

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

HUGO NUNES ANDRADE

**ESTUDOS DOS CICLONES EXPLOSIVOS OCORRIDOS ENTRE 2010 E 2020 NO  
ATLÂNTICO SUL SOB A ÓTICA DE DOIS ESQUEMAS DE DETECÇÃO**

PORTO ALEGRE

2023

HUGO NUNES ANDRADE

**ESTUDOS DOS CICLONES EXPLOSIVOS OCORRIDOS ENTRE 2010 E 2020 NO  
ATLÂNTICO SUL SOB A ÓTICA DE DOIS ESQUEMAS DE DETECÇÃO**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento.

**Orientador:** Prof. Dr. Rita de Cássia Marques Alves

**Coorientador:** Prof. Dr. André Becker Nunes

PORTO ALEGRE

2023

**ATA AUTENTICADA**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia**

Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto  
SENSORIAMENTO REMOTO - Mestrado Acadêmico  
Ata de defesa de Dissertação

Aluno: Hugo Nunes Andrade, com ingresso em 28/02/2020

**Título:** ESTUDOS DOS CICLONES EXPLOSIVOS OCORRIDOS ENTRE 2010 E 2020 NO  
ATLÂNTICO SUL SOB A ÓTICA DE DOIS ESQUEMAS DE DETECÇÃO

Data: 20/04/2023

Horário: 08:00

Local: Online

<u>Banca Examinadora</u>	<u>Avaliação</u>	<u>Origem</u>
Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira	Aprovado	UFRGS
Mario Francisco Leal de Quadro	Aprovado	IFSC
Vilson Dias de Avila	Aprovado	UFRGS

Avaliação Geral da Banca: Aprovado com voto de louvor

Data da homologação:

Porto Alegre, 02 de maio de 2023

Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto  
Av. Bento Gonçalves, 9500 Prédio 44202 Setor 5 - Bairro Agronomia - Telefone 3308-6221  
Porto Alegre - RS

Documento gerado sob autenticação nº PKU.070.696.IHQ  
Pode ser autenticado, na Internet, pela URL <http://www.ufrgs.br/autenticacao>,  
tendo validade sem carimbo e assinatura.

CIP - Catalogação na Publicação

Andrade, Hugo Nunes  
ESTUDOS DOS CICLONES EXPLOSIVOS OCORRIDOS ENTRE  
2010 E 2020 NO ATLÂNTICO SUL SOB A ÓTICA DE DOIS  
ESQUEMAS DE DETECÇÃO / Hugo Nunes Andrade. -- 2023.  
76 f.  
Orientadora: Rita Alves.

Coorientador: André Nunes.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em  
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de  
Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre,  
BR-RS, 2023.

1. Ciclogênese Explosiva. 2. Métodos de Detecção.  
3. Campos Compostos. I. Alves, Rita, orient. II.  
Nunes, André, coorient. III. Título.

Dedico este trabalho à minha família pelo esforço a uma educação de qualidade.

## **AGRADECIMENTOS**

A todos meus familiares pelo incentivo, conselhos e orações durante toda caminhada.

Às Universidades Federal do Rio Grande do Sul e Federal de Pelotas, além do Instituto Federal de Santa Catarina pelos espaços de formação disponibilizados e pelas experiências enriquecedoras.

Aos meus orientadores, Prof. Dra. Rita de Cássia Marques Alves e Prof. Dr. André Becker Nunes, por acreditarem neste trabalho e trazerem contribuições inestimáveis na sua construção e em minha formação.

Aos professores Dr. Mário Francisco Leal de Quadro e Dr. Mateus Teixeira da Silva pelas grandes colaborações neste trabalho, por ensinamentos passados, pelos bons momentos vividos e pela disposição em ajudar.

Aos professores Dr. Vilson Dias de Ávila e Humberto Conrado pelas suas grandes sabedorias, discussões acerca dos ciclones e momentos descontraídos, especialmente nos momentos finais de desenvolvimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão da bolsa de pesquisa.

A ciência é um conjunto de discursos prontos para serem desmascarados,  
falseados, colocados a prova e serem submetidos a transformação.

Clóvis de Barros Filho

## RESUMO

Os ciclones explosivos são eventos do tempo com elevado poder destrutivo, especialmente quando ocorrem próximo às áreas costeiras. Neste trabalho, buscou-se analisar os casos de ciclones explosivos ocorridos no Atlântico Sul, de 2010 a 2020, sob a ótica de dois métodos distintos; método observacional (MOBS) e método automático (MAUT). O primeiro baseia-se na análise visual dos campos de pressão ao nível do mar aliada a funções para identificação dos mínimos locais, utilizando o *software Grid Analysis and Display System (GrADS)*. O segundo usa uma função chamada *mfilo* do *software OpenGrADS*, que mostra os mínimos de Pressão ao Nível Médio do Mar (pnmm) na grade, empregando laplaciano, magnitude e um percentil. Para manipulação dos dados, dois algoritmos em *shell* são usados: um para traçar as trajetórias dos ciclones, conforme uma área fixa definida previamente, e outro para separá-los em explosivos. A análise dos casos pela metodologia do MOBS mostra que há uma média de 25 casos por ano no Atlântico Sul, com 271 casos identificados no total, sendo o inverno a estação com maior frequência. Os ciclones seguem o deslocamento preferencial de noroeste para sudeste. Há uma tendência de que, conforme a intensidade do ciclone explosivo aumenta, sua trajetória fica menos zonal e apresenta maior impacto nas áreas costeiras do Rio Grande do Sul e Uruguai. Pela metodologia do MAUT, dos 2705 casos analisados, 379 são explosivos. Há uma média de aproximadamente 34 casos por ano. Mostrou-se que há um claro padrão de sazonalidade na distribuição dos sistemas ao longo das regiões ciclogênicas da América do Sul, de modo que no verão concentram-se nas altas latitudes, enquanto no inverno e primavera agrupam-se próximos das regiões costeiras do sul do Brasil e da costa uruguaia. Os campos compostos revelaram que os ciclones explosivos iniciam de acordo com o modelo clássico de Bjerknes e Solberg e, próximo ao final da fase explosiva, tendem a se tornarem do tipo Shapiro-Keyser, especialmente os moderados e intensos. Os movimentos verticais apareceram mais significativos no início da fase explosiva. Além disso, observou-se que os ciclones explosivos intensos fazem a transição do lado equatorial do jato em altos níveis para o lado polar. Essa última característica é mostrada também no caso mais intenso analisado.

**Palavras-chave:** Bombogênese. Detecção de Ciclones. Campos Compostos.



## ABSTRACT

Explosive cyclones are weather events with high destructive power, mainly near coastal areas. In this work, we sought to analyze explosive cyclone cases in the South Atlantic, from 2010 to 2020, under the perspective of two detection schemes. Then, two methods are presented: the Observational Method (OBSM) and the Automatic Method (AUTM). The first uses the visual analysis of the mean sea level pressure (mslp) fields combined with functions to identify the local minimums using the Grid Analysis and Display System (GrADS) software. The second uses a function called *mfilo* from the OpenGrADS software, which shows the minimum Mean Sea Level Pressure (mslp) in the grid using laplacian, magnitude, and percentile. Two shell algorithms for data manipulation are used to trace the cyclones' trajectories according to a previously defined fixed area and to separate them into explosives. The analysis of cases by OBSM methodology showed an average of 25 cases per year in the South Atlantic, a total of 271 cases during the studied period, with winter being the most regular season. Cyclones follow the preferential displacement from northwest to southeast. There is a trend that as the intensity of the explosive cyclone increases, its trajectory becomes less zonal and has a more significant impact in the coastal areas of Rio Grande do Sul and Uruguay. According to AUTM's methodology, from all 2705 cases identified, 379 are explosive. The average is roughly 34 cases per year. It was shown that there is a clear seasonality pattern in the systems' distribution over the cyclogenetic regions of South America. In summer, they are concentrated in the high latitudes, while in winter and spring, they are congregated near southern Brazil and Uruguayan coasts. The composite fields revealed that explosive cyclones begin according to the classic model of Bjerknes and Solberg. In contrast, near the end of the explosive phase, they tend to become Shapiro-Keyser type, significantly in moderate and intense ones. Vertical movements appeared more significant at the beginning of the explosive stage. In addition, it was observed that intense explosive cyclones transition from the equatorial side of the jet at high levels to the polar side. This last characteristic is also shown in the most extreme case analyzed.

**Keywords:** Bombogenesis. Cyclones Detection. Composite Fields.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Ciclone idealizado proveniente de Bjerknes e Solberg (1922). O diagrama do meio mostra as frentes associadas ao ciclone e sua direção de propagação. Os diagramas de cima e de baixo mostram os sistemas de nuvens em seções verticais. .... 17
- Figura 2 - Figura 2 - Ciclo de vida dos ciclones extratropicais considerando o Hemisfério Sul: a) escoamento estacionário; b) perturbação inicial do escoamento; c-d) crescimento da perturbação ciclônica iniciando a oclusão e com uma pequena seclusão de ar quente; e-f) oclusão atinge máxima intensidade; g) ciclone totalmente ocluído e h) decaimento do sistema. .... 18
- Figura 3 - Modelo conceitual do desenvolvimento de um ciclone extratropical do Hemisfério Sul. Os quadros da esquerda representam a altura geopotencial em 500 hPa e abaixo mostram o ciclone em superfície com suas respectivas frentes. O quadro à direita mostra um complemento, com o escoamento em 300 hPa, denotando o jato na linha mais espessa. .... 19
- Figura 4 - Área do centro-sul da América do Sul nos quais os casos foram submetidos ao esquema de detecção. Os pontos em vermelho denotam a trajetória de um ciclone na fase explosiva. Os quadros em preto pontilhado demonstram o domínio variável que abrange o ciclone para detecção do mínimo de pnm. Em verde, é exibida a área máxima em que o mínimo de pnm seguinte pode ser identificado. .... 26
- Figura 5 - Organograma que descreve os passos para detecção dos mínimos de pnm através da função mfhilo no MAUT. .... 29
- Figura 6 - Organograma que apresenta a parte do algoritmo que desenvolve a trajetória de um possível ciclone. .... 30
- Figura 7 - Organograma para fazer a classificação dos ciclones acima de 24 horas e explosivos. .... 31
- Figura 8 - Histograma da intensidade dos ciclones explosivos identificados. .... 34
- Figura 9 - Boxplot mostrando os meses com a taxa normalizada de aprofundamento. Os casos com suas respectivas intensidades são marcados com círculos azuis. Cada box possui um limite inferior e superior (primeiro e terceiro quartis), uma linha central (mediana) e um X denotando a média. As médias são interligadas por uma linha. Os pontos fora dos gráficos são considerados outliers, por serem valores muito acima dos registrados pela amostra de cada mês. .... 35
- Figura 10 - Trajetória dos ciclones explosivos (círculos sem preenchimento conectados por linhas tracejadas indicam a fase não explosiva; círculos com preenchimento ligados por linhas contínuas representam a fase explosiva) para: a) fracos; c) moderados; e) intensos. Gênese dos ciclones explosivos com os primeiros

passos de tempo de cada fase (não explosiva e explosiva) conectados por uma linha tracejada para: b) fracos; d) moderados; f) intensos. Nas figuras à direita, os casos que foram detectados durante a fase explosiva possuem apenas o círculo preenchido.....36

Figura 11 – Variação média dos mínimos de pnm, em graus, ao longo da fase explosiva (diferença entre o passo de tempo atual com relação ao anterior) para: a) fracos; b) moderados; c) intensos. ....38

Figura 12 - Trajetória dos ciclones explosivos identificados pelo método automático (MAUT) durante todo o período (2010 a 2020). Cada ciclone possui uma trajetória mostrada em cinza. Os pontos vermelhos denotam o início da detecção do ciclone (ciclogênese) e os pontos verdes indicam o início da fase explosiva.....43

Figura 13 - Trajetórias dos ciclones explosivos, detectados pelo MAUT discriminados por estação: verão (parte de cima esquerda); outono (parte de cima direita); inverno (parte de baixo esquerda); primavera (parte de baixo direita).....44

Figura 14 - Linha de corrente e magnitude do vento (sombreado) em 250 hPa e pnm (contornos em rosa) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03.....47

Figura 15 - Altura geopotencial em 500 hPa (contornos em preto) e pnm (contornos em azul) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03. ....49

Figura 16 - Fluxos de calor latente à superfície (sombreado) em  $W/m^2$  e pnm (contorno em roxo) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03. ....50

Figura 17 - Fluxos de calor sensível à superfície (sombreado) em  $W/m^2$  e pnm (contorno em roxo) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03. ....52

Figura 18 - Espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa (contornos coloridos) e pnm (contornos em preto) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03.....53

Figura 19 - Seção vertical da vorticidade potencial centrado na latitude do centro do ciclone para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02:  $-39,75^\circ$ ; b) 03Z do dia 03:  $-41,75^\circ$ ; c) 09Z do dia 03:  $-43,75^\circ$ ; d) 15Z do dia 03:  $-46,25^\circ$ ; e) 21Z do dia 03:  $-47^\circ$ . 55

Figura 20 - Seção vertical da razão de mistura da massa de ozônio centrado na latitude do centro do ciclone para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02:  $-39,75^\circ$ ; b) 03Z do dia 03:  $-41,75^\circ$ ; c) 09Z do dia 03:  $-43,75^\circ$ ; d) 15Z do dia 03:  $-46,25^\circ$ ; e) 21Z do dia 03:  $-47^\circ$ . ....56

Figura 21 - Campos compostos centrados no ciclone de altura geopotencial hPa com intervalos de 50 m (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas

sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....58

Figura 22 - Campos compostos centrados no ciclone de altura geopotencial hPa com intervalos de 50 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....59

Figura 23 - Campos compostos centrados no ciclone de espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa com intervalos de 20 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). A linha azul representa a espessura de 5400 mgp. ....60

Figura 24 - Campos compostos centrados no ciclone de espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa com intervalos de 20 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). A linha azul representa a espessura de 5400 mgp. ....61

Figura 25 - Campos compostos centrados no ciclone de velocidade vertical ( $\omega$ ) em 500 hPa com intervalos de 0,2 Pa/s (sombreado) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....62

Figura 26 - Campos compostos centrados no ciclone de velocidade vertical ( $\omega$ ) em 500 hPa com intervalos de 0,2 Pa/s (sombreado) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....63

Figura 27 - Campos compostos centrados no ciclone de magnitude do vento em 250 hPa com intervalos de 5 m/s (contornos coloridos) e linhas de corrente em 250 hPa (linhas sólidas azuis) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....64

Figura 28 - Campos compostos centrados no ciclone de magnitude do vento em 250 hPa com intervalos de 5 m/s (contornos coloridos) e linhas de corrente em 250 hPa (linhas sólidas azuis) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). .....65

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
2	DESENVOLVIMENTO .....	16
2.1	Referencial teórico .....	16
2.1.1	Ciclones Extratropicais .....	16
2.1.2	Ciclones Explosivos.....	19
2.1.3	Esquemas de detecção .....	21
2.1.4	Ferramentas .....	22
2.2	Metodologia.....	23
2.2.1	Dados .....	23
2.2.2	Método Observacional (MOBS).....	25
2.2.3	Detecção dos casos de ciclones explosivos através do método automático (MAUT).....	27
2.2.4	Campos Compostos .....	31
2.3	Resultados e discussões.....	32
2.3.1	Método Observacional (MOBS).....	32
2.3.2	Método Automático (MAUT) .....	38
2.3.3	Análise do Caso Mais Intenso .....	45
2.3.4	Campos Compostos .....	57
3	CONCLUSÕES.....	66
	FINANCIAMENTO.....	68
	REFERÊNCIAS.....	68

## 1 INTRODUÇÃO

A chuva abundante que sustenta a vida na Terra não é apenas uma compensação dos processos de microfísica de nuvens. Sem movimentos contínuos e vigorosos, a parte atmosférica do ciclo hidrológico iria estagnar (WALLACE e HOBBS, 2006). Tais movimentos estão intimamente ligados aos sistemas do tempo com estruturas bem definidas.

Especificamente na região centro-sul da América do Sul, o tempo e o clima são fortemente influenciados por vários tipos de sistemas: frentes, ciclones, linhas de instabilidade e sistemas de mesoescala (SATYAMURTY; NOBRE; SILVA DIAS, 1998; AVILA; NUNES; ALVES, 2021). Dentre os citados, os ciclones extratropicais, juntamente com suas frentes associadas, são os sistemas meteorológicos que mais atingem o local por estarem situados em latitudes médias e altas. A formação de ciclones, denominada ciclogênese, e o seu desenvolvimento na atmosfera são estudados desde o século XIX em função da importância que desempenham no transporte de calor, umidade e *momentum* (PALMÉN e NEWTON, 1956; PEIXOTO e OORT, 1992; GAN e SELUCHI, 2009). Por outro lado, os ciclones estão vinculados a ventos fortes, alagamentos, chuvas intensas e condições oceânicas perigosas, acarretando em perdas socioeconômicas, principalmente às cidades costeiras (ALLEN et al., 2010; REBOITA et al., 2010; LIBERATO et al., 2011; NEU et al., 2013; REALE E LIONELLO, 2013; LIONELLO et al., 2016; REALE ET AL., 2019).

A rápida intensificação dos ciclones extratropicais tem sido objeto de pesquisas meteorológicas nas últimas décadas. Isso se deve aos estragos por eles causados e às falhas nos modelos em prever esse tipo de fenômeno. Os ciclones explosivos foram estudados pioneiramente por Tor Bergeron, porém, foram as adaptações de Sanders e Gyakum (1980) que trouxeram as maiores contribuições no entendimento dessas feições. Comumente chamados de “bomba”, são definidos como sistemas de vortacidade relativa negativa no Hemisfério Sul, em que a pressão central cai a uma taxa média de pelo menos 1 Bergeron (Equação 1). Essa taxa, definida para 60°, quando corrigida pela latitude, pode variar de 13,9 hPa/24 horas em 30° a 27,7 hPa/24 horas nos polos (WANG e ROGERS, 2001). As bombas são predominantemente marítimas; ocorrem preferencialmente no inverno e

frequentemente apresentam características de furacão nos campos de vento e de nuvens (SANDERS e GYAKUM, 1980).

Wang e Rogers (2001) compilaram os mecanismos associados à ciclogênese explosiva: forte forçante em altos níveis (advecção de vorticidade ciclônica); intrusão de ar estratosférico com alta vorticidade potencial; liberação de calor latente; fluxos do oceano à atmosfera; destacada baroclinia local do aquecimento diabático diferencial (UCCELLINI et al., 1985; ROGERS e BOSART, 1986; ATLAS, 1987; DAVIS e EMANUEL, 1988; HIRSCHBERG e FRITSCH, 1991; YOSHIDA e ASUMA, 2004; 2008; PIVA et al., 2011; YOSHIDA e ENOMOTO, 2013; LIBERATO et al., 2014; HEO et al., 2015). Os estudos desses sistemas sugerem que eles são semelhantes aos ciclones ordinários, essencialmente governados pela instabilidade baroclínica, porém o papel desses atributos, acima mencionados, contribuem fortemente no rápido aprofundamento. É importante ressaltar que o papel dessas propriedades é dependente da intensidade e da região, além do estágio de desenvolvimento (WASH et al., 1992; ZHANG et al., 2017). Ainda, a importância de cada um dos fatores pode variar substancialmente (REED et al., 1993; WANG e ROGERS, 2001; RUDEVA e GULEV, 2011).

No Atlântico Sul, há uma escassez de trabalhos focados especificamente nos ciclones explosivos quando comparados à porção norte. Nos últimos anos, a frequência dos sistemas que atingem a região costeira do Brasil, Uruguai e Argentina tem sido cada vez maior, ocasionando eventos destrutivos. Conseqüentemente, é importante fornecer à sociedade um diagnóstico acurado acerca da atividade ciclônica, frequência, movimento e possíveis mudanças (NEU et al., 2013; REBOITA et al., 2021).

Pensando nisso, necessita-se de esquemas de detecção dos sistemas de pressão que possam fornecer informações importantes, aplicadas a dados cada vez mais robustos. Essas averiguações podem influenciar os tomadores de decisão na criação de políticas públicas, de forma a mitigar o efeito dos sistemas do tempo, especialmente em áreas mais vulneráveis.

Desse modo, este trabalho tem como objetivo geral analisar os casos de ciclones explosivos ocorridos no Atlântico Sul no período de 2010 a 2020, sob a ótica de dois esquemas de detecção, um manual e outro automático. Como objetivos específicos compreende-se:

- a) Implementar e analisar os métodos desenvolvidos durante o estudo;
- b) Analisar as características sinótica e dinâmica dos sistemas envolvidos;
- c) Avaliar o padrão do comportamento dos episódios por meio de campos compostos conforme as intensidades.



## 2 DESENVOLVIMENTO

### 2.1 Referencial teórico

#### 2.1.1 Ciclones Extratropicais

Os ciclones extratropicais são um componente chave na dinâmica da atmosfera em latitudes médias e crescem onde o escoamento médio favorece seu crescimento (REBOITA et al., 2017). Estão intimamente ligados a desastres meteorológicos, tais como: ventos fortes, tempestades marítimas, precipitação intensa, deslizamentos de terra e, conseqüentemente, com perdas econômicas e fatalidades (NISSEN et al., 2010; REALE e LIONELLO, 2013; REALE et al., 2019).

Com relação ao contexto histórico dos ciclones extratropicais, apesar de alguns estudos abordarem sua estrutura e comportamento entre o final do século XIX e o início do século XX, sua melhor compreensão ocorreu após a Primeira Guerra Mundial. Os significativos avanços no monitoramento e prognóstico do tempo, principalmente na escola norueguesa, foram nutridos pela vinculação de três fatores: observações, ferramentas e modelos (PALMÉN e NEWTON, 1969). Dessa combinação surgiu o primeiro modelo, a teoria da frente polar por Bjerknes (1919), minimamente modificada por Bjerknes e Solberg (1922), mostrada na Figura 1.

A característica que se pode extrair é que o ciclone extratropical se forma em uma superfície frontal, em que a maior parte do contraste da temperatura está concentrada em uma camada de transição fina, que denota uma descontinuidade de temperatura e densidade (diferenças de massas de ar). O ar ascende ao longo destas camadas para formar diferentes tipos de nuvens na frente fria (*cold front*) e na frente quente (*warm front*).

Com a continuação das investigações, os autores mostraram que os ciclones se formam (ciclogênese), intensificam, atingem a maturidade e decaem até dissipar (ciclólise), conforme mostrada a figura adaptada (Figura 2) por Reboita et al. (2017) para o Hemisfério Sul. Os sistemas são iniciados como uma perturbação no encontro de duas massas de ar de origens distintas, uma de origem polar e outra de origem tropical. Essa perturbação inicial cresce em amplitude e diminui a pressão no centro com aumento da circulação. Ao longo do desenvolvimento do

sistema, a frente fria – que possui ar mais denso – avança mais rápido, influenciando a força do gradiente horizontal de pressão. Quando a frente fria alcança uma parcela da frente quente ocorre um aprisionamento de ar quente no centro do ciclone (seclusão). De acordo com o desenvolvimento do sistema, o ar quente no centro diminui de tamanho e o ar frio da frente fria toma conta do ciclone – ar quente ascendendo. No momento em que o ar quente é ascendido pelo ar frio, o ciclone é dito ocluso (PALMÉN e NEWTON, 1969; VAREJÃO e SILVA, 2006; REBOITA et al., 2017a).

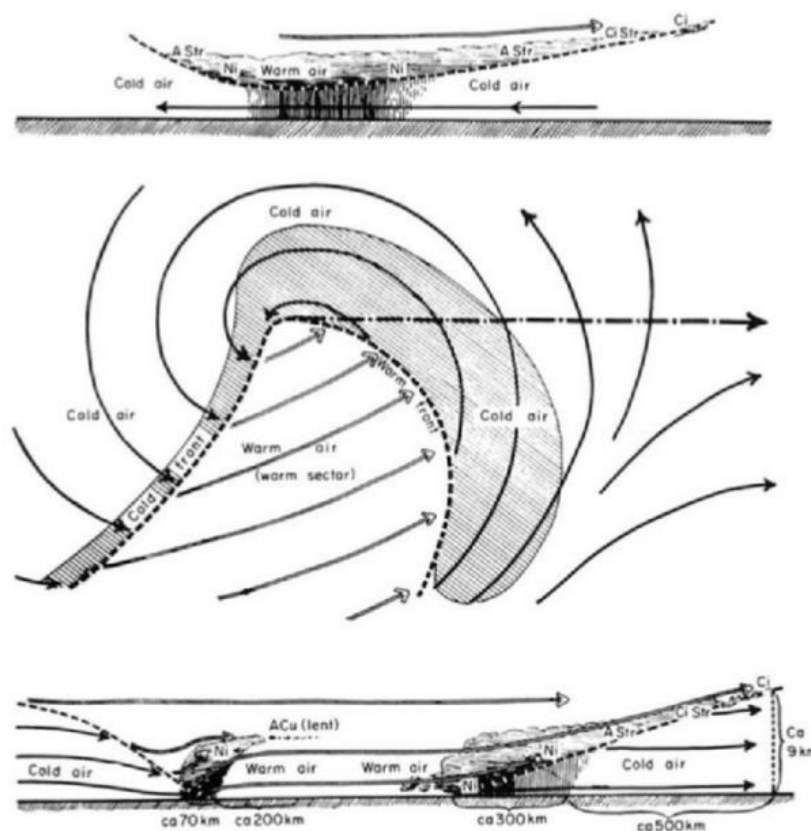


Figura 1 - Ciclone idealizado proveniente de Bjerknes e Solberg (1922). O diagrama do meio mostra as frentes associadas ao ciclone e sua direção de propagação. Os diagramas de cima e de baixo mostram os sistemas de nuvens em seções verticais.

Fonte: Palmen e Newton (1969).

Após os estudiosos elucidarem os conceitos em superfície, ainda não era clara a relação entre a superfície e o ar superior. Foi apenas na década seguinte que Bjerknes conseguiu elucidar a relação entre os dois níveis pela relação do vento gradiente. O autor mostrou que há convergência a montante (entrada do fluxo) e divergência a jusante (saída do fluxo) em níveis superiores (PALMÉN e NEWTON, 1969). Com a equação da tendência, conseguiu conectá-lo à superfície.

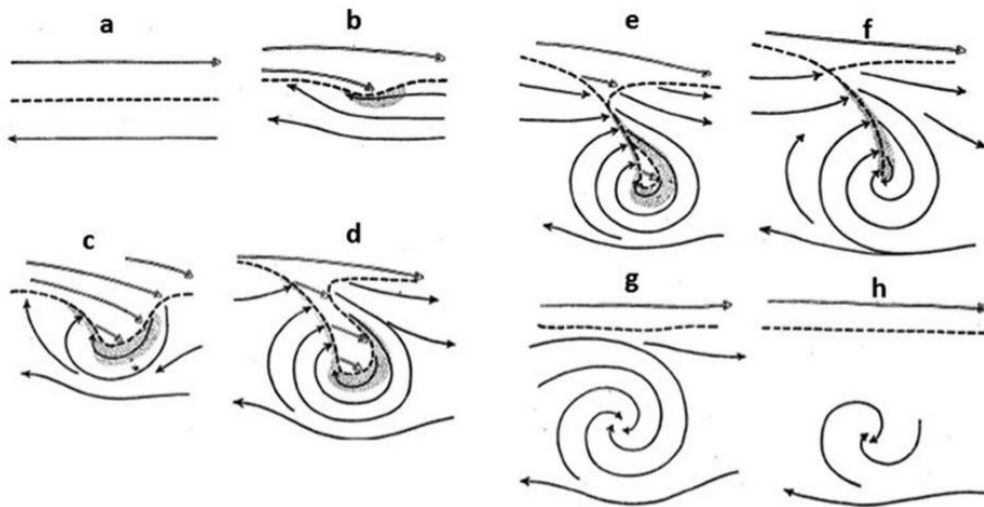


Figura 2 - Figura 2 - Ciclo de vida dos ciclones extratropicais considerando o Hemisfério Sul: a) escoamento estacionário; b) perturbação inicial do escoamento; c-d) crescimento da perturbação ciclônica iniciando a oclusão e com uma pequena seclusão de ar quente; e-f) oclusão atinge máxima intensidade; g) ciclone totalmente ocluído e h) decaimento do sistema.

Fonte: Reboita et al. (2017a).

Anos mais tarde, Sutcliffe (1947) formulou uma proposta simplificada para explicar o desenvolvimento de ciclones e anticiclones que estimam a divergência relativa entre a troposfera superior e a inferior. A equação relaciona a vorticidade absoluta em 1000 hPa com a advecção de vorticidade em 500 hPa, advecção de temperatura pelo movimento vertical e fontes diabáticas de calor (KOUSKY e ELIAS, 1982; REBOITA, 2008; GAN e SELUCHI, 2009). Em seguida, a partir das necessidades da previsão do tempo, surgiram as equações ômega e tendência do geopotencial.

Nesse mesmo período, a instabilidade baroclínica estava sendo incorporada por Charney e Eady. Os autores revelaram que, após a perturbação, à leste do cavado em níveis superiores haverá uma região de advecção de vorticidade ciclônica, que é proporcional à divergência (PALMÉN e NEWTON, 1969). Holton (2004) indicou que esses sistemas são inclinados na vertical para oeste – em direção ao ar frio – apontando que há gradiente horizontal de temperatura e conversão de energia potencial em energia cinética, de modo a intensificar o movimento de rotação do ciclone.

Com esses conhecimentos, é possível chegar em um modelo conceitual do desenvolvimento de um ciclone extratropical, mostrado por Celemín (1984) e adaptado por Reboita et al. (2017). Na Figura 3a, mostra-se uma frente estacionária em superfície à jusante (do lado da saída do escoamento) de um cavado em níveis

médios da atmosfera. Com essa forçante dinâmica pelo cavado – auxílio na redução da pressão em superfície – um fraco sistema de baixa pressão surge com o jato de altos níveis logo abaixo (Figura 3b). No estabelecimento da circulação nos baixos níveis, inicia-se o processo de advecção horizontal de temperatura (a leste da baixa em superfície ocorre a advecção de ar quente enquanto a oeste ocorre advecção fria). O sistema se desloca seguindo a máxima advecção térmica positiva (BLUESTEIN, 1993). Por outro lado, a advecção fria (negativa) atua para intensificar o cavado em altos níveis (Figura 3c). A análise da Figura 3c destaca a inclinação na vertical para oeste do ciclone em relação ao cavado, apontando que o sistema está se intensificando pela conversão baroclínica de energia (FEDOROVA, 2001). Já a Figura 3d mostra o momento próximo da oclusão do sistema, que resulta do fato de a frente fria se deslocar mais rápido do que a frente quente, juntamente à situação posterior do ciclone em fase com o cavado em níveis superiores. A referida configuração denota uma estrutura barotrópica, em que não há mais aporte dinâmico para o desenvolvimento do ciclone em superfície (KOUSKY E ELIAS, 1982; RANDEL e STANFORD, 1985; REBOITA et al., 2017a).

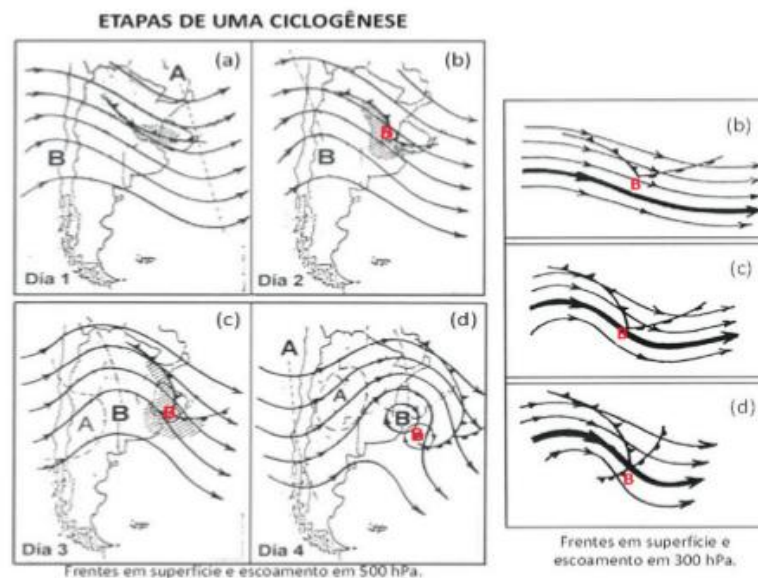


Figura 3 - Modelo conceitual do desenvolvimento de um ciclone extratropical do Hemisfério Sul. Os quadros da esquerda representam a altura geopotencial em 500 hPa e abaixo mostram o ciclone em superfície com suas respectivas frentes. O quadro à direita mostra um complemento, com o escoamento em 300 hPa, denotando o jato na linha mais espessa.

Fonte: Reboita et al. (2017a).

### 2.1.2 Ciclones Explosivos

As ciclogêneses também podem ser classificadas de acordo com a sua intensidade, determinadas pelo incremento da vorticidade, ou também pela queda da pressão central (GAN e SELUCHI, 2009). Ocasionalmente, alguns ciclones extratropicais experimentam um rápido aprofundamento na pressão central em um curto período e são, então, chamados de ciclones explosivos ou “bomba”. Tal comportamento não é explicado pela teoria quase-geostrófica (BLUESTEIN, 1993). Esses sistemas estão entre os mais severos que afetam as regiões costeiras e oceânicas e constituem um problema à previsão do tempo devido à escassez de dados sobre o oceano e falta de conhecimento acerca da física desses fenômenos (AVILA, 2018). Para a América do Sul, os sistemas extratropicais (incluindo explosivos) possuem gênese preferencial em 2 regiões: uma nas imediações do Uruguai (maior no inverno) e outra próximo ao Golfo de São Matias na Argentina (maior no verão), conforme o estudo de Gan e Rao (1991). Em estudos posteriores, uma região na costa do Brasil, próximo ao Trópico de Capricórnio, também foi encontrada como sendo preferencial à gênese dos ciclones (HOSKINS e HODGES, 2005; REBOITA, 2009; MENDES et al., 2010; BITENCOURT; FUENTES; CARDOSO, 2013).

Na falha em prever os casos de ciclogêneses explosivas, alguns estudos foram dirigidos para o efeito da liberação de calor latente (DANARD, 1964), na medida em que auxilia no aquecimento da coluna atmosférica e na intensificação dos movimentos verticais, de forma a evidenciar o aprofundamento do ciclone. É importante frisar que essa forçante não promove o ciclone, uma vez que a fase de condensação precisa estar bem estabelecida para ocorrer (DANARD, 1964). Hoskins e Valdes (1990), analisando os “*storm-tracks*” no Hemisfério Norte, indicaram que a liberação de calor latente tende a vigorar ciclones extratropicais ao passo que ocorre no ar quente. O calor sensível em baixos níveis no ar frio poderia intensificar a baixa pressão. Contudo, as condições de liberação de calor podem mudar para o Hemisfério Sul devido às diferentes condições (DANARD, 1964).

Os fluxos turbulentos de calor latente e sensível podem ter influência sobre os ciclones através das trocas com a superfície (DAVIS e EMANUEL, 1988; NEIMAN e SHAPIRO, 1993; VERA et al., 2002; PEZZI et al., 2005; PIVA; MOSCATI; GAN, 2008; PIVA; GAN; MOSCATI, 2011; WILLISON; ROBINSON; LACKMANN, 2013; PONCE DE LEÓN e BETTENCOURT, 2021). Os estudos sobre os fluxos de calor na superfície apresentam algumas divergências, pois as trocas podem ocorrer tanto

antes da fase de aprofundamento quanto durante a fase explosiva. Uma vez que os ciclones explosivos percorrem uma ampla faixa de temperatura da superfície do mar (SANDERS e GYAKUM, 1980; SANDERS, 1986), o contraste térmico entre o oceano e a superfície desempenha um papel mais importante, especialmente no inverno com o oceano mais aquecido (NUSS e ANTHES, 1987; NEIMAN e SHAPIRO, 1993; PIVA; GAN; MOSCATI, 2011). Essa informação evidencia as trocas de calor na direção mar-ar.

Além disso, outro fator importante para os ciclones explosivos é o rebaixamento da tropopausa (HOSKINS et al., 1985; UCCELLINI et al., 1985; WANG e ROGERS, 2001; NUNES e AVILA, 2017; AVILA et al., 2021). Os cavados em altos níveis tendem a aprofundar a tropopausa, indicando a entrada de ar estratosférico (NUNES e AVILA, 2017). Santurette e Georgiev (2005) mostraram que a superfície de 1,5 unidade de vorticidade potencial (VP) é representativo à tropopausa dinâmica, com seu sinal negativo indicando o Hemisfério Sul. Essa forçante pode ser visualizada através dos campos disponibilizados em reanálises ou também pelas imagens de satélite nos canais de vapor d'água. No GOES-16, tal característica pode ser vista como uma banda fina em amarelo. Na geração mais antiga, visualiza-se como uma banda fina em preto no lado frio do ciclone, associado ao cavado.

### 2.1.3 Esquemas de detecção

Os ciclones impactam o tempo por onde passam e são um dos principais sistemas para reestabelecer o balanço de energia, umidade e *momentum* na atmosfera (PEIXOTO E OORT, 1992). Para isso, faz-se importante a obtenção de algoritmos que possibilitem a identificação e acompanhamento dos sistemas do tempo. Tais algoritmos possuem mais abrangência para ciclones tropicais, devido aos seus danos causados às regiões costeiras, especialmente no Atlântico Norte, além da facilidade de detecção, por possuírem uma estrutura mais regular (WANG et al., 2020; PRANTL et al., 2021). Entretanto, os ciclones extratropicais, especialmente os explosivos, não se mostram menos relevantes.

Identificar o deslocamento de ciclones extratropicais parece ser uma tarefa simples, entretanto apresenta dificuldades. Uma vez que sua ocorrência não é rara, pode ser comum fazer confusões com outros sistemas. Além disso, podem variar em tamanho, estrutura (assimétrica) e velocidade. Ainda, outra característica que

dificulta a identificação é a diversidade nas situações sinóticas (NEU et al., 2013), o que resulta em diferentes esquemas de detecção.

Os primeiros métodos eram feitos manualmente, através das cartas sinóticas. Embora seja muito acurado, é um grande consumidor de tempo. Isso levou, na década de 90, aos primeiros esquemas automáticos de detecção de ciclones. Um dos mais destacados foi aquele desenvolvido por Murray e Simmonds (1991), desenvolvido para o Hemisfério Sul utilizando pressão à superfície. Em seguida, vieram outros métodos baseados na pressão e na vorticidade, em superfície e baixos níveis (SINCLAIR, 1995; 1997; HOSKINS e HODGES, 2005; RUDEVA e GULEV, 2007; HANLEY e CABALLERO, 2012; LU, 2017; PRANTL et al., 2021).

Os algoritmos destacados na citação analisam os ciclones extratropicais em geral, não discriminando os mesmos em explosivos ou não, o que resulta em generalização dos sistemas.

A principal razão para usar métodos automáticos é obter uma ferramenta que pode ser alimentada com várias fontes de dados. Isso torna possível a análise de parâmetros importantes como distribuição, frequência, evolução, além de observar mudanças ao longo do tempo, especialmente com as mudanças climáticas (LU, 2017; PRANTL et al., 2021).

#### 2.1.4 Ferramentas

Dentre as investigações sobre o tema, destacam-se duas ferramentas para os estudos atmosféricos: as reanálises e os campos compostos. A primeira consiste em uma estratégia para preencher lacunas nos sistemas de observação, especialmente sobre o oceano, e para diagnosticar variáveis que não podem ser medidas diretamente (KENNEDY, 2011). Uma vez que cada reanálise usa diferentes métodos e assimilação de dados, as técnicas e metodologias aplicadas levam a produtos distintos (HODGES et al., 2003; KUWANO-YOSHIDA e ENOMOTO, 2013).

Produtos recentes de reanálise amplamente usados em estudos atmosféricos incluem: *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA); MERRA-2 (Rienecker et al., 2011; Gelaro et al., 2017); *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR); CFSv2 (SAHA et al., 2010; SAHA et al., 2014), além do ERA-Interim e ERA5 (DEE et al., 2011; HERSBACH et al., 2020).

Cada conjunto de dados provê uma estimativa para a evolução do estado da atmosfera, tipicamente desde 1979 até o presente, baseados em observações de superfície e ar superior, dados de navios e aviões, de uma variedade de instrumentos de satélite (POLI et al., 2016). Dados anteriores ao final da década de 70, especialmente antes da década de 40, constituem um grande problema na construção de séries históricas devido aos dados em superfície naquela época serem concentrados nas áreas mais populosas ou nas rotas marítimas mais comuns. Entretanto, esforços científicos em assimilação de dados e recentes tecnologias têm contribuído para o auxílio em recuperação de dados e maior confiabilidade nos dados históricos (COMPO et al., 2006; 2011). Tais tecnologias impactam diretamente os dados do século 21, contribuindo para estudos mais robustos em diversas regiões do globo.

A segunda ferramenta, é um procedimento para generalizar as características de determinado fenômeno estudado. Ele envolve a coleta de um determinado número de casos para verificar detalhes que seriam difíceis de detectar individualmente. Em ciclones extratropicais, uma vez que esses sistemas se desenvolvem em áreas heterogêneas, excluir a individualidade de cada um é uma maneira para estudá-los e extrair suas características gerais. (RUDEVA e GULEV, 2011; ZHANG; RALPH; ZHENG, 2017; GRAMCIANINOV; HODGES; CAMARGO, 2019; PONCE DE LEÓN, BETTENCOURT, 2021). Quando se fala em ciclones explosivos, essa abordagem é particularmente atrativa. Em consequência da possibilidade de padronizar a fase explosiva para um período fixo, é possível obter uma visão mais abrangente de como esses sistemas se comportam durante as 24 horas mais intensas.

## **2.2 Metodologia**

### **2.2.1 Dados**

Foram utilizados dados da reanálise do ERA5, que possui resolução espacial de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  (aproximadamente 31 km), resolução temporal horária e 37 níveis verticais disponíveis (HERSBACH et al., 2020). A reanálise do ERA5 é a quinta geração dos produtos de reanálise atmosférica, beneficiando-se de dez anos de melhorias com relação ao produto anterior; ERA-Interim (DEE et al., 2011).



Especialmente nas partes de física do modelo, dinâmica e assimilação de dados, além de resolução espacial mais refinada. O produto utiliza os melhores dados observacionais e satelitais disponíveis utilizando o Sistema de Previsão Integrado (IFS na sigla em inglês) *Cycle 41r2* e provê todas as variáveis meteorológicas essenciais em níveis de pressão e também em nível único (HERSBACH et al., 2020). Os dados foram selecionados em formato *netCDF* para o período entre janeiro de 2010 e dezembro de 2020, com um intervalo de 3 horas.

Outros dados de reanálise utilizados foram do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) e do *Climate Forecast System version 2* (CFSv2), disponibilizados pelo National Center for Environmental Prediction (NCEP). Ambos possuem resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (aproximadamente 38 km) com variação temporal de 6 horas, abrangendo os horários sinóticos (00Z, 06Z, 12Z, 18Z), além de uma grade vertical que varia de 1000 hPa a 1 hPa com 37 níveis verticais. O primeiro conjunto possui dados disponíveis de janeiro de 1979 a março de 2011 (SAHA et al., 2010) e o segundo de abril de 2011 até o presente (SAHA et al., 2014). Essa reanálise foi desenvolvida para simular as condições do domínio acoplado do sistema atmosfera-oceano-terra-gelo marinho. Os dados da reanálise são disponibilizados no formato *grib2* e abrangem o mesmo período de estudo do ERA5.

Também foram utilizados os dados de satélite do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES). Como este estudo dispõe de 11 anos de dados, foram utilizadas duas gerações do satélite, GOES-13 e GOES-16 (HILLGER e SCHMIT, 2007; SCHMIT et al., 2017).

A primeira geração (GOES-13) vale-se de 6 bandas espectrais para imagear a América do Sul, contendo resolução temporal de 30 minutos. Esse sensor visualiza a atmosfera através do radiômetro *Visible and Infrared Spin Scan Radiometer* (VISSR), que são realçados com um sensor infravermelho adicional. Esses são denominados *VISSR Atmospheric Sounder* (VAS) e proporcionam maior capacidade para monitorar o perfil atmosférico através de uma visão multiespectral.

A segunda (GOES-16) se tornou operacional em 2017, abrangendo significativos avanços com relação ao anterior, escaneando a região de estudo com resolução temporal entre 15 e 10 minutos, com 16 bandas espectrais. A nova geração conta com o sensor ABI, radiômetro passivo multicanal, designado a prover uma área de imageamento variável e informações radiométricas da

superfície terrestre, atmosfera e cobertura de nuvens. O sensor tem resolução radiométrica de 12 *bits*, exceto a banda 7, com 14 *bits*. O instrumento produz imagens *full disk (flex mode)* para a região em estudo, com resolução espacial de 0,5 até 2 quilômetros.

### 2.2.2 Método Observacional (MOBS)

Com relação ao método observacional (MOBS) para detecção dos casos, inicialmente foram identificados visualmente as regiões com a presença de cavados e isóbaras fechadas no campo de pressão reduzida ao nível médio do mar (pnmm) dentro do domínio espacial (15°S e 60°S, 75°O e 10°O), apresentado na figura 4, durante todo o período de estudo para a reanálise do ERA5.

Em uma segunda etapa, através do *software Grid Analysis and Display System (GrADS)* (DOTY e KINTER III, 1995), nas regiões antes identificadas, foi determinado um domínio, variável conforme a situação do campo de pnmm, que os incluía. O valor mínimo de pnmm, definido através da função *amin* do *software GrADS*, foi calculado para os domínios variáveis exemplificados na figura 4, sendo necessário fazer a conversão para latitude e longitude (comandos *aminlocy* e *aminlocx*, respectivamente). Ressalta-se que a função *amin* varre uma determinada grade em linhas de sul para norte e cada linha de oeste para leste, rigorosamente nesta ordem.

A figura 4 exemplifica esse processo, no qual os quadros em preto pontilhado mostram a grade que será usada pela função *amin*, *aminlocy* e *aminlocx*.

Após rastreado o desenvolvimento do ciclone, de sua ciclogênese à fase mais intensa, é calculada a Taxa Normalizada de Aprofundamento (TNA), definida por Sanders e Gyakum (1980):

$$TNA = \frac{\Delta P_c}{24} * \frac{\text{sen}(60^\circ)}{|\text{sen}(\varphi)|} \quad (\text{Equação 1})$$

onde  $\Delta P_c$  é a mudança da pressão central em 24 horas [(*mslp*(t) – *mslp*(t+24h))] e  $\varphi$  é a latitude média, considerando os pontos de começo e fim da fase explosiva do sistema (linhas pontilhadas em vermelho – Figura 4). O *mslp* se refere à sigla em

inglês de pnmm. Quando esta taxa é igual ou excede 1 Bergeron (B), o ciclone é considerado do tipo “bomba” ou explosivo.

Os ciclones explosivos foram diferenciados em intensidade através dos seguintes critérios: i)  $1,00 \leq TNA < 1,30$  são fracos; ii)  $1,30 \leq TNA \leq 1,80$  são moderados; iii)  $TNA > 1,80$  são intensos. Essa classificação difere minimamente da proposta por Sanders (1986), que discrimina ciclones explosivos fracos como  $1,0 \leq TNA \leq 1,2$  e moderados como  $1,3 \leq TNA \leq 1,8$ . Considerando que este estudo utiliza duas casas decimais, elementos fracos e moderados são minimamente alterados (ANDRADE; NUNES; TEIXEIRA, 2022).

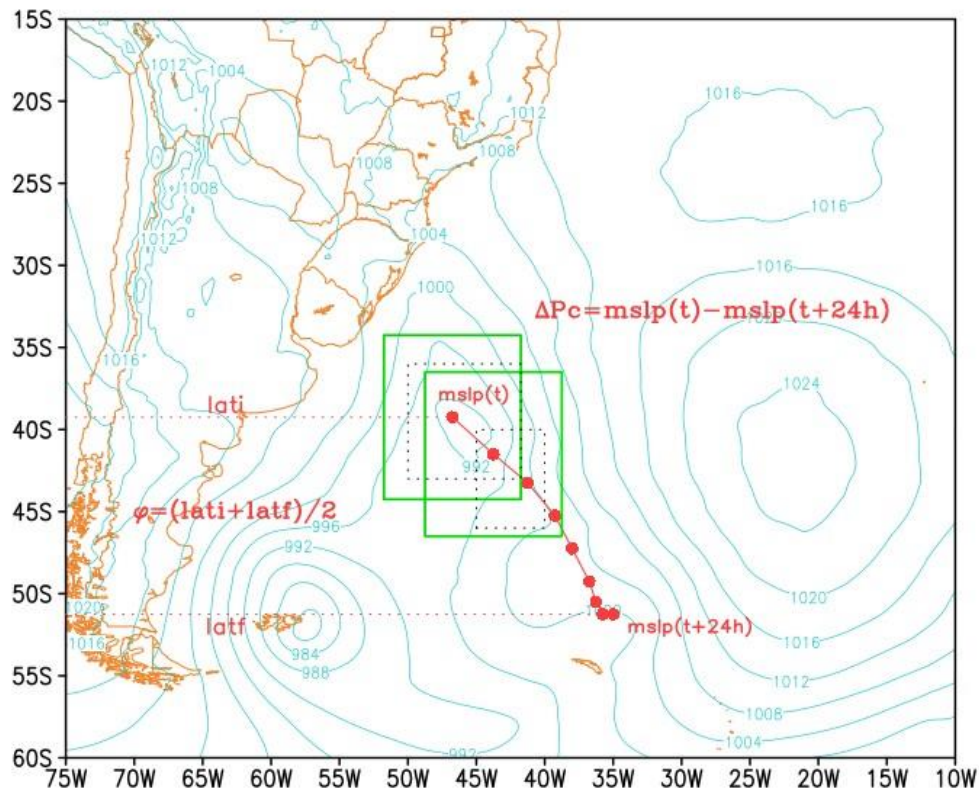


Figura 4 - Área do centro-sul da América do Sul nos quais os casos foram submetidos ao esquema de detecção. Os pontos em vermelho denotam a trajetória de um ciclone na fase explosiva. Os quadros em preto pontilhado demonstram o domínio variável que abrange o ciclone para detecção do mínimo de pnmm. Em verde, é exibida a área máxima em que o mínimo de pnmm seguinte pode ser identificado. O campo de pnmm em azul foi usado como exemplo e descreve a condição sinótica durante o primeiro mínimo da fase explosiva ( $mslp(t)$ ).

Ressalta-se que os mínimos de pnmm, identificados em um determinado passo de tempo, que percorreram mais de  $5^\circ$  de latitude ou longitude em relação ao período anterior (quadrados em verde claro na figura 4), foram considerados como

se houvesse uma formação de uma nova baixa pressão ou descartados por não atingirem essa condição de deslocamento. Essa característica coincide com aquela aplicada por Zhang et al. (2017), que usaram intervalos de 6 horas e, durante a inspeção visual, definiram um box de 10° latitude por 16° longitude. Uma vez que esse estudo utiliza intervalos temporais de 3 horas, justifica-se a escolha do limiar de latitude e longitude para detecção do ciclone explosivo. Em altas latitudes, é comum um ciclone iniciar próximo a outro preexistente (FEDOROVA, 2001; WANG e ROGERS, 2001), logo, o critério aplicado auxilia a filtrar essas condições junto à análise visual.

É importante ressaltar que o método é semiautomático, pois utiliza-se os comandos do GrADS para realizar a identificação dos mínimos de pnmm, porém o método é altamente dependente da análise visual. Portanto, preferiu-se usar a nomenclatura método observacional.

Esses casos identificados visualmente foram confrontados com as cartas sinóticas disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), com o campo de pressão, identificando as baixas pressões e suas respectivas frentes fria e quente. Essas cartas são provenientes do modelo GFS e podem ser acessadas no repositório da instituição através do link: <http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/Superficie>.

### 2.2.3 Detecção dos casos de ciclones explosivos através do método automático (MAUT)

Durante este trabalho, foi desenvolvido um método automático para detecção de ciclones (MAUT), utilizando as reanálises do CFSR; CFSv2 e ERA5. As figuras 5, 6 e 7 mostram o organograma ilustrando o algoritmo desenvolvido. Em resumo, a figura 5 ilustra a parte do algoritmo que seleciona os mínimos de pnmm (i.e., pontos de grade com valores menores do que os pontos vizinhos – mínimos locais), escreve estes valores junto com as coordenadas em arquivos de saída anuais e plota campos de pnmm com os mínimos detectados. A figura 6 apresenta a rotina que define a trajetória dos ciclones no domínio estabelecido na figura 4, considerando parâmetros pré-estabelecidos como a área de abrangência e o tempo máximo de deslocamento. Já a figura 7 mostra a parte final do algoritmo que seleciona os ciclones acima de 24 horas e os classifica como explosivos ou não

explosivos. Por fim, testes de sensibilidade foram realizados para definir quais parâmetros (área e percentil) melhor se adequam à classificação dos ciclones explosivos definidos pelo MAUT, comparando com os encontrados pelo MOBS.

Para atingir o objetivo da identificação dos ciclones, foi utilizada uma função chamada *mfhilo* (Figura 5) do *software Open Grid Analysis and Display System (OpenGrADS)* que é um projeto aberto para desenvolvimento de interfaces e aplicações baseadas nos mecanismos do GrADS. Essa função encontra os valores mínimos da variável em um campo de dimensão espacial, variando a latitude (lat) e longitude (lon). Logo, são retornadas as localizações e o(s) valor(es) do(s) mínimo(s) locais selecionado(s) na região delimitada. Nessa função foi utilizado o método *Grid-Based (GR)* ordenado pelo laplaciano, magnitude e por um percentil predefinido (indica a quantidade de pontos que serão mostrados). Ao mesmo tempo que os mínimos de pnmm são identificados, todos são armazenados em um arquivo único de texto matricial anual junto às respectivas datas, latitude e longitude, além de serem plotados nos campos de pnmm. O domínio utilizado para a detecção foi o mesmo do MOBS. Como parte inicial, usa-se um *namelist* como *input* do aplicativo para determinar algumas variáveis que serão utilizadas na simulação do algoritmo computacional de detecção dos ciclones.

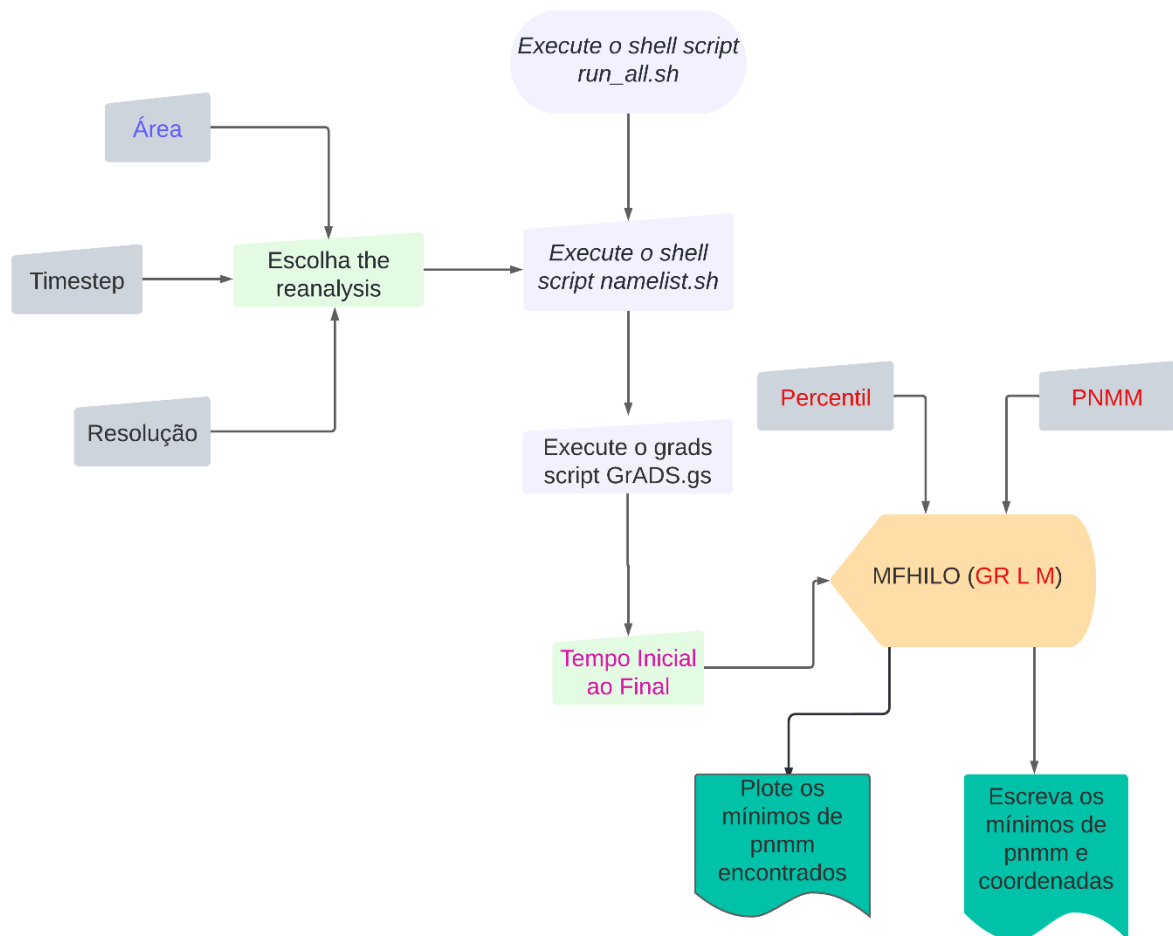


Figura 5 - Organograma que descreve os passos para detecção dos mínimos de pnm através da função *mfhilo* no MAUT.

Uma vez que os mínimos de pnm são encontrados, a próxima parte do MAUT dedica-se à trajetória de um possível ciclone em um passo de tempo específico ( $t$ ), demonstrada na figura 6. Após uma verificação simples para saber se esse passo de tempo é o primeiro do rastreamento, o algoritmo passa para o passo de tempo seguinte. Há uma varredura em todos os outros mínimos de pnm detectados no próximo passo de tempo ( $t+1$ ) e é verificado se algum ponto de mínimo de pnm está dentro de uma área fixa (*input* no *namelist* – figura 5) de latitude e longitude, com relação ao ponto anterior. Se este critério for atendido, o valor é armazenado no mesmo arquivo texto do ponto anterior, se não, ele é descartado da trajetória e outro mínimo é verificado.

Esse *tracking* pode continuar até que o algoritmo satisfaça alguma das seguintes condições: i) não encontrar mais nenhum mínimo de pnm dentro da área em algum passo de tempo; ii) atingir o limite do domínio (sem dados); iii) se a trajetória atingir 120 horas (5 dias). Uma vez que uma delas é atendida, volta-se

para o tempo específico e outro mínimo de pnmm desse horário entra em todo processo citado acima. Se nesse tempo específico (t) não houver mais valores mínimos de pnmm, o passo de tempo posterior se torna (t) de forma a abranger todo período em estudo (2010 a 2020).

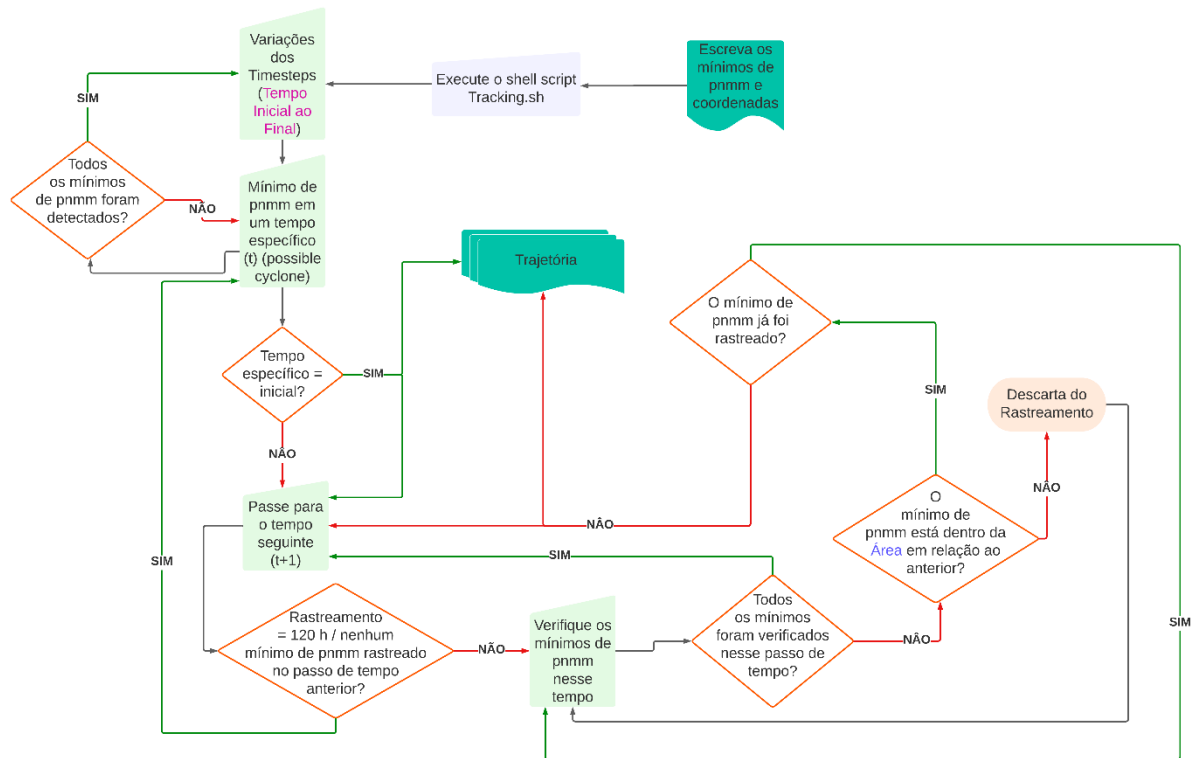


Figura 6 - Organograma que apresenta a parte do algoritmo que desenvolve a trajetória de um possível ciclone.

É importante ressaltar que o armazenamento da trajetória, em um arquivo texto, é feito com o primeiro mínimo encontrado dentro da área. Essa restrição foi aplicada para impedir que haja mais de um valor de pnmm descrito na trajetória para um determinado horário, especialmente nas resoluções mais altas.

Com as trajetórias determinadas para todo o período, podendo ser com apenas 1 horário sinótico ou até 120 horas (5 dias), os ciclones passam por filtros na parte seguinte do MAUT (Figura 7). A primeira condição é que o ciclone tenha tempo de vida maior ou igual a 24 horas. Uma vez que esses são separados, a segunda condição é fazer o cálculo do TNA (Eq. 1) para cada variação de 24 horas dentro dos arquivos. Se em um determinado período (ex: 00ZdiaX até 00ZdiaX+1) o TNA for maior ou igual a 1 e não existir algum valor maior para a variável, esta será a fase explosiva do ciclone. O TNA pode ocorrer já na ciclogênese (ciclogênese

explosiva) ou em algum período durante o desenvolvimento do ciclone. A fase explosiva selecionada será aquela com maior valor para TNA (TNA max).

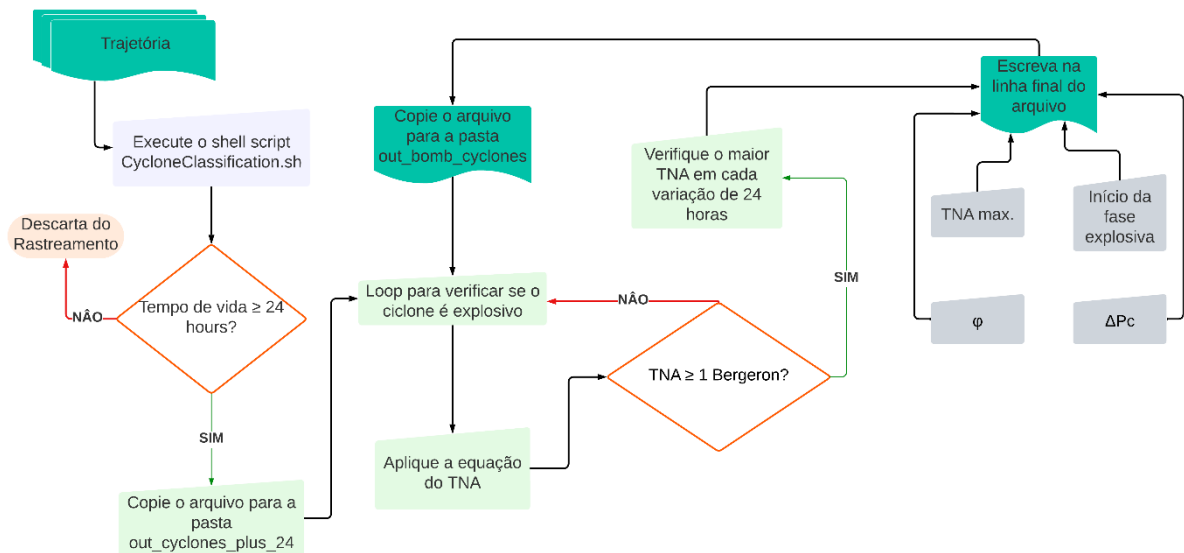


Figura 7 - Organograma para fazer a classificação dos ciclones acima de 24 horas e explosivos.

É importante frisar que o *template* resultante de cada organograma foi repetido no início do seguinte. Dessa forma, facilita o entendimento e é garantida a sequência de eventos, uma vez que as informações geradas são necessárias para o passo seguinte.

Após concluir o algoritmo, foram realizados testes de sensibilidade para determinar os valores de percentil e área que melhor se adaptam a reanálise CFSR/CFSv2. Os testes foram realizados, variando os percentis 75; 85; 95 e áreas 3; 5; 7; 9 graus totalizando 12 testes. Foi escolhido o ano de 2014 pois foi o que apresentou maior frequência absoluta de bombas no período analisado pelo método MOBS. A validação se deu através da comparação dos casos de ciclones explosivos encontrados, variando esses parâmetros, com os casos encontrados pelo MOBS. Por fim, foi realizado um último teste de comparação dos resultados das reanálises CFSR/CFSv2 e ERA5, onde levou-se em conta a diferença entre elas, uma vez que estas apresentam diferentes resoluções espaciais.

#### 2.2.4 Campos Compostos



Após os mínimos terem sido encontrados pelo MOBS, as fases explosivas foram discretizadas de acordo com suas intensidades em tabelas. As planilhas possuem as datas de início da fase explosiva e os valores das coordenadas dos mínimos de pnmm ao longo de um tempo fixo (9 passos de tempo), conforme a resolução temporal de 3 horas do ERA5.

Para a geração dos campos compostos, determinou-se uma grade de 15 graus de latitude e 30 de longitude. Os dados são recortados nas coordenadas reais para esse domínio sugerido e posteriormente são transformados em uma grade onde o ciclone está centrado com latitudes (longitudes) negativas no lado sul (oeste) e positivas no lado norte (leste). Com isso, verificou-se as seguintes variáveis da reanálise do ERA-5: pressão ao nível médio do mar; altura geopotencial em 500 hPa e 1000 hPa; velocidade vertical ( $\omega$ ) em 500 hPa e componentes u e v do vento para 250 hPa.

## **2.3 Resultados e discussões**

### **2.3.1 Método Observacional (MOBS)**

A análise dos casos de ciclones explosivos no Atlântico Sul pelo método observacional mostrou que, através dos dados do ERA5, foram identificados 271 casos durante o período de 2010 a 2020. Houve uma média de aproximadamente 25 casos por ano, sendo o máximo apurado em 2014 com 29 casos e o mínimo em 2017 com 20 casos. Lim e Simmonds (2002), em climatologia para o Hemisfério Sul, encontraram, através da reanálise do NCEP-2 (resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ), valores semelhantes para toda essa região uma média de 26 casos por ano. Reale et al. (2019) enfatiza que os ciclones próximos à América do Sul são caracterizados por Taxas Normalizadas de Aprofundamento e duração maiores que aqueles próximos à Austrália. Isso também pode ter impactado na diferença para o estudo de Lim e Simmonds (2002).

Esses resultados estão em desacordo com os obtidos por Bitencourt; Fuentes; Cardoso (2013), no qual foi feito uma climatologia para os ciclones na área ciclogênica da América do Sul ( $15^\circ\text{S}$  e  $45^\circ\text{S}$ ,  $60^\circ\text{W}$  e  $20^\circ\text{W}$ ). Os autores classificam os ciclones explosivos como raros. Essa diferença pode residir no fato desta parte do estudo usar o exame visual das cartas de pnmm, somado a uma base de dados

recente com resolução espacial e temporal refinada, que influencia diretamente nos esquemas de detecção (NEU et al., 2013; AVILA, 2018). Por outro lado, a área abordada neste estudo é maior, fator que também impacta na frequência dos sistemas.

Na distribuição sazonal, observou-se uma maior frequência de sistemas no inverno, depois outono, seguido por primavera e verão com o mesmo número de casos. Esse levantamento está em concordância com climatologias feitas anteriormente (LIM e SIMMONDS, 2002; MENDES et al., 2010; ALLEN; PEZZA; BLACK, 2010; BITENCOURT; FUENTES; CARDOSO, 2013). Além disso, a Tabela 1 evidencia a maior frequência de casos durante o mês de junho (31) e a menor quantidade em abril (18). Ademais, ressalta-se um aumento significativo nos anos de 2018 a 2020 durante o mês de junho, o qual representa também a maior frequência na amostra. Ressalta-se também a alta frequência de casos em setembro e outubro de 2015, período em que ocorreu o fenômeno *El Niño* com intensidade muito forte, impactando a frequência daquele ano (PEREIRA et al., 2017).

Tabela 1 - Frequência de ciclones explosivos durante os meses no período analisado.

	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	TOTAL
Janeiro	4	1	0	0	2	3	4	2	3	3	1	<b>23</b>
Fevereiro	4	1	2	1	3	1	4	0	0	1	1	<b>18</b>
Março	1	4	2	1	4	1	0	2	2	1	1	<b>19</b>
Abril	0	1	2	3	1	1	3	2	1	1	2	<b>17</b>
Maio	2	1	3	3	2	3	4	0	4	2	1	<b>25</b>
Junho	4	3	2	2	3	2	0	1	4	5	5	<b>31</b>
Julho	3	1	5	3	0	3	4	1	3	3	4	<b>30</b>
Agosto	2	5	2	3	4	1	0	3	1	1	4	<b>26</b>
Setembro	2	2	1	1	2	5	1	2	2	1	1	<b>20</b>
Outubro	3	2	2	2	3	2	2	4	1	1	2	<b>24</b>
Novembro	0	0	3	1	2	1	4	2	3	1	1	<b>18</b>
Dezembro	1	1	4	3	3	1	1	1	0	3	2	<b>20</b>
<b>TOTAL</b>	<b>26</b>	<b>22</b>	<b>28</b>	<b>23</b>	<b>29</b>	<b>24</b>	<b>27</b>	<b>20</b>	<b>24</b>	<b>23</b>	<b>25</b>	<b>271</b>

Apurou-se que a intensidade dos ciclones explosivos no período não segue uma distribuição normal, o que era esperado, uma vez que os ciclones ordinários apresentam uma frequência superior aos explosivos (Figura 8). A ilustração mostra o histograma das intensidades, no qual tem-se que a distribuição é assimétrica à direita, com maior volume de casos fracos, sendo a moda entre o intervalo (1,10,1,20] com frequência absoluta de 55. Com relação à frequência das intensidades, uma vez que 3 casos ficam no intervalo fechado de 1,30, percebe-se

que foram detectados 127 fracos, 104 moderados e 40 intensos.

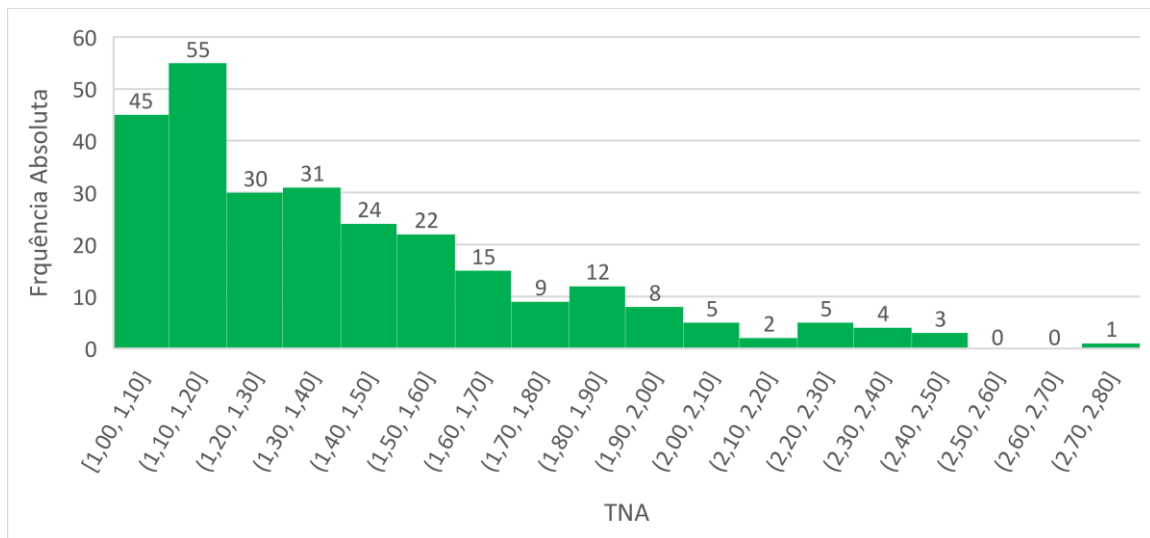


Figura 8 - Histograma da intensidade dos ciclones explosivos identificados.

O *boxplot*, mostrado na figura 9, demonstra a distribuição das intensidades conforme os meses. A distância entre os limites superior (terceiro quartil) e inferior (primeiro quartil) mostram a alta amplitude de intensidades durante todos os meses, ao passo que a distância entre a linha da mediana e o X da média indicam uma assimetria dos dados em grande parte dos meses. Com relação à média, a linha que conecta os diferentes *boxes* parecem indicar um padrão de oscilação suave entre os meses. Após o mínimo, há um pico no próximo mês e uma subsequente diminuição dessa média nos dois meses seguintes. Isso indica que há uma tendência para a cada 2 meses haver um aumento na intensidade média dos casos de ciclones explosivos ocorridos no Atlântico Sul. Observou-se uma maior frequência de casos intensos nos meses de julho e outubro.

A figura 10 demonstra as trajetórias dos ciclones explosivos fracos (verdes), moderados (amarelos) e intensos (vermelhos) pelo MOBS na coluna esquerda. Nas figuras da coluna direita mostra-se o ponto de início de cada ciclone explosivo de acordo com a intensidade. Para as ilustrações do lado direito, alguns casos possuem apenas um ponto circular fechado, o que demonstra que a ciclogênese já começou explosiva. Os outros casos indicam a conexão do mínimo de pnmm no início da fase pré explosiva com início da fase explosiva.

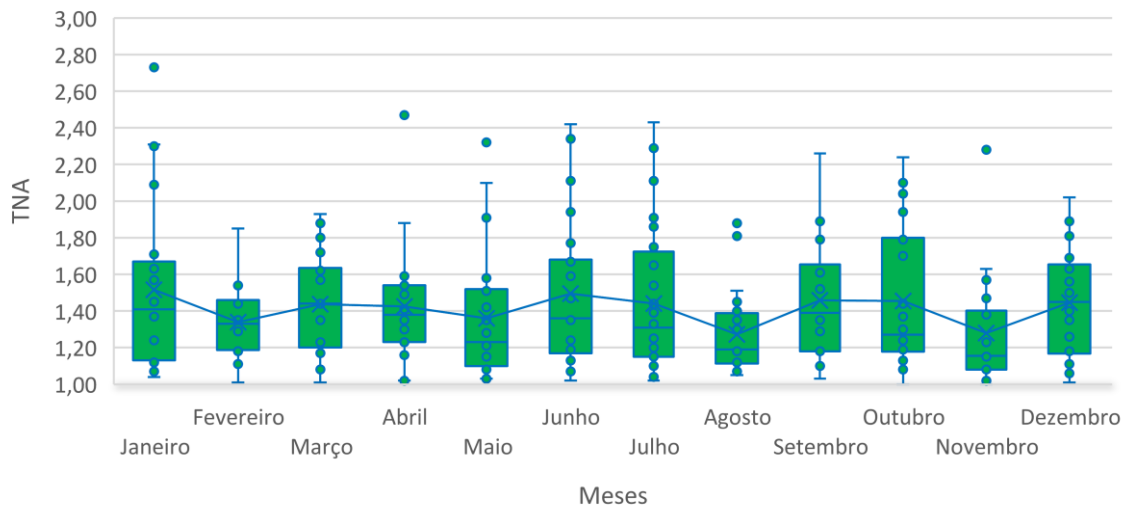


Figura 9 - *Boxplot* mostrando os meses com a taxa normalizada de aprofundamento. Os casos com suas respectivas intensidades são marcados com círculos azuis. Cada box possui um limite inferior e superior (primeiro e terceiro quartis), uma linha central (mediana) e um X denotando a média. As médias são interligadas por uma linha. Os pontos fora dos gráficos são considerados *outliers*, por serem valores muito acima dos registrados pela amostra de cada mês.

Notou-se um deslocamento preferencial no sentido noroeste/sudeste, indicando que o principal fator dessas trajetórias é dado pela advecção de temperatura positiva – quente (BLUESTEIN, 1993). Em alguns casos, o escoamento em altos níveis pode dominar o ciclone e levá-lo a trajetórias anômalas, como observou-se em alguns casos associados a bloqueios.

É interessante notar que o deslocamento se torna menos zonal conforme a intensidade dos ciclones explosivos aumenta (Figuras 10 a, c, e). Observou-se também que os ciclones explosivos intensos se deslocam em uma faixa restrita de latitude. Portanto, é possível apontar que essa classificação dos sistemas requer o oceano mais aquecido - maiores valores de temperatura da superfície do mar e dos fluxos de calor, que atuam para incrementar os ventos na superfície (PEZZI et al., 2005). Além disso, o gradiente horizontal de temperatura mais apurado parece ser importante nas fases iniciais de desenvolvimento, contribuindo para seu surgimento próximo ao Uruguai e ao Rio Grande do Sul.

As frequências espaciais estão de acordo com as regiões preferenciais da América do Sul, próximas do Rio da Prata e da costa do Brasil e do Golfo de São Matias, na Argentina, citadas nas seções acima. Por outro lado, os ciclones explosivos intensos não ocorrem próximos ao continente em faixas de latitudes altas. Sendo essa região, preferencial apenas ciclones explosivos fracos.

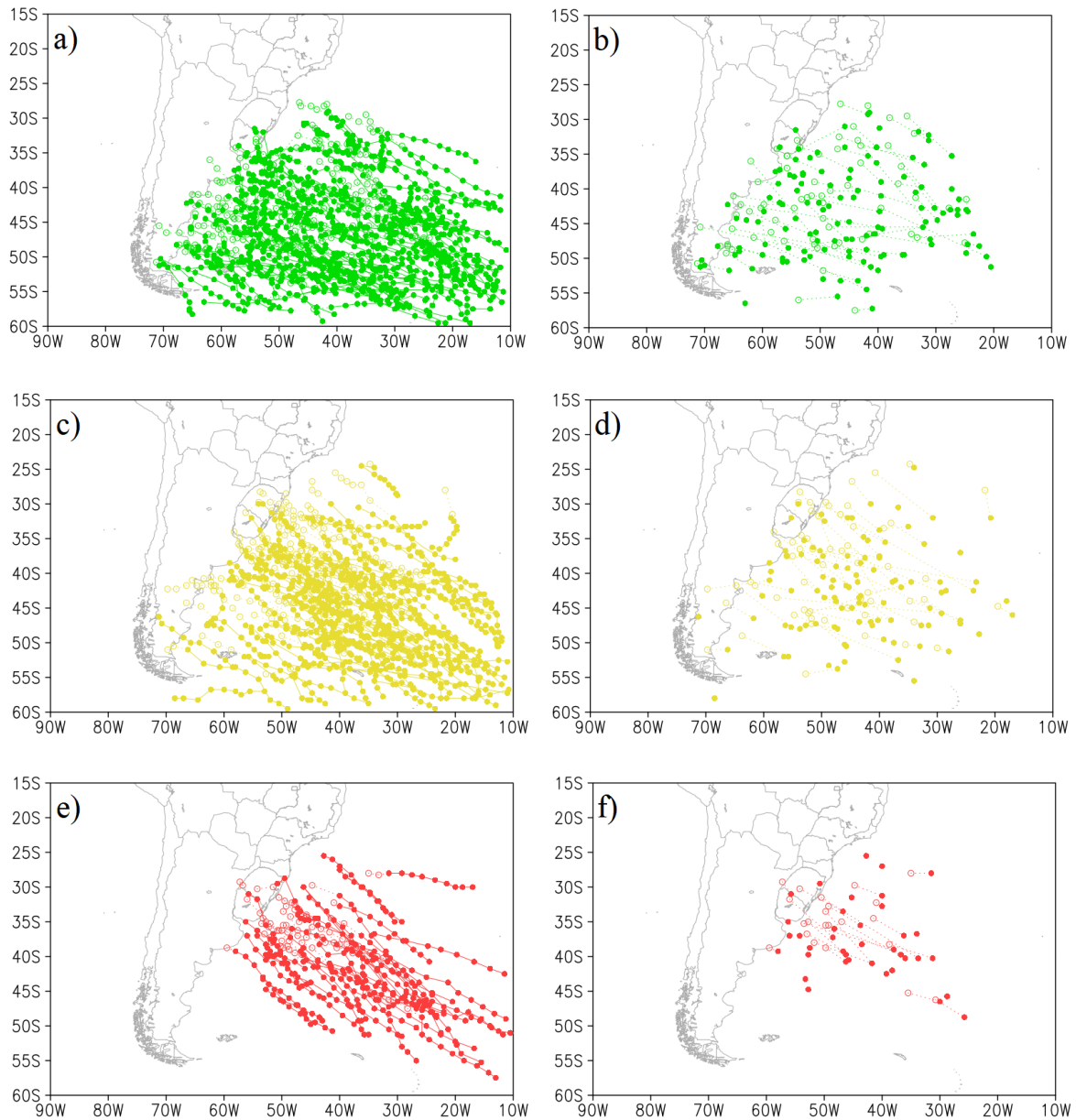


Figura 10 - Trajetória dos ciclones explosivos (círculos sem preenchimento conectados por linhas tracejadas indicam a fase não explosiva; círculos com preenchimento ligados por linhas contínuas representam a fase explosiva) para: a) fracos; c) moderados; e) intensos. Gênese dos ciclones explosivos com os primeiros passos de tempo de cada fase (não explosiva e explosiva) conectados por uma linha tracejada para: b) fracos; d) moderados; f) intensos. Nas figuras à direita, os casos que foram detectados durante a fase explosiva possuem apenas o círculo preenchido.

Ainda, constatou-se que, em geral, os ciclones explosivos fracos não exercem muita influência sobre o Brasil quando comparados aos moderados e intensos. Os fracos e moderados tendem a percorrer uma distância maior até chegar ao início da fase explosiva, enquanto os intensos, embora em menor quantidade, tendem a percorrer menores distâncias até chegarem à fase explosiva mais intensa (Figuras 10 b, d, f).

Durante a confecção das trajetórias, observou-se um deslocamento mais rápido dos ciclones explosivos intensos com relação aos casos de menor intensidade. Para isso, a figura 11 mostra a média da variação dos mínimos de pnmm (diferença entre o mínimo em um passo de tempo com relação ao anterior) tanto para longitude quanto latitude. Os pontos dão uma ideia da distância de deslocamento de um ciclone durante a fase explosiva. Esse comportamento é retratado com maior ênfase nos ciclones explosivos intensos. Tal atuação pode ser devido ao fato de os sistemas mais vigorosos possuírem um jato em altos níveis de maior magnitude com relação aos não intensos (fracos e moderados), como apontado por Andrade et al. (2022). Além disso, nota-se que em grande parte dos casos, há uma diminuição da distância, em graus, ao final da fase explosiva. Possivelmente, isso indica o fim do ciclo baroclínico, na qual há diminuição do aporte dinâmico em altos níveis (conversão de energia potencial do estado básico em energia potencial da perturbação), e o escoamento a sotavento passa a não exercer tanta influência sobre o ciclone.

De todo modo, a característica que se pode extrair é que o ciclone ganha velocidade logo após o início da fase explosiva em intensos e moderados, havendo uma subsequente diminuição até o final da fase explosiva.

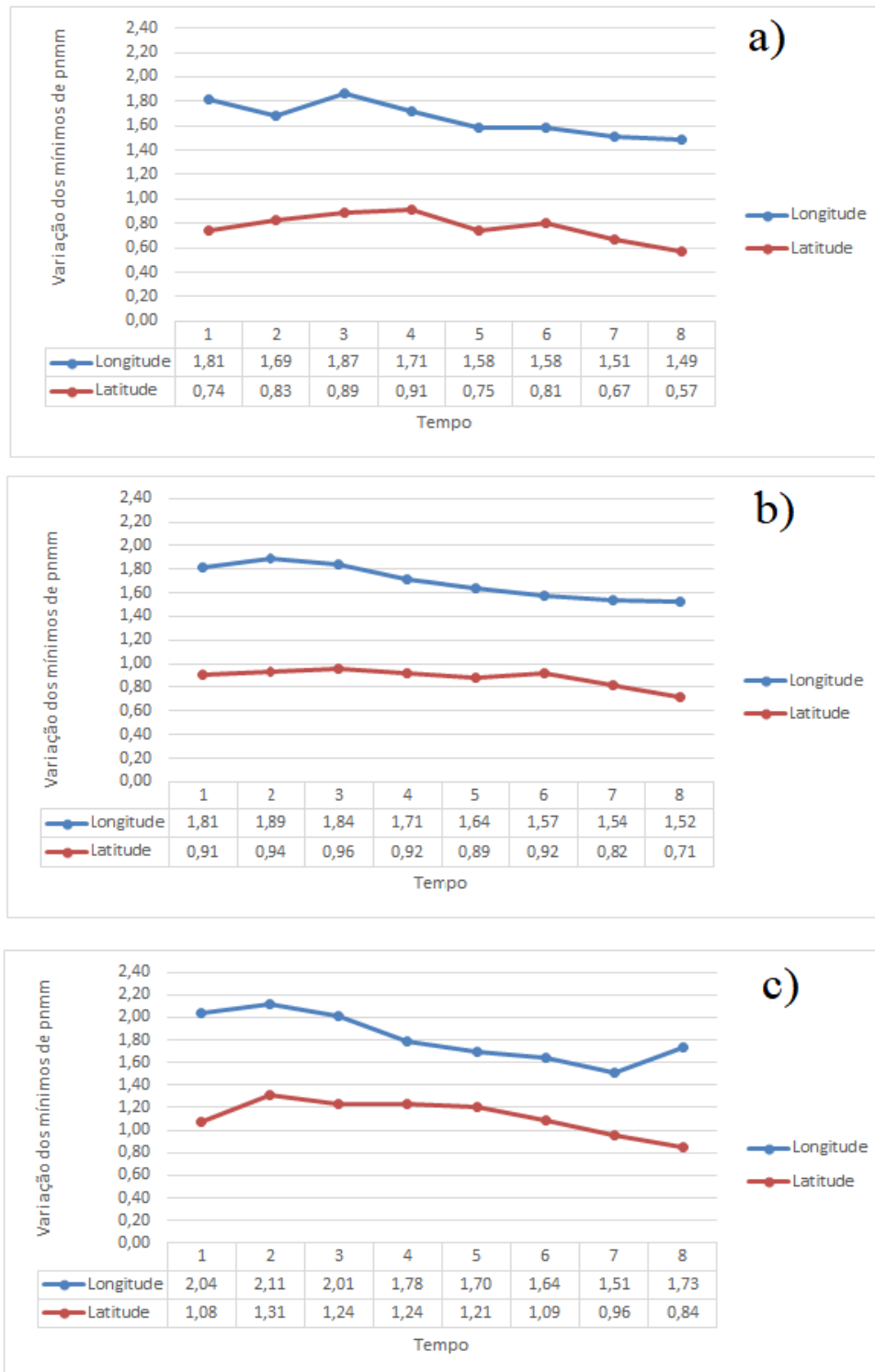


Figura 11 – Variação média dos mínimos de pmm, em graus, ao longo da fase explosiva (diferença entre o passo de tempo atual com relação ao anterior) para: a) fracos; b) moderados; c) intensos.

### 2.3.2 Método Automático (MAUT)

Durante o progresso desse trabalho, além do método observacional, foi desenvolvido um método automático (MAUT) para detecção de ciclones. O método se diferencia de outros métodos já desenvolvidos, onde traz uma aplicação tanto a ciclones ordinários quanto ciclones explosivos, podendo ser estudados em conjunto ou separados. Isso pode trazer benefícios no estudo de tais sistemas e à sociedade. Ainda, em futuras atualizações, o mesmo tem potencial para ser aplicado operacionalmente e até mesmo para estudo e monitoramento de anticiclones.

Este tipo de aplicativo foi desenvolvido para ser aplicado a qualquer tipo de dados, e em qualquer resolução. Métodos observacionais tendem a ser muito confiáveis por terem a experiência do usuário como guia do comportamento dos sistemas durante sua trajetória, entretanto são muito custosos com relação ao tempo e o dia a dia também pode influenciar negativamente (PRANTL et al., 2021). Para isso, precisa-se de métodos automáticos robustos para detecção de ciclones, de forma que os algoritmos se beneficiem de dados com melhores resoluções.

O algoritmo beneficia-se do campo de pressão ao nível médio do mar (pnmm), amplamente disponibilizado nos conjuntos de dados meteorológicos. Para tal, usa-se a função do *software openGrADS mfhilo*, que pode ser aplicada tanto para identificação de ciclones como anticiclones. Nessa função foram usadas as opções de laplaciano e magnitude, de modo a fornecer um mínimo local com relação ao entorno (MURRAY e SIMMONDS, 1991, 1999; SIMMONDS et al., 1999). Além disso, a função depende de um parâmetro de percentil, onde este irá medir a quantidade de mínimos de pnmm que serão mostrados quando aplicada a função. O algoritmo que roda a função está intimamente ligado a outros dois provenientes do *shell*. Esse último é um ambiente que conecta o usuário com o sistema operacional e através de *scripts*, em sua essência, possui a função de manipulação de dados. Dentro de um desses scripts reside outro parâmetro importante: a área.

Para fins didáticos, a área mencionada aqui é equivalente àquela de 5º descrita no MOBS (representada pelo quadrado verde na figura 4), exceto que essa grade é fixada, não podendo ser mudada conforme o campo de pnmm (papel desempenhado pela grade preta pontilhada na figura 4).

Para descobrir o percentil e área ideais, testes de sensibilidade foram aplicados para o ano de 2014 (ano de maior frequência absoluta pelo MOBS) e foram confrontados com os casos encontrados observacionalmente em um momento anterior (Tabela 2):



Tabela 2 - Testes de sensibilidade realizados em 2014 para descobrir o limiar e área ideais para o conjunto de dados. Descreve-se para cada teste a quantidade de casos de ciclones explosivos (*Nbomb*); o número de ciclones ordinários (N24H); tempo médio de vida dos ciclones ordinários dentro dos critérios aplicados (Tmed24H); tempo médio de vida dos ciclones explosivos dentro dos critérios aplicados (*Tmedbomb*).

Teste	Limiar	Área	<i>Nbomb</i>	N24H	Tmed24H (horas)	<i>Tmedbomb</i> (horas)
1	75	3.0	10	193	45.0	68.4
2	75	5.0	30	294	52.8	71.4
3	75	7.0	43	342	57.0	82.8
4	75	9.0	49	356	60.6	88.2
5	85	3.0	8	118	43.8	66.0
6	85	5.0	24	205	49.2	67.8
7	85	7.0	35	245	52.8	76.2
8	85	9.0	40	256	55.2	79.8
9	95	3.0	5	55	43.8	50.4
10	95	5.0	17	119	47.4	60.6
11	95	7.0	27	151	48.6	66.0
12	95	9.0	32	159	51.0	67.2

A tabela 2 mostra a quantidade de casos de ciclones totais, apenas ciclones explosivos e seus respectivos tempos de vida médios. Foram testadas as áreas de 3, 5, 7, 9 graus para os limiares de percentis 75, 85 e 95. Diferentemente do MOBS (reanálise do ERA5; resolução temporal de 3 horas), o MAUT considerou a reanálise do CFSR e CFSv2 e resolução temporal de 6 horas. Desse modo, considerou-se essas diferenças na hora da análise dos parâmetros mencionados. A análise mostrou que a área de 3 e 5 graus acaba sendo muito pequena à detecção de ciclones explosivos em uma variação de 6 horas. As áreas de 7 e 9 graus seriam as ideais para detectar as maiores variações, especialmente em ciclones explosivos com desenvolvimento mais zonal. Essas áreas são as que mais detectam os ciclones explosivos identificados pelo MOBS. Entretanto, escolheu-se ser mais restritivo na área, usando 7 graus, pois a área de 9 graus se torna muito abrangente, especialmente em altas latitudes, onde há ciclones próximos ou ciclones “parentes” (tendem a dissipar ou se juntar com a ciclone explosivo em questão). Com relação

ao limiar, usou-se 75, 85 e 95. Observou-se que o 75 acaba mostrando pontos excessivos, com casos muito além do observado. Por outro lado, 85 e 95 acabam desempenhando muito bem o papel na detecção dos ciclones observados pelo MOBS. A diferença reside no fato de que o 95 acaba sendo mais restritivo e impacta muito na identificação dos pontos, o que reflete na taxa de aprofundamento da pressão central (TNA), detectando ciclones explosivos menos intensos. Com isso, escolheu-se os parâmetros de limiar 85 e área de 7 graus, que foi estendido para o período todo, de 2010 a 2020.

Um teste adicional foi feito para comparar as reanálises do CFSR e ERA5. Uma amostra de 10 dias foi pega (00Z01012014 a 18Z01102014). Os resultados mostraram que o CFSR levou 2 minutos e 37 segundos enquanto o ERA5 levou 30 minutos e 50 segundos. A diferença é que a resolução espacial do ERA5 é mais fina do que o CFSR, mostrando muitos pontos em uma determinada área. O primeiro requer muito poder de processamento e iria levar muito tempo para adquirir os casos. Além disso, o algoritmo mostrou mais do que um mínimo dentro de uma baixa pressão, levando a trajetórias irreais. Portanto, preferiu-se usar o CFSR e CFSv2 para todo período.

A vantagem deste método é que se consegue ter uma ideia completa do panorama de ciclones no Atlântico Sul. Desde ciclones ordinários, que possuem tempo de vida igual ou superior a 24 horas e TNA menor que 1 Bergeron, até ciclones explosivos. A análise mostrou que 2705 ciclones ordinários foram detectados, enquanto os ciclones explosivos totalizam 379 pelo método MAUT (Tabela 3). Há uma média de aproximadamente 246 ciclones ordinários e 34 explosivos.

Tabela 3 - Ciclones ordinários e explosivos detectados pelo MAUT durante o período em estudo.

	<b>Ciclones Ordinários</b>	<b>Ciclones Explosivos</b>
<b>2010</b>	236	27
<b>2011</b>	250	34
<b>2012</b>	263	34
<b>2013</b>	257	40
<b>2014</b>	245	35
<b>2015</b>	240	38
<b>2016</b>	237	33
<b>2017</b>	243	35
<b>2018</b>	244	37

<b>2019</b>	247	27
<b>2020</b>	243	39
<b>Total</b>	2705	379

Esses ciclones explosivos estão mostrados na figura 12, onde as trajetórias de todo ciclo de vida são demonstradas, desde os pontos vermelhos (ciclogênese), passando pelos pontos verdes (início da fase explosiva) até o final da trajetória (pode englobar a não detecção de mínimos, 120 horas ou limite do domínio).

Observa-se que a trajetória de todos os ciclones explosivos seguiu, em geral, o que era esperado, de noroeste para sudeste. É interessante notar a alta frequência de ciclones explosivos em torno do Rio Grande do Sul. A região é conhecida pelo encontro de duas correntes oceânicas, sendo um local de fortes contrastes térmicos tanto no oceano quanto na atmosfera (PEZZI et al., 2005). Essa baroclinia em superfície é uma das principais forçantes para os ciclones explosivos. Além disso, o método aponta o deslocamento dos mínimos de pnmm com a transição da baixa continental até a ciclogênese, possivelmente auxiliada pelo jato de baixos níveis. Essa característica, do jato em baixos níveis com a posição paralela à frente fria em superfície, auxilia no levantamento de ar nessa região de fronteira, propiciando a convecção e instabilidades mais fortes, atingindo as regiões do sul do Brasil com fortes temporais.

Essa região citada e a costa da Argentina, em torno de 50 graus, constituem as regiões ciclogênicas da América do Sul, como bem explicadas por Gan e Rao (1991). Essa última, como pode-se notar na figura 12 é berço tanto para ciclogêneses, quanto ciclogêneses explosivas, o que impacta diretamente a região, com fortes tempestades.

### Trajectoria dos 379 Ciclones explosivos 2010–2020 annual

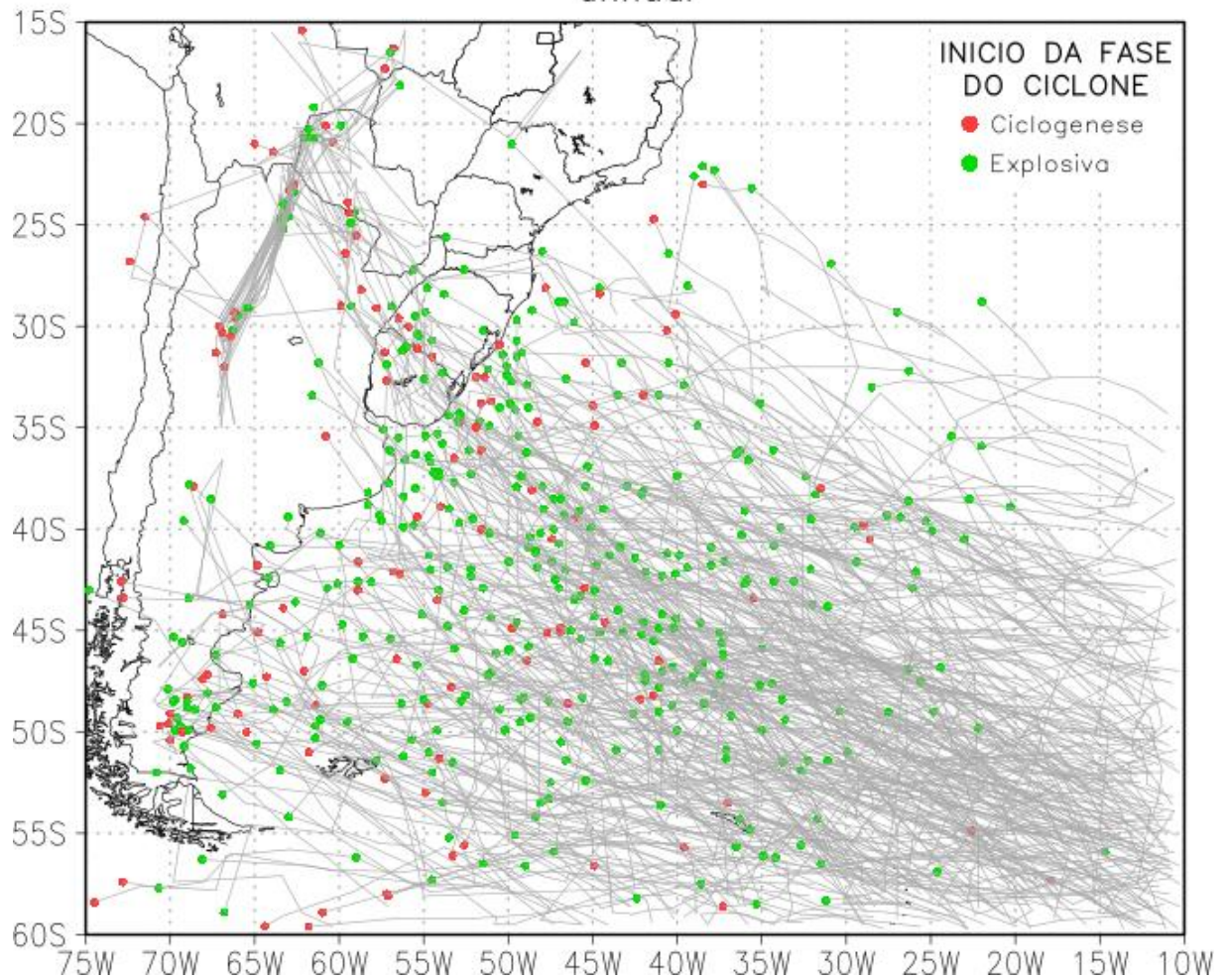


Figura 12 - Trajetória dos ciclones explosivos identificados pelo método automático (MAUT) durante todo o período (2010 a 2020). Cada ciclone possui uma trajetória mostrada em cinza. Os pontos vermelhos denotam o início da detecção do ciclone (ciclogênese) e os pontos verdes indicam o início da fase explosiva.

É interessante notar a ocorrência de ciclones explosivos provenientes de regiões subtropicais. Estes ciclones, tomam a forma híbrida e são detectados como explosivos pelo modo de identificação de ciclones explosivos, o TNA.

Os continentes representam um grande desafio para métodos automáticos de detecção de ciclones, especialmente em dados de alta resolução. Especificamente na América do Sul, há a dificuldade da Cordilheira dos Andes, que possui regiões de baixas pressões térmicas e orograficamente forçadas. Pela figura 12, nota-se que nessa região, esses pontos mínimos de pnm impactam na estatística total de ciclones explosivos, provavelmente devido às variações de pnm encontradas dentro da área de 7 graus preestabelecida.

A figura 13 discrimina a figura 12 conforme as estações do ano. Observa-se que a frequência maior de casos fica para o inverno, seguido por primavera, outono e verão. A sazonalidade apresentou o padrão que era esperado, com o inverno despontando como o mais proeminente, enquanto as outras estações apresentam poucas variações na frequência absoluta entre si.

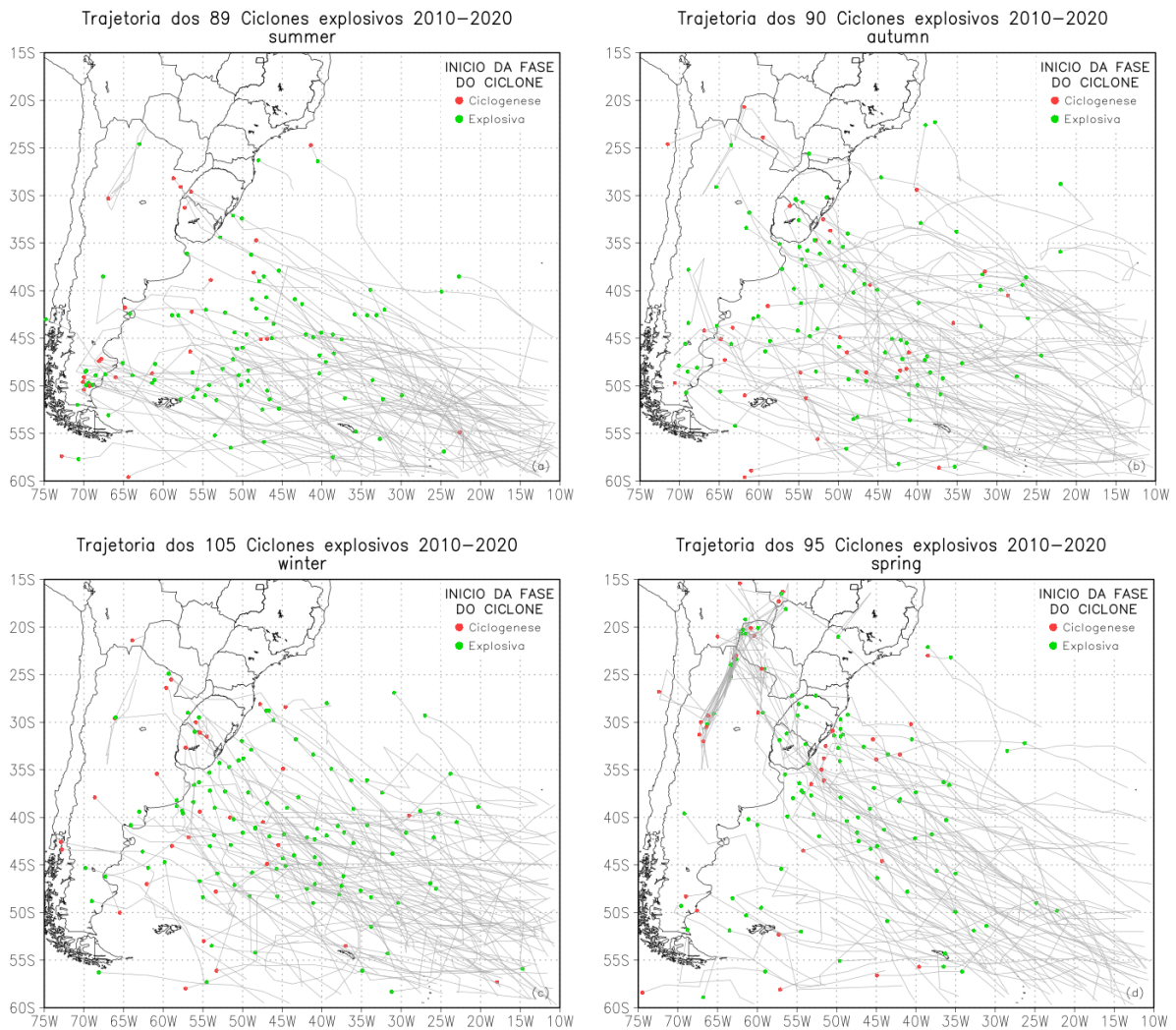


Figura 13 - Trajetórias dos ciclones explosivos, detectados pelo MAUT discriminados por estação: verão (parte de cima esquerda); outono (parte de cima direita); inverno (parte de baixo esquerda); primavera (parte de baixo direita).

Os ciclones possuem, em grande parte sua gênese sobre as regiões preferenciais da América do Sul (Gan e Rao, 1991). Pode-se observar claramente um padrão de oscilação entre as estações. Durante o verão, não ocorrem entradas de massas polares intensas no sul do Brasil (FEDOROVA, 2001), de modo que os gradientes de temperatura mais significativos para formação dos ciclones

extratropicais ficam concentrados em latitudes mais altas, acarretando em um deslocamento mais zonal. No outono, as massas de ar polares conseguem avançar, mostrando a resposta em um ligeiro aumento de ciclogêneses, especialmente explosivas, sobre a região sul do Brasil e costa do Uruguai. Entretanto, nessa estação ainda se mantém uma alta frequência de ciclones sobre a região ciclogênica da costa da Argentina. No inverno e primavera, a trajetória dos ciclones mostra um deslocamento mais destacado de noroeste para sudeste, com destaque para a primavera, em que essa característica é mais ressaltada. Além disso, na primavera parece ser mais comum a transição da baixa continental da região do Chaco para os ciclones extratropicais, perturbando o tempo sobre o Rio Grande do Sul. Por outro lado, é interessante a alteração brusca da primavera para o verão, onde há uma significativa mudança nos padrões dos ciclones, enquanto nas outras estações essa característica se dá de forma mais suave.

### 2.3.3 Análise do Caso Mais Intenso

A análise a seguir destaca o ciclone explosivo ocorrido no verão, no período entre 02 e 03 de janeiro de 2019. Esse caso se sobressai por ser o mais forte do período de 2010 a 2020. O sistema foi caracterizado como intenso, de acordo com a equação de Sanders e Gyakum (1980), no qual a taxa normalizada de aprofundamento da pressão central é destacada como  $TNA > 1,80$  B. A variação do mínimo de pressão ao nível médio do mar (pnmm) atingiu 52,09 hPa em 24 horas, resultando na taxa crítica resultante de 2,73 B. Este caso se encaixaria em uma nova classificação, proposta por Zhang et al. (2017), onde os ciclones com taxas iguais ou acima de 2,3 Bergeron são denominados de “super” ciclones explosivos. O mesmo foi analisado utilizando a metodologia do MOBS.

O primeiro mínimo de pnmm detectado ocorreu às 21Z do dia 02 de janeiro, onde há um cavado invertido em superfície (Figura 14) associado à Baixa do Noroeste Argentino (BNOA). Essa última tem origem térmica e é orograficamente forçada pela subsidência do ar à sotavento da Cordilheira dos Andes. Durante o verão, a BNOA é um sistema quase permanente e está frequentemente associada com fenômenos transientes, pela sua localização coincidente com os jatos de altos níveis (Seluchi e Saulo, 2012). Por isso, essa transição do cavado no continente até a ciclogênese na costa ou no oceano é comum nessa região (Caballero et al. 2018).

O cavado invertido citado estava localizado a leste do escoamento em médios níveis, indicando que este escoamento a barlavento atuava para tendência de queda da pressão em superfície (Sanders, 1993). Pettersen e Smebye (1971) nomearam esta configuração como ciclone do Tipo B. Além disso, pela figura 1 pode-se observar que, em altos níveis, há um cavado amplificado associado ao ciclone, proveniente de regiões de altas latitudes. Também há uma crista pronunciada, a norte do jato subtropical. Essa configuração aponta o encontro de duas massas de ar de regiões distintas, mostradas no campo de espessura (Figura 15) e, de forma mais branda, no campo de advecção térmica (não mostrado aqui) ao longo do cavado em superfície. O prolongamento da área de baixa pressão do continente ocorreu sobre águas mais frias, entre 15°C e 21°C, ao sul da região ciclogênica da confluência Brasil-Malvinas (não mostrados aqui). Isso pode ter influenciado no papel irrelevante dos fluxos de calor latente e sensível na superfície durante as fases de pré ciclogênese e ciclogênese. Nesse caso, o ciclone já adquire a denominação de explosivo nesse passo de tempo, conforme a variação de pnmm em 24 horas.

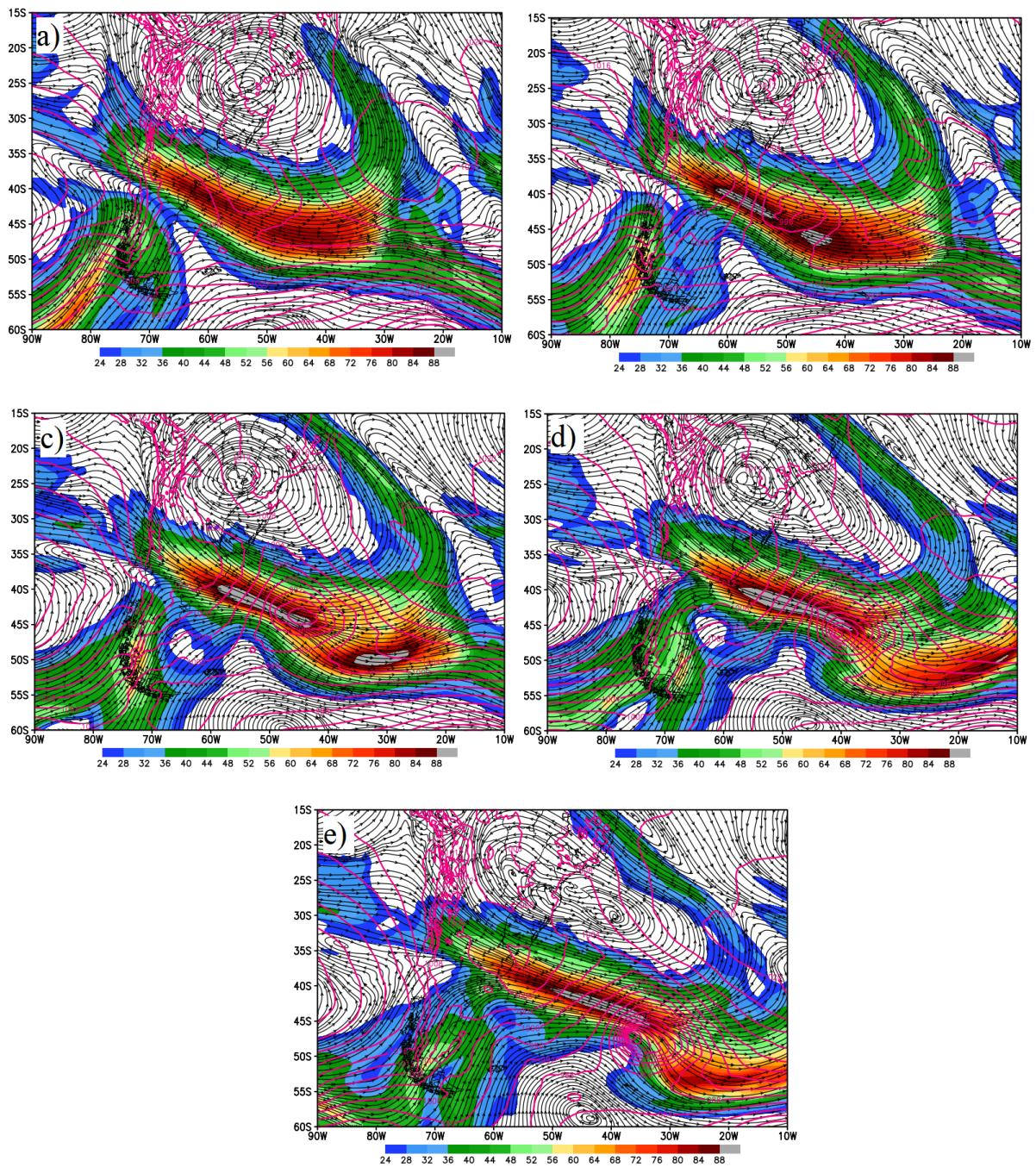


Figura 14 - Linha de corrente e magnitude do vento (sombreado) em 250 hPa e pnm (contornos em rosa) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 103; e) 21Z do dia 03.

Em altos níveis (Figura 14), o ciclone começa sob a região do máximo de vento em um cavado amplificado com inclinação horizontal positiva. Durante o desenvolvimento do ciclone, há uma fratura em tal cavado para um de menor amplitude, adquirindo inclinação horizontal negativa, que está associada com maior atividade convectiva e menor estabilidade estática (MacDonald, 1976; Glickman et



al., 1977; Bluestein, 1993; Cossetin et al., 2016). O padrão de difluência nesse nível é observado apenas 9 horas após a detecção do ciclone e continua até o final da fase explosiva. A localização desse padrão é dada, em grande parte a sudeste do ciclone em superfície nas fases iniciais e fazendo a transição para nordeste nos instantes finais da fase explosiva com a separação dos jatos subtropical e polar (Figura 14d; 14e). Desse modo, se ressalta a convergência de massa em baixos níveis, propiciando a convecção profunda, intensificando o ciclone. Andrade (2022) mostra, através de campos compostos, que a difluência em altos níveis em ciclones explosivos intensos apresenta maior ênfase com relação aos não intensos (fracos e moderados).

Conforme o ciclone fecha sua circulação no passo de tempo seguinte, destaca-se que este segue seu deslocamento para sudeste, de acordo com a máxima advecção térmica positiva (Bluestein, 1993). Nesta região de máxima advecção térmica positiva é observado um forte movimento vertical, indicando a atividade convectiva. Desde o princípio, observa-se a advecção negativa (fria) mais intensa em magnitude do que a quente, o que indica um maior potencial para as instabilidades na região de transição da frente fria através do maior gradiente.

Em ciclones explosivos, devido a sua interação com as massas de ar, os cavados tendem a aprofundar a tropopausa. Nesse caso, se considera que há uma dobra na tropopausa dinâmica (Uccellini et al., 1985; Avila et al., 2016, 2021; Nunes e Avila, 2017), o que acarreta em um máximo de vortacidade potencial (VP). Para o Hemisfério Sul, os valores de VP são negativos e conforme Santurette e Georgiev (2005), 1,5 unidade de vortacidade potencial, representa a tropopausa dinâmica. Observa-se, nos campos de VP em 300 hPa (não mostrados aqui) que há uma língua que se estende até o centro do ciclone a partir das 09Z do dia 03, onde essa subsidência é mostrada com um fraco movimento em 500 hPa na mesma região. No instante de tempo seguinte, este movimento vertical se torna bem pronunciado, ao passo que os valores de ômega atingem entre 1,5 e 2,0 Pa/s. Ao mesmo tempo, as imagens de satélite no canal do vapor d'água em níveis médios também começam a mostrar essa subsidência de ar estratosférico. Esse movimento de subsidência se sustenta até o final da fase explosiva, podendo rebaixar a tropopausa a níveis de pressão mais baixos ainda com a maturação do ciclone.

No período de maior variação de pnmm (15Z do dia 3), há um decréscimo de 10,84 hPa com relação ao passo de tempo anterior (12Z do dia 3). Nesse momento

há o surgimento de uma baixa despreendida em médios níveis (Figura 15), ao passo que o ciclone começa a entrar em fase com o cavado em ar superior, mostrando que o desenvolvimento baroclínico entra nos instantes finais conforme passa a ser do tipo barotrópico equivalente.

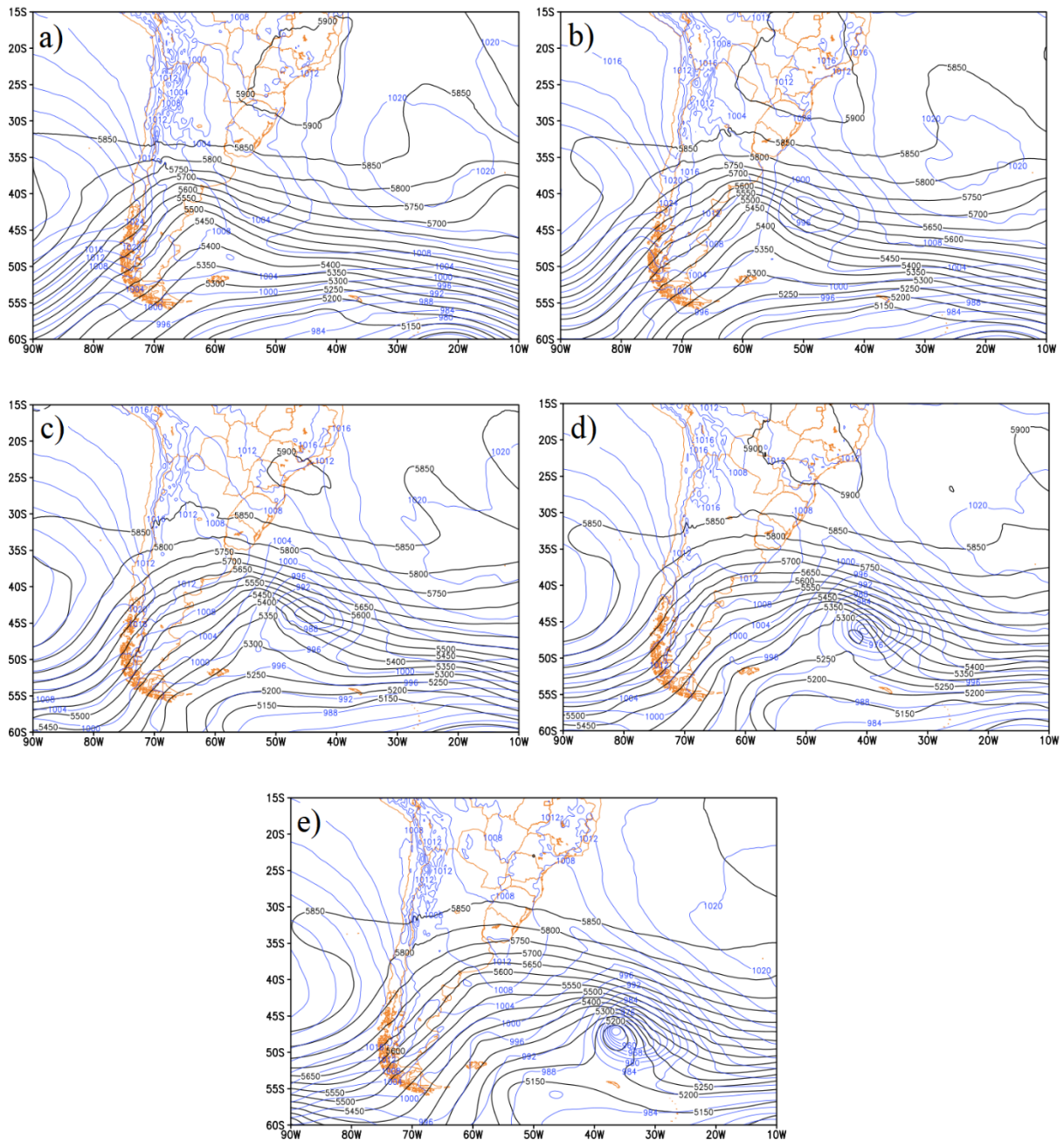


Figura 15 - Altura geopotencial em 500 hPa (contornos em preto) e pnmm (contornos em azul) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03.

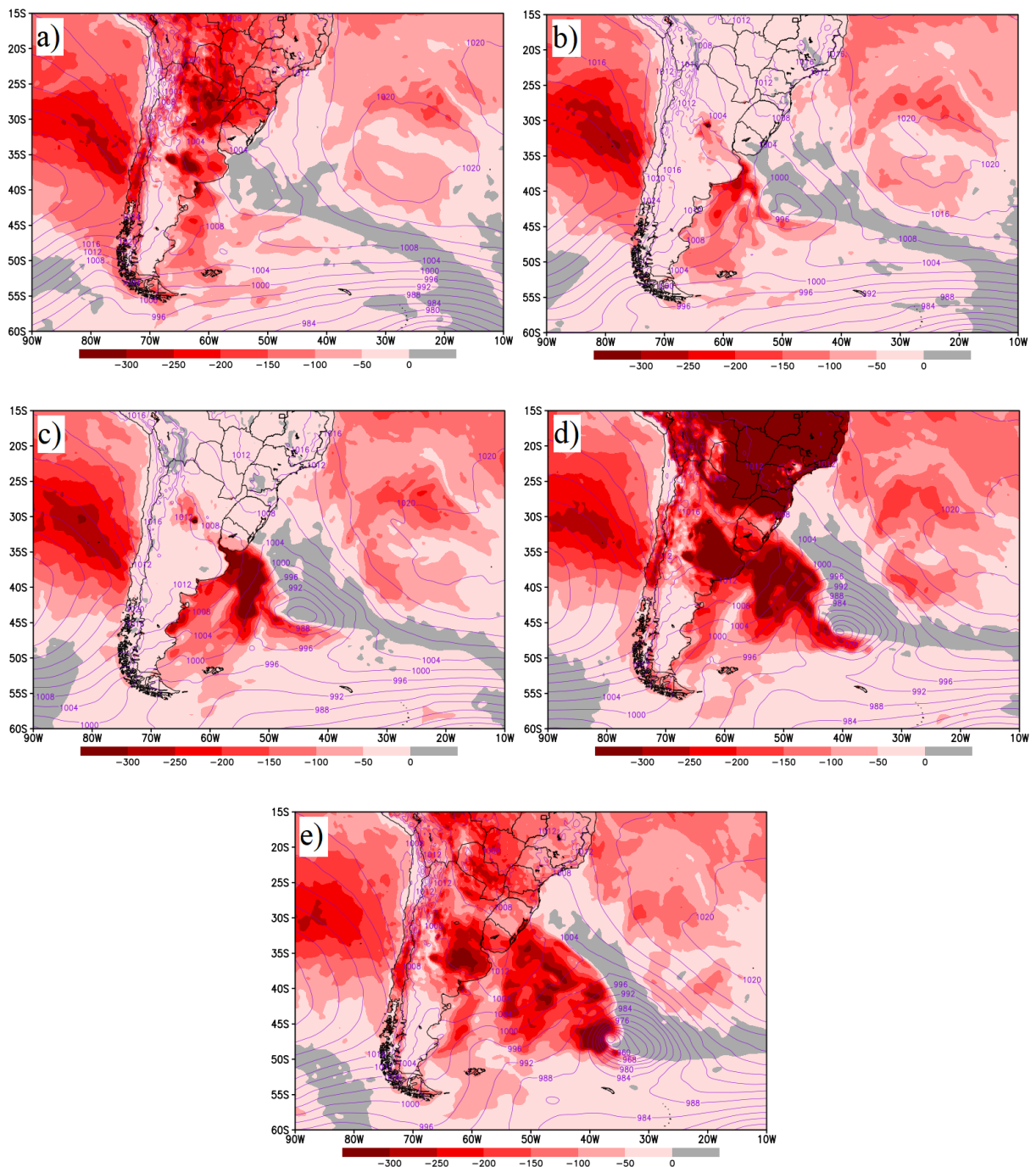


Figura 16 - Fluxos de calor latente à superfície (sombreado) em  $W/m^2$  e pmm (contorno em roxo) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 03; e) 21Z do dia 03.

No instante seguinte, às 18Z do dia 03, nota-se altos valores dos fluxos de calor sensível e latente na parte fria do ciclone, no quadrante sudoeste. O fluxo de calor latente tem seu máximo no passo tempo seguinte (final da fase explosiva), com os fluxos tomando grande parte do lado frio do ciclone. Os valores negativos indicam a transferência do mar para o ar, enquanto os positivos representam o oposto

(Figuras 16 e 17). Essas variáveis começam a ter impacto sobre o ciclone de fato, a partir de 6 horas após a ciclogênese, especialmente na região sul do ciclone, acompanhando a transição para sudoeste e leste durante a fase explosiva. Esses resultados concordam com os obtidos por Rudeva e Gulev (2011), que também observaram os fluxos de calor latente e sensível mais proeminentes na parte fria do ciclone para o Hemisfério Norte. Esses resultados indicam que, para este caso, os fluxos do oceano foram importantes na manutenção e intensificação do ciclone explosivo, não atuando no ambiente para formação do mesmo.

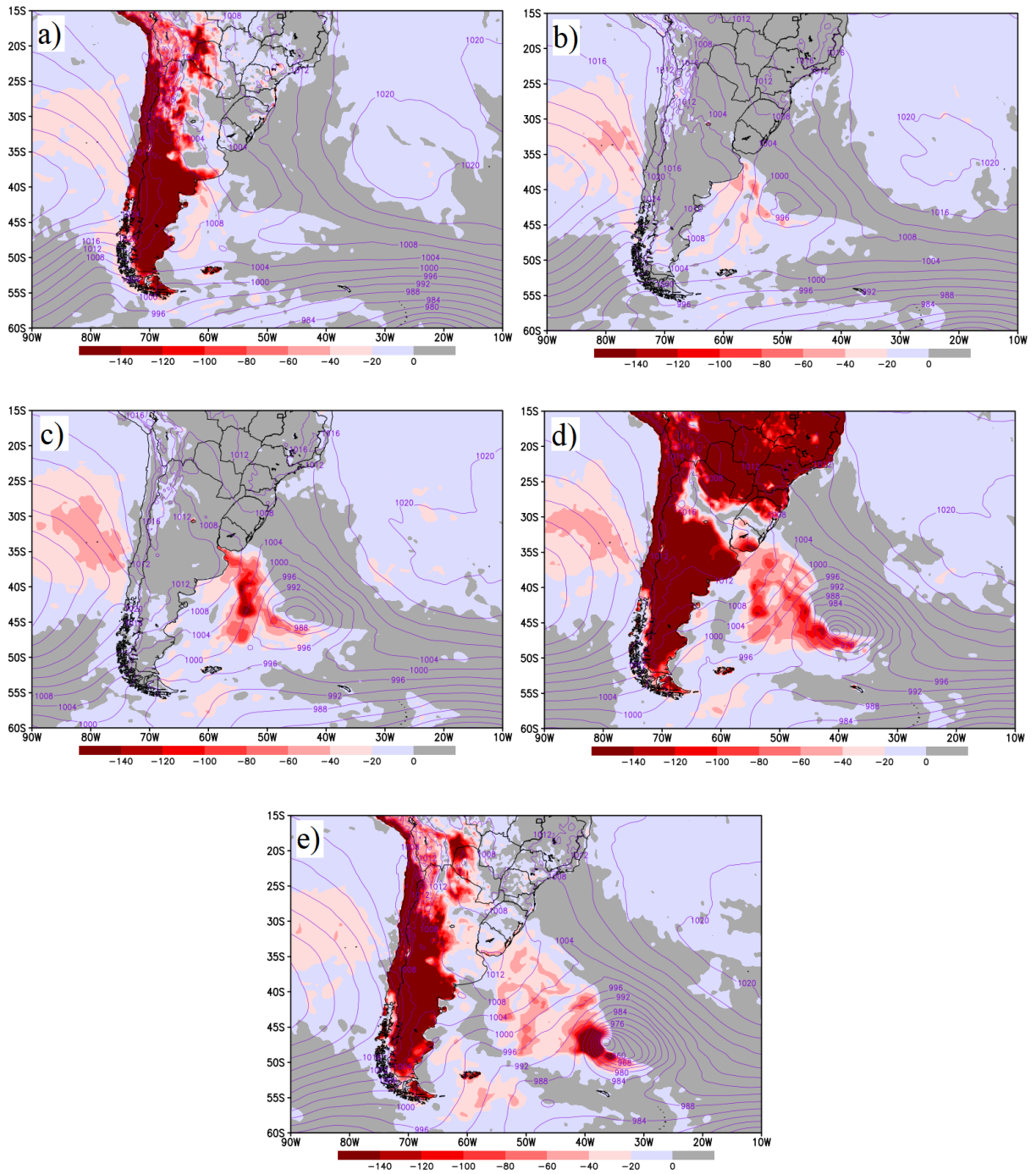


Figura 17 - Fluxos de calor sensível à superfície (sombreado) em  $W/m^2$  e pnm (contorno em roxo) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 103; e) 21Z do dia 03.

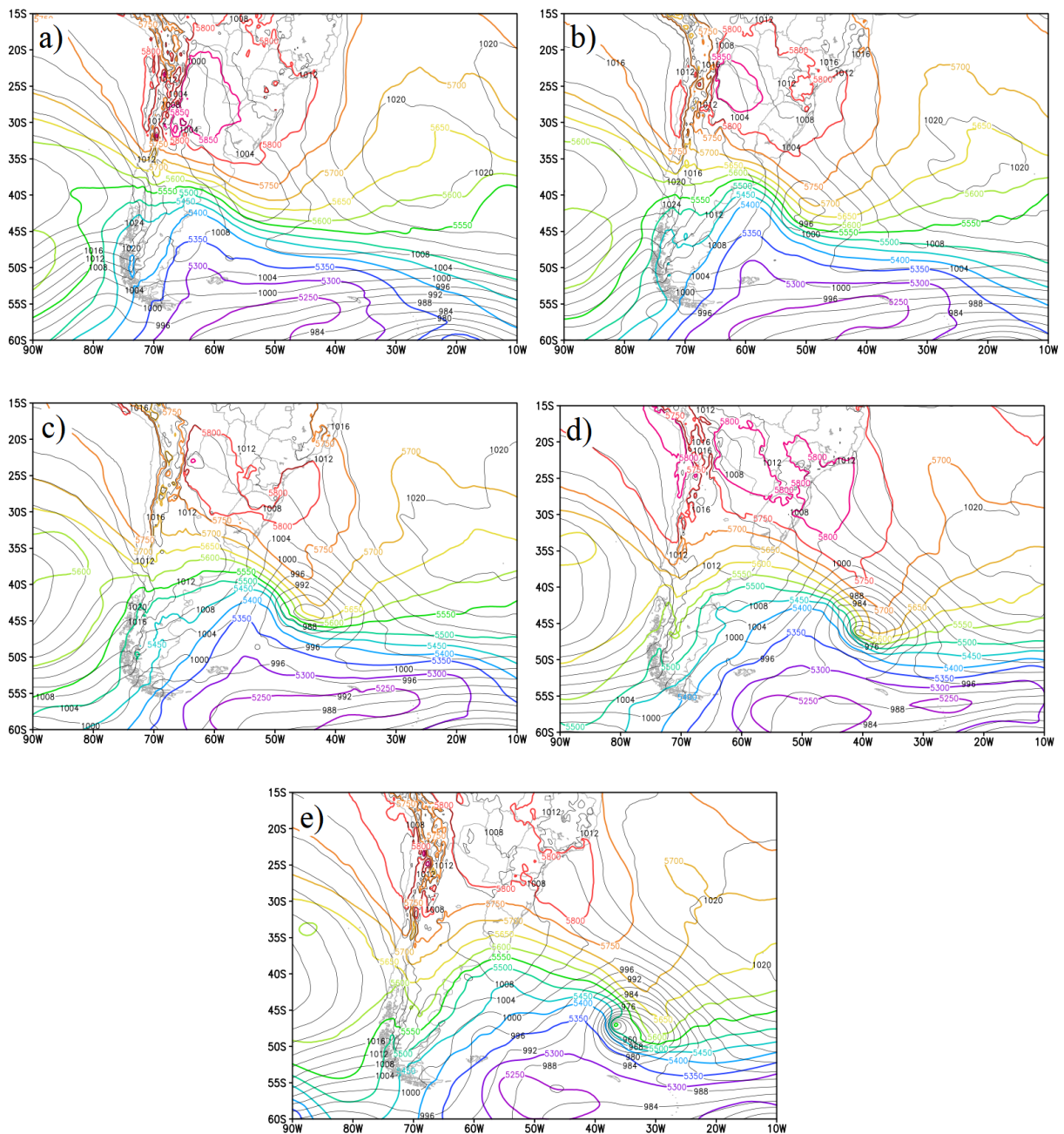


Figura 18 - Espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa (contornos coloridos) e pmm (contornos em preto) para os seguintes horários: a) 21Z do dia 2; b) 03Z do dia 03; c) 09Z do dia 03; d) 15Z do dia 103; e) 21Z do dia 03.

No final da fase explosiva, às 21Z do dia 03, pelo campo de espessura nota-se que há um aprisionamento de ar quente no centro do ciclone (Figura 18e). Isso indica que há uma seclusão de ar quente conforme a frente fria avança sobre a frente quente, por ser mais densa. Os fluxos de calor atingem seus máximos na parte fria do ciclone, bem como os ventos atingem aproximadamente 33 m/s (aproximadamente 120 km/h) nessa mesma região, ao passo que o sistema se

encontra em fase com a baixa desprendida em níveis superiores. O tracking do caso em estudo mostrou que o ciclone se deslocou sobre o oceano, percorrendo uma variação de temperatura da superfície do mar de aproximadamente 12°C (não mostrado aqui), abrangendo uma ampla faixa, conforme enfatiza Sanders e Gyakum (1980).

Por meio das seções verticais latitudinais do centro do ciclone, observa-se no campo de vorticidade potencial (Figura 19) as anomalias da tropopausa dinâmica atingindo próximo ao nível de pressão de 700 hPa, com valores de VP bem intensos em grande parte da camada acima. Essa anomalia ocorre defasada a oeste do ciclone em superfície, sobre o lado frio. Na fase mais vigorosa do ciclone é possível observar valores mais altos de VP incipiente em baixos níveis, proveniente da rotação do ciclone em superfície. A dobra da tropopausa pode ser acompanhada também pelo corte vertical nos mesmos pontos da razão de mistura da massa de ozônio (Figura 20). Através de testes, os valores de 1,5 ( $\text{kg.kg}^{-1}$ ) para esta variável são compatíveis com os valores de 1,5 VP, indicando a intrusão de ar estratosférico rico em ozônio. Além disso, é interessante ressaltar, em ambas figuras, um padrão oscilatório em níveis superiores, semelhante às ondas de gravidade no lado frio do ciclone. Os resultados aqui encontrados estão de acordo com Avila et al. (2016, 2021).

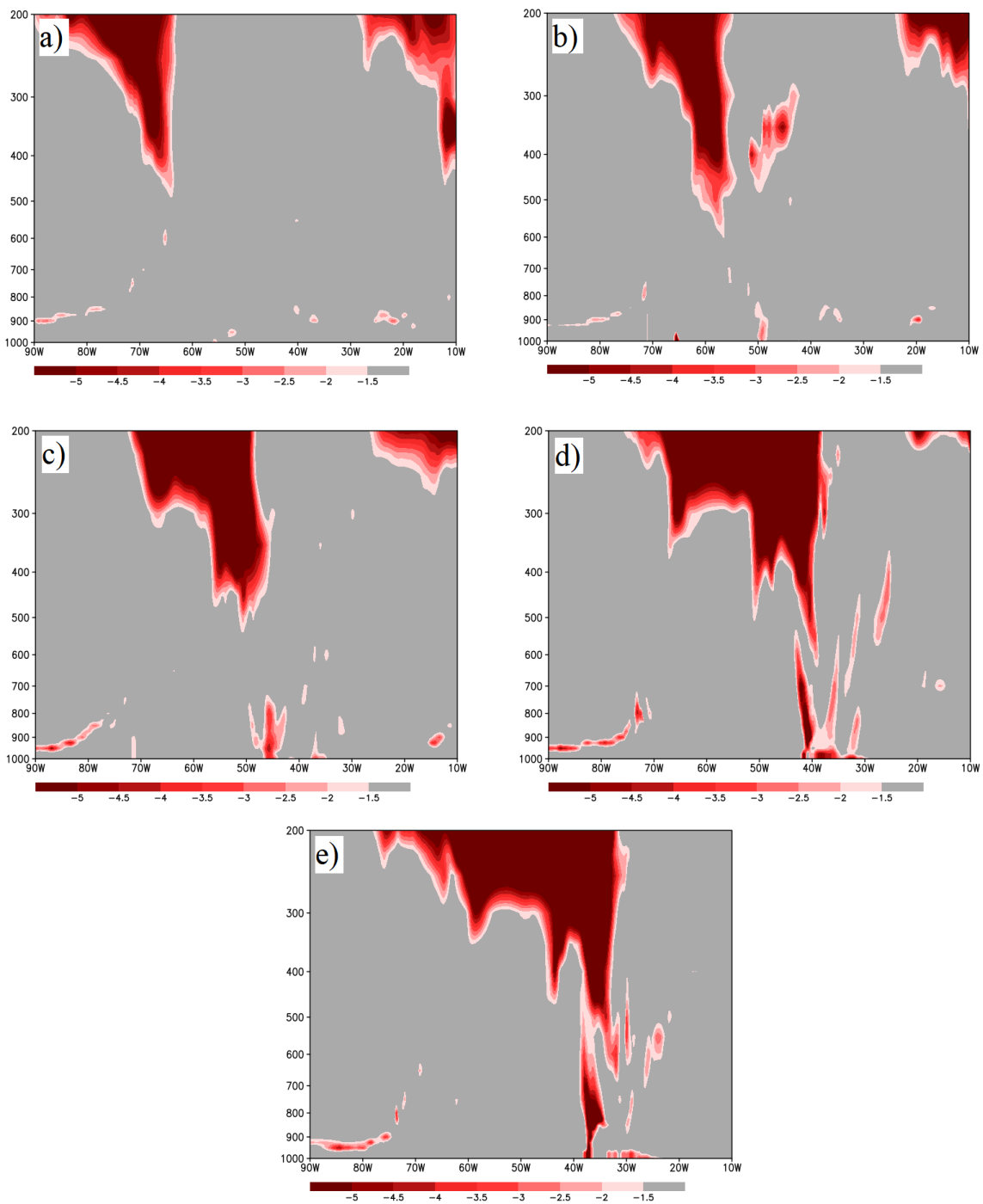


Figura 19 - Seção vertical da vorticidade potencial centrado na latitude do centro do ciclone para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02:  $-39,75^\circ$ ; b) 03Z do dia 03:  $-41,75^\circ$ ; c) 09Z do dia 03:  $-43,75^\circ$ ; d) 15Z do dia 03:  $-46,25^\circ$ ; e) 21Z do dia 03:  $-47^\circ$ .



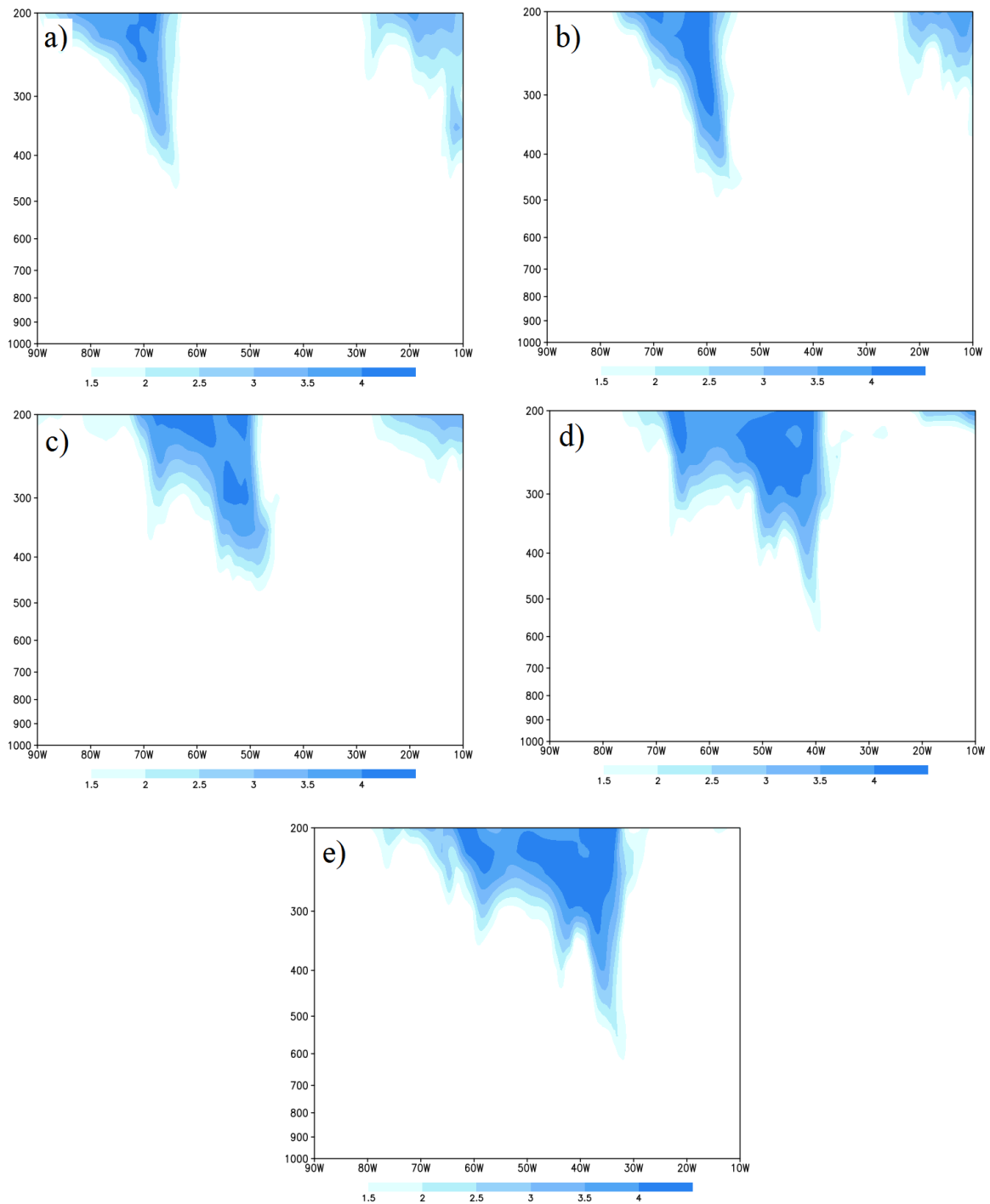


Figura 20 - Seção vertical da razão de mistura da massa de ozônio centrado na latitude do centro do ciclone para os seguintes horários: a) 21Z do dia 02:  $-39,75^\circ$ ; b) 03Z do dia 03:  $-41,75^\circ$ ; c) 09Z do dia 03:  $-43,75^\circ$ ; d) 15Z do dia 03:  $-46,25^\circ$ ; e) 21Z do dia 03:  $-47^\circ$ .

Nos passos de tempo seguintes, não há variações de pmm significativas, ao passo que as características mencionadas vão diminuindo, com o sistema entrando na fase de decaimento no dia seguinte.

### 2.3.4 Campos Compostos

A análise a seguir mostra a perspectiva média da fase explosiva dos ciclones através dos campos compostos utilizando a metodologia do MOBS. Essa análise consiste no recorte dos dados numéricos reais e sua posterior transformação em coordenadas centradas com latitudes (longitudes) negativas no lado sul (oeste) e positivas no lado norte (leste). A trajetória a cada 3 horas foi distribuída nas figuras abaixo para melhor ilustrar algum fenômeno.

Os casos fracos e moderados possuem características muito semelhantes, exceto para o campo de espessura, que é similar aos intensos. Por essas razões, foram apresentados apenas os casos fracos e intensos nas ilustrações a seguir.

Os campos de altura geopotencial em 500 hPa e pressão ao nível médio do mar (Figuras 21 e 22) mostram que o ciclone extratropical possui um comportamento baroclínico dentro do esperado com relação à conversão de energia e ciclo de vida para todas as intensidades. Esses achados vão ao encontro ao observado por Andrade et al. (2022), que analisaram ciclones explosivos intensos e não intensos (fracos e moderados) na mesma região deste estudo.

Observou-se a conversão de um sistema baroclínico para um sistema barotrópico (Figuras 21 e 22), no qual o desenvolvimento a leste do cavado em altos níveis atua na indução do rebaixamento da pressão em superfície. Além disso, a transição da inclinação horizontal do cavado levemente positiva (início da fase explosiva) para negativa (durante o desenvolvimento) comporta-se de forma semelhante nas três intensidades. É interessante ressaltar o surgimento da baixa fria nos instantes finais em todas as intensidades, indicando o desprendimento de uma baixa pressão do escoamento e a profundidade do ar frio. Ainda, um gradiente mais realçado das isoípsas e também alta amplitude nesse mesmo campo nos ciclones explosivos intensos, indica um gradiente horizontal de temperatura mais vigoroso. Essa característica pôde ser constatada pelas trajetórias apresentadas na seção 2.3.1 – Figura 10, onde o início das trajetórias dessa intensidade está concentrado em latitudes mais baixas, o que evidencia o maior contraste meridional na temperatura.

Os campos de espessura (intervalos de 20 mgp) e pressão ao nível médio do mar (figuras 23 e 24) mostram o avanço da massa de ar ao longo de todo ciclone. Observa-se que no início da fase explosiva o ciclone possui um desenvolvimento

clássico (BJERKNES e SOLBERG, 1922), onde as isaloípsas possuem um padrão em formato de y, com o ar frio, mais denso, avançando em torno do centro do ciclone para o ar mais quente. Esse padrão se desenvolve até 9 horas antes do final da fase explosiva. A partir desse ponto, parece haver um aprisionamento de ar mais quente no centro do ciclone, o que indicaria que este se tornou um ciclone descrito pelo modelo Shapiro-Keyser (SCHULTZ et al., 1998; REBOITA et al., 2017; 2022). Esse padrão é mostrado com mais realce em ciclones explosivos fortes e moderados, com os fracos não indicando essa característica nos campos compostos.

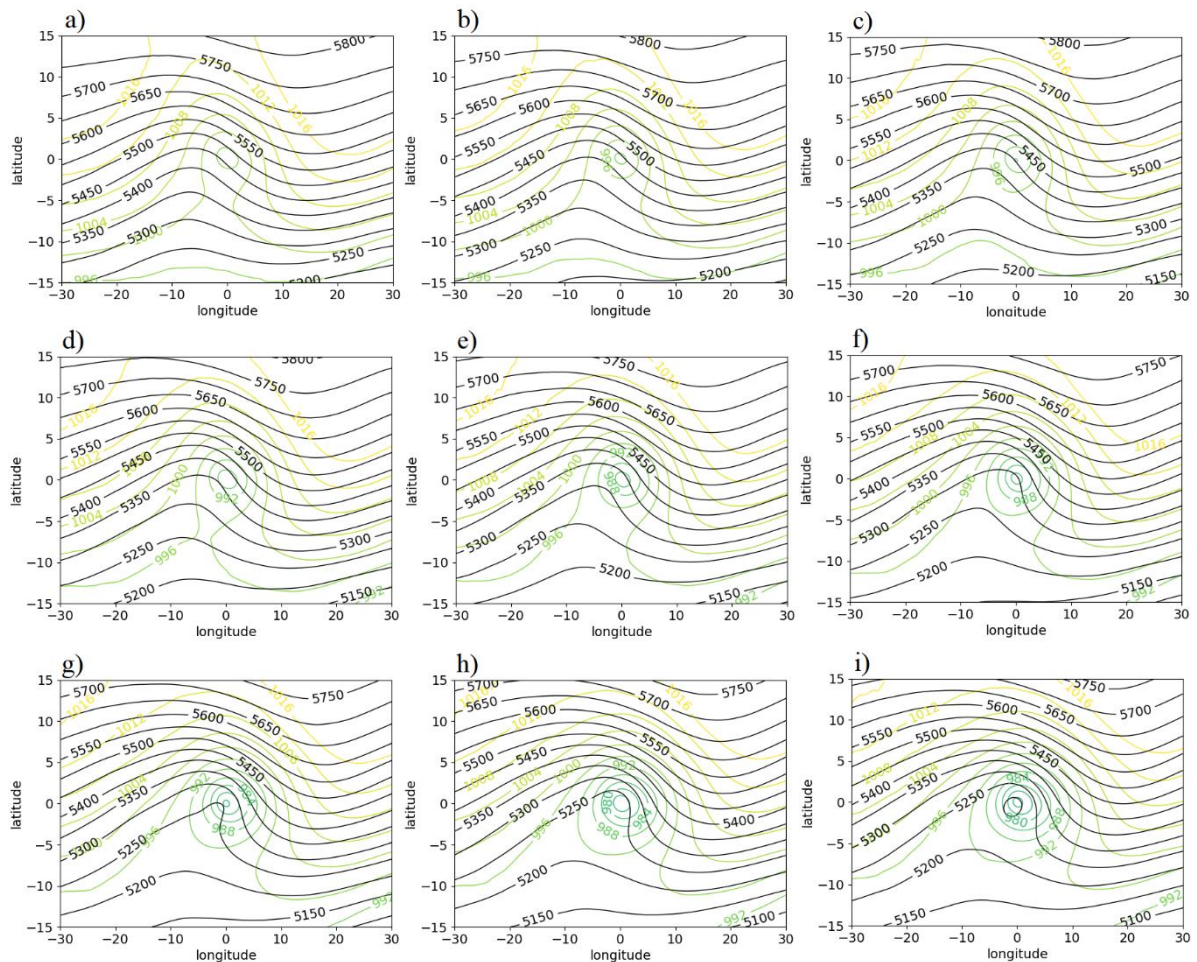


Figura 21 - Campos compostos centrados no ciclone de altura geopotencial hPa com intervalos de 50 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

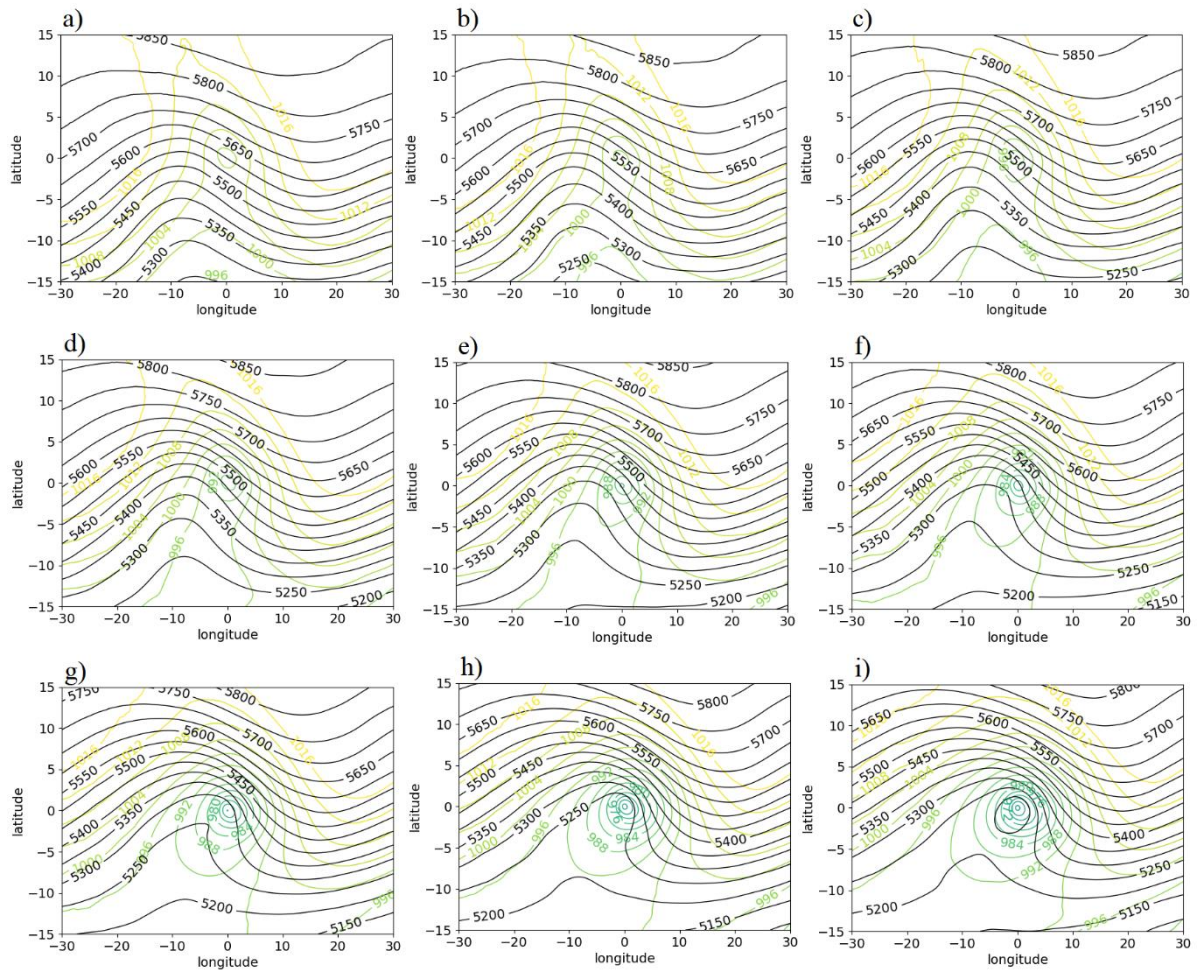


Figura 22 - Campos compostos centrados no ciclone de altura geopotencial hPa com intervalos de 50 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

A linha de 5400 mgp é realçada em azul nas figuras 23 e 24, onde, operacionalmente, é um indicativo de massas de ar realmente frias. Os ciclones explosivos fracos possuem essa isaloípsa mais próxima do ciclone devido à região preferencial de desenvolvimento dos ciclones, onde apresentam-se mais zonais com relação aos intensos, que tendem a ter deslocamento preferencial de noroeste para sudeste.

Os campos de ômega em 500 hPa (figuras 25 e 26) mostram um movimento vertical mais intenso no início da fase explosiva para todas as intensidades no lado sul do ciclone explosivo. Essa característica se comporta de forma semelhante nos ciclones explosivos fracos e moderados e é realçada nos intensos. Esse campo destaca as frentes ao longo do ciclone, em que os ciclones explosivos intensos parecem ter a frente fria mais extensa meridionalmente, o que é corroborado com o

cavado em médios níveis com maior amplitude da figura 22. Além disso, a frente fria nos ciclones explosivos intensos, durante o desenvolvimento final, demonstra um deslocamento de forma transversal à frente quente, podendo indicar um *T bone* invertido (modelo que pode indicar a conversão para Shapiro-Keyser).

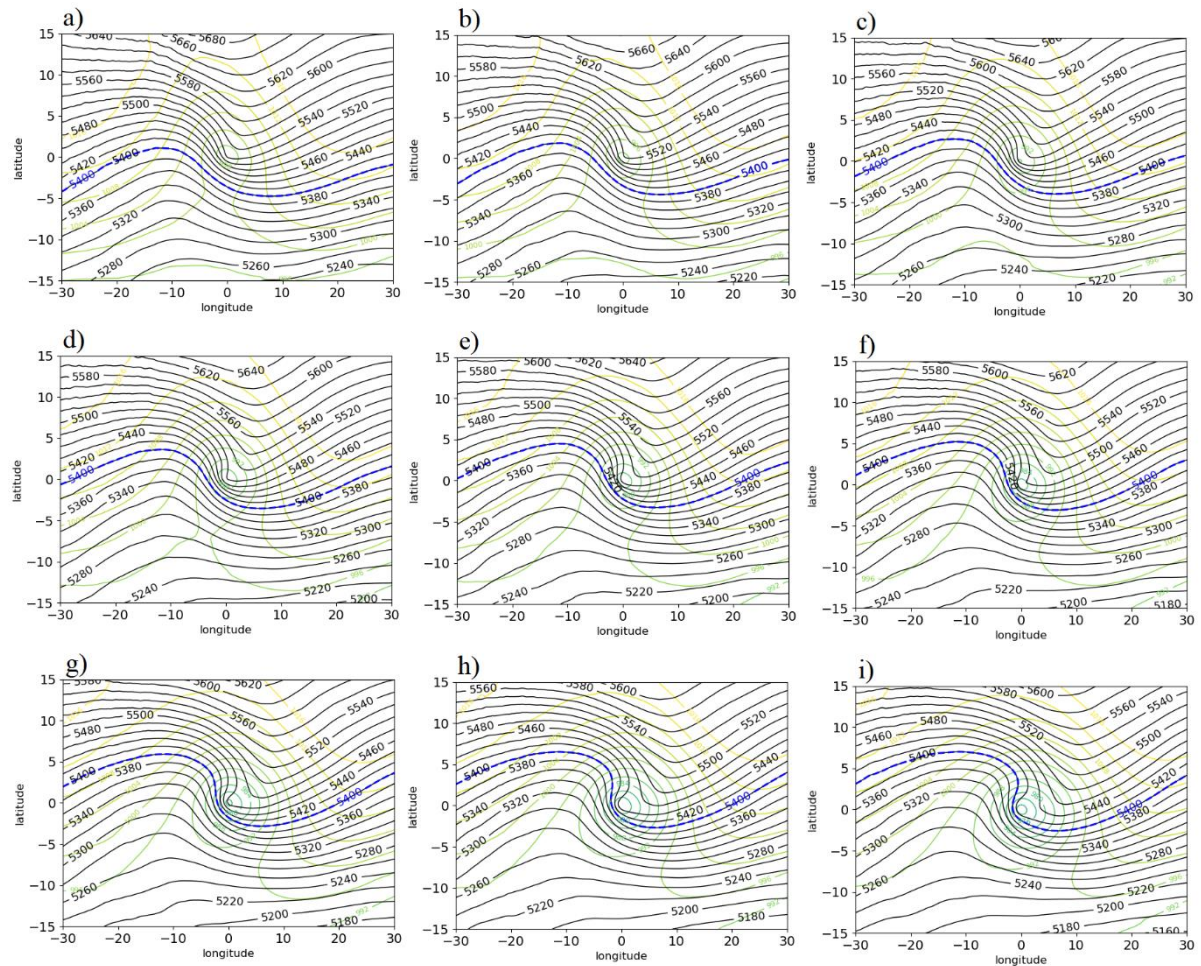


Figura 23 - Campos compostos centrados no ciclone de espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa com intervalos de 20 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). A linha azul representa a espessura de 5400 mgp.

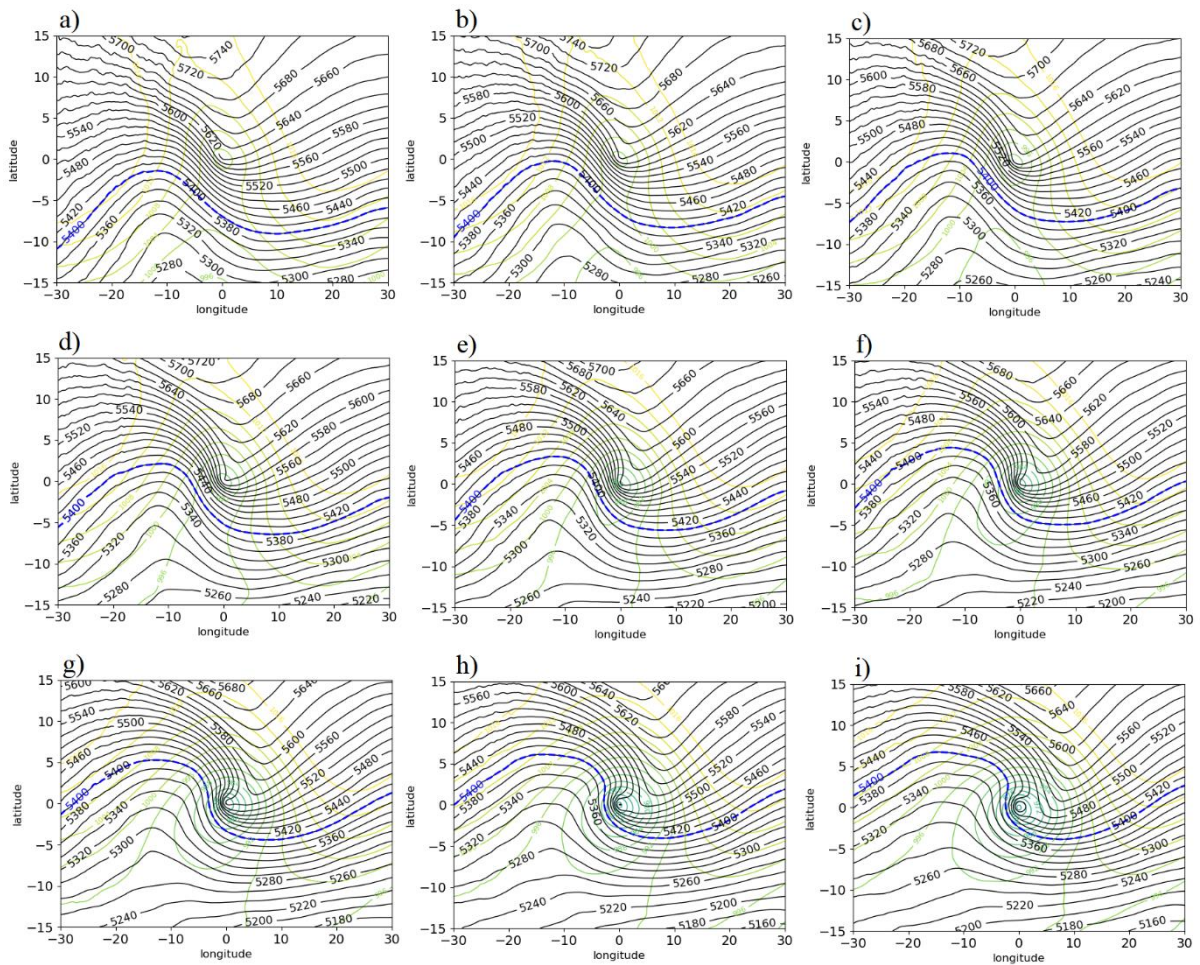


Figura 24 - Campos compostos centrados no ciclone de espessura da camada entre 500 hPa e 1000 hPa com intervalos de 20 mgp (linhas sólidas pretas) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva). A linha azul representa a espessura de 5400 mgp.

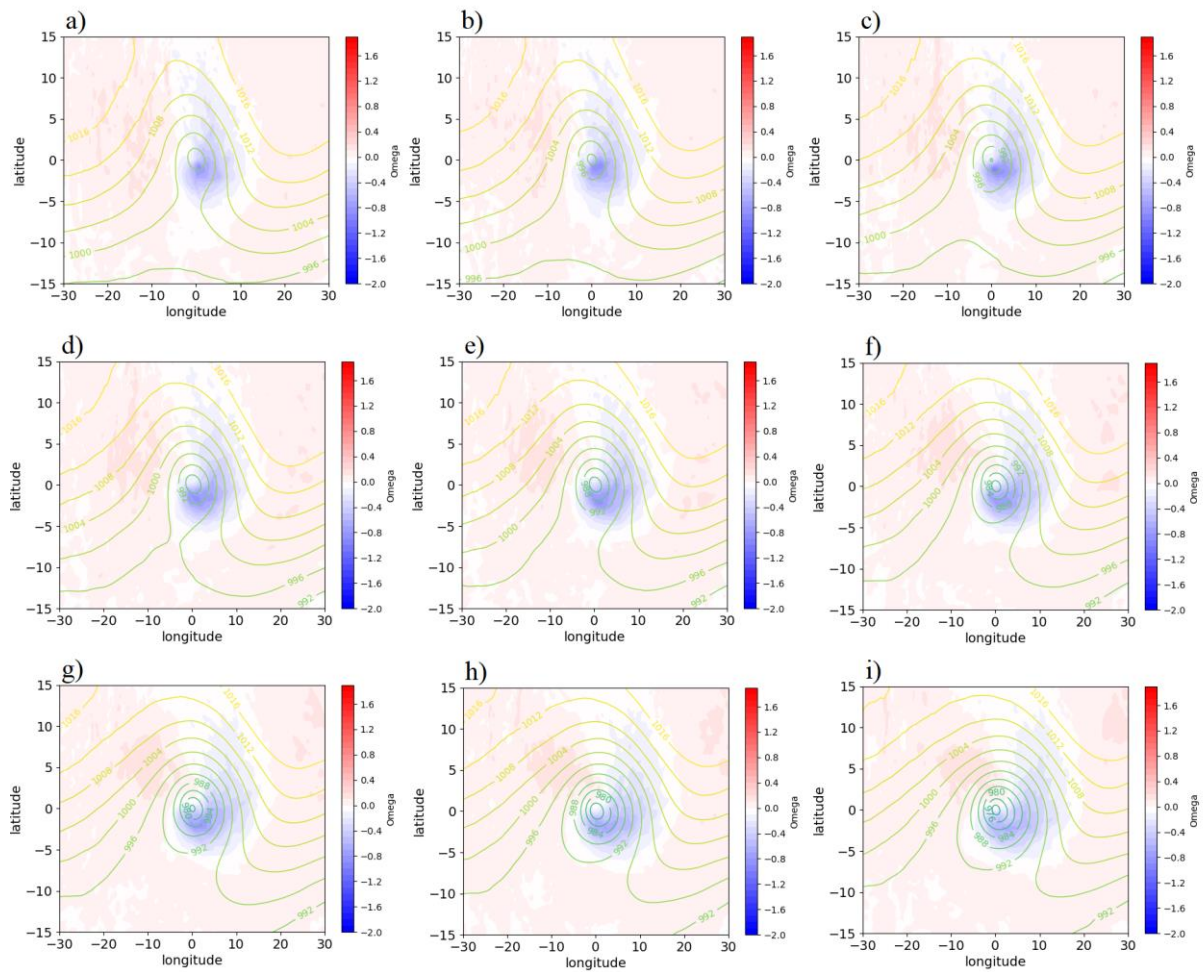


Figura 25 - Campos compostos centrados no ciclone de velocidade vertical ( $\omega$ ) em 500 hPa com intervalos de 0,2 Pa/s (sombreado) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

Macdonald (1976) e Cossetin et al. (2016) indicam que altas taxas convectivas estão associadas aos ciclones com inclinação horizontal negativa do cavado em médios níveis. Entretanto, neste trabalho notou-se que este padrão convectivo não é observado em médios níveis, podendo ser mais importante em baixos níveis.

Os ventos intensos na superfície nos ciclones explosivos normalmente trazem uma vorticidade potencial incipiente em baixos níveis (Avila et al., 2016; Nunes e Avila, 2017; Avila et al., 2021). Esse vento intenso, evidencia as trocas dos fluxos de calor na direção oceano – atmosfera. Além disso, a liberação de calor latente pode demonstrar um papel significativo e pode impactar os movimentos verticais nos níveis mais baixos e atuar como forçante para aquecer a camada

também nessa fase final do ciclo explosivo. Nos casos dos intenso, estima-se que possa haver uma oclusão de frente quente, onde atrás da frente quente há um ar mais frio (i.e., mais denso), fazendo com que o ar no centro do ciclone (mais quente e menos denso) suba a rampa frontal da frente quente.

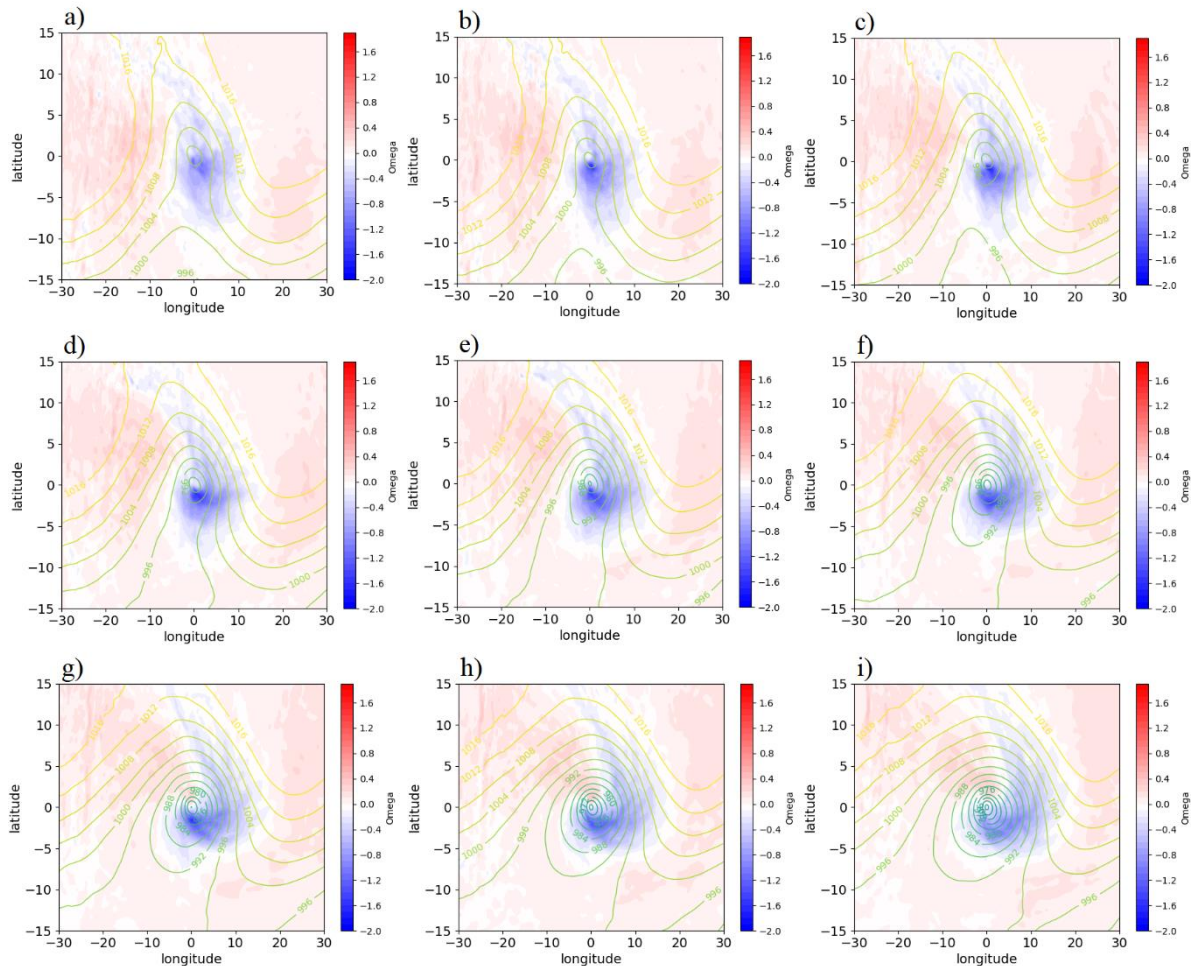


Figura 26 - Campos compostos centrados no ciclone de velocidade vertical ( $\omega$ ) em 500 hPa com intervalos de 0,2 Pa/s (sombreado) e pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas coloridas) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

Para a velocidade do vento e linhas de corrente (figuras 27 e 28), o *jet streak* (região de maior intensidade da magnitude do vento) se comporta de maneira semelhante nos fracos e moderados, ocorrendo ao norte do centro do ciclone durante toda fase explosiva. Nos ciclones explosivos intensos, observa-se que eles possuem um núcleo intenso a sudeste do centro, e durante a fase explosiva a isotaca mais intensa vai aparecendo ao norte do ciclone. Isso indica que os ciclones explosivos intensos fazem a transição do lado norte para o lado sul do jato em altos níveis – característica mostrada na figura 14 do caso mais intenso – uma vez que todos ocorrem em uma faixa restrita (figura 10).



Os ciclones de todas as intensidades se desenvolvem sobre um escoamento difluente em altos níveis, o que de acordo com Sanders (1993) auxilia na intensificação dos sistemas, estando localizado sobre a região de advecção de vorticidade.

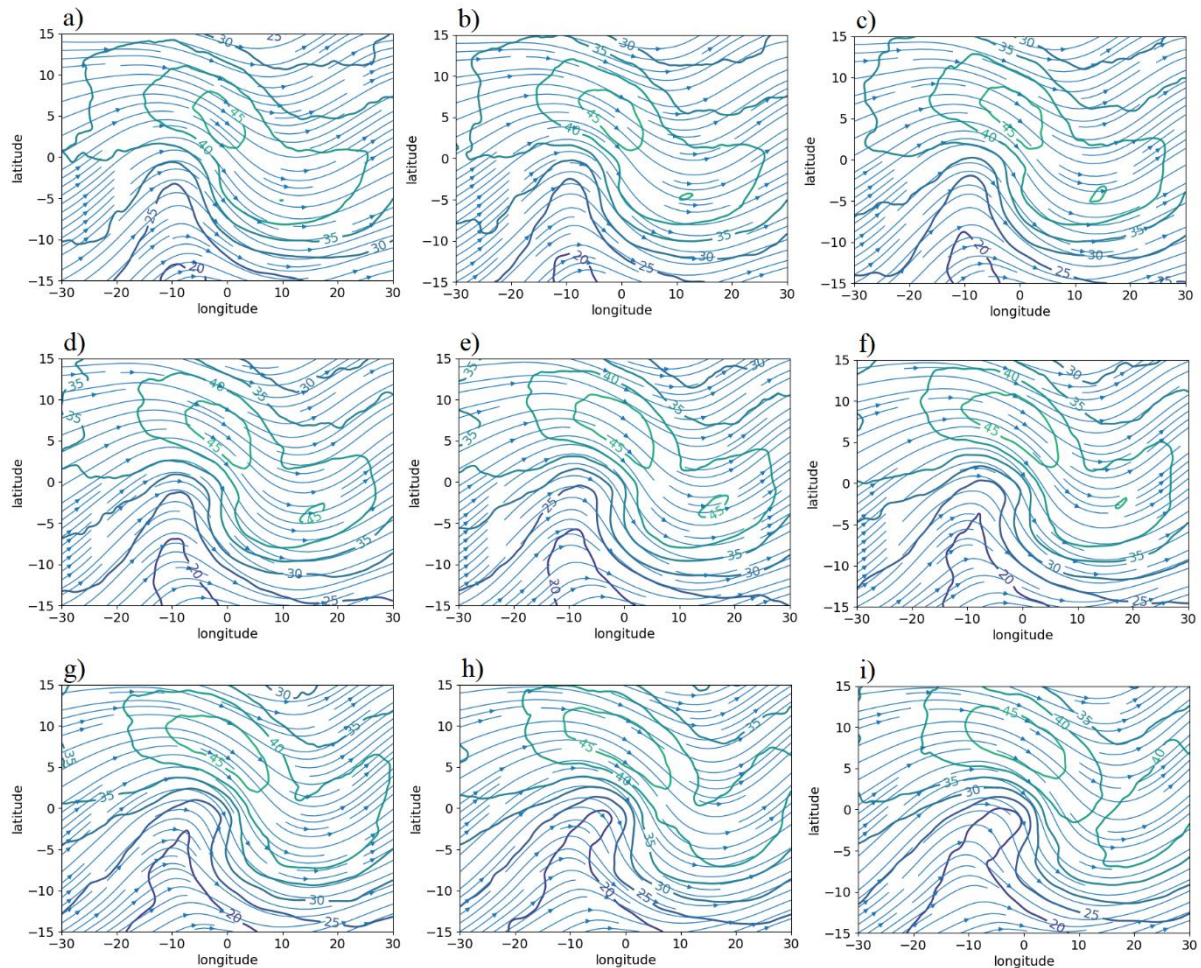


Figura 27 - Campos compostos centrados no ciclone de magnitude do vento em 250 hPa com intervalos de 5 m/s (contornos coloridos) e linhas de corrente em 250 hPa (linhas sólidas azuis) para os casos fracos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

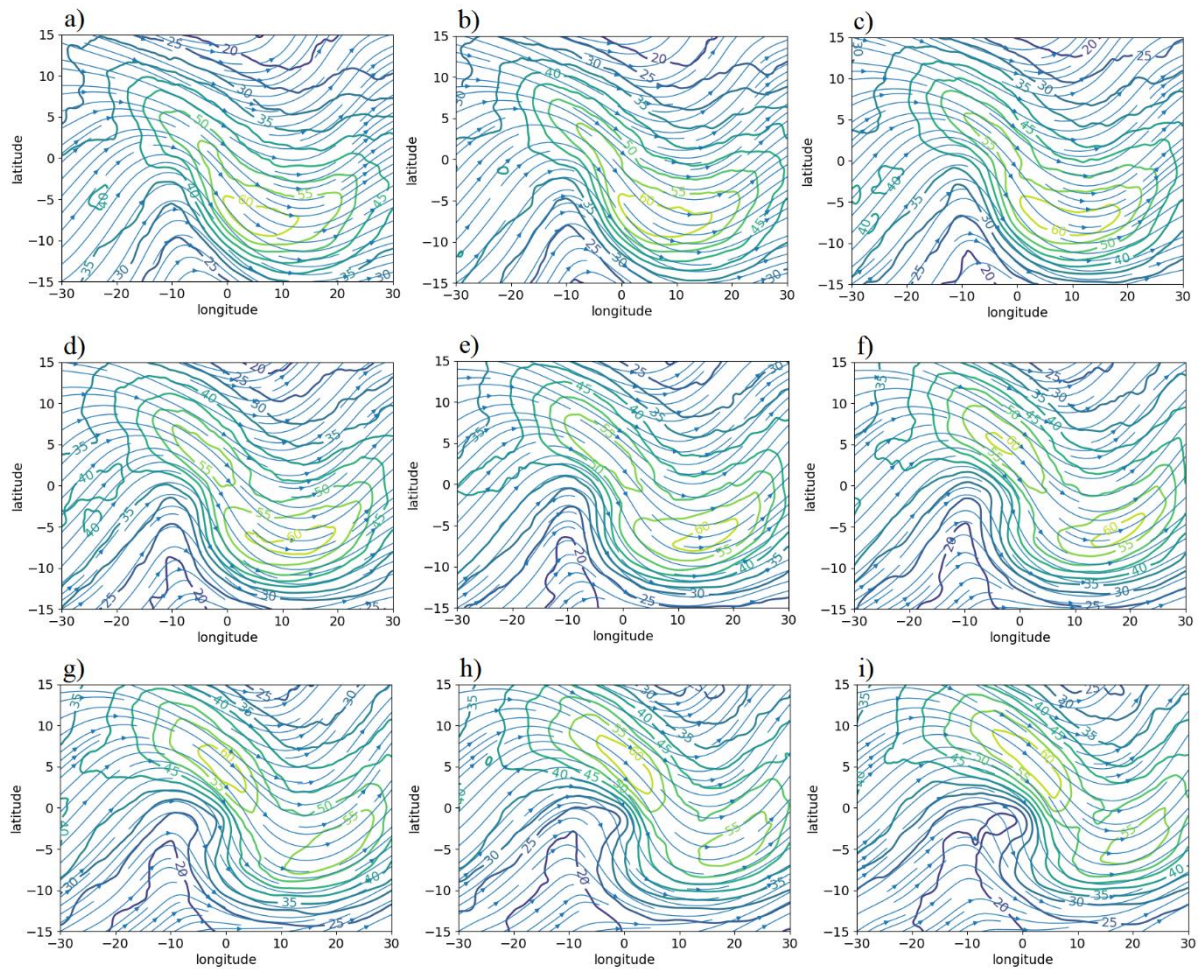


Figura 28 - Campos compostos centrados no ciclone de magnitude do vento em 250 hPa com intervalos de 5 m/s (contornos coloridos) e linhas de corrente em 250 hPa (linhas sólidas azuis) para os casos intensos: a) t0 (início da fase explosiva); b) t1; c) t2; d) t3; e) t4; f) t5; g) t6; h) t7; i) t8 (final da fase explosiva).

### 3 CONCLUSÕES

Este trabalho buscou trazer mais contribuições para os estudos dos ciclones explosivos, uma vez que estes sistemas estão entre os mais nefastos com relação aos desastres causados. Para isso, apresentou-se dois métodos de identificação, um esquema observacional (MOBS) e outro automático (MAUT) em uma análise para 11 anos (2010 a 2020) no Atlântico Sul.

É importante ressaltar que a comparação direta entre os métodos não deve ser considerada, uma vez que usam diferentes conjuntos de dados, com diferentes resoluções espaciais e temporais. Entretanto, esse conjunto de sistemas obtidos visualmente serve como “base” para validação do método automático. Cada método possui suas vantagens; logo, cabe ao usuário escolher a melhor forma de analisar os casos.

O método automático, após atualizações, surge como uma ferramenta que pode auxiliar nas tomadas de decisões, podendo ser inclusive utilizado operacionalmente e também como um método para identificar a transição dos anticiclones transientes e semi permanentes.

A análise do MOBS mostrou que ao todo foram identificados 271 casos, sendo 127 fracos, 104 moderados e 40 intensos. Há uma média de 25 casos por ano no Atlântico Sul. Os ciclones explosivos são mais frequentes no inverno e recorrentes nos meses de junho e julho, o que está de acordo com a literatura. Observou-se que há uma oscilação ao longo dos meses, no qual a intensidade média dos sistemas de um aumento a cada 2 meses, podendo impactar as regiões costeiras. Além disso, os sistemas intensos tendem a se formar próximos do Rio Grande do Sul e Uruguai, possivelmente necessitando da baroclinia para ter um maior aprofundamento. Há uma tendência de a trajetória dos sistemas ficarem mais zonais conforme a intensidade diminui e também diminuir a velocidade no final da fase explosiva.

Com relação ao MAUT, os testes de sensibilidade indicaram que para o CFSR e CFSv2, o melhor percentil é 85 com área de 7 graus. Com isso, de 2705 ciclones ordinários, 379 foram classificados como explosivos. Foi observada uma alta frequência de sistemas sobre o Rio Grande do Sul, possivelmente auxiliada pelo corredor de umidade no jato de baixos níveis. Observou-se a maior frequência no inverno e os resultados somam-se à literatura, onde há um padrão de oscilação

sazonal dos sistemas. No verão, os sistemas ficam, em grande parte confinados às latitudes mais altas, no outono ainda há um aumento nas ciclogêneses próximo da costa do Brasil e Uruguai. No inverno e primavera a frequência nesses últimos locais aumenta ainda mais, com a transição da baixa continental ao ciclone sendo mais comum na primavera.

Na análise do caso mais intenso (02 e 03 de janeiro de 2019) pelo método MOBS, o ciclone iniciou sua transição de baixa continental ao ciclone como BNOA, ao passo que fortes instabilidades de sistemas convectivos atingiram o Uruguai e o sul do Brasil através da organização do sistema frontal. Ademais, havia suporte dinâmico através do cavado em níveis superiores com fraco gradiente horizontal de temperatura. O ciclone inicia sobre o oceano mais frio devido à corrente das Malvinas, sem influência dos fluxos de calor do oceano, e percorre uma ampla faixa de temperatura da superfície do mar. Durante a transição do ciclone em superfície da parte superior do jato subtropical até a passagem pelo *jet streak*, o sistema experimenta profunda queda na pressão central, com fortes movimentos verticais e também forte intrusão de ar seco estratosférico com a dobra da tropopausa. Os máximos de vento à superfície ocorreram no quadrante sudoeste, atingindo aproximadamente 33 m/s no período mais intenso, com os fluxos de calor latente e sensível sendo mais proeminentes nessa região.

Os campos compostos, também analisados pelo método MOBS, indicam que os ciclones explosivos apresentam o ciclo de vida esperado, no qual a instabilidade baroclínica rege esses sistemas durante o desenvolvimento da fase explosiva, ao passo que se tornam barotrópicos no final da fase explosiva. Observou-se que os ciclones explosivos tendem a começar o desenvolvimento de acordo com o modelo clássico de Bjerknes e Solberg, porém ao final da fase explosiva parecem se tornar do tipo Shapiro-Keyser. Ademais, nos ciclones explosivos intensos demonstrou-se que há um padrão na transição do lado equatorial para o lado polar do jato em altos níveis.

Portanto, algumas lacunas no conhecimento dos ciclones explosivos ainda precisam ser preenchidas, uma vez que se tornam mais violentos, especialmente próximos das costas. O que acontece próximo à superfície e até que ponto os baixos níveis são relevantes nos estágios finais da fase explosiva ainda não é claro. Busca-se entender como ocorre a transição do ciclone pelo jato em nível superior e o

porquê o ciclone faz a transição do modelo clássico para o modelo Shapiro-Keyser. Esses tópicos são sugestões para trabalhos futuros.

## FINANCIAMENTO

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

## REFERÊNCIAS

ALLEN, J.T.; PEZZA, A.B.; BLACK, M.T. Explosive cyclogenesis: A global climatology comparing multiple reanalyses. **Journal of Climate**, v. 23, p. 6468-6484, 2010.

ANDRADE, H.N.; NUNES, A.B.; TEIXEIRA, M.S. South Atlantic explosive cyclones in 2014-2015: study employing NCEP2 and MERRA-2 reanalyses. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.94 (suppl.4), p. 1-17, 2022.

ATLAS, R. The role of oceanic fluxes and initial data in the numerical prediction of an intense coastal storm. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v.10, p.359-388, 1987.

AVILA, V.D.; NUNES, A.B.; ALVES, R.C.M. Análise de um caso de ciclogênese explosiva ocorrido em 03/01/2014 no sul do Oceano Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, p. 1088-1099, 2016.

AVILA, V.D.; NUNES, A.B.; ALVES, R.C.M. Comparing explosive cyclogenesis of different intensities occurred in Southern Atlantic. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 93, p. 1-23, 2021.

BITENCOURT, D.P.; FUENTES, M.V.; CARDOSO, C.S. Climatologia de ciclones explosivos para a área ciclogênica da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 43-56, 2013.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geophysical Publication**, v.1, n.2, p.1-8, 1919.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geophysisks Publikationer**, v.3, n.1, 1922.

BLUESTEIN, H. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems**. New York: Oxford University

Press, 1993.

CABALLERO, C.B. et al. Precipitação pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP. **Revista Brasileira da Geografia Física**, v. 11, p. 1429-1441, 2018.

CELEMÍN, A.H. **Meteorología práctica**. Mar del plata: Edición del Autor, 1984.

CHARNEY, J.D. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v.4, n.5, p.135-162, 1947.

CHEN, S. et al. Notes and Correspondence. Climatology of Explosive Cyclones off the East Asian coast. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 3029-3035, 1992.

COMPO, G.P. et al. The Twentieth Century Reanalysis Project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p. 1-28, 2011.

COMPO, G.P.; WHITAKER, J.S.; SARDESHMUKH, P.D. Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 175-190, 2006.

COSSETIN, F.; NUNES, A.B.; TEIXEIRA, M.S. Análise do Movimento Vertical sob Duas Diferentes Configurações de Altos Níveis da Troposfera. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 484- 490, 2016.

DANARD, M.B. On the influence of released latent heat on cyclone development. **Journal of Applied Meteorology**, v.3, p.27-37, 1964.

DAVIS, C.A.; EMANUEL, K.A. Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 2649-2659, 1988.

DEE, D.P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DIAS PINTO, J.R.; DA ROCHA, R.P. The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies. **Journal of Geophysical Research**, v.166, D14112, 2011.

DOTY, B.; KINTER III, J.L. **Geophysical Data Analysis and Visualization Using GrADS**. In: SZUSZCZEWICZ, E.P.; BREDEKAMP, H. Visualization Techniques in Space and Atmospheric Sciences, NASA, Washington, D.C, 1995.

EADY, E.T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v.1, n.3, p.33-52, 1949.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica: Volume 2**. Ed. Universitária. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas: Editora e Gráfica Universitária - UFPel, 2001.

GAN, M.A.; RAO V.B. Case studies of cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v.119, p.1293-1302, 1991.

GAN, M.A.; SELUCHI, M.E. **Ciclones e Ciclogêneses**. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

GELARO, R. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2), **Journal of Climate**, v. 14, p. 5419-5454, 2017.

GLICKMAN, T.; MACDONALD, N.J.; SANDERS, F. New Findings and the Apparent Relationship between Convective Activity and the Shape of 500 mb Troughs. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1060, 1977.

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

HEO, K-Y. et al. Development mechanisms of an explosive cyclone over East Sea on 3-4 April 2012. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 70, p. 30-46, 2015.

HERSBACH, H. et al. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, p. 1999-2049, 2020.

HILLGER, D.W.; SCHMIT, T.J. The GOES-13 Science Test: Imager and Sounder radiance and product validations. **NOAA/NESDIS Technical Report. 125**, Washington: U.S. Department of Commerce, 2007.

HIRSCHBERG, P.A.; FRITSCH, J.M. Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I: Overview and observations from a cyclone event. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 496-517, 1991.

HOLTON, John. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 4.ed. San Diego: Elsevier, 2004.

HOSKINS, B.J.; HODGES, K.I. A new on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v, 18, p.4108-4129, 2005.

HOSKINS, B.J.; MCINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, p. 877-946, 1985.

HOSKINS, B.J.; VALDES, P.J. On the Existence of Storm-Tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 1845-1864, 1990.

KENNEDY, A.D. et al. A comparison of MERRA and NARR reanalysis with the DOE ARM SGP data. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4541-4557, 2011.

KOUSKY, Vernon; ELIAS, Marlene. **Meteorologia Sinótica: Parte I**. São José dos Campos: INPE, 1982.

KUWANO-YOSHIDA, A.; ASUMA, Y. Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 1121-1142, 2004.

KUWANO-YOSHIDA, A.; ASUMA, Y. Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the Northwestern Pacific region. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 712-740, 2008.

KUWANO-YOSHIDA, A.; ENOMOTO, T. Predictability of explosive cyclogenesis over the Northwestern Pacific region using ensemble Reanalysis. **Monthly Weather Review**, v. 141, p. 3769-3785, 2013.

LIBERATO, M. L. R. The 19 January 2013 windstorm over the North Atlantic: large-scale dynamics and impacts on Iberia. **Weather Climate Extremes**, v. 5, p. 16–28, 2014.

LIBERATO, M. L. R. et al. Klaus – an exceptional winter storm over northern Iberia and southern France. **Weather**, v. 66, p. 330–334, 2011.

LIM, E.P.; SIMMONDS, I. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 2188-2209, 2002.

LU, C. A Modified Algorithm for Identifying and Tracking Extratropical Cyclones. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 909-924, 2017.

LIONELLO, P. et al. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 68, n. 1, 2016.

MACDONALD, N. On the Apparent Relationship Between Convective Activity and the Shape of 500 mb Troughs. **Monthly Weather Review**, v. 104, p. 1618-1622, 1976.

MENDES, D.; SOUZA, E.P.; MARENGO, J.A.; MENDES, M.C.D. Climatology of extratropical cyclones over the South American-southern oceans sector. **Theoretical and Applied Climatology**, v.100, n.3, p.239-250, 2010.

MURRAY, R.J.; SIMMONDS I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. **Australian Meteorological Magazine**, v.39, p.155-166, 1991.

NEIMAN, P.J.; SHAPIRO, M.A. The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. **Monthly Weather Review**, v.121, p.2153-2176, 1993.

NEU, U. et al. IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. **Bulletin of the American Society**, v.94, p.529-547, 2013.



- NISSEN, K.M. et al. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large scale patterns. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v.10, p.1379-1391, 2010.
- NUNES, A.B.; AVILA, V.D. Dynamic Tropopause Anomaly: Case Study in South America. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 40, p. 83-92, 2017.
- NUSS, W.A.; ANTHES, R.A. A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v.115, p.2728-2743, 1987.
- PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation**. 13 ed. New York: Academic Press, 1969.
- PEIXOTO, Jose Pinto; OORT, Abraham. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics, 1992.
- PEREIRA, H. R.; REBOITA M. S.; AMBRIZZI T. Características da atmosfera na primavera austral durante o El Niño de 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, p. 293-310, 2017.
- PETTERNSEN, S.; SMEBYE, S.J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society**, v. 97, p. 457-482, 1971.
- PEZZI, L.P. et al. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v.32, L22603, 2005.
- PIVA, E. D.; MOSCATI, M.C.L.; GAN, M.A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, p.450-476, 2008.
- PIVA, E. D., GAN, M.A., MOSCATI, M.C.L. The role of latent and sensible heat fluxes in an explosive cyclogenesis over the South American East Coast. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 89, p. 637-663, 2011.
- POLI, P. et al. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. **Journal of Climate**, v. 29, p. 4083-4097, 2016
- PONCE DE LEÓN, S.; BETTENCOURT, J.H. Composite analysis of North Atlantic extra-tropical cyclone waves from satellite altimetry observations. **Advances in Space Research**, v.68, n.2, p.762-772, 2021.
- PRANTL, M.; ZÁK, M.; PRANTL, D. CycloneDetector(v1.0) – Algorithm for detecting cyclone and anticyclone centers from mean sea level pressure layer. **Geoscientific Model Development**, Preprint, p. 1-20, 2021.
- RANDEL, W.J.; STANFORD, J.L. The observed life cycle of a baroclinic instability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.42, n.13, p.1364-1373, 1985.
- REALE, M. et al. A global climatology of explosive cyclones using a multi-tracking approach. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 71, p. 1-19,

2019.

REALE, M.; LIONELLO, P. Synoptic climatology of winter intense precipitation events along the Mediterranean coast. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, p. 1707-1722, 2013.

REBOITA, Michele Simões. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. 2008. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG – USP, São Paulo, 2008.

REBOITA, M.S. et al. Ciclones em Superfícies nas Latitudes Austrais: Parte I – Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, n.2, p.171-186, 2017a.

REBOITA, M.S. et al. Ciclones em Superfícies nas Latitudes Austrais: Parte II Estudos de Casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, n.4, p.509-542, 2017b.

REBOITA, M.S. et al. From a Shapiro-Keyser extratropical cyclone to the subtropical cyclone Raoni: An unusual winter synoptic situation over the South Atlantic Ocean. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 148, p. 1-19, 2022.

REBOITA, M.S. et al. Future Changes in winter explosive cyclones over the Southern Hemisphere domains from the CORDEX-CORE ensemble. **Climate Dynamics**, v. 57, p. 3303-3322, 2021.

REBOITA, M.S. et al. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1331-1347, 2010.

REED, R. J. et al. The role of latent heat release in explosive cyclogenesis: Three examples based on ECMWF operational forecasts. **Weather Forecasting**, v. 3, p. 217–229, 1993.

RIENECKER, M.M. et al. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis Research and Applications. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3624-3648, 2011.

RUDEVA, I.; GULEV, S.K. Climatology of Cyclone Size Characteristics and Their Changes during the Cyclone Life Cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 2568-2587, 2007.

RUDEVA, I; GULEV, S. K. Composite analysis of North Atlantic extratropical cyclones in NCEP-NCAR reanalysis data. **Monthly Weather Review**, v. 139, p. 1419-1446, 2011.

ROGERS, E.; BOSART, L.F. An investigation of explosively deepening oceanic cyclones, **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 702-718, 1986.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System. **Journal of Climate**, v.19, p. 3483-3517, 2006.

- SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, v. 27, p. 2185-2208, 2014.
- SANDERS, F. Explosive Cyclogenesis in the West-Central North Atlantic Ocean, 1981- 84. Part I: Composite structure and mean behavior. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 1781-1794, 1986.
- SANDERS, F. Notes and Correspondence. Upper-level geostrophic diffluence and deepening of surface lows. **Weather Forecast**, v. 8, p. 339-344, 1993.
- SANDERS, F.; GYAKUM J.R. Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1589-1606, 1980.
- SANTURETTE, Patrick; GEORGIEV, Christo. **Weather analysis and forecasting: Applying satellite water vapor and potential vorticity analysis**. Amsterdam: Academic Press, 2005.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C.A., SILVA DIAS, P.L. **South America**, In: KAROLY D.J., VICENT, D.G. (Org.), *Meteorology of the Southern Hemisphere* (ed.). American Meteorological Society, Meteorological Monographs, 1998, p.119-139.
- SCHMIT, T.J. et al. Applications of the 16 spectral bands on the Advanced Baseline Imager (ABI). **Journal of Operational Meteorology**, v. 6, n. 4, p. 33-46, 2018.
- SCHULTZ, D.M.; KEYSER, D.; BOSART, L.F. The Effect of Large-Scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude cyclones. **Monthly Weather Review**, v.126, n.7, p.1767-1791, 1990.
- SELUCHI, M.E.; SAULO, A.C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: Características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2012. Disponível em: <https://www.scielo.br/pdf/rbmet/v27n1/a06v27n1.pdf>.
- SIMMONDS, I.; MURRAY, R.J.; LEIGHTON, R.M. A Refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. **Australian Meteorological Magazine**, Special Issue, p. 35-49, 1999.
- SINCLAIR, M.R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v.123, p.1601-1619, 1995.
- SINCLAIR, M.R. Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. **Weather Forecast**, v. 12, p. 595-612, 1997.
- SUTCLIFFE, R.C. A contribution of the Problem of Development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.73, p. 370-383, 1947.
- UCCELLINI, L.W.; KEYSER, D.; BRILL, K.F.; WASH, C.H. The Possible Influence of Upstream Upper-Level Baroclinic -Processes on the Development of the QE II Storm. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 1019-1027, 1985.

VAREJÃO-SILVA, Mário Adelmo. **Meteorologia e climatologia**. Recife: Versão digital, 2006.

VERA, C.S.; VIGLIAROLO, P.K.; BERBERY, E.H. Cold season synoptic-scale waves over Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v.130, p.684-699. 2002.

WALLACE, John; HOBBS, Peter. **Atmospheric Science – An Introductory Survey**. 2 ed. San Diego: Elsevier, 2006.

WANG, C.C.; ROGERS, J.C. A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1481-1499, 2001.

WASH, C.H. et al. Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 40-51, 1992.

WILLISON, J.; ROBINSON, W.A.; LACKMANN, G.M. The importance of resolving mesoscale latent heating in the North Atlantic Storm Track. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, p. 2234-2249, 2013.

ZHANG, S. et al. Characteristics of Explosive Cyclones over the Northern Pacific. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, p. 3187-3210, 2017.

ZHANG, Z.; RALPH, F.M.; ZHENG, M. The relationship between extratropical cyclone strength and atmospheric river intensity and position. **Geophysical Research Letters**, v. 46, p. 1814-1823, 2019.