizado para elevar uma parcela de ar desde a superfície até o NCE. O trabalho realizado pela parcela de ar é contra o ambiente, desta forma, esta parcela adquire um movimento ascendente forçado. Segundo Teixeira (2013), o CIN pode ser escrito da seguinte forma:

$$\text{CIN} = - \int_{P_i}^{P_f} R_d (T_{vp} - T_{va}) d \ln P, \quad (3.45)$$

onde, R_d é a constante específica para o ar seco, P_i e P_f é a pressão inicial e final, P é a pressão.

Teixeira (2013) ainda relata que, para valores de CIN maiores que 200 J/kg significa dizer que há uma forte inibição dos movimentos convectivos, sendo assim, existe uma probabilidade menor de ocorrência de tempestades severas e tornados.

4 TORNADOGENESIS – PARTE 1

4.1 A ATMOSFERA INSTÁVEL

Para que um tornado possa ser formado, é necessário que a atmosfera esteja instável em um dado momento, e um fator que determina esta instabilidade é a temperatura.

Peña, Falcón e Iza (2012) ressaltam que, a ocorrência de tornados e trombas marinhas está associada pela circulação fechada de fluidos atmosféricos em região de instabilidade local. Se o ar próximo à superfície sofrer um aquecimento, tornando a temperatura dessa parcela superior ao ar em seu entorno, tal parcela pode sofrer ascensão, com capacidade de desenvolver uma célula convectiva (CANDIDO, 2012). Termodinamicamente falando, é esta instabilidade atmosférica que faz com que a parcela de ar próxima à superfície adquira um movimento vertical, porque a parcela sempre será mais quente e menos densa que o ar ambiente.

Os tornados quando são formados em tempestades supercélulas clássicas, geralmente ocorrem na interface entre as correntes ascendentes e as correntes descendentes posteriores, onde de acordo com Toledo (2017), a corrente ascendente principal é alimentada pelo ar ambiente que se desloca em direção a tempestade. Esta corrente ascendente principal entra na nuvem em rotação, gerando um mesociclone. Estas mesmas tempestades, também apresentam duas regiões principais com correntes descendentes, a corrente localizada na frente da tempestade e a corrente localizada atrás da tempestade.

Toledo (2017) ainda fala que um tornado decorrente desse tipo de tempestade é produzido junto a uma parede de nuvens (wall cloud), onde o aparecimento dessa parede de nuvens indica o aparecimento de uma corrente ascendente e de rotação.

Neuenschwander (2011) relata que, geralmente o ar fica mais frio e seco com a altura, tendência esta, que continua a 11 km dos polos e 17 km acima do equador. Esta região da atmosfera é definida como troposfera, que apresenta a condição de temperatura onde, $dT/dz < 0$. Cesar (2013) fala que, esta região é geralmente conhecida como local de nascimento de fenômenos meteorológicos.

Como podemos ver uma atmosfera instável provoca movimento vertical na atmosfera que conseqüentemente proporciona o desenvolvimento de nuvens e tornados.

4.1.1 Atividade convectiva

Outro fator importante, é que a instabilidade atmosfera pode gerar uma forte convecção, que é um gatilho extremamente importante para a geração de um tornado.

Segundo Estivallet et al. (2009), a convecção é fundamental para a geração dos tornados, pois, o ar que está em contato com a superfície aquece e se eleva na atmosfera com a forma de correntes ascendentes espiraladas.

Desta forma, a corrente ascendente predomina em relação a corrente descendente, o que ocasiona no crescimento da tempestade.

Pastor (2014) explica que devido a este acréscimo na temperatura, ocorre um aumento na energia interna da atmosfera, que é proporcional a sua energia potencial gravitacional. Uma parte da energia potencial citada é convertida em energia cinética, fazendo com que a parcela de ar quente e menos densa, se movimente verticalmente para cima, devido ao campo de gravitação. Na medida em que a parcela de ar quente se distancia mais do solo, ela atinge o nível de condensação, em que a massa é saturada e sua temperatura é a do ponto de orvalho (PASTOR, 2014), desenvolvendo dessa forma uma nuvem convectiva ou nuvem cumulonimbus, que é a responsável por produzir as tempestades severas e os tornados mais intensos.

Markowski e Richardson (2014) relatam que, na tempestade supercélula, as correntes ascendentes e descendentes coincidem com a região de precipitação. Nas supercélulas ciclônicas em rotação a maior parte da precipitação cai fora da corrente ascendente. Este fato colabora bastante para o desenvolvimento do tornado, pois, a precipitação não impede o deslocamento vertical da massa de ar e a aceleração da mesma.

Pelo fato do movimento vertical ser bem acentuado, Foss (2011) caracteriza a convecção como um processo não-hidrostático, relatando que a equação do movimento (sem desprezar aceleração vertical) é tomada como referência para muitos dos princípios básicos da teoria da convecção. “A base teórica da análise e previsão de tempestades convectivas pode ser bem compreendida pela investigação desta equação segundo a Teoria da Parcela” (FOSS, 2011, p. 29) em que a

componente vertical desprezando o atrito pode ser escrita como (DAWSON ET AL., 2016; BLUESTEIN, 2019):

$$\rho \frac{D\vec{v}_z}{Dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho \vec{g}, \quad (4.1)$$

em que ρ é a densidade do ar, \vec{w} é a velocidade vertical, $D\vec{w}/Dt$ é a aceleração vertical acompanhando a parcela de ar, P é a pressão atmosférica e \vec{g} é a aceleração da gravidade.

Segundo Foss (2011) e Dawson et al. (2016) é possível expandir as variáveis P e ρ somando o estado básico em equilíbrio hidrostático e uma perturbação. Desta forma, podemos reescrever a pressão e a densidade como:

$$P = \bar{P}(z) + P'(x, y, z, t); \quad (4.2)$$

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t). \quad (4.3)$$

A barra (-) representa o estado básico, ou seja, o ambiente em torno da célula convectiva. A linha (') representa a perturbação em torno do estado básico, ou seja, é a diferença entre as propriedades das parcelas de ar dentro da célula convectiva e o ambiente externo. Foss (2011) assume que o estado básico satisfaz o equilíbrio hidrostático, acarretando em um equilíbrio entre o gradiente vertical de pressão e a força gravitacional:

$$\frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = -\bar{P} \vec{g}. \quad (4.4)$$

Substituindo (4.2) e (4.3) em (4.1), obtemos:

$$(\bar{\rho} + \rho') \frac{D\vec{v}_z}{Dt} = -\frac{\partial(\bar{P} + P')}{\partial z} - (\bar{\rho} + \rho') \vec{g}. \quad (4.5)$$

Aplicando a relação (4.4) em (4.5) obtemos:

$$(\bar{\rho} + \rho') \frac{D\vec{v}_z}{Dt} = -\frac{\partial(P')}{\partial z} - (\rho') \vec{g}. \quad (4.6)$$

Dividindo a equação acima por $\bar{\rho}$ e aplicando a aproximação de Boussinesq, obtemos:

$$\frac{D\vec{v}_z}{Dt} = -\frac{1}{\bar{P}} - \frac{\partial(P')}{\partial z} - \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right) \vec{g}, \quad (4.7)$$

onde a razão que aparece no segundo termo da equação (4.7) é desprezada no termo que multiplica $D\vec{v}_z/Dt$ (FOSS, 2011).

O termo $-\left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right)\vec{g} = B$ é chamado de flutuabilidade (FOSS, 2011; DAVIES-JONES, 2015; DAWSON ET AL., 2016).

Os dois termos do lado direito da equação (4.7) são as forçantes que modulam as correntes verticais dentro da tempestade, ou seja, a aceleração vertical ocorre devido ao gradiente vertical de pressão e por causa da flutuabilidade.

A corrente de ar descendente está associada à flutuabilidade por causa do peso da precipitação e das baixas temperaturas (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2014). A evaporação da chuva e a fusão do granizo e da neve resfriam o ar levando a gradientes horizontais de flutuabilidade. Parcelas de ar submetidas a esse gradiente de flutuabilidade sofrem um torque que gera vorticidade horizontal.

5 TORNADOGENESIS – PARTE 2

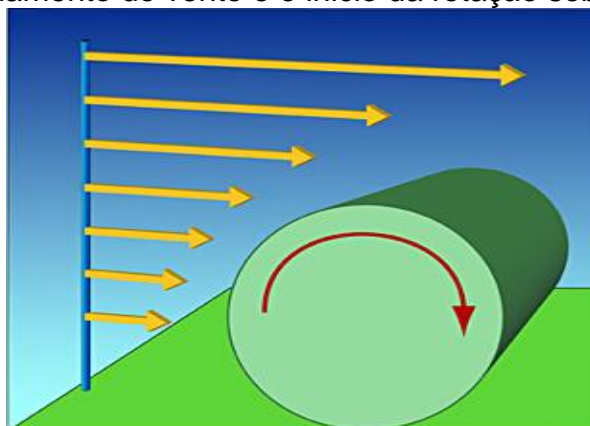
5.1 CISALHAMENTO DO VENTO

Um segundo ponto que podemos destacar para que um tornado seja formado é o cisalhamento do vento, que influencia diretamente na formação das tempestades supercélulas e conseqüentemente na formação dos tornados. Mulder (2015) afirma que o cisalhamento é fundamental para a formação dos tornados, porque de acordo com Almeida (2006) em uma supercélula tornádica, o vento horizontal exibe um forte cisalhamento vertical. Isto quer dizer que com o aumento da altitude, componentes horizontais da velocidade também aumentam e a direção do vento é modificada.

Quando o cisalhamento do vento é forte, a tempestade se torna mais intensa, organizada e persistente devido ao aumento das correntes de ar ascendentes e descendentes (FOSS, 2011). Este aumento das correntes de ar ocorre porque, “a chuva e o granizo não irá cair diretamente através da coluna ascendente de convecção, e sua frente de rajada não irá impedir o influxo de calor na base da tempestade” (NEUENSCHWANDER, 2011, p. 11).

De acordo com Almeida (2006), o cisalhamento vertical que muda a direção do vento é o responsável pela rotação do ar em volta do eixo horizontal num movimento de rotação. Os tornados acontecem em muitas situações de cisalhamento, mas devido a flutuações e turbulências eles vêm e vão. Segundo Neuenschwander (2011), qualquer cisalhamento (vertical ou não) pode produzir vorticidade. Na ilustração abaixo (Figura 14), a velocidade do vento esta aumentando com a altura e criando um efeito rotacional na atmosfera. Este mecanismo é fundamental para a formação de um mesociclone, que pode gerar um tonado.

Figura 14 – Cisalhamento do vento e o inicio da rotação sobre o eixo horizontal

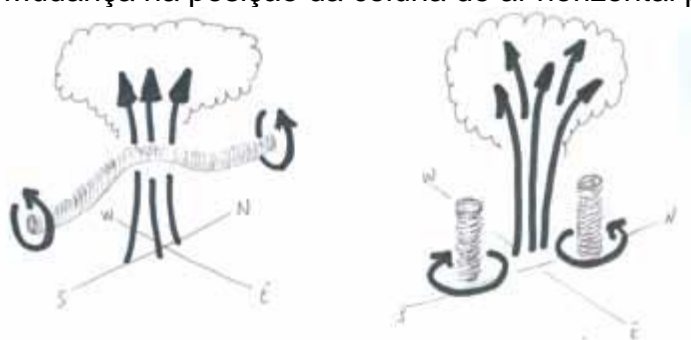


Fonte: Cisalhamento do vento retirado do Serviço Nacional do Tempo (National Weather Service, EUA)

A corrente ascendente eleva a coluna rotativa de ar criada pela força de cisalhamento proporcionando uma mudança na posição da coluna de ar horizontal para a posição vertical.

De acordo com a NWS, isso fornece duas rotações diferentes para uma supercélula, rotação ciclônica ou anti-horária e rotação anti-ciclônica ou horário (Figura 9).

Figura 15 – Mudança na posição da coluna de ar horizontal para vertical



Fonte: Neuenschwander (2011, p. 11)

Conforme observado por Foss (2011), o cisalhamento vertical induz a formação de vórtices horizontais, onde, esta forçante dinâmica em conjunto com a forçante puramente termodinâmica (instabilidade atmosférica) geram acelerações verticais intensas.

5.2 VORTICIDADE DE UM TORNADO

Markowski e Richardson (2004) afirmam que, o campo de vento em torno da parcela de ar pode inclinar a vorticidade horizontal para cima, mesmo com a existência da corrente descendente. Essa inclinação permite que a parcela de ar descendente adquira vorticidade vertical quando atingir o solo. Como foi falado no capítulo 3 para movimentos sinóticos e para o estudo referente aos tornados a equação a ser utilizada é:

$$\left(\frac{\partial \vec{v}_y}{\partial x} - \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial y} \right) \hat{\mathbf{k}} \quad (*)$$

Que também pode ser escrita como:

$$\vec{\zeta} = \hat{\mathbf{k}} \cdot (\nabla \times \vec{v}) = \left(\frac{\partial \vec{v}_y}{\partial x} - \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial y} \right). \quad (5.1)$$

Pastor (2014) explica que a vorticidade pode ser medida em relação a um sistema de coordenadas absolutas (ou vorticidade absoluta) ou pode ser medida em relação a Terra (ou vorticidade relativa).

A vorticidade relativa é a que pode ser visualizada na equação (5.1). Já a vorticidade absoluta que pode ser observada na equação abaixo, leva em consideração a Força de Coriolis (NORONHA, 2010):

$$\frac{d\eta}{dt} = -\eta \left(\frac{\partial \vec{v}_y}{\partial x} + \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial \vec{v}_z}{\partial x} \frac{\partial \vec{v}_y}{\partial z} - \frac{\partial \vec{v}_z}{\partial y} \frac{\partial \vec{v}_x}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right). \quad (5.2)$$

Como pode ser observado na equação (5.2), η é a vorticidade absoluta, ρ é a densidade do ar e P é a pressão. O primeiro termo a direita da equação representa a geração de vorticidade pela divergência horizontal do vento (GOMES FILHO, Vol. 1, 2008). Ele indica se a coluna vertical do vórtice está convergindo ou divergindo com o tempo. Se convergir, o vórtice terá um acréscimo em módulo na sua velocidade tangencial, se divergir, o módulo da velocidade diminui (NORONHA, 2010).

O segundo termo à direita, de acordo com Noronha (2010, p. 43) “indica a vorticidade gerada pela inclinação da coluna horizontal, oriunda do cisalhamento dos ventos nas componentes horizontais e verticais”. Este termo é o responsável pelo desenvolvimento inicial da vorticidade vertical dentro da corrente ascendente pela vorticidade horizontal, em outras palavras, este termo representa o cisalhamento vertical do vento. Hallak e Pereira Filho (2012, p. 174) afirmam que os índices cinemáticos (ou de cisalhamento) “são aplicados para previsão de tempestades associadas ao movimento rotacional de massas de ar e que podem dar origem aos tornados”.

O terceiro termo a direita que é chamado de termo baroclínico⁴, é o efeito solenoidal que pode ser explicado da mesma maneira que no teorema da circulação (SATYAMURTY, 2004). Davies-Jones (2015) defende que a rotação acima do solo

⁴ Em uma atmosfera baroclínica a densidade depende da temperatura e da pressão, diferentemente de uma atmosfera barotrópica, que a densidade é considerada uma função apenas da temperatura (SILVA, R., 2010).

ocorre principalmente devido a processos baroclínicos embora possa ser ajudado algumas vezes pela circulação barotrópica.

6 CONCLUSÃO

Os tornados são eventos comuns em quase todo o globo terrestre, e apesar de todo avanço no campo de estudo referente a este fenômeno meteorológico, ainda existe uma dificuldade de prever quando ele irá ocorrer, e entender como ele se forma.

Apesar dos tornados serem considerados um fenômeno meteorológico, o estudo referente à formação do fenômeno não está restrito apenas aos meteorologistas. Devido a uma exaustiva compreensão do mecanismo físico e matemático envolvido na formação dos tornados os meteorologistas com a participação de profissionais de outras áreas (por exemplo, físicos, químicos e matemáticos) passaram a desenvolver modelos e experimentos com o objetivo de entender a formação dos tornados contribuindo para a previsão deste fenômeno tão aterrorizador.

Com este trabalho, pretendeu-se tapar lacunas a respeito do mecanismo de formação dos tornados, onde foi possível mostrar a gênese da formação deste fenômeno atmosférico que tem causado grandes danos materiais e vitais ao longo dos tempos.

Conforme foi abordado podemos perceber que a grande maioria dos tornados destrutivos observados se origina a partir de tempestades supercélulas, e que o principio da genesis do tornado é devido à uma forte instabilidade atmosférica (que envolve a convecção e a humidade do ar) e ao cisalhamento vertical do vento.

Se tratando do primeiro estágio da tornadogeneses, foram levadas em consideração fatores termodinâmicas como a instabilidade atmosférica, convecção e umidade do ar. O ar próximo ao solo quando aquecido, acaba sofrendo uma variação na sua temperatura deixando a parcela de ar menos densa promovendo um desequilíbrio entre as forças de gradiente de pressão e gravitacional. Este fato acarreta na aceleração da parcela, que a partir dai irá se movimentar verticalmente para cima. Se tratando da corrente descendente, a parcela do fluido que se encontra a uma determinada altitude acaba passando por um processo de resfriamento,

fazendo com que a parcela do fluido adquira um movimento descendente devido ao aumento da densidade dessa parcela de ar.

No segundo estágio da tornadogênese, foi realizada uma abordagem mais dinâmica a respeito do processo de formação do tornado, onde foi que o cisalhamento do vertical do vento é muito importante para que o fenômeno seja gerado, pois, o cisalhamento vertical do vento ocasiona mudança na velocidade e na direção do fluido quando com a variação de altitude. Podemos perceber mais uma vez que a origem do fenômeno se dá devido a mudanças no vento horizontal, onde, o cisalhamento vertical do vento é o responsável por fazer a parcela de ar horizontal sofrer rotação. Essa mesma parcela de ar é erguida pelo movimento ascendente resultando em uma vorticidade vertical. No caso da corrente descendente, ela acaba adquirindo vorticidade quando atinge o solo.

Em virtude dos fatos mencionados, podemos realmente chegar à conclusão que a rotação de um tornado tem origem próxima do solo e que a instabilidade atmosférica e o cisalhamento vertical do vento é a fonte da rotação de um tornado.

REFERÊNCIAS

ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: Processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades.**

Dissertação (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 225, 2008.

ALMEIDA, P. M. P. **Fenômenos meteorológicos extremos e a segurança das instalações nucleares.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Nuclear) – Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, p. 119, 2006.

ANTONESCU, B.; SCHULTZ, D. M.; LOMAS, F; KÜHNE T. Tornadoes in Europe: Syntesis of the observational datasets. Monthly weater review, **American Meteorological Society**, v. 144, p. 2445-2480, July 2016.

ANTONESCU, B.; SCHULTZ, D. M.; HOLZER, A.; GROENEMEIJER, P. Tornadoes in Europe: An underestimated threat. **American Meteorological Society**, p. 713-728, 2017.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J.; **Atmosphere, Weather and Climate.** 8. Ed. Routledge. New Fetter Lane, London. 2003.

BERTONI, B. G. L. **Estudo de caso de tornados, uso e ocupação do solo, topografia e análise meteorológica destes eventos atmosféricos no Sul e Sudeste do Brasil.** Dissertação (Mestrado e Ciência Ambiental) – Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 127, 2013.

BLUESTEIN, H. B. **Tornadoes and Their Parent Convective Storms.** Oxford University Press, 2019.

BRADFORD, M. Historical Roots of Modern Tornado Forecasts and Warnings. **Wather and forecasting**, Texas A&M University, College Station, Texas, v. 14, p. 484-491, 1999.

BRADFORD, M. **Scanning the Skies: A History of Tornado Forecasting**, University of Oklahoma Press, Norman, 2001.

CAMELO, H. N.; LUCIO, P. S.; GOMES, O. M.; JUNIOR, J. B. V. L. Utilização de análise de correspondência para classificação da velocidade do vento no nordeste brasileiro. **Divulgação Científica e Tecnológica do IFPB**, João Pessoa, Paraíba, n. 31, p. 24-30, 2016.

CANDIDO, D. H. **Tornados e trombas-d'água no Brasil: Modelo de risco e proposta da escala de avaliação de danos**. Dissertação (Doutorado em Ciências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, p. 259, 2012.

CAVALCANTI, E. P. **Notas de Dinâmica de Fluidos**. Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande – PB, p. 69, 2001.

ÇENGEL, Y. A.; GHAJAR, A. J. **Transferência de Calor e Massa: uma abordagem prática**. 4ª Ed. AMGH Editora Ltda. Porto Alegre – RS, 2011.

CESAR, M. B. Hurricanes and Cyclones Kinematics and Thermodynamics based on Clausius-Clapeyron relation derived in 1832. **International Journal of Physical Sciences**, v. 8, n 23, p. 1284-1290, jun 2013.

COLEMAN, T. A.; KNUPP, K. R.; SPANN, J.; ELLIOT, J. B.; PETERS, B. E. The history (and future) of tornado warning dissemination in the United States. **American Meteorological Society**, p. 567-582, may, 2011.

CRAVEN, J. P.; BROOKS, H. E. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with Deep moist convection. **National Weather Digest**, v. 28, p.13-24 December, 2004.

DAHL, J. M. L. **Supercells – Their Dynamics and Prediction**. Dissertação (Doutorado em Meteorologia) – Free University of Berlin, Institute of Meteorology, Department of Theoretical Meteorology, p. 122, 2006.

DAMMOUS. Estabilidade Atmosférica. Disponível em:

<http://www.dammous.com/tempo/n_dsnv.asp>. Acesso em: 29 de Novembro de 2020.

DAVIES-JONES, R. A review of supercell and tornado dynamics. **Atmospheric Research**, National Severe Storms Laboratory, Norman, p. 274-291, 2015.

DAWSON, D. T.; XUE, M.; SHAPIRO, A.; MILBRANDT, J. A.; SCHIENKMAN, A. D. Sensitivity of real-data simulation of the 3 May 1999 Oklahoma city tornadic supercell and associated tornadoes to multimoment microphysics. Part II: Analysis of Buoyancy and dynamic pressure forces in simulated tornado-like vórtices. *Journal of the atmospheric sciences*, **American Meteorological Society**, v. 73, p. 1039-1061, March, 2016.

DIAS, A. A. C.; ANDRADE-NETO A. V.; MILTAO M. S. R. A Atmosfera Terrestre: Composição e Estrutura. **Caderno de física da UEFS**, Feira de Santana, v. 5 (1 e 2), p. 21-40, 2007.

DIAS, M. A. F.; Furacões e tornados: Um espetáculo de rotação na atmosfera terrestre. **Revista USP**, N. 72, p. 44-53, Dezembro/Fevereiro, 2006-2007.

ESTIVALLET, J.; SILVA, L.; SCHEUER, P. R.; ESPINDOLA, P. L.; OLIVEIRA, R. **La Niña e el niño: A Influência nas ocorrências tornádicas em Santa Catarina**. Dissertação (Curso Técnico de Meteorologia), Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina, Florianópolis, p. 158, 2009.

FILHO, M. F. G. Cadernos de Dinâmica, volume 1. Departamento de Meteorologia, Campina Grande – PB, p. 68, 2008.

FORBES, G. S.; BLUESTEIN, H. B. Tornadoes, Tornadic Thunderstorms, and Photogrammetry: A Review of the Contributions by T. T. Fujita. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 1, p. 73-96, 2001.

FOSS, M. **Condições atmosféricas conducentes a ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, p. 146. 2011.

FUENTES, O. V. The Earliest Documented Tornado in the Americas. **American Meteorological Society**, v. 91, n. 11, p. 1515-1523, 2010.

FUJITA, T. T. Proposed Characterization of Tornadoes and Hurricanes by Area and Intensity. **SMRP Research Paper**. N. 91, Feb 1971.

GOLDEN, J. H.; ADAMS, C. R. The tornado problem: Forecast, warning, and response. **Natural Hazards Review**, V. 1, n. 2, May 2000.

GRIMM, A. M. Meteorologia Básica – Notas de Aula. 1999. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-3.html>>. Acesso em: 29 de Novembro de 2020.

GROENEMEUER, P.; KÜHNE, T. A climatology of tornadoes in Europe: Results from the European Severe Weather Database. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, V. 142, p. 4775-4790, December 2014.

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

HASSAN, V. V.; ALMEIDA, J. R. De A. F.; MENEZES, W. F. PERES, L. De F. Características meteorológicas do ambiente sinótico e de mesoescala associado ao evento de tornado na cidade de Xanxerê- SC, em Abril de 2015. **Anuário do Instituto de Geociência**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, v. 40-3, p. 131-138, 2017.

HORNES, K. L.; PALHARES J. M; BALICK M.; ALMEIDA, N. R. De. Tornado, Whirlwind, **Ciência geográfica**, Bauru, v. xix, p. 40-54, jan./dez. 2015.

JOHNS, R. H.; BURGERSS, D. W.; DOSWELL III, C. A.; GILMORE, M. S.; HART, J. A. PILTZ, S. F. The 1925 Tri-State Tornado Damage Path and Associated Storm System. **Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 8, n. 2, p. 1-33, 2013.

KERN, A. P.; BUENO, B. V. T; PEDRO, S. M. **Fenômenos Meteorológicos Extremos Revisão Bibliográfica de Fenômenos Meteorológicos Extremos**. Dissertação (Graduação de Curso Técnico em Meteorologia) – Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina, Florianópolis, p. 32, 2010.

LIMA, K. C. **Descargas elétricas atmosféricas em sistemas convectivos de mesoescala no Sul da América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, p. 138, 2005.

MCDONALD, J. R. T. Theodore Fujita: His Contribution to Tornado Knowledge through Damage Documentation and the Fujita Scale. **American Meteorological Society**. V. 82, n. 1, p. 63-72, 2001.

MARCELINO, I. P. V. O.; FERREIRA, J. N.; CONFORTE, C. J.; Análise do Episódio de Tornado Ocorrido no dia 07/02/98 no Município de Abdon Batista – SC. **Anais XI SBSR**, p. 479-486, 2003.

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

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. What we know and don't know about tornado formation. **AIP Publishing**. V. 67, n. 9, p. 26-31, 2014.

MIRANDA, P. M. A. **Introdução à Meteorologia**. Universidade de Lisboa, Lisboa: IPMA, 2013.

MULDER, K. J. **Tornadoes in the British Isles: Climatology, Formation Environments, and Storm Dynamics**. Dissertação (Doutorado em Filosofia) – Universiti of Manchester, p. 122, 2015.

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

NECHET, D. Ocorrência de tornados no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia: a meteorologia e a gestão de energia**, Belém/PA, v. 26, n. 2, p. 29-39, ago 2002.

NEUENSCHWANDER, D. E. The Physics of Tornadoes: Part 1 e Part 2. **The SPS Observer**, p. 2-17, 2011.

NORONHA, A. W. T. De. **Estudo qualitativo sobre a formação dos “tornados” e descrição dos eventos acontecidos nos anos de 2006 a 2009 no estado do Ceará**. Monografia (Grau de Licenciatura em Física) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, p. 63, 2010.

NOAA Celebrates. History of Tornado Forecasting. Disponível em: < https://celebrating200years.noaa.gov/magazine/tornado_forecasting/>. Acesso em: 30 de Novembro de 2020.

NSSL (The National Severe Storms Laboratory). NSSL Research: Tornados. Disponível em: < <https://www.nssl.noaa.gov/research/tornadoes/>>. Acesso em: 30 de Novembro de 2020.

NUSSENZVEIG, H. M. Curso de Física Básica 1: Mecânica, 4ª edição, Editora Edgard Biücher, 2002.

OLIVEIRA, R. **Tornado de Xanxerê-2015: Análise Sinótica e Caracterização das Condições Atmosféricas Usando o Modelo WRF**. Dissertação (Grau de Bacharel

em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, p. 88, 2016.

PASTOR, J. C. G. Respuesta estructural ante cargas de tornado. 2014. Dissertação (Maestria en Ingeniería Civil) – Universidad Nacional Autónoma de México, D. F., 2014.

PEÑA, E.; FALCÓN, N.; IZA, I. El eolometeoro de Caracas (Venezuela) del 07/05/2012: ¿un mini tornado? **Revista Faraute de Ciencias y Tecnología**, v. 7, n. 2, p. 12-23, 2012.

PINTO, P.; LEITÃO, P. Tornado de Silves. Relatório Técnico, **Instituto Português do Mar e da atmosfera**, Lisboa, p. 20, Novembro, 2012.

SANTOS, A. F. S.; ASSIREU, A. T.; PASSOS, H. L.; MATTOS, J. G. Z.; SCHMENGLER, M. **Estabilidade Atmosférica e Desenvolvimento de Nuvens**. Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação, INPE, São José dos Campos, 2013.

SANTOS, J. S.; MOTA, M. A. S.; ROCHA, E. J. P. Classificação Climatológica da Energia Potencial Disponível para a Convecção na Cidade de Belém-PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. esp., p. 60-72, 2014.

SANTOS, M. O. **Estimativa de Descargas Elétrica através de Simulações Numéricas com o WRF**. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 129, 2014.

SATYAMURTY, P. **Rudimentos de Meteorología Dinâmica**. São José dos Campos, INPE, p. 143, 2014.

RAUHALA, J.; SCHULTZ, D. M. Severe thunderstorm and tornado warnings in Europe. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1-3, p. 369-380, 2009.

SILVA, F. P. **Caracterização da camada limite atmosférica em Fortaleza-CE.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p. 77, 2017.

SIRA, O.; FALCÓN, N.; VEJA, C. Micro-tornados y trombas marinas en Venezuela. **Revista Ingeniería UC**, v. 17, n. 1, p. 73-82, abr 2010.

SONNEMAKER, J. B. **Meteorologia.** 31ª Ed. São Paulo: ASA, 2011/2012.

STEINKE, E. T. **Climatologia Fácil.** Oficina de Textos. São Paulo – SP, 2012.

TEIXEIRA, M. S. T. **“Previsão” de tornados através da análise de índices de instabilidade.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física) – Universidade de Aveiro, Aveiro, p. 64, 2013.

TOLEDO, D. R. **Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, p. 92, 2017.

Tornado Risks and Hazards in the Southeastern United States. U.S. Department of Homeland Security, FEMA, 2007. Disponível em:
<https://www.fema.gov/sites/default/files/2020-08/2007_tornado_recoveries1.pdf>.
Acesso em: 29 de Novembro de 2020.

VALENTE, L. S. **Análise Dinâmica para efeito de Tornado e Impacto de Míssil.** Dissertação (Mestrado em Projeto de Estruturas) – Escola Politécnica da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 97, 2012.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia.** Recife: Versão digital 2, 2006.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações.** Editora UFV. Viçosa: UFV, 2000.

YE, B.; GENIO, A. D. D.; LO, K. K.-W. CAPE Variations in the Current Climate and in a Climate Change. **Journal of Climate**, v. 11, n. 8, p. 1997-2015, 1998.