



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

**ANÁLISE DOS FLUXOS DE CALOR EM UM
CICLONE EXTRATROPICAL EXPLOSIVO:
EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DE SENSIBILIDADE**

DISSERTAÇÃO

Leandro Fortunato de Faria

**Itajubá, MG, Brasil
2023**

**ANÁLISE DOS FLUXOS DE CALOR EM UM CICLONE
EXTRATROPICAL EXPLOSIVO:
EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DE SENSIBILIDADE**

por

Leandro Fortunato de Faria

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte das exigências obrigatórias para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.
Área de concentração: Clima e Sustentabilidade

**Itajubá, MG, Brasil
2023**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

Leandro Fortunato De Faria

**ANÁLISE DOS FLUXOS DE CALOR EM UM
CICLONE EXTRATROPICAL EXPLOSIVO:
EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DE SENSIBILIDADE**

Dissertação aprovada pela banca examinadora em 24 de fevereiro de 2023 conferindo ao autor o título de Mestre em Ciências em meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Michelle Simões Reboita (Orientadora)
Universidade Federal de Itajubá – UNIFEI

Profa. Dra. Vanessa Silveira Barreto Carvalho
Universidade Federal de Itajubá – UNIFEI

Prof. Dr. Luiz Felipe Gozzo
Universidade Estadual Paulista – UNESP

AGRADECIMENTOS

A Deus seja dada toda honra por esse trabalho, agradeço a Ele, pois sem o tê-lo, nada disso seria possível, o qual me deu força nos momentos mais difíceis e escuros dessa caminhada. A minha esposa Sarah, que me apoiou e me sustentou quando eu pensava em desistir, sempre vou te amar. A minha família e amigos que me deram suporte e sempre me incentivaram, em especial aos meus pais, Faria e Vera, e aos meus sogros, Taiza e Harlei.

Agradeço também a minha orientadora Prof.^a Michelle Reboita por contribuir com o seu conhecimento neste trabalho, pelo seu acolhimento, paciência e por todos os nossos momentos juntos.

Agradeço ainda ao programa de mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Itajubá e ao corpo docente por todo conhecimento transmitido nas disciplinas, e por fim, agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) pelo auxílio financeiro que propiciou a realização desse estudo.

“Não existe triunfo sem perda, não há vitória sem sofrimento, não há liberdade sem sacrifício.”

J.R.R. Tolkien

"Que haja uma luz nos lugares mais escuros, quando todas as outras luzes se apagarem."

J.R.R. Tolkien

DE FARIA, Leandro Fortunato. **Análise dos fluxos de calor em um ciclone extratropical explosivo: experimentos numéricos de sensibilidade**. 2023. 61 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2023.

RESUMO

Os ciclones extratropicais são um dos sistemas atmosféricos que mais causam mudanças no tempo das regiões onde atuam. Em algumas situações, esses sistemas apresentam uma taxa de aprofundamento de ~ 24 hPa/24 h o que lhes confere a denominação de ciclones explosivos. Uma importante fonte de energia que influencia o desenvolvimento de ciclones extratropicais são os fluxos de superfície de calor sensível e latente (FCSL), especialmente sobre os oceanos. Entre o final de junho e início de julho de 2020, um ciclone explosivo ocorreu na costa sul do Brasil. Como pouco ainda é conhecido sobre os processos físicos de desenvolvimento dos ciclones extratropicais explosivos no Atlântico Sul, o objetivo desse trabalho é verificar se os fluxos turbulentos de calor do oceano para a atmosfera contribuíram para aprofundar o sistema (queda de pressão em ≥ 24 hPa/24 h) e descrever os condutores da ciclogênese; investigar a contribuição da interação mar-ar, através de simulações numéricas com o *Weather Research and Forecast Model* (WRF), e apresentar as propriedades físicas das nuvens associadas à linha de instabilidade, os quais causaram muitos danos ambientais e materiais e, até mesmo, o óbito de pelo menos 12 pessoas no Estado de Santa Catarina (SC). A ciclogênese começou às 1200 UTC em 30 de junho de 2020 na fronteira do sul do Brasil e do Uruguai, tendo um vale nos níveis médio-alto como forçante, que é um parâmetro comum da ciclogênese na região estudada. Utilizaram-se dados de reanálise do ERA5 para descrever a configuração do ciclone e dos sistemas associados a ele. A descrição dos impactos no Estado de SC foi realizada através da revisão de notícias publicadas pela mídia e de dados fornecidos pela defesa civil do Estado. Para verificar o papel dos fluxos turbulentos de calor, uma comparação entre experimentos numéricos com fluxos turbulentos de calor sensível e latente ligado e desligado no modelo WRF foi utilizada. Observou-se através dos experimentos que a interação mar-ar (fluxos de calor turbulento) contribuiu para o aprofundamento do ciclone levando-o ao estado explosivo, pois ao desligar os fluxos, o ciclone perdeu seu status de bomba. O ciclone influenciou diretamente a formação de uma frente fria, que por sua vez propiciou o desenvolvimento de uma linha de instabilidade pré-frontal, responsável pelas condições adversas no estado de Santa Catarina. Enquanto as imagens de satélite não mostraram a linha de instabilidade localizada à frente da frente fria na onda do ciclone devido à sua resolução, os dados de refletividade do radar representaram claramente a propagação da linha de instabilidade sobre o sul do Brasil.

Palavras-chave: Ciclone extratropical explosivo; WRF; vento intenso; raio; refletividade do radar; linha de instabilidade; sul do Brasil.

DE FARIA, Leandro Fortunato. Analysis of heat fluxes in an explosive extratropical cyclone: a numerical sensitivity experiments. 2023. 62 f. Dissertation (Master in Environment and Water Resources) – Institute of Natural Resources, Federal University of Itajubá, Itajubá, 2023.

SUMMARY

Extratropical cyclones are one of the atmospheric systems that most cause weather changes in the regions where they operate. In some situations, these systems have a deepening rate of ~ 24 hPa/24 h, which gives them the name of explosive cyclones. An important source of energy influencing the development of extratropical cyclones is surface sensible and latent heat fluxes (FCSL), especially over the oceans.

Between late June and early July 2020, an explosive cyclone occurred off the southern coast of Brazil. As little is known about the physical development processes of explosive extratropical cyclones in the South Atlantic, the aim of this work is to verify whether turbulent heat flows from the ocean to the atmosphere contributed to deepen the system (pressure drop ≥ 24 hPa /24 h) and describe the drivers of cyclogenesis; to investigate the contribution of the sea-air interaction, through numerical simulations with the Weather Research and Forecast Model (WRF), and to present the physical properties of the clouds associated with the squall line, which caused a lot of environmental and material damages and, even, the death of at least 12 people in the State of Santa Catarina (SC). Cyclogenesis started at 1200 UTC on June 30, 2020 at the southern border of Brazil and Uruguay, with a valley at mid-upper levels as forcing, which is a common parameter of cyclogenesis in the studied region. ERA5 reanalysis data were used to describe the configuration of the cyclone and associated systems. The description of the impacts in the State of SC was carried out through the review of news published by the media and data provided by the civil defense of the State. To verify the role of turbulent heat fluxes, a comparison between numerical experiments with turbulent fluxes of sensible and latent heat on and off in the WRF model was used. It was observed through the experiments that the sea-air interaction (turbulent heat flows) contributed to the deepening of the cyclone, leading it to an explosive state, because when the flows were turned off, the cyclone lost its status as a bomb. The cyclone directly influenced the formation of a cold front, which in turn led to the development of a prefrontal squall line, responsible for the adverse conditions in the state of Santa Catarina. While the satellite images did not show the squall line located ahead of the cold front in the cyclone wave due to its resolution, the radar reflectivity data clearly represented the propagation of the squall line over southern Brazil.

Keywords: Explosive extratropical cyclone; WRF; intense wind; ray; radar reflectivity; instability line; south of brazil

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Modelos conceituais do ciclo de vida dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul: a) modelo de Bjerknes e Solberg (1922) e b) modelo de Shapiro e Keyser (1990). O painel superior de cada modelo mostra a altura geopotencial em 850 hPa e as frentes fria (azul), quente (vermelha) e oclusa (roxa). Já o painel inferior apresenta a temperatura potencial também em 850 hPa. Os estágios de vida representam intervalos de 6 a 24 horas. Adaptado de Schultz et al. (1998). 15
- Figura 2.** Ilustração esquemática da influência que os fluxos de calor sensível e latente na camada limite planetária podem ter na magnitude da advecção de temperatura troposférica inferior a leste do centro do ciclone da superfície. (a) Antes da influência dos fluxos de calor existe um gradiente de temperatura uniforme. As linhas tracejadas são isotermas, "B" é a localização do mínimo de pressão ao nível do mar, as setas representam o fluxo ao redor o ciclone e a área sombreada em cinza é o local onde os fluxos de calor aquecerão a camada limite. (b) O aumento do gradiente de temperatura resulta do aquecimento na camada limite. Advecção de ar quente troposférico inferior intensificada intensifica o ciclone. (c) Ciclone mais intenso leva a ventos troposféricos inferiores mais intensos (setas em negrito) e aumento da advecção de ar quente. Adaptado de Pitura (2020). 17
- Figura 3.** Área de estudo, topografia (metros) e raio de abrangência do radar do Morro da Igreja (MI). Os pontos vermelhos são as estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil (INMET). A legenda mostra a intensidade dos ventos observados nas estações. 22
- Figura 4.** Fluxograma resumindo a metodologia aplicada no presente estudo. 30
- Figura 5.** Carta sinótica de 30 de junho às 06h00 Z a 02 de julho às 0000 Z. PNMM em linhas pretas com intervalos de 3 hPa, espessura da camada entre 500 e 1000 hPa (m_{gp}, linhas vermelhas tracejadas) e intensidade do vento em 250 hPa maior superior a 30 ms⁻¹ (cor). A letra B indica a posição do centro do ciclone. 33
- Figura 6.** Cisalhamento vertical do vento entre 850–250 hPa (ms⁻¹; tons de verde), altura geopotencial (m; linhas pretas) em 250 hPa e divergência de massa em 250 hPa maior que (2 × 10⁻⁵s⁻¹, sombreado) de ERA5. A letra B indica a posição baixa com base no PNMM e as caixas amarelas indicam regiões de divergência de massa. 34
- Figura 7.** (a-c) Linhas de corrente a 850 hPa (preto) e a 250 hPa (vermelho), (d-f) função frontogênica a 850 hPa (x10⁻¹⁰ K m⁻¹ s⁻¹; sombreado) e linhas de corrente a 850 hPa (preto) , e (g-i) temperatura potencial equivalente a 850 hPa (K, sombreado). Em (i-iii) é mostrado um instantâneo dos estágios dos ciclones extratropicais seguindo o modelo conceitual de Bjerknes (1919). A posição baixa com base no PNMM é indicada por B, as linhas coloridas indicam as frentes frias (azul escuro) e quentes (vermelho escuro). 36
- Figura 8.** (a) Evolução temporal da PNMM (hPa) no centro do ciclone e (b) a trajetória entre 1200 UTC de 30 de junho e 0000 UTC de 02 de julho de 2020 para ERA5 e todos os experimentos descritos na Tabela 2. Os marcadores nas linhas indicam a posição do ciclone a cada 6 horas. A ciclogênese ocorre sobre o continente. 39
- Figura 9.** (a) NDRt12 (b) NDRt24 calculado para cada experimento seguindo Zhang et al. (2017) e SG, respectivamente. (a-b) para os experimentos com os fluxos turbulentos de calor ligados e (c-d) desligados. O eixo horizontal indica o valor final de cada intervalo utilizado no cálculo. Por exemplo, em NDRt12, o primeiro cálculo é entre 1200 UTC de 30 de junho e 0000 UTC de 01 de julho de 2020. Portanto, no eixo horizontal é mostrado 0000 UTC de 01 de julho de 2020. 40
- Figura 10.** Ambiente sinótico em ERA_BMJ_CTRL (coluna da esquerda) e em ERA_BMJ_NOFLUX

(coluna da direita) às 12:00 UTC de 01 de julho de 2020 (hora em que o ciclone atinge o status explosivo no ERA5 e na simulação ERA_BMJ_CTRL). (a,b) PNMM em linhas pretas com intervalos de 3 hPa, espessura 500-1000 hPa (m_{gp}, linhas tracejadas vermelhas), e intensidade do vento em 250 hPa maior que 30 ms⁻¹ (sombreado); (c, d) cisalhamento vertical do vento entre 850–250 hPa (m s⁻¹; sombreado), altura geopotencial (m_{gp}; linhas pretas) em 250 hPa e divergência de massa em 250 hPa maior que 1 × 10⁻⁵ s⁻¹ (linhas roxas), em (d) também é mostrada, na linha vermelha tracejada, a diferença de altura geopotencial entre ERA_BMJ_NOFLUX e ERA_BMJ_CTRL; (e,f) temperatura potencial equivalente a 850 hPa (K, sombreado) e MSLP (hPa, linhas pretas) e (g,h) seção transversal vertical de θ_e (K; linhas pretas) e velocidade vertical W (m s⁻¹, sombreado; valores positivos indicam movimentos ascendentes). A caixa preta em g-h indica o centro do ciclone em 36°S. A letra B indica o centro do ciclone com base no MSLP.42

Figura 11. Precipitação acumulada (mm) a cada 6 h seguindo o centro do ciclone (caixa de 10° × 10°) e trilha para (a) ERA_BMJ_CTRL, (b) ERA_BMJ_NOFLUX, e em (c) experimentos SST_2C. 43

Figura 12. Evolução temporal de (a) intensidade do vento de 10 m (m s⁻¹), (b) fluxos de calor totais (W m⁻²) e precipitação acumulada (mm 6h⁻¹) nos experimentos ERA_BMJ_CTRL (linha vermelha sólida), ERA_BMJ_NOFLUX (linha vermelha tracejada) e SST_2C (linha preta tracejada). Todas as variáveis foram computadas em uma caixa de 10° × 10° com ciclone em seu centro.44

Figura 13. Imagens de temperatura de brilho (°C) do canal infravermelho (CH13, 10,35 μm) fornecidas pelo satélite GOES-16 de 1200 a 2300 UTC em 30 de junho de 2020.46

Figura 14. Indicador de Posição do Plano de Altitude Constante (CAPPI) a 3 km de altura de refletividade do radar Morro da Igreja de 1600 a 2000 UTC em 30 de junho de 2020.47

Figura 15. Precipitação horária (mm h⁻¹) e rajadas de vento (km h⁻¹) a 10 m registradas em 30 de junho de 2020. Os painéis superiores correspondem aos dados de quatro estações meteorológicas do estado do Paraná, (b) os painéis centrais a cinco estações do estado de Santa Catarina, e (c) painéis inferiores para duas estações do estado do Rio Grande do Sul.49

Figura 16. (a) Indicador de Posição Plana de Altitude Constante (CAPPI) a 3 km de altura de refletividade do radar Morro da Igreja em 1850 UTC e (b, c) seção transversal vertical da tempestade. A linha tracejada vermelha (preta) na figura (a) representa a seção de latitude (longitude).50

Figura 17. (a) Raios totais diários (intranuvem mais raios nuvem-solo) em uma resolução espacial de grade de 4 km e (b) raios pontuais por 1 hora em 30 de junho de 2020. Na Figura (b) a luz a cor cinza representa as ocorrências de descargas atmosféricas acumuladas entre 12:30 e 13:30 h.50

Figura 18. Registros dos estragos causados pelo sistema em Santa Catarina no dia 30 de junho de 2020. (a) Chapecó, (b) Santo Amaro do Imperatriz, (c) Florianópolis e (d) Tijucas. Fonte: (<http://www.venceslau.com.br>; <https://g1.globo.com/sc/>).52

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

TSM – Temperatura da Superfície do Mar
CAPE – Energia potencial convectiva disponível
SCM – Sistemas Convectivos de Mesoescala
SC – Estado de Santa Catarina
WRF – *Weather Research Model* Forecast Model
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
MI – Morro da Igreja
ERA5 – Modelo Atmosférico
ECMWF – *European Center for Medium-Range Weather Forecasts*
IR – Infravermelho
GOES-16 – *Geostationary Operational Environmental Satellite*
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*
CPTEC – Centro de Estudos Climáticos e Previsão do Tempo
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
GFS – *Global Forecast System*
NCEP – *National Center for Environmental Forecasting*
DCEA – Departamento de Controle do Espaço Aéreo
REDEMET – Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
CAPPI – Indicador de Posição de Plano de Altitude Constante
BrasilDAT – Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Elétricas
IC – Intranuvem
CG – Nuvem-Solo
PNMM – Pressão a Nível Médio do Mar
NDR – Taxa de Aprofundamento de Pressão Central Normalizada
SG – Sanders e Gyakum
F – Função frontogenética
UTC – Coordinated Universal Time
ERA_KAIN – Experimento com dados ERA5 e parametrização *cumulus* Kain and Frisch
ERA_BMJ – Experimento com dados ERA5 e parametrização *cumulus* Betts Miller and Janjic
GFS_KAIN – Experimento com dados GFS e parametrização *cumulus* Kain and Frisch
GFS_BMJ – Experimento com dados GFS e parametrização *cumulus* Betts Miller and Janjic
ERA_KAIN_NO – Experimento com dados ERA5, parametrização *cumulus* Kain and Frisch com fluxos desligados.
ERA_BMJ_NO – Experimento com dados ERA5, parametrização *cumulus* Betts Miller and Janjic com fluxos desligados.
GFS_KAIN_NO – Experimento com dados GFS, parametrização *cumulus* Kain and Frisch com fluxos desligados.
GFS_BMJ_NO – Experimento com dados GFS, parametrização *cumulus* Betts Miller and Janjic com fluxos desligados.
SST_2C – Experimento com 2°C adicionados
SH – Fluxo de calor turbulento sensível
LH – Fluxo de calor turbulento latente
T_s – Temperatura da Superfície do Mar
T_{2m} – Temperatura do Ar a 2 metros
q_{sst} – Umidade específica de saturação ao nível do mar
q_{2m} – Umidade específica na atmosfera a 2 metros
U₁₀ – Altura a 10 m para a velocidade do vento
ρ_a – Densidade do ar
C_p – Calor específico do ar seco a pressão constante
C_e – Coeficiente de troca turbulenta para Calor latente
C_h – Coeficiente de troca turbulenta para Calor sensível
L_e – Calor latente de vaporização

e^* – Pressão de saturação do vapor
 e – Pressão parcial do vapor
 P – Pressão de superfície
 θ_e – Temperatura Potencial Equivalente
 W – Velocidade vertical
 T_b – Temperatura de Brilho
 dBZ – Unidade de medida para a Refletividade
CELESC – Centrais Elétricas de Santa Catarina

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A - NAMELIST.INPUT (DESATIVAÇÃO DOS FLUXOS)	65
ANEXO B – SCRIPT PARA DOWNLOAD DA TEMPERATURA DA SUPERFICIE DO MAR NO EXPERIMENTO SST2C	67

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO GERAL	13
1.1 Revisão bibliográfica	14
2. HIPÓTESE	20
3. OBJETIVOS	20
3.1 Objetivo geral	20
3.2 Objetivos específicos	21
4. METODOLOGIA	21
4.1 Região de estudo	21
4.2 Dados	22
4.3 Análises sinóticas	24
4.4 Processos Físicos e Simulações Numéricas	26
4.5 Clima Severo / Sistemas de Mesoescala	29
4.6 Impactos em Santa Catarina	30
5. RESULTADOS	31
5.1 Análise sinótica	31
5.1.1 Processos físicos de ciclogênese	31
5.1.2 Fase explosiva	35
5.2 Experimentos de sensibilidade	37
5.3 Análise de Mesoescala e Propriedades Físicas da Linha de Instabilidade	44
5.4 Desastres em Superfície e Notícias da Mídia	50
6. CONCLUSÕES	52
7. AGRADECIMENTOS	54
8. REFERÊNCIAS	54

1. INTRODUÇÃO GERAL

Os ciclones extratropicais são sistemas atmosféricos de escala sinótica, isto é, possuem diâmetro médio de 3000 km e duração média de cerca de 3 dias (REBOITA et al., 2017 a,b). O setor oeste do Atlântico Sul, próximo à costa leste da América do Sul, é conhecido como uma região favorável à gênese desses ciclones (TALJAARD, 1967; STRETEN E TROUP, 1973; NECCO 1982 a,b; GAN E RAO, 1991; SINCLAIR, 1994, 1995, 1996, 1997; SELUCHI, 1995; VERA et al., 2002, HOSKINS E HODGES, 2005; REBOITA et al., 2005a; MENDES et al., 2007).

São sistemas caracterizados por um centro de baixa pressão conectado a uma frente fria e uma frente quente. Na costa sudeste da América do Sul (Uruguai e sul do Brasil), o principal condutor dinâmico dos ciclones extratropicais é um cavado de nível médio-alto viajando do Pacífico para o Oceano Atlântico (NECCO 1982; SELUCHI 1995; SINCLAIR 1996; VERA et al. 2002; REBOITA et al. 2012; CRESPO et al. 2012; CRESPO et al. 2012; CRESPO et al. 2020). A posição do jato, nesta região, também contribui para um ambiente mais baroclínico, principalmente no inverno (CRESPO et al. 2020). Outro fator que contribui para a ciclogênese no sudeste da América do Sul é a presença da Cordilheira dos Andes que promove uma onda semi-estacionária, com o respectivo cavado localizado próximo ao Uruguai (SATYAMURTY et al. 1980; REBOITA et al. 2012). Assim, quando há um acoplamento do vale semi-estacionário com os sistemas transitórios, potencializa-se o desenvolvimento de ciclones de baixa intensidade.

Os ciclones extratropicais afetam o tempo das regiões onde atuam devido à formação de nuvens, precipitação, ventos fortes e bruscas mudanças na temperatura. Sobre o oceano, a troca de momento ar-mar é responsável pela agitação marítima que pode levar à ocorrência de pistas de vento e ondas com grande amplitude, que provocam transtornos à navegação, operações em plataformas de petróleo e destruição de áreas costeiras (REBOITA, 2008; GRAMCIANINOV et al., 2020; REBOITA E MARRAFON, 2021). Por outro lado, os ciclones desempenham papel central na manutenção do clima global, pois transportam calor, umidade e momento na atmosfera (PEIXOTO E OORT, 1992).

A formação e o decaimento desses sistemas não são explicados somente por uma única teoria. Reed (1990), Hoskins (1990) e Uccellini (1990), respectivamente, apresentaram na publicação *Extratropical Cyclones - The Erik Palmén Memorial Volume*, os Capítulos 3, 5 e 6 as várias teorias propostas para explicar o desenvolvimento dos ciclones extratropicais, desde

a Teoria da Frente Polar (Bjerknes e Solberg, 1922) e da Instabilidade Baroclínica (Charney, 1947; Eady, 1949).

1.1 Revisão bibliográfica

1.1.1 Ciclones extratropicais

Para compreender sobre os processos de formação e desenvolvimento dos ciclones extratropicais, um breve resumo sobre a evolução dos conhecimentos sobre este tópico é apresentado, com o intuito de apenas mostrar a complexidade existente em entender os mecanismos forçantes para o desenvolvimento desses sistemas.

O primeiro modelo conceitual desenvolvido para descrever a evolução dos ciclones extratropicais foi proposto por Bjerknes (1919) e, mais tarde, este foi aperfeiçoado por Bjerknes e Solberg (1922), denominado de Teoria da Frente Polar. Neste modelo, os ciclones extratropicais desenvolvem-se como um resultado de uma instabilidade na frente polar ilustrado pelo ciclo de vida do sistema, desde o seu nascimento como uma onda sobre a frente polar, até o seu decaimento, como um vórtice embebido dentro do ar frio (PIVA et al., 2010).

Foi Bjerknes (1937) que apresentou à comunidade científica o desenvolvimento da divergência de massa em níveis superiores (Palmén e Newton, 1969), pois em 1922 Bjerknes e colaboradores ainda não se conheciam os mecanismos de acoplamento entre a circulação em superfície e em altos níveis, porém com o advento da radiossonda, na década de 1930, foi possível conhecer a estrutura tridimensional da atmosfera e, com isso, o modelo de Bjerknes e Solberg (1922) foi unificado com o conhecimento da atmosfera superior para explicar a gênese dos ciclones extratropicais (REBOITA et al., 2017a).

Em 1947, Sutcliffe propôs que o desenvolvimento de ciclones e anticiclones poderia ser deduzido por expressões simplificadas, as quais medem a divergência relativa entre a média e a baixa troposfera. Petterssen (1955, 1956) deu continuidade às pesquisas de Sutcliffe, incluindo o efeito do aquecimento e resfriamento adiabático e diabático na equação de desenvolvimento de ciclones e anticiclones e, com colaboradores (Petterssen et al., 1955), formulou que o desenvolvimento dos ciclones ocorre onde e quando a advecção de vorticidade absoluta ciclônica (que é proporcional à divergência de massa) em 500 hPa superpõe-se a uma zona baroclínica nos baixos níveis (REBOITA et al., 2017a).

Com o aumento das observações meteorológicas e avanço dos modelos numéricos, verificou-se que nem todos os ciclones sobre o mar seguem perfeitamente o modelo conceitual norueguês do ciclo de vida de ciclones proposto por Bjerknes e Solberg em 1922 (**Fig. 1a**). De

modo que, Shapiro e Keyser (1990) propuseram um modelo com base em adaptações no modelo de Bjerknes e Solberg. Schultz e Wernli (2001) descrevem as diferenças entre os dois modelos conceituais, sendo que nesse modelo, o ciclone inicia da mesma maneira do que no modelo de Bjerknes e Solberg (1922), a partir de uma onda frontal incipiente (**Fig. 1bI**), mas nesse caso a frente fria não gira ao redor do centro do ciclone e, sim, segue quase perpendicular à frente quente de tal maneira que não se encontra com a frente quente. Esse padrão é mostrado na **Figura 1bII** e é chamado de *T-bone* (a forma que o sistema aparenta na carta de temperatura do ar em baixos níveis no Hemisfério Norte). Com a evolução do sistema, há um enfraquecimento no lado polar da frente fria próximo ao centro do ciclone que é chamado de fratura frontal (**Fig. 1bIII**). Com isso, a frente quente tende a circundar o setor oeste do centro do ciclone e, nesse setor, passa a ser denominada de *bent-back front* (frente curvada para trás). Na **Figura 1bIV**, o ar frio circunda o ar mais quente perto do centro do ciclone, formando uma seclusão quente, isto é, o aprisionamento do ar mais quente. Em geral, um ciclone do tipo Shapiro-Keyser é alongado no sentido da frente quente (**Fig. 1bIV**).

Em resumo, a formação dos ciclones extratropicais ocorre associada a intensos gradientes térmicos em superfície e/ou pela atuação de ondas, que se deslocam de oeste para leste, em níveis médios e altos da atmosfera (REBOITA et al., 2017 a,b).

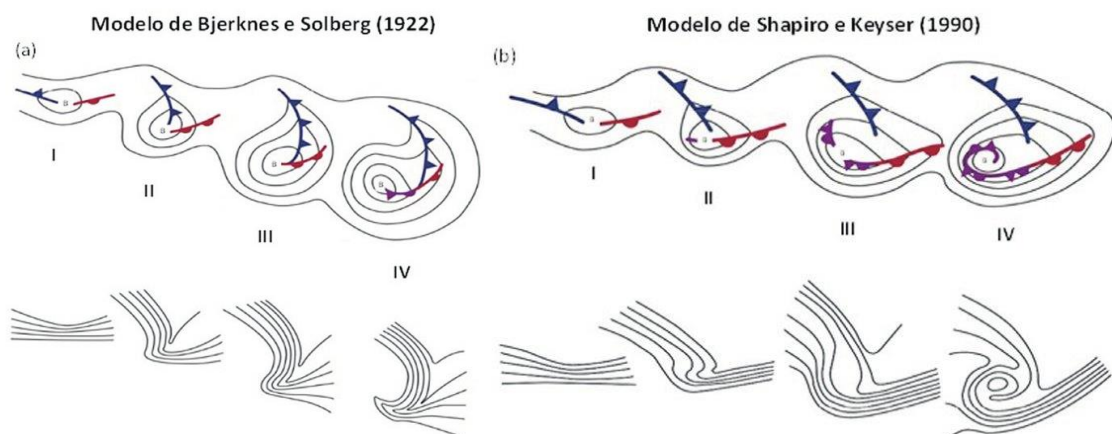


Figura 1. Modelos conceituais do ciclo de vida dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul: a) modelo de Bjerknes e Solberg (1922) e b) modelo de Shapiro e Keyser (1990). O painel superior de cada modelo mostra a altura geopotencial em 850 hPa e as frentes fria (azul), quente (vermelha) e oclusa (roxa). Já o painel inferior apresenta a temperatura potencial também em 850 hPa. Os estágios de vida representam intervalos de 6 a 24 horas. Adaptado de Schultz et al. (1998).

1.1.2 Ciclones extratropicais explosivos

Dentre os eventos ciclogênicos que ocorrem no mundo, alguns possuem desenvolvimento diferenciado e são chamados de ciclones explosivos ou “bombas”. Esses

ciclones atingem o status de explosivos/bombas quando registra um rápido aprofundamento, ou seja, uma queda na pressão média do nível do mar igual ou superior a 24 hPa em 24 horas geostroficamente ajustadas para a latitude 60°. Essa definição foi introduzida pela primeira vez por Bergeron e, posteriormente, adaptada por Sanders e Gyakum (1980). Mais recentemente, Zhang et al. (2017) ajustou a latitude para 45° e definiu o limiar para 12 hPa em 12 horas. Os ciclones extratropicais explosivos são mais frequentes nos oceanos de latitude média na estação fria (VERA et al., 2020; REBOITA et al., 2021). Além disso, a posição da maior densidade da ciclogênese varia de 40°-50°S no outono e inverno a 50°-60°S na primavera e no verão (LIM e SIMMONDS 2020; ANDRADE et al., 2022). Perto da costa leste da América do Sul, ciclones explosivos ocorrem ao sul de 27°S (BITENCOURT et al 2013; REBOITA et al., 2021).

Há mais de uma explicação para o rápido aprofundamento da pressão central em alguns ciclones. Tem sido sugerido que a instabilidade baroclínica nesses sistemas pode ser fortalecida por diferentes processos, como liberação de calor latente por processos de condensação de nuvens (FINK et al., 2012; BITENCOURT et al., 2013; GOZZO et al., 2013) e interação oceano-atmosfera por fluxos turbulentos de calor (NEIMAN E SHAPIRO, 1993; ZHANG E HELD, 1999; WILLISON ET AL., 2013). A liberação de calor latente por processos de condensação é importante para aumentar a instabilidade do ar e diminuir a pressão na superfície. O calor liberado pode ser intensificado pelo acoplamento oceano-atmosfera. Neiman e Shapiro (1993), por exemplo, descrevem que os fluxos de calor latente e sensível de correntes quentes podem exceder 1000 W m⁻² próximo ao centro dos ciclones durante seu estágio de desenvolvimento. Kouroutzoglou et al. (2021) também indicam que a interação mar-ar e a liberação de calor latente forneceram a energia potencial disponível para maior aprofundamento em superfície. Eles também mencionam que a anomalia de vorticidade potencial de nível superior não atuou como um elemento baroclínico, pois estava localizada exatamente acima do centro do ciclone da superfície, sem qualquer inclinação vertical. Resultados semelhantes foram encontrados por Kang e Son (2021) que destacaram o papel dominante dos processos termodinâmicos no desenvolvimento de um ciclone explosivo sobre o noroeste do Pacífico. Perto da costa leste da América do Sul, existem poucos estudos sobre a física do ciclone explosivo. Por exemplo, Seluchi e Saulo (1998) e Dal Piva et al. (2011), por meio de experimentos numéricos, mostraram que os fluxos de calor superficial e a liberação de calor latente decorrentes da precipitação são os principais mecanismos atuantes no aprofundamento do ciclone.

Diferentes estudos (SHAPIRO E KEYSER, 1990; SCHUTZ et al., 2001; GOZZO et al., 2013; REBOITA et al., 2017b; REBOITA et al., 2022) indicam que ciclones explosivos, em

geral, adquirem essa característica quando seu desenvolvimento segue o modelo conceitual de Shapiro e Keyser (1990) de desenvolvimento de ciclones em vez do modelo clássico de Bjerknes e Solberg (1919). O fluxo de nível superior pode ser usado para estimar o tipo de estrutura frontal associada a um ciclone de latitude média (REBOITA et al., 2017b). No modelo de Shapiro e Keyser (1990), um ciclone se desenvolve em um fundo confluyente de nível superior, o que contribui para um ciclone orientado zonalmente (frente quente forte, frente quente curvada e isolamento quente), uma vez que o fluxo confluyente se estende o ciclone na direção zonal. No caso do modelo de Bjerknes e Solberg, as perturbações baroclínicas ocorrem em um fundo difluente de nível superior, o que contribui para um ciclone orientado meridionalmente (forte frente fria e oclusão), uma vez que o fluxo difluente estica o ciclone na direção meridional. Como a seclusão quente nos ciclones Shapiro-Keyser é uma resposta a uma grande liberação de calor latente, os processos diabáticos fornecem um ambiente apropriado para ajudar o rápido aprofundamento dos ciclones levando ao estado explosivo (IWABE e DA ROCHA, 2009; DAVOLIO et al., 2009; CORDEIRA E BOSART, 2011; REBOITA et al., 2022).

Na presença de instabilidade termodinâmica, uma fonte de sustentação em um ambiente de escala sinótica favorável pode desencadear convecção profunda (por exemplo, McNulty, 1995). A **Figura 2** mostra que os ventos na camada limite direcionados para o Polo, no lado leste do ciclone, aquecem a baixa troposfera, localizada no setor quente, por advecção de ar quente e aquecimento diabático resultante da liberação de calor latente e umidade ascendente do ar. Este aquecimento conduz a um aumento do gradiente de temperatura à superfície e da advecção quente, que, onde é mais intensa, está muitas vezes associada a movimentos ascendentes verticais mais intensos. Um movimento ascendente intenso leva a uma conversão mais intensa da energia baroclínica e muitas vezes a um ciclone mais profundo, cuja circulação intensa, por sua vez, causa retroalimentação positiva: como o vapor d'água não é um escalar passivo, sua mudança de fase, com aumento de a quantidade de calor latente liberada na atmosfera, tende a concentrar os processos baroclínicos normais em escalas menores.

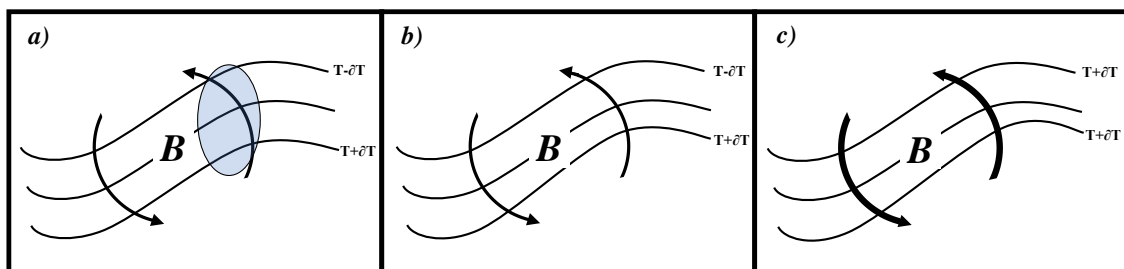


Figura 2. Ilustração esquemática da influência que os fluxos de calor sensível e latente na camada limite planetária podem ter na magnitude da advecção de temperatura troposférica inferior a leste do centro do ciclone da superfície. (a) Antes da influência dos fluxos de calor existe um gradiente de temperatura

uniforme. As linhas tracejadas são isotermas, "B" é a localização do mínimo de pressão ao nível do mar, as setas representam o fluxo ao redor do ciclone e a área sombreada em cinza é o local onde os fluxos de calor aquecerão a camada limite. (b) O aumento do gradiente de temperatura resulta do aquecimento na camada limite. Advecção de ar quente troposféricos inferior intensificada intensifica o ciclone. (c) Ciclone mais intenso leva a ventos troposféricos inferiores mais intensos (setas em negrito) e aumento da advecção de ar quente. Adaptado de Pitura (2020).

Considerando um ciclone explosivo ocorrido em 1999, Piva et al. (2008, 2011) mostraram que os fluxos de calor latente e sensível no oceano Atlântico Sul, próximos à costa do sul do Brasil e Uruguai, tiveram influência decisiva na intensidade dos ciclones, e que também devem estar presentes antes desse período para pré-condicionar o ambiente para o desenvolvimento explosivo.

Geralmente, a rápida intensificação dos ciclones extratropicais é observada sobre o oceano, adjacente às correntes quentes e próxima a intensos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar - TSM (REBOITA et al., 2017). A costa leste da América do Sul, até cerca da latitude do Uruguai, é cenário de atuação da corrente oceânica quente do Brasil, o que pode auxiliar na transferência de fluxos turbulentos mar-ar e influenciar os ciclones. Recorda-se aqui que o contraste de temperatura entre a superfície oceânica e o ar adjacente impacta as trocas de calor latente e sensível e a atmosfera recebe esses fluxos, quando o ar adjacente é mais frio do que a TSM (NEIMAN E SHAPIRO, 1993). Esta troca é mais intensa no inverno, estação em que o oceano se encontra relativamente aquecido, devido às suas propriedades térmicas, em comparação com o ar adjacente. Assim, diferentes estudos mostram que na climatologia de ciclones explosivos, em geral, os sistemas são mais frequentes no inverno, como em Black et al. (2010) num estudo para o Sudoeste do Pacífico e em Reboita et al. (2021) para três domínios no Hemisfério Sul.

Os sistemas de escala sinótica fornecem condições ambientais (fornecimento de ar úmido e quente e um mecanismo de elevação) para o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala (SALIO et al., 2017; YANG et al., 2017; FENG et al., 2019; SCHUMACHER E RASMUSSEN, 2020; LI et al., 2021), que são sistemas com dimensões horizontais de algumas a várias centenas quilômetros e duração de horas a um dia (BLUESTEIN, 1992; LIN, 2017; SCHUMACHER E RASMUSSEN, 2020). Os sistemas convectivos de mesoescala podem ser uma única célula convectiva ou um aglomerado de nuvens organizadas em linhas (linhas de instabilidade) ou em formato quase circular (sistemas convectivos de mesoescala). Eles são responsáveis por tempos severos, que podem produzir chuvas fortes, ventos fortes, granizo, raios e, até mesmo, tornados (BLUESTEIN, 1992; LIMA et al., 2018; MORAES et al., 2020).

A convecção profunda também é um fator termodinâmico que influencia o aprofundamento desses sistemas, impulsionada termicamente pela mistura turbulenta que desloca as parcelas de ar da baixa atmosfera para a troposfera acima de 500 hPa, leva ao desenvolvimento de tempestades convectivas (LI et al., 2021). Então, uma combinação de (a) umidade do ar, (b) um mecanismo de elevação e (c) instabilidade atmosférica são os principais ingredientes para o desenvolvimento de sistemas de mesoescala. Além disso, a severidade da convecção profunda é modulada pela relação entre a instabilidade e o cisalhamento vertical do vento (LEMON E DOSWEL, 1979; BLUESTEIN E JAIN, 1985).

Esses ingredientes podem ser propiciados pelo ambiente sinótico como no caso de sistemas convectivos de mesoescala no sudeste da América do Sul (REBOITA et al., 2012; RIQUETTI et al., 2018; CABALLERO et al., 2018; DORNELES et al., 2020). Para um sistema de mesoescala produzir tempo severo é necessário desenvolver tempestades severas. Todas as tempestades precisam dos mesmos ingredientes mencionados para o desenvolvimento, mas por que apenas algumas delas se tornam severas? A resposta é que a atmosfera precisa apresentar uma relação ótima entre a instabilidade, que pode ser medida pela energia potencial convectiva disponível (CAPE), e o cisalhamento vertical do vento a 0-6 km (THOMPSON et al., 2003; DUPILKA e REUTER, 2006; KOLENDOWICZ et al., 2017). CAPE é uma estimativa da flutuabilidade verticalmente integrada do ar levantado adiabaticamente, abrangendo requisitos de umidade e instabilidade (SHAPIRO E KEYSER, 1990). O cisalhamento vertical do vento orienta a circulação dentro das nuvens evitando o cancelamento entre correntes descendentes e ascendentes. No caso de cisalhamento vertical do vento fraco, há um cancelamento das circulações verticais no interior das nuvens e quando há um cisalhamento vertical do vento muito forte, as nuvens não se organizam porque as gotas são transportadas para longe pelo vento.

Considerando as linhas de instabilidade de latitudes médias, esse tipo de sistema se desenvolve no setor quente de um ciclone extratropical, geralmente 200-300 km à frente da frente fria de superfície (BROWNING, 1986). Há um ar quente (e úmido) na esteira transportadora (jato de baixo nível) que flui quase paralelo à frente fria na direção da frente quente (SCHEMM E WERNL, 2014). Como esse ar flui em níveis mais baixos, no alto, na troposfera média, há um fluxo seco de oeste. A situação descrita é um gatilho para a instabilidade convectiva, que está associada à convecção e, conseqüentemente, à formação de linhas de instabilidade (BROWNING, 1986). Além disso, esses dois fluxos fornecem o cisalhamento vertical necessário do vento horizontal para a manutenção da linha de instabilidade (COTTON E ANTHES, 2013). Velasco e Fritsh (1987) mostraram que, na

América do Sul, existe um local de formação do SCM, o qual se localiza sobre a área Norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e Sul do Brasil, ou seja, regiões onde os ciclones extratropicais atuam.

Ciclones extratropicais explosivos e linhas de instabilidade têm sido foco de vários estudos, mas não a associação entre si e principalmente sobre a América do Sul e o Oceano Atlântico Sul. Além disso, a evolução de um ciclone extratropical para o estado de explosivo continua sendo um desafio para a previsão do tempo, uma vez que os mecanismos físicos ainda não estão claros. Além disso, as propriedades físicas das linhas de instabilidade de latitudes médias no Brasil merecem maior atenção, pois esses sistemas possuem um grande potencial de destruição. Outro ponto são as ameaças de ciclones explosivos à segurança do tráfego marítimo (NEU., 2013; LIBERATO ET AL., 2013; PINTO E MARTINS, 2013; GAZTELUMENDI ET L., 2014a,b; REALE ET AL., 2019; ALLEN ET AL., 2019) e áreas costeiras (KUWANO-YOSHIDA E ENOMOTO, 2013; ALLEN ET AL., 2019; REBOITA et al., 2021) que recebem pouca atenção.

Entre os dias 30 de junho e 2 de julho de 2020 foi registrado um ciclone extratropical, com características de explosivo, no sudoeste do oceano Atlântico Sul. Associado a esse ciclone, outros sistemas atmosféricos se desenvolveram sobre o Estado de Santa Catarina (SC) causando muitos danos ambientais e sociais. Uma grande confusão foi gerada pela mídia e persiste até hoje; segundo essa, o ciclone foi a causa direta dos impactos em SC, enquanto na realidade foram os sistemas que se desenvolveram associados ao ramo frio do ciclone.

Diante do exposto, os principais objetivos deste estudo são descritos na seção 3. Com o conhecimento dos processos físicos associados a estes sistemas será possível melhorar a previsibilidade e as medidas de mitigação.

2. HIPÓTESE

Sugere-se que sem os fluxos turbulentos mar-ar o ciclone não chegaria a fase explosiva, pois quando os fluxos de calor estão direcionados para o setor quente dos ciclones, estes ajudam a intensificar os gradientes horizontais de temperatura do ar, os quais são os mecanismos de ocorrência desses sistemas.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Verificar se os fluxos turbulentos de calor latente do oceano para a atmosfera

contribuíram para aprofundar o sistema (queda de pressão em ≥ 24 hPa/24 h e 12 h).

3. 2 Objetivos específicos

- Analisar a configuração sinótica do ciclone bem como os sistemas de mesoescala associados que geraram mau tempo em Santa Catarina - SC
- Descrever os impactos registrados no estado de Santa Catarina - SC
- Simular o ciclone com o modelo WRF versão 4.2. considerando os fluxos desligados.

4. METODOLOGIA

4. 1 Região de estudo

A região estudada é composta pelo sul do Brasil, principalmente pelo estado de Santa Catarina (SC), e pelo sudoeste do Oceano Atlântico Sul (**Figuras 3**). A **Figura 3** também mostra a topografia brasileira, o raio coberto pelo radar centrado no Morro da Igreja (MI) em SC e as estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) com medições in situ da velocidade do vento (<https://bdmep.inmet.gov.br/>).

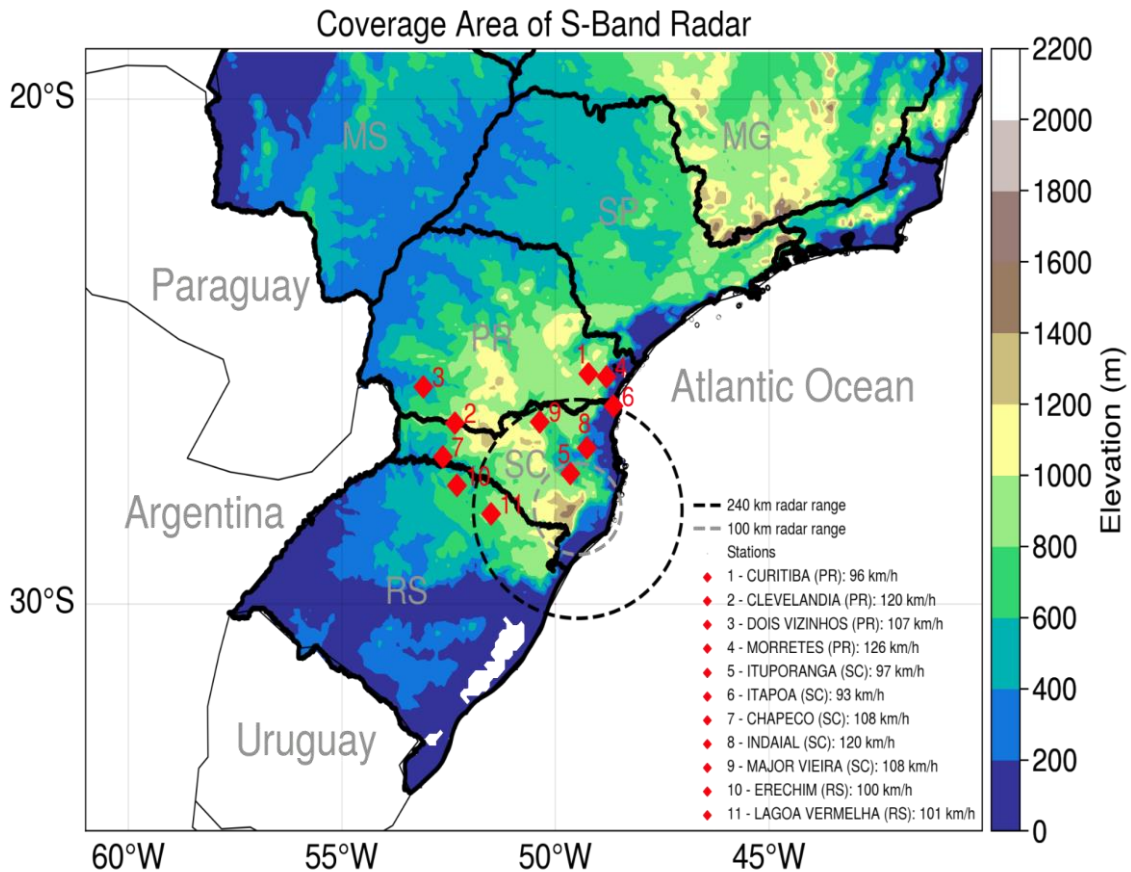


Figura 3. Área de estudo, topografia (metros) e raio de abrangência do radar do Morro da Igreja (MI). Os pontos vermelhos são as estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil (INMET). A legenda mostra a intensidade dos ventos observados nas estações.

4. 2 Dados

Este estudo usa dados de diferentes fontes, conforme resumido na **Tabela 1** e descrito abaixo.

(a) Para descrever os impactos da linha de instabilidade nas variáveis de superfície, foram utilizados dados horários de velocidade do vento e precipitação das estações meteorológicas automáticas do INMET (**Figura 3**).

(b) Para a análise sinótica, dados horários de altura geopotencial, componentes do vento zonal e meridional, temperatura, umidade relativa, pressão média do nível do mar, temperatura da superfície do mar e fluxos de calor latente e sensível da reanálise ERA5, fornecidos pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF; HERSBACH et al., 2020). O ERA5 foi tem resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ para o período de 28 de junho a 03 de julho de 2020. Para a geração das imagens de satélite, foram utilizados dados de temperatura de brilho do canal infravermelho 13 (IR, $10,30 \mu\text{m}$) do *Geostationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16). Esses dados pertencem à *National Oceanic and*

Atmospheric Administration (NOAA) com resolução espacial de 2 km e resolução temporal de 10 minutos (MINGHELLI et al., 2021). Os dados são reprocessados pelo Centro de Estudos Climáticos e Previsão do Tempo (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e disponibilizados gratuitamente (<http://ftp.cptec.inpe.br/goes/goes16/retangular/>). Dados de satélite são aplicados tanto na análise sinótica quanto na de mesoescala deste estudo.

(c) Para os experimentos numéricos com o *Weather Research Forecast Model* (WRF), as condições iniciais e de contorno foram a análise do *Global Forecast System* (GFS) do *National Center for Environmental Forecasting* (NCEP; SUN et al., 2010) e da reanálise ERA5 (ECMWF; HERSBACH et al., 2020).

(d) Para estimar as propriedades físicas da tempestade, foram utilizados dados de refletividade do radar do Morro da Igreja. Este radar opera na frequência de radar banda S (10 cm) com resolução temporal de 10 min e alcance de distância de 500 km, e está localizado no estado de SC. O radar pertence ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DCEA), e é operado pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET; <https://www.redemet.aer.mil.br/>). Indicador de Posição de Plano de Altitude Constante (CAPPI) com 1 km de resolução vertical e horizontal, de 3 a 15 km de altura foi produzido

(e) A atividade elétrica da tempestade foi avaliada usando a ocorrência de golpe de retorno fornecida pelo Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Elétricas - BrasilDAT (NACCARATO E MACHADO, 2019) para 30 de junho de 2020. A rede é baseada na tecnologia dos sensores da *Earth Network* e cobre o Sul, Regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil. Esta rede emprega o método de tempo de chegada (TOA) e detecta emissões de flash de retorno entre 1 Hz e 12 MHz. A tecnologia utilizada pelo BrasilDAT permite a discriminação entre curso de retorno intranuvem (IC) e nuvem-solo (CG). Este conjunto de dados é composto pela latitude, longitude, corrente de pico e outras informações dos golpes de retorno de IC e CG. Foi determinada a iluminação total, que representa a soma da iluminação do IC e do CG. Esta informação foi interpolada para uma grade com resolução espacial de 4 km. Além disso, foi produzido acúmulo horário de raios totais próximo à região da linha de instabilidade.

Tabela 1 Resumo do conjunto de dados utilizado no estudo.

Dados	Resolução Horizontal	Frequência	Referência	Link para acesso
ERA5	0,25° x 0,25°	Horário	Herbach et al. (2020)	https://cds.climate.copernicus.eu
GFS	0,25° x 0,25°	Horário	Sun et al. (2010)	https://www.ncep.noaa.gov/
REDEMETS	500 km (raio)	10 minutos	Norm - MCA 105-13 (2017)	https://www.rede.met.aer.mil.br/
GOES-16	2 km	10 minutos	Oscar (2021)	https://www.ngdc.noaa.gov/
BrasilDAT	4 km e pontual	Horário	Mattos et al. (2019)	http://www.inpe.br/webelat/
INMET	pontual	Horário	INMET (1992)	https://portal.inmet.gov.br/

4. 3 Análises sinóticas

4. 3. 1 Ciclo de vida do ciclone

A ciclogênese, o desenvolvimento de um ciclone de superfície, é definida quando a primeira isóbara fechada (linhas de valores iguais de pressão) aparece no campo de pressão média ao nível do mar (PNMM) considerando isóbaras exibidas a 3 hPa, enquanto a ciclólise é o decaimento do sistema e começa após a fase de intensificação máxima do ciclone que é a oclusão (maturidade). Na fase de oclusão, o ciclone de superfície é acoplado a uma onda em níveis atmosféricos médios/altos e, se plotado, sua vorticidade relativa aparecerá como um tubo estendido verticalmente conectando o ciclone de superfície com o centro da onda nos níveis superiores (REBOITA et al., 2019). Neste estudo de caso, a análise sinótica será realizada desde 24 horas antes da gênese (o que será chamado de pré-ciclogênese) até a fase inicial de decaimento. Para cada intervalo de tempo do ciclone (neste estudo, a cada 6 horas), o menor valor de PNMM e suas coordenadas geográficas (latitude, longitude) são registrados. Permite a representação da trajetória do sistema e a evolução temporal do PNMM. Essa metodologia tem sido empregada em diferentes estudos como em REBOITA et al. (2017), ABREU et al. (2018) e SOUZA E REBOITA (2020).

4. 3. 2 Ciclone Explosivo

Para classificar o ciclone como um sistema explosivo, duas abordagens podem ser aplicadas: Sanders e Gyakum (1980), a seguir referido SG, e Zhang et al. (2017). A diferença entre ambos é que Sanders e Gyakum (1980) consideram o período de 24 h para calcular a Taxa de Aprofundamento de Pressão Central Normalizada (NDR) e a latitude de 60° como a latitude ajustada em taxa geostroficamente equivalente para definir um explosivo ciclone (equação 1) enquanto Zhang et al. (2017) usam 12 horas e a latitude de 45° (equação 2). As modificações realizadas por Zhang et al. (2017) justificam-se porque atualmente existem dados com maior resolução temporal do que na década de 80 e a latitude de 45° é onde os ciclones explosivos se localizam com maior frequência.

Aqui exemplificamos o cálculo considerando o método de SG. O primeiro período de 24 horas dentro da vida útil do ciclone, ou seja, a quinta etapa de tempo no rastreamento, é considerado. A mudança de pressão durante este período é calculada subtraindo o PNMM no quinto passo de tempo (t24) do ciclone do primeiro passo de tempo do ciclone (t0), na próxima iteração, o sexto e segundo passos de tempo são subtraídos, e assim sobre. Em ambas as equações, mantivemos o fator senoidal com valores positivos e multiplicamos o NDR por -1 para obter $NDR > 1$ para um ciclone explosivo. Os ciclones explosivos também podem ser classificados como fracos ($1,0 \leq NDR < 1,3$), moderados ($1,3 \leq NDR < 1,8$) e fortes ($NDR \geq 1,8$) seguindo Sanders (1986) quando o NDR é calculado pela equação 1 e em fracos ($1,0 \leq NDR < 1,3$), moderado ($1,3 \leq NDR < 1,7$), forte ($1,7 \leq NDR < 2,3$) e super ($NDR \geq 2,3$) quando calculado pela equação 2. Observe que Zhang et al. (2017) inclui uma classe “super” porque os sistemas foram observados ultrapassando os limites do SG.

$$NDR_{t24} = -1 \frac{(MSLP_{t24} - MSLP_{t0})}{24} \frac{\sin 60^\circ}{\sin (|lat_{t24}| + |lat_{t0}|)/2} \text{ eq. 01}$$

$$NDR_{t12} = -1 \frac{(MSLP_{t12} - MSLP_{t0})}{12} \frac{\sin 45^\circ}{\sin (|lat_{t12}| + |lat_{t0}|)/2} \text{ eq. 02}$$

onde NDR indica a taxa de aprofundamento da pressão central normalizada e lat é a latitude do centro do ciclone. Os dados usados para calcular essas equações foram obtidos com o rastreamento do ciclone (**seção 4.3.1**).

4. 3. 3 Função frontogenética

Para identificar as regiões de gradiente horizontal de temperatura (∇T), a função

frontogenética (F) derivada originalmente por Petterssen (1936) e apresentada por Schultz et al. (1998) é usado aqui. F é calculado como:

$$F = \frac{1}{2} / |\nabla T| (E \cos 2\beta - D) \text{ eq. 03}$$

onde β é o ângulo local entre a temperatura e o eixo de dilatação, D é a divergência do vento horizontal ($D = \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y}$) e E é a deformação dada por:

$$E = (E_{st}^2 + E_{sh}^2)^{\frac{1}{2}} \text{ eq. 04}$$

onde $E_{st} = \frac{\delta u}{\delta x} - \frac{\delta v}{\delta y}$ é a deformação de alongamento e $E_{sh} = \frac{\delta v}{\delta x} + \frac{\delta u}{\delta y}$ é a deformação de cisalhamento. F é calculado entre 850 e 700 hPa e calculado a média. Valores positivos (negativos) de F indicam frontogênese (frontólise).

4. 3. 4. Campos Atmosféricos

Com base nas variáveis apresentadas na **seção 4.2**, diferentes campos atmosféricos são construídos para descrever o desenvolvimento do ciclone: (a) PNMM (hPa), espessura entre 500-1000 hPa e intensidade do vento superior a 30 m s^{-1} a 250 hPa (que é indicativo de correntes de jato); (b) altura geopotencial (mcp) em 250 hPa e cisalhamento vertical do vento (250-850 hPa); (c) linhas de corrente a 850 hPa e 250 hPa; (d) função frontogenética a 850 hPa e temperatura potencial equivalente a 850 hPa. Esses campos são plotados para as principais horas sinóticas (0000, 0006, 1200 e 1800 UTC) entre 0600 UTC em 30 de junho e 0000 UTC em 2 de julho de 2020.

4. 4 Processos Físicos e Simulações Numéricas

4.4.1 Descrição do Modelo e dos Experimentos

O modelo WRF versão 4.2.2 2 (SKAMAROCK et al., 2019) é usado para avaliar a influência dos fluxos turbulentos de calor na característica explosiva de nosso estudo de caso. Nove experimentos foram realizados (**Tabela 2**) e as características comuns entre eles são: as simulações foram integradas com uma resolução horizontal de 12 km e com 38 níveis verticais para os dados de entrada do GFS e 34 níveis verticais para os dados de ERA5, centralizados na região de 10° a 50°S e 20° a 90°W ; e os esquemas de parametrização física usados são: New Thompson microphysics para processos microfísicos (THOMPSON et al.,

2008), *YSU* para processos de camada superficial (HONG et al., 2006), Esquema de Similaridade Eta para interações terra-superfície (JANJIC, 2000), Dudhia para radiação de ondas curtas (DUDHIA, 1989) e RRTM para radiação de ondas longas (MLAWER ET AL., 1997). Conforme mostrado na **Tabela 2**, os experimentos de sensibilidade incluem dois esquemas de convecção cumulus - Kain and Fritsch (KAIN E FRITSCH., 1993) e Betts Miller Janjic (BETTS E MILLER, 1993; JANJIC, 2000), sendo que a parametrização dos fluxos de calor turbulentos é ativada ou desativada no modelo. A desativação dos fluxos de calor no modelo foi feita no próprio *namelis.input*, de acordo com o exposto no Anexo A, um passo a passo pode ser encontrado no site (<https://dreambooker.site>). Para os experimentos, avaliamos também duas condições iniciais e de contorno: a reanálise ERA-5 do *European Centre for Medium-Term Weather Forecasting* (HERSBACH et al., 2019) e a análise do GFS do *National Centre for Environmental Forecasting* (SUN et al., 2010), ambos com resolução de $0,25^\circ$ e frequência de 6 horas. As simulações foram realizadas por 96 horas, começando às 00:00 UTC de 29 de junho de 2020.

As primeiras 24 horas das simulações foram descartadas para evitar erros numéricos de *spin-up* (SKAMAROCK et al., 2019). Um experimento adicional para estudar o impacto da interação mar-ar, onde a temperatura da superfície do mar (SST) é aquecido a 2°C usando a mesma configuração do experimento ERA_BMJ (**Tabela 2**), os downloads dos dados da SST horária utilizadas como dados de entrada e contorno para esse experimento são descritos no Anexo B.

Tabela 2. Configuração dos experimentos: nomenclatura, condições de contorno, condição SST, esquema de parametrização de cumulus e ativação ou desativação de fluxos de calor turbulentos.

Experimentos	Condições de contorno	SST	convecção cumulus	Fluxos
ERA_KAIN	ERA	Normal	KF	ON
ERA_BMJ	ERA	Normal	BMJ	ON
GFS_KAIN	GFS	Normal	KF	ON
GFS_BMJ	GFS	Normal	BMJ	ON
ERA_KAIN_NO	ERA	Normal	KF	OFF
ERA_BMJ_NO	ERA	Normal	BMJ	OFF
GFS_KAIN_NO	GFS	Normal	KF	OFF
GFS_BMJ_NO	GFS	Normal	BMJ	OFF
SST_2C	ERA	+2°C	BMJ	ON

4.4.2 Interação Mar-Ar

Uma forma de analisar a interação mar-ar é através dos fluxos de calor turbulento sensível (SH) e latente (LH). As **equações (5) e (6)** mostram que a transferência de energia na interface mar-ar ocorre associada a gradientes verticais de temperatura ($T_s - T_{2m}$ na **equação 5**) e umidade específica ($q_{sst} - q_{2m}$ na **equação 6**) e intensidade do vento próximo à superfície (10 m de altura).

$$SH = \rho_a C_p C_h U_{10} (T_s - T_{2m}) \quad \text{eq. 05}$$

$$LH = \rho_a L_e C_e U_{10} (q_{sst} - q_{2m}) \quad \text{eq. 06}$$

onde ρ_a é a densidade do ar ($\sim 1,2 \text{ kg m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar seco a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), C_e e C_h são os coeficientes de troca turbulenta para calor latente e sensível, respectivamente, e seus valores são dependentes das condições de estabilidade (LARGE E POND, 1982; BUTTAR et al., 2022); U_{10} é a altura a 10 m para a velocidade do vento, L_e é o calor latente de vaporização ($\sim 2,26 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), T_s e T_{2m} são as temperaturas da superfície do mar e do ar a 2 m de altura, e q_{sst} e q_{2m} correspondem à umidade específica de saturação ao nível do mar e à umidade específica a 2 m de altura.

Para obter q_{sst} , é necessário calcular a pressão de saturação do vapor (e^*) enquanto para q_{2m} , a pressão parcial do vapor (e) (WMO, 2021):

$$e^* = 6.112 \exp\left(\frac{17.62 T_s}{243.12 + T_s}\right) \text{ eq. 07}$$

$$e = 6.112 \exp\left(\frac{17.62 T_{2m}}{243.12 + T_{2m}}\right) \text{ eq. 08}$$

onde T_s e T_{2m} são dados em °C e e^* e e em hPa.

A partir das **equações (5) e (6)** é possível obter q_{sst} e q_{2m} (WALLACE e HOBBS, 2006):

$$q_{sst} = 0.622 \left(\frac{e^*}{P}\right) \text{ eq. 09}$$

$$q_{2m} = 0.622 \left(\frac{e}{P}\right) \text{ eq. 10}$$

onde e^* é a pressão de vapor de saturação em g kg^{-1} e P é a pressão de superfície (hPa).

Sobre o oceano, em geral, os fluxos turbulentos de calor adicionam energia à atmosfera. Essa energia é importante para a convecção e liberação de calor latente por condensação, que é um processo diabático. Assim, analisamos os fluxos totais de calor turbulento (calor latente + calor sensível), intensidade do vento a 10 m e precipitação ao longo dos ciclones simulados. É importante destacar que a precipitação é um *proxy* para processos diabáticos (quanto maior o volume de chuva, maior deve ser o calor latente liberado pela condensação nas nuvens).

4. 5 Clima Severo / Sistemas de Mesoescala

Para descrever os sistemas de mesoescala embebidos na estrutura da frente fria, imagens de satélite e radar foram analisadas. Do satélite, a temperatura de brilho foi exibida e, como essa variável indica a temperatura no topo das nuvens, as cores brancas são uma indicação de convecção profunda. A partir do radar, a refletividade (CAPPI 3 km) mostrou representar, em maior resolução, o crescimento/evolução e deslocamento da linha de instabilidade. Com base no CAPPI, mostramos que a linha de instabilidade é mais intensa às 18:50 UTC de 30 de junho, portanto, uma seção transversal vertical foi feita para analisar a profundidade e a intensidade das nuvens. Por fim, foi mostrado o tempo com maior frequência de descarga total (soma das batidas de retorno do IC e do CG).

A metodologia deste estudo está resumida na **Figura 4**.

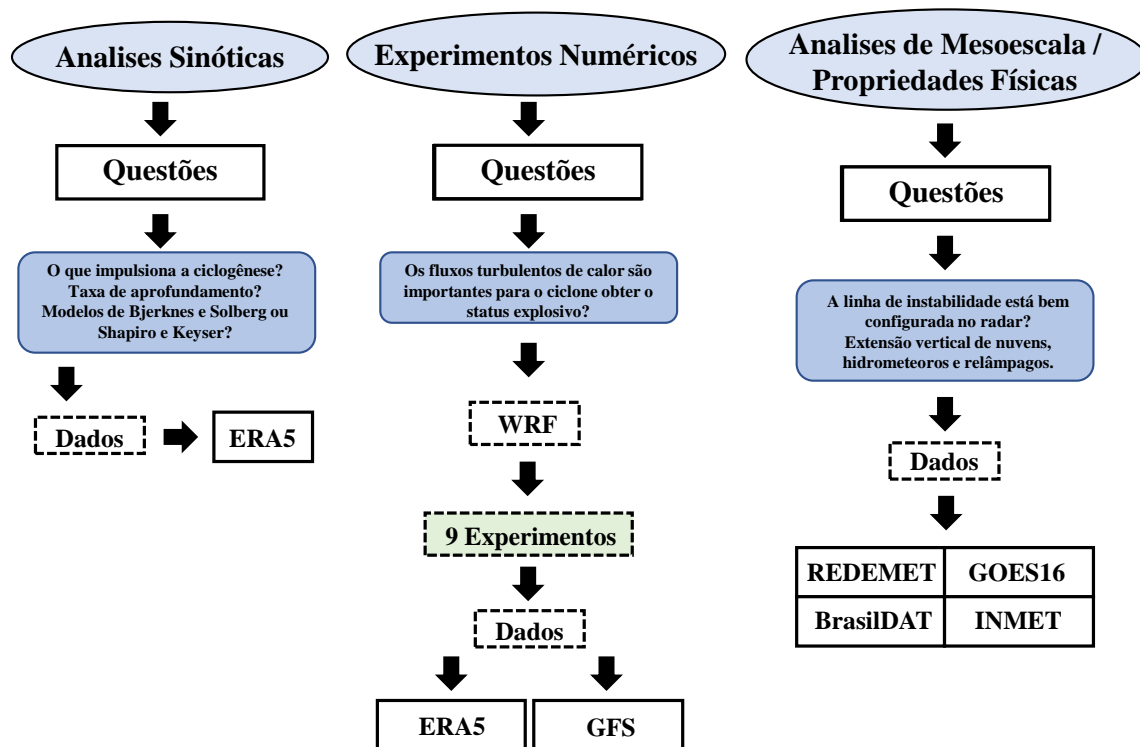


Figura 4. Fluxograma resumindo a metodologia aplicada no presente estudo.

4. 6 Impactos em Santa Catarina

Para a descrição dos impactos registrados em SC, são utilizadas notícias publicadas na mídia. A **Tabela 3** sintetiza as notícias visitadas, apresentando-as nos momentos antes, durante e depois da passagem do ciclone.

Tabela 3 - Notícias sobre o ciclone em todo ciclo de vida, período de publicação e fonte.

NOTÍCIA	PUBLICAÇÃO (PERÍODO)	FONTE
Ciclone-bomba deve atingir o Litoral Norte do Rio Grande do Sul nesta terça-feira.	29/06/2020 22h46 (ANTES)	https://www.jornaldocomercio.com/
Formação de 'ciclone bomba' e passagem de tempestades provocam ao menos 3 mortes em SC	30/06/2020 17h10 (DURANTE)	https://g1.globo.com/sc/
O que é o 'ciclone bomba' que está causando estragos no Sul do Brasil	30/06/2020 20h50 (DURANTE)	https://g1.globo.com/sc/
Reflexo de 'ciclone bomba', Santa Catarina tem previsão de rajadas de vento fortes nesta quarta-feira	01/07/2020 05h01 (DURANTE)	https://g1.globo.com/sc/
Ciclone bomba é considerado o maior desastre com ventos da história de Santa Catarina	04/07/2020 22h27 (DEPOIS)	https://g1.globo.com/
Rede de monitoramento da Epagri registra vento recorde e auxilia na análise de tempestades em SC	10/06/2020 08h15 (DEPOIS)	https://www.epagri.sc.gov.br

5. RESULTADOS

5.1 Análise sinótica

5.1.1 Processos físicos de ciclogênese

Inicialmente, PNMM, intensidade do vento em 250 hPa e espessura em 500-1000 hPa do ERA5 foram plotados a cada 6 horas de 0600 UTC 30 de junho de 2020 a 0000 UTC 02 de julho de 2020. O conjunto completo de figuras foi analisado e aqueles que eram mais representativos do ciclo de vida do ciclone são apresentados na **Figura 5**. A ciclogênese, indicada por uma isóbara de 1006 hPa, ocorre às 12:00 UTC em 30 de junho de 2020 entre o sul do Brasil, Uruguai e o Oceano Atlântico Sul (**Figura 5b**). Após a sua gênese, o ciclone desloca-se para sudeste e atinge a sua intensidade máxima (fase de oclusão), com uma pressão central de 969 hPa, às 1200 UTC do dia 01 de julho de 2020 (**Figura 5f**). Durante a oclusão, o

centro do ciclone da superfície está localizado ao sul do jato polar a 250 hPa (**Figura 5g**). O período a partir das 0000 UTC de 2 de julho de 2020 será considerado como a fase de decaimento do ciclone, uma vez que o sistema tende a se dividir em dois centros de baixa pressão (**Figura 5h**).

O processo físico responsável pela ciclogênese é um cavado médio-alto viajando do Pacífico ao Oceano Atlântico, conforme indicado pela configuração dos ventos de nível superior (**Figura 5a,b**) e pela altura geopotencial em 300 hPa (**Figura 6a,b**). A região a jusante do cavado é caracterizada pela divergência do vento (**Figura 6b,c**), o que ajuda a organizar os movimentos ascendentes na atmosfera, salientando primeiramente que o sistema se desenvolveu no lado equatorial da entrada do jato polar JP (circ. ageostrófica térmica direta - teoria QG, vetor Q), e conseguinte, que o cavado teve inclinação negativa (mais instável) - **Fig. 6 b,c**. Esses movimentos ajudaram a diminuir a PNMM. Este processo físico é o mais comum para a ciclogênese na região estudada (SELUCHI, 1995; VERA et al., 2002; REBOITA et al., 2012; GAN e REBOITA, 2016; GRAMCIANINOV et al., 2019; REBOITA et al., 2022).

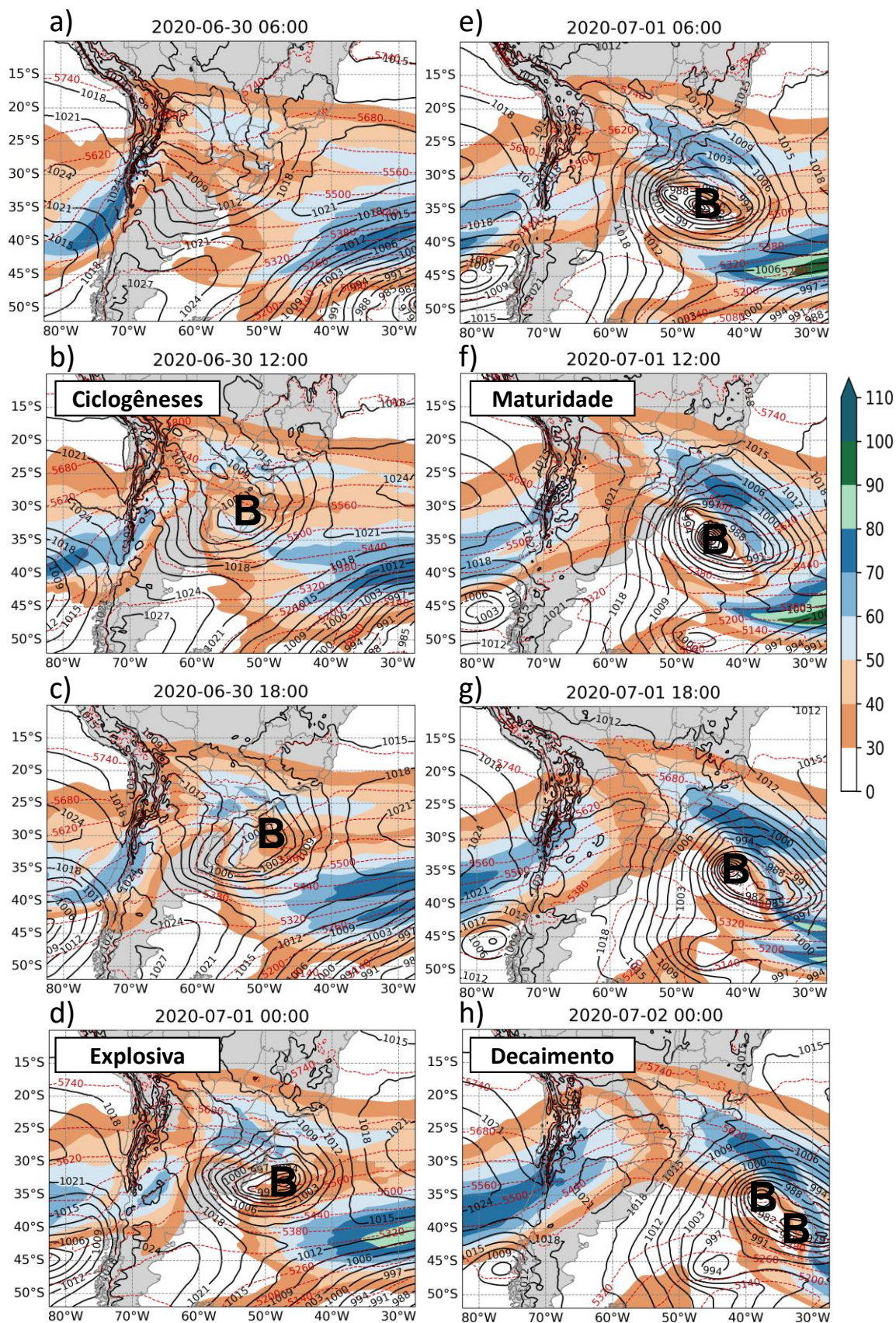


Figura 5. Campos Sinóticos de 30 de junho às 06h00 Z a 02 de julho às 0000 Z. PNMM em linhas pretas com intervalos de 3 hPa, espessura da camada entre 500 e 1000 hPa (mvp, linhas vermelhas tracejadas) e intensidade do vento em 250 hPa maior superior a 30 ms⁻¹ (cor). A letra B indica a posição do centro do ciclone. Dados estes da reanálise do ERA5.

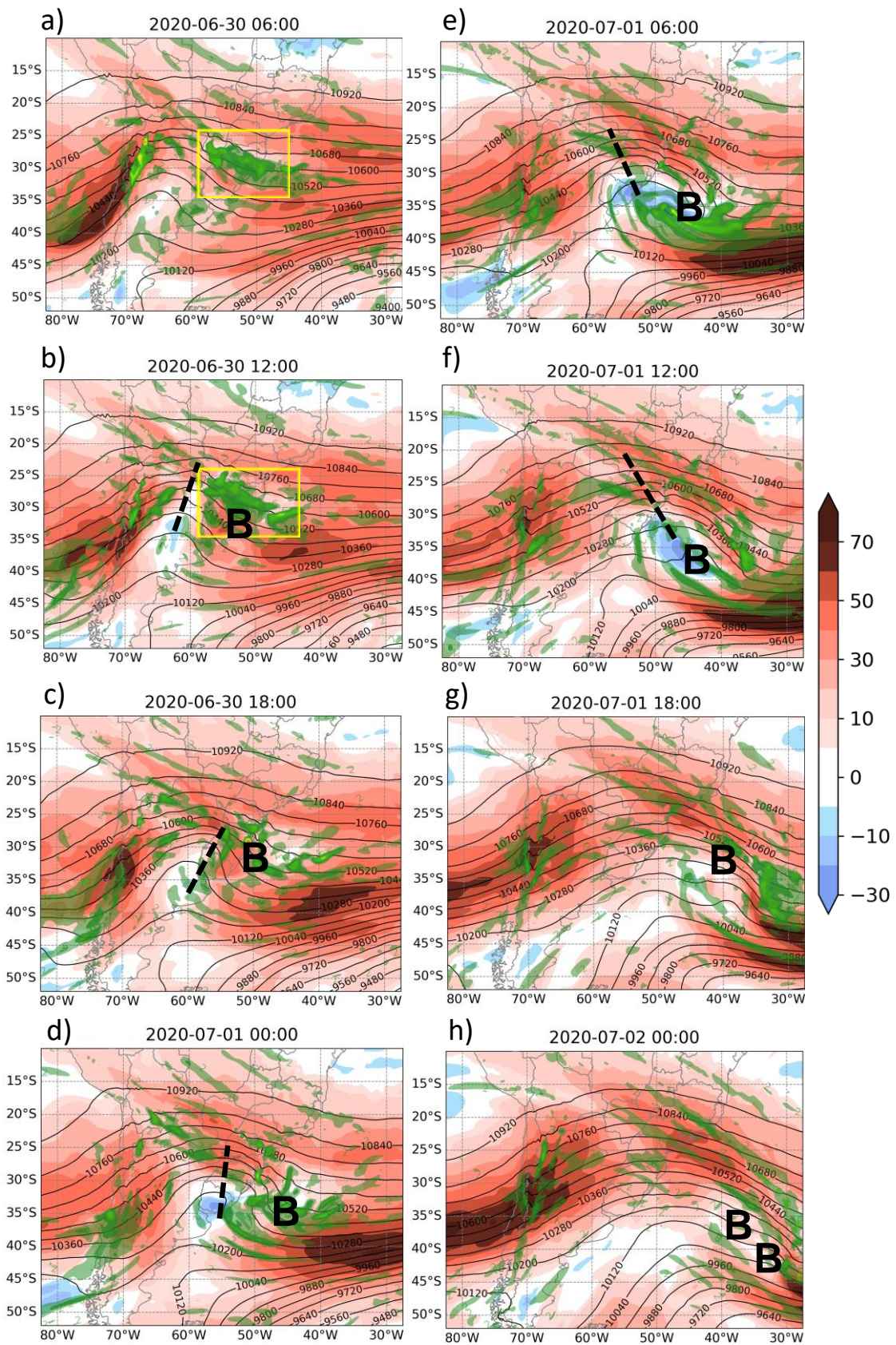


Figura 6. Cisalhamento vertical do vento entre 850–250 hPa (ms^{-1} ; sombreado), altura geopotencial (m; linhas pretas) em 250 hPa e divergência de massa em 250 hPa maior que $(2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1})$, tons de verde) de ERA5. A letra B indica a posição baixa com base no PNMM e as caixas amarelas indicam regiões de divergência de massa.

5. 1. 2 Fase explosiva

Através das metodologias NDR_{t12} e NDR_{t24} (**seção 4.3.2**), é possível verificar que o ciclone atinge a fase explosiva 12 horas e 24 horas, respectivamente, após a ciclogênese (Tabela 3), pois $NDR_{t12} = 1,9474$ (forte) e $NDR_{t24} = 2,3851$ (forte). Seguindo Zhang et al. (2017), o ciclone estudado atinge a fase explosiva antes de suas 24 horas. O mesmo resultado é obtido quando a metodologia do SG é adaptada para 12 horas (cálculo não mostrado), o que confirma o rápido aprofundamento da pressão. A **Figura 5d** mostra que o ciclone já no início da fase explosiva está sobre o oceano e sua isóbara central é de 988 hPa.

Tabela 4 Ciclo de vida do ciclone: tempo a cada 6 horas (UTC), latitude, longitude, PNMM (hPa) no centro do ciclone e NDR. NDR_{t24} e NDR_{t12} são taxas de aprofundamento de pressão central normalizadas seguindo Sander e Gyakum (1980) e Zhang et al. (2017), respectivamente. As datas de gênese, fase explosiva, maturidade e decadência também são indicadas.

Data	Hora	Lat	Lon	PNMM	NDR_{t24}	NDR_{t12}
30/06 Gênese	1200	-32	-56	1006	-	-
30/06	1800	-30	-50	1000	-	-
01/07 Explosivo	0000	-33	-47	988	-	1.9474 (forte)
01/07	0600	-34	-47	976	-	2.5966 (super)
01/07 Maturidade	1200	-34	-45	970	2.3851 (forte)	1.9474 (forte)
01/07	1800	-35	-42	973	1.7888 (moderado)	0.3245
02/07 Decaimento	0000	-38	-35	979	0.5962	-0.9737

Como o ciclone estudado tem status explosivo, também se analisou os fluxos para classificá-lo em um dos dois modelos conceituais de desenvolvimento do ciclone: Bjerknes e Solberg (1922) ou Shapiro e Keyser (1990).

A **Figura 7** mostra três linhas de tempo (ciclogênese, início da fase explosiva e maturidade do ciclone) considerando diferentes variáveis atmosféricas: (a) circulação a 250 e 850 hPa para identificar fluxos difluentes e confluentes; (b) função frontogenética e linhas de corrente a 850 hPa, que permite localizar os gradientes horizontais de temperatura e possíveis fraturas frontais, e (c) temperatura potencial equivalente para ajudar a identificar as estruturas frontais e comparar com modelos conceituais de ciclones.

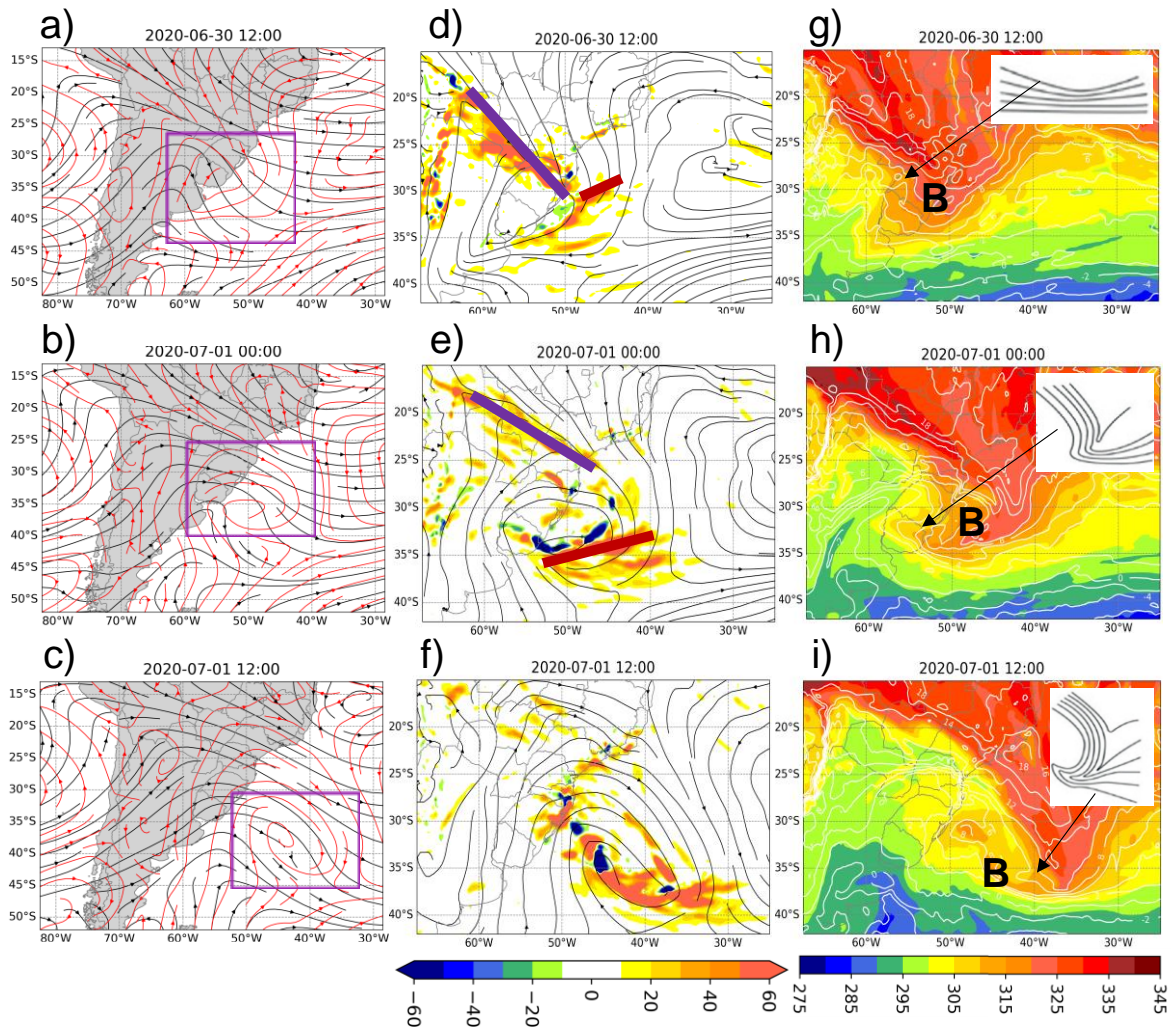


Figura 7. (a-c) Linhas de corrente a 850 hPa (preto) e a 250 hPa (vermelho), (d-f) função frontogênica a 850 hPa ($\times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$; sombreado) e linhas de corrente a 850 hPa (preto), e (g-i) temperatura potencial equivalente a 850 hPa (K, sombreado). Em (i-iii) é mostrado um instantâneo dos estágios dos ciclones extratropicais seguindo o modelo conceitual de Bjerknes (1919). A posição baixa com base no PNMM é indicada por B, as linhas coloridas indicam as frentes frias (roxo) e quentes (vermelho escuro).

Considerando a circulação de alto nível, o ciclone se desenvolve sob uma região de escoamento difluente a 250 hPa (bifurcação das linhas pretas na **Figura 7a-b**). A 850 hPa, a circulação do ciclone é representativa do sistema de baixa pressão (**Figura 7a-b**). Nos três instantâneos (**Figura 7d-f**), os gradientes horizontais de temperatura associados às frentes fria e quente estão bem representados pela função frontogênica e a frente fria é mais estendida (na direção meridional) do que a frente quente (na zonal direção). Além disso, não há fratura frontal (o que seria mostrado pelas cores azuis na função frontogênica) e o ciclone é menos alongado zonalmente do que meridionalmente (**Figura 7d-f**). O padrão espacial da temperatura potencial equivalente se assemelha ao modelo conceitual de Bjerknes e Solberg com uma região acentuada de gradiente de temperatura na região da frente oclusa (**Figura 7g-i**). Portanto, é diferente do modelo de Shapiro e Keyser que mostra um aumento no espaço entre as linhas e

evolui para reclusão quente e padrão T-bone (ver Figura 5c-d de Reboita et al., 2022, onde o leitor encontra um caso do ciclone Shapiro-Keyser para comparação com o presente estudo) (REBOITA et al., 2022). Devido às características mencionadas, o ciclone estudado segue o modelo de Bjerknes e Solberg. Mesmo não apresentando isolamento térmico, o ciclone adquire o status de explosivo, o que requer investigação adicional. Para resolver esse problema, experimentos de sensibilidade com o modelo WRF foram realizados e descritos na próxima seção.

5. 2 Experimentos de sensibilidade

Iniciou-se esta seção descrevendo a evolução temporal da pressão central do ciclone e sua trajetória no ERA5 e nos experimentos numéricos (**Figura 8**). Todos os experimentos simularam a ciclogênese ao mesmo tempo (1200 UTC de 30 de junho de 2020) e com padrões de PNMM semelhantes aos mostrados no ERA5 (**Figura 8a**). Este resultado se deve ao fato da ciclogênese ter um forçamento dinâmico predominante (vale de nível médio-alto), conforme mostrado na seção 3.2.1, que é melhor simulado por modelos do que pelo forçamento termodinâmico. Em termos de trajetória (**Figura 8b**), a maioria dos experimentos simula o ciclone deslocado para o sul quando comparado ao ERA5. ERA_BMJ é o experimento em que o PNMM e a trajetória do ciclone estão mais próximos de ERA5 durante as primeiras 36 horas (**Tabela 5**).

Embora o uso de diferentes condições de contorno e esquema de convecção cumulus produza algumas diferenças na PNMM central e na trajetória do ciclone em comparação com o ERA5, a maior diferença ocorre nas simulações com os fluxos turbulentos de calor desligados. Os quatro experimentos (ERA_KAIN_NO, ERA_BMJ_NO, GFS_KAIN_NO e GFS_BMJ_NO) simularam um ciclone mais fraco seis horas após a gênese, indicando que os fluxos turbulentos de calor e os processos diabáticos associados são importantes para o aprofundamento do ciclone registrado em ERA5. No entanto, nesses experimentos, o ciclone simulado mostra uma vida útil mais longa porque o segundo centro de baixa pressão que se conecta com o ciclone principal (**ver Figura 5h**) não é simulado. No ERA5, pudemos ver o acoplamento dos dois centros de baixa pressão que criaram um novo sistema, e neste ponto o rastreamento foi interrompido. Como os fluxos turbulentos de calor são importantes para a evolução do ciclone, realizou-se um experimento adicional para verificar se o ciclone se torna mais forte considerando a TSM mais quente em 2°C. A principal diferença deste experimento em relação aos demais (**Figura 8a**) é a simulação de um ciclone de aprofundamento das 00:00

às 12:00 UTC do dia 01 de julho. Neste experimento, o ciclone principal também se conecta a outro centro de ciclone, como visto na análise ERA5, e neste momento assumimos que ocorreu ciclólise.

Tabela 5 - Tempo de vida do ciclone nos experimentos numéricos. Na data da ciclólise, * indica se o ciclone tem associação com outro centro de ciclone, como em ERA5.

Experimentos	Genesis	Ciclólise	Pressão da Genesis (hPa)	Tempo de vida (horas)	Distância percorrida (km)
ERA5	30/06 1200 UTC	02/07 0000 UTC	1005	36	1666,65
ERA_KAIN	30/06 1200 UTC	02/07 0600 UTC *	1005	40	1888,87
ERA_BMJ	30/06 1200 UTC	02/07 0000 UTC *	1005	36	1666,65
GFS_KAIN	30/06 1200 UTC	02/07 1200 UTC *	1005	36	2111,09
GFS_BMJ	30/06 1200 UTC	02/07 0600 UTC *	1005	40	2333,31
ERA_KAIN_NO	30/06 1200 UTC	02/07 1800 UTC	1008	52	3111,08
ERA_BMJ_NO	30/06 1200 UTC	02/07 1800 UTC	1008	52	2999,97
GFS_KAIN_NO	30/06 1200 UTC	02/07 1800 UTC	1008	52	3222,19
GFS_BMJ_NO	30/06 1200 UTC	02/07 1800 UTC	1008	52	2888,86
SST_2C	30/06 1200 UTC	02/07 1200 UTC	1008	46	1444,43

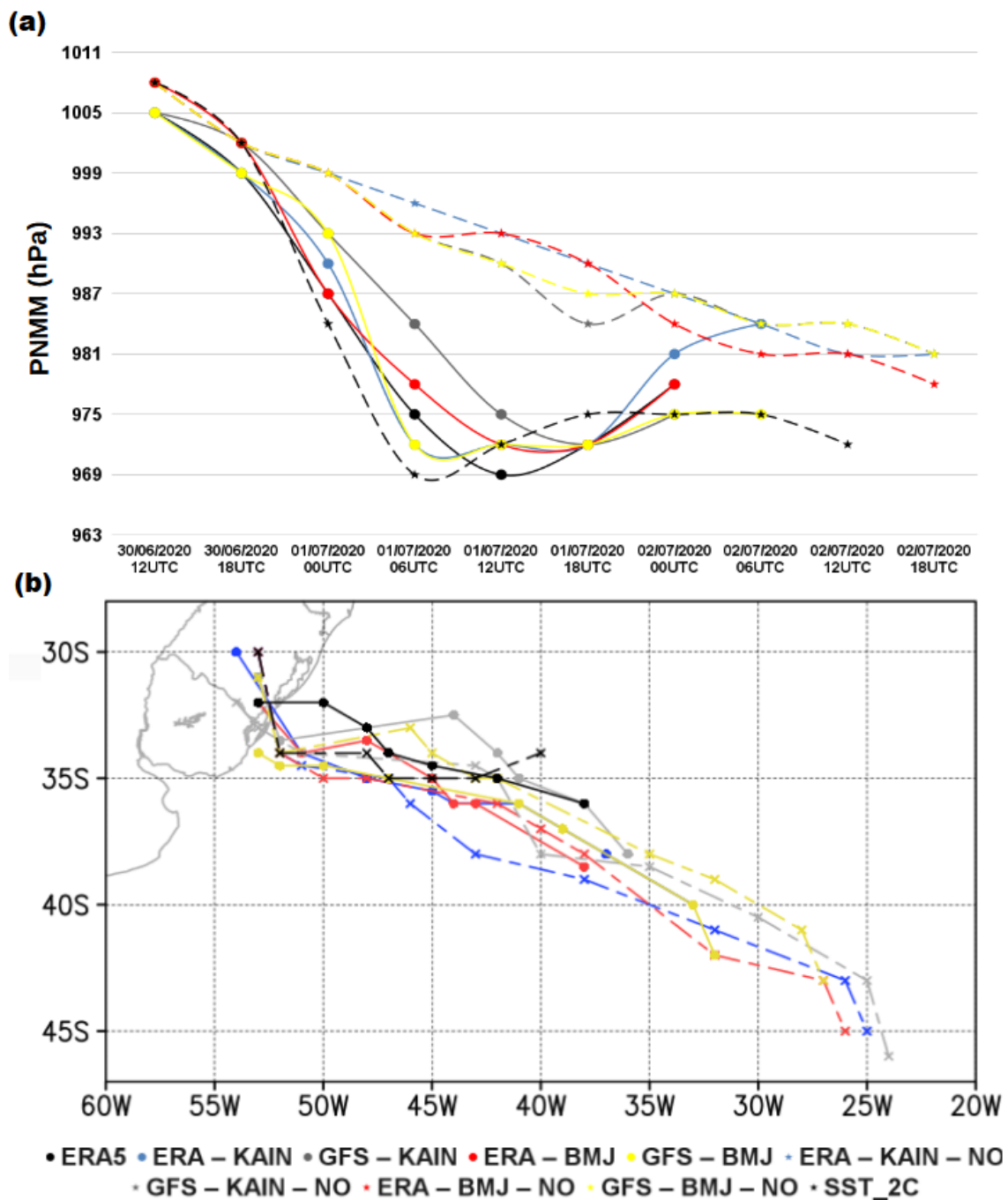


Figura 8. (a) Evolução temporal da PNM (hPa) no centro do ciclone e (b) a trajetória entre 1200 UTC de 30 de junho e 0000 UTC de 02 de julho de 2020 para ERA5 e todos os experimentos descritos na Tabela 2. Os marcadores nas linhas indicam a posição do ciclone a cada 6 horas. A ciclogênese ocorre sobre o continente.

O NDR (SG e Zhang et al. 2017) para cada experimento numérico é mostrado na **Figura 9**. O NDRt12 para todos os experimentos com fluxos turbulentos (ERA_KAIN_ON, ERA_BMJ_ON, GFS_KAIN_ON e GFS_BMJ_ON) simula um ciclone explosivo de 12 horas após a gênese (**Figura 9a**) e o NDRt12 é maior no experimento numérico com SST mais quente (NDRt12 = 3). De fato, a **Figura 7a** mostrou um ciclone mais intenso em 01 de julho neste

experimento em comparação com os outros e ERA5. Por outro lado, os experimentos com fluxos de calor turbulentos desligados não simulam um ciclone explosivo (**Figura 9c**) embora o NDRt12 esteja mais próximo de uma unidade e mantenha essa característica ao longo do tempo. Considerando NDRt24 e os fluxos desligados, os valores também estão próximos de uma unidade. Mesmo nos experimentos sem fluxo, o NDR é alto (~1,0) por causa do forçamento dinâmico (vale médio-superior; exemplo na Figura 8a-b). No entanto, os fluxos turbulentos de calor têm uma contribuição adicional para o aprofundamento da pressão do ciclone estudado levando-o ao estado explosivo, e está de acordo com outros que documentaram um rápido aprofundamento do ciclone ao comparar experimentos com e sem fluxos turbulentos de calor. Uma razão para isso é que os fluxos turbulentos de calor contribuem para a liberação de calor latente por condensação (REED et al., 1988; KUO et al., 1991; MILLER e KATSAROS, 1992; SCHMETZ et al., 1997; DAVOLIO et al., 2009; WANG et al., 2019; REBOITA et al., 2022), os quais aquecem os níveis médios da atmosfera, facilitando o movimento ascendente e levando a um aprofundamento da pressão na superfície.

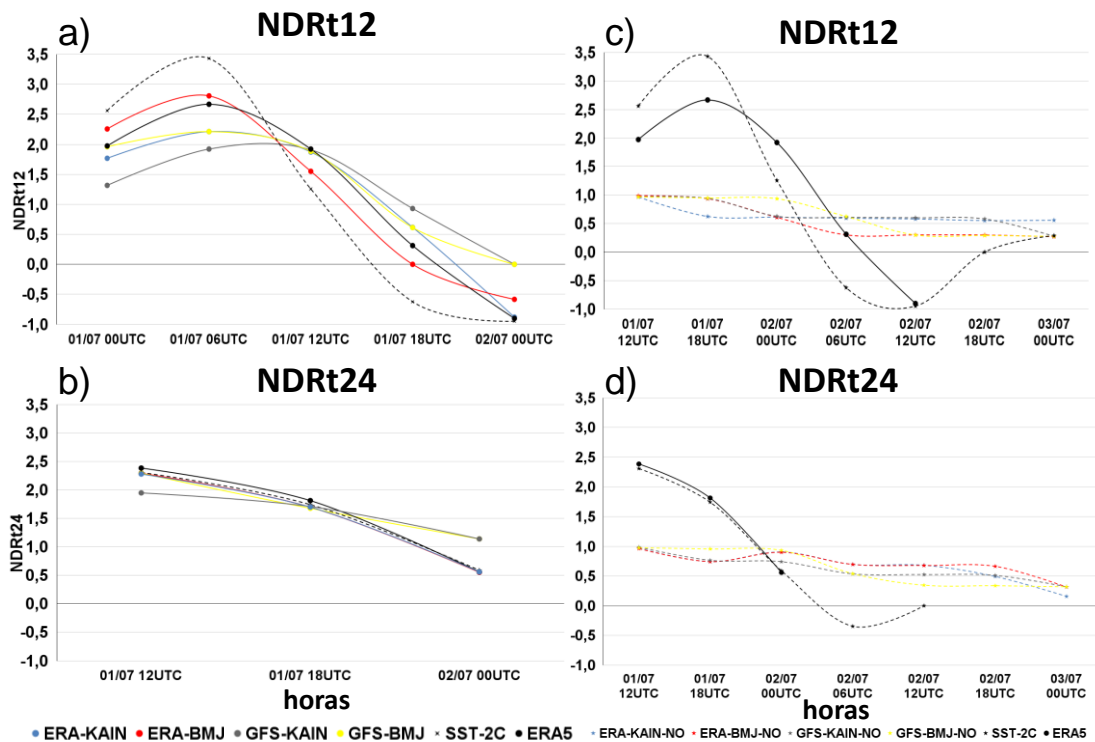


Figura 9. (a) NDRt12 (b) NDRt24 calculado para cada experimento seguindo Zhang et al. (2017) e SG, respectivamente. (a-b) para os experimentos com os fluxos turbulentos de calor ligados e (c-d) desligados. O eixo horizontal indica o valor final de cada intervalo utilizado no cálculo. Por exemplo, em NDRt12, o primeiro cálculo é entre 1200 UTC de 30 de junho e 0000 UTC de 01 de julho de 2020. Portanto, no eixo horizontal é mostrado 0000 UTC de 01 de julho de 2020.

A **Figura 10** compara um conjunto de campos atmosféricos entre os experimentos ERA_BMJ_CTRL e ERA_BMJ_NOFLUX. Como mencionado anteriormente, o forçamento de nível médio-superior do ciclone de superfície é semelhante em ambos os experimentos, o que é mostrado através das correntes de jato, altura geopotencial e divergência de massa a jusante da calha em 250 hPa (**Figura 10a-d**). Embora a altura geopotencial seja semelhante entre os dois experimentos, algumas diferenças aparecem quando calculamos ERA_BMJ_NOFLUX menos ERA_BMJ_CTRL. A **Figura 10d** mostra a diferença no nível de 250 hPa e indica uma predominância de valores negativos chegando a -30 mgp principalmente no setor leste do cavado. Isso significa que a altura do geopotencial é menor no ERA_BMJ_NOFLUX, o que é fisicamente consistente, pois este experimento tem menos aquecimento diabático na coluna da atmosfera e, conseqüentemente, aquecimento e convecção (movimentos ascendentes) mais fracos em comparação com o ERA_BMJ_CTRL. De fato, a **Figura 10g-h** mostra movimentos ascendentes mais intensos (variável W) em ERA_BMJ_CTRL.

O setor sudoeste do ciclone é caracterizado por um fraco cisalhamento vertical negativo do vento, indicando que o fluxo de baixo nível é mais intenso do que os níveis superiores (**Figura 10c-d**). De fato, esta região corresponde à área de oclusão do ciclone em ambos os experimentos. A diferença mais expressiva entre os experimentos está no θ_e , variável que compila as informações de temperatura e umidade (**Figura 10e-f**). ERA_BMJ_CTRL simula θ_e com valores mais altos indicando um ambiente mais quente e úmido. Além disso, há um gradiente horizontal de θ_e mais intenso na região da frente fria e do centro do ciclone para o seu lado direito (**Figura 10e-f**). É uma importante evidência da contribuição dos processos termodinâmicos no rápido aprofundamento do ciclone. O setor quente é bem evidente na seção transversal realizada na latitude central do ciclone. Em ERA_BMJ_CTRL existem duas regiões de θ_e mais intenso: uma exatamente no centro do ciclone e outra na região quente do ciclone (onde a advecção quente é uma feição dominante; figura não mostrada). Por outro lado, existe apenas uma dessas estruturas em ERA_BMJ_NOFLUX, que está no setor quente do ciclone (**Figura 10g-h**). O aquecimento do centro do ciclone para leste em ERA_BMJ_CTRL é um indicador da influência dos fluxos turbulentos de calor (com interação mar-ar, há aquecimento mais efetivo da atmosfera adjacente, convecção e liberação latente por condensação). Um bom *proxy* desses processos é a precipitação, um produto final de seu acoplamento.

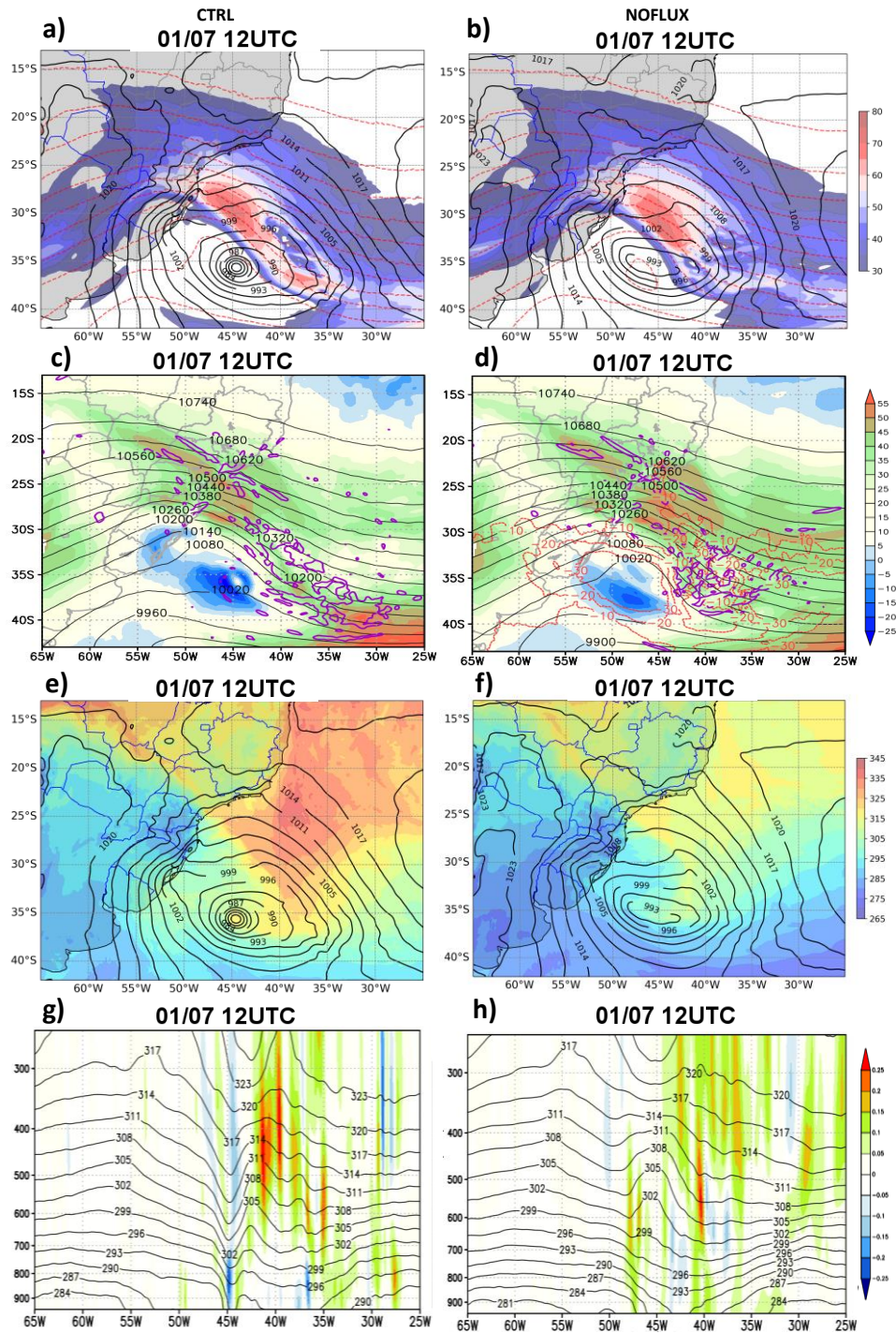


Figura 10. Ambiente sinótico em ERA_BMJ_CTRL (coluna da esquerda) e em ERA_BMJ_NOFLUX (coluna da direita) às 12:00 UTC de 01 de julho de 2020 (hora em que o ciclone atinge o status explosivo no ERA5 e na simulação ERA_BMJ_CTRL). (a,b) PNMM em linhas pretas com intervalos de 3 hPa, espessura 500-1000 hPa (mgp, linhas tracejadas vermelhas), e intensidade do vento em 250 hPa maior que 30 m s^{-1} (sombreado); (c, d) cisalhamento vertical do vento entre 850–250 hPa (m s^{-1} ; sombreado), altura geopotencial (mgp; linhas pretas) em 250 hPa e divergência de massa em 250 hPa maior que $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linhas roxas), em (d) também é mostrada, na linha vermelha tracejada, a diferença de altura geopotencial entre ERA_BMJ_NOFLUX e ERA_BMJ_CTRL; (e,f) temperatura potencial equivalente a 850 hPa (K, sombreado) e MSLP (hPa, linhas pretas) e (g,h) seção transversal vertical de θ_e (K; linhas pretas) e velocidade vertical W (m s^{-1} , sombreado; valores positivos indicam movimentos ascendentes). A caixa preta em g-h indica o centro do ciclone em 36°S . A letra B indica o centro do ciclone com base no MSLP.

Para avaliar a declaração anterior, a **Figura 11** mostra a precipitação acumulada seguindo a trajetória do ciclone em três experimentos: ERA_BMJ_CTRL, ERA_BMJ_NOFLUX e SST_2C. Comparando as primeiras 12 horas do ciclone nos três experimentos, a precipitação acumulada é maior no SST_2C seguido do ERA_BMJ_CTRL, e ERA_BMJ_NOFLUX. Portanto, confirma o papel dos fluxos turbulentos de calor na convecção e consequente aprofundamento do ciclone. A **Figura 12** fornece informações adicionais sobre os processos físicos associados aos fluxos turbulentos de calor.

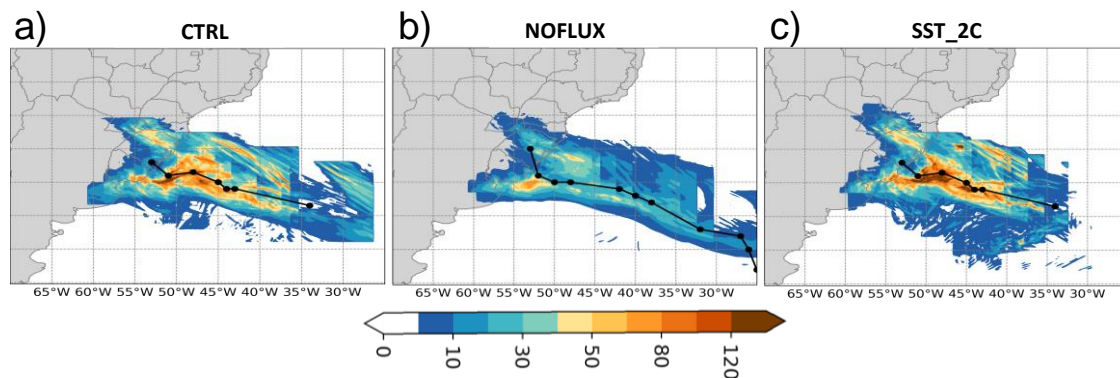


Figura 11. Precipitação acumulada (mm) a cada 6 h seguindo o centro do ciclone (caixa de $10^\circ \times 10^\circ$) e trilha para (a) ERA_BMJ_CTRL, (b) ERA_BMJ_NOFLUX, e em (c) experimentos SST_2C.

Para finalizar esta seção, apresenta-se também algumas variáveis das **Equações 05 e 06**: fluxos de calor total (fluxo de calor latente mais sensível) e vento a 10m. Além disso, a precipitação acumulada também é mostrada. Nas primeiras 24 horas do ciclo de vida do ciclone, os ventos próximos à superfície são mais intensos em SST_2C seguido de ERA_BMJ_CTRL e ERA_BMJ_NOFLUX (**Figura 12a**). Ventos intensos são importantes para aumentar os gradientes verticais de temperatura e umidade, descritos pelas **Equações 05 e 06**, e favorecem mudanças mais intensas dos fluxos totais de calor (**Figura 12b**) do mar para o ar. Para ERA_BMJ_NOFLUX, não mostramos esta variável porque ela foi desativada na simulação. Ao mesmo tempo em que os fluxos totais de calor são maiores, a precipitação também atinge seu pico (**Figura 12c**), quando a SST é aquecida em 2°C , destacando o papel dos processos diabáticos e, conseqüentemente, do aprofundamento dos ciclones. Se compararmos ERA_BMJ_CTRL e SST_2C, este último tem transferência de energia mar-ar mais intensa (**Figura 12b**).

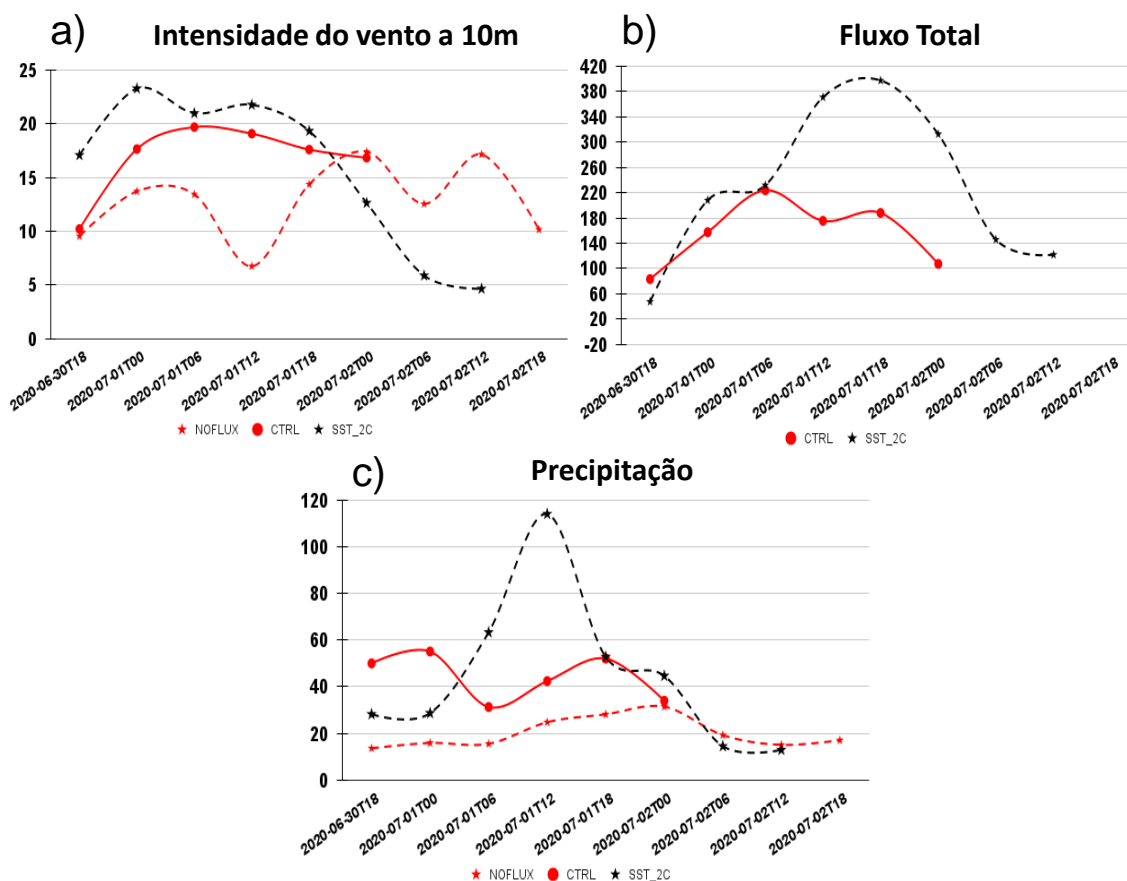


Figura 12. Evolução temporal de (a) intensidade do vento de 10 m ($m s^{-1}$), (b) fluxos de calor totais ($W m^{-2}$) e precipitação acumulada ($mm 6h^{-1}$) nos experimentos ERA_BMJ_CTRL (linha vermelha sólida), ERA_BMJ_NOFLUX (linha vermelha tracejada) e SST_2C (linha preta tracejada). Todas as variáveis foram computadas em uma caixa de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ com ciclone em seu centro.

5.3 Análise de Mesoescala e Propriedades Físicas da Linha de Instabilidade

A temperatura de brilho (T_b) medida pelos satélites significa a temperatura do topo da nuvem. Valores mais baixos de T_b indicam nuvens mais profundas (SCHMETZ et al., 1997), o que é consequência de intensa convecção (mas também pode indicar nuvens altas como cirros). Assim, T_b pode ser usado para identificar sistemas convectivos como frentes frias e quentes associadas a ciclones e, em alguns casos, linhas de instabilidade pré-frontais.

Este último aparece como uma borda nítida à frente de uma frente fria, mas, em geral, sua identificação não é fácil em imagens de satélite (MOUSA e SHU, 2020). Para conhecer a distribuição da cobertura de nuvens convectivas no dia dos danos registrados no estado de SC (30 de junho de 2020), T_b é mostrada na **Figura 13**. Nuvens com $T_b < -25^{\circ}C$ aparecem sobre o estado de SC às 1400 UTC. A partir desta hora, há um deslocamento das nuvens para nordeste e entre 1500 e 1900 UTC o estado é coberto por nuvens frias de topo. A partir das 1900 UTC, a área coberta por nuvens com $T_b < -25^{\circ}C$ diminui, pois o sistema de nuvens se desloca em

direção ao oceano. A sequência de quadros na **Figura 13** não nos permite distinguir a estreita faixa de nuvens cumulonimbus que é um indicativo de uma linha de instabilidade.

Uma maneira de obter mais detalhes sobre a estrutura vertical da nuvem é usando a refletividade do radar meteorológico (GREENE e CLARK, 1972; MATTOS et al., 2017; ABREU et al., 2020). A **Figura 14** apresenta a refletividade do radar em 30 de junho de 2020 e destaca uma linha de instabilidade bem definida movendo-se de oeste para leste sobre o sul do Brasil. Este sistema tem uma melhor configuração entre 1800 e 1900 UTC, e por volta de 1820 e 1830 UTC a linha de instabilidade se estende meridionalmente cruzando todos o estado de SC em seu setor leste (**Figura 14 f-g**). Alguns estudos sugerem a aplicação de limiares de refletividade para definir a ocorrência de precipitação convectiva no radar meteorológico (GREENE e CLARK, 1972; MATTOS et al., 2017; ABREU et al., 2020). Por exemplo, Zhang et al. (2008) usaram dois critérios de refletividade para precipitação convectiva: (a) onde a refletividade tinha que ser maior que 50 dBZ em qualquer altura e (b) maior que 30 dBZ a -10° de altura ou acima. A intensidade da chuva também pode ser classificada através dos valores de dBZ. A NOAA, no site (<https://www.weather.gov/jetstream/refl>), apresenta uma tabela para esse fim. Além disso, é indicado que valores de 60 a 65 dBZ são aproximadamente o nível onde pode ocorrer granizo de 2,5 cm de diâmetro. Em todos os quadros mostrados na **Figura 14**, a linha estreita com a cor vermelha apresenta valores superiores a 45 dBZ, o que é indicativo de chuva convectiva e granizo (WALDVOGEL et al., 1979; SCHMETZ et al., 1997; RINEHART, 2010; MEDINA e MACHADO, 2017), e um *proxy* para caracterizar uma linha de instabilidade. A ocorrência de granizo é importante para a eletrificação da tempestade (CHRONIS et al., 2015; WILLIAMS et al., 2018; LOPES, 2019; ABREU et al., 2020).

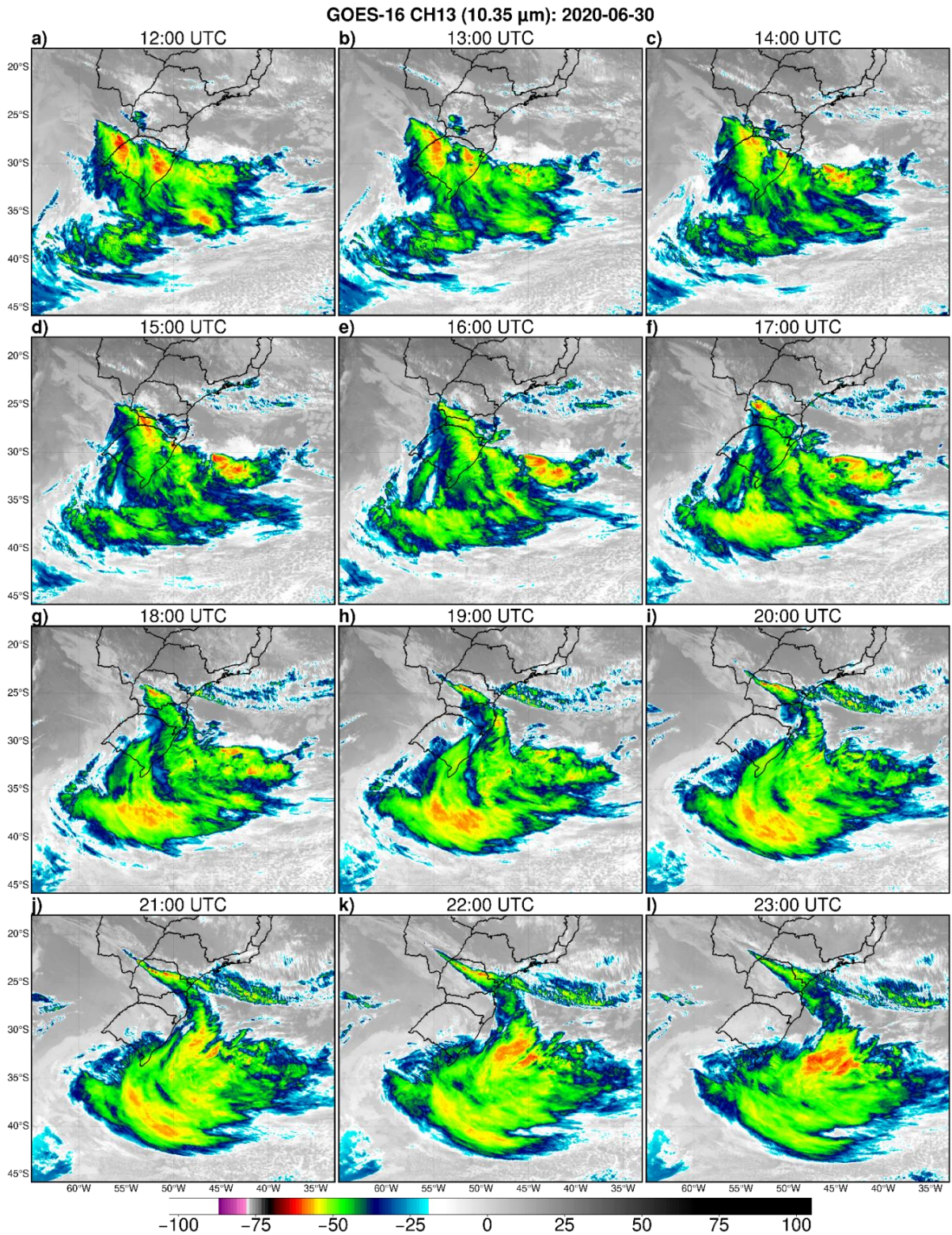


Figura 13. Imagens de temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$) do canal infravermelho (CH13, 10,35 μm) fornecidas pelo satélite GOES-16 de 1200 a 2300 UTC em 30 de junho de 2020.

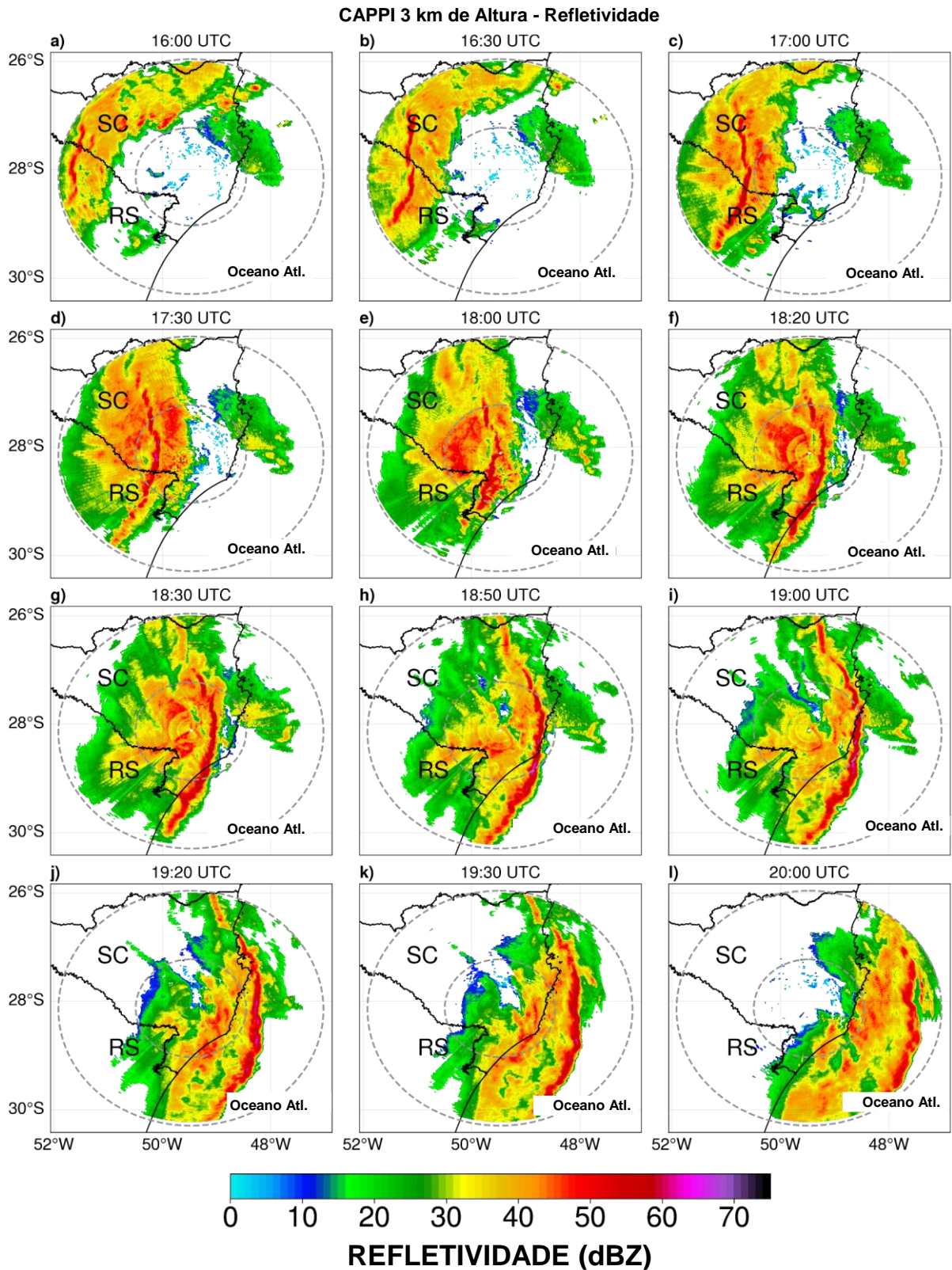


Figura 14. Indicador de Posição do Plano de Altura Constante (CAPPI) a 3 km de altura de refletividade do radar Morro da Igreja de 1600 a 2000 UTC em 30 de junho de 2020.

Embora uma descrição detalhada da gênese da linha de instabilidade esteja além do escopo deste estudo, apresentamos algumas considerações físicas sobre o desenvolvimento de

linhas de instabilidade pré-frontais com base na literatura. De acordo com Browning (1986), as linhas de instabilidade pré-frontais ocorrem em associação com linhas de células convectivas profundas que eclodem em setores quentes, muitas vezes 200-300 km à frente da frente fria de superfície, em uma onda de ciclone. Em outras palavras, há um fluxo para o norte (como um jato de baixo nível), que está à frente e paralelo à frente fria, sendo forçado a subir ao encontrar ar relativamente frio próximo à frente quente. Ao mesmo tempo, em níveis médios-altos, há um fluxo seco de oeste para leste (oeste) sobre esses fluxos quentes que ajudam o ar em níveis baixos a se tornar mais instável e a desenvolver a linha de instabilidade (por exemplo, FUJITA 1959; ZIPSER 1977; VARBLE et al., 2020; ZHANG, 2022). O jato de baixo nível e os ventos de oeste sobre SC também são mostrados na **Figura 7a-c**. Esse padrão é comum em ciclones que se desenvolvem perto da costa sul do Brasil (ver REBOITA et al., 2022) e a maioria deles não aparece associada a linhas de instabilidade. Assim, uma questão que merece atenção em outro estudo é a descrição dos condutores físicos adicionais que levaram à organização da linha de instabilidade. Temos uma hipótese inicial de que o cisalhamento vertical do vento é o principal responsável pelo desenvolvimento da linha de instabilidade (CONIGLIO et al., 2006). É indicado pela literatura anterior que o cisalhamento vertical do vento tem um papel fundamental na intensificação de sistemas convectivos de mesoescala (RICHARDSON, 1999; ALFARO e KHAIROUTDINOV, 2015; ALFARO, 2017; TAYLOR et al., 2017; TAYLOR et al., 2018; KLEIN et al., 2021; MULHOLLAND et al., 2021).

As linhas de instabilidade são responsáveis por condições meteorológicas severas, como chuvas intensas e ventos fortes (HELD e BERG, 1977; ZHANG e FRITSCH, 1986; JOHNS et al., 1987; VAN DELDEN, 1988; LAING e FRITSCH, 2000; AHRENS e HENSON, 2016; YU et al., 2019). A **Figura 15** mostra a precipitação horária e rajadas de vento registradas em algumas estações meteorológicas indicadas na **Figura 1** (estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande). Nos três estados, a precipitação e os ventos foram mais intensos entre 16:00 e 2:00 UTC em 30 de junho de 2020. Rajadas de vento ultrapassam 93 km h⁻¹ nas estações meteorológicas de Ituporanga, Indaial e Major Vieira em SC (**Figura 13e**), esse valor é um limiar para tempestades convectivas, segundo Mattos (2017). Às 18:50 UTC, a linha de instabilidade apresentou grandes valores de refletividade e cruzou o estado de SC. Assim, realizamos uma análise da estrutura interna da linha de instabilidade usando imagens de radar. Analisando duas seções transversais verticais da linha de instabilidade (**Figura 16**), podemos ver que a profundidade da tempestade ultrapassa 10 km de altura enquanto a refletividade acima de 50 dBZ ocorre abaixo desta altitude e próximo de 28,0 - 27,5°S. Tempestades com grande

extensão vertical e refletividade superior a 40-45 dBZ estão associadas à formação de graupel e granizo (STRAKA et al., 2000; RINEHART, 2010) e esses hidrometeoros são importantes para a eletrificação da tempestade e, conseqüentemente, descargas elétricas (YU et al., 2019).

O total de ocorrências de raios é apresentado na **Figura 17**, que mostra a soma de todas as descargas atmosféricas ocorridas no dia 30 de junho, totalizando 418.145 ocorrências naquele dia (**Figura 17a**). A evolução do total de descargas atmosféricas em uma hora é apresentada na Figura 15b, onde é possível observar o local e horário das descargas atmosféricas em SC (das 16h30 às 19h30, horário local), após a formação de uma linha de instabilidade no leste do estado de SC, mostrada na **Figura 16**.

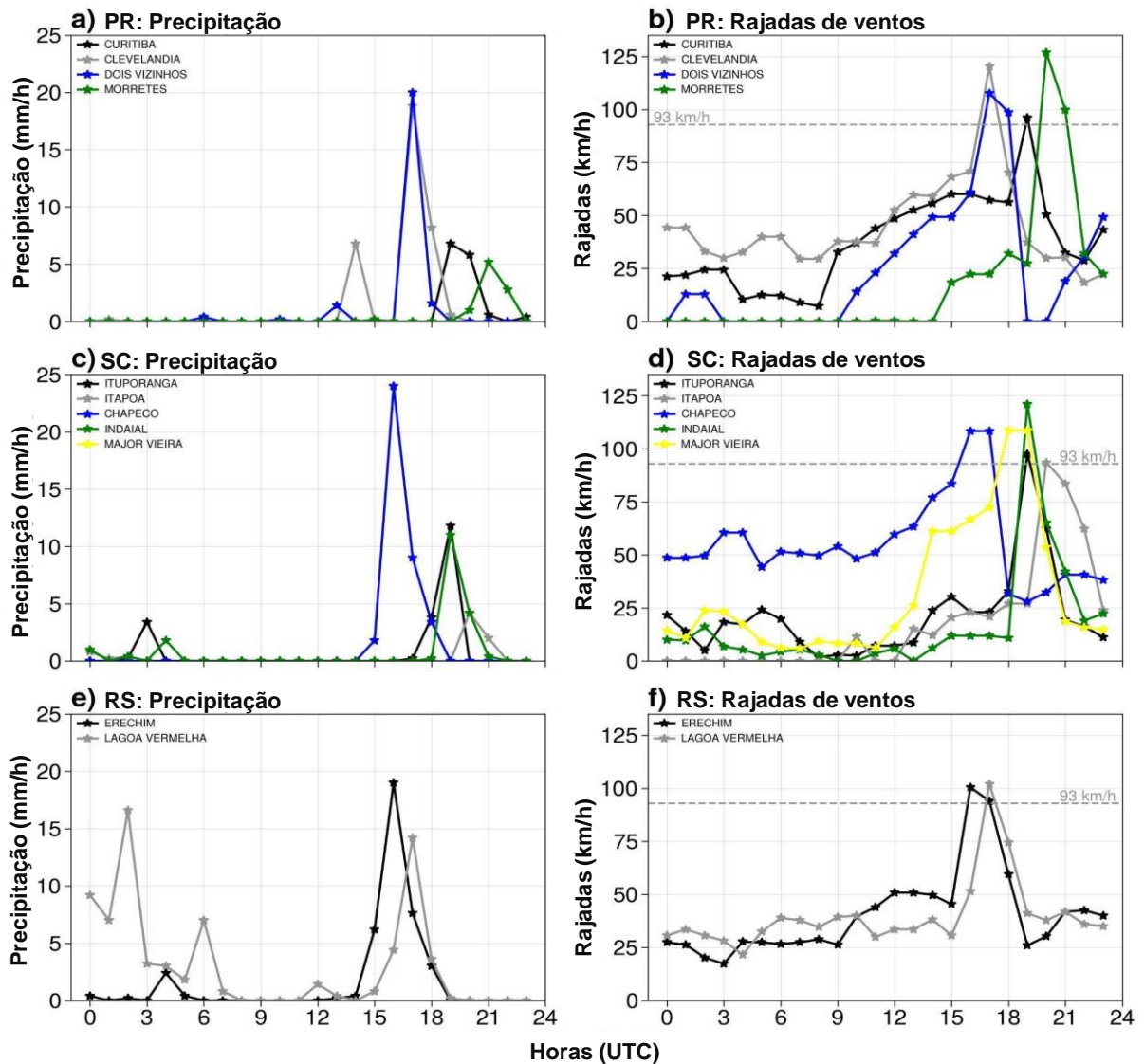


Figura 15. Precipitação horária (mm h^{-1}) e rajadas de vento (km h^{-1}) a 10 m registradas em 30 de junho de 2020. Os painéis superiores correspondem aos dados de quatro estações meteorológicas do estado do

Paraná, (b) os painéis centrais a cinco estações do estado do estado de Santa Catarina, e (c) painéis inferiores para duas estações do estado do Rio Grande do Sul.

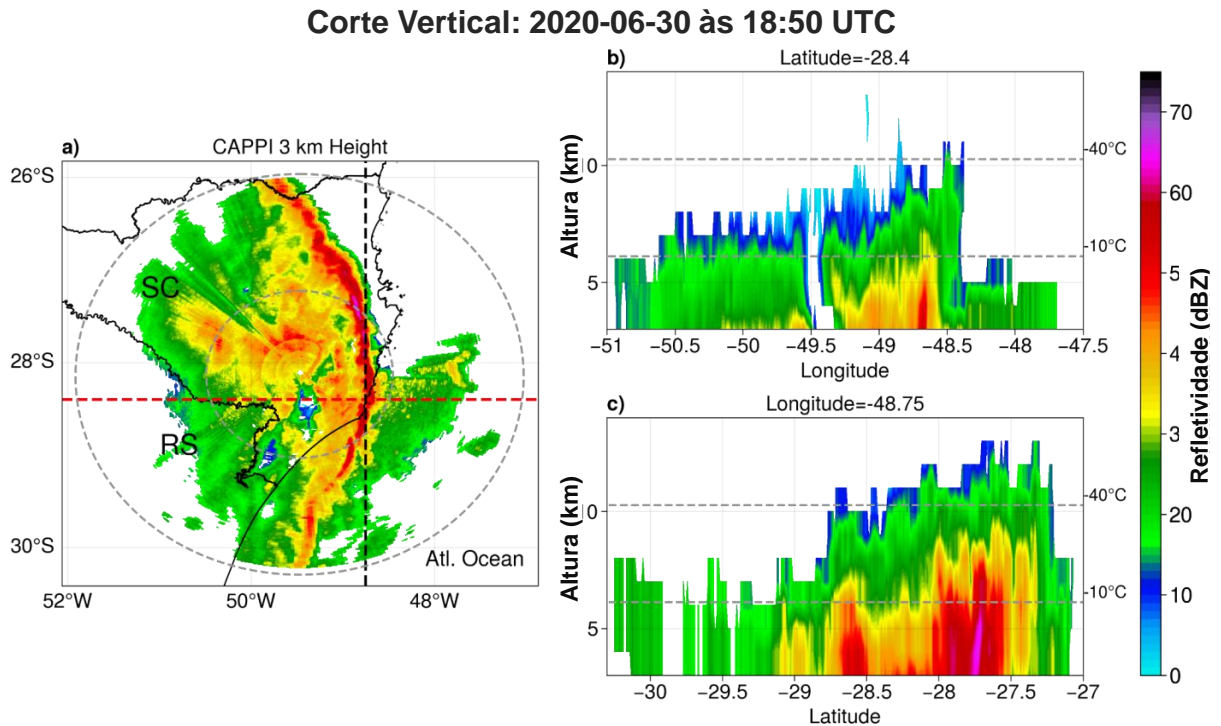


Figura 16. (a) Indicador de Posição Plana de Altitude Constante (CAPPI) a 3 km de altura de refletividade do radar Morro da Igreja em 1850 UTC e (b, c) seção transversal vertical da tempestade. A linha tracejada vermelha (preta) na figura (a) representa a seção de latitude (longitude).

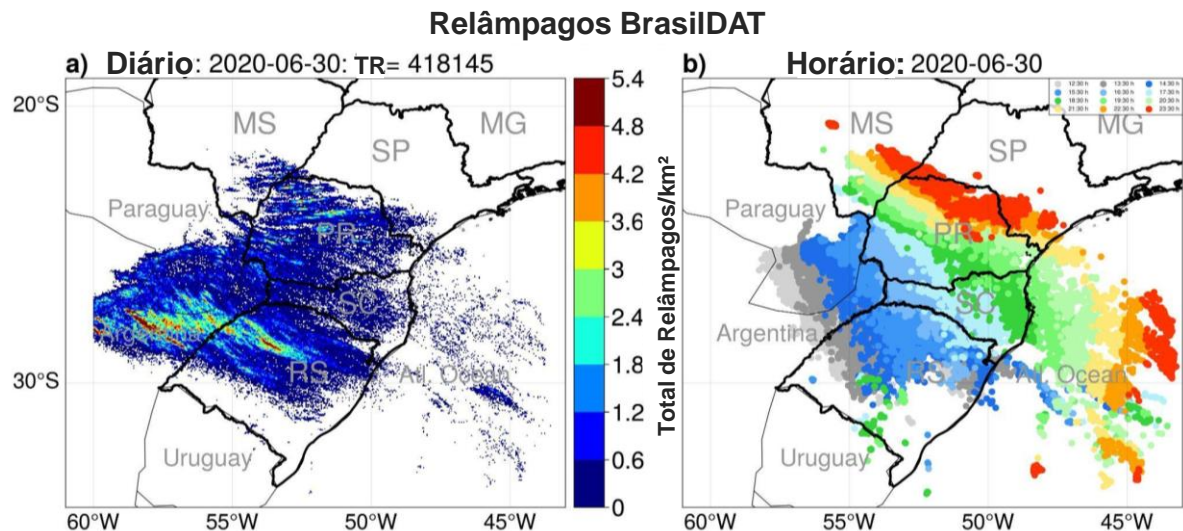


Figura 17. (a) Relâmpagos totais diários (intranuvem mais raios nuvem-solo) em uma resolução espacial de grade de 4 km e (b) relâmpagos pontuais por 1 hora em 30 de junho de 2020. Na Figura (b) a luz a cor cinza representa as ocorrências de descargas atmosféricas acumuladas entre 12:30 e 13:30 h.

5. 4 Desastres em Superfície e Notícias da Mídia

Vários jornais noticiaram a ocorrência do ciclone (**Tabela 3**). Por exemplo, na fase de pré-ciclogênese, no dia 29 de junho, o Jornal do Comércio do Rio Grande do Sul informou que

um ciclone bomba poderia atingir o sul e o sudeste do Estado do RS, seguindo a informação dada pela MetSul Meteorologia, alertando para o risco de queda de energia e danos como destelhamentos e colapso de estruturas. No dia 30 de junho às 17h10 (horário local), o portal do G1 (2020) mencionou a formação de um fenômeno conhecido como "ciclone bomba" que provocou estragos em Santa Catarina. Ainda relatou às 20h50 (horário local) a ocorrência de destelhamentos de imóveis e queda de árvores, segundo o corpo de bombeiros e a defesa civil do Estado de SC. Nesse mesmo dia, o sistema deixou 1,4 milhão de consumidores sem luz em SC, de acordo com as Centrais Elétricas de Santa Catarina (CELESC, <https://portal.celesc.com.br>). Além disso, o cabo de fibra óptica da operadora Oi foi rompido, o que deixou clientes sem internet e telefone, segundo a concessionária de energia. Em primeiro de julho o ciclone continuava causando impactos no Estado de SC, com a agitação do mar com ondas que chegavam a 4 metros de altura, baixas temperaturas causados pela passagem da massa de ar frio, e ressacas que poderiam causar alagamentos das regiões costeiras entre o litoral sul e de Florianópolis (G1, <https://g1.globo.com/sc/santa-catarina/>). Dois dias depois da passagem do ciclone bomba, o Jornal Nacional (<https://g1.globo.com/jornal-nacional/>) informou que as mortes chegaram ao número de 12 pessoas, que 80% das construções sofreram algum tipo de dano, que um ginásio de esportes veio abaixo, e que cerca de 3 mil imóveis iriam precisar de recuperação. Esse caso foi considerado pela mídia e pelos pesquisadores como o maior desastre com ventos pós furacão Catarina. Alguns desses desastres são apresentados na **Figura 18**.



Figura 18. Registros dos estragos causados pelo sistema em Santa Catarina no dia 30 de junho de 2020. (a) Chapecó, (b) Santo Amaro do Imperatriz, (c) Florianópolis e (d) Tijucas. Fonte: (<http://www.venceslau.com.br>; <https://g1.globo.com/sc/>).

6. CONCLUSÕES

Esse estudo teve como objetivo principal e específicos, respectivamente:

Verificar se os fluxos turbulentos de calor latente do oceano para a atmosfera contribuíram para aprofundar o ciclone, o qual influenciou os sistemas de mesoescala que geraram mau tempo em Santa Catarina - SC; descrever a configuração sinótica do ciclone, dos sistemas associados a ele e, através de revisão de notícias, descrever os impactos causados nesse Estado.

No dia 30 de junho de 2020, o estado de SC, no sul do Brasil, foi muito afetado por chuvas e ventos fortes que causaram danos estruturais e a morte de pelo menos doze pessoas. A mídia atribuiu os danos a um ciclone explosivo. Meteorologicamente falando, está errado visto que a frente fria da onda ciclônica que propiciou um ambiente favorável para o desenvolvimento de uma linha de instabilidade, que, conseqüentemente, foi responsável pelo mau tempo. Desde este evento em 2020, as pessoas ficaram com medo da palavra ciclone.

O ciclone estudado teve sua gênese seguindo o mecanismo clássico de desenvolvimento na região sul do Brasil e Uruguai, que é a influência de um cavado nos níveis médio-superiores da atmosfera que se desloca do Oceano Pacífico para o Oceano Atlântico. O ciclo de vida do

ciclone seguiu o modelo conceitual de desenvolvimento de Bjerknes e Solberg e esta é uma característica indicativa de que o ciclone não pode desenvolver uma região bem definida de seclusão quente. A literatura mostra, em geral, que a seclusão quente é importante para o rápido aprofundamento dos ciclones extratropicais. Porém, no caso estudado, mesmo sem uma área bem definida de seclusão quente, o sistema evoluiu para um sistema explosivo 12 horas após a ciclogênese.

Uma comparação entre experimentos numéricos de sensibilidade considerando os fluxos de calor turbulento sensível e latente ligado e desligado no modelo WRF mostrou que a interação mar-ar (fluxos de calor turbulento) contribuiu para o aprofundamento do ciclone levando-o ao estado de explosivo. Fluxos de calor turbulentos representam a transferência de calor e umidade do mar para a atmosfera e, durante os processos de condensação nos níveis médios, há liberação de calor latente, que aquece a atmosfera e ajuda a diminuir a pressão próxima à superfície. Portanto, esses processos ligados à influência da calha migratória em níveis médios superiores da atmosfera são os responsáveis pela característica explosiva do ciclone estudado.

A onda ciclônica com sua frente fria foi responsável por propiciar um ambiente adequado para o desenvolvimento de uma linha de instabilidade pré-frontal. Nosso estudo não teve a intenção de descrever a gênese da linha de instabilidade, mas sugerimos uma investigação detalhada do cisalhamento vertical do vento à frente da frente fria para entender a formação desse sistema.

Enquanto as imagens de satélite não mostram a linha de instabilidade à frente da frente fria na onda do ciclone, os dados de refletividade do radar indicam a propagação da linha de instabilidade que atingiu o estado SC. Em 30 de junho de 2020, as nuvens na linha de instabilidade tinham mais de 10 km de extensão vertical e refletividade superior a 40 dBZ em algumas partes da tempestade, o que é um indicador de granizo e, conseqüentemente, é uma condição necessária para a eletrificação da tempestade. Com efeito, registou-se atividade eléctrica no referido dia.

Vários jornais noticiaram a ocorrência do ciclone, mencionando que os estragos sobre o continente foram decorrentes da sua atuação direta. Entretanto, após a análise meteorológica, conclui-se que, os impactos em SC estiveram relacionados aos sistemas de mesoescala que se

formaram associados ao ramo frio do ciclone, como a LI. O ciclone favoreceu a formação desses sistemas, mas não foi o agente direto causador do mau tempo.

As análises apresentadas nesse estudo são importantes para agregar conhecimento ao desenvolvimento de ciclones explosivos próximo ao sul do Brasil e para auxiliar os meteorologistas na análise operacional. Ainda que o estudo esteja sujeito a limitações como as parametrizações físicas utilizadas no modelo, foi possível descrever as características associadas à gênese e desenvolvimento do ciclone. Finalmente, é de se destacar que o estudo apresentado não é abrangente permitindo que outras análises sejam feitas, por exemplo, com foco na estrutura frontal e linha de instabilidade.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao ECMWF, INMET, NOAA, CPETEC, INPE, NCEP, DCEA, BrasilDAT, e ao CELESC pela disponibilização dos dados e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.

8. REFERÊNCIAS

Abreu, E.X., Vieira Mattos, E., & Banda Sperling, V. Caracterização das Assinaturas de Radar e da Atividade Elétrica de Relâmpagos de Tempestades com Granizo no Estado de São Paulo. Anuário do Instituto de Geociências. **2020**. 43(2).

Ahrens, C. D., & Henson, R. Essentials of meteorology: An invitation to the atmosphere. Cengage Learning. **2016**. Online: <https://books.google.com.br/books>

Alfaro, D. A. Low-tropospheric shear in the structure of squall lines: Impacts on latent heating under layer-lifting ascent. Journal of the Atmospheric Sciences. **2017**. 74(1), 229-248. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0168.1>

Alfaro, D. A., & Khairoutdinov, M. Thermodynamic constraints on the morphology of simulated midlatitude squall lines. Journal of the Atmospheric Sciences. **2015**. 72(8), 3116-3137. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0295.1>

Allen, J. T., Pezza, A. B., & Black, M. T. Explosive cyclogenesis: A global climatology comparing multiple reanalyses. Journal of Climate. **2010**, 23(24), 6468-6484. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3437.1>

Andrade, H. N., Nunes, A. B., & Teixeira, M. S.. South Atlantic explosive cyclones in 2014-2015: study employing NCEP2 and MERRA-2 reanalyses. Anais da Academia Brasileira de Ciências. **2022**. 94.

- Avila V. D., Nunes A. B., & Alves R. C. M. Análise de um Caso de Ciclogênese Explosiva Ocorrido em 03/01/2014 no Sul do Oceano Atlântico. *Rev Bras Geogr Fís.* **2016**, 9(4): 1088-1099. <https://doi.org/10.5935/1984-2295.20160074>
- Betts, A. K., & Miller, M. J. The betts-miller scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models.* **1993**, pp. 107-121. Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3_9
- Bitencourt, D. P., Fuentes, M. V., & Cardoso, C. D. S. (2013). Climatology of explosive cyclones over cyclogenetic area of South America. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 28, 43-56. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862013000100005>
- Bjerknes, J. On the structure of moving cyclones. *Monthly Weather Review.* **1919**, v. 47(2), p. 95-99.
- Bjerknes, J.; Solberg, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikasjoner.* **1922**, v. 3, p. 3-18.
- Bluestein, H. B. *Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems.* 1992, v. 2. Taylor & Francis. Online: <https://www.osti.gov/biblio/6316769>
- Bluestein, H. B., & Jain, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences.* **1985**, 42(16), 1711-1732.
- Browning, K. A. Conceptual models of precipitation systems. *Weather and forecasting.* **1986**, 1(1), 23-41. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1986\)001%3C0023:CMOPS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1986)001%3C0023:CMOPS%3E2.0.CO;2)
- Buttar, N. A., Hu, Y., Tanny, J., Raza, A., Niaz, Y., Khan, M. I. & Bilal Idrees, M. Estimation of Sensible and Latent Heat Fluxes Using Flux Variance Method under Unstable Conditions: A Case Study of Tea Plants. *Atmosphere.* **2022**, 13(10), 1545.
- Caballero, C. B., Ogassawara, J. F., Dorneles, V. R., & Nunes, A. B. A precipitação pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP (The rainfall in Pelotas/RS: trend, associated synoptic systems and PDO influence). *Revista Brasileira de Geografia Física.* **2018**, 11(4), 1429-1441. Online: <https://periodicos.ufpe.br/>
- Chronis, T., Carey, L. D., Schultz, C. J., Schultz, E. V., Calhoun, K. M., & Goodman, S. J. Exploring lightning jump characteristics. *Weather and Forecasting.* **2015**, 30(1), 23-37. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-14-00064.1>
- Coniglio, M. C., Stensrud, D. J., & Wicker, L. J. Effects of upper-level shear on the structure and maintenance of strong quasi-linear mesoscale convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences.* **2006**, 63(4), 1231-1252. <https://doi.org/10.1175/JAS3681.1>
- Cordeira, J. M., & Bosart, L. F. Cyclone interactions and evolutions during the “Perfect Storms” of late October and early November 1991. *Monthly weather review.* **2011**, 139(6), 1683-1707. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3537.1>
- Cotton, W. R., & Anthes, R. A. *Storm and Cloud Dynamics.* **2013**, v. 44. Elsevier.
- Crespo, N. M., da Rocha, R. P., Sprenger, M., & Wernli, H. A potential vorticity perspective on cyclogenesis over centre-eastern South America. *International Journal of Climatology.* **2021**, 41(1), 663-678. <https://doi.org/10.1002/joc.6644>

Crespo, N. M., Reboita, M. S., Gozzo, L. F., de Jesus, E. M., Torres-Alavez, J. A., Lagos-Zúñiga, M. Á., da Rocha, R. P. Assessment of the RegCM4-CORDEX-CORE performance in simulating cyclones affecting the western coast of South America. *Climate Dynamics*. **2022**, 1-19. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06419-6>

Davolio S, Miglietta MM, Moscatello A, Pacifico F, Buzzi A, Rotunno R. Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9. **2009**. 551–562. Online: www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/551/2009

De Jesus, E. M., da Rocha, R. P., Crespo, N. M., Reboita, M. S., & Gozzo, L. F. Multi-model climate projections of the main cyclogenesis hot-spots and associated winds over the eastern coast of South America. *Climate Dynamics*. **2021**, 56(1), 537-557. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05490-1>

Dorneles, V. R., Riquetti, N. B., & Nunes, A. Forçantes dinâmicas e térmicas associadas a um caso de precipitação intensa sobre o Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*. **2020**, 26. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v26i0.58162>

Dudhia, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*. **1989**, 46(20), 3077-3107. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>

Dupilka, M. L., & Reuter, G. W. Forecasting tornadic thunderstorm potential in Alberta using environmental sounding data. Part I: Wind shear and buoyancy. *Weather and forecasting*. **2006**, 21(3), 325-335.

Faria L. F., and Reboita, M. S. Eventos meteorológicos associados ao ciclone explosivo ocorrido em junho de 2020 e impactos socioambientais no estado de Santa Catarina. **2022**. Geografia.

Feng, Z., Houze Jr, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., ... & Homeyer, C. R. Spatiotemporal characteristics and large-scale environments of mesoscale convective systems east of the Rocky Mountains. *Journal of Climate*. **2019**, 32(21), 7303-7328. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0137.1>

Fink, A. H., Pohle, S., Pinto, J. G., & Knippertz, P. Diagnosing the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical cyclones. *Geophysical Research Letters*. **2012**, 39(7). <https://doi.org/10.1029/2012GL051025>

Fujita, T. Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems. *Journal of Atmospheric Sciences*. **1959**. 16(4), 454-466. <https://doi.org/10.1175/1520-0469>

Gan, M. A., & Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*. **1991**. 119(5), 1293-1302. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119%3C1293:SCOSA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119%3C1293:SCOSA%3E2.0.CO;2)

Gan, M. A.; Reboita, M. S., 2016. Cyclogenesis and Extra-tropical Cyclones Over Southeastern South America. Online: <<https://sites.google.com/site/cmsforsh/CoEBrazil/>>

Gaztelumendi, S., Egaña, J., Gelpi, I. R., Carreño, S., Gonzalez, M., Liria, P., ... & Aranda, J. A. Characterization of coastal-maritime severe events in Basque Country. In 7th EuroGOOS Conference. **2014a**. v. 2830. Lisboa, Portugal.

Gaztelumendi, S., Egaña, J., Gelpi, I. R., Carreño, S., González, M., Liria, P., Esnaola, G., Rubio, A., and Aranda, J. A.: Analysis of coastal-maritime adverse events in Basque Country, 14th EMS & 10th ECAC. **2014b**.

Gozzo, L. F., & Rocha, R. P. D. Air–sea interaction processes influencing the development of a Shapiro–Keyser type cyclone over the subtropical South Atlantic Ocean. *Pure and Applied Geophysics*. **2013**, 170(5), 917-934. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0584-3>

Gramscianinov, C. B., Hodges, K. I., & Camargo, R. D. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. *Climate Dynamics*. **2019**, 53(7), 4115-4140. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04778-1>

Greene, D. R., & Clark, R. A. Vertically integrated liquid water—A new analysis tool. *Monthly Weather Review*. **1972**. 100(7), 548-552. <https://doi.org/10.1175/1520-0493>

GZH, **2020**. Jornal digital gaúcho. <https://gauchazh.clicrbs.com.br/ambiente/>

Held, G., & van den Berg, H. J. C. A pre-frontal squall line on 14 November 1975. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. **1977**. Serie A, 26(4), 361-379. <https://doi.org/10.1007/BF02247822>

Hersbach, H; Bell, B; Berrisford, P; Biavati, G; Dee, D; Horányi, A; Nicolas, J; Peubey, C; Radu, R; Rozum, I; Muñoz-Sabater, J; Schepers, D; Simmons, A; Soci, C; Thépaut, J; Vamborg, F. The ERA5 Global Atmospheric Reanalysis at ECMWF as a comprehensive dataset for climate data homogenization, climate variability, trends and extremes. In *Geophysical Research Abstracts*. **2019**, v. 21.

Hong, S. Y., Noh, Y., & Dudhia, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*. **2006**, 134(9), 2318-2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>

Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*. **2005**, 18(20), 4108-4129. <https://doi.org/10.1175/JCLI3570.1>

Houze, R. A., Smull, B. F., & Dodge, P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Monthly Weather Review*. **1990**, 118(3), 613-654. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118%3C0613:MOOSRI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118%3C0613:MOOSRI%3E2.0.CO;2)

Instituto Nacional De Meteorologia (INMET). Dados Meteorológicos. Banco de Dados Meteorológicos. 2022. Online: <https://bdmep.inmet.gov.br/>

Iwabe, C. M. N., & Da Rocha, R. P. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **2009**, 114(D9). <https://doi.org/10.1029/2008JD011119>

Janić, Z. I. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. **2001**. Online: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/11409>

Janjić, Z. I. Comments on “Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models”. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **2000**, 57(21), 3686-3686. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057%3C3686:CODAEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057%3C3686:CODAEO%3E2.0.CO;2)

- Johns, R. H., & Hirt, W. D. Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Weather and Forecasting*. **1987**, 2(1), 32-49. <https://doi.org/10.1175/1520-0434>
- Kain, J. S., & Fritsch, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models*. American Meteorological Society. **1993**, pp. 165-170. Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3_16
- Kang, J. M., & Son, S. W. Development Processes of the Explosive Cyclones over the Northwest Pacific: Potential Vorticity Tendency Inversion. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **2021**, 78(6), 1913-1930. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0151.1>
- Klein, C., Nkrumah, F., Taylor, C. M., & Adefisan, E. A. Seasonality and trends of drivers of mesoscale convective systems in southern West Africa. *Journal of Climate*. **2021**, 34(1), 71-87. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0194.1>
- Kolendowicz, L., Taszarek, M., & Czernecki, B. Atmospheric circulation and sounding-derived parameters associated with thunderstorm occurrence in Central Europe. *Atmospheric Research*. **2017**, 191, 101-114.
- Kouroutzoglou, J., Samos, I., Flocas, H. A., Hatzaki, M., Lamaris, C., Mamara, A., & Emmannouil, A. Analysis of the Transition of an Explosive Cyclone to a Mediterranean Tropical-like Cyclone. *Atmosphere*. **2021**, 12(11), 1438. <https://doi.org/10.3390/atmos12111438>
- Kuo, Y. H., Shapiro, M. A., & Donall, E. G. The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Monthly Weather Review*. **1991**, 119(2), 368-384. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119%3C0368:TIBBAD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119%3C0368:TIBBAD%3E2.0.CO;2)
- Kuwano-Yoshida, A., & Enomoto, T. Predictability of explosive cyclogenesis over the northwestern Pacific region using ensemble reanalysis. *Monthly weather review*. **2013**, 141(11), 3769-3785. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00161.1>
- Laing, A. G., & Fritsch, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*. **2000**, 128(8), 2756-2776. <https://doi.org/10.1175/1520-0493>
- Large, W. G., & Pond, S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of physical Oceanography*. **1982**, 12(5), 464-482.
- Lemon, L. R., & Doswell III, C. A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review*. **1979**, 107(9), 1184-1197.
- Li, J., Feng, Z., Qian, Y., & Leung, L. R. A high-resolution unified observational data product of mesoscale convective systems and isolated deep convection in the United States for 2004–2017. *Earth System Science Data*. **2021**, 13(2), 827-856. <https://doi.org/10.5194/essd-13-827-2021>
- Liberato, M. L. R., Pinto, J. G., Trigo, R. M., Ludwig, P., Ordóñez, P., Yuen, D., & Trigo, I. F. Explosive development of winter storm Xynthia over the subtropical North Atlantic Ocean. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. **2013**, 13(9), 2239-2251. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2239-2013>

- Lim, E. P., & Simmonds, I. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Monthly Weather Review*. **2002**, 130(9), 2188-2209. <https://doi.org/10.1175/1520-0493>
- Lima, K. B., Aquino, F. E., & Moraes, F. D. D. S. Impactos gerados por dois Complexos Convectivos de Mesoescala de diferentes extensões no sul do Brasil. *Revista de gestão & sustentabilidade ambiental*. **2018**. Palhoça, SC. vol. 7, nesp, p. 186-205. Online: <http://hdl.handle.net/10183/223089>
- Lin, Y. L. *Mesoscale dynamics*. **2007**, v. 630. Cambridge: Cambridge University Press. Online: [https://mesolab.us/1.8_AST885%20\(Mountain%20Meteorology\)](https://mesolab.us/1.8_AST885%20(Mountain%20Meteorology))
- Lopes, C. D. C. *Microfísica, Cinemática e Eletrificação em Tempestades Tropicais que geraram granizo durante o Projeto SOS-CHUVA (Doctoral Dissertation, Universidade de São Paulo)*. **2019**. <https://doi.org/10.11606/D.14.2019.tde-06052019-155657>
- Mattos, E. V., Machado, L. A., Williams, E. R., Goodman, S. J., Blakeslee, R. J., & Bailey, J. C. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **2017**. 122(8), 4670-4697. <https://doi.org/10.1002/2016JD025772>
- Mattos, E. V., Reboita, M. S., Llopart, M. P., & Enoré, D. P. Análise Sinótica e Caracterização Física de uma Tempestade Intensa Ocorrida na Região de Bauru-SP. *Anuário do Instituto de Geociências*. **2020**, 43(1), 85-106.
- Mc Nulty, R. P. Severe And Convective Weather: A Central Region Forecasting Challenge. *Wea Forecasting*. **1995**, 10, 187-202.
- Medina, B. L., & Machado, L. A. Dual polarization radar Lagrangian parameters: a statistics-based probabilistic nowcasting model. *Natural Hazards*. **2017**. 89(2), 705-721. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2988>
- Miller, D. K., & Katsaros, K. B. Satellite-derived surface latent heat fluxes in a rapidly intensifying marine cyclone. *Monthly weather review*. **1992**, 120(7), 1093-1107. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120%3C](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120%3C)
- Minghelli, A., Chevalier, C., Descloitres, J., Berline, L., Blanc, P., & Chami, M. Synergy between Low Earth Orbit (LEO)—MODIS and Geostationary Earth Orbit (GEO)—GOES Sensors for Sargassum Monitoring in the Atlantic Ocean. *Remote Sensing*. **2021**, 13(8), 1444. <https://doi.org/10.3390/rs13081444>
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **1997** 102(D14), 16663-16682. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
- Moraes, F. D., Aquino, F. E., Mote, T. L., Durkee, J. D., & Mattingly, K. S. (2020). Atmospheric characteristics favorable for the development of mesoscale convective complexes in southern Brazil. *Climate Research*. **2020**, 80(1), 43-58. <https://doi.org/10.3354/cr01595>
- Mousa, B. G., & Shu, H. Spatial evaluation and assimilation of SMAP, SMOS, and ASCAT satellite soil moisture products over Africa using statistical techniques. *Earth and Space Science*. **2020**, 7(1), e2019EA000841. <https://doi.org/10.1029/2019EA000841>.

Mulholland, J. P., Peters, J. M., & Morrison, H. How does vertical wind shear influence entrainment in squall lines?. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **2021**. 78(6), 1931-1946. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0299.1>

Naccarato, K., Machado, L. 2019. Brazil BrasilDAT Lightning Network Data. Version 1.0. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. <https://doi.org/10.26023/N9QW-SAKN-R311>. Accessed 23 Dec 2022.

NDMAIS, **2021**. Santa Catarina ultrapassa São Paulo e se torna líder na produção têxtil do Brasil. ND Notícias. URL<<https://ndmais.com.br/noticias/>>Catarina ultrapassou São Paulo,de 26%25 da produção nacional. (accessed 9.14.22).

Necco, G. V., Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Ciclogenesis. *Meteorologica*. **1982a**, v. 13 (1), p. 7-19.

Necco, G. V., Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Trayectorias y Desarrollos. *Meteorologica*. **1982b**, v. 13 (1), p. 7-19.

Neiman, P. J., & Shapiro, M. A. The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. *Monthly Weather Review*. **1993**, 121(8), 2153-2176. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993))

Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., Wernli, H. IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **2013**, 94(4), 529-547. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00154.1>

Petterssen, S. Contribution to the theory of frontogenesis. **1936**. (Vol. 11). Cammermeyer in Komm. Online: http://www.ngfweb.no/docs/NGF_GP_Vol11_no6.pdf

Pinto, R., & Martins, F. C. The Portuguese national strategy for integrated coastal zone management as a spatial planning instrument to climate change adaptation in the Minho River Estuary (Portugal NW-Coastal Zone). *Environmental science & policy*. **2013**, 33, 76-96. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2013.04.005>

Piva, E.; Gan, M. A.; Moscati, M. C. L.. The role of latent and sensible heat fluxes in an explosive cyclogenesis over South America. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. **2011**, v. 89(6), p. 1-27, <https://doi:10.2151/jmsj.2011-604>.

Reale, M., Liberato, M. L., Lionello, P., Pinto, J. G., Salon, S., & Ulbrich, S. A global climatology of explosive cyclones using a multi-tracking approach. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. **2019**, 71(1), 1611340. <https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1611340>

Reboita, M. S., Crespo, N. M., Torres, J. A., Reale, M., Porfírio da Rocha, R., Giorgi, F., & Coppola, E. Future changes in winter explosive cyclones over the Southern Hemisphere domains from the CORDEX-CORE ensemble. *Climate Dynamics*. **2021**, 57(11), 3303-3322. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05867-w>

Reboita, M. S., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., & Sugahara, S. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*. **2010**, 35(7), 1331-1347. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0668-7>

Reboita, M. S., Gan, M. A., Rocha, R. P. D., & Custódio, I. S. Ciclones em superfície nas latitudes austrais: Parte I-revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*. **2017b**, 32, 171-186. <https://doi.org/10.1590/0102-77863220010>

Reboita, M. S., Oliveira, D. M., Da Rocha, R. P., & Dutra, L. M. M. Subtropical cyclone Anita's potential to tropical transition under warmer sea surface temperature scenarios. *Geophysical Research Letters*. **2019**, 46(14), 8484-8489. <https://doi.org/10.1029/2019GL083415>

Reboita, M. S.; Da Rocha, R. P.; Ambrizzi, T. Dynamic and climatological features of cyclonic developments over southwestern South Atlantic Ocean, in: Veress, B., Szigethy, P. (Eds.), *Horizons in Earth Science Research*, Nova Science Publishers. **2012**, Hauppauge, pp. 135-160.

Reboita, M., da Rocha, R., Crespo, N., Gozzo, L., Custódio, M., Lucyrio, V., & de Jesus, E. The role of surface heat fluxes on development of warm seclusion favoring subtropical cyclone Raoni transition over the Southwestern Atlantic Ocean (No. EGU22-5816). *Copernicus Meetings* **2022**. <https://doi.org/10.5194/eguspher>

Redemet. Brazilian air force (Brazil). Brazil, **2022**.

Reed, R. J., Albright, M. D., Sammons, A. J., & Undén, P. The role of latent heat release in explosive cyclogenesis: Three examples based on ECMWF operational forecasts. *Weather and forecasting*. **1988**, 3(3), 217-229. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1988\)003%3C0217:TROLHR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1988)003%3C0217:TROLHR%3E2.0.CO;2)

Richardson, Y. P. (1999). *The influence of horizontal variations in vertical shear and low-level moisture on numerically simulated convective storms*. The University of Oklahoma.
Rinehart, R. E. *Radar for Meteorologist Fifth Edition*. **2010**. Nevada, Missouri, Rinehart Publications.

Riquetti, N. B., Dorneles, V. R., & Nunes, A. B. Estudo do caso de precipitação intensa sobre Foz do Iguaçu-PR em setembro de 2015. *Revista Brasileira de Climatologia*. **2018**, 22. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.58304>

Salio, P., Nicolini, M., & Zipser, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*. **2007**, 135(4), 1290-1309. <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>

Sanders, F., Gyakum, J. R. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*. **1980**, 108(10), 1589-1606. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108%3C1589:SDCOT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108%3C1589:SDCOT%3E2.0.CO;2)

Satyamurty, P., FERREIRA, C. D. C., & Gan, M. A. Cyclonic vortices over South America. **1990**. *Tellus A*, 42(1), 194-201. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1990.00016.x>

Schemm, S., & Wernli, H. The linkage between the warm and the cold conveyor belts in an idealized extratropical cyclone. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **2014**, 71(4), 1443-1459. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0177.1>

Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., & Van de Berg, L. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*. **1997**, 19(3), 433-441. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00051-3)

- Schultz, D. M., Keyser, D., & Bosart, L. F. The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones. *Monthly weather review*. **1998**, 126(7), 1767-1791. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126%3C1767:TEOLSF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126%3C1767:TEOLSF%3E2.0.CO;2)
- Schumacher, R. S., & Rasmussen, K. L. (2020). The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems. *Nature Reviews Earth & Environment*. **2020**, 1(6), 300-314. Online: <https://www.nature.com/articles/s43017-020-0057-7>
- Schutz, B. E. Spaceborne Laser Altimetry: 2001 and Beyond, Book of Extended Abstracts. **1998**, WEGENER98, H. P. Plag (Ed.), Norwegian Mapping Authority, Honefoss, Norway.
- Seluchi, M. E. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*. **1995**. 34(2), 171-186. Online: (<http://132.248.182.214/index.php/RGI/article/view/737>).
- Seluchi, M.E.; Saulo, A.C. "Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiments using a limited area model" (1998) *Australian Meteorological Magazine*. 47(4):309-320
<https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/paper/document/>
- Shapiro, M. A., & Keyser, D. Fronts, jet streams and the tropopause. In *Extratropical cyclones* (pp. 167-191). American Meteorological Society. **1990**, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-944970-33-8_10
- Sinclair, M. R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and forecasting*. **1997**, 12(3), 595-612. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012%3C0595:OIOCAT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012%3C0595:OIOCAT%3E2.0.CO;2)
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., ... & Huang, X. Y. A description of the advanced research WRF model version 4. **2019**. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA, 145, 145. Online: <https://www.ucar.edu/>
- Straka, J. M.; Zrnić, D. S.; Ryzhkov, A. V. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *Journal of Applied Meteorology*. **2000**. v.39, p.1341-1372. <https://doi.org/10.1175/1520-0450>
- Sun, R., Moorthi, S., Xiao, H., & Mechoso, C. R. Simulation of low clouds in the Southeast Pacific by the NCEP GFS: sensitivity to vertical mixing. *Atmospheric Chemistry and Physics*. **2010**, 10(24), 12261-12272. <https://doi.org/10.5194/acp-10-12261-2010>
- Sutcliffe, R. C. Desenvolvimento ciclônico e anticiclônico. *Revista Trimestral da Royal Meteorological Society*, **1939**. v. 65(282), p. 518-524.
- Taylor, C. M., Belušić, D., Guichard, F., Parker, D. J., Vischel, T., Bock, O., Harris, P. P., Janicot, S., Klein, C., & Panthou, G. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*. **2017**. 544(7651), 475-478. <https://doi.org/10.1038/nature22069>
- Taylor, C. M., Fink, A. H., Klein, C., Parker, D. J., Guichard, F., Harris, P. P., & Knapp, K. R. (2018). Earlier seasonal onset of intense mesoscale convective systems in the Congo Basin since 1999. *Geophysical Research Letters*. **2018**. 45(24), 13-458. <https://doi.org/10.1029/2018GL080516>

Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., & Hall, W. D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*. **2008**. 136(12), 5095-5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>

Thompson, R. L., Edwards, R., Hart, J. A., Elmore, K. L., & Markowski, P. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*. **2003**, 18(6), 1243-1261.

Van Delden, A. The synoptic setting of a thundery low and associated prefrontal squall line in western Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*. **1988**. 65(1), 113-131. <https://doi.org/10.1007/BF01030272>

Varble, A., Morrison, H., & Zipser, E. Effects of under-resolved convective dynamics on the evolution of a squall line. *Monthly Weather Review*. **2020**., 148(1), 289-311. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0187.1>

Vera, C. S.; P. K. Vigliarolo, E. H. Berebery. Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.* **2002**, v. 130, p. 684-699. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130%3C0684:CSSSWO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130%3C0684:CSSSWO%3E2.0.CO;2)

Waldvogel, A., Federer, B., & Grimm, P. Criteria for the detection of hail cells. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **1979**., 18(12), 1521-1525. <https://doi.org/10.1175/1520-0450>

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.

Wang, W., Cai, Y., Du, M., Hou, X., Liu, J., Ke, H., & Wei, Q. Ultralight and flexible carbon foam-based phase change composites with high latent-heat capacity and photothermal conversion capability. *ACS applied materials & interfaces* **2019**, 11(35), 31997-32007. <https://doi.org/10.1021/acsami.9b10330>

Williams, N. J., Jaramillo, P., & Taneja, J. An investment risk assessment of microgrid utilities for rural electrification using the stochastic techno-economic microgrid model: A case study in Rwanda. *Energy for Sustainable Development*. **2018**. 42, 87-96. <https://doi.org/10.1016/j.esd.2017.09.012>

Willison, J., Robinson, W. A., & Lackmann, G. M. The importance of resolving mesoscale latent heating in the North Atlantic storm track. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **2013**, 70(7), 2234-2250. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0226.1>

World Meteorological Organization, 2021: *Guide to Instruments and Methods of Observation – Measurement of Meteorological Variables*. World Meteorological Organization (WMO). **2021**. v. 1, (WMO-No. 8). Geneva, Switzerland.

Xu, H., & Zhao, D. Effect of the vertical diffusion of moisture in the planetary boundary layer on an idealized tropical cyclone. *Advances in Atmospheric Sciences*. **2021**, 38(11), 1889-1904. <https://doi.org/10.1007/s00376-021-1016-z>

Yang, Q., Houze Jr, R. A., Leung, L. R., & Feng, Z. Environments of long-lived mesoscale convective systems over the central United States in convection permitting climate simulations.

Journal of Geophysical Research: Atmospheres. **2017**, 122(24), 13-288. <https://doi.org/10.1002/2017JD027033>

Yu, Z., Hao, J., Liu, L., & Wang, Z. Monitoring experiment of electromagnetic interference effects caused by geomagnetic storms on buried pipelines in China. *IEEE Access*. **2019**. 7, 14603-14610.

Zhang, D. L., & Fritsch, J. M. Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part I: Model description and verification. *Journal of the atmospheric sciences*. **1986**. 43(18), 1913-1944. <https://doi.org/10.1175/1520-0469>

Zhang, J., Langston, C., & Howard, K. Brightband identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. **2008**, 25(10), 1859-1872. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA1039.1>

Zhang, M. An Analytical Model of Two-Dimensional Mesoscale Circulation and Associated Properties Across Squall Lines. *AGU Advances*. **2022**. 3(6), e2022AV000726. <https://doi.org/10.1029/2022AV000726>

Zhang, S., Fu, G., Lu, C., & Liu, J. Characteristics of explosive cyclones over the Northern Pacific. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **2017**, 56(12), 3187-3210. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0330.1>

Zhang, Y., & Held, I. M. A linear stochastic model of a GCM's midlatitude storm tracks. *Journal of the atmospheric sciences*. **1999**, 56(d19), 3416-3435. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056%3C3416:ALSMOA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056%3C3416:ALSMOA%3E2.0.CO;2)

Zipser, E. J. (1977). Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*. **1977**. 105(12), 1568-1589. <https://doi.org/10.1175/1520-0493>

ANEXOS

ANEXO A - NAMELIST.INPUT (DESATIVAÇÃO DOS FLUXOS)

```
&time_control
run_days = 0,
run_hours = 72,
run_minutes = 0,
run_seconds = 0,
start_year = 2021, 2021, 2021,
start_month = 11, 11, 11,
start_day = 28, 28, 28,
start_hour = 00, 00, 00,
start_minute = 00, 00, 00,
start_second = 00, 00, 00,
end_year = 2021, 2021, 2021,
end_month = 12, 12, 12,
end_day = 01, 01, 01,
end_hour = 00, 00, 00,
end_minute = 00, 00, 00,
end_second = 00, 00, 00,
interval_seconds = 10800
input_from_file = .true.,.true.,.true.,
history_interval = 60, 60, 60,
frames_per_outfile = 1000, 1000, 1000,
restart = .false.,
restart_interval = 5000,
io_form_history = 2
io_form_restart = 2
io_form_input = 2
io_form_boundary = 2
debug_level = 0
/
```

```
&domains
time_step = 60,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom = 2,
e_we = 240, 181, 127,
e_sn = 190, 153, 111,
e_vert = 42, 42, 42,
p_top_requested = 5000,
num_metgrid_levels = 34,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx = 12000, 3000, 2000,
dy = 12000, 3000, 2000,
grid_id = 1, 2, 3,
parent_id = 0, 1, 2,
i_parent_start = 1, 99, 69,
j_parent_start = 1, 80, 61,
parent_grid_ratio = 1, 4, 2,
parent_time_step_ratio = 1, 4, 2,
feedback = 1,
numtiles = 4,
smooth_option = 0
```

```

/

&physics
mp_physics = 3, 3, 3,
ra_lw_physics = 1, 1, 1,
ra_sw_physics = 1, 1, 1,
radt =12, 3, 2,
sf_sfclay_physics = 1, 1, 1,
sf_surface_physics = 2, 2, 2,
bl_pbl_physics = 1, 1, 1,
blat = 0, 0, 0,
cu_physics = 3, 0, 0,
cudt = 5, 5, 5,
isfflx = 1,          1 = Para fluxos ligados, 0 = Para fluxos desligados
ifsnow = 1,
icloud = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers = 4,
sf_urban_physics = 0, 0, 0,
/

&fdtda
/

&dynamics
w_damping = 0,
diff_opt = 1,
km_opt = 1,
diff_6th_opt = 0,
diff_6th_factor = 0.12,
base_temp = 290.
damp_opt = 3,
zdamp = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef = 0.2, 0.2, 0.2
khdif = 0, 0, 0,
kvdif = 0, 0, 0,
non_hydrostatic = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt = 1, 1, 1,
scalar_adv_opt = 1, 1, 1,
/

&bdy_control
spec_bdy_width = 10,
spec_zone = 1,
relax_zone = 9,
specified = .true., .false., .false.,
nested = .false., .true., .true.,
/

&grib2
/

&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```

ANEXO B – SCRIPT PARA DOWNLOAD DA TEMPERATURA DA SUPERFICIE DO MAR NO EXPERIMENTO SST2C

```
import cdsapi

c = cdsapi.Client()

c.retrieve(
    'reanalysis-era5-single-levels',
    {
        'product_type': 'reanalysis',
        'format': 'grib',
        'variable': [
            'sea_surface_temperature'
        ],
        'date': '01/jul',
        'area': 'Nort/West/Sout/East',
        'time': '00/to/23/by/1',
    },
    'ERA5-jul-sl.grib')
```