

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

ANÁLISE E MODELAGEM DE VÓRTICES EM MESOESCALA ORIUNDOS DE  
OCLUSÕES SINÓTICAS NAS ADJACÊNCIAS DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

ANÁLISE E MODELAGEM DE VÓRTICES EM MESOESCALA ORIUNDOS DE  
OCLUSÕES SINÓTICAS NAS ADJACÊNCIAS DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

RIO DE JANEIRO-RJ

Junho, 2023

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

ANÁLISE E MODELAGEM DE VÓRTICES EM MESOESCALA ORIUNDOS DE  
OCLUSÕES SINÓTICAS NAS ADJACÊNCIAS DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

Dissertação de mestrado apresentada ao  
Programa de Pós Graduação em Meteorologia  
da Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
como requisito final para obtenção do título de  
Mestre em Meteorologia

Orientador (a): Profa. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Coorientador (a): Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes

RIO DE JANEIRO-RJ

Junho, 2023

ANÁLISE E MODELAGEM DE VÓRTICES EM MESOESCALA ORIUNDOS DE  
OCLUSÕES SINÓTICAS NAS ADJACÊNCIAS DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

Rio de Janeiro, \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_

Aprovada por:

---

Profa. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. Edilson Marton  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Profa. Dra. Ana Maria Bueno Nunes  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. Ernani de Lima Nascimento  
Universidade Federal de Santa Maria

RIO DE JANEIRO-RJ

Junho, 2023

Amazing grace

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pois sem Ele eu não teria chegado até aqui. Sei que tudo o que conquistei até hoje foi graça.

Aos meus amados pais e minha irmã, sou imensamente grata pelo amor, apoio incondicional e sacrifícios por mim. Vocês sempre estiveram ao meu lado, me incentivando, encorajando e acreditando em mim, mesmo nos momentos em que eu duvidava de mim mesma. E sempre foram minha fonte de motivação e encorajamento. Sem vocês, eu não estaria aqui hoje, comemorando mais esta conquista.

Ao meu amado noivo, você tem sido meu porto seguro e meu maior incentivador. Sua presença ao longo deste percurso e seu apoio incondicional, encorajamento constante e compreensão diante das minhas exigências acadêmicas tornaram o fardo mais leve. Agradeço por estar ao meu lado, compartilhando sonhos e construindo um futuro juntos.

Aos meus orientadores, Ana e Wallace, pela oportunidade e confiança. Agradeço a ambos por dedicarem seu tempo, compartilharem seus conhecimentos e investirem em meu crescimento como pesquisadora. Sou profundamente grata pela confiança depositada em mim e pela oportunidade de aprender com vocês.

Agradeço à família LADSIN, pela parceria, colaboração e amizade que compartilhamos. Juntos, enfrentamos os desafios da pesquisa, superamos obstáculos e celebramos as conquistas de cada um. Agradeço por cada momento de aprendizado, troca de conhecimento e apoio mútuo.

Por fim, agradeço a todos que, de uma forma ou de outra, contribuíram para o meu crescimento acadêmico e pessoal ao longo deste período. Obrigada por acreditarem em mim, por me incentivarem a alcançar o melhor de mim mesma e por me darem o suporte necessário para concretizar meus objetivos. Sou verdadeiramente abençoada por ter cada um de vocês em minha vida.

## RESUMO

O Oceano Atlântico Sul é a região de ocorrência de diversos sistemas meteorológicos em diferentes escalas espaciais e temporais, e através do rastreamento de sistemas em mesoescala nesta região, foram encontrados nuvens em forma de vírgula invertida, ciclones secundários e vórtices originados de oclusões sinóticas. A vorticidade relativa é identificada como um indicador adequado para rastrear o desenvolvimento de ciclones em mesoescala, especialmente nas primeiras horas de formação e foi a variável usada para o rastreamento dos 19 casos encontrados no ano de 2020 utilizando informações da reanálise ERA 5.

A pequena dimensão espacial desses sistemas torna difícil a sua análise através de reanálises. Sendo assim, modelos computacionais, como o BRAMS, têm sido utilizados para simular e estudar a formação desses sistemas. A resolução da grade de modelagem teve um impacto significativo na representação dos campos atmosféricos, sendo o espaçamento de grade de 3 km o mais eficiente na representação do ciclone em estudo devido à melhor representação da maioria dos campos. No entanto, vale ressaltar que não foram esgotadas todas as possibilidades de ajuste das configurações do modelo para obter resultados mais precisos, especialmente em relação à pressão ao nível médio do mar.

Observou-se que a temperatura da superfície do mar e os gradientes térmicos entre a superfície do mar e o ar, desempenharam um papel importante na evolução desses sistemas e que a liberação de calor latente proveniente da convecção mostrou-se essencial para o desenvolvimento e intensificação do vórtice em mesoescala analisado no estudo de caso.

## **ABSTRACT**

The South Atlantic Ocean is the region of occurrence of several meteorological systems at different spatial and temporal scales, and through the tracking of mesoscale systems in this region, clouds in the form of inverted commas, secondary cyclones and vortices originating from synoptic occlusions were found. Relative vorticity is identified as a suitable indicator to track mesoscale cyclone development, especially in the first hours of formation, and was the variable used to track the 19 cases found in the year 2020 using information from the ERA 5 reanalysis.

The small spatial dimension of these systems makes it difficult to analyze them through reanalyses. Therefore, computational models, such as BRAMS, have been used to simulate and study the formation of these systems. The resolution of the modeling grid had a significant impact on the representation of atmospheric fields, with a grid spacing of 3 km being the most efficient in representing the cyclone under study due to the better representation of most fields. However, it is worth noting that all possibilities for adjusting the model settings to obtain more accurate results have not been exhausted, especially in relation to pressure at mean sea level.

It was observed that the temperature of the sea surface and the thermal gradients between the sea surface and the air, played an important role in the evolution of these systems and that the release of latent heat from convection proved to be essential for the development and intensification of the mesoscale vortex analyzed in the case study.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Esquema de uma nuvem vírgula invertida na retaguarda de um ciclone sinótico para o Hemisfério Sul. Fonte: Melo, 2022.

Figura 1.2: Nefoanálisis para as 12 UTC de 28 de março de 2023. Fonte: Servicio Meteorológico Nacional.

Figura 2.1: Hierarquia de suposições e equações de fluxo de mesoescala. Fonte: Adaptado de Thunis, P. e Bornstein, R. (1996).

Figura 2.2: Desenvolvimento de baixa secundária próximo ao ponto triplo. Fonte: Tibbs., 2007.

Figura 2.3: Esquema de anomalia VP e tropopausa dinâmica para o Hemisfério Sul. As setas pretas indicam movimentos descendentes e ascendentes e a seta cinza indica a circulação ciclônica. Fonte: Crespo, 2019.

Figura 2.4: Anomalia de VP Troposférica movendo-se sobre uma zona baroclínica em baixos níveis. (a) Circulação associada à anomalia de VP em altos níveis (sinal 'X') indicada pela seta preta. O reflexo desta circulação é dado pela seta verde em superfície; (b) as advecções térmicas em baixos níveis produzem uma anomalia quente em superfície (sinal 'X' cinza) cuja circulação, indicada pela seta preta, reflete na troposfera superior (seta verde); (c) as advecções de VP da alta troposfera intensificam a anomalia de VP em altos níveis (sinal do 'X' cinza) e sua circulação, indicada pela seta preta, se intensifica. O reflexo em superfície desta circulação (seta verde) resulta em advecções térmicas que servem para intensificar a anomalia quente da superfície. Fonte: Adaptado de Martin (2006) por Crespo (2019).

Figura 3.1: Mapa ilustrativo da localização das Bacias de Campos e Santos e o Oceano Atlântico Sul.

Figura 4.1: Número de ciclones pós frontais em mesoescala divididos por meses.

Figura 4.2: Regiões de mesociclogênese pós frontal para o ano de 2020 na região de estudo. Os pontos em roxo indicam as ocorrências.

Figura 4.3: Simulação da temperatura do ar em 1000 hPa com (a) 30 km, (b) 10 km, (c) 3 km e (d) 1 km centradas no mesmo ponto para às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 usando o modelo BRAMS.

Figura 4.4: Campos gerados com as simulações do BRAMS nas grades de 30 km (a, e, i, m), 10 km (b, f, j, n), 3 km (c, g, k, o) e 1 km (d, h, l, p). Cada linha corresponde a um campo e cada coluna corresponde a uma resolução de grade. A primeira linha (a, b, c, d) representa a temperatura do ar no nível de 1000 hPa, a segunda linha (e, f, g, h) representa a

diferença entre a temperatura da superfície do mar (tsm) e a temperatura do ar no nível de 1000 hPa (t1000), a terceira linha corresponde à intensidade do vento em 1000 hPa (v1000) e a quarta linha representa a vorticidade relativa em 1000 hPa (vr). Todos os campos apresentados são para as 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 e foram centradas no mesmo ponto de grade.

Figura 4.5: Campos gerados com as informações da Reanálise ERA 5, de forma que (a) representa a temperatura do ar no nível de 1000 hPa, (b) representa a diferença entre a temperatura da superfície do mar (TSM) e a temperatura do ar no nível de 1000 hPa (T1000), (c) corresponde à intensidade do vento em 1000 hPa (V1000) e (d) representa a vorticidade relativa em 1000 hPa (VR). Todos os campos são para as 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020.

Figura 4.6: Imagem de satélite do GOES-16 no canal 13 às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 que mostra o ciclone em escala sinótica e o ciclone em mesoescala em sua retaguarda (figura da esquerda) e o zoom no sistema em mesoescala (figura da direita). A escala de cores varia de  $-56^{\circ}\text{C}$  (vermelho) a  $16^{\circ}\text{C}$  (preto).

Figura 4.7: Carta de Pressão ao Nível Médio do mar referente às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020.

Figura 4.8: (a) Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) em cores, (b) Temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) em cores PNMM (linha preta) para as 10 UTC do dia 06 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Figura 4.9: Vorticidade Potencial (cores) em 300 hPa, Temperatura Potencial em 1000 hPa (linha verde tracejada) e Pressão ao Nível Médio do Mar (linha preta contínua) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Figura 4.10: Fluxo de calor sensível (cores) e PNMM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Figura 4.11: Fluxo de calor latente (cores) e PNMM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Figura 4.12: Intensidade do vento em superfície (cores e barbelas) e PNMM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 3.1: Informações da Reanálise ERA 5.

Tabela 3.2: Esquemas de parametrizações físicas utilizadas no experimento.

Tabela 3.3: Informações das Simulações: resoluções espaciais e números de pontos.

Tabela 3.4: Posição em que a simulação foi centrada.

# SUMÁRIO

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Objetivos

#### 1.1.1. Objetivo Geral

#### 1.1.2. Objetivos Específicos

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Classificação das Escalas

#### 2.1.1. Macroescala

#### 2.1.2. Mesoescala

#### 2.1.3. Microescala

### 2.2. Sistemas Frontais

### 2.3. Ciclones Secundários

#### 2.3.1. Influência dos Fluxos Turbulentos em Superfície

#### 2.3.2. Influência da Anomalia de Vorticidade Potencial

## 3. MATERIAIS E MÉTODOS

### 3.1. Região de Estudo

### 3.2. Dados

### 3.3. O Algoritmo TRACK

### 3.4. O modelo BRAMS

### 3.5. Sensoriamento Remoto

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Distribuição Espacial e Frequência

### 4.2. Efeitos da Resolução de grade

### 4.3. Espessura das Nuvens

### 4.4. Análise do Sistema

#### 4.4.1. Evento de 07 a 09 de novembro de 2020

## 5. CONCLUSÕES

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

## 1. INTRODUÇÃO

O Oceano Atlântico Sul é uma região de ocorrência de muitos sistemas meteorológicos nas mais diversas escalas espaciais e temporais, que influenciam as regiões das Bacias de Campos e Santos, afetando a navegação, a atividade pesqueira, a exploração de petróleo, entre outras atividades.

Na literatura existe uma gama generosa de pesquisas com análises climatológicas de sistemas em escala sinótica geradores de convecção, de nuvens profundas e de grandes acumulados pluviométricos, uma vez que o Litoral do Sudeste Brasileiro sofre a atuação de diversos eventos meteorológicos intensos (SATTYAMURTY E MATTOS, 1989; REBOITA, 2008; REBOITA *ET AL.*, 2010B). Exemplos típicos são os sistemas frontais, que ocorrem durante todo o ano e apresentam maior frequência durante os meses de inverno (ANDRADE, 2005); entre outros. Contudo, vale ressaltar que a mesoescala também é uma escala onde ocorrem muitos eventos meteorológicos de intensa magnitude como complexos convectivos de mesoescala, linhas de instabilidade, baixas polares, nuvens vírgula, supercélulas e squalls.

A gama de processos de mesoescala associados ao tempo severo é enorme e o suporte dinâmico de escala sinótica, assim como o suporte de umidade proveniente dos fluxos de calor latente do mar para a atmosfera sobre ele, promovem condições atmosféricas favoráveis para a formação de convecção.

A retaguarda de sistemas frontais possui a atuação de um sistema de alta pressão, ou seja, de um anticiclone. Os anticiclones estão associados a subsidência em seu interior, o que induz a divergência do ar em superfície, inibindo o desenvolvimento de sistemas convectivos. No entanto, vale ressaltar que não raramente sistemas de escalas subsinóticas tendem a se desenvolver em regiões de alta pressão apesar de esperar-se sempre a calmaria associado às regiões mais centrais dos mesmos. Poucos estudos documentaram o desenvolvimento de instabilidades na retaguarda de sistemas frontais e em geral tratam de chuva pós frontal estratiforme e de fraca intensidade (DERECZYNSKI *ET AL.*, 2009). Ao longo da costa leste dos Estados Unidos e Canadá, frequentemente, ocorre a formação do que são chamados “ciclones secundários” (MILLER, 1946) resultantes da instabilidade provocada pelo sistema frontal do ciclone principal (FORD E MOORE, 1990; PARKER, 1998; CHABOUREAU E THORPE, 1999) e pertencentes às escalas subsinóticas, ou seja, às escalas que estão abaixo da escala sinótica (como a microescala e a mesoescala).

Esses sistemas podem apresentar um formato de vórtice ou, como mais comumente observado, possuir o formato de nuvens em forma de vírgula invertida, que são sistemas

convectivos de mesoescala que se desenvolvem na retaguarda de frentes frias e tem sido cada vez mais frequentemente observadas no Hemisfério Sul (HS).

Segundo Rasmussen e Turner (2003), o termo “mesociclone” abrange uma gama muito ampla de sistemas meteorológicos que vão desde pequenos vórtices em escala convectiva até perturbações marítimas muito ativas que são as conhecidas como Baixas Polares.

Apesar de ainda ser um fenômeno pouco estudado, principalmente no HS, alguns trabalhos vêm analisando estes sistemas em latitudes cada vez menores (D’ALL ANTONIA, 1991; BONATTI AND RAO, 1987; DEREZYNSKI, 1995). Sabe-se que as nuvens vírgula invertidas são sistemas que podem evoluir tanto em tamanho quanto em intensidade. Algumas nuvens vírgula invertidas podem crescer e se tornar sistemas frontais de pequena dimensão (BONATTI AND RAO, 1987), se intensificar a ponto de se tornarem Baixas Polares (MELO ET. AL, 2021) ou ciclones tropicais como foi o caso do ciclone Catarina (Silva, 2014). Geralmente desenvolvem-se oriundas de uma oclusão acompanhada de uma espiral de nuvens muito intensa que se desprende do ciclone principal (Figura 1.1).

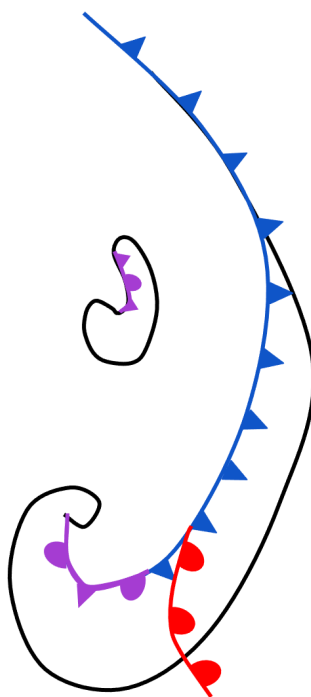


Figura 1.1: Esquema de uma nuvem vírgula invertida na retaguarda de um ciclone sinótico para o Hemisfério Sul. Fonte: Melo, 2022.

As reanálises, em geral, são eficientes na representação de cavados na região onde esses sistemas estão ocorrendo, mas não são suficientes para detectá-los com exatidão devido à sua pequena escala espacial. Além disso, as cartas sinóticas de superfície, nas poucas vezes em que representam a ocorrência de ciclones em mesoescala ou de instabilidades em escala subsinótica, são na forma de cavados. No entanto, cada vez mais têm sido observados e marcados sistemas desenvolvidos na retaguarda de sistemas frontais. O Servicio Meteorológico Nacional da Argentina, por exemplo, possui uma análise de carta sinótica (Nefoanálisis) focada nos tipos e quantidade de nuvens e precipitação, sistemas de pressão alta e baixa, frentes frias, frentes quentes e frentes oclusas, ventos (na superfície e em altitude) e todos os tipos de distúrbios que influenciam as mudanças no tempo, e há muitos anos vem marcando vórtices na retaguarda de sistemas frontais, muitas vezes associados a um ramo de frente oclusa ou fria (Figura 1.2).

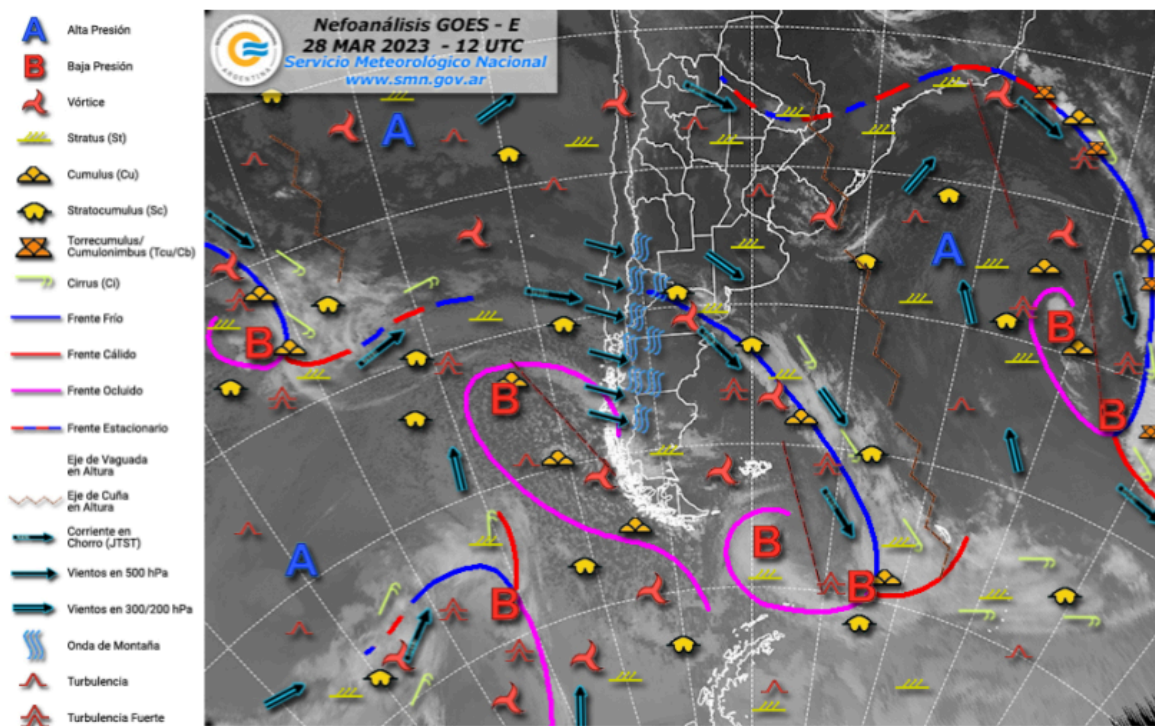


Figura 1.2: Nefoanálisis para as 12 UTC de 28 de março de 2023. Fonte: Servicio Meteorológico Nacional.

Como na região de estudo são realizadas diversas atividades como a passagem de barcos e navios, pesca e atividades petrolíferas, é de grande importância se obter o conhecimento sobre os sistemas em mesoescala que não são usualmente esperados.

Desta forma, no presente trabalho, buscou-se então identificar sistemas de convecção profunda e rasa, causadores de instabilidades subsinóticas na região das Bacias de Campos e Santos e adjacências, como parte do projeto de Meteorologia do LADSIN (Laboratório de Meteorologia Dinâmica e Sinótica) sob o termo de cooperação junto ao CENPES.



## **1.1. OBJETIVOS**

### **1.1.1. Objetivo Geral**

Este trabalho visa encontrar e caracterizar as instabilidades dentro das massas de ar (regiões de altas pressões) sobre as bacias de Campos e Santos e adjacências a fim de rastrear possíveis sistemas de mesoescala causadores de chuva e ventos fortes próximos à região e que podem interromper as atividades na região.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

Detectar para o ano de 2020, os sistemas convectivos encontrados especificamente na retaguarda de sistemas frontais que podem gerar danos de precipitação extrema e vento forte de forma a destacar a importância de se estar alerta para a ocorrência de sistemas intensos em regiões onde normalmente se espera uma condição calma;

Escolher um caso e determinar a melhor resolução espacial para a análise do evento através da modelagem numérica com o modelo BRAMS;

Identificar, a partir da modelagem numérica em média e alta resolução, os processos físicos envolvidos nas etapas de desenvolvimento, manutenção e dissipação de um caso escolhido.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Classificação das escalas

Fenômenos meteorológicos são frequentemente categorizados, examinados e previstos de acordo com seu tamanho horizontal médio e o seu tempo de vida. Sistemas de circulação menores ( $< \sim 1\text{km}$ ) que toda a circulação geral ( $> \sim 2000\text{km}$ ) devem ser definidos minuciosamente. Levando-se em consideração os ciclones, sabe-se que em certo sentido ele é um sistema isolado, por não estar associado a outros sistemas, mas ele não está isolado da atmosfera circundante. Sendo assim, é importante definir tal sistema como uma perturbação em uma circulação de escala muito maior, com o claro entendimento de que a escala planetária ( $> \sim 1000\text{km}$ ) evolui muito mais lentamente do que a perturbação sobre ela (COLEMAN E LAW, 2015).

Existem três principais classes de sistemas e processos atmosféricos, a microescala, a mesoescala e a macroescala. No entanto, esses processos também podem ser divididos considerando outros critérios com base em considerações de movimento dinâmico, a estabilidade estática, o período de oscilação do sistema, além da importância relativa do parâmetro de Coriolis (ORLANSKI, 1975; THUNIS AND BORNSTEIN, 1996) e ainda mais subdivididos em alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ), gama ( $\gamma$ ) e/ou delta ( $\delta$ ).

Geralmente, o tempo de duração médio de um sistema atmosférico aumenta à medida em que se aumenta seu tamanho, no entanto, a relação não é linear e alguns sistemas são difíceis de categorizar. Desta forma, na Figura 2.1 são sintetizados os esquemas de classificação segundo Stull (1988), Pielke (2002), Orlanski (1975) e Thunis e Bornstein (1996) com suas escalas horizontais e temporais assim como os principais sistemas incluídos em cada uma das subdivisões das escalas. De forma que neste trabalho, os sistemas analisados estarão incluídos na mesoescala segundo Stull (1988) e Pielke (2002) e meso- $\beta$  segundo Orlanski (1975) e Thunis e Bornstein (1996).

Escala Horizontal	Tempo de vida	Stull (1988)	Pielke (2002)	Orlanski (1975)	Thunis e Bornstein (1996)	Fenômenos atmosféricos
10000 km	1 mês	M a c r o	S i n ó t i c o	Macro- $\alpha$	Macro- $\alpha$	Circulação geral, ondas longas
2000 km	1 semana		R e g i o n a l	Macro- $\beta$	Macro- $\beta$	Ciclones sinóticos
200 km	1 dia			Meso- $\alpha$	Macro- $\gamma$	Frentes, furacões, tempestades tropicais, ciclones de ondas curtas, complexos convectivos de mesoescala
20 km	1 hora	M e s o	M e s o	Meso- $\beta$	Meso- $\beta$	Mesociclones, mesoaltas, supercélulas, linhas de instabilidade, ondas de inércia-gravidade, aglomerados de nuvens, grupos de tempestades de jatos de baixo nível, ondas de montanha, brisas marítimas
2 km	30 minutos				Meso- $\gamma$	Meso- $\gamma$
200 m	1 minuto	M i c r o	M i c r o	Micro- $\alpha$	Meso- $\delta$	Cumulus, tornados, microbursts, saltos hidráulicos
20 m				Micro- $\beta$	Micro- $\beta$	Plumas, wakes, pingos d'água, dust devils
2 metros	1 segundo	M i c r o $\delta$		Micro- $\gamma$	Micro- $\gamma$ Micro- $\delta$	Turbulência, ondas sonoras

Figura 2.1: Hierarquia de suposições e equações de fluxo de mesoescala. Fonte: Adaptado de Thunis, P. e Bornstein, R. (1996).

### **2.1.1. Macroescala**

Os fenômenos de macroescala possuem a maior vida útil e o maior tamanho das três escalas, com diâmetro superior a 1000 km (vários dias a semanas de duração).

Geralmente esta escala é subdividida em planetária e sinótica. Os sistemas de escala sinótica abrangem sistemas entre 1000 e 10000 km e alguns exemplos são ciclones, anticiclones, massas de ar e frentes. E os sistemas de escala planetária compreendem fenômenos com tamanhos superiores a 10000 km (COLEMAN E LAW, 2015).

A Meteorologia Sinótica dominou o campo da Meteorologia Analítica do século XIX até a década de 1930 e até então, a escala subsinótica era considerada o ruído da escala sinótica. A partir dos anos 1940 e 1950, ocorreram progressos significativos no campo da meteorologia de mesoescala devido ao acréscimo dos satélites geostacionários, radar Doppler, aeronaves instrumentadas, juntamente com uma maior capacidade de modelagem matemática.

O aumento da navegação aérea (aviação) impulsionou estudos em escalas subsinóticas, por conta de vários incidentes e acidentes que ocorreram devido à escala sinótica não ter conseguido “captar” o fenômeno intenso. Então, apesar da escala sinótica dar boas condições para o voo, aconteciam incidentes justamente nas regiões onde apareciam estes ruídos. Ou seja, poderiam ser na verdade, sinais de fenômenos em escalas menores.

### **2.1.2. Mesoescala**

Os fenômenos de mesoescala estão compreendidos entre a microescala e a macroescala e possuem uma extensão de 1 a 1000 km e duração entre várias horas a alguns dias. Alguns exemplos de fenômenos de mesoescala são as linhas de instabilidade, brisas, tempestades, nuvens vírgula, baixas polares e outros mesociclones.

Acredita-se que o termo mesoescala foi introduzido por Ligda (1951) em um artigo de revisão do uso do radar meteorológico, para descrever fenômenos menores que a escala sinótica, mas maiores que a microescala, em referência a fenômenos com escala de alguns quilômetros ou menos. A definição de mesoescala proposta por de Orlanski (1975) é para escalas entre 2 km e 2000 km e pode ser subdividida em Meso- $\alpha$ , Meso- $\beta$  e Meso- $\gamma$ .

Valores de pressão isolados e não esperados, ventos, etc., eram frequentemente encontrados em cartas sinóticas plotadas e geralmente consideradas erros. Alguns dados estavam errados mas outros, poderiam representar assinaturas verdadeiras de distúrbios subsinóticos com escalas espaciais e temporais muito pequenas para serem analisadas em cartas sinóticas (COLEMAN E LAW, 2015).

Os fenômenos de mesoescala resultam de mecanismos de forçamento internos e externos. Os sistemas forçados internamente geram sua estrutura e circulação a partir da liberação de calor latente e movimento dinâmico decorrentes de gradientes locais de pressão e temperatura. E o forçamento externo resulta em sistemas de mesoescala criados a partir de outras feições e processos de circulação da microescala e macroescala. Circulações de mesoescala podem ser geradas a partir de advecção de temperatura e vorticidade em grande escala, transferências de energia termodinâmica de nuvens e distúrbios atmosféricos de superfícies heterogêneas, entre outros (ANTHES, 1986; LIN, 2010).

As circulações de brisa marítima, por exemplo, são produzidas a partir do aquecimento e capacidade de armazenamento desigual entre as superfícies terrestres e aquáticas que produzem diferenças de pressão regionais e ventos terrestres.

### **2.1.3. Microescala**

Os sistemas de microescala possuem um diâmetro médio entre menos de um metro e alguns quilômetros e ocorrem em escalas de tempo muito curtas, na ordem de segundos a minutos.

Devido à curta vida útil desses sistemas, o efeito de Coriolis torna-se desprezível por praticamente não exercer influência. Por outro lado, o gradiente de pressão local, as forças centrífugas e o atrito são imprescindíveis em sua dinâmica. Dentre os sistemas de microescala, pode-se destacar os tornados.

## **2.2. Sistemas Frontais**

O termo “frente” foi primeiramente atribuído por Bjerknes (1919) que se utilizou de uma analogia entre diferentes massas de ar e os exércitos adversários que se confrontavam em um campo de batalha. Sendo assim, ele definiu o conceito de “frente” como sendo uma zona de transição entre duas massas de ar com características físicas distintas e fortes gradientes de temperatura e umidade. Atualmente, esta definição refere-se aos sistemas frontais que são compostos por uma frente fria, uma frente quente (não raro uma frente oclusa) e um centro de baixa pressão em superfície, denominado ciclone (ANDRADE *ET AL.*, 2004).

Existem quatro tipos de frentes em escala sinótica, as frentes frias, as frentes quentes, as frentes estacionárias e as frentes oclusas.

A presença de uma frente fria indica que o ar frio está avançando e empurrando o ar mais quente presente em sua dianteira. Por ser mais denso, o ar frio substitui o ar quente na

superfície, empurrando-o para cima, originando assim, nuvens com grande desenvolvimento vertical e consequente precipitação na região da frente. As frentes quentes ocorrem quando o ar quente avança sobre o ar frio e por ser “mais leve”, o ar quente realiza o movimento de subida sobre o ar frio. Normalmente, o ar da retaguarda de frentes quentes possui temperaturas mais elevadas. As frentes oclusas ocorrem quando a frente fria alcança a frente quente e faz com que o ar quente suba e fique “escondido”. Elas são tipicamente observadas nos estágios finais do desenvolvimento de ciclones. A precipitação associada a este sistemas é geralmente mais suave que as demais frentes (podendo ser estratiforme ou cumuliforme), mas pode-se tornar bem significativa se permanecer estacionária por muito tempo (VIANELLO *ET AL.*, 2001). Geralmente, frentes se deslocam com velocidades de  $10 \text{ ms}^{-1}$  e valores acima disso são consideradas rápidas e abaixo disso, lentas. Entretanto, algumas frentes não se movem, sendo denominadas estacionárias. Isto acontece quando duas massas de ar estão vizinhas mas nenhuma é dominante o suficiente para mover a outra. Vale lembrar ainda que o deslocamento de massas de ar em superfície está relacionado ao movimento das ondas em níveis médios (detectado pelo comportamento do geopotencial ou mesmo pelas linhas de corrente).

### **2.3. Ciclones Secundários**

A formação de ciclones secundários, também conhecidos como ciclogênese secundária, é um fenômeno meteorológico que ocorre nos arredores de um ciclone em escala sinótica. Esses ciclones secundários são geralmente menores em escala e têm uma vida útil mais curta em comparação com o ciclone principal.

Desde a década de 1920 já era observado sobre a costa leste da América do Norte o surgimento de ciclones secundários que eram formados, segundo a Sociedade Americana de Meteorologia (AMS), próximos ou em associação com um ciclone em escala sinótica.

A interação entre a circulação devido a distúrbios em altos níveis, como anomalias de vorticidade potencial (VP), e a circulação termicamente induzida em baixos níveis, como a advecção de temperatura pode criar um ambiente favorável para o desenvolvimento de centros de baixa pressão. As anomalias de VP referem-se a regiões onde há uma circulação ciclônica ou anticiclônica em altos níveis da atmosfera. Essas anomalias podem ser causadas por vários fatores, como forçantes atmosféricas ou interações entre sistemas meteorológicos. No caso da formação de ciclones secundários, uma anomalia de VP ciclônica em altos níveis pode desempenhar um papel crucial.

A advecção de temperatura envolve o transporte horizontal de ar quente ou frio. Em regiões onde a temperatura do ar é mais quente do que o ar circundante, ocorre a advecção de temperatura positiva. Da mesma forma, onde a temperatura do ar é mais fria, ocorre a advecção de temperatura negativa. Essa diferença de temperatura afeta a estabilidade da atmosfera.

A interação entre anomalias de VP e advecção de temperatura pode criar um ambiente favorável para a formação de ciclones secundários. A anomalia de VP ciclônica em altos níveis gera uma circulação ciclônica em torno do ciclone sinótico principal. Essa circulação ciclônica em altos níveis induz uma advecção de temperatura positiva em baixos níveis na borda externa do ciclone sinótico.

A advecção de temperatura positiva em baixos níveis, por sua vez, cria uma região de instabilidade atmosférica, onde o ar próximo à superfície se torna mais quente e menos denso. Essa instabilidade promove a ascensão do ar quente e úmido, aumentando a formação de nuvens convectivas e promovendo uma maior convergência de ar em altos níveis. A convergência de ar em altos níveis e a ascensão do ar quente e úmido criam condições favoráveis para a geração de novos centros de baixa pressão, que são os ciclones secundários. Esses ciclones secundários podem se desenvolver nas bordas externas do ciclone sinótico principal, muitas vezes em áreas onde a advecção de temperatura positiva é mais intensa.

Iwabe (2012) separou os ciclones secundários que se desenvolveram no leste da América do Sul em dois tipos de acordo com suas características de formação. Os ciclones denominados TIPO 1 são aqueles que se formam a leste do ciclone sinótico, na região da frente quente, sob advecção quente intensa em superfície, e são formados em níveis médios pela advecção de vorticidade absoluta ciclônica. Em altos níveis permanece uma anomalia de Vorticidade Potencial (VP) sobre o centro do ciclone principal e sobre o sudeste do ciclone secundário. Além da presença do jato em altos níveis na região do ciclone secundário. O TIPO 2 refere-se aos ciclones formados a oeste/noroeste do ciclone sinótico que ainda está em fase baroclínica. Este tipo de ciclone, em altos níveis, se forma sob a porção norte de uma banda de anomalia de VP que avança de altas para baixas latitudes, situada a oeste/sudoeste do ciclone principal, enquanto que em superfície existe o predomínio de uma intensa advecção fria.

Em sua pesquisa, Iwabe (2012) constatou que os ciclones secundários que se formam na porção oeste/noroeste do ciclone principal eram desenvolvidos em uma região de domínio de alta pressão.

Diversos estudos apontam interação entre a circulação devido à distúrbios em altos níveis (anomalia de VP) e a circulação termicamente induzida em baixos níveis (advecção de temperatura) como mecanismos que podem originar a formação de ciclones secundários (HOSKINS *et al.*, 1985; BISHOP e HORPE, 1994a,b; THORNCROFT e HOSKINS, 1990) nos arredores de um ciclone em escala sinótica.

Em um estudo de um ciclone sobre o oeste do Mar Mediterrâneo, Homar *et al.* (2003) verificaram que o aumento da circulação em baixos níveis devido à AVP em altos níveis contribuiu para a intensificação da advecção quente em baixos níveis e que a circulação em baixos níveis aumenta a evaporação do oceano que é um fator muito importante para a diminuição da pressão em superfície e conseqüente aprofundamento do sistema. Concluíram também que, em altos níveis, a AVP é essencial no início do desenvolvimento do ciclone que após sua formação, a interação entre essa anomalia e os fluxos de calor latente em superfície assume um papel predominante.

Thorncroft e Hoskins (1990) em um estudo da interação entre as intrusões da AVP na troposfera e da zona frontal em superfície na formação de ciclones frontais, verificaram o desenvolvimento de ciclones secundários quando a AVP interage com o ponto triplo que é o ponto de encontro entre as frentes fria, quente e oclusa (Figura 2.2).





Figura 2.2: Desenvolvimento de baixa secundária próximo ao ponto triplo. Fonte: Tibbs., 2007.

Segundo Tibbs (2007), os ciclones secundários podem se formar em qualquer posição ao redor do ciclone primário, no entanto, é comum observar essa formação na região do ponto triplo após a oclusão do ciclone sinótico.

### 2.3.1. Influência dos Fluxos Turbulentos em Superfície

Através de vários experimentos de sensibilidade envolvendo mudanças nas condições iniciais do modelo e parametrizações físicas, Carrera *et al.*, (1999) descobriu que os ciclones são muito mais sensíveis à convecção devido à liberação de calor latente do oceano para a atmosfera que na ausência deste mecanismo, as simulações não foram aptas na simulação do ciclone da retaguarda. Além disso, na fase inicial do ciclone, os fluxos de umidade foram essenciais para que o sistema pudesse ter um maior aprofundamento.

Em uma simulação de um evento de formação de seis ciclones frontais que se desenvolveram sobre o Atlântico Norte, Zhang *et al.*, (2002) mostraram que a maioria dos ciclones se desenvolveram mesmo na ausência de aquecimento diabático e que as anomalias, em altos níveis, de VP foram fundamentais na amplificação das ciclogêneses.

Estudos conduzidos por HOLLAND *et al.* (1987) e LESLIE *et al.* (1987) comprovaram, por meio de simulações numéricas, que tanto os processos em grande escala como os processos em escala local, desempenham um papel importante no estágio inicial de formação dos ciclones secundários ao longo da costa leste da Austrália. A presença de baroclinia é fundamental para criar um ambiente propício ao seu surgimento. No entanto, para que o sistema continue a se intensificar, é necessário que ocorra a liberação de calor latente associada à convecção cumulus. Além disso, a especificação correta da temperatura da superfície do mar mostrou-se importante nas simulações computacionais, pois afeta os fluxos na superfície e, por consequência, a baroclinia em baixos níveis e a instabilidade condicional. Quanto à emissão de calor latente ligada à convecção, DA ROCHA (1999) igualmente evidenciou que a falta desse processo nas simulações numéricas reprimiu o fortalecimento e atrasou a trajetória de um ciclone de força moderada no Oceano Atlântico Sul (SELUCHI e SAULO, 1998).

### 2.3.2. Influência da Anomalia de Vorticidade Potencial

De acordo com Hoskins *et al.* (1985) a anomalia de vorticidade potencial (AVP) pode favorecer a formação ou a intensificação de circulações ciclônicas na baixa e média troposfera de duas formas:

- a. Devido ao estiramento que induz vorticidade ciclônica sob a AVP;
- b. Proporcionando circulação ciclônica em superfície à leste da AVP, onde uma AVP associada a um cavado em altos níveis se move para leste sobre a anomalia positiva de temperatura em baixos níveis gerada por advecção térmica. Normalmente as circulações induzidas por estas duas anomalias se acoplam e se reforçam mutuamente, resultando em uma ciclogênese na superfície.

A VP é uma combinação de vorticidade dinâmica e termodinâmica (HOSKINS E JAMES, 2014), onde em um fluxo adiabático e sem atrito (sem dissipação de energia), ela é conservada, ou seja, onde um termo muda, o outro deve compensar a diferença.

A vorticidade potencial na forma isentrópica pode ser escrita na forma (Ertel, 1942)

$$VP = -g(\zeta_{\theta} + f)\left(\frac{\partial\theta}{\partial p}\right) \quad (1)$$

onde:

$g$  é a gravidade;

$(\zeta_{\theta} + f)$  é a vorticidade absoluta;

$\zeta_{\theta}$  é a vorticidade relativa em uma superfície isentrópica (em uma dada superfície isentrópica, a entropia é conservada seguindo o movimento. A partir da equação termodinâmica é possível mostrar que, para um escoamento “isentrópico”, a temperatura potencial ( $\theta$ ) também é uma grandeza conservativa); e

$\frac{\partial\theta}{\partial p}$  é a estabilidade estática.

Frequentemente, a vorticidade potencial é utilizada para separar o ar estratosférico do ar troposférico e para identificar a região de transição entre a troposfera e a estratosfera (tropopausa dinâmica). Sendo assim, Hoskins *et al.* (1985) definiu que:

$$VP < - 1.5 \Leftrightarrow \text{Origem Estratosférica} \quad (2)$$

Utilizando este limiar é possível identificar as anomalias de VP, que caracterizam quando as massas de ar da estratosfera se movem para a troposfera.

A propriedade de conservação do material torna as anomalias VP uma variável dinâmica útil na identificação e rastreamento da evolução de distúrbios meteorológicos (Holton, 2004).

É possível observar na Figura 2.3 a associação entre a ciclogênese em superfície e a vorticidade potencial onde as regiões a oeste e a leste da anomalia de VP se tornam mais quentes (setas pretas na vertical) enquanto que abaixo da anomalia de VP em altos níveis o ar fica mais frio. A região de ar mais quente a leste da anomalia de VP é onde os sistemas de baixa pressão em baixos níveis preferencialmente irão se formar (HIRSCHBERG E FRITSCH, 1991).

## Anomalia de VP

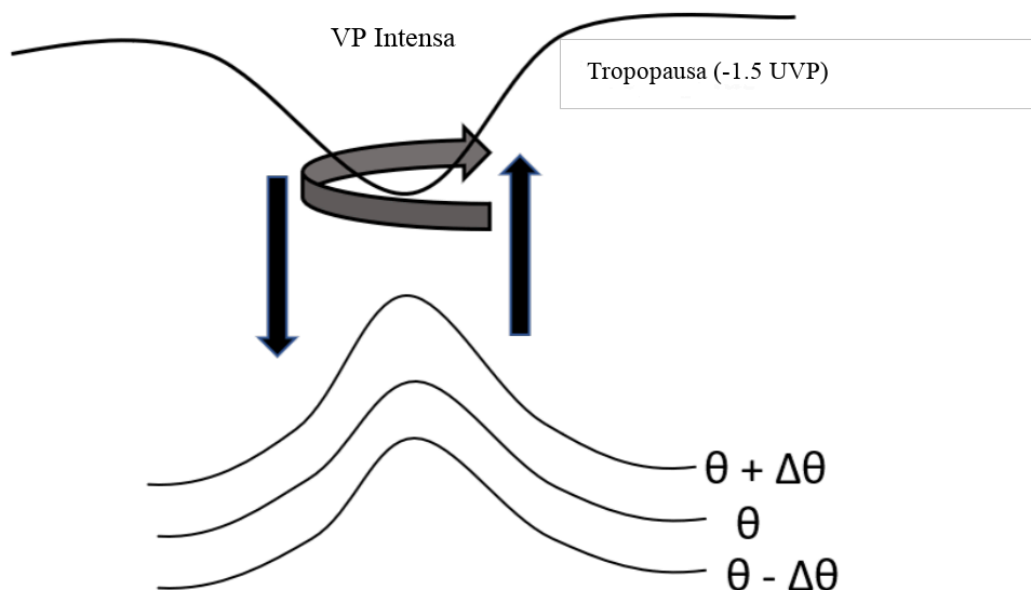


Figura 2.3: Esquema de anomalia VP e tropopausa dinâmica para o Hemisfério Sul. As setas pretas indicam movimentos descendentes e ascendentes e a seta cinza indica a circulação ciclônica. Fonte: Crespo, 2019.

Segundo Martin (2006), em um esquema da influência da AVP com base no Hemisfério Norte (HN) explica que a AVP em altos níveis, estando em fase com a anomalia de temperatura potencial em superfície promove a intensificação do sistema, aumentando a profundidade de penetração da anomalia na presença de calor latente que geralmente serve para reduzir a estabilidade estática na camada.

O aquecimento máximo ocorre com um leve deslocamento para leste, logo abaixo de uma AVP positiva, uma vez que é nesta posição que o ar possui movimento ascendente mais intenso. O efeito deste aquecimento induz uma anomalia positiva de temperatura potencial em baixos níveis e destrói a AVP em altos níveis.

A Figura 2.4 representa um esquema de ciclogênese através do forçamento da VP em altos níveis e do acoplamento em baixos níveis de forma que a anomalia de VP em altos níveis induz uma vorticidade potencial ciclônica para a superfície cuja amplitude torna-se mais fraca à medida que avança em direção à superfície (Figura 2.4a). Além disso, uma perturbação no campo de temperatura potencial em superfície irá induzir a vorticidade

ciclônica (Figura 2.4b) e como essas duas anomalias não estão alinhadas verticalmente (Figura 2.4c), em altos e baixos níveis, há uma intensificação.

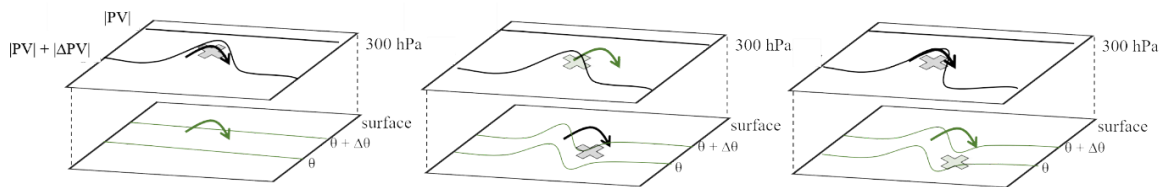


Figura 2.4: Anomalia de VP Troposférica movendo-se sobre uma zona baroclínica em baixos níveis. (a) Circulação associada à anomalia de VP em altos níveis (sinal ‘X’) indicada pela seta preta. O reflexo desta circulação é dado pela seta verde em superfície; (b) as advecções térmicas em baixos níveis produzem uma anomalia quente em superfície (sinal ‘X’ cinza) cuja circulação, indicada pela seta preta, reflete na troposfera superior (seta verde); (c) as advecções de VP da alta troposfera intensificam a anomalia de VP em altos níveis (sinal do ‘X’ cinza) e sua circulação, indicada pela seta preta, se intensifica. O reflexo em superfície desta circulação (seta verde) resulta em advecções térmicas que servem para intensificar a anomalia quente da superfície. Fonte: Adaptado de Martin (2006) por Crespo (2019).

Crespo (2015), estudando a influência da estratosfera na ciclogênese sobre a América do Sul, mostrou que ciclones associados às anomalias de VP em 300 hPa tinham maior durabilidade, maior deslocamento e menor pressão comparados aos não associados. Melo (2020) através da análise de uma Baixa Polar (BP) sobre o Mar de Amundsen destacou a importância da anomalia negativa de VP sobre uma zona baroclínica em baixos níveis no ambiente de pré desenvolvimento da BP e no aprofundamento do ciclone em mesoescala.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Região De Estudo

As regiões de interesse dessa dissertação são as Bacias de Campos e Santos (Figura 3.1) por serem foco de extensa exploração e produção *offshore* e, desta forma, uma das necessidades dentro do Projeto CENPES/PETROBRAS para estudar fenômenos meteorológicos capazes de gerar transtornos as operações e as adjacências dessa região, uma vez que diversos sistemas também são influenciadores em regiões longínquas.

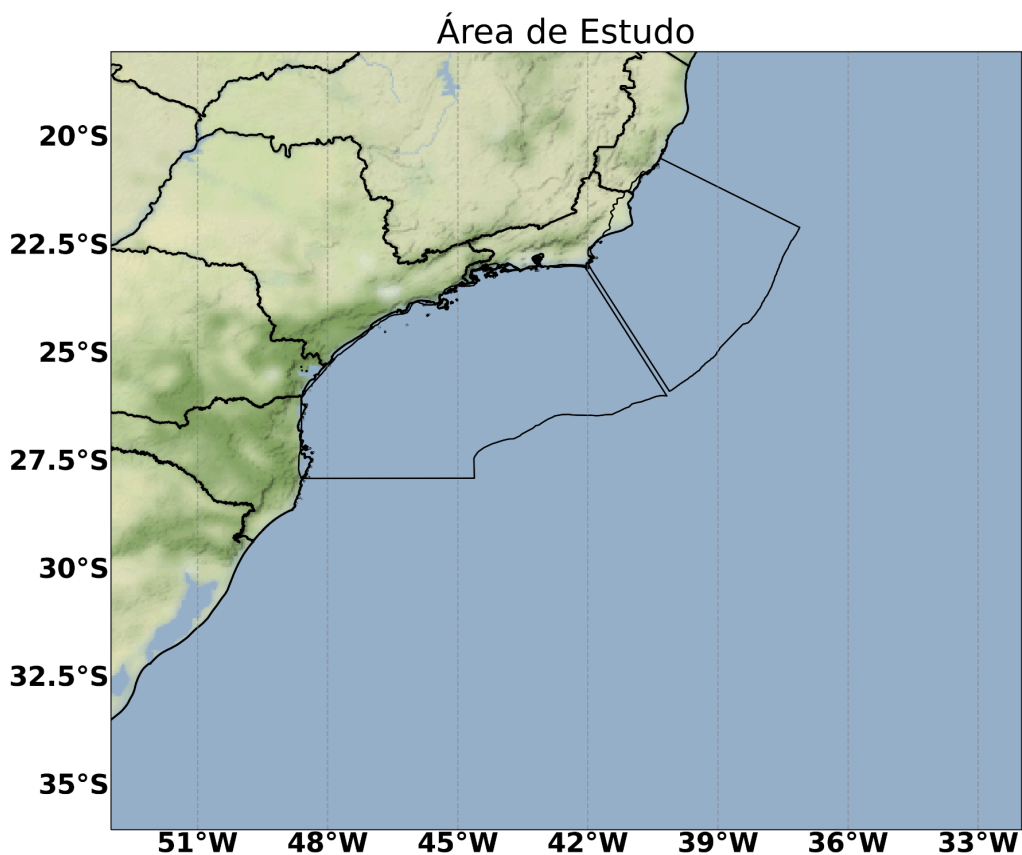


Figura 3.1: Mapa ilustrativo da localização das Bacias de Campos e Santos e o Oceano Atlântico Sul.

A Bacia de Campos, mais especificamente, é a principal bacia sedimentar da costa brasileira onde são realizadas explorações. Situa-se entre os paralelos 21° e 23° sul, na costa sudeste do Brasil, desde a região de Arraial do Cabo, no litoral do Rio de Janeiro, até a cidade de Vitória, no Espírito Santo, e cobre uma área de cerca de 100.000 km<sup>2</sup>. De acordo com o

segundo o relatório PCSPA-BS de 2015, esta bacia também possui um importante papel socioeconômico ligado à atividade pesqueira (pesca artesanal e industrial costeira e oceânica) e aquícola (aquicultura e maricultura) além de ser o berço para a extração de petróleo em águas profundas e ultraprofundas no Brasil.

Já a Bacia de Santos, com cerca de 350.000 km<sup>2</sup> é a maior bacia sedimentar *offshore* do Brasil. Ela se estende da cidade de Cabo Frio, no Rio de Janeiro, até Florianópolis, em Santa Catarina. Limita-se ao norte com a Bacia de Campos e ao sul com a Bacia de Pelotas, a oeste com a Serra do Mar e a leste com o limite oriental do Platô de São Paulo (GAMBOA *ET AL.*, 2008). A Bacia de Santos é a maior produtora nacional e berço do Pré-sal. Esta bacia realiza intensas atividades relacionadas ao petróleo, como perfuração, transporte e transferências de navio para navio, que causam alto risco de contaminação para o bioma oceânico (WAGENER *ET AL.*, 2012). Sendo assim, é notável a importância de se conhecer previamente as condições meteoceanográficas da região de forma a prevenir acidentes.

### 3.2. Dados

Neste estudo, foram utilizados os dados de reanálise que são uma combinação de modelos com observações que fornecem uma descrição numérica do clima recente. Elas contêm estimativas de parâmetros atmosféricos para todo o globo além de abranger um período muito grande de tempo.

Para este estudo foram utilizados dados horários da reanálise ERA 5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). O ERA 5 é a quinta geração de reanálise climática do ECMWF o qual começou com as reanálises FGGE produzidas na década de 1980 sendo seguidas pela ERA-15, ERA-40 e, mais recentemente, pela ERA-Interim que foi encerrada em agosto de 2019 sendo então substituída pela ERA 5 que possui 47 variáveis em 37 níveis de pressão com uma frequência horária, semelhantemente ao ERA-Interim. Na Tabela 3.1 são mostradas algumas características da reanálise utilizada.

Tabela 3.1: Informações da Reanálise ERA 5.

Reanálise	Resolução	Série Temporal	Frequência dos dados
ERA5	0.25° x 0.25°	1979 - Atualmente	Horário

### 3.3. O Algoritmo TRACK

O rastreamento dos sistemas foi realizado usando o algoritmo de rastreamento automatizado TRACK (HODGES, 1994, 1995), usando o campo de vorticidade relativa no nível de 850 hPa da reanálise ERA 5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) como dado de entrada. A vorticidade relativa foi utilizada, pois diferentemente do campo de Pressão ao Nível Médio do Mar, ela é eficaz na detecção de sistemas fracos e de rápido movimento. Além disso, este parâmetro pode ser alterado para reduzir as maiores e menores escalas espaciais e focar na mesoescala facilitando o processo de identificação e rastreamento.

Foi utilizado o limiar de vorticidade de  $-2,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  para identificar os mínimos locais. O rastreamento é realizado utilizando a técnica do vizinho mais próximo e assim também determina-se a trajetória dos sistemas identificados.

A vorticidade foi alterada espectralmente (convertendo para a representação espectral) e truncando para T40-T100. Foi removido então o fundo nas escalas planetária e sinótica definidas pelo número de onda total  $\leq 40$  e as menores escalas espaciais definidas pelo número de onda  $\geq 100$ .

Esses sistemas são identificados pela determinação dos mínimos locais (os ciclones possuem vorticidade negativa no Hemisfério Sul) em uma projeção estereográfica polar.

O algoritmo fornece como resultado uma planilha com todos os sistemas encontrados, assim como sua posição (latitude e longitude) e valor de vorticidade relativa em cada passo de tempo de 1 hora (frequência temporal do dado de entrada).

De acordo com trabalhos anteriores (GRAMCIANINOV, C. B. (2019); ZAPPA, G., SHAFFREY, L., & HODGES, K. (2014)), foi sugerido o uso do nível de 850 hPa para a realização deste rastreamento, uma vez que os efeitos topográficos já não teriam tanta interferência. Contudo, a área de estudo desta pesquisa situa-se sobre o mar. Sabendo-se que a rugosidade da superfície do mar é muito menor do que a rugosidade sobre os continentes, a escolha do nível de 850 hPa com base nesses critérios já não torna-se tão eficiente. Além disso, foi percebido um grande índice de erros associados às saídas do algoritmo. Em diversos casos, o TRACK “criava” sistemas de mesoescala onde na verdade estava posicionado alguma parte do sistema frontal e devido à proximidade com a frente, corriqueiramente o algoritmo não diferenciava os sistemas e considerava um evento só.



Sendo assim, devido ao grande número de falhas associadas ao algoritmo, foi decidido descartar o seu uso e realizar um rastreamento manual através da observação espacial da vorticidade relativa e de imagens de satélite.

Esta imprecisão originou o desenvolvimento de uma nova ramificação da pesquisa em que foi realizado o rastreamento de sistemas de mesoescala em três diferentes níveis (1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa) de forma a identificar o melhor nível para se rastrear mínimos de vorticidade relativa na região de estudo com o máximo índice de acerto. Vale ressaltar esta ramificação da pesquisa através de um aluno de Iniciação Científica.

### **3.4. O modelo BRAMS**

O BRAMS é um modelo atmosférico derivado do Sistema de Modelagem Atmosférica Regional (RAMS, PIELKE *ET AL.*, 1992; COTTON *ET AL.*, 2003) que tem sido aplicado para estudos numéricos em várias universidades e centros de pesquisa desde 2003. O modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), desenvolvido inicialmente na CSU (*Colorado State University*) pelos pesquisadores Willian Cotton, Roger Pielke e colaboradores é um código numérico que pode ser configurado para fazer simulações da circulação atmosférica em várias escalas de tempo e espaço além de diferentes resoluções horizontais e verticais.

O *software* BRAMS está disponível sob a licença pública GNU. O código principal, bem como o pré e pós-processamentos do *software* e dados de entrada estão disponíveis no site <http://brams.cptec.inpe.br/>.

Com o tempo, o BRAMS adquiriu a sua própria identidade e divergiu do RAMS devido a seus vários recursos e modificações visando melhorar a representação numérica da física fundamental e processos de calor em regiões tropicais e subtropicais (FREITAS *ET AL.*, 2005b, 2009). Algumas das principais modificações foram um esquema de superfície urbana acoplado a um modelo fotoquímico (FREITAS *ET AL.*, 2005 A, 2007), um módulo para química atmosférica e processos de aerossol (LONGO *ET AL.*, 2013), bem como um esquema de superfície de última geração para simular a energia, água, carbono e outros ciclos biogeoquímicos (MOREIRA *ET AL.*, 2013), que estendem as funcionalidades originais do RAMS para um modelo ambiental totalmente integrado.

A versão utilizada neste trabalho possui 105 variáveis de pós-processamento.

O componente de modelo atmosférico do BRAMS contém 5 listas de nomes que estão na linguagem FORTRAN (`$MODEL_GRIDS;` `$MODEL_FILE_NGFO;`

*\$MODEL\_OPTIONS*; *\$MODEL\_SOUND* e *\$MODEL\_PRNGT*) e estão todas contidas no arquivo de dados chamado RAMSIN.

A parte referente à estrutura de grades usadas na simulação, assim como as informações quanto à localização, tamanho da grade, número de pontos de grade, relações de aninhamento espacial, comprimento do passo de tempo e tempo e duração da rodada é chamada de *\$MODEL\_GRIDS*. No entanto, vale ressaltar que a versão utilizada no desenvolvimento desta pesquisa permite o uso de apenas uma grade. As configurações sobre os dados de entrada e saída do modelo são encontrados no *\$MODEL\_FILE\_NGFO*. Nele, os nomes dos arquivos que contêm esses dados são especificados e o tempo de leitura ou escrita dos dados pelo modelo durante a simulação. O *\$MODEL\_OPTIONS* é onde a maioria das opções para especificar as parametrizações do modelo. As variáveis nesta lista de nomes são aqueles que não se enquadram nas categorias especiais da lista de nomes do *\$MODEL\_GRID* do *\$MODEL\_FILE\_NGFO*; ou seja, aqueles que não controlam a configuração da grade, domínios de espaço e tempo, nem a leitura ou escrita de arquivos de dados. Existem também as configurações de sondagem que são especificadas através do *\$MODEL\_SOUND*. E, por fim, o *\$MODEL\_PRNGT* que fornece uma forma rápida de visualização dos campos do modelo e é usado para especificar dados selecionados a serem gravados no arquivo padrão de saída gerado com uma execução de modelo.

O BRAMS é frequentemente aplicado para estudos de mesoescala, com diversas finalidades, e possui várias opções de parametrizações físicas incluídas no seu código. Atualmente, o modelo contém 7 parametrizações para tratamento da difusão turbulenta na camada limite planetária e dentro de nuvens, podendo tratar os coeficientes de difusividade de forma anisotrópica e isotrópica. Estão disponíveis 4 submodelos para transferência radiativa, sendo um deles com tratamento explícito de água condensada e aerossóis (LONGO *ET AL.*, 2006; ROSÁRIO *ET AL.*, 2012). A Microfísica de nuvens que segue o esquema descrito por Walko *et al.* (1995); a parametrização de convecção rasa é descrita por Souza (1999) e existe uma adicional parametrização introduzida por Freitas *et al.* (2009) e descrita por Grell e Dévényi (2002).

Uma vez que os sistemas identificados no presente trabalho estão compreendidos na mesoescala, a resolução da reanálise utilizada na etapa de rastreamento mostrou-se insuficiente na avaliação dos processos associados ao desenvolvimento e decaimento desses sistemas. Sendo assim, o modelo BRAMS foi a ferramenta escolhida para gerar informações com uma grade mais refinada e assim poder observar os mecanismos que, em menor escala,

provocaram o desprendimento de vórtices, formação de convecção e instabilidades pós-frontais.

Vale ressaltar que o modelo utilizado nesta dissertação foi calibrado e operacionalizado com outros alunos e pesquisadores do LADSIN e melhor descrito em Rodrigues *et al.* (2019).

Neste estudo foi utilizada a versão 5.3 do BRAMS que possui 105 variáveis de pós-processamento e cuja integração do JULES (*Joint UK Land Environment Simulator*) permitiu uma melhor representação da atmosfera devido a sua capacidade de simular os processos que ocorrem em superfície como vegetação dinâmica, fotossíntese e respiração, estoque de carbono e parametrização urbana.

As parametrizações físicas utilizadas para este estudo de caso estão descritas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Esquemas de parametrizações físicas utilizadas no experimento.

<b>Parametrização</b>	<b>Esquema</b>	<b>Referência</b>
Microfísica de nuvens	Microfísica de momento duplo de Thompson com reconhecimento de aerossóis	Thompson e Eidhammer (2014)
Radiação de Onda Longa	Modelo de Transferência Radiativa Rápida para Modelos de Circulação Geral (RRTMG)	Iacono <i>et al.</i> (2008)
Radiação de Onda Curta	Modelo de Transferência Radiativa Rápida para Modelos de Circulação Geral (RRTMG)	Iacono <i>et al.</i> (2008)
Convecção Cumulus Rasa	Grell e Freitas	Grell e Freitas (2014)
Convecção Cumulus Profunda	Grell e Freitas	Grell e Freitas (2014)
Superfície	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i> (JULES)	Moreira <i>et al.</i> (2013)

As análises do *Global Forecast System* (GFS), com resolução de  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , foram utilizadas como as condições de contorno inicial e lateral, e as variáveis utilizadas foram geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa e componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em 21 níveis de pressão e com atualizações a cada 6 horas.

Além disso, foi utilizada a TSM diária MUR (*Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature*) do *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) e dados globais de topografia do *United States Geological Survey* (USGS), ambos com 1 km de resolução horizontal. As informações de umidade global do solo foram do modelo hidrológico simples obtido a partir de dados de precipitação anteriores do programa *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) com resolução de  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  para as 00 UTC e 12 UTC. O índice de vegetação

por diferença normalizada (NDVI) global mensal com 1 km de resolução do MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) e a textura do solo com resolução de aproximadamente 10 km oriundo do mapa global da FAO (*Food and Agriculture Organization*) da ONU (Organização das Nações Unidas).

Inicialmente, o modelo foi integrado para um período de 72 horas iniciando-se das 00 UTC de 07 de novembro de 2020 e finalizando às 00 UTC de 09 de novembro de 2020. Foram realizadas quatro simulações, conforme a configuração apresentada na Tabela 2, com as mesmas parametrizações físicas para as grades de 10 km e 3 km e centradas no mesmo ponto de grade -28.3°S e -44°W. Esta primeira etapa consistiu na determinação da melhor resolução de grade para sistemas compreendidos na mesoescala e sobre o oceano.

Os números de pontos e passos de tempo calibrados para cada resolução espacial estão descritos na Tabela 3.3 e o caso selecionado para a análise do presente estudo está descrito na Tabela 3.4.

Tabela 3.3: Informações das Simulações: resoluções espaciais e números de pontos.

<b>Resolução</b>	<b>10 km</b>	<b>3 km</b>
Número de Pontos em X	200	260
Número de Pontos em Y	200	260
Número de Pontos em Z	35	35
Passo de Tempo	20 segundos	10 segundos

Tabela 3.4: Posição em que a simulação foi centrada.

<b>Data</b>	<b>Localização</b>
07 a 09 de novembro de 2020	44°W e 28.3°S

### 3.5. Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto tem sido um grande auxílio para a identificação, análise e classificação de diversos sistemas meteorológicos devido às deficiências nas redes de

observação existentes, principalmente sobre áreas remotas e oceanos. Em geral, o sensoriamento remoto por satélite é dividido em sensores a bordo de satélites geoestacionários e de órbita polar. Os satélites de órbita polar passam próximo a ambos os pólos do planeta em cada uma de suas revoluções (os períodos de suas órbitas são de uma a duas horas), e os satélites de órbita geoestacionária oferecem cobertura observacional global de forma quase contínua (5 a 30 minutos) e da mesma perspectiva.

Neste trabalho foi utilizado o satélite GOES 16 nos canais 13 (10.3  $\mu\text{m}$ ) e 15 (12.3  $\mu\text{m}$ ) com 2 km de resolução.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Distribuição Espacial e Frequência

Para o ano de 2020, foram encontrados 19 ciclones em mesoescala que se desenvolveram na retaguarda dos sistemas frontais. A Figura 4.1 representa a distribuição mensal da frequência desses sistemas. Sabe-se que essa distribuição pode variar dependendo da região geográfica considerada e dos sistemas atuantes na região. Apesar da maior atividade frontal nos meses de primavera, a maior quantidade de ciclones secundários em mesoescala ocorreram nos meses de outono (Figura 4.1), podendo ser um efeito dos maiores gradientes de TSM nesta estação.

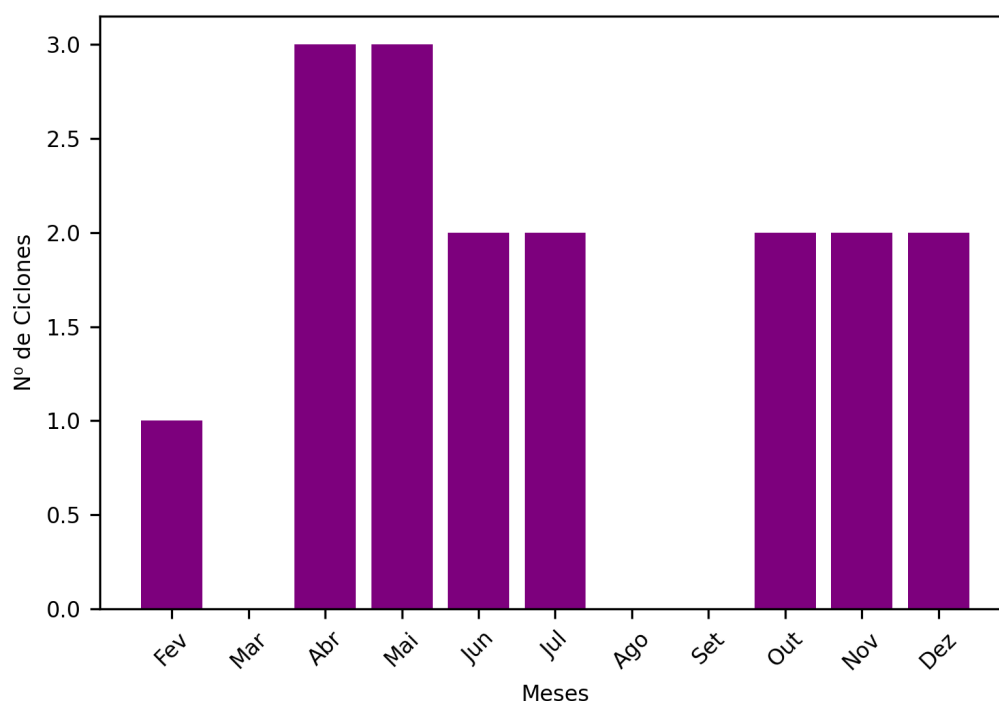


Figura 4.1: Número de ciclones pós frontais em mesoescala divididos por meses.

As regiões de nascimento dos ciclones da retaguarda foram em sua maioria entre as latitudes 28S e 36S e as longitudes 035W e 046W (Figura 4.2). Apenas 1 sistema se formou sobre as bacias, no entanto, além deste, outros 3 sistemas atingiram as bacias durante seu ciclo de vida apresentando um movimento retrógrado a partir de seu desprendimento do ciclone principal, e isso pode ser explicado pela influência da onda de Rossby.

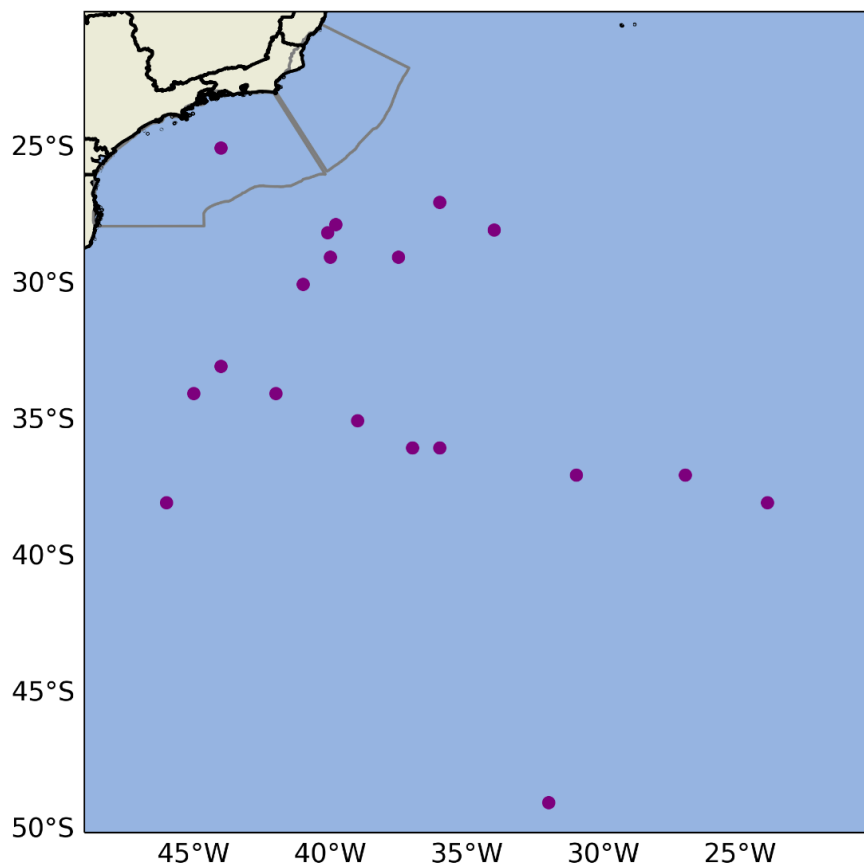


Figura 4.2: Regiões de mesociclôgenese pós frontal para o ano de 2020 na região de estudo. Os pontos em roxo indicam as ocorrências.

#### 4.2. Efeitos da Resolução de Grade

Uma importante etapa deste trabalho foi determinar a melhor resolução espacial do modelo para a modelagem de sistemas na região. Para isso foram realizados diversos testes centrados no mesmo ponto de grade. As resoluções escolhidas foram de 10 km e 3 km. Vale ressaltar que, na escolha das configurações de um modelo existem perdas e ganhos. Na Figura 4.3 é possível observar as informações das 2 simulações realizadas e ilustra a relação resolução de grade *versus* domínio onde é possível notar que quanto maior a resolução escolhida para a modelagem do evento, menor será o domínio da imagem. O mesmo vale



para o tamanho, quanto maior o domínio, menor será o detalhamento do sistema. Para que as simulações com diferentes resoluções possuíssem o mesmo domínio, as grades de maior resolução deveriam ter mais pontos. Contudo, seria necessário uma capacidade computacional superior. Sendo assim, para cada grade, foram utilizados os pontos descritos na Tabela 3.3.

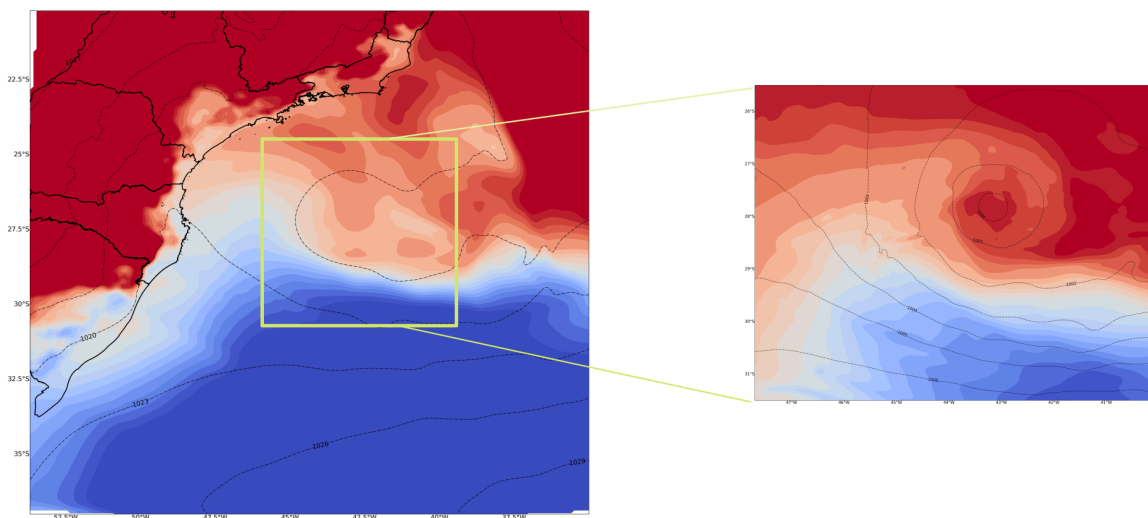


Figura 4.3: Simulação da temperatura do ar em 1000 hPa com (a) 10 km e (b) 3 km centradas no mesmo ponto para às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 usando o modelo BRAMS.

A distinção entre as grades no que diz respeito ao domínio são muito grandes. Em relação ao “tamanho da figura”, a grade de 10 km (Figura da esquerda) representa muito melhor a região, permitindo-se obter o entorno de onde situa-se o sistema. Possuir uma grande região ao redor é conveniente para se realizar uma análise completa não só do sistema em si, mas também de algum outro que possa influenciar o que está sendo analisado. Por outro lado, optar por um maior domínio resulta em um déficit de detalhamento. Como pode ser claramente observado na Figura 4.3, a simulação com a grade de 3 km (Figura da direita) representa apenas uma pequena porção do domínio da simulação com a grade de 10 km. No entanto, este pequeno quadrado possui uma região específica muito melhor representada do

que na grade de 10 km de forma que certas minuciosidades do sistema em análise que não foram bem representadas nas maiores grades, ainda que fosse possível observar sinais dessas características, são bem definidas nas menores grades.

As isolinhas de PNMM na grade de 10 km não simularam a presença de um vórtice fechado, por outro lado, na grade de 3 km é possível observar esse sistema bem marcado pela PNMM, além de um núcleo quente em baixos níveis.

Isso mostra o quanto é importante levar em consideração o que é mais necessário para o caso em que se está estudando. Em geral, para sistemas em escala sinótica, é necessário uma área maior para que todo o sistema possa ser observado e analisado, já em sistemas de mesoescala e microescala, o detalhamento é imprescindível. Mas isto não deve ser uma regra, já que o caso analisado no presente estudo, por exemplo, sofreu forte influência de um sistema em escala sinótica que forneceu todo um suporte para seu desenvolvimento.

A Figura 4.4 ilustra, para um evento escolhido e cuja formação estava mais bem definida às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 os campos de temperatura do ar no nível de 1000 hPa, a diferença entre a temperatura da superfície do mar e a temperatura do ar no nível de 1000 hPa intensidade do vento em 1000 hPa e a vorticidade relativa em 1000 hPa.

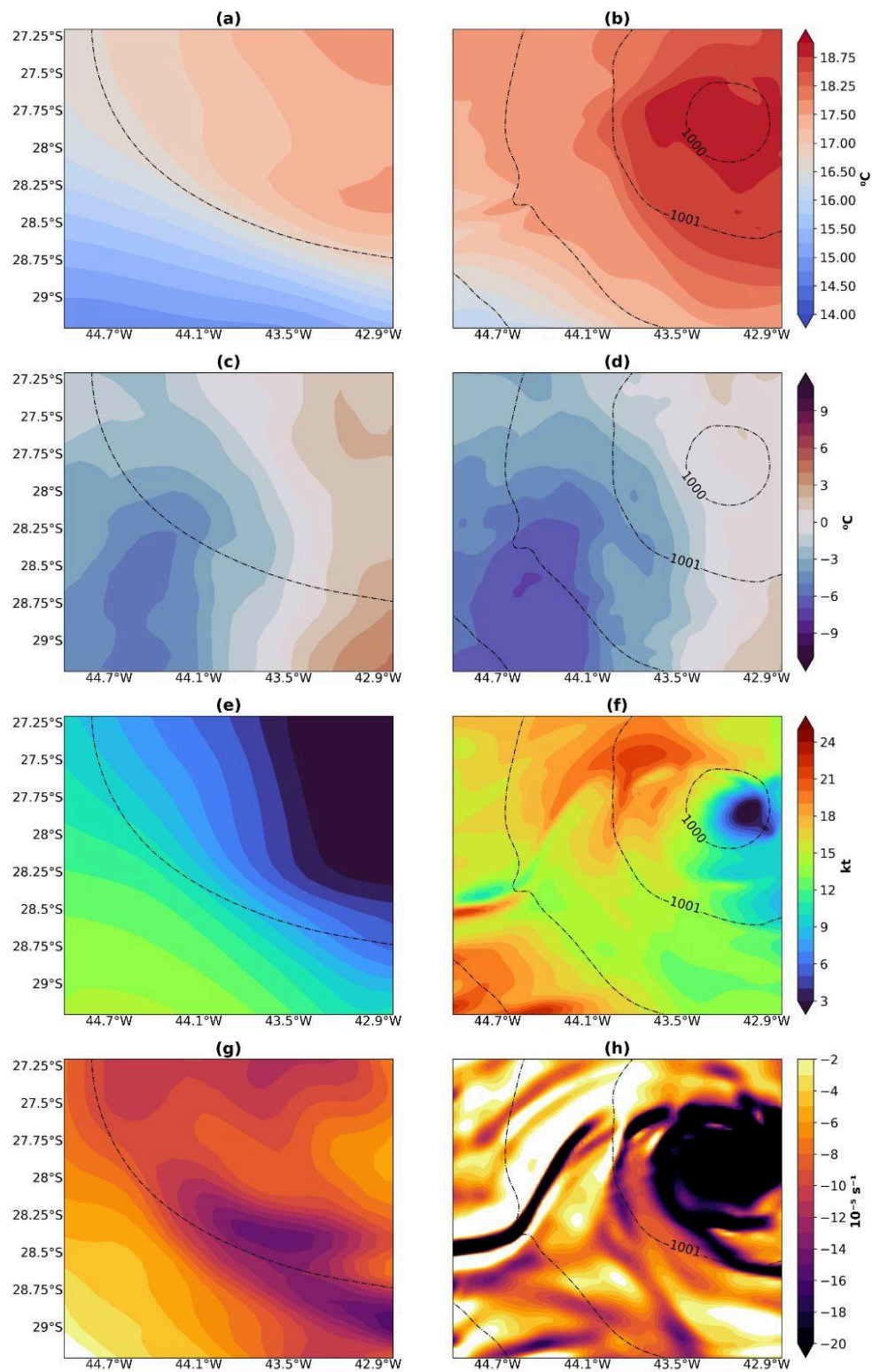


Figura 4.4: Campos gerados com as simulações do BRAMS nas grades de 10 km (a,c,e,g), 3 km (b,d,f,h). Cada linha corresponde a um campo e cada coluna corresponde a uma

resolução de grade. A primeira linha (a, b) representa a temperatura do ar no nível de 1000 hPa, a segunda linha (c,d) representa a diferença entre a temperatura da superfície do mar (tsm) e a temperatura do ar no nível de 1000 hPa (t1000), a terceira linha (e,f) corresponde à intensidade do vento em 1000 hPa (v1000) e a quarta linha (g,h) representa a vorticidade relativa em 1000 hPa (vr). Todos os campos apresentados são para as 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 e foram centradas no mesmo ponto de grade.

É possível notar o campo de vorticidade relativa (VR) com o formato bem mais configurado na grade de 3 km (Figura 4.4o). A grade de 10 km (Figura 4.4h), apesar de apresentar uma região com valores de vorticidade relativa notavelmente mais negativos que em seu entorno, não é possível distinguir a presença do vórtice em mesoescala. Ao analisar a figura em um domínio maior (imagem não mostrada), percebe-se que não houve a separação entre o sistema frontal precursor e o vórtice da retaguarda nesta figura.

Sabe-se, portanto, que o campo de VR é mais indicado para o rastreamento de sistemas de rápido e fraco desenvolvimento (SINCLAIR, 1994; HOSKINS e HODGES, 2002; GRAMCIANINOV *et al*, 2019). Isso porque as primeiras horas de uma ciclogênese, ainda mais em mesoescala, podem ser mascaradas pelo escoamento em escala sinótica nos campos de PNMM.

Outro ponto importante de se destacar é a intensidade da vorticidade relativa. Na grade de menor resolução (Figuras 4.4h) esses valores não ultrapassam, em módulo,  $-15.10^{-5}s^{-1}$  enquanto que na grade de maior resolução, ultrapassam a escala definida na imagem.

A intensidade do vento em 1000 hPa, apesar de influenciar diretamente a vorticidade, não apresentou intensidade proporcional à VR. Os valores nas grade de 10 km (Figura 4.4e) não apresentaram grandes intensidades na região do vórtice, ou seja, o fundo de escala sinótica mascarou a presença de um sistema menor na região.

Na grade de 3 km (Figura 4.4f) é possível observar que o centro de baixa pressão coincide com a região de calmaria dos ventos indicando o movimento descendentes no núcleo do sistema. Ademais, os ventos mais intensos se restringiram à porção noroeste do vórtice com valores superiores a 21 nós.

Assim como com os outros campos, o campo de temperatura em 1000 hPa não foi bem representado na simulação com menor resolução (Figura 4.4a). Analisando a simulação de 3 km (Figura 4.4b) é possível notar uma temperatura mais elevada no centro do sistema

coincidindo com a região central segundo as isolinhas de PNMM, com valores chegando a 18 °C. Isso indica a característica de núcleo quente que o ciclone possui em baixos níveis. Contudo, seria necessário analisar todo o perfil vertical do sistema para se afirmar com precisão.

A diferença entre a temperatura da superfície do mar e a temperatura em 1000 hPa foi o campo representado de forma mais semelhante nas duas figuras. Isso também pode ser devido à TSM com 1° de resolução que é a mesma usada de entrada para todas as rodadas, independente da grade. Então a diferença entre as figuras foi consequência da temperatura do ar em 1000 hPa, que foi melhor representada pela grade de 3 km (Figura 4.4c). Percebe-se que às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020, o vórtice se situava em uma região sem gradiente térmico ar-mar. Ou seja, neste estágio, a convecção não estava mais sendo sustentada pela transferência de umidade do oceano para a atmosfera (como ocorreu nos primeiros estágios do sistema).

Os gradientes entre TSM e T1000 foram mais expressivos na grade de 3 km (Figura 4.4d), de forma que a porção sudoeste do vórtice se situava em regiões com temperatura do ar em superfície 9°C a mais que a temperatura da superfície do mar. Por outro lado, a grade de 10 km (Figura 4.4f) representou a TSM cerca de 6 °C mais quente que a T1000 na parte sul do vórtice.

Algo que precisa ser enfatizado é que o modelo BRAMS apresentou uma má representação da pressão ao nível médio do mar (PNMM). Diversos testes foram realizados de forma a minimizar esta deficiência na representação da variável, contudo os valores de PNMM subestimam ou superestimam o valor real dependendo da configuração utilizada. Alguns testes de sensibilidade foram realizados, sem sucesso, como forma a corrigir este erro. Constatou-se, então, que tanto a grade com menor resolução (10 km) e até mesmo a grade de 3 km mantiveram este problema.

Com base na maior precisão de representar a maioria dos campos de forma mais próxima da realidade, escolheu-se utilizar a grade de 3 km para a análise do caso selecionado devido tanto ao domínio espacial da simulação quanto ao detalhamento do sistema.

Os campos gerados com as informações da Reanálise ERA 5 (Figura 4.5) apresentaram valores menos expressivos para o gradiente térmico (Figura 4.5b) e assim como para a grade de menor resolução (Figura 4.4a) não representaram sinais da presença do vórtice nos campos de temperatura do ar (Figura 4.5a) e de gradiente térmico ar-mar (Figura 4.5b). Além disso, o único indício da presença de um vórtice em superfície pelas isolinhas de pressão é um pequeno centro de 1017 hPa que coincide, no campo de vorticidade relativa

(Figura 4.5d), apesar de não tão bem caracterizado, com a presença de um mínimo de VR indicando que estas variáveis foram as únicas capazes de indicar a presença do ciclone em mesoescala através da Reanálise ERA 5. Quanto ao campo de vento em superfície (Figura 4.5c), não é possível atribuir os valores superiores a 15 kt à oeste do centro de pressão ao ciclone em mesoescala uma vez que esses valores parecem ter interferência do sistema em escala sinótica precursor.

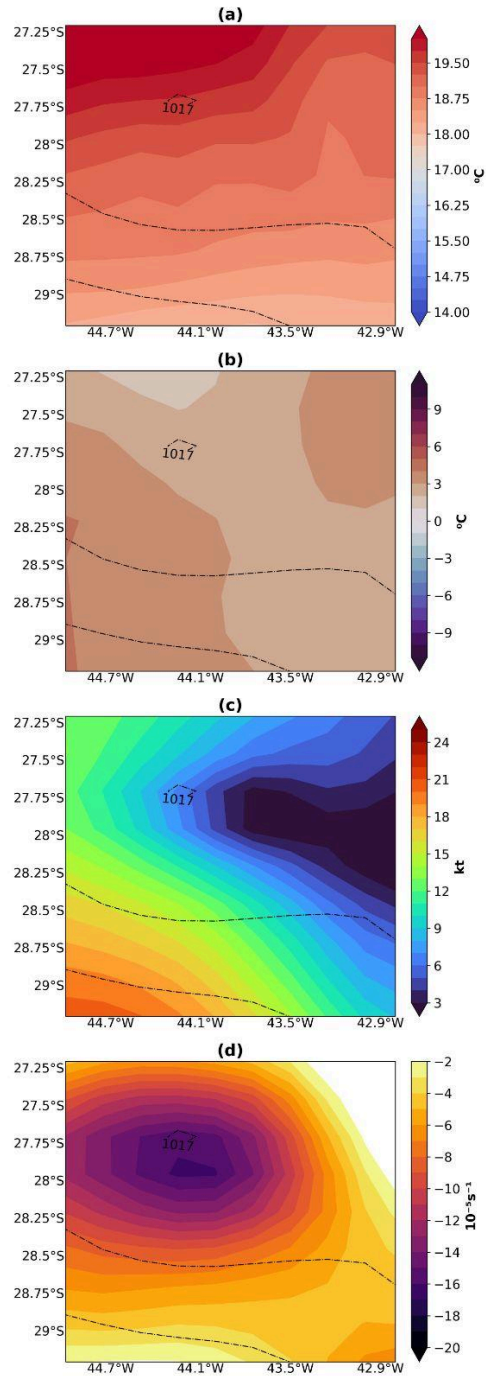


Figura 4.5: Campos gerados com as informações da Reanálise ERA 5, de forma que (a) representa a temperatura do ar no nível de 1000 hPa, (b) representa a diferença entre a temperatura da superfície do mar (TSM) e a temperatura do ar no nível de 1000 hPa (T1000), (c) corresponde à intensidade do vento em 1000 hPa (V1000) e (d) representa a vorticidade relativa em 1000 hPa (VR). Todos os campos são para as 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020.

### 4.3. Espessura das Nuvens

A análise da espessura das nuvens pode ser feita através da temperatura de brilho, de forma que nuvens com temperatura de topo mais frias representam nuvens mais altas. Na Figura 4.6 é possível observar o ciclone em escala sinótica na dianteira com valores mais negativos de temperatura de brilho indicando a grande espessura das nuvens associadas a ele. E logo após, nota-se o vórtice em mesoescala com circulação bem definida e valores de topo de nuvem que não ultrapassam, em módulo,  $-20^{\circ}\text{C}$  o que aponta sua característica de sistema mais raso.

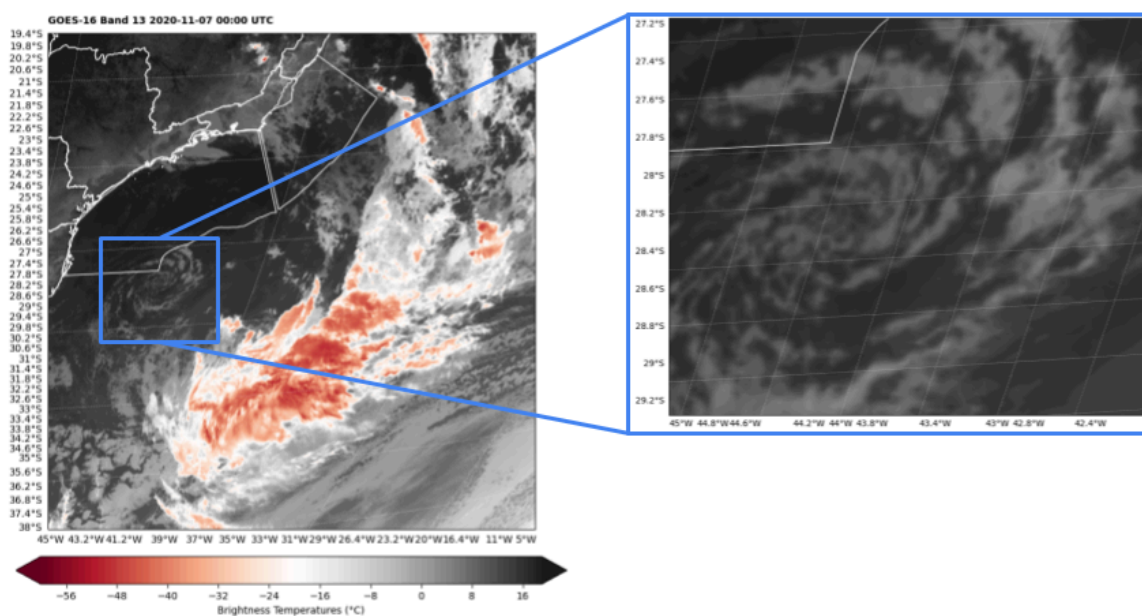


Figura 4.6: Imagem de satélite do GOES-16 no canal 13 às 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 que mostra o ciclone em escala sinótica e o ciclone em mesoescala em sua retaguarda (figura da esquerda) e o zoom no sistema em mesoescala (figura da direita). A escala de cores varia de  $-56^{\circ}\text{C}$  (vermelho) a  $16^{\circ}\text{C}$  (preto).

Ao observar a temperatura dos topos das nuvens, é importante mencionar que, na retaguarda de um sistema frontal, há a presença de uma massa de ar mais frio. Isso significa que a atmosfera nessa região é menos espessa em comparação com outras áreas. De acordo com a equação hipsométrica como resultado, os sistemas meteorológicos que se desenvolvem



na alta pós-frontal tendem a ser mais rasos, ou seja, não se estendem tão verticalmente na atmosfera. No entanto, é preciso destacar que a altura das nuvens não é o único fator determinante para a intensidade dos sistemas meteorológicos. Existem outros fatores, como a umidade do ar, a instabilidade atmosférica e a presença de correntes de ar favoráveis, que também influenciam a formação e o desenvolvimento desses sistemas. Um exemplo são as Baixas Polares, que se formam na retaguarda de sistemas frontais e possuem ventos intensos que podem atingir a escala Saffir-Simpson. Mesmo sendo sistemas rasos devido à atmosfera menos espessa na região pós-frontal, eles ainda podem apresentar uma grande potencialidade/severidade.

#### **4.4. Análise do sistema**

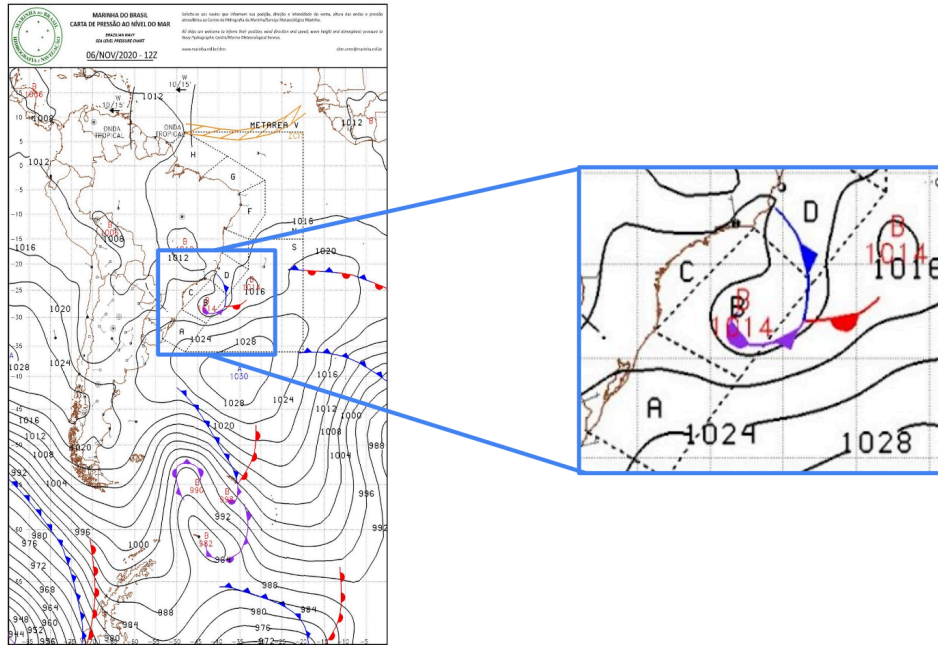
Com a análise de escala foi possível detectar que a grade de 3km foi mais representativa para sistemas desta categoria para a região de estudo. Sendo assim, esta foi a grade escolhida para a análise do sistema.

##### **4.4.1. Evento de 07 a 09 de novembro de 2020**

No dia 06 de novembro de 2020, formou-se um cavado sobre o litoral da região sul do Brasil que 12 horas depois evoluiu para um sistema frontal. Esse sistema se intensificou conforme se dirigia para sudeste sobre o Oceano Atlântico Sul e às 00 UTC do dia 07 de novembro e então, um vórtice em mesoescala atingiu o seu momento mais intenso na retaguarda deste ciclone sinótico.

As cartas sinóticas da Marinha do Brasil indicaram a presença de um sistema frontal às 12 UTC do dia 06 de novembro (Figura 4.7a) e a presença de um ciclone secundário às 00 UTC do dia 07 de novembro (Figura 4.7b) que foi marcado como um ciclone ocluso com um centro de 1014 hPa, sem nenhuma alusão ao vórtice de mesoescala, embora as imagens do canal do infravermelho (Figura 4.6) mostrassem que o ciclone estava associado a uma pequena região de convecção ativa e que apresentava um formato de vórtice de pequena dimensão bem definido.

(a)



(b)

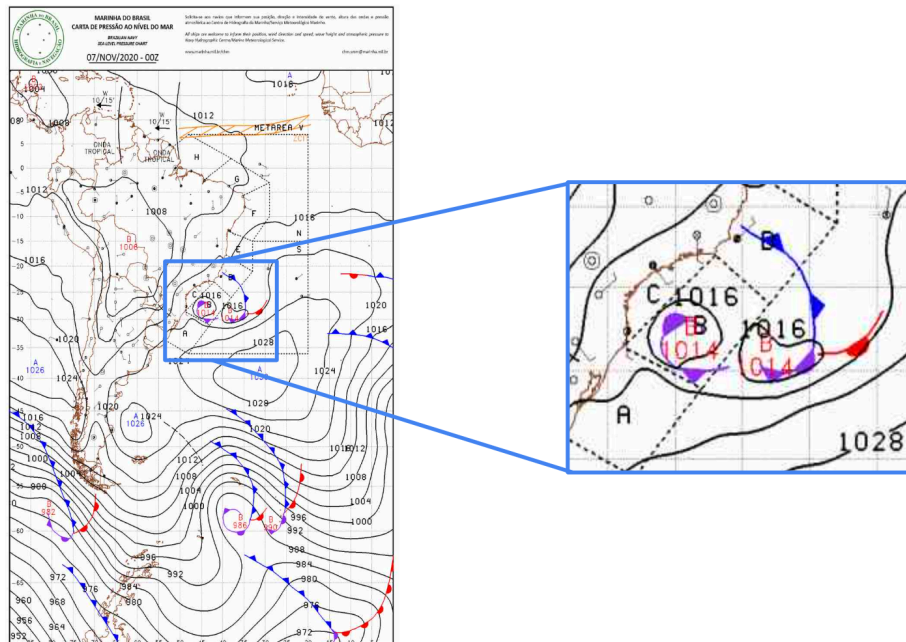


Figura 4.7: Carta de Pressão ao Nível Médio do mar referente às (a) 12 UTC do dia 06 de novembro e das (b) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020.

O ciclone em mesoescala se formou em uma região de forte gradiente de TSM (Figura 4.8) e a sua convecção mais intensa ocorreu quando o sistema alcançou maiores valores de TSM (19°C). Percebe-se também que a diferença entre as temperaturas do ar e do mar excedem os 2 °C (em módulo); ou seja, neste momento o oceano estava mais quente do que a atmosfera sobre ela e isso permitiu que os fluxos de calor gerassem instabilidade na região e intensificassem os movimentos ascendentes, proporcionando convecção.

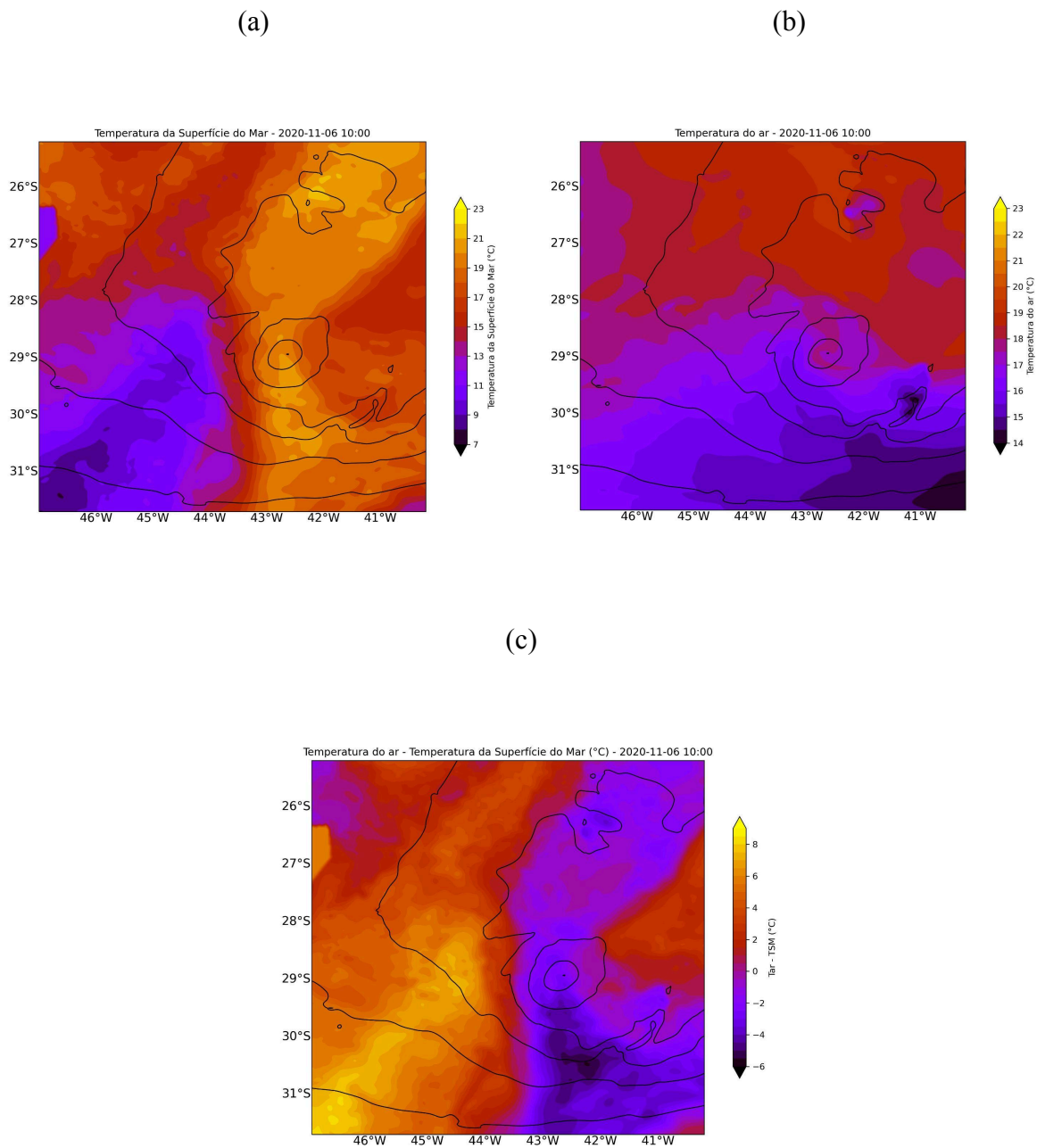


Figura 4.8: (a) Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) em cores, (b) Temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) em cores PNMM (linha preta) para as 10 UTC do dia 06 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Durante o ambiente pré-mesociclogênese, nota-se a presença de anomalia negativa de VP em 300 hPa sobre uma região de gradiente de Temperatura Potencial em superfície (Figura 4.9). É possível notar a presença de VP em 300 hPa, à oeste do ciclone principal, no local de desenvolvimento do ciclone secundário, indicando que a presença da forçante em altos níveis contribuiu para a formação da baixa desprendida. Às 06 UTC de 06 de novembro (Figura 4.9a), existia uma anomalia de VP em 300 hPa sobre isolinhas de temperatura potencial em superfície. Essa anomalia manteve-se na dianteira durante todo o desenvolvimento do sistema (Figura 4.9b) até às 18 UTC (Figura 4.9c), quando o vórtice já se encontrava mais intenso. Conforme a circulação proveniente da anomalia de vorticidade potencial em altos níveis se tornou alinhada verticalmente com a anomalia de temperatura potencial em superfície (Figura 4.9d), o sistema passou a enfraquecer.

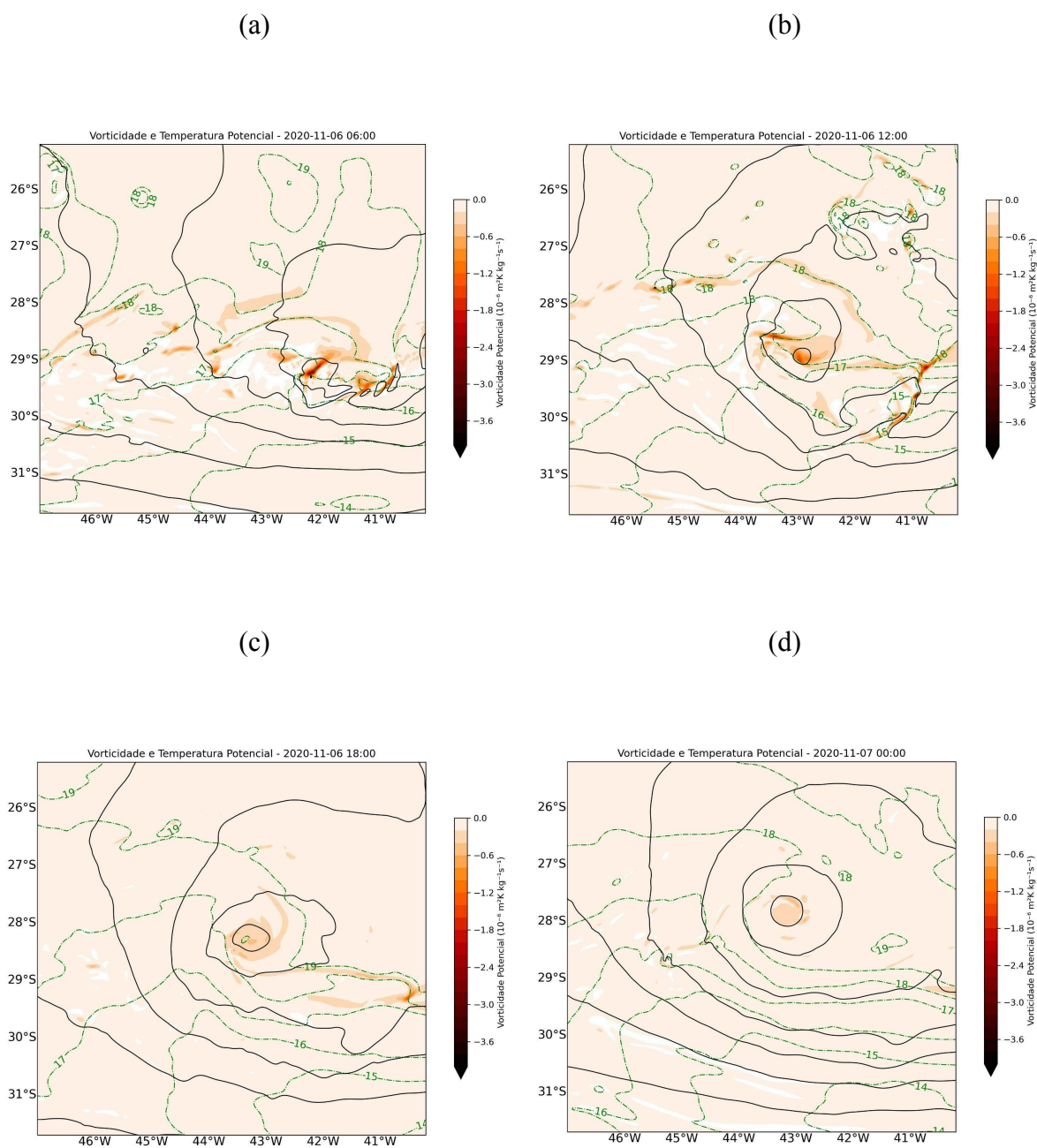


Figura 4.9: Vorticidade Potencial (cores) em 300 hPa, Temperatura Potencial em 1000 hPa (linha verde tracejada) e Pressão ao Nível Médio do Mar (linha preta contínua) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

O vórtice se desenvolveu em uma região baroclínica, cujas isóbaras e isolinhas de altura geopotencial se cruzam quase perpendicularmente no momento de aprofundamento do vórtice.

A formação do ciclone secundário foi influenciada pelo fluxo de calor sensível positivo (Figura 4.10) devido ao fato do sistema se desenvolver sobre a superfície do mar, onde a temperatura da água estava mais quente do que a temperatura do ar circundante. Nessa situação, o calor sensível positivo ocorreu devido à diferença de temperatura entre a superfície do mar aquecida e a atmosfera adjacente mais fria. Essa diferença de temperatura resultou em um gradiente térmico vertical acentuado, que desencadeou processos atmosféricos favoráveis ao desenvolvimento do ciclone.

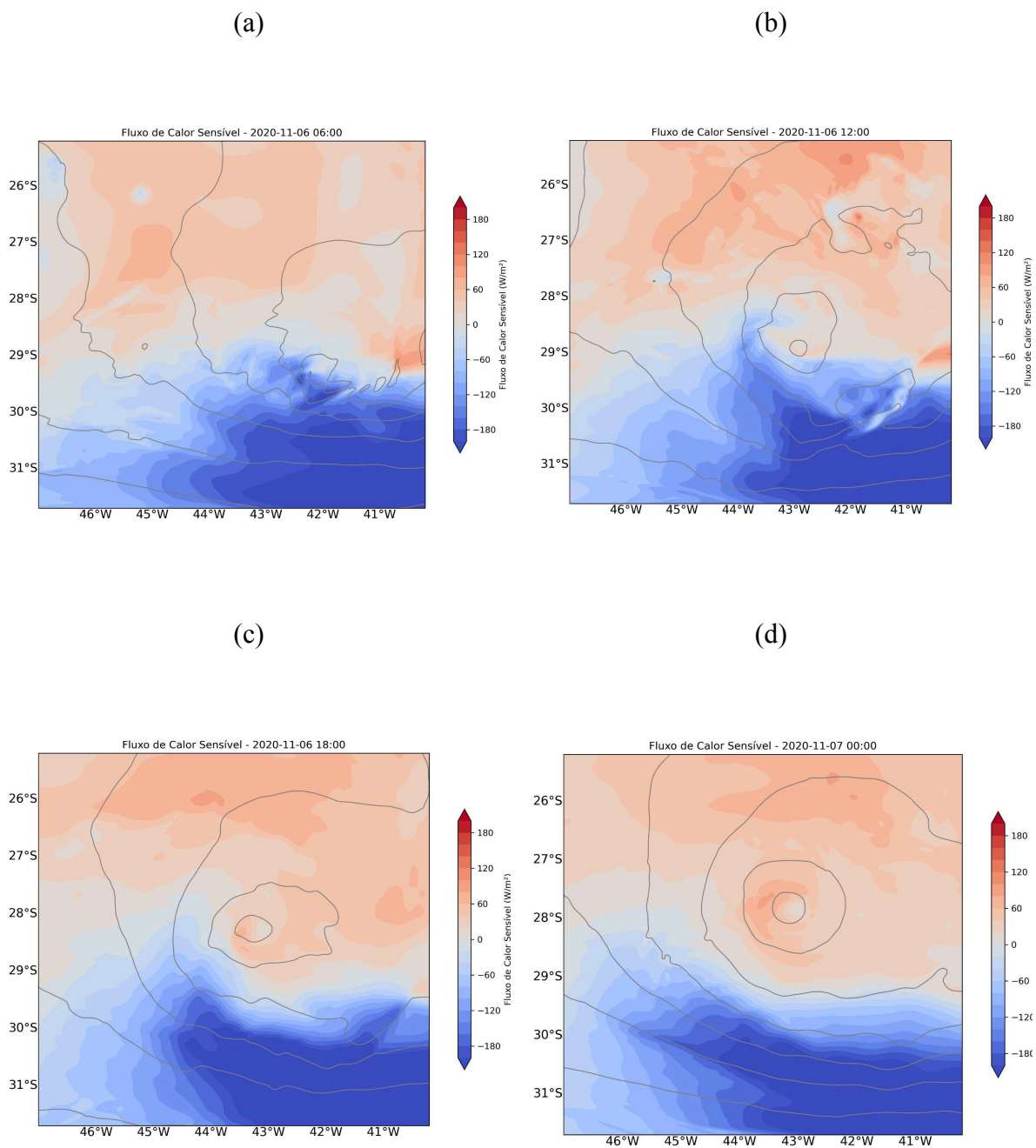


Figura 4.10: Fluxo de calor sensível (cores) e PNMM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

O aumento do fluxo de calor sensível positivo impulsionou a evaporação da água na superfície do mar aquecida, aumentando a umidade atmosférica. Essa umidade adicional foi



transportada verticalmente, alimentando a formação de nuvens convectivas densas e carregadas de energia. Consequentemente, ocorreu uma maior liberação de calor latente (Figura 4.11), que é a energia liberada quando o vapor de água se condensa para formar nuvens.

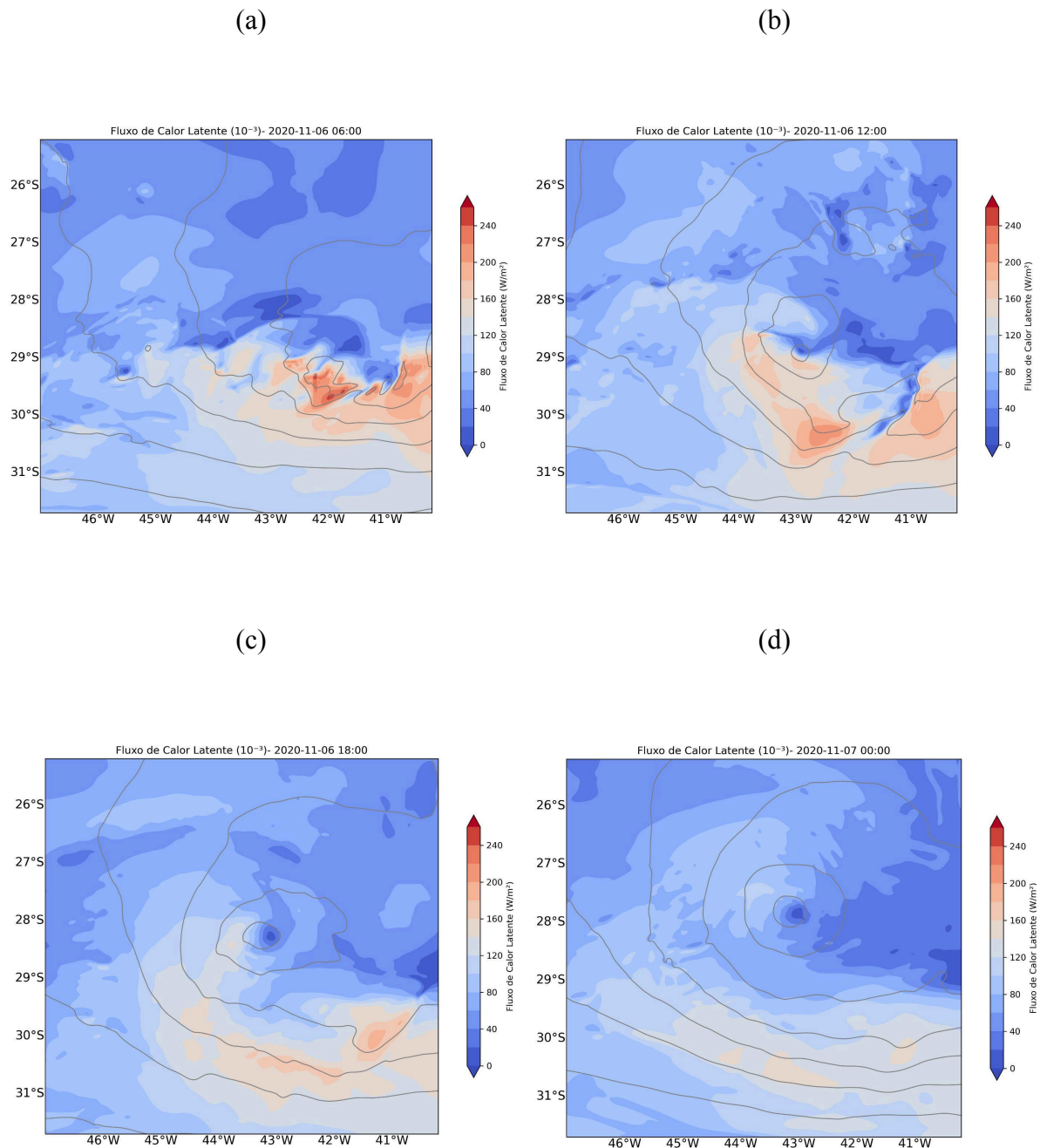


Figura 4.11: Fluxo de calor latente (cores) e PNM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS.

Esse processo de liberação de calor latente atuou como um mecanismo de realimentação positiva, favorecendo ainda mais a ciclogênese. A liberação de calor latente contribuiu para um aumento da instabilidade atmosférica, gerando uma redução na pressão atmosférica e fortalecendo os ventos dentro do sistema ciclônico.

Além disso, o gradiente de temperatura entre a superfície do mar aquecida e o ar circundante provocou uma diferença de pressão horizontal. Essa diferença de pressão impulsionou o movimento do ar em direção ao centro do ciclone, gerando uma circulação ciclônica mais intensa.

O fluxo de calor latente, por sua vez, ocorre quando a água muda de fase, ou seja, quando ocorre a evaporação e a condensação. Quando o ciclone secundário se formou sobre a superfície do mar mais quente, o fluxo de calor latente foi impulsionado pela evaporação da água da superfície. À medida que o ar se aquece e se torna mais úmido devido à evaporação, ele se eleva verticalmente, formando nuvens convectivas densas e carregadas de umidade. Durante o processo de condensação, quando o vapor de água se transforma novamente em gotículas de água ou em cristais de gelo, ocorre a liberação de calor latente. Essa liberação de calor latente ocorre principalmente nas nuvens convectivas e atua como um mecanismo de realimentação positiva para o ciclone.

Sendo assim, o calor latente liberado durante a condensação foi uma fonte adicional de energia para o sistema. Ele aqueceu o ar próximo às nuvens, reduzindo a densidade do ar e aumentando a instabilidade atmosférica. Assim como o calor sensível, a liberação de calor latente também contribuiu para a redução da pressão atmosférica no centro do ciclone, ajudando a fortalecer os ventos circulantes.

O período de maior intensidade dos ventos ocorreu durante o desenvolvimento do sistema (Figura 4.12a), e estes valores mais elevados coincidem com o período de maior fluxo de calor latente (Figura 4.11a). Ou seja, os fluxos turbulentos de calor foram intensificados pelo vento em superfície que, ao provocarem rugosidade na superfície do mar, contribuíram para o aumento da taxa de evaporação.

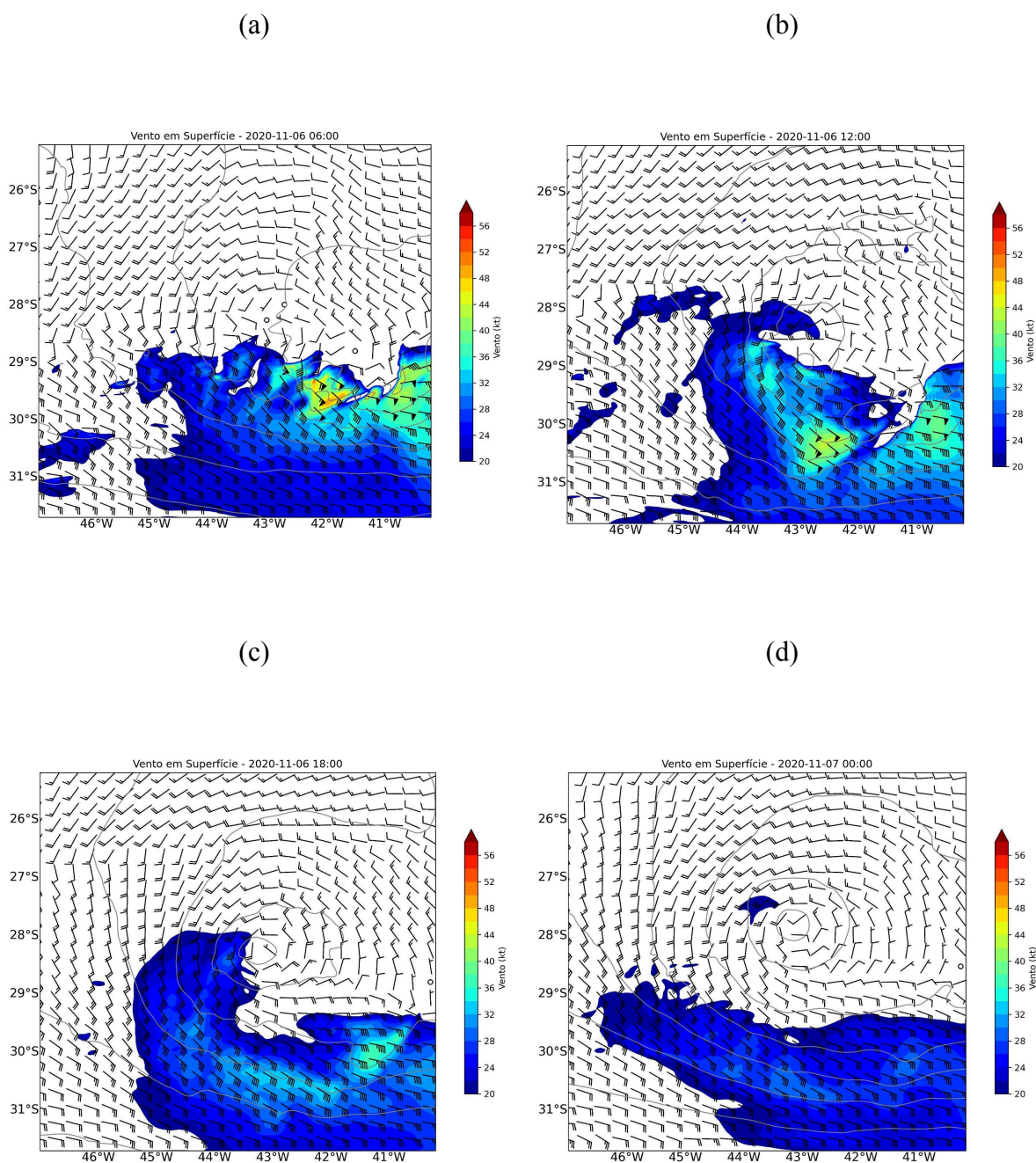


Figura 4.12: Intensidade do vento em superfície (cores e barbelas) e PNMM (linha cinza) para as (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC do dia 06 de novembro de 2020 e (d) 00 UTC do dia 07 de novembro de 2020 simulados pelo BRAMS

À medida que o vórtice se aprofundou, houve um aumento de sua velocidade, e consequente aumento na taxa de evaporação da água da superfície do mar para a atmosfera.

Isso ocorre porque o vento tende a afastar a camada de ar saturado próximo à superfície, permitindo que mais ar seco entre em contato com a superfície úmida. Quanto maior a velocidade do vento em superfície, maior será o gradiente de umidade entre a superfície e a atmosfera circundante. Isso resulta em uma maior difusão de vapor de água da superfície para a atmosfera, aumentando o fluxo de calor latente. Além disso, a velocidade do vento também afeta a mistura vertical na atmosfera. O vento em superfície mais rápido promove uma maior turbulência na camada limite atmosférica, o que leva a uma mistura mais eficiente de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera. Isso resulta em uma maior taxa de transferência de calor latente da superfície para a atmosfera.

Os ventos mais intensos ocorreram no setor sul/sudoeste do centro de baixa pressão durante o início do seu ciclo de vida (Figura 4.12a) com valores superiores a 52 kt e coincidiram com a maior taxa de fluxo de calor latente.

## 5. CONCLUSÕES

Através do rastreamento manual de vórtices em mesoescala na retaguarda de sistemas frontais foi possível encontrar 19 sistemas, sendo que 4 deles atingiram efetivamente as bacias, apesar de apenas 1 ter surgido na região. Esses sistemas que atingiram as bacias apresentaram um movimento retrógrado a partir de seu desprendimento do ciclone principal, e isso pode ser explicado pela influência da onda de Rossby.

A maior parte das ciclogêneses pós-frontais ocorreram entre as latitudes 28°S e 36°S com uma maior frequência nos meses de abril e maio. Considerando-se que nos meses de outono, existe um maior gradiente de TSM, é coerente obter-se uma maior frequência de instabilidades pós-frontais, uma vez que, como observado através do estudo de caso, a TSM foi fundamental no desenvolvimento do vórtice.

As configurações utilizadas no modelo BRAMS foram efetivas na representação do evento de ciclone em mesoescala analisado. Após a análise das quatro simulações numéricas, constatou-se que não houve uma grade que melhor representasse todos os campos. No entanto, a grade de 3 km representou melhor as características gerais do sistema para a maioria das variáveis além de possuir o registro de vento mais intenso que alcançaram 21 nós.

A simulação do modelo utilizando a grade de 3 km foi eficiente na representação do campo de PNMM pelo BRAMS, e também registrou o maior gradiente térmico ar-mar.

Percebe-se então que a rodada com maior resolução foi mais efetiva na representação dos extremos, e que a grade de 3 km posicionou e representou bem, em geral, o ciclone em mesoescala.

Os fluxos de calor sensível e latente foram cruciais para a intensificação do ciclone da retaguarda. Quando o ciclone secundário se formou sobre uma superfície do mar mais quente em relação ao ar circundante, o fluxo de calor sensível positivo desempenhou um papel crucial na manutenção e aprofundamento do sistema. Esse fluxo aumentou a umidade atmosférica, promoveu a formação de nuvens convectivas e liberou calor latente, intensificando a instabilidade atmosférica e fortalecendo os ventos dentro do vórtice. O gradiente de temperatura entre a superfície do mar e o ar circundante também contribuiu para a circulação ciclônica mais intensa. Além disso, o fluxo de calor latente foi essencial no desenvolvimento do ciclone secundário, fornecendo energia adicional para o sistema por meio da liberação de calor durante a condensação. Esse processo aqueceu o ar, aumentando a instabilidade atmosférica, reduzindo a pressão no centro do ciclone e, em associação com o calor sensível, contribuiu para a intensificação da circulação ciclônica e dos ventos.

Os campos gerados com a Reanálise Era 5 não foram efetivos na representação do vórtice pós frontal. Contudo, foi possível notar sinais da presença do vórtice em mesoescala através da PNMM e da VR, mostrando ainda mais a relevância da modelagem em mesoescala.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrade, K. M., & Cavalcanti, I. F. (2004). Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In Congresso Brasileiro de Meteorologia (Vol. 13).

ANDRADE, Kelen Martins. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

Anthes, R. A. (1986). The general question of predictability. In Mesoscale meteorology and forecasting (pp. 636-656). American Meteorological Society, Boston, MA.

Bonnet, S. M., Dereczynski, C. P., & Nunes, A. (2018). Caracterização sinótica e climatológica de eventos de chuva pós-frontal no Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33, 547-557.

Bishop, C. H., & Thorpe, A. J. (1994). Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part II: The suppression of nonlinear wave development. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(6), 874-888.

Bjerknes, J. (1919). On the structure of moving cyclones. *Monthly Weather Review*, 47(2), 95-99.

Boyden, C. J. (1963). A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteor. Mag*, 92, 198-210.

Carrera, M. L., Gyakum, J. R., & Zhang, D. L. (1999). A numerical case study of secondary marine cyclogenesis sensitivity to initial error and varying physical processes. *Monthly weather review*, 127(5), 641-660.

Chaboureaud, J. P., & Thorpe, A. J. (1999). Frontogenesis and the development of secondary wave cyclones in FASTEX. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555), 925-940.

Chin, T.M, J. Vazquez-Cuervo, and E.M. Armstrong. 2017. A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature, *Remote Sensing of Environment*, 200 . <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>

Coleman, J.S.M., Law, K. T., (2015). Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier.

Cotton, W. R., Pielke Sr, R. A., Walko, R. L., Liston, G. E., Tremback, C. J., Jiang, H., ... & McFadden, J. P. (2003). RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29.

Crespo, N. M. (2015). Contribuição da interação troposfera-estratosfera nas ciclogêneses em superfície sobre a América do Sul (Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo).

Crespo, N. M. (2019). A potential vorticity perspective on cyclones over South America. (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo

DALL' ANTONIA Jr., Alaor Moacyr. Vórtice de ar frio na América do Sul - Análise diagnóstica. 1991. 116f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo

Da Rocha, R. P. Impacto de Parametrização de Convecção em Ciclogênese sobre o Oceano. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 201pg, 1999.

Dereczynski, C. P., & Ferreira, N. D. J. (1995). Estudo de caso de uma nuvem vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo

Dereczynski, C. P., Oliveira, J. S. D., & Machado, C. O. (2009). Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24, 24-38.



Devore, J. L., & Cordeiro, M. T. A. (2014). Probabilidade e estatística: para engenharia e ciências. Cengage Learning Edições Ltda..

Ford, R. P., & Moore, G. K. (1990). Secondary cyclogenesis—Comparison of observations and theory. *Monthly weather review*, 118(2), 427-446.

Gamboa, L.A.P., Machado, M.A.P., Silveira, D.P., Freitas, J.T.R., e Silva, S.R.P. (2008). Evaporitos estratificados no Atlântico Sul. In: W.U. Mohriak, P. Szatmari, S. Anjos (Orgs.). Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras (pp. 91-163). São Paulo: Beca Edições.

Gramcianinov, C. B. (2019). Changes in South Atlantic Cyclones due Climate Change (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).

GRAMCIANINOV, C. B.; HODGES, K. I.; CAMARGO, Ricardo de. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. *Climate Dynamics*, v. 53, p. 4115-4140, 2019.

Grell, G., & Freitas, S. (2014, May). Further development and initial evaluations of the aerosol dependence modeled by the Grell and Freitas convective parameterization. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 8807).

Grell, G. A., & Freitas, S. R. (2014). A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(10), 5233-5250.

Hirschberg, P. A., & Fritsch, J. M. (1991). Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I. Overview and observations from a cyclone event. *Monthly weather review*, 119(2), 496-517.

Holland, G. J., Lynch, A. H., & Leslie, L. M. (1987). Australian east-coast cyclones. Part I: Synoptic overview and case study. *Monthly Weather Review*, 115(12), 3024-3036.

Holton, J. (2004). *Dynamic meteorology*. Fourth, Washington University, 533.

Homar, V., Romero, R., Stensrud, D. J., Ramis, C., & Alonso, S. (2003). Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 129(590), 1469-1490.

Hoskins, Brian J.; Hodges, Kevin I. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 59, n. 6, p. 1041-1061, 2002.

Hoskins, B. J., & James, I. N. (2014). *Fluid dynamics of the mid-latitude atmosphere*. John Wiley & Sons.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470), 877-946.

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).

Iwabe, C. M. N. (2012). *Ciclones secundários no Sudoeste do Atlântico Sul: climatologia e simulação numérica (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo)*.

Leslie, L. M., Holland, G. J., & Lynch, A. H. (1987). Australian east-coast cyclones. Part II: Numerical modeling study. *Monthly weather review*, 115(12), 3037-3054.

Ligda, MG (1951). Observação de tempestades de radar. Em *Compêndio de meteorologia* (pp. 1265-1282). Sociedade Meteorológica Americana, Boston, MA.

Lin, Y. L. (2007). *Mesoscale dynamics* (Vol. 630). Cambridge: Cambridge University Press.

Martin, J. E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics: A First Course*. John Wiley and Sons, 324 pp.

Melo, A. D. C. C., de Almeida Palmeira, A. C. P., & Menezes, W. F. (2021). Identificação e caracterização de Baixas Polares sobre a Península Antártica e mares adjacentes. *Sistemas & Gestão*, 16(3).

Melo, A. C. C. *Distribuição e Características de Baixas Polares Sobre a Península Antártica e Mares Adjacentes*. Monografia (Bacharelado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Melo, A. C. C.; Rodrigues, K. S. ; Palmeira, A. C. P. A. . Dupla Formação de Nuvem Vírgula Invertida sobre o Atlântico Sudoeste. Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET), 2022, Bauru - SP. Anais do XXII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2022.

Moreira, D. S., Freitas, S. R. D., Bonatti, J. P., Mercado, L. M., Rosário, N. E., Longo, K. M., ... & Gatti, L. V. (2013). Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1. 0): applications to numerical weather forecasting and the CO<sub>2</sub> budget in South America. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 1243-1259.

Miller, J. E. (1946). Cyclogenesis in the Atlantic coastal region of the United States. *Journal of Atmospheric Sciences*, 3(2), 31-44.

Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 527-530.

Parker, D. J. (1998). Secondary frontal waves in the North Atlantic region: A dynamical perspective of current ideas. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(547), 829-856.

Pielke SR., R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling International Geophysics Series*. 2ª. Edição, Estados Unidos da América, Academic Press, v. 78, 2002. 676 p.

Pielke, R. A., Cotton, W. R., Walko, R. E. A., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., ... & Copeland, J. H. (1992). A comprehensive meteorological modeling system—RAMS. *Meteorology and atmospheric Physics*, 49, 69-91.

Rasmussen, E. A., & Cederskov, A. (1994, June). Polar lows: a critical appraisal. In Proc., Int. Symp. on the life cycles of extratropical Cyclones, Bergen, Norway (Vol. 3, pp. 199-203).

Rasmussen, E. A., Claud, C., & Purdom, J. F. (1996). Labrador Sea polar lows. *Global Atmos. Ocean Syst*, 4, 275-334.

Rao, V. B., & Bonatti, J. P. (1987). On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. *Meteorology and Atmospheric physics*, 37, 11-16.

REBOITA, Michelle Simões. Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul :: simulação climática e experimentos de sensibilidade. 2008. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

Reboita, M. S., Gan, M. A., Da Rocha, R. P., & Ambrizzi, T. (2010). Precipitation regimes in South America: a bibliography review. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2), 185-204.

Satyamurty, P., & De Mattos, L. F. (1989). Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Monthly Weather Review*, 117(6), 1355-1364.

Seluchi, M. E., & Saulo, A. C. (1998). Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiments using a limited area model. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4), 309-320.

Souza, Juan Neres de et al.. Climatologia De Sistemas Sinóticos Na Região Da Bacia De Santos.. In: Anais da Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Tecnológica, Artística e Cultural. Anais...Rio de Janeiro(RJ) UFRJ, 2021. Disponível em: <<https://www.even3.com.br/anais/jgmictac/311495-CLIMATOLOGIA-DE-SISTEMAS-SINOTICOS-NA-REGIAO-DA-BACIA-DE-SANTOS>>. Acesso em: 10/06/2023 19:38

Silva, M. C. L. Simulações Numéricas do Ciclone Catarina: Impacto dos Efeitos Subgrade, Resolução e Assimilação de Dados. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 117. 2014.

Sinclair, Mark R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 10, p. 2239-2256, 1994.

Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology (Vol. 13). Springer Science & Business Media.

Thompson, G., & Eidhammer, T. (2014). Um estudo dos impactos do aerossol nas nuvens e no desenvolvimento da precipitação em um grande ciclone de inverno. *Jornal das ciências atmosféricas*, 71 (10), 3636-3658.

Thorncroft, C. D., & Hoskins, B. J. (1990). Frontal cyclogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47(19), 2317-2336.

Thunis, P., & Bornstein, R. (1996). Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations. *Journal of atmospheric sciences*, 53(3), 380-397.

Tibbs, C. RYA Weather Handbook. 2<sup>a</sup> Ed. The Royal Yachting Association, Southampton, 109pp, 2007.

Vianello, R. L., Ferreira, N. J., & Oliveira, L. L. (2001). *Meteorologia Fundamental*, Edifapes. Erechin e RS.

Zhang, D. L., Cheng, W. Y., & Gyakum, J. R. (2002). The impact of various potential-vorticity anomalies on multiple frontal cyclogenesis events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(584), 1847-1877.

