



Análise Sinótica e Caracterização
Física de uma Tempestade Intensa Ocorrida na Região de Bauru-SP
Synoptic Analysis and Physical
Characterization of an Intense Storm Occurred in the Bauru-SP Region

Enrique Vieira Mattos¹; Michelle Simões Reboita¹; Marta Pereira Llopart² & Diego Pereira Enoré³

¹ Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais, Avenida BPS 1303, Pinheirinho, 37.500-903, Itajubá, MG, Brasil

² Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências, Centro de Meteorologia de Bauru, Avenida Engenheiro Luiz Edmundo Carrijo Coube 14-01, Vargem Limpa, 17033-360, Bauru, SP, Brasil

³ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Rodovia Presidente Dutra km 40, Jardim Europa, 12.630-000, Cachoeira Paulista, SP, Brasil

E-mails: enrique.vmattos@gmail.com; reboita@gmail.com; martallop7@gmail.com; diegoenore@gmail.com

Recebido em: 14/07/2019 Aprovado em: 22/10/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_1_85_106

Resumo

No dia 21 de maio de 2017 a cidade de Bauru, localizada no interior do Estado de São Paulo, foi afetada por uma tempestade que causou diversos alagamentos e enchentes. Nesse contexto, o presente estudo tem como objetivo apresentar o ambiente sinótico e as propriedades físicas das nuvens que estiveram associadas com a ocorrência da tempestade que atingiu Bauru. Para a realização do estudo foram utilizados dados da *European Centre for Medium Range Weather Forecast Reanalysis (ERA5 e ERA-Interim)*, da estação meteorológica do Centro de Meteorologia de Bauru, imagens de radar e satélite e dados de relâmpagos. A tempestade apresentou características multicelular com formato linear possuindo diversos núcleos convectivos embebidos em seu interior e formou-se a oeste do Estado de São Paulo num ambiente de alta *Convective Available Potential Energy* (2500 J kg⁻¹). O ambiente sinótico foi favorecido pelo deslocamento para leste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul em relação a sua posição climatológica e de um cavado pouco amplificado com eixo entre o Mato Grosso do Sul e Rio Grande do Sul, fatores que permitiram a formação de uma região de menor pressão entre o sudeste do Brasil e o oceano Atlântico. A tempestade ainda apresentou modesto valor de *Vertically Integrated Liquid Water Content* (2 kg m⁻²), porém moderada refletividade (44 dBZ); sendo a sua longa duração (1 h e 29 min) na área de abrangência do radar, a provável responsável pelo grande acumulado de precipitação. O pico de relâmpagos (0,08 relâmpagos por km² num intervalo de 7,5 min) ocorreu 23 min antes do evento em superfície, mostrando-se como um importante parâmetro preditor de eventos severos. Além disso, a tempestade multicelular apresentou núcleos convectivos e um vórtice ciclônico convectivo de mesoescala, formado devido à ocorrência de uma assinatura em formato de vírgula (do inglês, *Comma Echo*); assinatura característica de tempestade intensa. Esses resultados demonstraram a importância da combinação das informações sinóticas, físicas e elétricas das tempestades para auxiliar na previsão imediata de tempo.

Palavras-chave: Radar; Microfísica de Nuvens; Alagamento

Abstract

On May 21, 2017 in the Bauru city in Sao Paulo State were registered several floods and flash floods. The main goal of this work is to understand the synoptic conditions and the physical properties of clouds associated with this thunderstorm. We have used *European Centre for Medium Range Weather Forecast Reanalysis (ERA5 e ERA-Interim)*, surface automated weather station, single-polarization meteorological radar, satellite images and lightning ground station data. The multicell storm presented a linear-shaped format, with several convective cells and have initiated at west region of São Paulo State in an environment with higher Convective Available Potential Energy value (2500 J kg⁻¹). The synoptic environment presented the South Atlantic Subtropical Anticyclone displaced eastward of its climatological position and a trough with small amplification with axes from Mato Grosso do Sul to Rio Grande do Sul, which favors the formation of a low-pressure region between southeastern Brazil and Atlantic Ocean. Low Vertically Integrated Liquid Water Content (2 kg m⁻²) and moderate reflectivity eco (44 dBZ) was observed. The longer duration (1 hour and 23 minutes) of multicell storm inside the radar range, it was probably responsible for the higher accumulative precipitation. The lead-time (23 minutes) between the maximum lightning rate (0.08 lightning per km² in 7.5 minutes) and news reports, suggested the potential use of lightning for nowcasting proposes. The multicell storm produced a cyclonic mesoscale convective vortex in its polar flank, associated with the comma echo signature; typical characteristic of intense thunderstorms. These results indicated that the combination of synoptic conditions, physical and electrical information are important parameters that could be used for nowcasting.

Keywords: Radar; Cloud Microphysics; Flash Flood

1 Introdução

As nuvens são de vital importância para o balanço de radiação na atmosfera e produção de precipitação (Kidder & Haar, 1995). As nuvens convectivas do tipo *Cumulunimbus* (Cb) (conhecidas como nuvens de tempestades) são as principais responsáveis por acumulados significativos de precipitação (Houze, 1993). Esse tipo de nuvem também pode estar associado à condição de tempo severo, como por exemplo, a produção de relâmpagos, intensa precipitação, granizo e ventos fortes em superfície. Consequentemente, significativos acumulados de precipitação podem produzir eventos associados a alagamentos, inundações, deslizamentos de terra, danos a propriedades urbanas e rurais, prejuízos a culturas agrícolas e perdas de vidas humanas.

Dentre os fatores para a formação das nuvens de tempestade, os mais importantes são: a existência de alta umidade relativa do ar (quantidade de vapor d'água disponível), valores elevados de instabilidade (*lapse rate* da atmosfera) e mecanismos dinâmicos forçantes para a ascensão do ar (frentes, brisa marítima e brisa de vale-montanha, por exemplo; Wallace & Hobbs, 2006). As tempestades podem ser unicelulares ou organizadas (Sistemas Convectivos de Mesoescala - SCM). Os SCM são formados por aglomerados de nuvens que produzem precipitação contínua numa área maior que 100 km, possuindo ciclo de vida de 6 a 12 horas (Houze, 1993). Velasco & Fritsch (1987) mostraram que os SCM são responsáveis pela maior parte da precipitação nos trópicos e em várias regiões de latitudes médias durante a estação quente e sua ocorrência é centrada entre 15° e 30°S. Em adição, Mattos (2009) avaliou 8.158 SCM no Estado de São Paulo e encontrou a maior frequência no verão (49%), seguida pela primavera (26%), outono (21%) e inverno (3%).

As tempestades organizadas mais conhecidas são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e as Linhas de Instabilidade (LI). Ambos se formam em ambientes com alto *Convective Available Potential Energy* (CAPE, > 1000 J kg⁻¹) e cisalhamento vertical do vento da ordem de 10-23 m s⁻¹ (Joe *et al.*, 2012). Os CCM foram definidos por Maddox (1980) como extensos sistemas de nuvens qua-

se-circulares (excentricidade > 0,7 e área > 50.000 km²), possuindo baixa temperatura (< -52° C) e longa duração (> 6 horas). Em contrapartida, as LI são vigorosas linhas de células convectivas possuindo centenas de quilômetros, conectadas pela região estratiforme e formadas próximo a interface entre uma massa de ar quente e úmida e uma massa de ar frio e seco, produzindo ventos fortes em superfície (12-25 ms⁻¹) e algumas vezes até tornados (Frank, 1978).

O estudo das nuvens de tempestades teve avanço significativo com o advento dos radares e satélites meteorológicos e rede de monitoramento de relâmpagos. Os radares são capazes de estimar a estrutura tridimensional das nuvens precipitantes, taxa de precipitação, características dos hidrometeoros (tamanho, quantidade, forma, orientação e grau de mistura) e vento radial (Rinehart, 2010). No Brasil, diversos estudos têm evidenciado o uso potencial do radar para estimar precipitação intensa, granizo e utilização para previsão imediata de tempo (*nowcasting*) (Queiroz, 2008; Held *et al.*, 2010; Medina & Machado, 2017; Beltrán, 2017; Mattos *et al.*, 2017; Sperling, 2018; Lopes, 2019; Figueiredo *et al.*, 2019). Em casos extremos, algumas dessas tempestades podem apresentar uma linha de células convectivas organizadas em formato de arco (do inglês, *bow echo*) (Fujita, 1978). Essa região convexa se propaga mais rapidamente do que as bordas da tempestade, formando uma configuração em arco e sendo a região mais propícia à ocorrência de ventos fortes em superfície (como *downbursts*; Hamilton, 1970). O ciclo de vida de um *bow echo* se inicia a partir de uma forte e extensa tempestade e evolui para um eco em formato de vírgula (*comma echo*). Regiões com *comma echo* ocorrem na borda superior (inferior) da tempestade apresentando movimentos anticiclônicos (ciclônicos) no Hemisfério Sul e, tipicamente, aparecem durante o estágio de dissipação dos *downbursts* (Fujita, 1978). No Brasil, Figueiredo *et al.* (2019) foram pioneiros em avaliar assinaturas de *bow echo*. Os autores utilizaram dados de radar, estimativas de vento fornecidas por estação de superfície e modelagem numérica. As tempestades produziram *downbursts* e apresentaram características como: intenso escoamento na traseira da linha de tempestades, formato arco e vórtices convectivos de mesoescala. Embora estudos usando radares sejam

comuns no Brasil, ainda é escasso o conhecimento de assinaturas de severidade como *bow echo*, precipitação intensa e granizo.

Tempestades organizadas também são eficientes produtoras de atividade elétrica, sendo a taxa de relâmpagos um importante indicador da intensidade de uma tempestade. Por exemplo, estudos têm sugerido uma forte correlação entre a taxa de *graupel* e *hail* máxima abaixo da camada de derretimento e o pico de relâmpagos nuvem-solo (NS). Em contrapartida, a ocorrência de relâmpagos intra-nuvem (IN) é mais bem correlacionada com o volume de *graupel* suspenso no topo de correntes ascendentes intensas (Goodman *et al.*, 1989; Williams *et al.*, 1989; Carey & Rutledge, 1996). Em adição, Bruning *et al.* (2007) documentaram para uma tempestade multicelular que a atividade de relâmpagos começou depois que o *graupel* foi detectado pela primeira vez e os relâmpagos iniciaram geralmente próximos a regiões com *graupel*. De fato, a eletrificação inicial das nuvens de tempestade ocorre a partir das colisões entre *graupel* e cristais de gelo na presença de água líquida super-resfriada numa região com fortes correntes ascendentes (Reynolds *et al.*, 1957). A presença de *graupel* e cristais de gelo são indicativos de nuvens com grande potencial de precipitação, visto que uma importante parcela da água na fase líquida que atinge o solo foi em algum momento água na fase congelada no interior da nuvem.

Embora estudos a respeito da severidade de tempestades usando radares meteorológicos existam no Brasil, ainda é escasso o conhecimento do ambiente sinótico e características físicas de tempestades que produzem elevado acumulado de precipitação. Além disso, estudos sobre as típicas assinaturas (como *bow echo* e vórtices ciclônicos de mesoescala) no Estado de São Paulo são desconhecidas. Portanto, este estudo propõe a avaliação de uma tempestade que produziu elevado acumulado de precipitação, produzindo alagamentos, enxurradas e diversos prejuízos na região de Bauru-SP no dia 21 de maio de 2017. Como o evento relatado pode ser considerado uma condição extrema, tendo em vista os elevados totais de precipitação para o mês de maio em Bauru (60% do total climatológico do mês) e arredores, o presente estudo tem como objetivos: (a) caracterizar

o ambiente sinótico e as condições físicas associadas com a ocorrência da intensa tempestade que acarretou em alagamentos e ventos fortes na cidade de Bauru e (b) descrever o padrão “vírgula” registrado nas imagens de radar do Centro de Meteorologia de Bauru (IPMet). Este estudo justifica-se pelo fato de que o conhecimento sobre o ambiente sinótico da formação e as características físicas das nuvens é de extrema importância para auxiliar na mitigação de eventos deflagradores de desastres naturais.

2 Dados e Metodologia

2.1 Dados

Este estudo foi realizado para o Estado de São Paulo, mais especificamente na região compreendida pelo radar de Bauru. Na Figura 1 são indicadas a distância máxima de atuação do radar de 240 km e o relevo da região. Dentro da área do radar, a máxima altitude é de aproximadamente 1000 m. Para a realização do estudo foram utilizados dados de diferentes fontes: i) estação meteorológica do Centro de Meteorologia de Bauru (IPMet), ii) *European Centre for Medium Range Weather Forecast Reanalysis* (ERA5 e ERA-Interim) do *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF), iii) imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite –13* (GOES-13) fornecidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), iv) dados Synop, v) cartas sinóticas do CPTEC, vi) dados do radar de Bauru do IPMet e vii) registros de relâmpagos do Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Elétricas (BrasilDAT).

Os dados de precipitação e intensidade máxima do vento referentes ao dia 21 de maio de 2017 foram obtidos da estação meteorológica pertencente ao IPMet. Essa estação está localizada nas coordenadas 22,36°S e 49,03° W, estando a 620 m de altitude. A estação está em operação desde 2001 e registra dados com frequência temporal de 5 minutos. Os dados da reanálise ERA5, disponibilizada pelo ECMWF (Hersbach & Dee, 2016), foram utilizados para a análise sinótica do ambiente em que se formou a tempestade. As variáveis utilizadas foram temperatura do ar, velocidade vertical, umidade rela-

tiva, altura geopotencial e componentes do vento em níveis verticais e pressão atmosférica ao nível médio do mar e correspondem ao período de 19 a 21 de maio de 2017 com resolução temporal horária e horizontal de $0,5^\circ$. Dados da reanálise ERA-Interim foram utilizados para o desenvolvimento de um perfil termodinâmico médio da cidade de Bauru e um mapa espacial da CAPE.

Dados de temperatura de brilho do satélite GOES-13 foram utilizados para a avaliação espacial das nuvens. As informações são provenientes do sensor *GOES Imager*, que possui 5 canais espectrais ($0,65$, $3,90$; $6,55$, $10,7$ e $13,35$ μm), com resolução espacial variando entre 1 e 4 km. Foram utilizados dados de temperatura de brilho dos canais $10,7$ μm e $6,55$ μm , ambos com resolução espacial de 4 km, sendo a resolução temporal do satélite de 30 min (OSCAR, 2019). Para avaliar o campo espacial de precipitação e as propriedades físicas do sistema precipitante foi utilizado o radar Banda-S ($10,68$ cm) Doppler de Bauru. O radar pertence ao IPMet e está localizado nas coordenadas $22^\circ 21' 28''\text{S}$ e $49^\circ 01' 36''\text{W}$ a 624 m de altitude (Held & Escobedo, 2010) e durante o período de estudo operou com 16 elevações ($0,3$; $0,8$; $1,7$; $2,7$; $3,6$; $4,6$; $5,5$; $6,4$; $7,4$; $9,3$; $11,1$; $13,9$; $18,3$; $26,5$; $34,9$ e 45°) e com ângulo de abertura do feixe de 2° e alcance de 240 km (Figura 1). Foram utilizados os *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de refletividade e vento radial compreendendo as alturas entre 2,0 e 15,5 km, totalizando 19 níveis verticais. A resolução espacial horizontal e vertical dos CAPPIs foram de 750 m e a resolução temporal de aproximadamente 7,5 min.

A atividade elétrica da tempestade foi avaliada através dos dados de relâmpagos da BrasilDAT (<http://www.inpe.br/webelat/homepage/>). A rede é baseada na tecnologia dos sensores da *Earth Network* e abrange as regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil. Essa rede emprega o método *time-of-arrival* (TOA) e detecta emissões das descargas de retorno entre 1 Hz e 12 MHz. A tecnologia utilizada pela BrasilDAT permite a discriminação entre descarga de retorno intra-nuvem (IN) e nuvem-solo (NS). Os dados são pontuais e corresponderam às informações da latitude, longitude, data, horário e tipo de descarga de retorno (IN ou NS) e foram fornecidos pela empresa CLIMATEMPO.

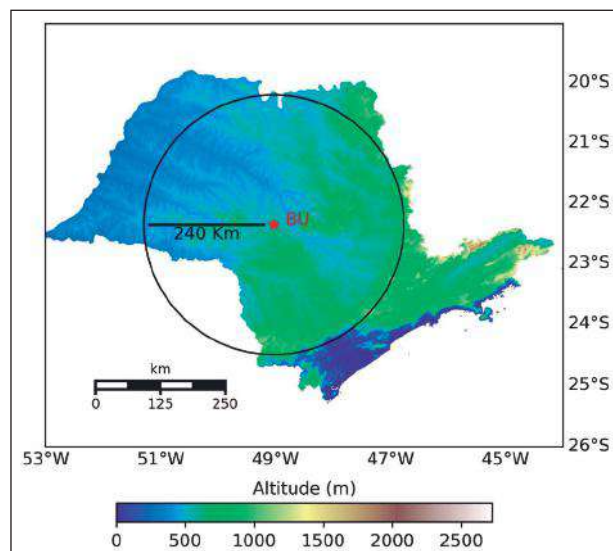


Figura 1 Região de estudo mostrando o Estado de São Paulo com o mapa de topografia (altitude em metros) com resolução de 360 m proveniente do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, <http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/>). O círculo na cor preta representa a distância máxima de detecção de 240 km do radar de Bauru.

2.2 Análises

2.2.1 Caracterização do Ambiente na Região de Bauru

Para contextualizar o evento em estudo foram avaliadas a precipitação e intensidade máxima do vento no dia 21 de maio de 2017 em Bauru com dados da estação meteorológica do IPMet. Os ciclos diurnos com frequência temporal de 5 min de ambas as variáveis foram analisados. Adicionalmente, avaliou-se a distribuição espacial da CAPE proveniente da reanálise ERA-Interim das 1800, 1900 e 2000 UTC. Foram calculados a CAPE considerando uma parcela ascendendo da superfície e para parcelas ascendendo de uma camada instável. Como a radiossondagem mais próxima (Campo de Marte em São Paulo) estava a 200 km de distância da cidade de Bauru, sua utilização foi descartada. Assim, foi produzido um diagrama SkewT-LogP médio para a cidade de Bauru com base nos dados da reanálise ERA-Interim.

2.2.2 Análise Sinótica

A análise sinótica foi realizada desde dois dias antes (19 e 20) até o dia do evento (21) a fim de

identificar a ocorrência de alguma situação anômala que tenha gerado o ambiente favorável para o desenvolvimento da tempestade. Embora a reanálise ERA5 possua dados horários, os das 1800 UTC foram utilizados nas análises devido a esse horário apresentar maior número de dados assimilados em virtude de ser um horário sinótico padrão. Adicionalmente, o motivo de se utilizar o horário das 1800 UTC (e não o das 2000 UTC que é o mais próximo da tempestade) é que ele permite descrever o ambiente propício à formação da tempestade. As variáveis analisadas são: pressão atmosférica ao nível médio do mar, espessura da camada 500/1000 hPa, ventos em 850, 500 e 250 hPa, advecção horizontal de temperatura do ar em 850 hPa e umidade relativa e movimentos ascendentes em 500 hPa.

2.2.3 Análise das Características Físicas da Tempestade

A tempestade foi identificada e rastreada através dos dados de satélite e radar. Nos dados de satélite a tempestade foi rastreada entre 1900 e 2100 UTC através do cálculo da diferença entre a temperatura de brilho do canal vapor d'água ($6,55 \mu\text{m}$) e infravermelho ($10,7 \mu\text{m}$) (TWV-TIR). Essa metodologia foi sugerida por Schmetz *et al.* (1997) para rastreamento de nuvens profundas, com capacidade de penetrar a tropopausa e injetar umidade na baixa estratosfera. Diferenças positivas estão associadas a topos de nuvens *overshooting* (nuvens que ultrapassam a tropopausa). Essas nuvens profundas podem produzir alta concentração de partículas de gelo em seu topo e possuem potencial de produzir relâmpagos (Machado *et al.*, 2009).

Nos dados de radar, a tempestade foi identificada e rastreada através do CAPPI de refletividade em 3,5 km de altura (nível mais baixo entre os CAPPIs e representa aproximadamente a altura da base da nuvem) centrada na região com refletividade acima de 35 dBZ entre 1906 UTC e 2029 UTC. Para a delimitação da área, considerou-se um polígono centrado na tempestade e deslocando-se ao longo do tempo, ou seja, considerando o método lagrangeano no rastreamento. Os dados de relâmpagos intra-nuvem (IN) e nuvem-solo (NS) foram acumulados num intervalo de 7,5 min com o intervalo de tempo

iniciando no horário da imagem do radar; considerando a área da tempestade, sendo a informação expressa em unidades de relâmpagos por quilometro quadrado num intervalo de 7,5 min. Além dos campos de refletividade (dBZ) e vento radial (ms^{-1}), foram calculados alguns parâmetros importantes das tempestades que são: i) taxa de precipitação, ii) *Vertically Integrated Liquid Water Content* (VIL) e iii) eco top de 20 dBZ.

A taxa de precipitação (mm h^{-1}) foi calculada através da formulação proposta por Marshall & Palmer (1948), sendo expressa por:

$$Z = 200R^{1,6}, \quad (1)$$

em que, Z é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ e R a taxa de precipitação em mm h^{-1} .

O VIL (kg m^{-2}) foi proposto por Clark & Grenne (1972), sendo determinado através da seguinte formulação:

$$VIL = 3,44 \times 10^{-6} \int_{\text{BasedaNuvem}}^{\text{TopodaNuvem}} Z^{4/7} dH, \quad (2)$$

em que, H é a altura em metros e Z é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}$. O eco top de 20 dBZ representa a altura máxima do eco de 20 dBZ (1 mm h^{-1}) numa coluna vertical da nuvem. Esse parâmetro representa a altura da nuvem estimada em km.

3 Resultados

3.1 Descrição do Evento

No dia 21 de maio de 2017 a cidade de Bauru e arredores foram afetados por elevados totais de precipitação que causaram diversos prejuízos. Foram registrados pontos de alagamentos numa das principais avenidas de Bauru, conhecida como Avenida das Nações Unidas (Figura 2A), e que deixou submerso um carro, quase ceifando a vida de dois ocupantes (Figura 2B). Em outro ponto da cidade, na rua do parque Vitória Régia foi registrada a ocorrência de enxurrada (Figura 2C). Diversas outras cidades vizinhas sofreram algum tipo de consequência (queda de árvores e inundação de casas), como é o caso das cidades de Tupã (Figura 2D, a 186 km de distância de Bauru), Ourinhos (a 124 km), Santa Cruz do Rio Pardo (a 94 km) e Pirajuí (a 74 km). A

considerável distância entre Bauru e essas cidades sugeriram a ocorrência de uma tempestade de grande organização espacial, englobando diversas células convectivas em diferentes localidades.

Os danos causados pelo evento em análise são corroborados ao analisar as informações meteorológicas. Por exemplo, no dia 21 de maio a precipitação correspondeu a cerca de 60% (52,6 mm) do valor climatológico do mês de maio (91 mm) na cidade de Bauru, Figura 3A. De acordo com relatos de noticiários (G1, 2017), o momento crítico em Bauru foi aproximadamente às 1730 Hora Local (HL, 2030 UTC), momento em que foram registrados os principais alagamentos. De acordo com a estação meteorológica do IPMet (Figura 3A), foi registrado acumulado de precipitação de 15,7 mm entre 1650 e 1740 HL (1950 e 2040 UTC), com pico na taxa de precipitação de aproximadamente 5,5 mm num intervalo de 5 min às 1715 HL (2015 UTC). A ausência de precipitação entre 1030 e 1630 HL provavelmente indica que o evento se formou na vizinhança da cidade de Bauru e em seguida adentrou a região de estudo. No mesmo período da máxima intensidade da precipitação ocorreram as máximas rajadas de vento, de aproximadamente $6,0 \text{ ms}^{-1}$ ($21,6 \text{ km h}^{-1}$, Figura 3B). Como discutido por Wallace & Hobbs (2006), ventos fortes em superfície podem indicar a ocorrência de frentes de rajadas, característica típica de tempestades bem organizadas, como as multicelulares.

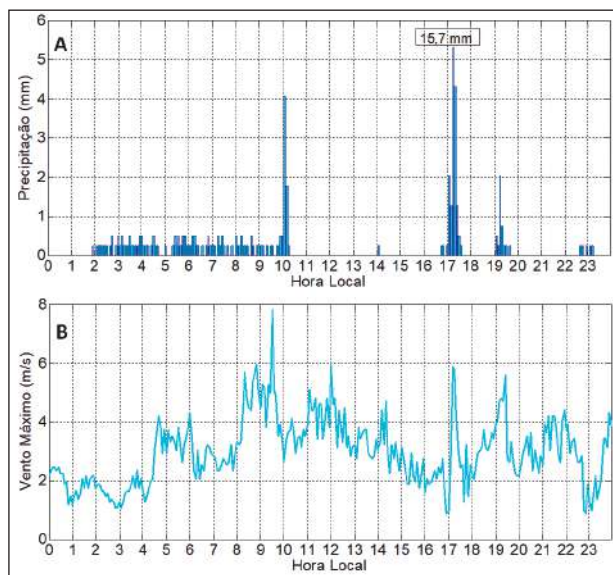


Figura 3 A. precipitação (mm h^{-1}) e B. intensidade máxima do vento (ms^{-1}) registradas a cada 5 minutos (Hora Local) no dia 21 de maio de 2017 na estação meteorológica de superfície do IPMet. Em A. também é mostrado o total de precipitação entre 1650 e 1740 Hora Local.

A Figura 4 mostra a CAPE calculada considerando uma parcela ascendendo da superfície (primeira linha) e para uma parcela ascendendo de uma camada instável (segunda linha) nos horários das 1800, 1900 e 2000 UTC. Em geral, entre as 1800 e 2000 UTC, a CAPE variou pouco temporalmente, porém espacialmente observam-se moderados (2500



Figura 2 A. Alagamento e B. carro submerso pela água na Avenida das Nações Unidas; C. enxurrada no parque Vitória Régia na cidade de Bauru e D. queda de árvores em cima de carro na praça da Bandeira na cidade de Tupã no dia 21 de maio de 2017. Fonte: TV TEM e Joãozinho Trentini/Rádio Tupã.

J kg^{-1}) valores a noroeste do Estado de São Paulo e modestos (500 J kg^{-1}) valores próximos à região do evento. Segundo Joe *et al.* (2012), valores da CAPE entre $1000\text{-}2500 \text{ (J kg}^{-1}\text{)}$ são um indicativo de atividade convectiva multicelular. Os altos valores da CAPE predominantes na vizinhança do evento (a noroeste do Estado de São Paulo) indicam que a tempestade se formou nessa região e, provavelmente, adentrou a região centro-oeste do Estado.

A Figura 5 mostra o diagrama SkewT-LogP médio para a cidade de Bauru às 1800 UTC construído com dados da reanálise ERA-Interim. A atmosfera está saturada entre 950 e 800 hPa (linhas de T e T_d muito próximas), indicando moderada umidade (água precipitável de aproximadamente 58,7 mm), observação reforçada pelo modesto valor do *cross-totals* (21°C) e baixo CAPE ($575,4 \text{ J kg}^{-1}$, camada mista). Em consistência, os índices *Lifted* ($-1,23^\circ\text{C}$, camada mista), *Showalter* ($-0,5^\circ\text{C}$) e *Vertical Totals* (22°C) sugerem condições levemente instáveis para formação de tempestades. Além disso, o *Bulk Richardson Number* (BRN) possui valor alto (200,6

na camada mista). Considerando que o BRN representa a relação entre a energia potencial disponível (CAPE) e a energia cinética disponível (diferença do vento ao quadrado, entre a superfície e 700 hPa, ponderado pela densidade) (Weisman & Klemp, 1982), há evidências de um ambiente instável com probabilidade para formação de tempestades.

3.2 Caracterização da Situação Sinótica

No dia 19, em superfície, há um ramo frontal frio estendendo-se do Uruguai ao Paraguai (Figura 6A). No dia seguinte (Figura 6B), esse sistema encontra-se sobre o oceano e sobre o continente passa para a condição de cavado. No oceano Atlântico, entre os dias 19 e 21, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) localiza-se entre as latitudes de 20° e 50° S (Figura 6A-F), que é uma posição que se difere do padrão climatológico do mês de maio em que, normalmente, o ASAS tem seu núcleo de maior pressão centrado mais a norte, em torno de 30° S, e seu setor oeste situando-se sobre a região sudeste do Brasil, o que desfavorece a atividade convectiva

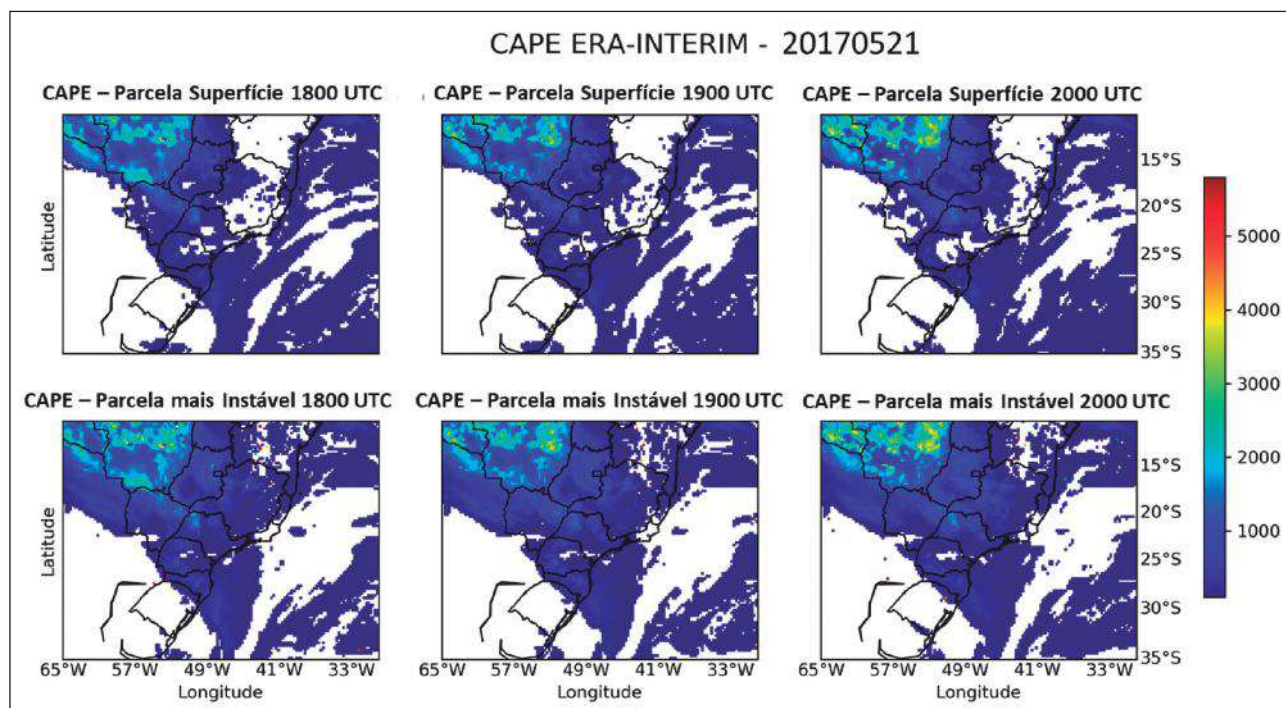


Figura 4 Convective Available Potential Energy (CAPE, em J kg^{-1}) proveniente da reanálise ERA-Interim com resolução espacial de 50 km para as 1800, 1900 e 2000 UTC do dia 21 de maio de 2017. A primeira e a segunda linha mostram o CAPE calculado considerando uma parcela ascendendo da superfície e para uma parcela ascendendo de uma camada instável, respectivamente.

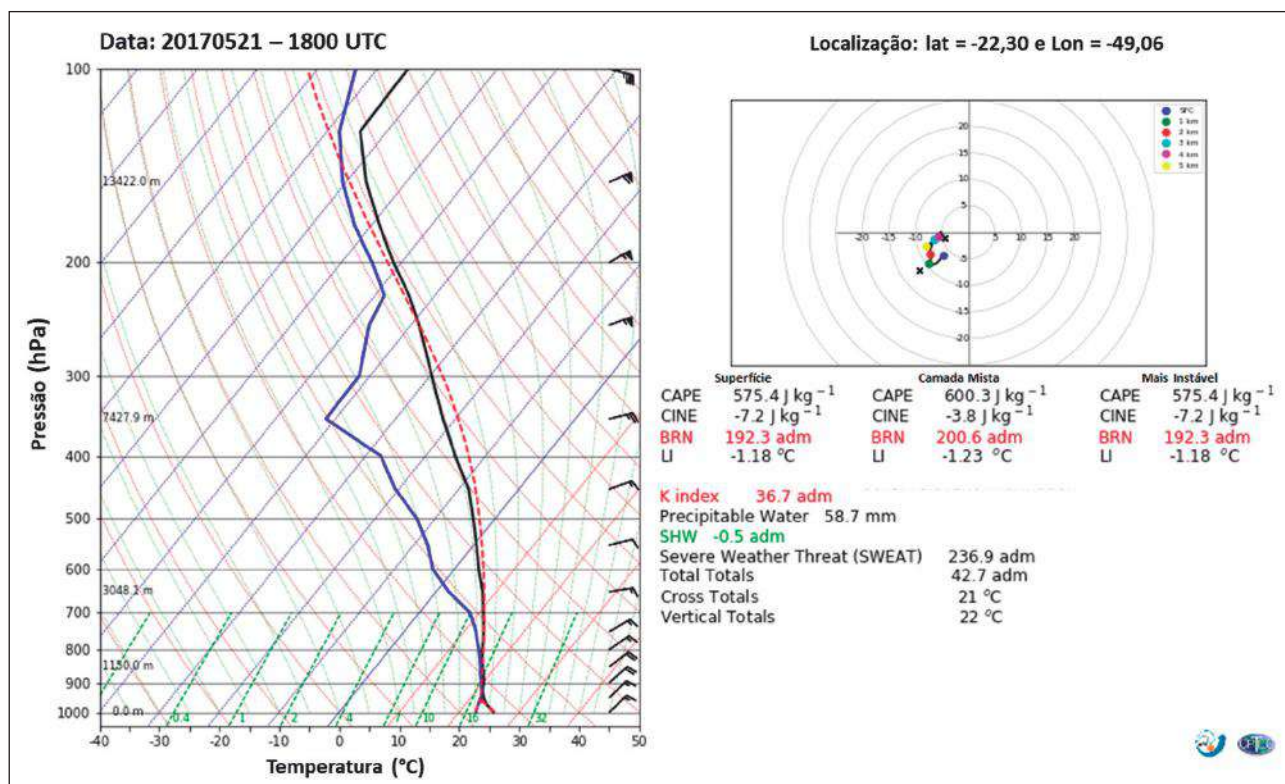


Figura 5 Diagrama SkewT-LogP (figura à esquerda) médio para a cidade Bauru proveniente dos dados da reanálise ERA-Interim mais próximo da cidade de Bauru às 1800 UTC do dia 21 de maio de 2017. No diagrama, a linha preta indica a temperatura do ar (°C), a linha azul a temperatura de ponto de orvalho e a linha vermelha tracejada o levantamento da parcela de ar. A figura da direita mostra a localização da radiossonda até 5 km altura e também são mostrados diversos índices termodinâmicos.

sobre o continente (Sun *et al.*, 2017; Reboita *et al.*, 2019). Com relação aos ventos em 250 hPa (Figura 6D-F), o ramo norte do jato polar encontra-se acoplado ao jato subtropical (classificação utilizada pelo CPTEC e que não foi apresentada na Figura 6 D-F para evitar o acúmulo de informação) e esses jatos se estendem do Paraguai ao sul do Brasil inflexionando-se sobre o oceano para contornar o setor norte do ASAS. Sobre o sul do Brasil, o ramo norte do jato polar se encontra associado com o sistema frontal em superfície.

A configuração atípica do ASAS é uma consequência da influência do padrão de onda em 500 hPa. Como mostra a Figura 6G-I, há uma configuração de bloqueio atmosférico do tipo ômega invertido (Nascimento & Ambrizzi, 2002; COMET, 2009). Nessa configuração, a alta de bloqueio fica cercada à direita e esquerda por vórtices ciclônicos. Embora a Figura 6G-I mostre apenas os dias 19 a 21, o padrão mencionado ocorre desde o dia 17. Como a alta de

bloqueio, em geral, possui característica barotrópica e é praticamente estacionária, podendo afetar os sistemas em superfície e, nesse caso, foi importante para alterar a posição do ASAS. Isso contribuiu para alterar o tempo no sudeste do Brasil. Uma característica relevante no nível de 500 hPa é a presença de dois cavados sobre o centro-sul do Brasil no dia 21 (Figura 6I). O cavado com eixo entre o Estado de Mato Grosso do Sul e o Rio Grande do Sul, embora apresentando pouca amplitude, causa advecção de vorticidade relativa ciclônica (figura não mostrada), contribuindo para queda da pressão em superfície no Estado de São Paulo.

Sugere-se que a combinação dos seguintes fatores tenha gerado um ambiente sinótico propício ao desenvolvimento da tempestade no dia 21: (a) como o ASAS estava deslocado a sul de sua posição climatológica e sem se estender a oeste sobre o continente, contribuiu para a redução da pressão atmosférica sobre o sudeste entre os dias 19 e 21 (Figura

6); (b) no dia 21 a redução na pressão atmosférica em superfície foi potencializada pela influência da advecção de vorticidade relativa ciclônica (figura não mostrada) associada com o cavado em 500 hPa com eixo entre o Estado de Mato Grosso e Rio Grande do Sul (Figura 6I); (c) a área com menor pressão no sudeste juntamente com a que foi gerada pelo sistema frontal que atuou nos dias prévios entre o sul do Brasil e o oceano Atlântico, contribuíram para canalizar o escoamento de ar quente e úmido em baixos níveis tanto do interior do continente quanto do promovido pelos ventos do setor noroeste do ASAS

para o sudeste e região oceânica próxima ao sul do Brasil (Figura 7). De acordo com a Figura 7, no dia 21 há predomínio de advecção quente sobre o Estado de São Paulo.

O estabelecimento de uma massa de ar úmido sobre o Estado de São Paulo, por influência do padrão de circulação previamente descrito pode ser mostrado através do *Synop* dos dias 19 e 21 de maio fornecidos pelo CPTEC (Figura 8; o leitor que não está familiarizado com os símbolos e a interpretação do *Synop* pode acessar https://www.weather.gov/jetstream/wxmaps_max) e das imagens do canal in-

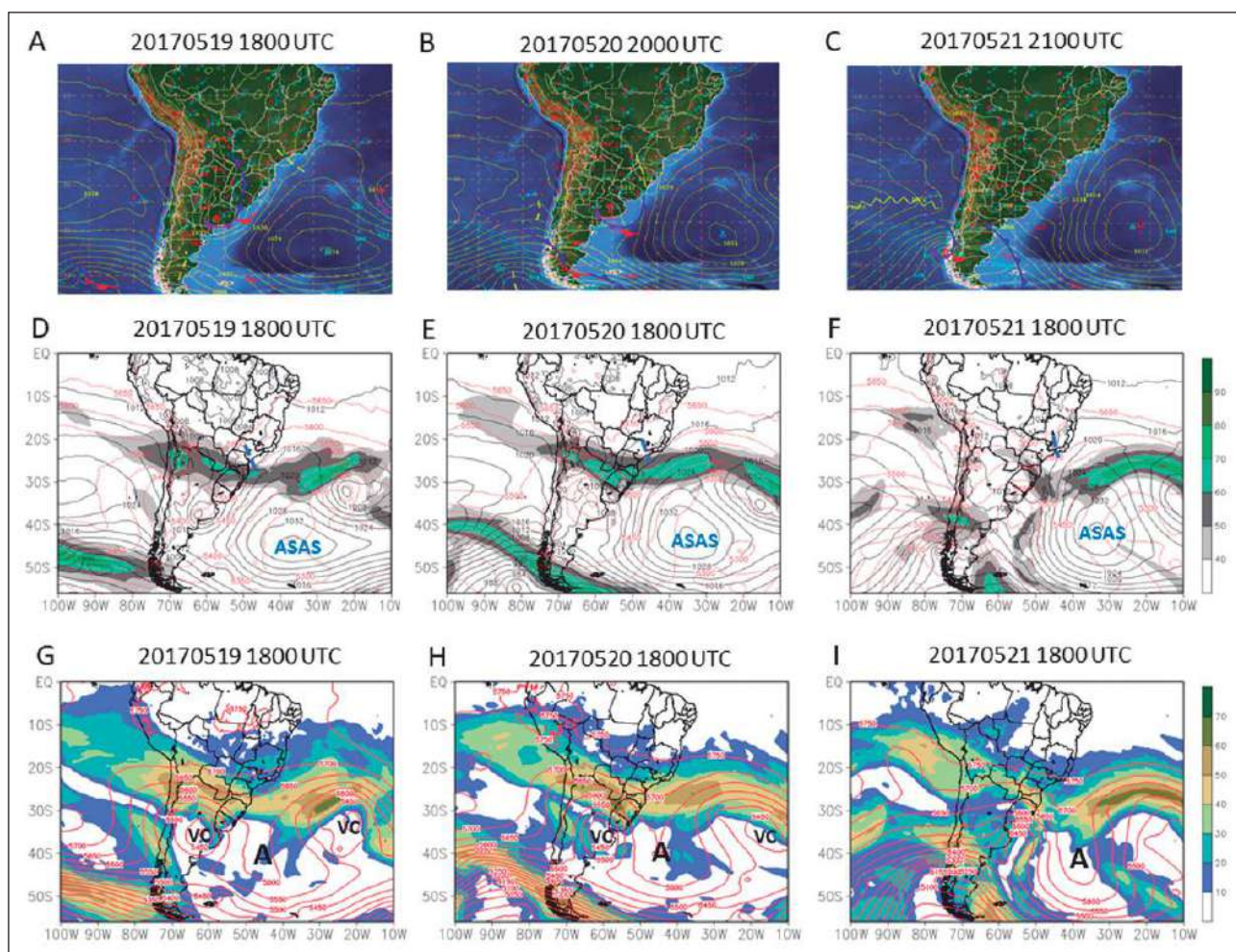


Figura 6 Campos sinóticos às 1800 UTC dos dias 19 a 21 de maio de 2017: A-C carta sinótica de superfície do CPTEC mostrando a pressão ao nível médio do mar em linhas amarelas, os cavados em linhas amarelas tracejadas e as frentes frias em linhas azuis com triângulos; D-F pressão ao nível médio do mar (hPa, linhas pretas), espessura da camada 500/1000 hPa (gpm, linhas vermelhas tracejadas) e ventos com intensidade superior a 40 m s^{-1} em 250 hPa, o que revela os jatos em altos níveis (colorido); ASAS indica Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e G-I cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 250 e 850 hPa (ms^{-1} ; colorido) – somente os valores positivos são mostrados – e altura geopotencial em 500 hPa (gpm; linhas vermelhas); A indica o centro de alta pressão e VC, o centro dos vórtices ciclônicos em 500 hPa. No dia 21 também são mostrados cavados através da linha preta tracejada.

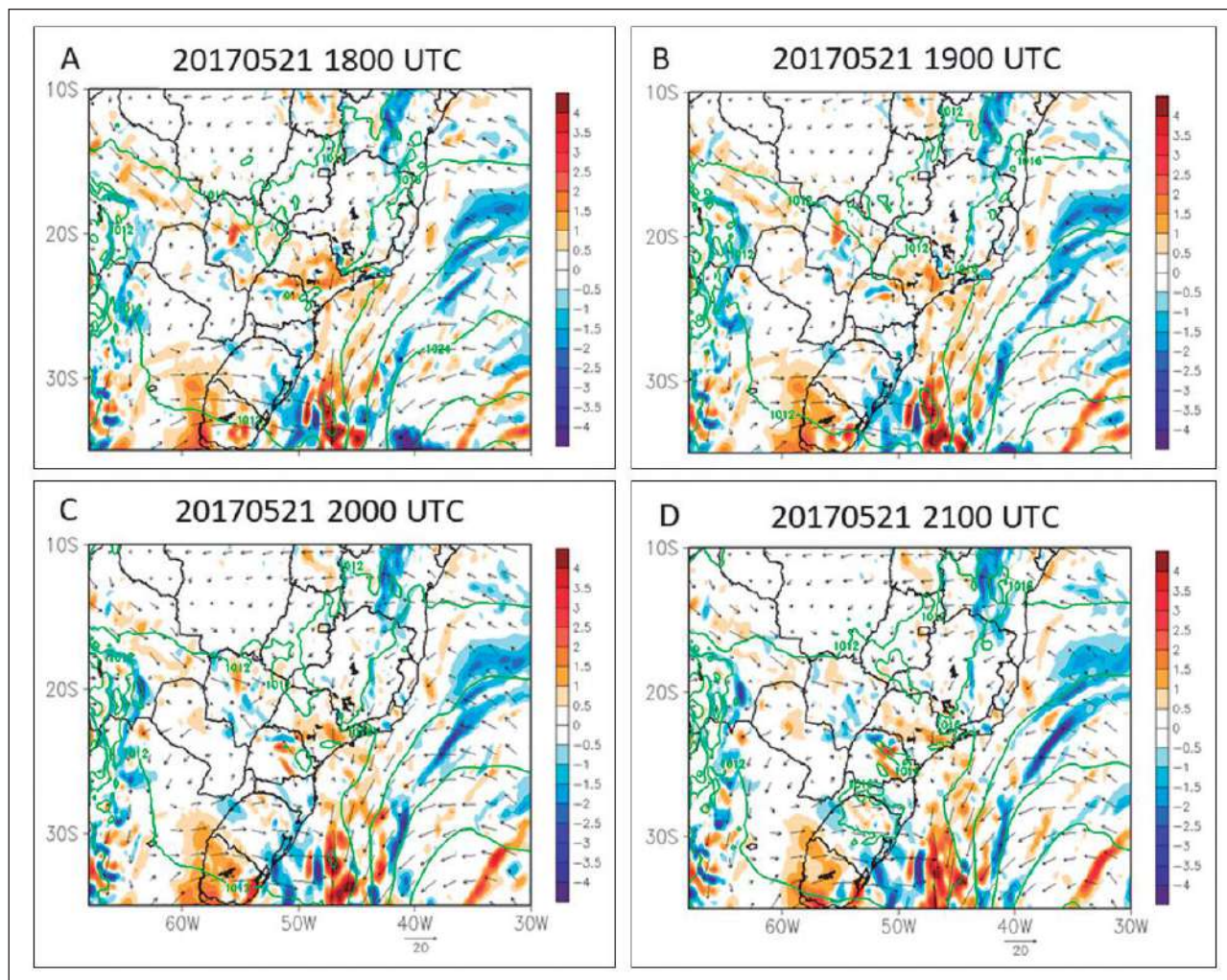


Figura 7 Pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa, linhas verdes) e advecção horizontal de temperatura do ar ($\times 10^{-5} \text{ K h}^{-1}$; colorido) e ventos (vetores) em 850 hPa para A. 1800, B. 1900, C. 2000 e D. 2100 UTC do dia 21 de maio de 2017.

fravermelho do satélite GOES-13. Nos dois dias observam-se ventos de leste e nordeste predominando na região continental mais próxima à costa de São Paulo, em função do ASAS, e de noroeste no setor mais interiorano do Estado, provenientes de baixas latitudes (Figura 8 A-B). No *Synop*, os indicadores de uma massa de ar úmido são a cobertura de nuvem, valores elevados de temperatura de ponto de orvalho e a proximidade das temperaturas do ar e do ponto de orvalho. Na Figura 8 A-B, os círculos preenchidos de preto indicam que o céu estava totalmente coberto de nuvens no momento da observação. Portanto, infere-se a presença de umidade atmosférica. Além disso, a presença de umidade pode ser confirmada pelos valores de temperatura de ponto de orvalho

variando entre 17° e 22° C , considerados como elevados. Pelas imagens do satélite (Figura 8 C-D) também é possível verificar a presença de nuvens com grande profundidade vertical, provavelmente associada a intensas correntes ascendentes e formação de partículas de gelo sobre o Estado de São Paulo.

3.3 Caracterização das Nuvens Precipitantes

A Figura 9 mostra o campo da diferença de temperatura TWV-TIR para os horários entre 1900 e 2100 UTC e a frequência de ocorrência de relâmpagos (número de relâmpagos num intervalo de 30 min) intra-nuvem (círculo aberto na cor preta) e nu-

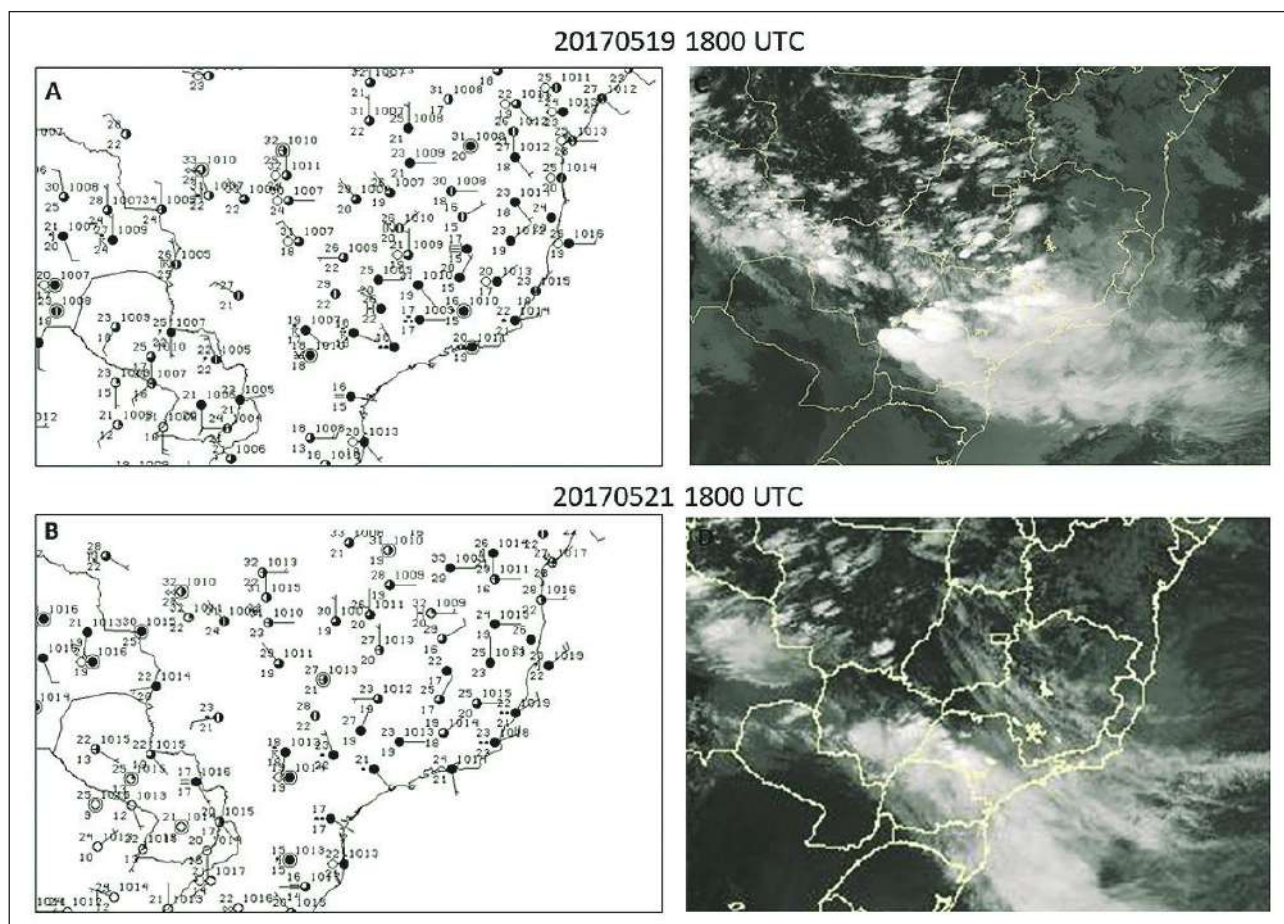


Figura 8 A-B: *Synop* (<http://img0.cptec.inpe.br/~rpreproc/cartas/>) e C-D imagens do canal infravermelho (10,7 μm) do satélite GOES-13 (<http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>) dos dias 19 (A-C) e 21 (B-D) de maio de 2017 às 1800 UTC.

vem-solo (cruz na cor vermelha). Há uma banda de nuvem com orientação noroeste-sudeste cobrindo o Estado de São Paulo e alcançando o oceano Atlântico. Diferenças positivas (+2 K) na temperatura de brilho são concentradas em regiões com alta taxa de relâmpagos. Esses resultados são coerentes com o trabalho de Machado *et al.* (2009) que documentaram que cerca de 50% dos relâmpagos nuvem-solo estão associados a diferenças maiores que -3 K e, portanto, indicam a existência de nuvens com topos profundos (ultrapassando a tropopausa) e possuindo grande quantidade de gelo. O fato de existir maior disponibilidade de gelo no topo das nuvens combinado com intensas correntes ascendentes pode favorecer a intensa transferência de cargas elétricas entre os hidrometeoros durante as colisões (Jayaratne *et al.*, 1983). Como discutido por Reynolds *et al.*

(1957), o processo de colisão entre cristais de gelo e *graupel*, na presença de água líquida super-resfriada em regiões com fortes correntes ascendentes é condição fundamental para a formação dos relâmpagos.

As imagens do CAPPI de 3,5 km de altura da variável refletividade mostram que a tempestade adentrou a área do radar às 1906 UTC e foi rastreada até às 2029 UTC (totalizando 1 h e 23 min), quando saiu do alcance do radar (Figura 10). A tempestade possui inclinação noroeste-sudeste com propagação para leste, sendo formada por diversas células convectivas com alta (42 dBZ) refletividade, e uma região com frente de rajada (região com baixa refletividade 25 dBZ na dianteira da tempestade); características típicas de organização multicelular (Houze, 1993). De fato, o levantamento de ar quente e úmido na dianteira da tempestade pelo ar frio da

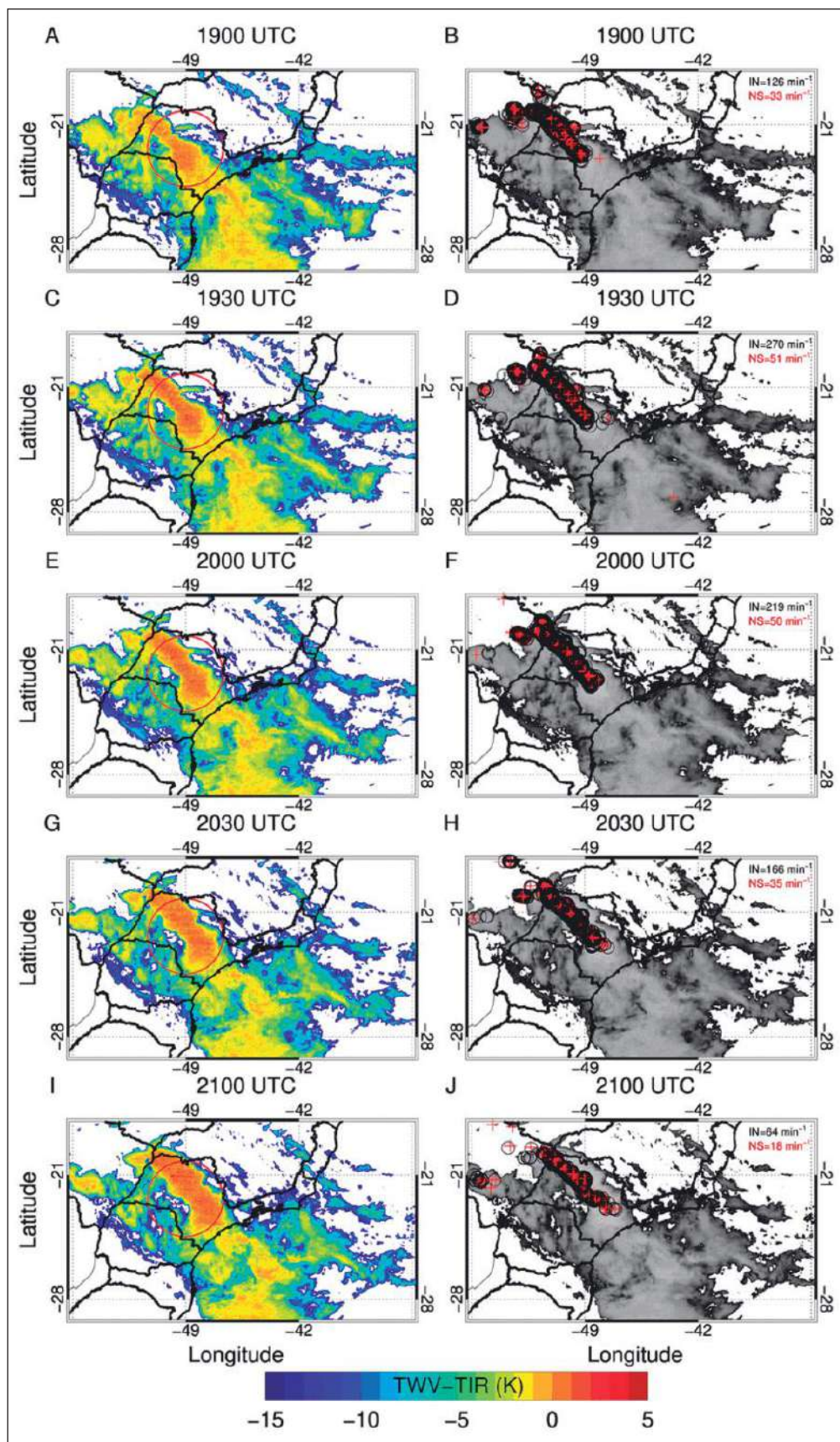


Figura 9 (A.; C.; E.; G. e I.) diferença de temperatura de brilho (K) entre o canal do vapor d'água (TW, 6,5 μm) e a temperatura de brilho no canal do infravermelho (TIR, 10,7 μm) (TWV-TIR, região colorida) no dia 21 de maio de 2017 entre 1900 e 2100 UTC e (B.; D.; F.; H. e J) frequência de ocorrência de relâmpagos (número de relâmpagos acumulados em 30 min) intra-nuvem (círculo aberto na cor preta) e nuvem-solo (cruz na cor vermelha). Os círculos vermelhos nos painéis a esquerda indicam o raio de 240 km de atuação do radar de Bauru.

frente da rajada, possibilitou a longa duração da tempestade e os núcleos de intensa refletividade indicam a existência de alta concentração de gotas de precipitação grandes (Straka *et al.*, 2000; Rinehart, 2010). Após 15 min (Figura 10C, 1921 UTC), a tempestade desenvolveu um Vórtice Convectivo de Mesoescala (do inglês, *Mesoscale Convective Vortex-MCV*, Bartels & Maddox, 1991) com rotação horária ao sul do radar (~50 km de distância) e alta (50 dBZ) refletividade. O MCV provavelmente favoreceu a formação de uma assinatura denominada eco em formato de vírgula (do inglês, *Comma Echo*), tipicamente encontrada em linhas de instabilidade. Às 1944 UTC (Figura 10F) o MCV se dissipa e a tempestade adentra a região de Bauru. Os dois núcleos convectivos intensos (45 dBZ) observados próximos ao radar (ao norte e sul do radar em aproximadamente 30 km de distância) às 2029 UTC (Figura 10L), provavelmente foram responsáveis pela precipitação (5,5 mm/5min) registrada na estação meteorológica (Figura 3A).

A análise da imagem das 2029 UTC (Figura 11A) mostra a existência de uma extensa linha de instabilidade. Ao considerar o eixo maior como referência, a dimensão da tempestade é de aproximadamente 380 km, apresentando máxima taxa de precipitação de 25 mm h⁻¹; valor próximo ao registrado pela estação de superfície (15,7 mm/50 min ou 18,8 mm h⁻¹, Figura 3A). A modesta taxa de precipitação (Figura 11A) observada ao sul do radar (~40 km de distância) é corroborada pelo baixo (~2 kg m⁻²) valor de VIL (Figura 11C) encontrado, sugerindo uma moderada quantidade de água líquida. Por exemplo, Queiroz (2008) documentou valores de VIL superiores (~41 kg m⁻²) a estes para tempestades produtoras de granizo. Entretanto, embora a taxa de precipitação registrada não tenha sido intensa (25 mm h⁻¹), a grande extensão da tempestade propiciou um valor total de precipitação acumulada na área da tempestade relativamente moderado, como indicado na Figura 3A. Além disso, devido a notória extensão vertical (14 km, Figura 11D) da tempestade nessa região e a alta (77 relâmpagos min⁻¹, Figura 11B) taxa de relâmpagos intra-nuvem, é condizente inferir que a tempestade possuiu fortes correntes ascendentes e produção de partículas de gelo, como *graupel* e cristais de gelo.

As duas células convectivas que atuaram na cidade de Bauru às 2029 UTC (Figura 12A) foram relativamente pequenas (aproximadamente 42 km de extensão). A célula superior (inferior) apresentou ventos radiais de aproximação (afastamento) de cerca de -10 ms⁻¹ (+15 m s⁻¹) indicando um rápido deslocamento, o que é típico de tempestade multicelular. Além disso, o corte vertical da tempestade (Figura 12C) sugere a existência de uma região de forte convecção, associada a intensas correntes ascendentes e intrusão de água líquida super-resfriada adentrando até isoterma de -8°C na fase mista da nuvem. A tempestade localizada a sudeste do radar foi mais intensa apresentando alta taxa de relâmpagos e um movimento de rotação horário (indicado pelo campo de velocidade do vento negativa circundado por valores positivos); indicando a formação de um segundo MCV (embora de menor magnitude).

Para delinear a evolução da célula convectiva embebida na tempestade em análise, rastreou-se a célula convectiva através do método lagrangeano e extraindo o máximo valor de cada variável dentro do retângulo mostrado na Figura 10. Os resultados (Figura 13) mostram que o máximo de relâmpagos intra-nuvem (0,08 relâmpagos por km² num intervalo de 7,5 min) e nuvem-solo (0,04 relâmpagos por km² num intervalo de 7,5 min) ocorreram 23 min antes do registro da máxima taxa de precipitação em superfície. Esse súbito aumento do número de relâmpagos totais (intra-nuvem e nuvem-solo) antecedendo a ocorrência de tempo severo (rajadas de vento, microexplosões, granizo e tornados) é similar ao *Lightning Jump* (LJ; Goodman *et al.*, 1988; Schultz *et al.*, 2011). O rápido aumento da corrente ascendente introduz mais vapor d'água para dentro da nuvem e auxilia a formação de cristais de gelo e, conseqüentemente, uma maior concentração de partículas de gelo colidem entre si. O aumento da taxa de condensação disponível e a forte velocidade da corrente ascendente conduzem ao crescimento de partículas de gelo com tamanho de *graupel*, aumentando a taxa de colisões entre partículas de gelo e produzem o aumento na atividade de relâmpagos. Eventualmente, o *graupel* pode crescer o suficiente e subsidir na corrente ascendente em direção ao solo. Como resultado, isso produz excesso de peso para a corrente ascendente enfraquecendo-a e pro-

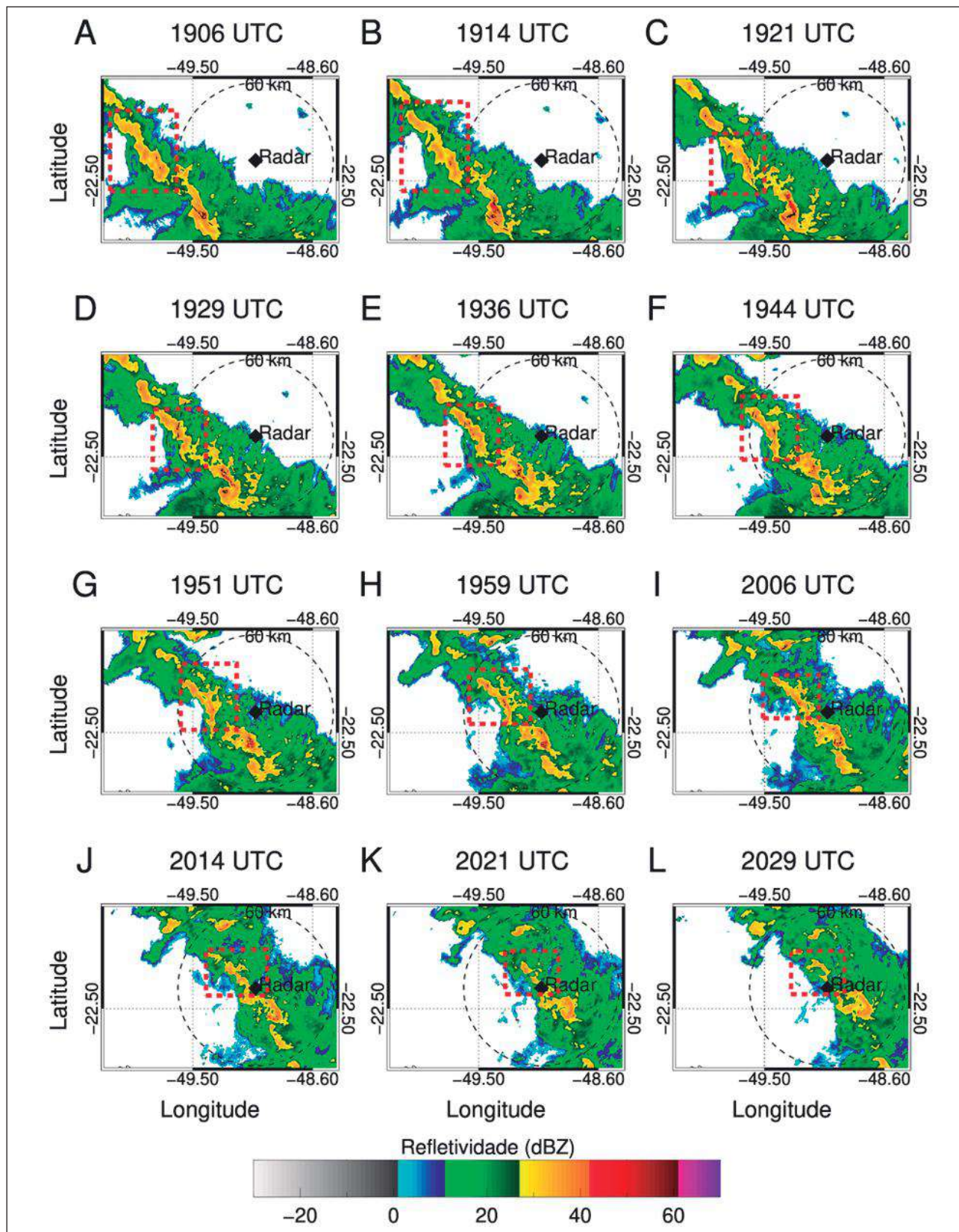


Figura 10 Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) de refletividade (dBZ) em 3,5 km de altura para o dia 21 de maio de 2017 entre 1906 UTC e 2029 UTC. O quadrado tracejado na cor vermelha representa a delimitação da área da tempestade que foi rastreada.

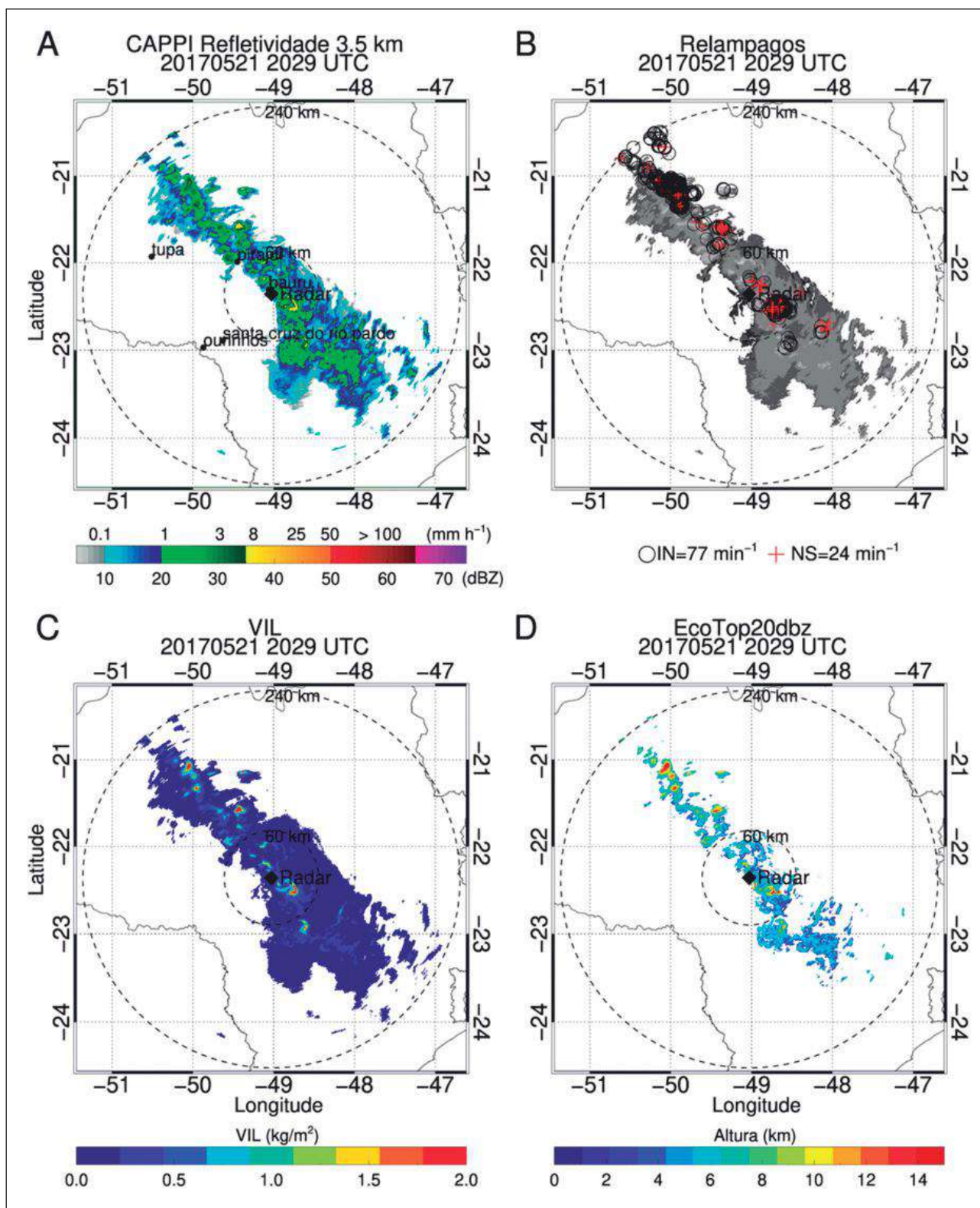


Figura 11 Mapas das variáveis precipitantes no momento que a tempestade atingiu a cidade de Bauru às 2029 UTC: A. CAPPI de refletividade (dBZ) em 3,5 km de altura; B. relâmpagos intra-nuvem (círculo aberto na cor preta) e nuvem-solo (cruz na cor vermelha); C. *Vertically Integrated Liquid Water Content* (VIL, kg/m^2) e D. Eco top de 20 dBZ (km).

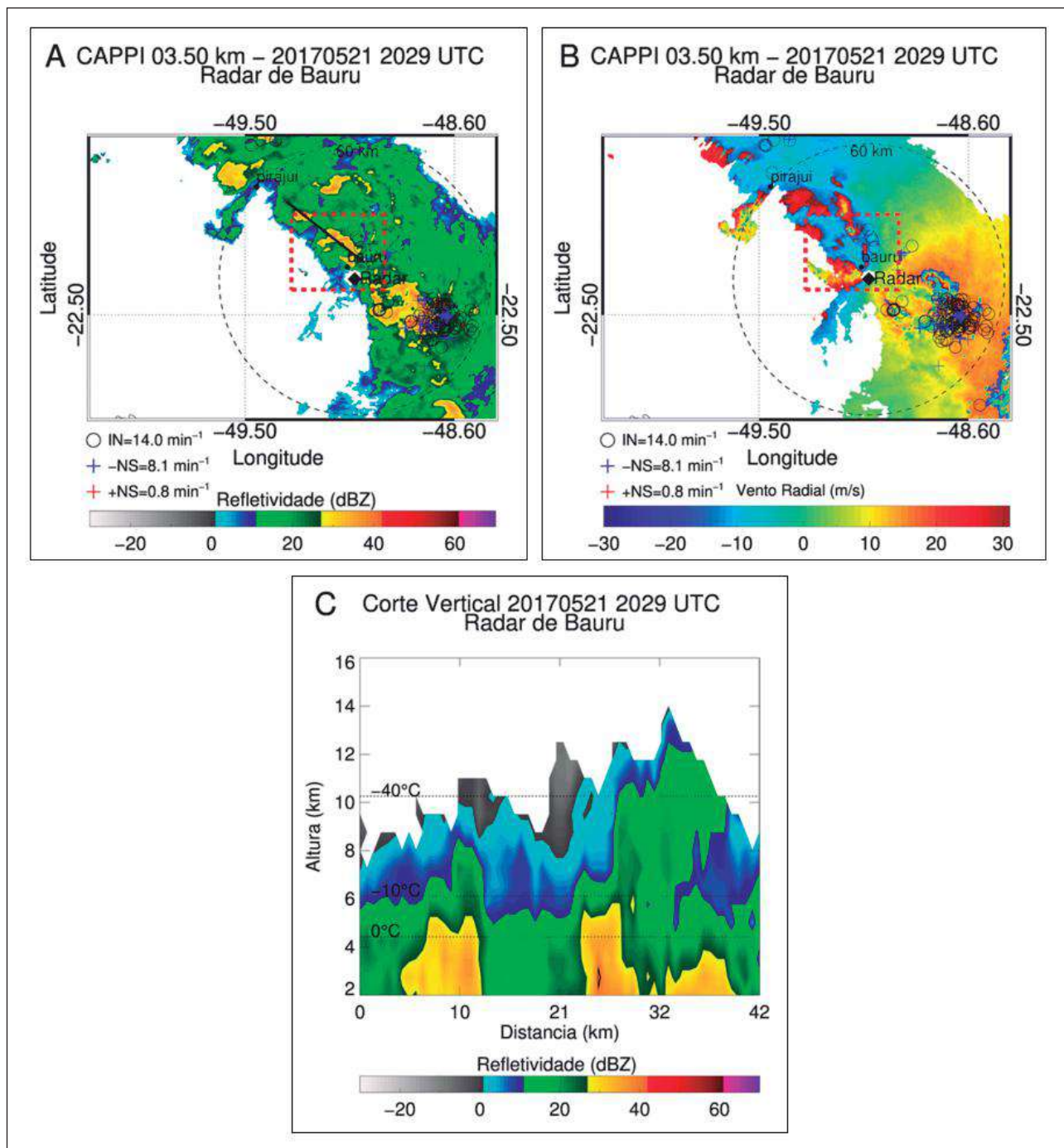


Figura 12 Mapa em detalhe para o momento que a tempestade atingiu a cidade de Bauru às 2029 UTC: A. CAPPI de refletividade (dBZ) em 3,5 km de altura; B. vento radial (ms⁻¹) e C. corte vertical de refletividade (dBZ). A reta contínua na cor preta na Figura A indica a localização do corte vertical. Velocidades negativas (positivas) no campo de vento representam fluxo de aproximação (afastamento) ao radar.

duzindo uma diminuição na frequência dos relâmpagos intra-nuvem.

Em contrapartida, o VIL e a taxa de precipitação iniciaram (1906 UTC, Figura 13, curvas azul e vermelha) com valores altos e diminuíram próximo ao momento do evento (2029 UTC), atingindo valores de aproximadamente 2 kg m^{-2} e 12 mm h^{-1} , respectivamente, indicando a descendência da coluna de alta refletividade contendo grande quantidade de água líquida. Em adição, a altura da célula convectiva permaneceu alta (13 km) ainda no momento do evento, sugerindo a descendência apenas da célula convectiva (região com gotas de precipitação grandes), porém mantendo o tamanho geral das tempestades (região com gotas de precipitação pequenas).

A Figura 14 mostra em detalhes a evolução do MVC. A região com circulação horária e moderada (máximo de 50 dBZ) refletividade teve uma duração de aproximadamente 30 min (1921 às 1951 UTC), iniciando às 1921 UTC, atingindo máxima definição às 1936 UTC e dissipando aproximadamente às 1951 UTC (Figura 14, painéis a esquerda). O MCV apresentou uma propagação para leste do radar, no mesmo sentido da propagação da tempestade, com velocidade acima de 20 ms^{-1} . Durante os primeiros minutos (1921-1936 UTC), o campo de velocidade radial (Figura 14, painéis a direita) mos-

trou um padrão convergente (quadrado na cor preta). Weisman (2001) documentou esse padrão como convergência radial de média-altitude. Nota-se ainda um campo de velocidades negativas (região na cor azul) acima de 15 ms^{-1} na traseira do SCM. Nas imagens seguintes (1944 UTC), essa região transformou-se num campo alongado de velocidades positivas, superando 15 ms^{-1} . Essa descrição também foi documentada em outros trabalhos (Weisman, 2001; Figueiredo *et al.*, 2019) e tem sido definida como jato de ventos atuando na traseira de tempestades (do inglês, *Rear-Inflow Jet-RIJ*). O MCV propiciou ainda a formação de uma assinatura bem definida de *Comma Echo* às 1936 UTC (Figura 14C). Essa assinatura torna-se evidente no campo de velocidade radial, sendo observado uma pequena região de velocidades negativas (-10 m s^{-1}) limitadas por velocidades positivas ($+12 \text{ ms}^{-1}$), caracterizando um dipolo ciclônico ao sul do SCM.

Comma Echo são característicos de SCM que apresentam eco em formato de arco (do inglês, *Bow Echo*) (Fujita, 1978). *Bow Echo* ocorrem quando uma porção da linha de tempestade acelera na frente do resto da linha. Isso produz um arco ou uma curva na linha de tempestade. Essa aceleração do eco do radar é uma consequência da forte e localizada linha de ventos na superfície ou próximo a superfície. Observações mostram que a parte mais pe-

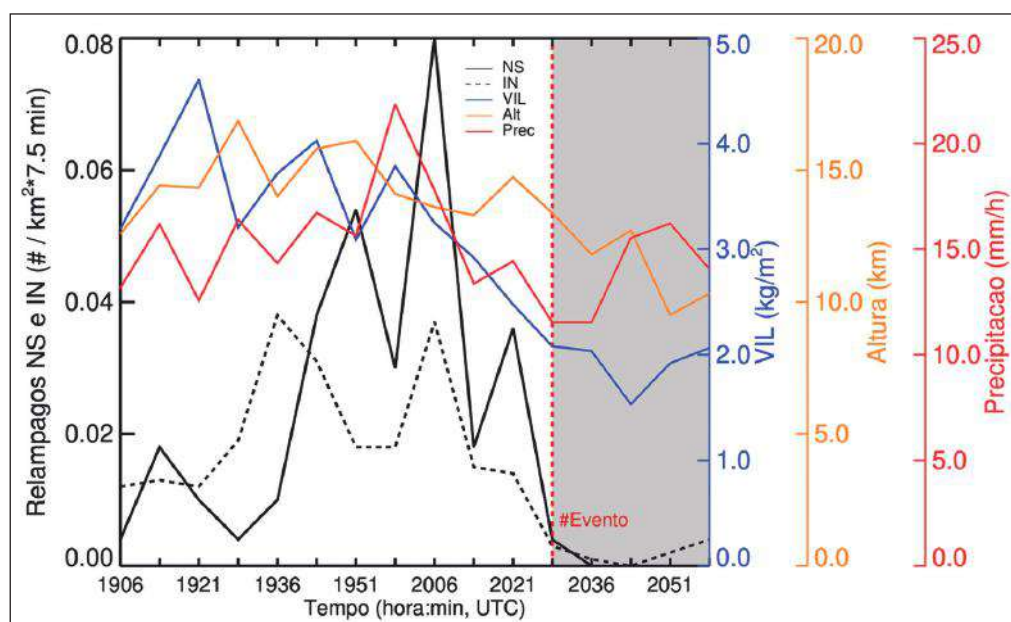


Figura 13 Evolução temporal da densidade de frequência de relâmpagos (relâmpagos por km^2 em 7,5 minutos) intra-nuvem (curva tracejada na cor preta) e nuvem-solo (curva contínua na cor preta, *Vertically Integrated Liquid Water Content-VIL* (curva contínua na cor azul, kg m^{-2}), eco top de 20 dBZ (curva contínua na cor laranja, km) e precipitação (curva contínua na cor vermelha, mm h^{-1}). A linha vertical tracejada na cor vermelha indica o horário do evento.

rigosa dos danos associados aos ventos em linha reta é tipicamente encontrado próximo da borda (vértice) do *Bow Echo* (Wakimoto, 2001).

Os resultados da Figura 15A sugerem que a dimensão física do *Comma Echo* documentado no presente estudo é bem menor em relação ao docu-

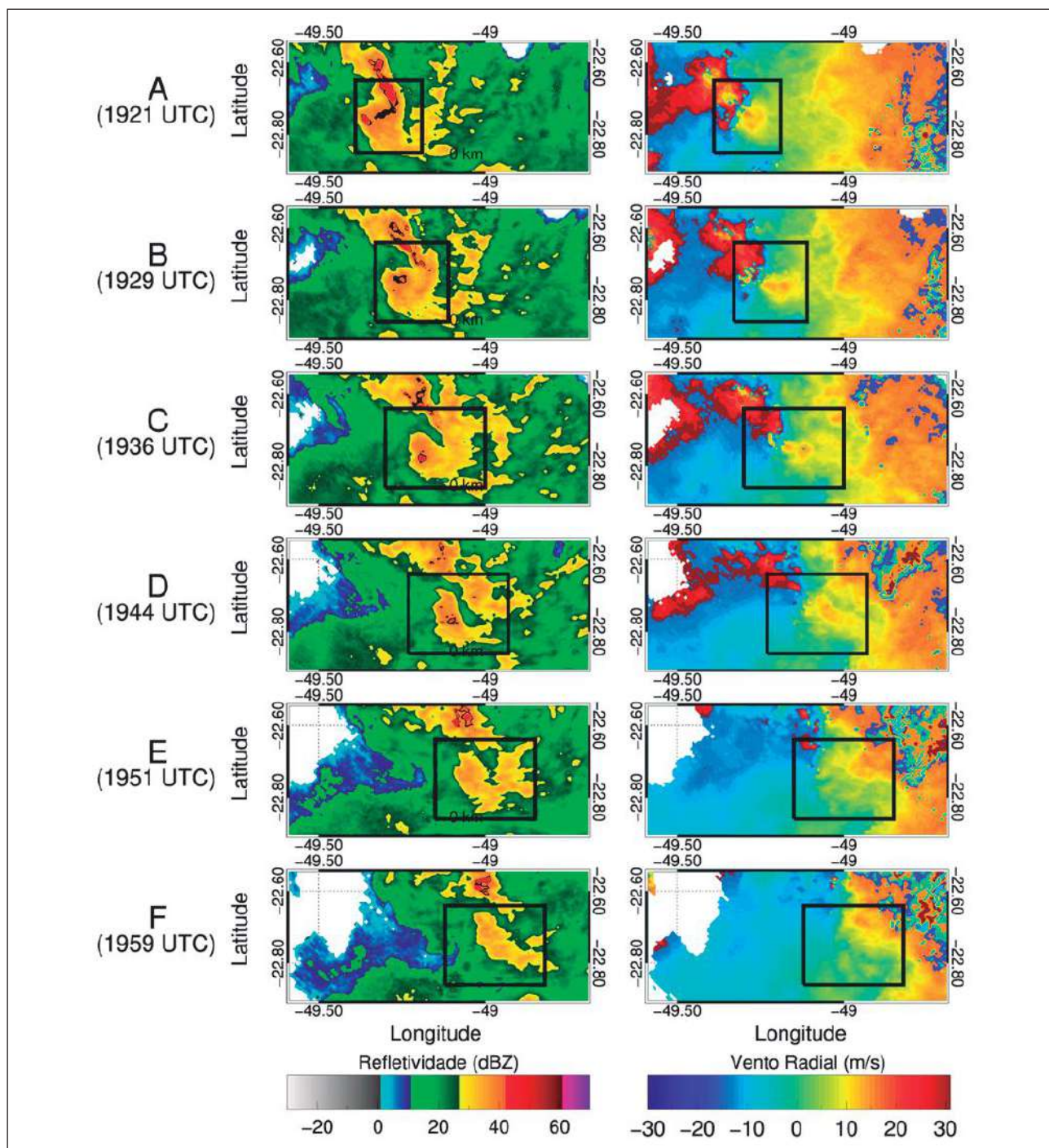


Figura 14 CAPPI de refletividade (dBZ) em 3,5 km de altura (painéis a esquerda) e vento radial (ms^{-1}) (painéis a direita) para às: A. 1921, B. 1929, C. 1936, D. 1944, E. 1951 e F. 1959 UTC. Velocidades negativas (positivas) no campo de vento representam fluxo de aproximação (afastamento) ao radar. O quadrado na cor preta indica o local da assinatura de radar sendo estudada.

mentado em regiões de latitudes maiores (Figueiredo *et al.*, 2019). De fato, a região sul do Brasil possui forçantes dinâmicas muito mais favoráveis à formação de tempestades de longa duração e maior intensidade em relação àquelas tempestades formadas no Estado de São Paulo, como pode ser observado numa comparação com os resultados de Mattos & Machado (2011). No entanto, em uma comparação entre os resultados encontrados no presente estudo e no de Figueiredo *et al.* (2019) pode-se notar algumas semelhanças. Por exemplo, a existência do formato em “vírgula” (Figura 15A) e a região de velocidades positivas opostas para velocidades negativas (Figura 15B), característico de *Comma Echo* fica evidenciada em ambos os trabalhos. Além disso, algumas características adicionais do *Comma Echo* são evidenciadas na análise do corte vertical (Figura 15C-D). A região de fortes correntes ascendentes possui uma orientação para oeste (Figura 15C), com extensão horizontal de 7 km, indicando intensa intrusão de gotas grandes (alta refletividade de 50 dBZ) de precipitação até a fase mista (-10°C) da tempestade. O topo da tempestade ultrapassou a isoterma de -10°C apresentando valores (< 35 dBZ) de refletividade condizentes com a existência de partículas de gelo (Straka *et al.*, 2000). Além disso, na Figura 15D é evidenciado a pequena dimensão do *Comma Echo*, de aproximadamente 13 km (região em amarelo delimitado por refletividades menores que 42 dBZ), onde as gotas maiores de precipitação encontram-se centradas numa pequena sub-região. Esses resultados são condizentes com a literatura e indicam que a região localizada a oeste do *Comma Echo* é bastante propícia à ocorrência de severidade, como intensa precipitação, queda de granizo e atividade elétrica de relâmpagos.

4 Conclusões

O presente estudo analisou uma tempestade multicelular ocorrida no dia 21 de maio de 2017 que produziu elevado total de precipitação na cidade de Bauru e vizinhança. O evento produziu diversos prejuízos, como enxurradas, queda de árvores, inundação de casas e quase ceifou a vida de dois ocupantes de um carro que ficou submerso. Esse estudo utiliza a combinação simultânea de diferentes bases de dados como, observação de superfície, reanálise e sensoriamento remoto com o objetivo de caracterizar as condições sinóticas e físicas para a formação de uma

tempestade multicelular. Além disso, este estudo é pioneiro em analisar uma tempestade multicelular que produziu uma assinatura do tipo *Comma Echo* no Estado de São Paulo.

A tempestade multicelular formou-se nos arredores do Estado de São Paulo e adentrou a região de Bauru no período vespertino, atingindo diversas localidades no Estado. Foi registrado 52,6 mm de precipitação para esse dia na cidade de Bauru, o que representou 60% da precipitação climatológica para o mês de maio (91 mm) nessa região. O máximo (5,5 mm/5 min) de precipitação foi registrado as 1715 HL (2015 UTC), enquanto o momento crítico associado aos danos relatados pela mídia local foi as 1730 HL (2030 UTC). Os dados da reanálise ERA5 mostram valores moderados (626,3 J kg⁻¹) de CAPE e relativamente alto (2500 J kg⁻¹) próximo a cidade de Bauru relativamente alto no lado oeste do Estado; região onde a tempestade foi formada e indicando ambiente favorável para a formação de uma tempestade multicelular.

O ambiente sinótico esteve sob a atuação atípica do ASAS mais deslocado para sul de sua posição climatológica o que permitiu a formação de uma região de menor pressão entre o sudeste do Brasil e o oceano Atlântico. A região de menor pressão foi, no dia 21, potencializada pela advecção de vortacidade relativa ciclônica em 500 hPa. Essa região com menor pressão juntamente com uma mais a sul sobre o oceano Atlântico contribuíram para canalizar o transporte de umidade do interior do continente e do oceano Atlântico tropical para maiores latitudes, passando pelo Estado de São Paulo. Isso favoreceu um ambiente propício ao desenvolvimento da tempestade. Já a configuração atípica do ASAS foi consequência da influência do padrão de onda em 500 hPa.

O radar mostrou-se uma ferramenta fundamental para a caracterização física da tempestade. A tempestade apresentou longa duração (1 h e 23 min) na área de abrangência do radar e uma modesta taxa de precipitação e VIL próxima a cidade de Bauru, indicando que a longa duração da tempestade foi a provável causa do grande acumulado de precipitação. Entretanto, a moderada taxa de relâmpagos e profundidade da tempestade sugeriu a existência de

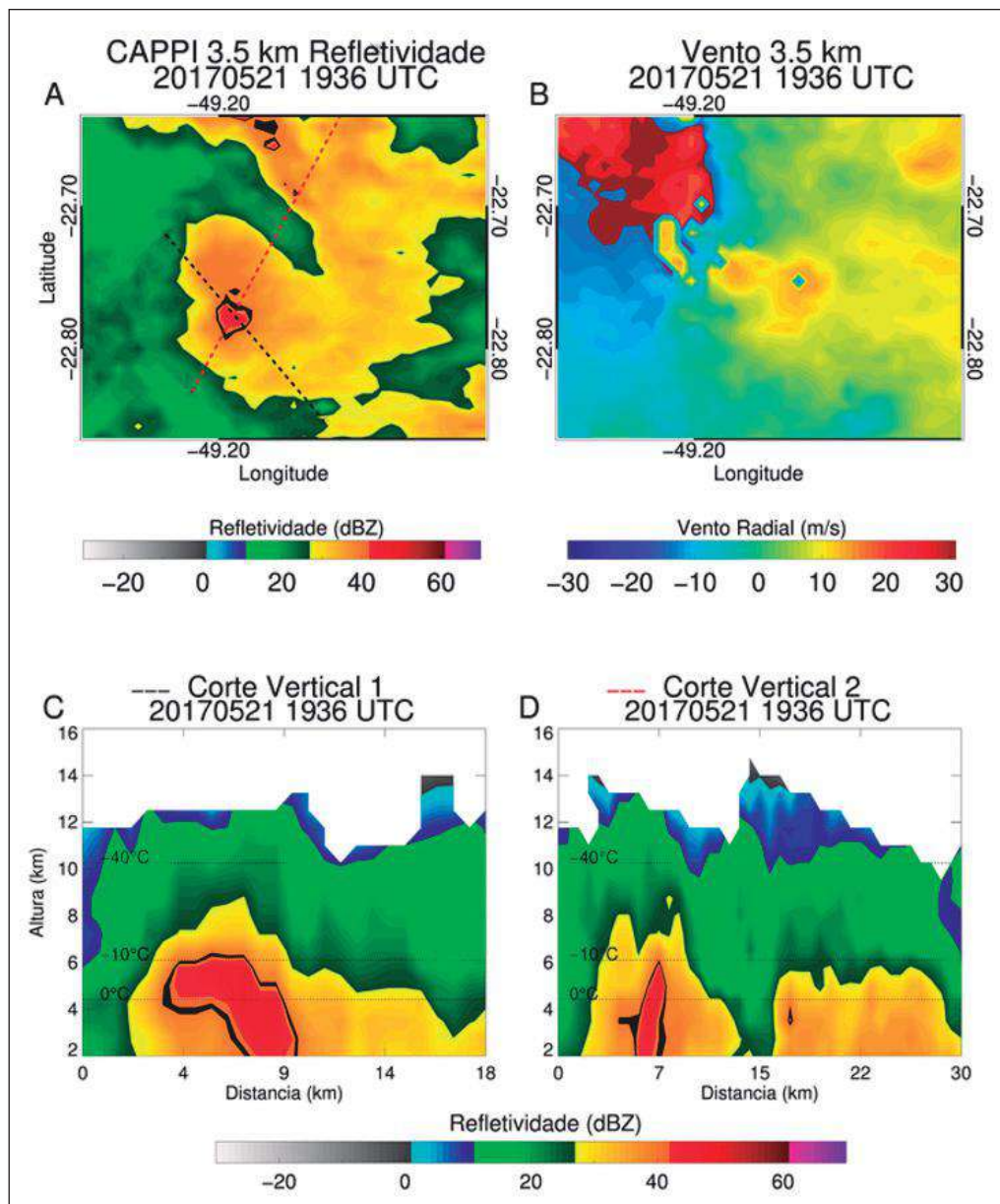


Figura 15 Região detalhada da Figura 12C para o A. CAPPI de refletividade (dBZ) em 3,5 km e B. vento radial ($m s^{-1}$) em 3,5 km e C. e D. cortes verticais da refletividade (em dBZ). Linhas tracejadas na cor preta e vermelha representam o primeiro (Figura 15C) e o segundo (Figura 15D) corte vertical, respectivamente. Velocidades negativas (positivas) no campo de vento representam fluxo de aproximação (afastamento) ao radar.

razoável quantidade de gelo na fase mista e fria da nuvem, condição fundamental para a eletrificação e produção e atividade elétrica. A ocorrência do pico de relâmpagos antes do evento em superfície, sugere sua utilização como parâmetro preditor de eventos severos. Adicionalmente, a notória assinatura documentada foi a existência de um vórtice convectivo de mesoescala ao sul da tempestade que propiciou a formação de um *Comma Echo*. Essa assinatura durou aproximadamente 30 min e possui alta refletividade, indicando uma região bastante propícia à ocorrência

de severidade, como intensa precipitação, queda de grânizo e atividade elétrica de relâmpagos.

É importante ressaltar que em análises futuras seria interessante avaliar uma quantidade maior de eventos com características similares para a mesma região e para diferentes estações do ano, além de uma intercomparação com tempestades de outras regiões. Adicionalmente, seria interessante a utilização de radares de dupla-polarização para uma pormenorizada classificação dos tipos de hidrometeoros das

tempestades, combinado com uma abordagem de multicanais proveniente do novo satélite GOES-16.

5 Agradecimentos

Os autores agradecem ao Centro de Meteorologia de Bauru (IPMet) da Faculdade de Ciências da Unesp de Bauru pelo fornecimento dos dados de radar. Em especial agradecemos ao técnico Hermes Godoy pelo processamento dos dados de radar. Agradecemos também ao CPTEC/INPE pelas imagens de satélite, a empresa CLIMATEMPO pelo fornecimento dos dados de relâmpagos, ao ECMWF pela disponibilização dos dados da reanálise ERA5 e ERA-Interim e ao CNPq pelo apoio financeiro (processos números 420262/2018-0 e 305304/2017-8).

6 Referências

- Bartels, D.L. & Maddox, R.A. 1991. Midlevel Cyclonic Vortices Generated by MCSs. *Monthly Weather Review*, 119: 104-118.
- Beltrán, R.P. 2017. *Características da Precipitação e Atividade Elétrica de Tempestades Severas da Região Metropolitana de São Paulo*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 113p.
- Bruning, E.C.; Rust, W.D.; Schuur, T.J.; Macgorman, D.R.; Krehbiel, P.R. & Rison, W. 2007. Electrical and Polarimetric Radar Observations of a Multicell Storm in TEX. *Monthly Weather Review*, 135: 2525-2544.
- Carey, L.D. & Rutledge, S.A. 1996. A Multiparameter Radar Case Study of the Microphysical and Kinematic Evolution of a Lightning Producing Storm. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 59: 33-64.
- Clark, R.A. & Greene, D.R. 1972. Vertically Integrated Liquid Water. A New Analysis Tool. *Weather and Forecasting*, 100(7): 548-552.
- COMET. 2009. *Satellite Feature Identification: Blocking Patterns*. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=535#.XffKROhKg2w>. Acesso em: 20 abr 2019.
- Figueiredo, E.L.; Nascimento, E.L. & Oliveira, M.I. 2019. Analysis of Two Derecho Events in Southern Brazil. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 131: 1171-1190, <https://doi.org/10.1007/s00703-018-0654-x>.
- Frank, W.M. 1978. The Life Cycles of GATE Convective Systems. *Journal Atmospheric Science*, 35: 1256-1264.
- Fujita, T.T. 1978. Manual of Downburst Identification for Project NIMROD. *SMRP Research Paper 156*, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, 104p.
- Goodman, S.J.; Buechler, D.E. & Wright, P.D. Polarization Radar and Electrical Observations of Microburst Producing Storms During COHMEX. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 24, 1989, Tallahassee, American Meteorological Society, p.109-112.
- Goodman, S.J.; Buechler, D.E.; Wright, P.D. & Rust, W.D. 1988. Lightning and Precipitation History of a Microburst-producing Storm. *Geophysical Research Letters*, 15: 1185-1188.
- G1. 2017. Portal G1 de Jornalismo. Disponível em: <<http://g1.globo.com/sp/bauru-marilia/noticia/casal-fica-ilhado-em-bauru-apos-avenida-nacoes-unidas-alagar-chuva-causou-varios-estragos.ghtml>>. Acesso em: 18 dez 2017.
- Hamilton, R.E. 1970. Use of Detailed Intensity Radar Data in Meso-scale Surface Analysis of the July 4, 1969 Storm in Ohio. In: 14th CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, Tucson, American Meteorological Society, p.339-346.
- Held, A.M.G. & Escobedo, J.F. 2010. Climatologia de Tempestades na Área Central do Estado de São Paulo Usando Radar Meteorológico. *Revista Energia na Agricultura*, 25(1): 1-20.
- Held, G.; Gomes, A.M. & Naccarato K.P. 2010. The Structure and Behavior of Supercell Storms in the State of São Paulo, Brazil. In: 6th EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HYDROLOGY, Sibiu, Romania, 2010.
- Hersbach, H. & Dee, D. 2016. ERA5 Reanalysis is in Production. *ECMWF Newsletter*, 147, 7. Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production>>. Acesso em: 20 fev 2019.
- Houze Jr., R.B. 1993. *Cloud Dynamics*. San Diego, Academic Press, 573 p.
- Jayarathne, E.R.; Saunders, C.P.R. & Hallett, J. 1983. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109: 609-630.
- Joe, P.; Dance, S.; Lakshmanan, V.; Heizenreder, D.; James, P.; Lang, P.; Hengstebeck, T.; Feng, Y.; Li, P.W.; Yeung, H.-Y.; Suzuki, O.; Doi, K.; & Dai, J. 2012. Automated Processing of Doppler Radar Data for Severe Weather Warnings. In: BECH, J. (Ed.). *Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications*. Editora InTech, p.33-74.
- Kidder, S.Q. & Haar, V. 1995. *Satellite Meteorology: An Introduction*. San Diego, Academic Press, 466p.
- Lopes, C.C. 2019. *Microfísica, Cinemática e Eletificação em Tempestades Tropicais que Geraram Granizo Durante o Projeto SOS-CHUVA*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 105p.
- Machado, L.B.T.; Lima, W.F.S.; Pinto Jr., O. & Morales, C.B. 2009. Relationship Between Cloud-ground Discharge and Penetrative Clouds: A Multi-channel Satellite Application. *Atmospheric Research*, 93: 304-309.
- Maddox, R.B. 1980. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61: 1374-1387.
- Marshall, J.S. & Palmer, W. 1948. The Distribution of Raindrops with Size. *Journal of Meteorology*, 5: 165-166.
- Mattos, E.V. 2009. *Relações das Propriedades Físicas das Nuvens Convectivas com as Descargas Elétricas*. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação de Mestrado, 243p.

- Mattos, E.V. & Machado, L.A.T. 2011. Cloud-to-Ground Lightning and Mesoscale Convective Systems. *Atmospheric Research*, 99: 377-390.
- Mattos, E.V.; Machado, L.A.T.; Williams, E.R. Goodman, S.J.; Blakeslee, R.J. & Bailey, J. C. 2017. Electrification Life Cycle of Incipient Thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 122 (8): 4670-4697.
- Medina, B.L. & Machado, L.A.T. 2017. Dual Polarization Radar Lagrangian Parameters: a Statistics-Based Probabilistic Nowcasting Model. *Natural Hazards*, 89(2): 705-721.
- Nascimento, E.L. & Ambrizzi, T. 2002. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Flows. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80: 139-159.
- OSCAR. 2019. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool. Disponível em: <<https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites/view/149>>. Acesso em: 10 jan. 2019.
- Queiroz, A.P. 2008. *Monitoramento e Previsão Imediata de Tempestades Severas Usando Dados de Radar*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação de Mestrado, 114p.
- Reboita, M.S.; Ambrizzi, T.; Silva, B.A., Pinheiro, R.F. & da Rocha, R.P. 2019. The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and future climate. *Frontiers in Earth Science*, 7(8): 1-15. doi: 10.3389/feart.2019.00008.
- Reynolds, S.E.; Brook M. & Gourley, M.F. 1957. Thunderstorm Charge Separation. *Journal of Meteorology*, 14: 426-436.
- Rinehart, R.E. 2010: *Radar for Meteorologists*. Nevada Missouri, Rinehart Publications, 482p.
- Schmetz, J.; Tjemkes, S.A.; Gube, M. & Van de Berg, L. 1997. Monitoring Deep Convection and Convective Overshooting. *Advances in Space Research*, 19(3): 433-441.
- Schultz, C.J.; Petersen, W.A. & Carey, L.D. 2011. Lightning and Severe Weather: A Comparison Between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends. *Weather and Forecasting*, 26: 744-755.
- Sperling, V.B. 2018. *Processos Físicos e Elétricos das Tempestades de Granizo na Região Sul do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese de Doutorado, 187p.
- Straka, J.M.; Zrníc, D.S. & Ryzhkov, A.V. 2000. Bulk Hydrometeor Classification and Quantification Using Polarimetric Radar Data: Synthesis of Relations. *Journal of Applied Meteorology*, 39: 1341-1372.
- Sun, X.; Cook, K.H. & Vízny, E.K. 2017. The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability. *Journal of Climate*, 30: 3279-3296.
- Velasco, I. & Fritsch, J. 1987. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, 92(D8): 9591-9613.
- Wakimoto, R.M. 2001. Convectively Driven High Wind Events. In: DOSWELL, C.A. (ed). *Severe Convective Storms*, Meteorological Monographs. American Meteorological Society, p.255-298.
- Wallace, J.M. & Hobbs, P.V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Canada, Elsevier Academic Press, 483p.
- Weisman, M.L. 2001. Bow Echoes: A Tribute to T.T. Fujita. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 97-116.
- Weisman, M.L. & Klemp, J.B. 1982. The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Monthly Weather Review*, 110: 504-520.
- Williams, E.R.; Weber, M.E. & Orville, E.E. 1989. The Relationship Between Lightning Type and Convective State of Thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*, 94(D11): 13213-13220.