2. VENTOS EXTREMOS

2.1 FUNDAMENTOS

Os fundamentos básicos de características do vento que são referenciadas ao longo do estudo são brevemente explicadas. Modelos de ventos de Camada Limite Atmosférica (CLA) são caracterizados pelos três componentes que seguem:

1. Perfil vertical de velocidade média do vento, $\bar{u}$ (z);
2. Perfil vertical de intensidade de turbulência, I (z);
3. Espectro de turbulência.

A série temporal de uma amostra de velocidade do vento, u (t), é dividida em dois componentes: velocidade média do vento, $\bar{u}$, e velocidade flutuante do vento, u' (t), conforme a Equação 2.1. As flutuações aleatórias devido à turbulência são representadas pela série u' (t), e a variação da velocidade do vento ao longo do período de amostragem, T, é representada pelo desvio padrão, σ, conforme a Equação 2.2. A intensidade de turbulência, I (%) é a razão entre o desvio padrão da amostra e a média, como definido na Equação 2.3.

$$u(t) = \bar{u} + u'(t) \tag{2.1}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{T}\int_0^T u'(t)^2\,dt} \tag{2.2}$$

$$I = \frac{\sigma}{\bar{u}} \tag{2.3}$$

O intervalo de tempo para a determinação da velocidade média do vento, τ, é um fundamento importante a ser considerado ao desenvolver qualquer estudo relacionado a ventos. Quando tomada a média sobre intervalos de tempo longos, tipicamente $\tau > 10$ s, as velocidades de vento são chamadas de velocidades médias do vento e o período de amostragem é melhor representado por T. Velocidades médias de vento ao longo de $T = 10$ minutos (600 s) e 1 hora (3600 s) são frequentemente encontrados em estudos climáticos e aplicações de engenharia. Médias tomadas em grandes intervalos de tempo filtram flutuações de alta frequência e são

menores em magnitude que velocidades de vento com curtos τ. Para intervalos de tempo mais curtos, τ < 5-10 s, as ondas de vento devidas à turbulência são chamadas de rajadas. A análise e a medição de rajadas são muito mais sensíveis a definições específicas do que velocidades médias de vento com intervalos mais longos, frequentemente envolvendo uma análise dos processos e equipamentos de amostragem. Com frequência, é necessário converter velocidades de vento de um intervalo de média para outro, por exemplo, de média horária de velocidade do vento, $V_{T=3600s}$, para uma rajada pico, $V_{\tau=3s}$, o que requer um fator de pico pré-determinado, g, e o conhecimento da intensidade de turbulência, I, relacionada ao maior dos dois intervalos de tempo. A relação entre duas velocidades de vento com diferentes intervalos de média é definida pela Equação 2.4. Para casos em que tanto fator de pico quanto intensidades de turbulências são conhecidos, um fator de rajada, G_V, é determinado pela Equação 2.5. Muitos dos fatores de pico e rajada que aparecem nas normas de vento utilizadas atualmente são baseados em Durst (1960), que propôs valores prováveis de velocidades pico de vento para diversos τ e velocidades de vento variando de 20 a 80 mph em incrementos de 10 mph. Os fatores de rajada de Durst (1960) são apresentados na Figura 2.1. A curva Durst (1960) é baseada nos dados registrados por Giblett (1932) em 1928 utilizando quatro anemômetros de tubo de pressão de Dines a uma altura de 15,3 m em campo agrícola aberto, pontuado apenas por algumas poucas árvores e cercas-vivas (Miller, 2011).

$$V_\tau = V_T(1 + gI_T) \quad 2.4$$

$$G_V = \frac{V_\tau}{V_T} = (1 + gI_T) \quad 2.5$$

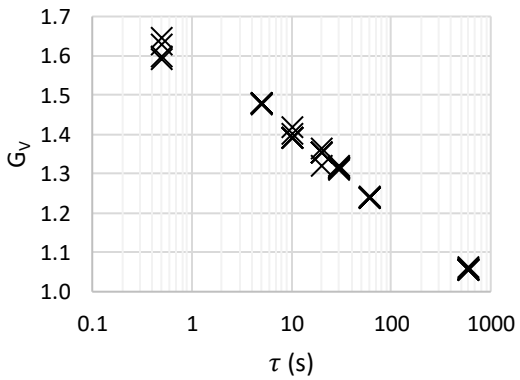

Figura 2.1 – Curva de fatores de rajada de Durst (1960) relacionada a velocidades médias de vento de T = 3600 s.

A intensidade de turbulência varia com a altura acima do terreno, *z*, e o comprimento de rugosidade, z_0. Superfícies rugosas e pequenas distâncias da superfície da Terra produzem intensidades de turbulência mais altas (alto z_0, baixo $z \rightarrow$ alta I); por outro lado, superfícies lisas e grandes distâncias da superfície terrestre produzem intensidades de turbulência mais baixas (baixo z_0, alto $z \rightarrow$ baixa I). Muitas publicações atribuem comprimentos de rugosidade a categorias qualitativas de terreno, tais como corpos hídricos, campos abertos, áreas suburbanas e urbanas, e os valores geralmente variam entre publicações para tipos de terreno similares. Por exemplo, a OMM (2014) adota z_0 = 0,03 m para gramados planos e abertos com poucos obstáculos, e z_0 = 1,0 m para terrenos com alta cobertura de obstáculos regular, como subúrbios e florestas.

A interação do vento com os obstáculos a barlavento é responsável pela geração de turbulência. Redemoinhos são regimes circulantes, ou rotativos, dentro do fluido que se deslocam com a mesma velocidade média do escoamento geral, e são responsáveis pelas flutuações nas velocidades instantâneas do vento. O tamanho e frequência dos redemoinhos estão diretamente relacionados, com flutuações de alta frequência ocorrendo em pequenas distâncias e flutuações de baixa frequência, em grandes distâncias. O teor de energia dentro do escoamento do fluido varia com a frequência das suas flutuações. A distribuição de turbulência com a frequência, *f*, é a função de densidade espectral, $S_u(f)$, também chamada de espectro de turbulência, cuja integral resulta na variância, σ^2, como mostrado na Equação 2.6. O espectro de von Kármán, apresentado em sua forma adimensional na Equação 2.7 e Figura 2.2, é uma das funções de densidade espectral mais comumente usadas em engenharia do vento. A escala de comprimento integral, L_u, é a distância longitudinal que o espectro representa. Para pequenos L_u, a distribuição de energia tem seu pico a altas frequências; por outro lado, para um grande L_u o pico muda para a ponta de baixas frequências do espectro. Assim como para velocidade de vento e intensidade de turbulência, a escala de comprimento varia com altura e terreno.

$$\sigma^2 = \int S_u(f) df \tag{2.6}$$

$$\frac{f S_u(f)}{\sigma^2} = \frac{4\left(\frac{f L_u}{\bar{u}}\right)}{\left[1 + 70{,}8\left(\frac{f L_u}{\bar{u}}\right)^2\right]^{5/6}} \tag{2.7}$$

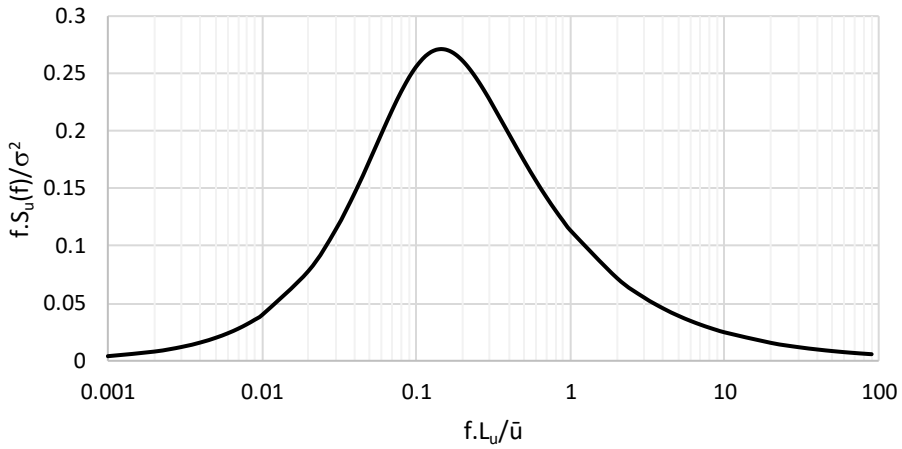

Figura 2.2 – Espectro de von Kármán normalizado da componente longitudinal da velocidade.

2.2 CLASSIFICAÇÃO DE VENTOS EXTREMOS

A necessidade de separar eventos de vento por tipo de tempestade para a modelagem climática de ventos extremos foi reconhecida por Gomes e Vickery (1977), que propuseram a separação entre sistemas de pressão extensivos extratropicais (*extensive, extra-tropical pressure systems – EPS*), tempestades elétricas (*thunderstorms – TS*), ciclones tropicais (*tropical cyclones – TC*) e tornados. Apesar disso, a norma de cargas de vento nacional e outras internacionais, até hoje, apenas descreveram modelos para a análise dos ventos de CLA, melhor representados pelos *EPS* na estrutura de classificação de Gomes e Vickery (1977/1978). A necessidade da separação de eventos de vento por tipo é devida aos seus diferentes perfis verticais de velocidade média do vento e de intensidade de turbulência, espectro de turbulência, fatores de rajada e frequência de ocorrência.

O Brasil vem sendo adversamente afetado por todos os quatro tipos de vento definidos por Gomes e Vickery (1977/1978) ao longo da história recente, e o clima de ventos extremos é classificado como misto (Loredo-Souza, 2012). A destruição causada por ventos extremos no Brasil entre 1961 e 2001 foi extensivamente documentada por Blessmann (2013). Embora tornados sejam frequentemente observados no Brasil (Silva Dias, 2011), medições de campo detalhando informações valiosas sobre a sua estrutura são escarças. Esforços estão atualmente em andamento por parte da Sociedade Americana de Engenheiros Civis/Instituto de Engenharia Estrutural (*American Society of Civil Engineers/Structural Engineering Institute – ASCE/SEI*) para o desenvolvimento de uma norma para a estimação de velocidades de projeto de ventos de tornados (Womble et al., 2016). O furacão Catarina, que danificou

aproximadamente 40.000 lares e causou fatalidades no sul do Brasil em março de 2004, é o único ciclone tropical conhecido a chegar à terra firme no Brasil (McTaggart-Cowan et al., 2006; Blessmann 2013). Devido à pouca informação de medições de campo desses dois tipos de vento no Brasil, seus respectivos modelos climáticos de ventos extremos não foram considerados neste estudo. Desse modo, o estudo foca no desenvolvimento de modelos climáticos de ventos extremos para ventos *sinóticos* e *não-sinóticos*. As características básicas de ventos sinóticos foram descritas na Seção 2.1 *Fundamentos*.

O tempo ocorre ao longo de distâncias e períodos variados, com escalas meteorológicas frequentemente divididas em três grupos: escala planetária, escala sinótica e mesoescala. Sistemas de *escala planetária* são os maiores e ocorrem durantes os mais longos períodos, tipicamente ao longo de dezenas de milhares de quilômetros e por períodos superiores a uma semana. O vórtice polar e os ventos alísios para oeste das latitudes médias (30° a 60º) são dois exemplos de sistemas em escala planetária. Sistemas de *escala sinótica* atuam sobre distâncias de centenas a milhares de quilômetros, com períodos variando de dias a uma semana ou mais. Massas de ar, sejam quentes/frias ou úmidas/secas, sistemas de alta e baixa pressão, correntes de jato, frentes (eixo maior) e ciclones são fenômenos comuns de escala sinótica. Sistemas de *mesoescala* variam de poucos quilômetros a centenas de quilômetros em tamanho, tipicamente com duração de menos de um dia. Tempestades elétricas, tornados, sistemas convectivos de mesoescala (SCM), ventos descendentes e frentes (eixo menor) são fenômenos comuns de mesoescala.

Como sugerido pelo contexto das escalas meteorológicas explicadas acima, ventos sinóticos são aqueles atuantes na escala sinótica, mas também incluem vendavais dentro da escala planetária, enquanto ventos não-sinóticos são considerados eventos de mesoescala. O sistema de classificação sinótico x não-sinótico foi utilizado por Holmes (2002) e Durañona (2015). Apesar da nomenclatura da classificação variar entre pesquisadores, seus objetivos estão tipicamente alinhados para separar ventos totalmente desenvolvidos na CLA (sinóticos) dos efluxos de tempestades convectivas severas (não-sinóticos). Algumas nomenclaturas alternativas comuns incluem *EPS* x *TS* (Riera et al., 1977; Gomes e Vickery, 1977/1978), *TS* x não-*TS* (Choi e Hidayat, 2002; Lombardo et al., 2009), depressão frontal x *TS* (Kasperski, 2002; De Gaetano et al., 2014). Alguns autores também identificaram a necessidade de determinar modelos para ventos extremos causados por frentes de rajada (Kasperski, 2002; De Gaetano et al., 2014; Durañona, 2015).

Uma diferença principal entre ventos sinóticos e não-sinóticos está nos perfis verticais de velocidades horizontais do vento. Apenas duas normas atuais, ISO 4354 (2009) e AS/NZS 7000 (2010), especificam perfis verticais de vento para ventos não-sinóticos, como mostrado na Figura 2.3. A AS/NZS 7000 (2010) é utilizada no projeto de linhas de transmissão elevadas na Austrália e Nova Zelândia, e é baseada na norma do vento australiana e neozelandesa, AS/NZS 1170.2 (2011). A Figura 2.3 demonstra a diferença fundamental entre perfis não-sinóticos e sinóticos de velocidade do vento, assim como modelos de vento não-sinótico divergentes. Os escoamentos interagem diferentemente com a superfície terrestre: enquanto a magnitude do perfil sinótico aumenta com a altura, as velocidades do vento do perfil não-sinótico atingem o ponto máximo a uma certa altura acima do terreno. Essa diferença fundamental, entre outras, é explicada em mais detalhe ao longo das seções seguintes.

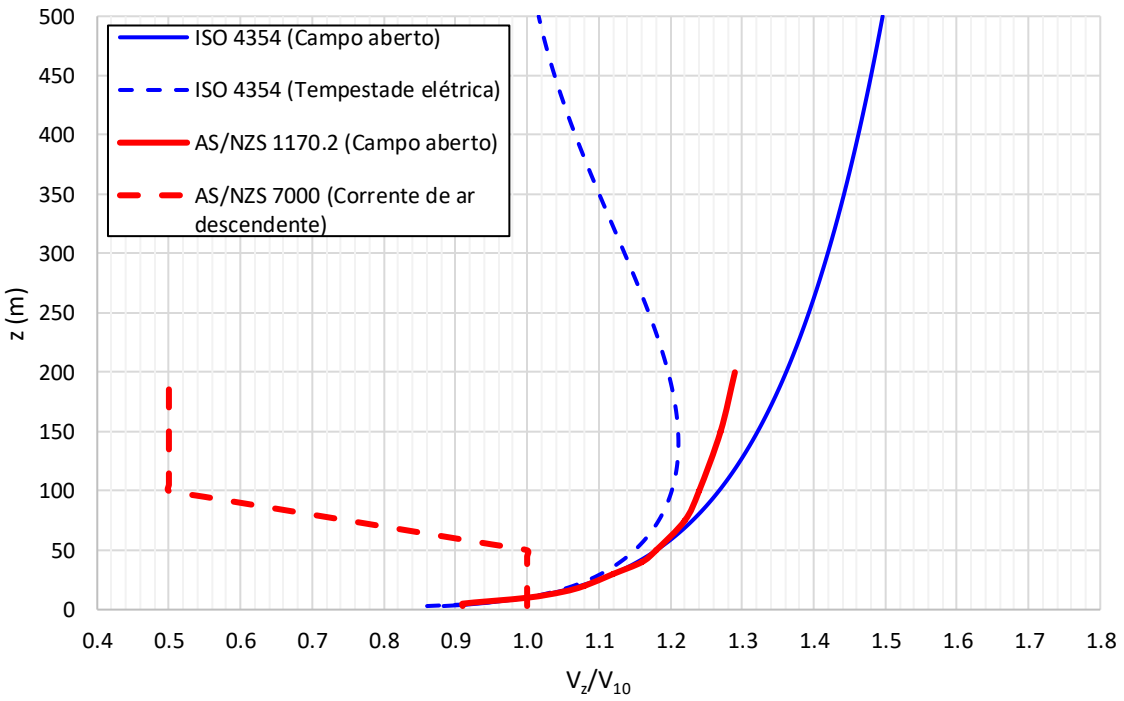

Figura 2.3 – Perfis verticais de velocidades do vento sinótico e de tempestade elétrica de referência para velocidade do vento a z = 10 m (ISO, 2009; AS/NZS 2010; AS/NZS 2011).

2.2.1 Ventos sinóticos

Deaves e Harris (1978) detalharam as características de ventos incidentes que, até pouco tempo, eram utilizadas na maioria das normas e aplicações de engenharia do vento. Dados obtidos de eventos sinóticos no norte europeu foram sintetizados e analisados para produzir perfis médios de velocidade do vento, perfis de turbulência, fatores de rajada e espectro de

turbulência, que atuam como base de muitas das normas de vento atuais. Portanto, o modelo sinótico de Deaves e Harris (1978) é válido para o seguinte conjunto de condições:

- um vento forte e constante com propriedades estatísticas estacionárias (média, desvio padrão e autocorrelação são constantes durante um dado período);
- estabilidade atmosférica neutra (parcelas de ar não continuam a subir quando deslocadas para cima);
- terreno plano;
- distância de incidência do vento a barlavento (*fetch*) suficiente, de rugosidade uniforme para garantir escoamento de equilíbrio.

Ventos fortes que atendem às condições acima são frequentemente conhecidos por ventos de CLA e são aqui referidos como ventos sinóticos. As condições de contorno desse modelo atendem à condição de não-deslizamento na superfície terrestre ($\bar{u}$ = 0 m/s a z = 0 m), e velocidade de escoamento livre na altura do gradiente ($\bar{u} = \bar{u}_\infty$ a $z = z_g$). Modelos baseados em leis logarítmicas ou potenciais são utilizadas para expressar o perfil vertical de velocidade horizontal do vento de z = 0 a $z = z_g$, e variam dependendo da rugosidade do terreno a barlavento, z_0 (m), e intervalo de média, τ. Esses perfis são geralmente normalizados por uma velocidade de vento referencial, tipicamente a uma altura de z = 10 m em campo aberto, e τ de 3 s, 10 min ou 1 h.

EPS de baixa pressão e ciclones são responsáveis pela maioria dos ventos sinóticos destrutivos. No hemisfério sul, esses sistemas de baixa pressão causam ventos que sopram em direção ao centro do sistema enquanto circulam em sentido horário; reciprocamente, sistemas de alta pressão causam os ventos a soprar para fora do centro ao mesmo tempo que giram no sentido anti-horário, também conhecidos como anticiclones. As direções circulantes são reversas no hemisfério norte. Sistemas de baixa pressão levantam o ar para níveis mais altos da atmosfera e estão associados à formação de nuvens e precipitação. Sistemas de alta pressão trazem ar de altitudes mais elevadas em direção à superfície e estão associados a condições limpas. Ciclones são divididos em três principais categorias: ciclones extratropicais, ciclones tropicais e ciclones subtropicais.

2.2.1.1 Ciclones extratropicais

Ciclones extratropicais são conhecidos por diferentes nomes, incluindo ciclones de média latitude (eles são comumente encontrados entre latitudes de 30° a 60°), depressões, ciclones

frontais e depressões frontais. A ciclogênese de ciclones extratropicais pode ocorrer tanto em terra quanto sobre o oceano e envolve a interação entre frentes quentes e frias, com a energia fornecida pelo gradiente horizontal de temperatura. Os estágios de ciclogênese de acordo com a teoria da frente polar são apresentados na Figura 2.4. Correntes de jato circulam o globo e operam a altitudes de 9 a 16 km dentro da troposfera. Eles sopram de oeste para leste e estão localizados sobre latitudes onde frentes quentes e frias se encontram. Duas correntes de jato distintas operam em cada hemisfério: a corrente de jato subtropical e a corrente de jato polar. Tipicamente, uma frente quente se move em direção ao polo enquanto uma frente fria se desloca em direção ao equador. Se elas se encontram de frente, uma frente estacionária é criada (A da Figura 2.4). Perturbações na corrente de jato, chamadas de ondas de Rossby, iniciam uma curvatura ou onda na frente estacionária (B), que gera uma região de baixa pressão na superfície (C). A frente fria mais densa se move mais rápido que a frente quente e circula por trás dessa para gerar uma frente oclusa (D). O ar quente é empurrado para cima do ar frio e causa precipitação e tempestades. Nesse ponto, o ciclone está maduro e mais provavelmente irá se deslocar de oeste para leste e em direção ao polo. A remoção do ciclone de sua fonte de ar quente gera uma eventual dissipação do ciclone, chamada de ciclólise (E).

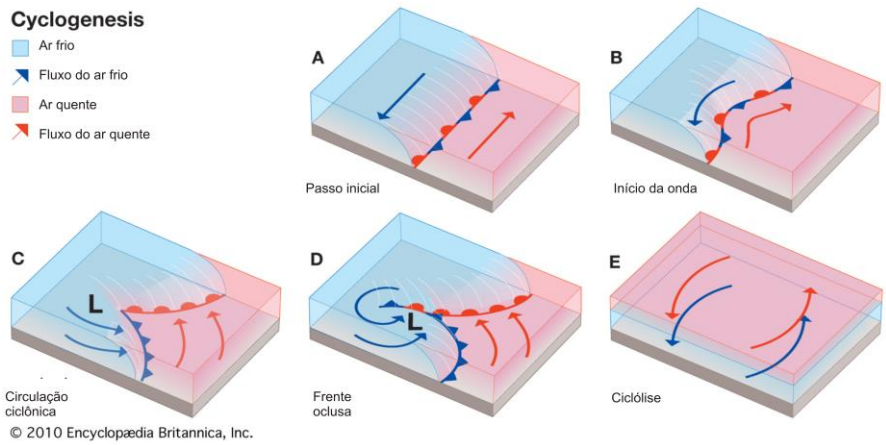

Figura 2.4 – Desenvolvimento de um ciclone extratropical no hemisfério norte (Enciclopédia Britannica, 2010).

Um exemplo de um ciclone extratropical severo que atingiu o território brasileiro está documentado na Figura 2.5 e na Figura 2.6. Rajadas entre 10 e 30 m/s foram observadas por quase 48 horas de 27 a 28/10/2016 pela EMS-A do INMET no A899 – Chuí, RS, localizada no extremo sul do Brasil. A imagem de satélite na Figura 2.5 mostra o formato clássico de vírgula associado com ciclones extratropicais. A região clara do ciclone é ar seco puxado dos níveis mais altos da atmosfera.

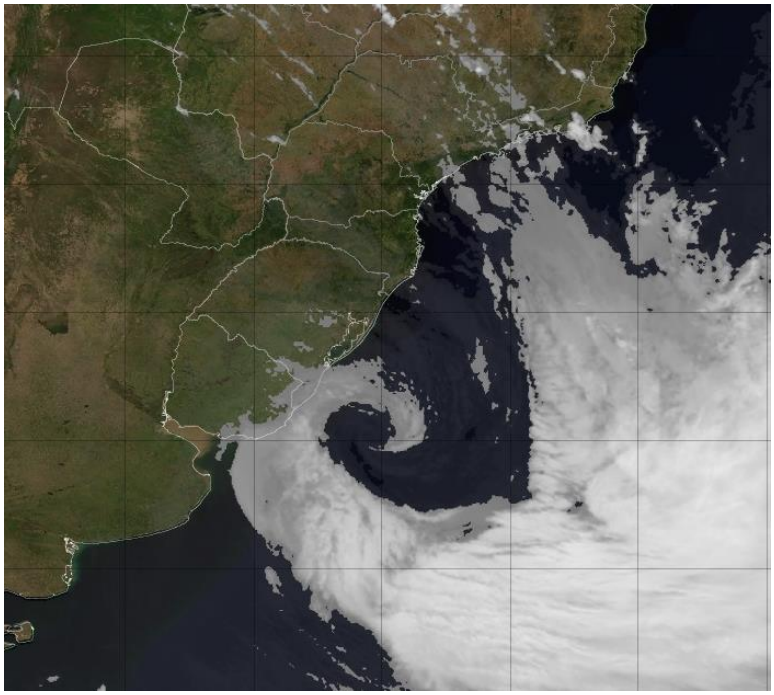

Figura 2.5 – Imagem do Satélite GOES-13 de um ciclone extratropical às 16:30 UTC, 27/10/2016 (CPTEC-INPE, 2018).

Cartas sinóticas do mesmo evento, preparadas pela Marinha Brasileira, são apresentadas na Figura 2.6. Embora nenhuma frente estacionária seja observada, essas cartas mostram claramente os estágios de maturação (B) e (C) da Figura 2.4. Apesar da baixa resolução temporal das cartas (intervalos de 12 h), a grande extensão e longa duração do ciclone são observadas, assim como o seu progresso para leste e em direção ao polo. Dentro do mesmo conjunto de cartas sinóticas, dois ciclones extratropicais distintos também são observados se movendo de oeste para leste sobre a Patagônia e a porção sul do Oceano Atlântico, que estão ligadas à ciclogênese iniciada pela corrente de jato polar.

Correntes de jato subtropicais e polares são fortes influências sobre a ciclogênese de ciclones extratropicais na metade sul da América do Sul, como apresentado na Figura 2.7 à Figura 2.9. A corrente de jato do Hemisfério Sul foi estudada em detalhe por Gallego et al. (2005), enquanto Mendes et al. (2009) desenvolveram a climatologia de ciclones extratropicais na América do Sul. A Figura 2.7 revela que o período de inverno tem a corrente de jato subtropical mais intensa sobre latitudes de -20° a -40°. A corrente de jato polar é mais forte na primavera para latitudes de -50° a -60°. No verão e no outono, uma única corrente de jato é predominante, como mostrado na Figura 2.8, sugerindo que a corrente de jato subtropical é quase inexistente durante o pico do verão.

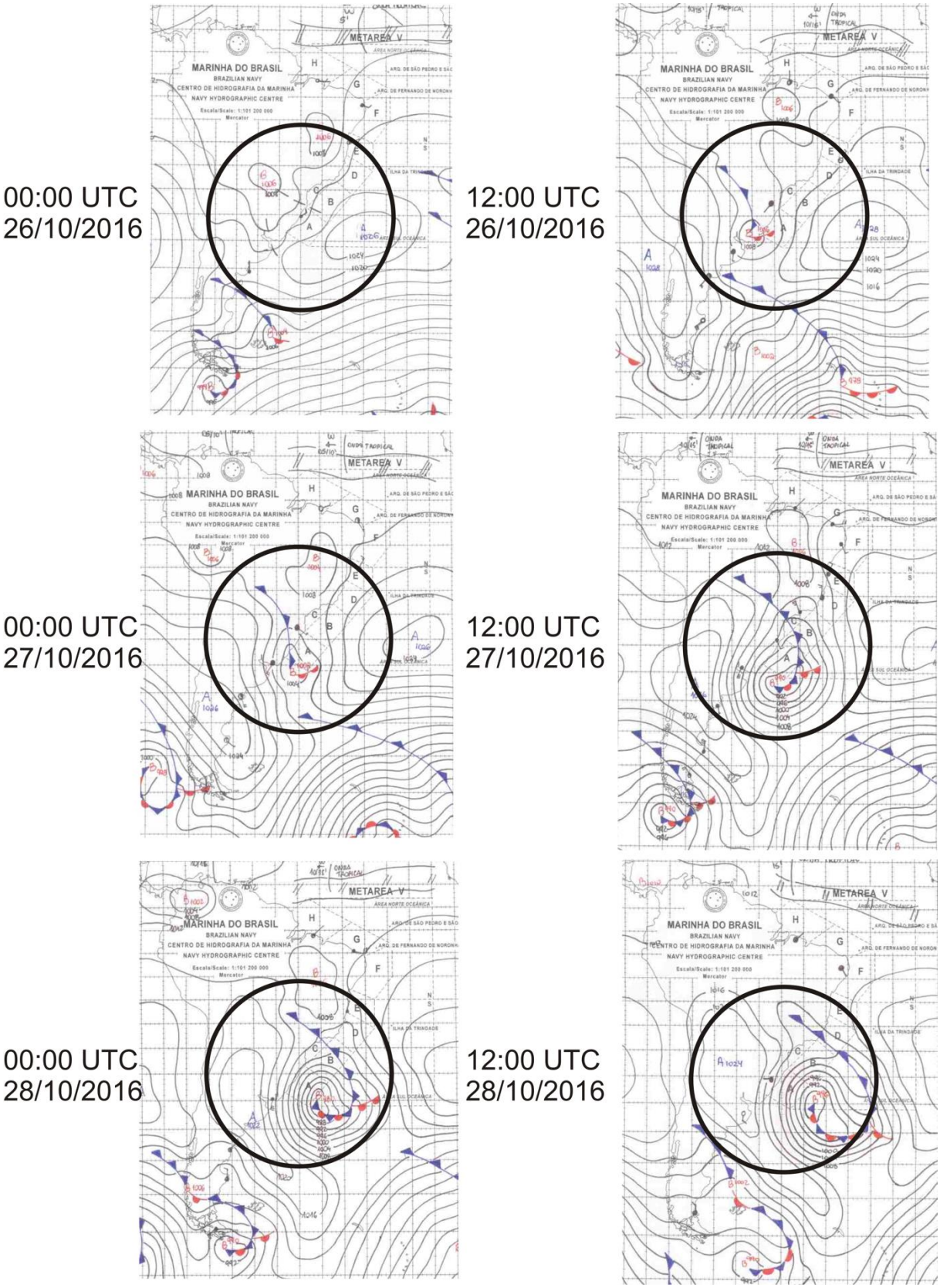

Figura 2.6 – Cartas sinóticas mostrando a ciclogênese e o crescimento de um ciclone extratropical sobre o sul do Brasil e Uruguai, 26-28/10/2016 (Centro da Hidrografia da Marinha, 2018).

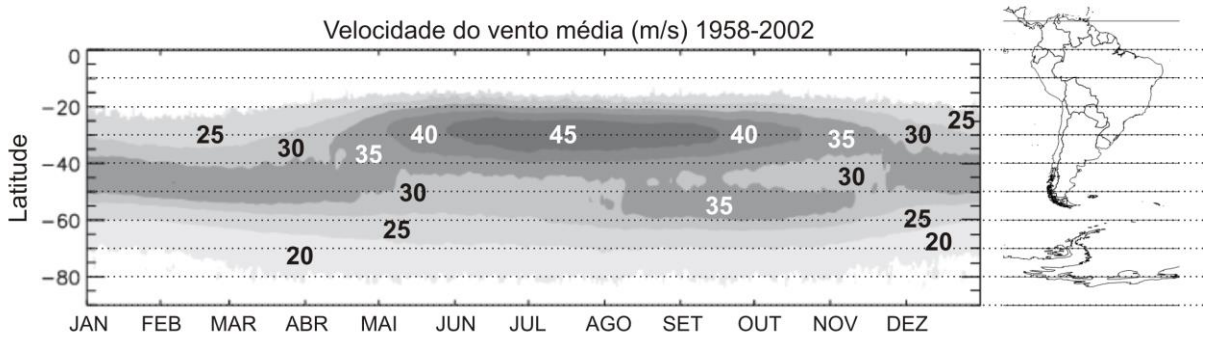

Figura 2.7 – Evolução anual dos ventos de corrente de jato (adaptado de Gallego et al., 2005).

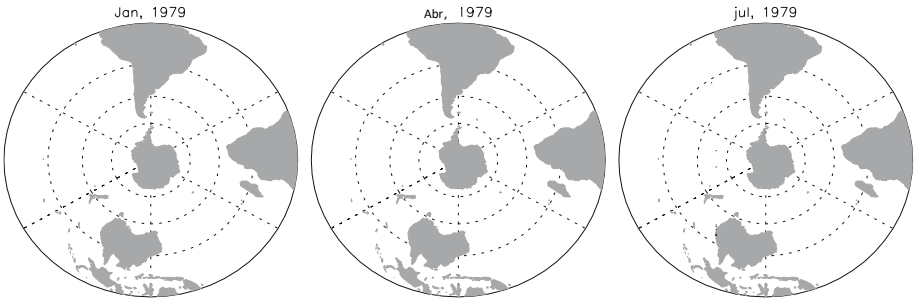

Figura 2.8 – Trajeto cumulativo dos jatos para janeiro, abril e julho de 1979 (Gallego et al., 2005).

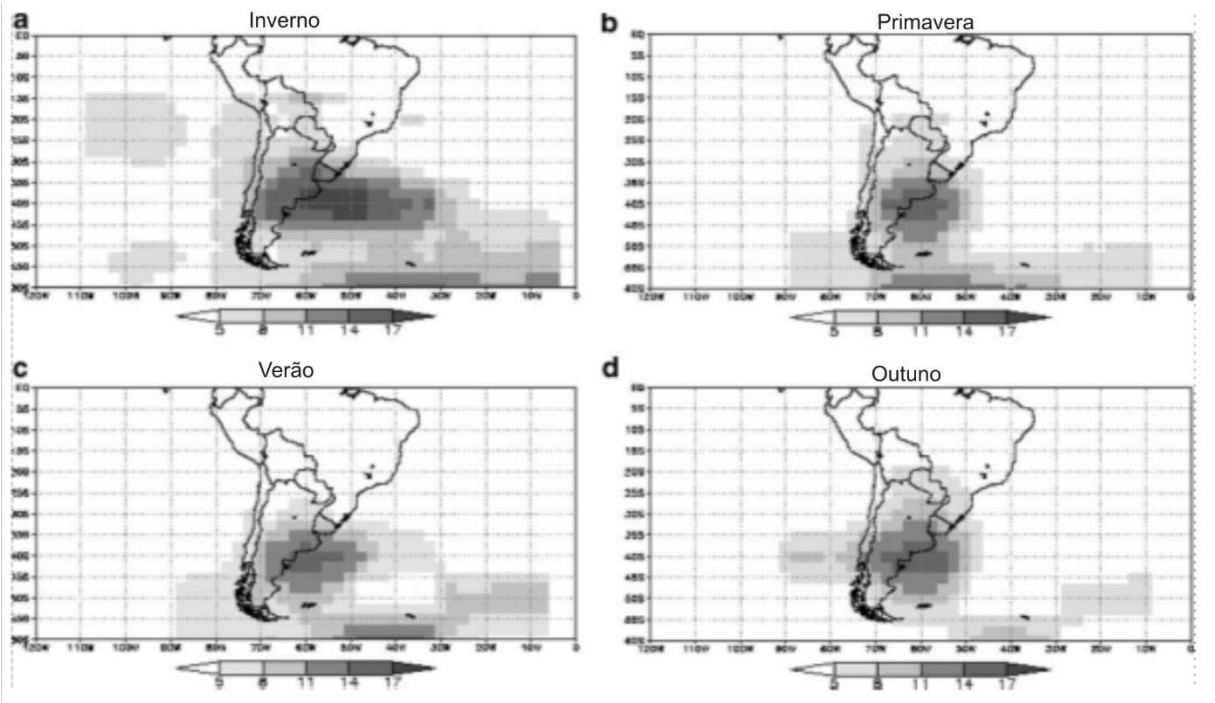

Figura 2.9 – Número de eventos de ciclogênese detectados entre 1979 e 2003 (Mendes et al., 2009).

Os trajetos dominantes das correntes de jato na Figura 2.7 e na Figura 2.8 se correlacionam com os locais de ciclogênese mais frequentes mostrados na Figura 2.9. O maior número de eventos de ciclogênese ocorre durante o inverno entre as latitudes -30° e -45°, na região de sotavento dos Andes. Para todas as estações, a maioria dos eventos de ciclogênese ocorre na costa leste da metade norte da Argentina e Uruguai, mas ainda há diversos eventos de ciclogênese registrados no continente e no sul do Brasil.

Os ciclones extratropicais formados sobre o continente tipicamente geram velocidades de vento menores do que quando sobre grandes corpos hídricos, tais como oceanos. Isso é devido à rugosidade reduzida e menor atrito oferecido pela água comparado às superfícies em terra. Ciclones que apresentam rápidas quedas de pressão em seu núcleo tendem a ser os mais destrutivos e são chamados de “bombas”. Essa rápida ciclogênese é encontrada nas regiões da América do Sul identificadas na Figura 2.9, assim como outras regiões do Hemisfério Sul, tais como o sudeste da Austrália, leste da Nova Zelândia e sudeste da África (Duruñona, 2015). Essas áreas estão todas a sotavento de cadeias de montanhas, e a ciclogênese de sotavento é mais explosiva quando sobre os corpos d’água adjacentes à terra. Embora ciclones extratropicais sejam sinônimos de ventos sinóticos, células de convecção podem ser encontradas dentro das regiões mais quentes de um ciclone (Wallace e Hobbs, 2006).

2.2.1.2 Ciclones tropicais e subtropicais

Embora definidos como dois fenômenos distintos, ciclones tropicais e subtropicais são agrupados neste estudo devido a sua próxima associação dentro da climatologia do Brasil. O único ciclone tropical registrado a chegar à terra firme no continente, o Furacão Catarina, foi inicialmente um ciclone subtropical.

Ciclones tropicais são sistemas de núcleo quente que se formam apenas em regiões quentes do oceano. Eles são conhecidos por diferentes nomes regionais, tais como *furacão* no Oceano Atlântico e no leste do Oceano Pacífico, *tufões* no oeste do Oceano Pacífico adjacente à Ásia e simplesmente *ciclones tropicais* no restante do Oceano Índico e no sul do Oceano Pacífico. Ciclones tropicais e subtropicais são separados de ciclones extratropicais ao desenvolver modelos climáticos de ventos extremos devido à diferença em frequência de ocorrência e velocidades de vento. Ciclones extratropicais são mais frequentes que os ciclones tropicais e subtropicais, que produzem velocidades pico de vento de maiores magnitudes.

Uma temperatura mínima de 26°C desde a superfície da água até uma profundidade de cerca de 60 m é necessária para manter ciclones tropicais. A ciclogênese ocorre em latitudes maiores que 5° devido ao efeito Coriolis; para latitudes menores do que 5°, o efeito Coriolis não é forte o suficiente para fazer o vento rotar na forma de um vórtice. Além da necessidade de um corpo hídrico quente com ar quente e úmido acima dele, e uma localização longe o bastante do equador para causar o giro, baixos níveis de cisalhamento de vento também são necessários para a formação de ciclones tropicais. A falta de cisalhamento do vento permite que colunas de ar úmidas subam e formem células de convecção. Enquanto o ar sobe, o efeito Coriolis faz com que a coluna gire (em direção horária no Hemisfério Sul, anti-horária no Hemisfério Norte, quando visto de cima), e a pressão na superfície decresce rapidamente. Ciclones tropicais atingem força máxima em latitudes entre 20° e 30°.

Ciclones tropicais tendem a degenerar e perder momento uma vez que chega à terra firme ou quando se move para águas mais frias. A perda de sua fonte de energia, o ar ascendente úmido do oceano quente, e o aumento da rugosidade do solo se combinam para causar o enfraquecimento do ciclone e a redução das velocidades de vento. As distâncias horizontais de um ciclone tropical maduro são inferiores àquelas de ciclones extratropicais, mas podem atuar sobre centenas de quilômetros a qualquer dado momento (Holmes, 2015). Embora tenha formato similar aos ciclones extratropicais, os ciclones tropicais têm formatos mais próximos a círculos perfeitos devido a sua natureza de sistema fechado e ausência de corrente de ar seco, que dá aos ciclones extratropicais o seu formato de vírgula.

Uma estrutura simplificada de ciclone tropical é mostrada na Figura 2.10. O ar é puxado radialmente em direção ao olho no centro do sistema, com as velocidades de vento mais altas observadas logo após a parede do olho, localizada imediatamente na sua fronteira. Condições de calmaria são observadas dentro do olho devido ao lento ar descendente, com diâmetro variando de 8 a 80 km. A parede do olho é caracterizada por intensa convecção, precipitação e rápida ascensão de ar quente. As velocidades de vento mais elevadas são encontradas logo após a parede do olho, devido à convergência do ar descendente de dentro do olho com o ar de fora sugado radialmente em direção ao olho. Anéis concêntricos de bandas de chuva se formam mais distantes do olho e são capazes de produzir correntes descendentes e ventos espiralados, com correntes ascendentes ocorrendo nas zonas entre as bandas de chuva. A intensidade, ou velocidade de vento máximo sustentado, de ciclones tropicais é classificada de acordo com a escala Saffir-Simpson, apresentada na Tabela F.4 do Apêndice F *Tabelas*

Diversas. A escala Saffir-Simpson é baseada em velocidades típicas de vento observadas e destruição causada, e é utilizada para cassificar furacões no Atlântico, Caribe e Pacífico Norte a leste da Linha Internacional de Data. Duas categorias precursoras também são definidas: depressões tropicais, com intensidade de 17,0 m/s ou menos, e tempestades tropicais, com intensidade entre 17,5 m/s e 33,0 m/s.

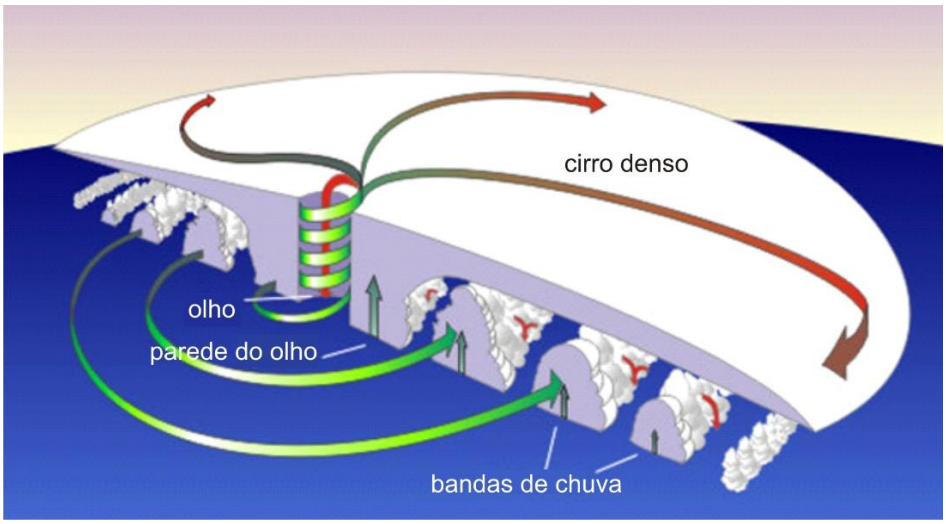

Figura 2.10 – Estrutura simplificada de um ciclone tropical no hemisfério norte[1].

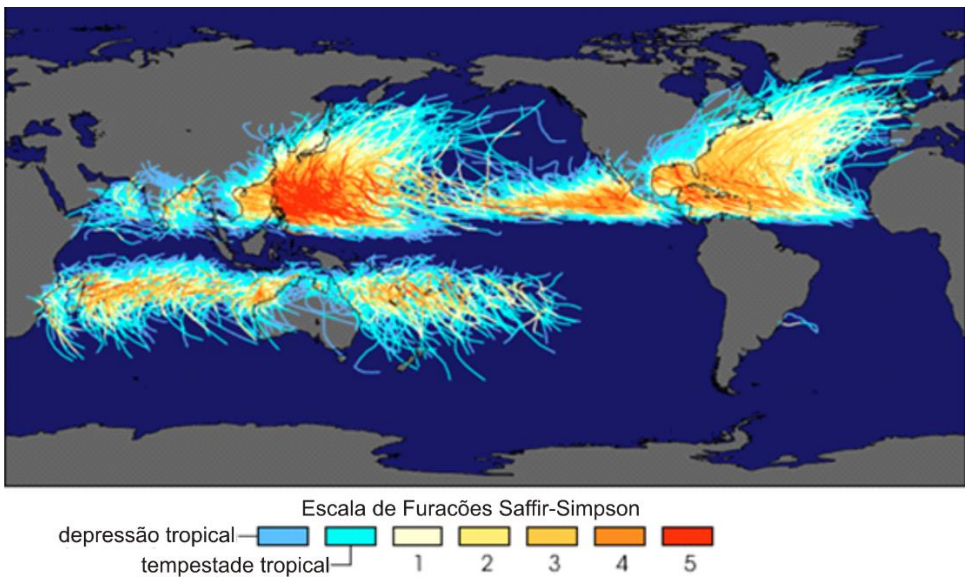

Figura 2.11 – Trajetos de todos os ciclones tropicais registrados pelo Centro Nacional de Furações (*National Hurricane Center*) e pelo Centro Integrado de Aprendizagem de Tufões (*Joint Typhoon Learning Center*) de 1945 a 2006[2].

[1] https://www.weather.gov/jetstream/tc_structure
[2] https://earthobservatory.nasa.gov/images/7079/historic-tropical-cyclone-tracks

A ausência de atividade de ciclones tropicais no leste do Pacífico Sul e oeste do Atlântico Sul, que cercam a maioria da América do Sul, é demonstrada na Figura 2.11. O forte cisalhamento vertical e a baixa média de temperatura das águas são responsáveis pela falta de atividade de ciclones tropicais no Atlântico Sul (Pezza et al., 2009). Evans e Braun (2012) identificaram que a corrente fria das Malvinas, que evita o fluxo em direção ao polo da corrente quente do Brasil, é muito mais forte que a sua equivalente do Atlântico Norte.

A Figura 2.11 mostra o caminho solitário do Furacão Catarina, em 2004, cuja trajetória é vista adjacente à costa sul do Brasil. O Catarina começou como um ciclone extratropical, e a transição para tropical ocorreu em 23/03/2004, quando ele reverteu a direção de sua trajetória sudeste e voltou em direção ao Brasil (Pezza e Simmonds, 2005; McTaggart-Cowan et al., 2006). O Catarina tornou-se um furacão de Categoria 1 em 26 de março e atingiu seu pico de intensidade em 28 de março, com ventos máximos de Categoria 2 estimados em 44 m/s (McTaggart-Cowan et al., 2006). A trajetória total e a intensidade do Furacão Catarina são apresentadas na Figura 2.12, com evidência do seu impacto dada na Figura 2.13.

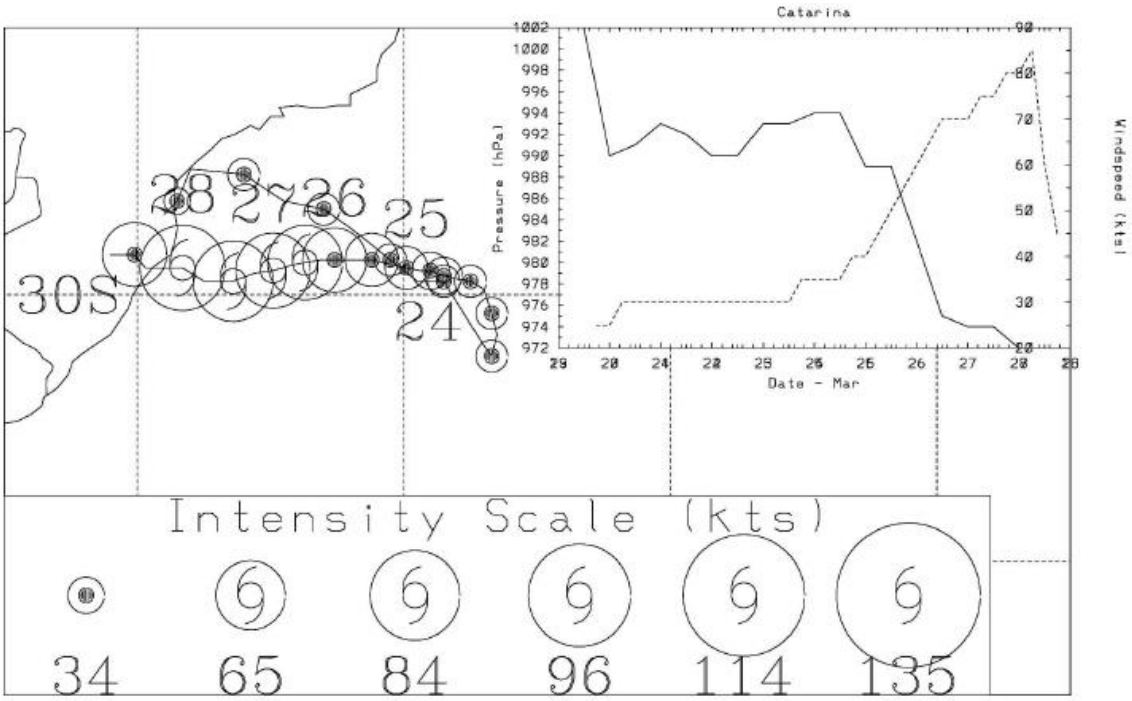

Figura 2.12 – Trajetória e intensidade do Furacão Catarina (McTaggart-Cowan et al., 2006).

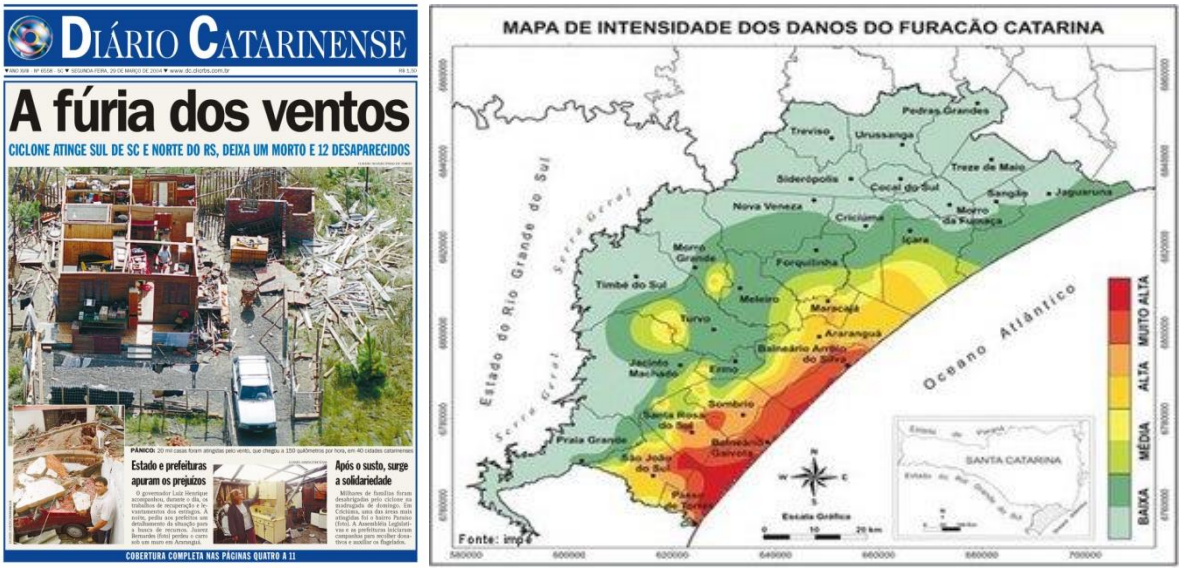

Figura 2.13 – Capa do Diário Catarinense mostrando a destruição causada pelo Furacão Catarina (esquerda) e mapa das regiões mais afetadas pelo Furacão Catarina em Santa Catarina[3] (direita).

Ciclones subtropicais são considerados híbridos de ciclones tropicais e extratropicais. Assim como os ciclones tropicais, eles são não-frontais, embora a temperatura no núcleo varie: núcleo frio no nível superior e núcleo quente no inferior. A partir de um estudo de 63 ciclones subtropicais no Oceano Atlântico Sul entre agosto de 1957 e dezembro de 2007, Evans e Braun (2012) determinaram que a maioria foi formada na zona costeira, influenciada pela corrente quente do Brasil. Também se sugere que a cordilheira dos Andes é responsável pela ciclogênese de sotavento e que, combinada com a corrente quente do Brasil, fornece condições favoráveis para ciclogênese subtropical.

O ciclone subtropical Eçaí foi responsável por danos extensivos a Florianópolis, SC, e região em 04/12/2016. Ciclones subtropicais na região tipicamente não atingem a maturidade (velocidades de vento máximas) até se distanciarem da costa e velocidades do vento em terra normalmente não são tão severas, apesar de, nesse caso, o sistema ter maturado sobre a ilha de Florianópolis e ventos extremos terem atingido a capital do estado[4]. Uma velocidade de rajada máxima observada de 64 kt (32,9 m/s) foi registrada no aeródromo SBFL – Florianópolis. A série temporal de velocidades do vento e os dados meteorológicos relevantes do evento estão plotados na Figura D.28 do Apêndice D *Algoritmos de Classificação de Eventos e Exemplos*.

[3] http://www.geografia.seed.pr.gov.br/modules/galeria/detalhe.php?foto=512&evento=5
[4] http://dc.clicrbs.com.br/sc/noticias/noticia/2016/12/ciclone-subtropical-foi-causa-de-estragos-pelo-estado-8610795.html

Figura 2.14 – Danos causados pelo ciclone subtropical Eçaí ao longo da costa de Santa Catarina, em 04/12/2016. Fotos tiradas por Elvis Palma (esquerda) e Rafael Vieira (direita).

Além dos dois eventos sem precedentes em terra firme, Furacão Catarina e tempestade subtropical Eçaí, outras anomalias tropicais/subtropicais foram observadas recentemente. Em 1991, uma tempestade tropical se formou na costa da Angola, tornando-se o primeiro sistema tropical observado por satélites no Atlântico Sul, e permanece sendo o único evento do tipo registrado no leste do Atlântico Sul (Loredo-Souza, 2012). A tempestade tropical Anita formou-se em março de 2010 na costa do sul do Brasil, mas moveu-se em direção ao leste. O ciclone subtropical Lexi se formou na costa do Chile em maio de 2018, tornando-se o primeiro ciclone subtropical a se formar no leste do Pacífico Sul. Mais recentemente, em maio de 2019, a tempestade tropical Iba se formou na costa da Bahia e Espírito Santo antes de se deslocar para sudeste.

2.2.2 Ventos não-sinóticos

Se ventos sinóticos são definidos pelos quatro critérios de CLA de Deaves e Harris (1978) listados na Seção 2.2.1 *Ventos sinóticos*, os ventos não-sinóticos podem ser definidos como aqueles que não satisfazem os quatro critérios. Na realidade, existem muitos tipos de vento com características intermediárias, e o foco de ventos não-sinóticos neste estudo está sobre aqueles que são governados por convecção profunda com efluxo, ou *outflow*, causado por correntes descendentes.

2.2.2.1 Convecção úmida e profunda

Estabilidade atmosférica é alcançada quando o movimento vertical de "parcelas" de ar é restringido; uma instabilidade está presente quando as parcelas são movimentadas verticalmente. Convecção se refere ao transporte vertical de parcelas do ar aquecido próximo

a superfície da terra. Doswell (2001) e Markowski e Richardson (2010) usaram o termo *convecção úmida profunda* para descrever tempestades convectivas e reconhecem que, apesar de inofensivas, elas têm o potencial para causar tempo severo, tal como trovões, raios, granizo, chuva e ventos extremos. Esse termo é preferido ao invés de *tempestade elétrica*, uma vez que tempo severo pode ser causado por convecção sem trovões. Tempo severo é tipicamente o resultado da energia liberada a partir da mudança de fase da água, e ventos em linha reta nocivos dentro de tempestades convectivas estão associados com o efluxo, resfriado pela precipitação, que é carregado pela frente de rajada. De acordo com Markowski e Richardson (2010), existem três tipos diferentes de ventos extremos "não-tornádicos" associados com tempestades convectivas:

1. correntes descendentes de mesoescala-γ (2-20 km) intensas, melhor conhecidas como *downbursts*,
2. correntes descendentes mais fracas que carregam grande momentum horizontal, tais como a descida de um Jato de Influxo de Retaguarda (JIR) até superfície,
3. piscinas de ar frio de mesoescala-ß (20-200 km) associadas a gradientes de pressão horizontais grandes o suficiente para causar ventos nocivos na ausência de correntes descendentes fortes.

Entretanto, os itens 1 e 2 acima são considerados *downbursts* por Wakimoto (2001). A energia potencial convectiva disponível (*convective available potential energy – CAPE*), medida em J/kg, é a quantidade de energia que uma parcela teria se levantada uma certa distância. A aferição da *CAPE* é crucial para a previsão de tempos severos e é considerada um dos melhores indicadores da presença de instabilidade atmosférica. A *CAPE* é determinada via diagrama termodinâmico, conhecido como uma radiossondagens, utilizando dados de temperatura do ar e ponto de orvalho adquiridos por balão meteorológico, satélite ou radiossonda.

Três ingredientes essenciais são necessários para a geração de tempestades convectivas: umidade, sustentação e uma grande queda na temperatura verticalmente (alta taxa de variação vertical da temperatura – *lapse rate*). Um ciclo de vida simplificado de uma célula isolada de tempestade é apresentado na Figura 2.15. Conforme uma parcela de ar úmido na superfície é aquecida, sua densidade decresce, fazendo com que a parcela se expanda e suba. Uma elevação generalizada também pode ser causada por frentes de rajada, frentes frias e características topográficas. O movimento de elevação, a corrente ascendente, esfria a parcela

de ar, e a umidade interior condensa, formando gotículas de água em nuvens cumulonimbus. Em um ponto crítico, a corrente ascendente não é mais capaz de suportar o peso das partículas que, então, começam a descer. As partículas são submetidas a mudanças de fase, em grande parte evaporação, o que resfria o ar ao redor e induz um empuxo negativo, acelerando o ar resfriado em direção a superfície da terra. O sistema atua como um trocador de calor, com o ar quente eventualmente sendo substituído por uma corrente descendente de ar frio que alivia a instabilidade na superfície terrestre (Doswell, 2001).

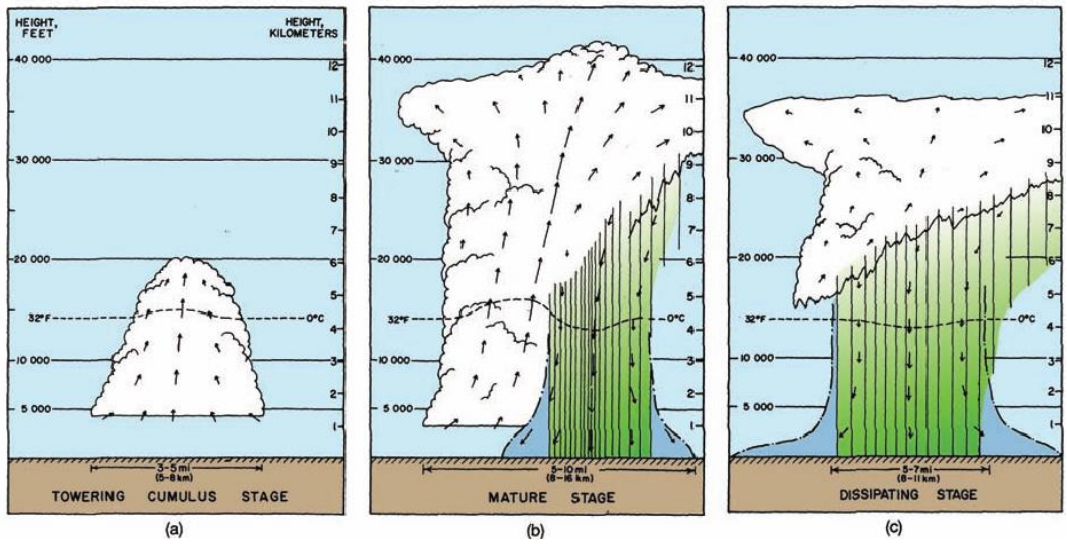

Figura 2.15 – Três estágios de uma célula isolada comum a) estágio de desenvolvimento (*towering*) de cumulus, b) estágio maduro, c) estágio de dissipação (Markowski e Richardson, 2010).

Tempestades são tipicamente organizadas em termos de tamanho e estrutura (Markowski e Richardson, 2010). Algumas ocorrem em isolamento e são discretas, enquanto outras ocorrem dentro de grandes complexos ou linhas. A convecção isolada é tipicamente dividida em três subclassificações: unicelular, multicelular e supercelular. A convecção unicelular é composta apenas de uma corrente ascendente, e rajadas do efluxo severas têm vida curta e raramente passam de 25 m/s. Multicelular é a forma mais comum de convecção em latitudes médias, caracterizada pela substituição de células antigas por células novas ao longo da frente de rajada. Cada célula tem uma vida útil de tipicamente 30-60 minutos, com as tempestades multicelulares mais severas durando horas. Supercelulares são as menos comuns, mas as mais perigosas. Supercélulas são caracterizadas por uma única corrente ascendente dominante, têm uma vida de 1-4 horas (algumas até 8 horas), e possuem duas regiões de corrente descendente: flanco posterior e flanco anterior. Grandes pedras de granizo e *downbursts* nocivos são

tipicamente associados a supercélulas de precipitação intensa, sendo a maioria dos tornados destrutivos gerados por supercélulas.

O cisalhamento vertical do vento tem um papel fundamental na vida útil de uma tempestade convectiva. Em situações com cisalhamento vertical do vento muito baixo ou inexistente, o efluxo de uma tempestade é incapaz de elevar ar úmido acima da piscina de ar frio, como representado na Figura 2.16a). O influxo, que alimenta a corrente ascendente, é cortado e a intensidade da tempestade diminui. Entretanto, com cisalhamento vertical, a vorticidade horizontal é mais forte na vanguarda da fronteira do efluxo, fazendo com o que o ar quente e úmido seja levantado e inicie novas células de tempestade, como apresentado na Figura 2.16b).

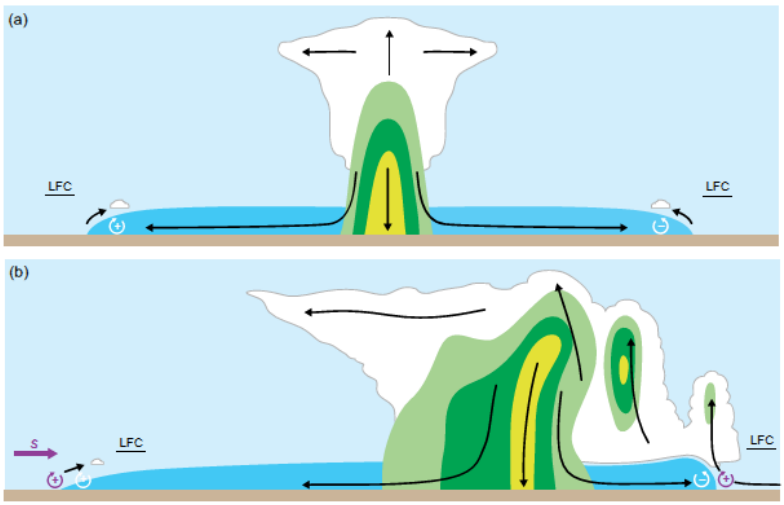

Figura 2.16 – Elevação de frente de rajada em a) célula isolada sem cisalhamento do vento; b) tempestade multicelular com cisalhamento moderado do vento (Markowski e Richardson, 2010).

Qualquer agrupamento de sistemas convectivos maior que 100 km em escala horizontal é chamado de sistema convectivo de mesoescala (SCM), e a maioria dos SCMs pode ser considerada como convecção multicelular. Um diagrama apresentando os vários tipos e classificações de SCM é dado na Figura 2.17. Os tamanhos das subclassificações na Figura 2.17 não são representativos – apenas as sobreposições e posições. Linhas de instabilidade são organizadas em linhas, enquanto os ecos em arco (*bow echoes*) são estruturas em forma de arco dentro das linhas de instabilidade. Múltiplos arcos dentro de uma única linha formam uma linha de ecos ondulados (*line-echo wave pattern*), enquanto complexos convectivos de mesoescala (CCM) têm uma bigorna – parte superior da nuvem – razoavelmente circular.

Algumas linhas de instabilidade e ecos em arco não são classificados como SCM por terem escalas horizontais inferiores a 100 km (Markowski e Richardson, 2010).

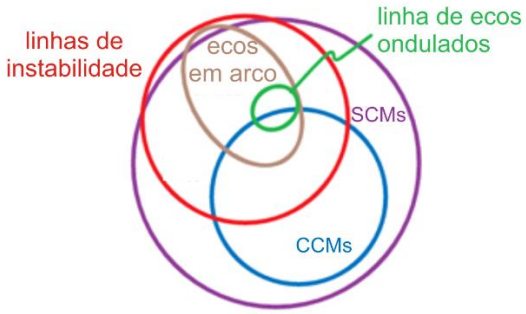

Figura 2.17 – Diagrama de Venn das subclassificações de SCM (Markowski e Richardson, 2010).

As torres convectivas das linhas de instabilidade ficam confinadas na vanguarda, com influxo sendo elevado pela frente de rajada, como apresentado na Figura 2.18. A intensidade do JIR descendente é proporcional à intensidade da linha de instabilidade.

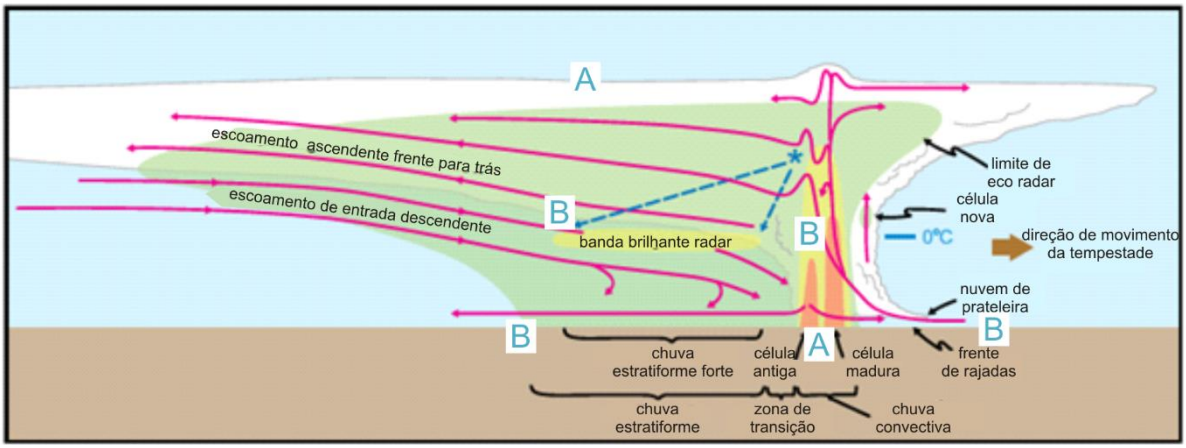

Figura 2.18 – Seção transversal de um modelo conceitual de uma linha de instabilidade (Markowski e Richardson, 2010).

Os principais sistemas meteorológicos operando na América do Sul são mostrados na Figura 2.19. A Bacia do Rio de la Plata, região que inclui o norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil, é a origem de algumas das tempestades convectivas mais intensas do mundo (Zipser et al., 2006). Juntamente com a região central dos Estados Unidos, a região está sujeita grandes e frequentes CCMs. CCMs na América do Sul estão fortemente relacionadas à corrente de jato subtropical, que varia pouco geograficamente devido à natureza quase-

estacionária da corrente (Laing e Fritsch, 1997). O jato de baixos níveis (JBN) que traz umidade da bacia amazônica para a área que segue o limite leste dos Andes é identificada como o fator principal para a atividade convectiva da região (Nascimento, 2005). O forte cisalhamento do vento de baixos níveis e as perturbações na corrente de jato subtropical, conforme ela se move sobre os Andes, fazem com que o ar quente e úmido de baixo nível suba e se torne instável devido à alta taxa de variação vertical da temperatura da região. A região é uma das únicas duas no mundo para as quais existem intensas tempestades em todas as estações do ano (Zipser et al., 2006). O sul do Brasil também é afetado pelo avanço de frentes frias e secas, originadas de massas de ar polar. Essas massas de ar geram linhas de instabilidade pré-frontais, que têm o potencial de gerar rajadas nocivas de *downbursts* e outros ventos em linha reta.

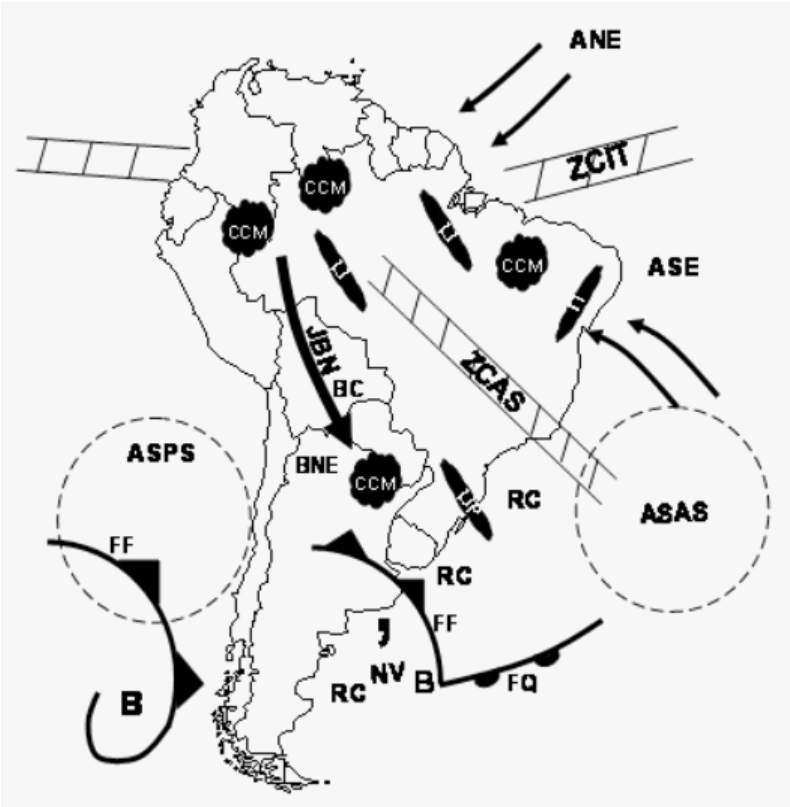

Figura 2.19 – Representação dos principais sistemas atmosféricos de baixa troposfera na América do Sul. ANE – ventos alísios de nordeste, ASE – ventos alísios de sudeste, ASAS – anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS – anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B – baixa pressão, BC – baixa do Chaco, BNE – baixa do noroeste argentino, CCM – complexo convectivo de mesoescala, FF – frente fria, FQ – frente quente, JBN – jato de baixos níveis, LI – linha de instabilidade, LIP – linha de instabilidade pré-frontal, NV – nuvem vírgula, RC – região de ciclogênese, ZCAS – zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT – zona de convergência intertropical (Pes, 2015; Satayamurty et al., 1998; Reboita et al. 2012).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma faixa monçonal orientada no sentido noroeste-sudeste sobre o meio do Brasil. A região é caracterizada por nuvens, tempestades elétricas, chuva intensa e ventos convergentes. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma região similar nos trópicos onde os ventos alísios de nordeste e de sudeste convergem, criando um cavado monçonal. Semelhante à ZCAS, a ZCIT aparece como uma faixa de nuvens que frequentemente produzem tempestades convectivas.

2.2.2.2 Ventos em linha reta de tempestades convectivas

Correntes descendentes nem sempre produzem ventos violentos, mas aquelas que produzem são conhecidas como *downbursts*, um termo cunhado por Fujita (1976), o primeiro a diferenciá-las dos tornados, que se acreditava serem o fenômeno responsável pela maioria dos danos relacionados a vento. Fujita (1990) observou padrões de explosão em forma de estrela em árvores caídas durante os anos 1970, que eram diferentes dos caminhos meandrosos dos tornados. Esse padrão previamente não documentado representava uma explosão divergente de um jato de ar descendente, com trilhas de destruição em linha reta ou curvadas. *Downburst* é definido como uma forte corrente descendente que induz uma explosão de ventos destrutivos na superfície terrestre. *Downbursts* têm dimensões horizontais inferiores a 10 km (Markowski e Richardson, 2010) e são divididos em dois grupos baseados no seu tamanho: a *microexplosão*, um pequeno *downburst* com ventos severos sobre distâncias inferiores a 4 km; e a *macroexplosão*, um *downburst* maior com ventos severos sobre distâncias superiores a 4 km (Fujita, 1990). Velocidades pico de vento mais elevadas são associadas com a microexplosão, com durações típicas entre 5 e 30 minutos e velocidades do vento de até 75 m/s. Dois tipos de microexplosões são definidas de acordo com o nível de precipitação, como apresentado na Figura 2.20, embora não haja relação entre intensidade de chuva e velocidade do vento na superfície. As microexplosões úmidas ocorrem com uma base de nuvem baixa e é acompanhada de chuva intensa e trovões. As microexplosões secas podem ocorrer quando a base da nuvem está alta e a precipitação evapora antes de atingir a superfície terrestre – um fenômeno chamado de *virga*. Uma explosão de calor é um fenômeno de microexplosão tipicamente associado com tempestades convectivas em dissipação. A explosão de calor penetra uma fina camada estável próxima da superfície terrestre, e rajadas de vento quente e seco são ocorrem na superfície, tipicamente à noite.

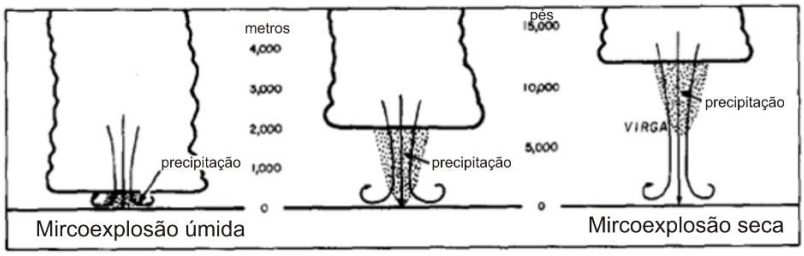

Figura 2.20 – Três tipos de microexplosão em relação à altura da nuvem e intensidade de precipitação (Fujita, 1990).

Diagramas esquemáticos do efluxo de *downbursts* são apresentados na Figura 2.21. Uma região de alta pressão, a meso-alta, está localizada na base da corrente descendente que é empurrado para fora, criando a frente de efluxo, *outflow*, mostrada na Figura 2.21a). As velocidades de vento mais altas ocorrem próximo à superfície e atrás da progressiva frente de rajada. A Figura 2.21b) apresenta o efluxo em maior detalhe, com turbulência mais elevada na fronteira da frente de rajada e ar frio e denso elevando o ar quente, dando continuidade ao processo convectivo. A Figura 2.21c) mostra a natureza tridimensional do *downburst*, com o perímetro do efluxo tomando a forma de um anel de vórtice. De acordo com Fujita (1990), os ventos mais fortes ocorrem diretamente abaixo do eixo do vórtice e a uma altura de aproximadamente 30-90 m acima da superfície terrestre.

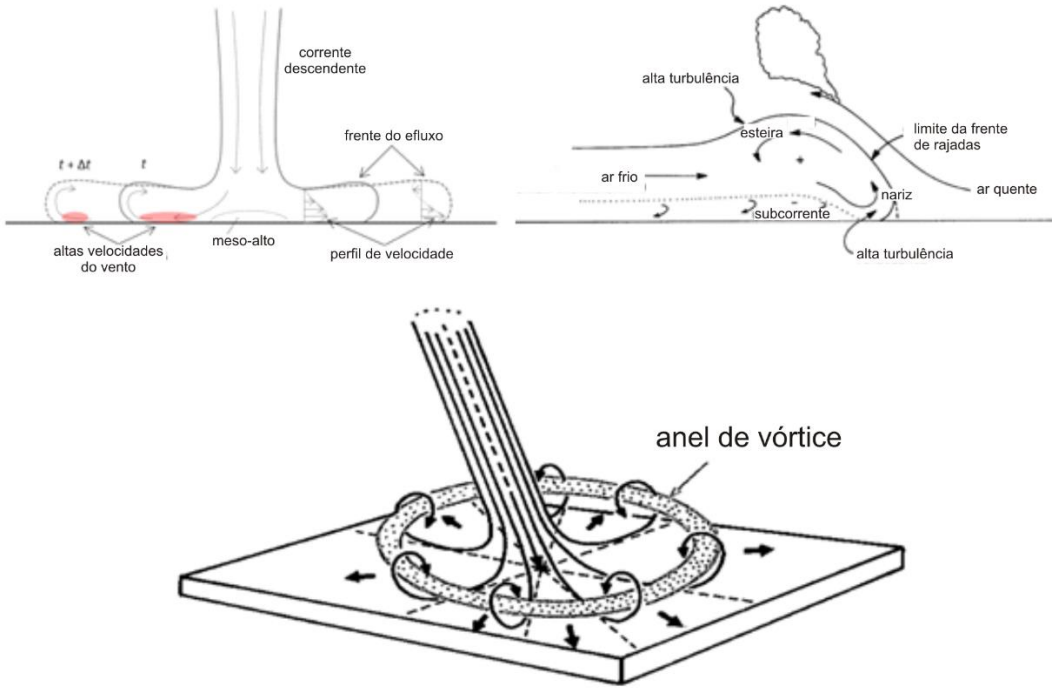

Figura 2.21 – Diagramas esquemáticos do efluxo de *downbursts*: superior esquerdo – Mason, 2017; superior direito – Goff, 1975; inferior – Fuijita, 1985.

Acredita-se que um *downburst* originado de uma supercélula foi a causa dos fortes ventos que trouxeram danos a Porto Alegre, RS, no fim da tarde de 29/01/2016 (INMET, 2016). As rajadas nocivas persistiram por uma hora sobre o distrito comercial da cidade, com a rajada pico de 33,2 m/s registrada na EMS-A do INMET A801 – Porto Alegre, RS. Evidência fotográfica mostrando parte dos danos é apresentada na Figura 2.22, e imagem de satélite realçada sobre a cidade na Figura 2.23.

Figura 2.22 – Exemplos de danos do evento de *downburst* de 29/01/2016 em Porto Alegre (Loredo-Souza et al., 2019).

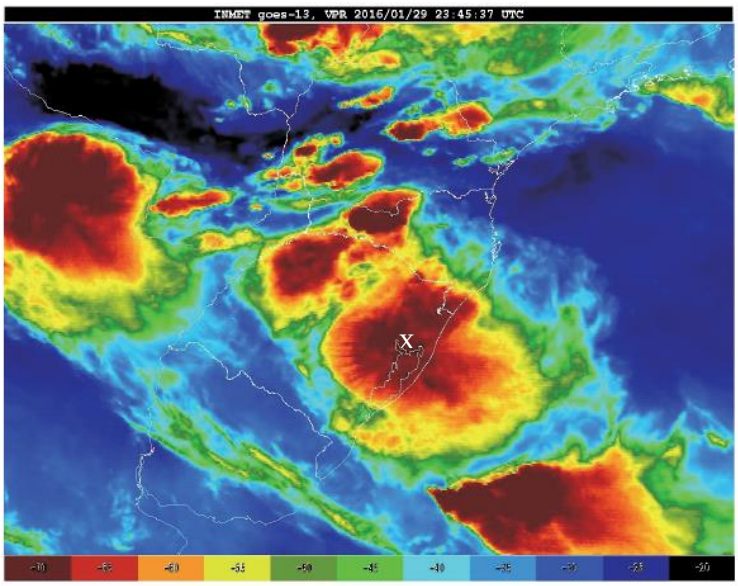

Figura 2.23 – Imagem de satélite realçada de vapor d'água tirada pelo GOES 13, 23:45 UTC 29/01/2016 (INMET, 2016). Localização de Porto Alegre marcada por um X.

Ventos nocivos podem ser causados por uma combinação de corrente descendente fraca com fortes RIJs, e são tipicamente associados com SCM, com condições favoráveis tipicamente encontradas no ápice dos ecos em arco. Porém, muitos RIJs de ecos em arco permanecem elevados e não trazem ventos nocivos até a superfície.

Piscinas de ar frio de mesoescala-ß são comumente associadas com SCM. No caso de grandes gradientes de pressão horizontais, ventos nocivos podem ser produzidos sem a contribuição de correntes descendentes. Esse tipo de piscina de ar frio é formado quando os efluxos de diversas tempestades se unem, intensificando o efluxo que, por sua vez, aumenta a pressão na superfície. Vórtices horizontais de mesoescala-γ – mesovórtices – embutidos dentro das linhas de instabilidade aumentam a velocidade horizontal do vento na frente de rajada.

Um *derecho* é um tipo de vento nocivo que atua sobre grandes distâncias e está associado à convecção com grande vida útil. Markowski e Richardson (2010) definiram *derechos* como ventos extremos causados por qualquer um dos mecanismos previamente mencionados, incluindo *downbursts*. Isso difere da definição de Johns e Hirt (1987) de *derecho* como uma família de aglomerados de *downbursts* produzidos por SCM. A passagem de um eco em arco causou danos à região central do Rio Grande do Sul em 29/05/2013. Uma imagem de radar do campo de refletividade do evento é apresentada na Figura 2.24 e pode ser o primeiro *derecho* documentado na América do Sul (Figueiredo et al., 2019).

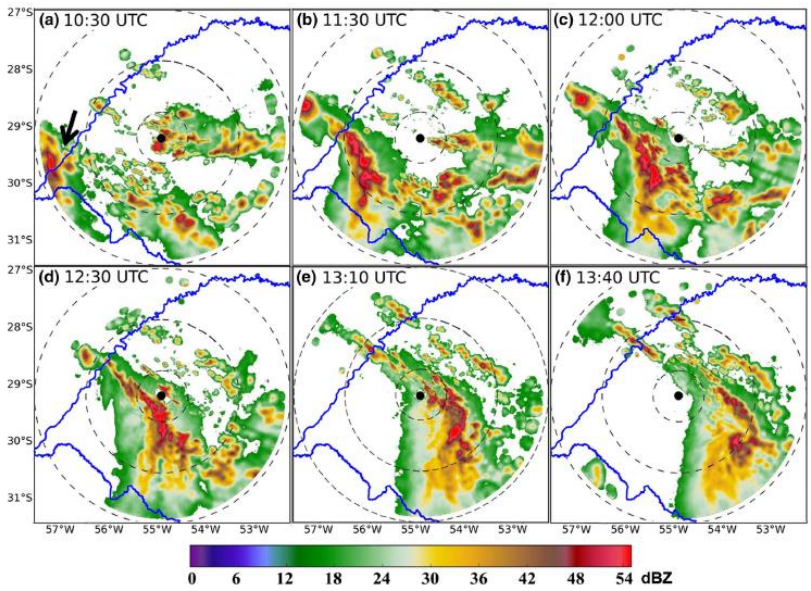

Figura 2.24 – Imagens de campo de refletividade do radar em Santiago, RS, representada pelo ponto preto, em 29/05/2013, 13:36 UTC (Figueiredo et al., 2013).

2.3 NORMATIZAÇÃO DE VENTOS EXTREMOS

A determinação de cargas de vento aerodinâmicas de acordo com a NBR 6123 (ABNT, 1988) se aplica apenas a ventos sinóticos. A velocidade característica do vento a uma altura *z*, V_k, é definida pela Equação 2.8.

$$V_k = V_0 S_1 S_2 S_3 \quad 2.8$$

Onde,

V_0: velocidade básica do vento (m/s),

S_1: fator topográfico,

S_2: multiplicador de altura e terreno,

S_3: fator probabilístico.

2.3.1 NBR 6123

2.3.1.1 Velocidade básica

Os estudos realizados por Vieira Filho (1975) e Padaratz (1977) foram responsáveis pela criação do mapa de isopletas que define as velocidades básicas regionais do vento, V_0, da atual norma de vento brasileira: *Forças devidas ao vento em edificações* – NBR 6123 (ABNT, 1988), como apresentado na Figura B.1 do Apêndice B *Mapa de Isopletas da NBR 6123 (ABNT, 1988)*. A velocidade básica do vento, V_0, é definida como uma rajada de 3 segundos a uma altura de *z* = 10 m em campo aberto e plano para um intervalo médio de recorrência de 50 anos.

Os valores de V_0 variam de 50 m/s no extremo sudeste e sul do Brasil até 30 m/s no centro-norte, aumentando novamente até 35 m/s no extremo nordeste do país. Os intervalos de isopletas são definidos em incrementos de 5 m/s e a interpolação entre os intervalos é permitida. Regiões isoladas ao redor de Brasília, DF, e Campinas, SP, interrompem a do contrário suave transição da V_0 mais elevada, ao sul, até a V_0 mais baixa, ao norte.

Máximas anuais de velocidades do vento de 10 minutos, V_{obs}, e de rajadas pico, G_{obs}, foram obtidas por Vieira Filho (1975) a partir da Força Aérea Brasileira (FAB) para 49 estações meteorológicas de aeródromos para o período de 1950 a 1974. Devido ao fato de diversas estações/anos não terem observações de rajadas máximas anuais registradas, Padaratz (1977)

criou uma série artificial de rajadas equivalentes, G^*, utilizando as máximas de V_{obs} com um fator de rajada aplicado, G_V, como descrito pela Equação 2.9.

$$G^* = \max\left(G_{obs}, G_V . V_{obs}\right) \quad 2.9$$

Um fator de rajada de G_V = 1,15 foi utilizado, representando uma conversão do intervalo de média de 30 segundos para 3 segundos, de acordo com a NBR 6123 (ABNT, 1988). O método dos estimadores de máxima verossimilhança (EMV) foi então aplicado a série de máximas anuais de G^* de cada estação para a distribuição de Fréchet dada na Equação 2.10, com X representando a velocidade do vento. Uma vez determinados a velocidade característica do vento, β, e o fator de forma, γ, da Equação 2.10 para cada estação, uma velocidade de vento pode, então, ser determinada para um intervalo médio de recorrência desejado de R anos. A relação entre a probabilidade anual de não-excedência, P, para um período de R_P anos é definida na Equação 2.11. Para períodos de 10 anos ou mais, a diferença entre R e R_P é desprezável.

$$P(X) = \exp\left[-\left[\frac{X}{\beta}\right]^{-\gamma}\right] \quad 2.10$$

$$P = 1 - \frac{1}{R_P} \quad 2.11$$

Uma vez calculados β e γ_o para cada uma das 49 estações, uma média ponderada, γ_{mp}, foi calculada para um grupo selecionado de 20 estações, com pesos determinados pelo período de operação de cada estação. Para determinar a V_0 de cada estação, o fator de forma único de γ_{mp} = 6,369 foi combinado com β para cada estação e resolvido para uma probabilidade de não-excedência de P = 0,98, conforme determinado pela Equação 2.11 para R_P = 50 anos. As isopletas da Figura B.2 do Apêndice B foram geradas a partir da V_0 de cada estação, com a exceção daqueles com períodos de amostragem inferiores a 5 anos, e é similar ao mapa final da NBR 6123 (ABNT, 1988) mostrado na Figura B.1. As duas zonas de 25 m/s no norte do país, e os 40 m/s ao redor de Bagé, RS, no sul do Brasil, foram removidos da versão preliminar de Padaratz (1977).

Uma investigação foi conduzida com o objetivo de replicar o mapa preliminar de V_0 da NBR 6123 (ABNT, 1988) utilizando o processo descrito por Padaratz (1977). Primeiramente, um

esquema de interpolação de krigagem foi utilizado para gerar curvas de V_0 em intervalos de 5 m/s usando β e γ_o das estações individuais, como tirado da Tabela 4.2.1 de Padaratz (1977). O mapa resultante é apresentado na Figura B.3a) do Apêndice B, e é radicalmente diferente daquele da NBR 6123 (ABNT, 1988) – com a maioria do sul e uma grande parte do noroeste do Brasil acima de 50 m/s. Um segundo mapa, Figura B.3b) do Apêndice B, foi gerado usando o fator de forma individual de γ_{mp} = 6,369 combinado com β para cada estação, o que teve o efeito de reduzir V_0 para a maioria do país. Esse mapa não é igual ao de Padaratz (1977), com velocidades de vento menores aparecendo no sul de Mato Grosso do Sul e oeste do Paraná, e velocidades de vento mais altas no Rio de Janeiro. Manipulações de tentativa e erro foram feitas para gerar a Figura B.3c) do Apêndice B, que carrega uma notável semelhança com relação à de Padaratz (1977). As manipulações incluíram:

- desconsiderar as estações de Afonsos, RJ, Bagé, RS, Maceió, AL, Ponta Porã, MS, Santa Cruz, RJ, e Uberlândia, MG, na geração das curvas de interpolação por krigagem;
- utilização do fator de forma da estação γ_o (V_0 = 49,4 m/s) em Foz do Iguaçu, PR, ao invés de γ_{mp} (V_0 = 32,3 m/s);
- inclusão da estação de Rio Branco, AC, com período de amostragem de 4 anos.

Embora nenhuma descrição das ações acima seja dada por Padaratz (1977), é dito que estações que apresentaram inconsistências nas séries de máximas anuais foram desconsideradas.

2.3.1.2 Períodos de retorno e categorias de risco

Na determinação das velocidades de projeto do vento para probabilidades de excedência variáveis e períodos de retorno diferentes de 50 anos, a NBR 6123 utiliza o fator probabilístico, S_3, definido na Equação 2.12. A derivação da Equação 2.12 é dada no Apêndice K *Determinação do Fator Probabilístico S_3*, que é calculada como uma função de P_L e R_L, onde P_L é a probabilidade de uma certa velocidade de vento ser igualada ou excedida ao longo de uma vida de R_L anos. Note que P_L e R_L são definidos como P_m e m na NBR 6123 (ABNT, 1988), respectivamente.

$$S_3 = 0{,}54 \left[-\frac{\ln(1 - P_L)}{R_L} \right]^{-0{,}157} \qquad 2.12$$

A Tabela K.1 do Apêndice K contém S_3 para combinações de P_L e R_L, conforme apresentado na NBR 6123 (ABNT, 1988). Cinco grupos de construções são determinados, para os quais um fator probabilístico, S_3, mínimo deve ser aplicado, com descrições e os valores mínimos de S_3 dados na Tabela K.2. As estruturas com maior importância civil adotam S_3 = 1,10, enquanto estruturas menos importantes e temporárias podem adotar S_3 = 0,83. Na maioria dos casos, S_3 = 1,00.

2.3.1.3 Características do vento

A velocidade horizontal do vento é uma função da altura acima do solo, da categoria do terreno e do intervalo de tempo para determinação da média. A NBR 6123 define cinco categorias de terreno distintas com seus respectivos comprimentos de rugosidade, z_0, e alturas gradientes, z_g, definidos na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Comprimentos de rugosidade e alturas gradientes da NBR 6123 por categoria de terreno (adaptado de ABNT, 1988).

Categoria	**I**	**II**	**III**	**IV**	**V**
z_g (m)	250	300	350	420	500
z_0 (m)	0,005	0,07	0,30	1,0	2,5

Os comprimentos de rugosidade e categorias de terreno da NBR 6123, como definidos na Tabela 2.1, foram obtidos de Simiu (1981). A velocidade básica do vento, V_0, é definida para um campo aberto relacionado à CAT II, com comprimento de rugosidade de z_0 = 0,07 m, maior do que comprimentos de rugosidade de campo aberto correspondentes em outras normas de vento. Simiu (1981) declarou que a escolha de z_0 = 0,07 m para campo aberto foi considerada razoável uma vez que aeródromos, onde os dados são adquiridos para derivar as velocidades básicas do vento, nem sempre são “limpos” o suficiente para garantir o uso de z_0 < 0,07 m.

O multiplicador de altura e terreno, S_2, é definido na Equação 2.13. O coeficiente b e o expoente p são definidos para cada categoria de terreno, e o fator de rajada, F_r, é função do intervalo de tempo desejado para a determinação da média. Os valores de b, p e F_r da NBR 6123 (ABNT, 1988) são disponibilizados na Tabela F.1. Uma comparação visual das cinco categorias é mostrada na Figura 2.25 para τ = 3 s.

$$S_2 = b.F_r\left(\frac{z}{10}\right)^p \qquad 2.13$$

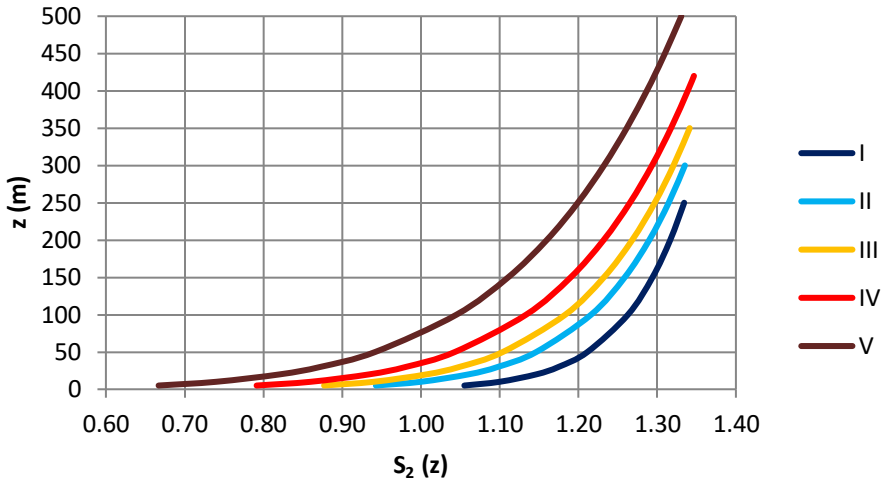

Figura 2.25 – Multiplicador de terreno e altura, S_2, por categoria de terreno (para τ = 3 s).

Embora F_r seja chamado de fator de rajada, esse é, na verdade, um termo enganoso. Tipicamente, um fator de rajada é aplicado a uma velocidade média do vento ao longo de um longo período (T = 1 hora ou 10 minutos) para converter a velocidade média para uma rajada com menor intervalo de média. Entretanto, o F_r da NBR 6123 converte uma rajada de τ = 3 s para um intervalo de média mais longo. Para converter para "verdadeiros" fatores de rajada, G_V, a série de F_r deve ser antes dividida pelo valor de F_r correspondente ao período T. Por exemplo, para gerar a série de fatores de rajada, $G_{V,T}$, para T = 3600 s, a série de F_r é dividida por 0,65 (F_r = 0,65 para T = 3600 s). A diferença entre fatores de rajada, G_V, e F_r é demonstrada na Figura 2.26 para T = 3600 s e T = 600 s.

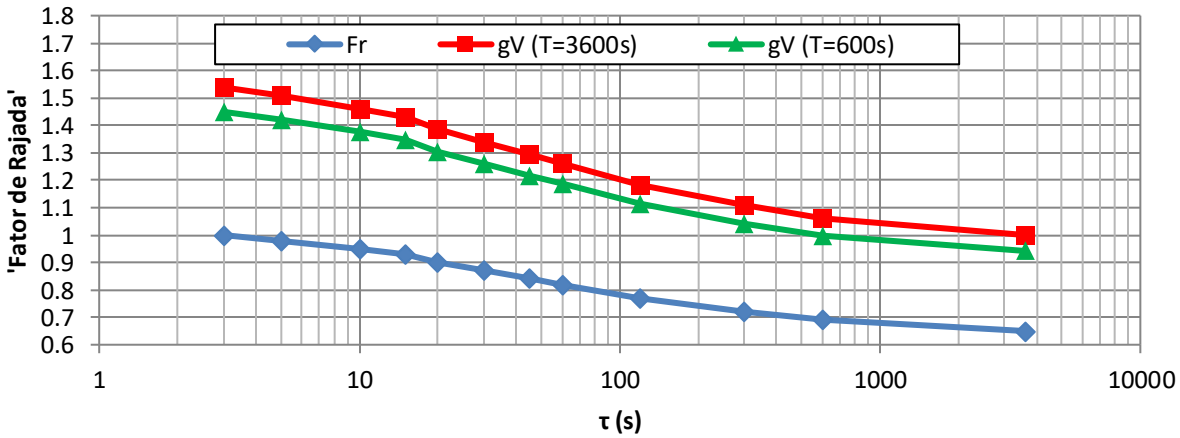

Figura 2.26 – F_r da NBR 6123 e fatores de rajada, G_V, correspondentes.

A origem de F_r é encontrada em Blessmann (2013), que é calculado utilizando a Equação 2.14, com β definido na Tabela 2.2 por categoria de terreno e c definido na Tabela 2.3 por intervalo de tempo de média. A definição de β foi obtida de Simiu (1981), enquanto c da Tabela 2.3 foi adaptado do c definido em Simiu (1981) para outros intervalos de tempo e baseado em Durst (1960). Para z_0 = 0,07 m e z = 10 m, a série de $G_{V,3600s}$ é apresentada na Tabela 2.3, calculada usando a Equação 2.14, e é a igual à série calculada e plotada na Figura 2.26.

$$G_{V,3600s} = 1 + \frac{c\sqrt{\beta}}{2{,}5\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \qquad 2.14$$

Tabela 2.2 – Valores de β para as categorias da NBR 6123 (adaptado de Simiu, 1981 e Blessmann, 2013).

CAT	**I**	**II**	**III**	**IV**	**V**
β	6,00	6,00	5,25	4,85	4,00

Tabela 2.3 – Valores de c e $g_{V,3600s}$ para os intervalos de tempo de média da NBR 6123 (adaptado de Blessmann, 2013).

τ (s)	**3**	**5**	**10**	**15**	**20**	**30**	**45**	**60**	**120**	**300**	**600**	**3600**
c	2,72	2,56	2,32	2,14	2,00	1,73	1,43	1,25	0,92	0,54	0,32	0
$G_{V,3600s}$	1,54	1,51	1,46	1,42	1,39	1,34	1,28	1,25	1,18	1,11	1,06	0

Existe uma aparente discrepância entre as equações usadas para considerar a intensidade de turbulência e os fatores pico. A Equação 2.14 é, sem dúvidas, responsável pela geração de F_r na NBR 6123, mas é notavelmente semelhante à Equação 2.5, que define o fator de rajada como uma função de g e I. Simiu (1981) não definiu c explicitamente como um fator de pico, mas I foi definido pela Equação 2.15, sugerindo que c é o fator de pico. Entretanto, de acordo com Blessmann (2013) os perfis verticais de intensidade de turbulência na NBR 6123, I (z), são definidos conforme a Equação 2.16, onde a constante de von Kármán toma o valor de κ = 0,4.

$$I(z) = \frac{\sqrt{\beta}}{2{,}5\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \qquad 2.15$$

$$I(z) = \frac{2{,}58\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \qquad 2.16$$

Ambas as formulações de intensidade de turbulência são plotadas na Figura 2.27. As diferenças entre as duas são constantes independentemente da altura, mas as diferenças são maiores para categorias de terreno mais elevadas. A Equação 2.16 retorna *I* maior do que a Equação 2.15 em 5% para CAT I e II, 13% para CAT III, 17% para CAT IV e 29% para CAT V. Para este estudo, assume-se que a Equação 2.15 gere a intensidade de turbulência utilizada na NBR 6123 (ABNT, 1988). Desse modo, para um comprimento de rugosidade de z_0 = 0,07 m para CAT II, a intensidade de turbulência associada com V_0 é I = 0,197 a uma altura de z = 10 m.

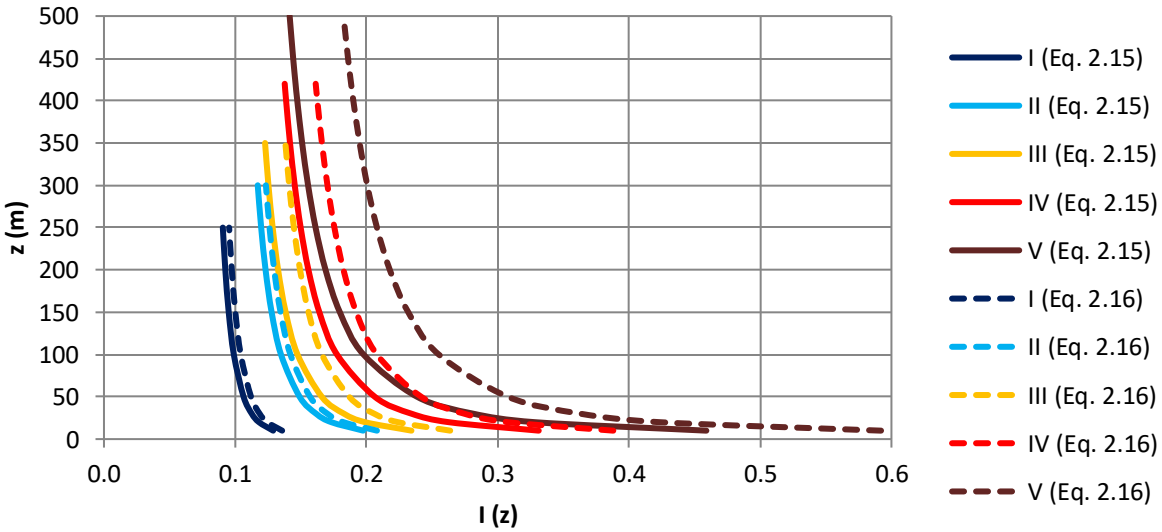

Figura 2.27 – Intensidade de turbulência longitudinal, *I*, da NBR 6123 (ABNT, 1988).

O espectro de turbulência de Harris, mostrado na Equação 2.17, é adotado na NBR 6123 (ABNT, 1988) de acordo com Blessmann (2013). A função densidade espectral assume uma escala de comprimento integral constante, L_u, de 1800 m para todas as alturas.

$$\frac{fS_u(f)}{\sigma^2} = \frac{0{,}6\left(\frac{fL_u}{\bar{u}}\right)}{\left[2 + \left(\frac{fL_u}{\bar{u}}\right)^2\right]^{5/6}} \qquad 2.17$$

2.3.1.4 Cargas estruturais devidas ao vento

O coeficiente de arrasto, C_a, é um importante parâmetro no cálculo das cargas estruturais para construções prismáticas retangulares. O coeficiente de arrasto é a função da razão entre largura e profundidade, l_1/l_2, da razão entre altura e largura, h/l_1, e do nível de turbulência, conforme Figura 2.28. Modelos para níveis altos e baixos de turbulência são definidos, mas sem definições quantitativas de turbulência. De acordo com as diretrizes da NBR 6123, uma construção pode ser considerada em uma região de alta turbulência quando sua altura não exceder duas vezes a altura média dos prédios vizinhos dentro de uma distância de: 500 m, para construções de $h \leq 40$ m; 1000 m, para construções de $40 < h \leq 55$ m; 2000 m, para construções de $55 < h \leq 70$ m; e 3000 m, para construções de $70 < h \leq 80$ m. Reduções significativas das cargas de vento são alcançadas por construções localizadas em uma região de alta turbulência. Para o exemplo de uma construção com $h = 180$ m, $l_1 = 30$ m e $l_2 = 45$ m, $C_a = 1{,}25$ e 0,99 para regimes de baixa e alta turbulência, respectivamente. Quando o vento sopra perpendicular à configuração anterior, $l_1 = 45$ m e $l_2 = 30$ m, $C_a = 1{,}46$ e 1,10 para regimes de baixa e alta turbulência, respectivamente. Nesse exemplo, o uso do coeficiente de arrasto de baixa turbulência permite uma redução de 20-25% nos momentos da base na direção do vento.

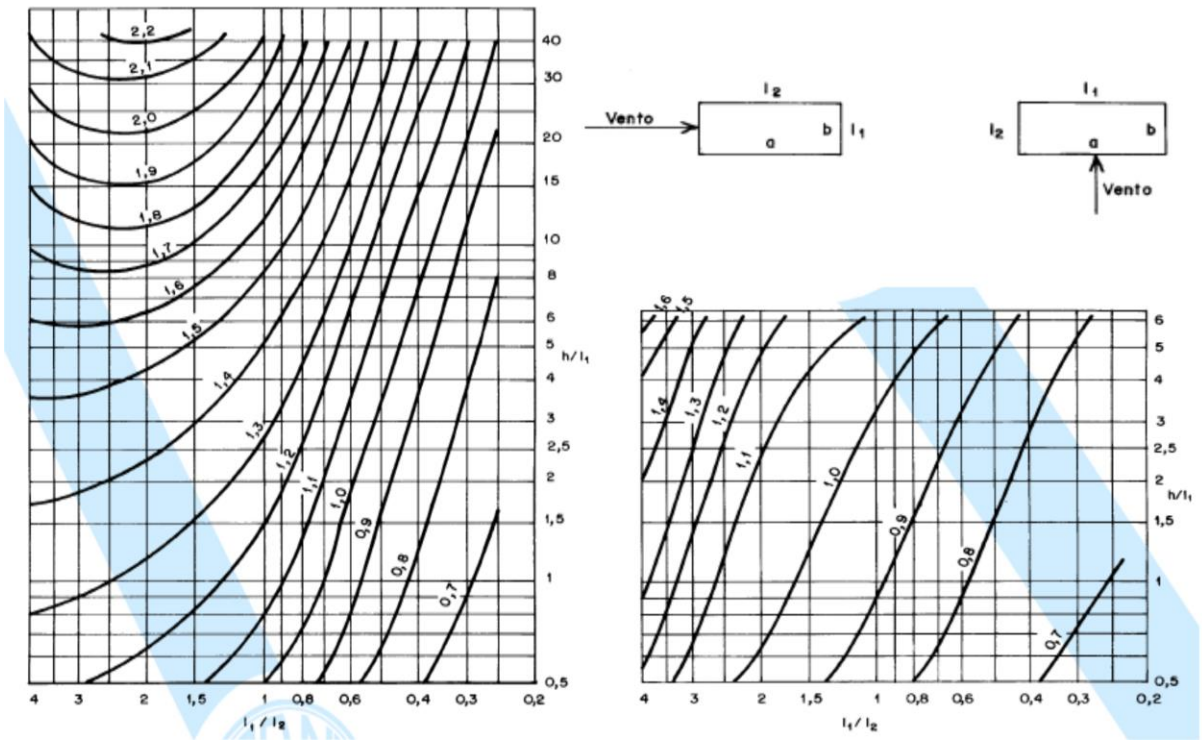

Figura 2.28 – Gráficos para determinação do coeficiente de arrasto, C_a, da NBR 6123 (ABNT, 1988), esquerda: construção retangular localizada em área de baixa turbulência, direita: construção retangular localizada em ambiente altamente turbulento.

Na determinação da resposta dinâmica de estruturas sob cargas de vento, a NBR 6123 (ABNT, 1988) fornece uma metodologia para o cálculo do fator de amplificação dinâmica, ξ. O fator de amplificação dinâmica é plotado contra a velocidade reduzida com comprimento integral de turbulência L_u = 1800 m, em dois gráficos para cada categoria de terreno. Os dois gráficos são diferenciados pela razão l_1/h, com seis curvas dadas em cada gráfico. As seis curvas representam cada combinação de razão de amortecimento crítico, ζ = 0,01 e 0,02, com alturas globais de edificações de h = 25, 100 e 300 m. A interpolação entre curvas h e entre gráficos é necessária para determinar o correto ξ. O fator de amplificação dinâmica é de certa forma contra intuitivo, uma vez que os valores de ξ são inversamente proporcionais à altura da estrutura. Dois gráficos de ξ para terrenos em campo aberto, CAT II, são apresentados na Figura 2.29. O fator de amplificação dinâmica é utilizado para determinar a força modal, F_H, que é então usada para determinar a componente flutuante do carregamento de vento para cada andar ao longo da altura da estrutura em combinação com a distribuição de massa e com a forma modal.

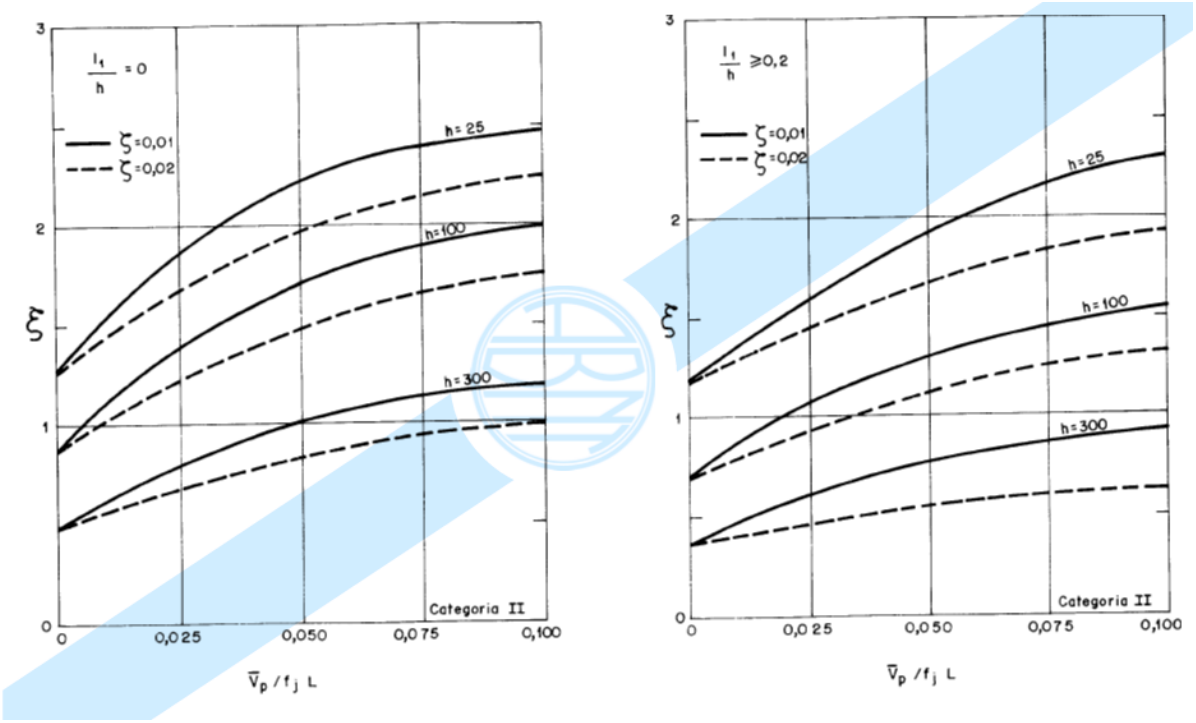

Figura 2.29 – Gráficos para a determinação do fator de amplificação dinâmica, ξ, para CAT II da NBR 6123 (ABNT, 1988).

2.3.2 Comparações com outras normas de vento internacionais

Os parâmetros chave relacionados à velocidade básica do vento para diversas normas de vento regionalmente e internacionalmente importantes são comparadas àqueles da NBR 6123 (ABNT, 1988) na Tabela 2.4. Os parâmetros chave incluem o comprimento de rugosidade da velocidade básica do vento, z_0, intervalo de tempo para determinação da média, τ, velocidades máximas e mínimas do vento para a região (para um dado intervalo médio de recorrência, R, em anos), e intervalo de anos para os quais conversões apropriadas são fornecidas. As normas argentina e colombiana são fortemente baseadas na ASCE-7, e a norma paraguaia é baseada na NBR 6123.

Tabela 2.4 – Detalhes chave relacionados à velocidade básica do vento de normas de vento sul americanas e internacionais.

Região	Norma de Vento	Parâmetros da Velocidade Básica do Vento				
		z_0 (m)	τ (s)	Tipo de DGVE	Velocidade do Vento mín/máx (m/s) (R anos)	Intervalo de R (anos)
Brasil	NBR 6123 (ABNT, 1988)	0,07	3	II (Fréchet)	30/50 (50)	2-200
Argentina	CIRSOC 102 (2005)	0,02	3	II (Fréchet)	34/67,5 (50)	50
Bolívia	APNB 1225003 (2014)	0,01	3	I (Gumbel)	24/44,3 (50)	5-500
Chile	NCh432.Of71 (1971)	-	-	-	33/41,2 (-)	-
Colômbia	NSR-10 (2010)	0,02	3	-	17/36 (50)	50
Equador	CPE INEN-NEC-SE-CG 26-1 (2014)	-	inst.	-	21/- (-)	-
Peru	E.020 (2006)	-	-	-	20,8/36,1 (50)	-
Paraguai	NP No. 196 (1991)	0,07	3	II (Fréchet)	40/55 (50)	-
Venezuela	COVENIN 2003 (1989)	-	-	-	19,4/27,8 (50)	-
Uruguai	UNIT 50 (1984)	*~0,03*	3	II (Fréchet)	37,5/43,9 (20)	2-200
Austrália/Nova Zelândia[5]	AS/NZS 1170.2 (2002)	0,02	3	III (DGP)	39/66 (50)	1-10.000; Eq.
	AS/NZS 1170.2 (2011)	0,02	0.2	III (DGP)	39/66 (50)	1-10.000; Eq.
Estados Unidos	ASCE 7-05 (2005)	0,02	3	I (Gumbel)	38/67 (50)	Eq.
	ASCE 7-10 (2010)	0,02	3	I (Gumbel)	45/76 (300)	300, 700, 1.700; Eq.
	ASCE 7-16 (2016)	0,02	3	III (*POT*)	31/58 (50)	300, 700, 1.700, 3.000. (10, 25, 100)
Ásia-Pacífico	HB212 (2002)	0,02	3	III (DGP)	32/60 (50)	Eq.
Singapura	NA to SS EN 1991-1-4 (2009)	0,05	600	-	20 (50)	-
Malásia	MS 1553 (2002)	0,02	3	-	32,5/33,5 (50)	20, 100

Todas as velocidades básicas do vento são definidas a uma altura de z = 10 m em campo aberto e plano, embora a definição do comprimento de rugosidade varie. A maioria das normas nomeia z_0 = 0,02 ou 0,03 m para campo aberto e plano, incluindo a ISO 4354 (2009) e OMM (2014), com z_0 = 0,03 m, não listadas na tabela. A UNIT 50 do Uruguai não lista z_0 = 0,03 m como comprimento de rugosidade nominal, mas o perfil de vento correspondente

[5] A definição de rajada pico para AS/NZS 1170.2 não mudou de 2002 a 2011, mas a descrição de sua duração foi alterada de um período assumido de 3 s para uma definição de média móvel de 0,2 s.

é praticamente idêntico àquele da ISO 4354. O Eurocode EN 1991-1-4, com z_0 = 0,05 m e a NBR 6123 (ABNT, 1988) do Brasil, com z_0 = 0,07 m, são duas exceções na definição de rugosidade para campo aberto.

A maioria das velocidades básicas do vento representam uma rajada de τ = 3 segundos. A AS/NZS 1170.2 (2011) foi revisada de τ = 3 s para 0,2 s com base em investigações sobre o equipamento anemométrico utilizado para observar dados de vento antes dos anos 1990 (Homes e Ginger, 2012). Uma investigação similar foi conduzida sobre o equipamento anemométrico utilizado nos Estados Unidos, e uma rajada pico de τ = 1 s foi sugerida como sendo mais apropriada do que a definição atual de τ = 3 s utilizada na ASCE-7 (Kwon e Kareem, 2014). A conservadora distribuição de valores extremos de Fréchet é comum nas normas mais antigas da América do Sul, incluindo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina; enquanto normas que são comprometidas com atualizações e melhoramento contínuos, como a AS/NZS 1170.2 e ASCE-7, afastaram-se da distribuição de Gumbel para a Distribuição Generalizada de Pareto (DGP) e modelos *Peaks Over Threshold* (*POT*), que são essencialmente Distribuições Generalizadas de Valores Extremos (DGVE), ou Weibull reversas, com velocidades limitadas para grandes períodos de retorno.

As velocidades básicas do vento variam enormemente na América do Sul, apesar do fato de nenhum país definir uma região afetada por ciclones tropicais. A velocidade básica do vento mínima é encontrada na costa colombiana do Pacífico, com 17 m/s, e a mais alta em Comodoro Rivadavia, localizada na costa leste argentina da Patagônia, com 67,5 m/s. A norma do vento do Chile define uma pressão básica do vento para duas zonas: cidades e campos abertos/exposições oceânicas. Se convertida para um intervalo médio de recorrência de 50 anos utilizando o fator de conversão de 1,146, as velocidades básicas do vento no Uruguai variam de 43,0 a 50,3 m/s. A Região A da Austrália e Nova Zelândia é uma região sem ciclones tropicais que cobre a grande maioria da região com velocidade básica do vento de 39 m/s para τ = 0,2 s e R = 50 anos. Um fator de conversão de 0,9 é usado para converter isso para uma velocidade do vento de 35 m/s para τ = 3 s. A zona livre de furacões dos contíguos Estados Unidos variava entre 38 e 40 m/s na ASCE-7 (2002) e varia de 31 a 41 m/s na versão mais recente da ASCE-7 (2016) para R = 50 anos, apesar de evidências mostrarem que algumas regiões podem ter velocidades de rajada para 50 anos de até 45 m/s (Lombardo, 2012).

Regiões equatoriais são conhecidas pela ausência de ventos sinóticos extremos e são afetados tipicamente apenas por monções e tempestades elétricas. No sudeste da Ásia, a velocidade do vento para o período de retorno de 50 anos é de 32 m/s de acordo com a HB-212 (2002), a norma da Malásia define uma velocidade de rajada para 50 anos de 32,5 m/s para regiões em terra, e a velocidade do vento de 10 minutos de Singapura representa uma rajada básica de 29 m/s. Rajadas básicas para os países da América do Sul equatorial são bastante inferiores, com 17 m/s sendo a mais baixa na Colômbia, 21 m/s no Equador, 20,8 m/s no Peru e 19,4 m/s na Venezuela. Apesar do mapa de isopletas preliminar do Brasil de Padaratz (1977) conter regiões com 25 m/s, isso foi eliminado da versão final, com 30 m/s sendo considerado como o nível mínimo admissível para cargas finais. A desconsideração de um limite inferior para a velocidade básica do vento pelas nações do norte da América do Sul pode ser atribuída a sua preocupação com cargas de terremotos, uma vez que esses países andinos estão em uma das regiões mais sismicamente ativas do mundo.

De acordo com a NBR 6118 *Projeto de estruturas de concreto – Procedimento* (ABNT, 2014), um fator de carga de vento de γ_f = 1,4 é aplicado a cargas de vento sobre estruturas de concreto determinadas para um intervalo médio de recorrência de R = 50 anos no Brasil. Essa prática está alinhada com outras regiões do mundo para as quais γ_f = 1,4-1,6 (Holmes, 2015). Diferentemente, as cargas de vento para o estado limite último são determinadas para intervalos médios de recorrência mais longos (menores probabilidades anuais de excedência), entre 500 e 1.000 anos na Austrália (AS/NZS, 2011) e de 300 a 3.000 anos nos Estados Unidos (ASCE, 2016), sem a aplicação de um fator de carga adicional. Para ambas as normas do vento, o intervalo médio de recorrência apropriado é dependente da categoria de risco, ou importância, da estrutura. Para a Região A sem furacões da Austrália, isso se traduz a um fator de carga de vento, γ_f, de 1,33 e 1,39 para R = 500 e 1,000 anos, respectivamente, que seria aplicado a cargas de vento calculadas utilizando uma velocidade do vento de R = 50 anos. Para o estado de Nebraska, nos Estados Unidos, uma região sem furacões, os fatores de carga equivalentes para uma velocidade do vento de R = 50 anos são γ_f de 1,38, 1,56, 1,76 e 1,89 para intervalos médios de recorrência de 300, 700, 1.700 e 3.000 anos, respectivamente. Um fator probabilístico da NBR 6123 (ABNT, 1988), de S_3 = 1,18 é equivalente a γ_f = 1,4 e representa um intervalo médio de recorrência de R = 150 anos para a distribuição de Fréchet da NBR 6123 (ABNT, 1988).

2.3.3 Normatização de ventos não-sinóticos

Um dos maiores desafios encarados atualmente pela comunidade de engenharia do vento é a caracterização precisa de ventos não-sinóticos para implementação em instruções e normas de vento. Muito do foco se dá ao efluxo de microexplosões, e pouca atenção é dada a outros ventos extremos ligados à convecção, como RIJ em combinação com uma leve corrente descendente ou vento não-sinótico de grande gradiente horizontal de pressão definidos por Markowski e Richardson (2010).

O seguinte resumo de Mason (2017) salienta os desafios para a normatização de ventos não-sinóticos e questões pertinentes que devem ser resolvidas. Começando com um resumo de Letchford e Illidge (1999), e usando o termo *vendavais localizados*, Mason (2017) identificou quatro grandes pontos de diferença entre ventos não-sinóticos e sinóticos:

- efluxos são altamente não-estacionários;
- efluxos são escoamentos tridimensionais complexos;
- o perfil vertical de velocidades do vento não segue os perfis típicos logarítmicos ou exponenciais de CLA;
- a turbulência é menor e a correlação é maior em efluxo do que em ventos sinóticos.

Muito daquilo que é conhecido sobre estruturas de efluxo vem de estudos observacionais nos Estados Unidos, tais como os Estudos Meteorológicos Conjuntos de Aeroportos (*Joint Airport Weather Studies – JAWS*) e a Pesquisa Meteorológica do Norte de Illinois sobre *Downbursts* (*Northern Illinois Meteorological Research on Downbursts – NIMROD*), experimentos de laboratório com colisão de jatos e simulações de Dinâmica de Fluidos Computacional (DFC). Os jatos estáveis, inicialmente o foco dos estudos de laboratório, determinaram algumas características importantes dos efluxos, incluindo o formato de nariz do perfil vertical do vento, que atinge seu máximo a uma certa altura acima do solo e então decresce para alturas superiores. Utilizando um jato transladado, Letchford e Chay (2002) identificaram que velocidades máximas são encontradas na frente de rajada principal. Jatos de impulso têm sido utilizados mais recentemente para melhor simular a frente de rajada principal (Mason et al., 2005; Hangan et al., 2017), e outros avanços incluem o uso de experimentos termodinamicamente fiéis (Mason et al., 2009).

Estudos de laboratório também estabeleceram que os perfis de velocidade do vento e de turbulência próximos ao ponto de colisão do corrente descendente variava pouco para

diferentes rugosidades de superfície (Choi, 2004; Xu e Hangan, 2008). Entretanto, mais afastado do jato as velocidades pico do vento no limite do efluxo diminuíram e a altura da magnitude do pico acima do solo aumentou para superfícies mais rugosas. Isso é esperado, uma vez que o efluxo se desenvolve da mesma forma que o escoamento de CLA, com a ESDU (1990[a]) estimando que a velocidade máxima do vento se localiza aproximadamente a 5 km do centro da tempestade. Testes sobre caraterísticas topográficas mostraram uma redução na amplificação das velocidades do vento de 10 a 15% quando comparado com ventos de CLA (Holmes, 1992; Letchford e Illidge, 1999; Wood et al., 2001).

Outras importantes características estabelecidas incluem os baixos níveis de turbulência nos estágios iniciais do desenvolvimento do efluxo (Homes, 2015). Uma corrente descendente de flanco-posterior foi registrada por diversas torres de observação perto de Lubbock, Texas, em 04/06/2002, e a análise da série temporal de velocidade do vento à altura de 10 m de uma torre em particular revelou uma intensidade de turbulência de 10% quando uma média móvel de 40 segundos foi separada da série temporal, muito inferior aos típicos 17-20% de campo aberto e plano. Devido à natureza não-estacionária do corrente descendente, a turbulência não pode ser caracterizada da mesma forma que para os ventos sinóticos – particularmente sobre períodos mais longos de 10 minutos ou 1 hora. Pela mesma razão, fatores de rajada, que são fortemente dependentes da posição e comprimento da janela de média, podem atingir valores de $G_V > 10$ e perder relevância.

Mason (2017) comparou os perfis de velocidade de rajada de efluxo da ISO 4354 (2009) e AS/NZS 7000 (2010) com perfis observados de três estudos observacionais de escala real diferentes (Holmes et al., 2008; Lombardo et al., 2014; Gunter e Schroeder, 2015). A altura da velocidade pico de vento do efluxo varia consideravelmente, como mostrado na Figura 2.30. As observações da torre de Lombardo et al. (2014) indicaram o máximo como sendo a uma altura de 10 m ou abaixo disso, medições de Gunter e Schroeder (2015) e Hjelmfelt (1988) indicaram velocidades máximas de vento a alturas entre 60 m e 200 m, enquanto medições LIDAR de Repetto et al. (2018) mostram que a velocidade pico do vento ocorre a uma altura de 80 m. Os perfis das duas normas de vento variam imensamente, com o perfil da AS/NZS 7000 sendo muito menos conservador do que o da ISO 4354. Além disso, essas normas não consideram intensidade de turbulência, fatores de forma ou rugosidade para esses perfis não-sinóticos. Não apresentada nas figuras está a recomendação da ESDU (1990[a]) de modelar-se

o efluxo de tempestades convectivas utilizando um perfil de CLA até uma altura de 100 m acima do solo, com velocidade do vento constante acima disso.

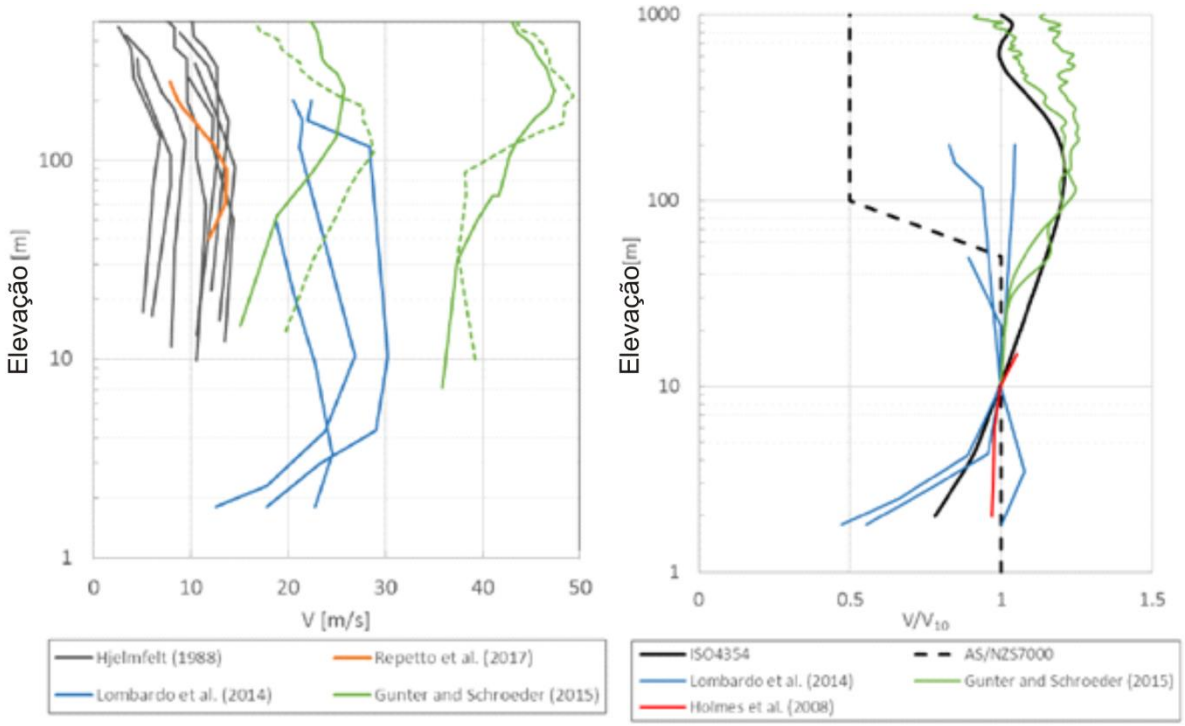

Figura 2.30 – Medições em escala real de velocidades de vento de efluxo (esquerda), perfis de velocidade do vento não-sinóticos da ISO 4354 (2009) e AS/NZS 7000 (2010) comparados com observações em escala real, normalizadas pela velocidade do vento a 10 m (direita) (Mason, 2017).

Dois perfis não-sinóticos de velocidade do vento foram propostos para implementação futura na NBR 6123. Miguel et al. (2018) propuseram um perfil não-sinótico que é composto por 35% de perfil CLA padrão e 65% de perfil de *downburst*, uma vez que a maioria dos ventos de tempestades severas tem uma componente sinótica devido ao movimento de translação da nuvem de tempestade. O perfil vertical da velocidade horizontal do efluxo de *downburst* foi baseado em Savory et al. (2001), que é normalizado pela velocidade máxima de rajada, V_{max}, ocorrendo à altura z_{max}. Uma versão modificada do perfil definido por Savory et al. (2001) e utilizada por Miguel et al. (2018) é apresentada nas Equações 2.18 e 2.19, com a adição do fator de 1,22, necessário devido à normalização imprópria da equação original.

$$\frac{V(\eta)}{V_{max}} = 1{,}22[\exp(-0{,}15\eta) - \exp(-3{,}2175\eta)] \qquad 2.18$$

$$\eta = \frac{z}{z_{max}} \qquad 2.19$$

Cinco diferentes alturas de z_{max} são propostas por Miguel et al. (2018) relacionadas à magnitude da velocidade de rajada em z = 10 m, V_0, variando de z_{max} = 20 m para $V_0 \leq 30$ m/s até z_{max} = 160 m para $V_0 > 60$ m/s. Todos os cinco perfis de efluxo de *downburst* (DB) normalizados pela velocidade do vento a z = 10 m são mostrados na Figura 2.31, junto com os perfis não-sinóticos finais compostos por 65% DB e 35% perfil sinótico (COMP.). O gráfico salienta uma grande divergência dos perfis mostrados na Figura 2.30, com um fator máximo de 3,53 em z_{max} = 160 m para $V_0 > 60$ m/s, o que significa que para V_0 = 70 m/s a velocidade da rajada horizontal projetada para z = 160 m é quase 250 m/s. Por comparação visual com os outros perfis da Figura 2.30 e Figura 2.31, os perfis combinados para os casos $V_0 < 30$ m/s e 30 m/s $\leq V_0 <$ 40 m/s aparentam ser os mais promissores. Foi para o último perfil que Miguel et al. (2018) calcularam as respostas teóricas para prédios de base quadrada com alturas variando de 20 a 300 m, tanto para o modelo de CLA padrão quanto para o perfil não-sinótico proposto, com a conclusão de que os ventos sinóticos governam o projeto da edificação para alturas excedendo 180 m para uma mesma velocidade de projeto do vento a 10 m.

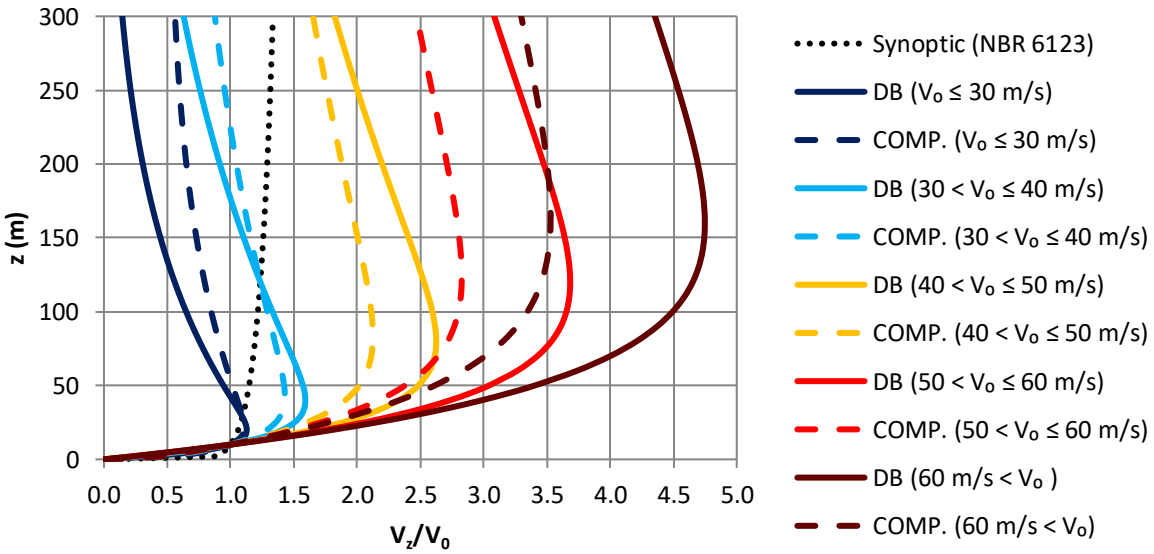

Figura 2.31 – Perfis de velocidade do vento de *downburst* (DB) e não-sinóticos compostos por 35% sinótico e 65% *downburst* (COMP.) propostos por Miguel et al. (2018).

Dando continuação a Miguel et al. (2018), Riera (2018) considerou a mesma divisão 65/35 entre os perfis de *downburst* e sinóticos, e os mesmos 5 grupos baseados na velocidade do vento a z = 10 m, mas mudou o perfil DB proposto para o da Equação 2.20. Os perfis plotados na Figura 2.32 lembram aqueles da AS/NZS 7000 (2010) e os perfis não-sinóticos compostos são essencialmente perfis sinóticos enfraquecidos abaixo da altura z_{max}, que são ainda mais reduzidos acima de z_{max}.

$$\frac{V(z)}{V_0} = \frac{\exp\left[-\frac{(z - z_{max})}{2}\right]}{1 + \exp\left[-\frac{(z - z_{max})}{2}\right]} \qquad 2.20$$

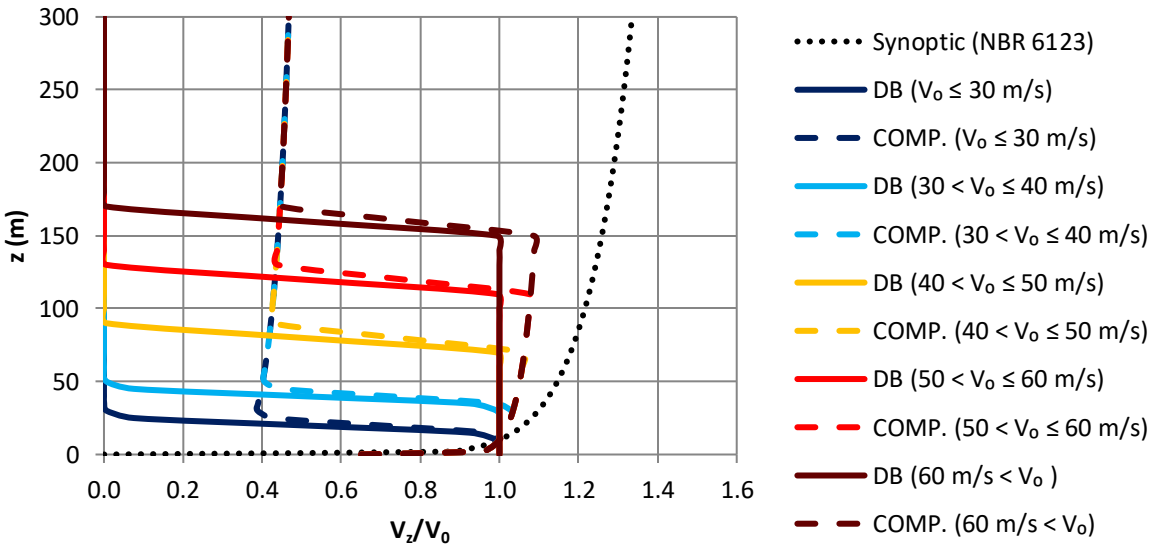

Figura 2.32 – Perfis de velocidade do vento de *downburst* (DB) e não-sinóticos compostos por 35% sinótico e 65% *downburst* (COMP.) propostos por Riera (2018).

O uso de modelos de CLA para avaliar cargas de vento em regiões dominadas por ventos não-sinóticos foi investigada utilizando simulações numéricas por Mason et al., (2010). Cargas na direção do vento sobre uma edificação hipotética exposta à CLA e escoamentos do tipo *downburst* foram comparadas, com resultados indicando que o perfil de CLA governou as cargas acima de 10-20 m, enquanto o efluxo de *downburst* governou-as para alturas abaixo disso. Para uma edificação de 200 m de altura, o carregamento geral na direção dos ventos de *downburst* é entre 5 e 75% inferior ao de ventos de CLA para a mesma velocidade de vento referencial a uma altura de 10 m.