



**Universidade Federal do Rio de Janeiro
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

MARIANA ROCHA CARDOSO

**ESTUDOS DOS CICLONES EXTRATROPICAIS DE APRISIONAMENTO
QUENTE NA REGIÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA DURANTE O ANO DE 2021**

**Rio de Janeiro
2025**

MARIANA ROCHA CARDOSO

**ESTUDOS DOS CICLONES EXTRATROPICAIS DE APRISIONAMENTO
QUENTE NA REGIÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA DURANTE O ANO DE 2021**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de mestre em Meteorologia.

Prof^a Dr^a Ana Cristina Pinto de Almeida
Palmeira

**Rio de Janeiro
2025**

MARIANA ROCHA CARDOSO

**ESTUDOS DOS CICLONES EXTRATROPICAIS DE APRISIONAMENTO
QUENTE NA REGIÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA DURANTE O ANO DE 2021**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de mestre em Meteorologia.

Aprovada em: 26/05/2025.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira (Orientador)
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Wanderson Luiz Silva (Coorientador)
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Edilson Marton
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

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

Prof. Dr. Luiz Felipe Gozzo
Universidade Estadual Paulista (Unesp)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus, que me proporcionou a oportunidade de estudar e me formar, além disso, me deu a oportunidade de presenciar e vivenciar a Antártica na reta final da conclusão da minha dissertação. Foi uma experiência única fazer parte deste lugar incrível e ver onde a meteorologia é linda e extrema em todos seus aspectos. Agradecer a minha mãe Edith, que está comigo em todos os momentos da minha vida, e que me deu força pra continuar em todos os momentos da minha vida. Ela nunca me deixou desistir e sempre acreditou em mim. A minha família e meus amigos que sempre estiveram presentes. Gostaria de agradecer imensamente minha professora e mãe postiça Ana Cristina, que sempre me acolheu e soube compreender todas as minhas dificuldades, brigando sempre que necessário e principalmente, nunca desistiu de mim e esteve comigo até o final. Obrigada por tudo que fez por mim. O mestrado me ensinou muita coisa, principalmente por estar a maior parte do tempo longe dos laboratórios e convívio com o pessoal da UFRJ, aprendi que nada se consegue sozinha e que sempre tem muita gente disposta a ajudar, mesmo longe. Essa dissertação tem um pouco de cada um de vocês. “Tenha coragem, curiosidade, determinação e supere as dificuldades. É possível (Stephen Hawking)”. Obrigada.

RESUMO

A Antártica é uma das regiões mais remotas do planeta, exercendo influência significativa nas condições climáticas, meteorológicas e oceanográficas, sendo essencial para o balanço de energia global. O estudo dessa região tem se expandido com o avanço de modelos que a representam de forma cada vez mais precisa. A circulação atmosférica continental é marcada por fortes gradientes horizontais de temperatura do ar, resultantes do contraste térmico entre o gelo marinho e o oceano, e entre o oceano e o continente. A região é também uma importante área de formação ciclônica. Pesquisas anteriores (REBOITA *et al.*, 2017; GANDRA, 2019; CARRASCO *et al.*, 1996; MELO *et al.*, 2021) indicam que na Antártica podem se formar diversos tipos de ciclones, especialmente os baroclínicos, os mais comuns, mas também barotrópicos e ciclones com transições de fase, como o aprisionamento quente, foco deste estudo. Foram analisados quatro ciclones ocorridos ao longo de 2021, utilizando dados da reanálise ERA-5. Variáveis como vento, vorticidade, pressão ao nível médio do mar (PNMM), geopotencial e espessura da atmosfera (900-600 hPa) foram utilizadas para identificar padrões característicos e classificar os sistemas como Ciclones Extratropicais de Aprisionamento Quente (CEAQ). Buscou-se, ainda, verificar possíveis correlações entre a formação desses ciclones e a cobertura de gelo marinho na região da Península Antártica. As análises foram realizadas com médias horárias dos dados durante o período de atuação dos ciclones, conforme os diagramas de fase disponibilizados por Robert Hart. Os resultados indicam a existência de um padrão nos ciclones com aprofundamento quente, especialmente em relação à espessura e à anomalia de geopotencial. O ano de 2021, marcado por um intenso evento La Niña — fenômeno que altera as circulações atmosféricas em escala global —, apresentou cobertura de gelo marinho abaixo da média, o que impediu a identificação de uma correlação significativa entre esse fator e a formação dos ciclones analisados.

Palavras chaves: Antártica; ciclones extratropicais; aprisionamento quente; gelo marinho; La Niña.

ABSTRACT

Antarctica is one of the most remote regions on the planet, with significant influence on climatic, meteorological, and oceanographic conditions, playing a key role in the Earth's energy balance. Research in this region has expanded due to the growing accuracy of numerical models. The continental atmospheric circulation is marked by strong horizontal temperature gradients, caused by the thermal contrast between sea ice and the ocean, as well as between the ocean and the continent. It is also an important cyclogenetic area. Previous studies (REBOITA *et al.*, 2017; GANDRA, 2019; CARRASCO *et al.*, 1996; MELO *et al.*, 2021) indicate that various types of cyclones can develop in the Antarctic region, especially baroclinic ones — the most common — as well as barotropic systems and cyclones undergoing phase transitions, such as warm seclusion, which was the focus of this study. Four cyclones occurring in 2021 were analyzed using ERA-5 reanalysis data. Variables such as wind, vorticity, mean sea level pressure, geopotential height, and atmospheric thickness were used to identify patterns associated with the selected cyclones and classify them as Warm Seclusion Extratropical Cyclones (WSEC). The study also aimed to assess whether there is a correlation between the formation of these systems and the sea ice coverage around the Antarctic Peninsula. The analysis was conducted using the GrADS software, with hourly data averaged over each cyclone's duration, according to phase diagrams from Robert Hart's Cyclone Phase Evolution tool. The results suggest a pattern in warm-deepening cyclones, particularly in thickness and geopotential height anomalies. The year 2021 was marked by an intense La Niña event — a global-scale phenomenon that alters atmospheric circulation — which resulted in below-average sea ice extent, hindering the identification of a significant correlation between sea ice and cyclone formation.

Keywords: Antarctica; extratropical cyclones; warm seclusion; sea ice; La Niña.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Península Antártica.....	2
Figura 1.2 - Máximo e mínimo climatológico de gelo marinho.....	3
Figura 2.1 - (a) Modelo Bjerknes e Solberg (1922) e (b) Modelo Shapiro e Keyser (1990) ..	12
Figura 2.2 - Sistemas de alta (A) e baixa (B) pressão na superfície associados aos campos de divergência (Div) e convergência (Con) nas ondas em altos níveis no Hemisfério Sul. (a) sistemas em superfície estão bem defasados com relação aos sistemas em níveis superiores, (b) situação favorável ao desenvolvimento dos sistemas em superfície, o ciclone situa-se sob a região de divergência em níveis superiores, com cavado em altos níveis à oeste, (c) fase de maturidade dos sistemas em superfície, sistemas em fase, e (d) fase de decaimento dos sistemas, com o ciclone sob a região de convergência em níveis superiores e anticiclone sob região de divergência.....	14
Figura 2.3 - Evolução de um ciclone do tipo Shapiro – Keyser. A fratura frontal ocorre no estágio II do desenvolvimento do ciclone, quando as frentes frias e quentes se separam. A reclusão quente ocorre no estágio maduro de desenvolvimento do ciclone, quando o ar quente do setor quente é cortado pela frente dobrada para trás.	16
Figura 3.1 - Representação do diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros (a) B e -VT L e (b) parâmetros -VT L e -VT U	24
Figura 4.1 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.....	28
Figura 4.2 - Imagens de satélite para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.	29
Figura 4.3 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.	31
Figura 4.4 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.....	32
Figura 4.5 - Vorticidade Potencial (VP) em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.	34
Figura 4.6 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.	35
Figura 4.7 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial em relação à média zona gerados pela reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.	37
Figura 4.8 - Diagrama de fase de hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L	

e -VT U.....	38
Figura 4.9 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.....	40
Figura 4.10 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.....	41
Figura 4.11 - Temperatura da superfície do mar (°c) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.....	43
Figura 4.12 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.....	45
Figura 4.13 - Imagens de satélite para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.	46
Figura 4.14 - Direção e intensidade do vento em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.	47
Figura 4.15 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.	48
Figura 4.16 - Vorticidade Potencial em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.....	49
Figura 4.17 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.	51
Figura 4.18 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial gerados a partir da reanálise ERA5 em relação à média zonal para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.	52
Figura 4.19 - Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.	54
Figura 4.20 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.....	55
Figura 4.21 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.....	56
Figura 4.22 - Temperatura da superfície do mar (°c) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05. Erro! Indicador não definido.	
Figura 4.23 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.....	60
Figura 4.24 - Imagens de satélite para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e)	

16/09 e (f) 17/09. Fonte: EUMETSAT VIEW.	61
Figura 4.25 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.	62
Figura 4.26 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.	63
Figura 4.27 - Vorticidade Potencial em 1000 hPa para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.	64
Figura 4.28 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.	66
Figura 4.29 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial em relação à média zonal gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.	67
Figura 4.30 - Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.	69
Figura 4.31 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.....	70
Figura 4.32 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.....	71
Figura 4.33 - Temperatura da superfície do mar (°c) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.....	73
Figura 4.34 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 , (h) 20/11 e (i) 21/11.....	75
Figura 4.35 - Imagens de satélite para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.....	77
Figura 4.36 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 , (h) 20/11 e (i) 21/11.....	78
Figura 4.37 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 , (h) 20/11 e (i) 21/11.	80
Figura 4.38 - Vorticidade Potencial em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.....	82

Figura 4.39 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.....	84
Figura 4.40 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial em relação à média zonal gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11 , (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 , (h) 20/11 e (i) 21/11.....	86
Figura 4.41 - Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.	88
Figura 4.42 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11 , (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.	89
Figura 4.43 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 e (h) 20/11.....	91
Figura 4.44 - Temperatura da superfície do mar (°c) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11 , (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 e (h) 20/11....	93

LISTA DE ABREVIATURAS

CDS	-	<i>Copernicus Climate Data Center</i>
Con	-	Convergência
Div	-	Divergência
EACF	-	Estação Antártica Comandante Ferraz
Grads	-	<i>The Grid Analysis and Display System</i>
HS	-	Hemisfério Sul
PVU	-	Unidade de vorticidade potencial
T2M	-	Temperatura do ar a 2 metros
TSM	-	Temperatura da superfície do mar
VP	-	Vorticidade Potencial
WMO	-	<i>World Meteorological Organization</i>

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Contexto do estudo	1
1.2 Motivação da pesquisa	2
1.3 Objetivo do trabalho	4
2 ASPECTOS FÍSICOS: TEORIAS DO CICLONE	6
2.1 Aspectos dinâmicos	6
2.1.1 Aspectos Barotrópicos e Baroclínicos	6
2.1.2 Vorticidade	7
2.1.3 Geopotencial	9
2.2 Tipos de ciclones	11
2.2.1 O Caso clássico Extratropical	11
2.2.2 Ciclone extratropical com aprisionamento quente	14
3 DADOS E METODOLOGIA	20
3.1 Dados	20
3.1.1 Dados de Reanálise	20
3.1.2 Imagens de satélite	21
3.1.3 Gelo Marinho	21
3.2 Metodologia	21
3.2.1 Teoria do Diagrama de Fase	21
3.2.2 Análises dos campos	25
4 RESULTADOS	27
4.1 Caso 1: 09 a 13 de abril de 2021	27
4.1.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar	39
4.2 Caso 2: 04 a 09 de maio de 2021	44
4.2.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar	54
4.3 Caso 3: 12 a 17 de setembro de 2021	59
4.3.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar (T2M)	69
4.4 Caso 4: 13 a 21 de novembro de 2021	74
4.4.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar	88
5 CONCLUSÃO	95
REFERÊNCIAS	97

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contexto do estudo

A região Antártica é uma das regiões mais remotas do planeta. Sua influência nas condições climáticas, meteorológicas e oceanográficas são muito importantes para o balanço de energia, pois controla a circulação atmosférica nas regiões de latitudes altas e médias do Hemisfério Sul (HS).

Tanto a Antártica quanto o Ártico são os dois sumidouros de energia da Terra, sendo o papel da Antártica mais destacado, devido às suas dimensões continentais, sua elevação e o alto albedo decorrente da sua cobertura de neve e gelo (PEIXOTO e ORT, 1993). O *feedback* positivo presente no continente devido à grande perda de calor por resfriamento radiativo, devido a presença de gelo e neve é balanceado pelo transporte de calor oriundo das latitudes médias, através da circulação meridional média atmosférica e oceânica (KING, TURNER, 1997).

A Península Antártica (Figura 1.1) é uma cordilheira com 1.500 m de altitude média e mais de 1.500 km de extensão no sentido norte-sul. Localiza-se numa região onde a variabilidade de sistemas meteorológicos é muito alta dia a dia, o que propicia variações do tempo muito rápidas. Toda o continente Antártico possui em torno de 99,6% de área coberta por gelo, o que corresponde a 90% do gelo do planeta. A Ilha Rei George, localizada a noroeste da Península Antártica, entre o Estreito de Drake e o Estreito de Bransfield, abriga a Estação Brasileira de Pesquisas na Antártica, a Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF).

A circulação continental é dominada pela baroclinicidade, causada pelos fortes gradientes horizontais de temperatura do ar, devido ao contraste térmico tanto entre o gelo marinho e o oceano, como entre o oceano e o continente. A variação do gelo marinho pode alterar a posição e intensidade de regiões baroclínicas (ROSS; WALSH, 1986). Sobre o continente Antártico prevalece um sistema de alta pressão, gerando ventos catabáticos em baixa atmosfera. O ar extremamente denso devido ao forte resfriamento da região, quando impulsionado por um centro de alta pressão polar desce a encosta do continente originando o vento catabático. Os fluxos de massa provenientes de sul pelos ventos catabáticos são compensados pela subsidência na média troposfera. Dessa forma, o frio é exportado dos baixos níveis, enquanto o ar mais quente é advectado das latitudes médias em direção à Antártica pelos altos e médios níveis, gerando subsidência sobre o continente (CARPENEDO, 2012).

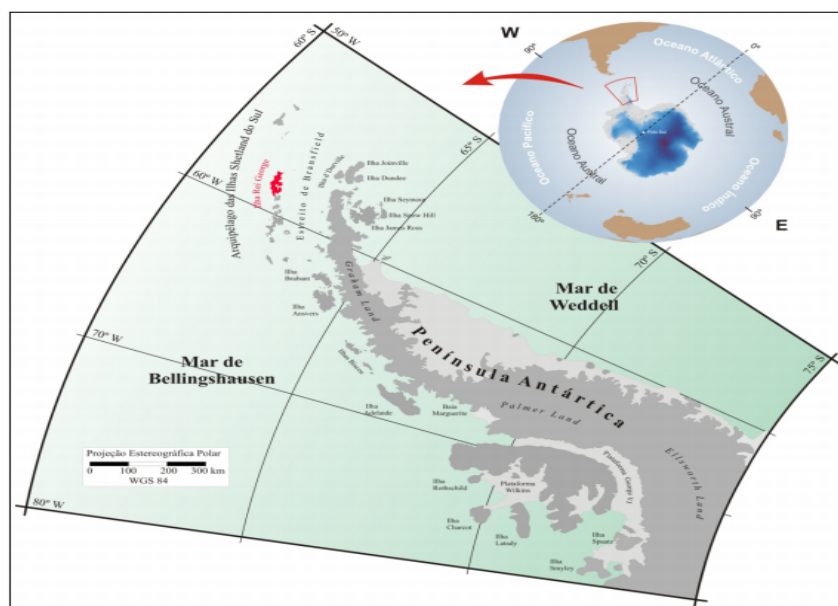


Figura 1.1 - Península Antártica e destacado em vermelho, a Ilha Rei George.
Fonte: Burgobraga, (2010).

A orografia assimétrica do continente antártico propicia a formação das ondas de Rossby, que modificam a estrutura do escoamento em altos níveis, modulando as características dos sistemas sinóticos que se formam na região, como observado em Shimizu, (2012). Essa ondulação se origina na região do jato polar, onde o ar quente subtropical encontra o ar frio polar. Essa formação provoca trocas de massas de ar subtropicais e polares, a partir dos ciclones e anticiclones que ali se formam (KING, TURNER, 1997).

1.2 Motivação da pesquisa

Ao redor de todo o continente Antártico o gelo marinho é presente e é influenciada por muitas variabilidades meteorológicas e climáticas locais, regionais e remotas (YUAN, 2004). Segundo *National Snow and Ice Data Center* (NSDIC), o gelo marinho é simplesmente água do mar congelada. Ao contrário dos *icebergs* e geleiras, o gelo marinho se forma, cresce e derrete no oceano. O gelo marinho cresce durante os meses de inverno (mais rapidamente em maio e junho), atingindo seu máximo em setembro, e derrete durante os meses de verão (iniciado em novembro e dezembro), alcançando seu mínimo em fevereiro (DEACON, 1985).

Cerca de 15% dos oceanos do mundo são cobertos por gelo marinho durante parte do ano (Figura 1.2). Mesmo se formando nas regiões polares, o gelo marinho atua como uma influência direta em todo o clima global. Sua formação influencia o transporte de calor pelo planeta, assim como afeta os movimentos oceânicos, devido às alterações na salinidade dos oceanos (YUAN, 2004). O crescimento do gelo marinho começa durante o outono, quando a

energia solar incidente sobre a superfície diminui e a temperatura do ar cai abaixo do ponto de congelamento. O crescimento de gelo continua durante o inverno, e o gelo se torna mais espesso à medida que o calor é continuamente transferido do oceano relativamente quente para a atmosfera mais fria. À medida que as temperaturas vão subindo, o gelo começa a derreter.

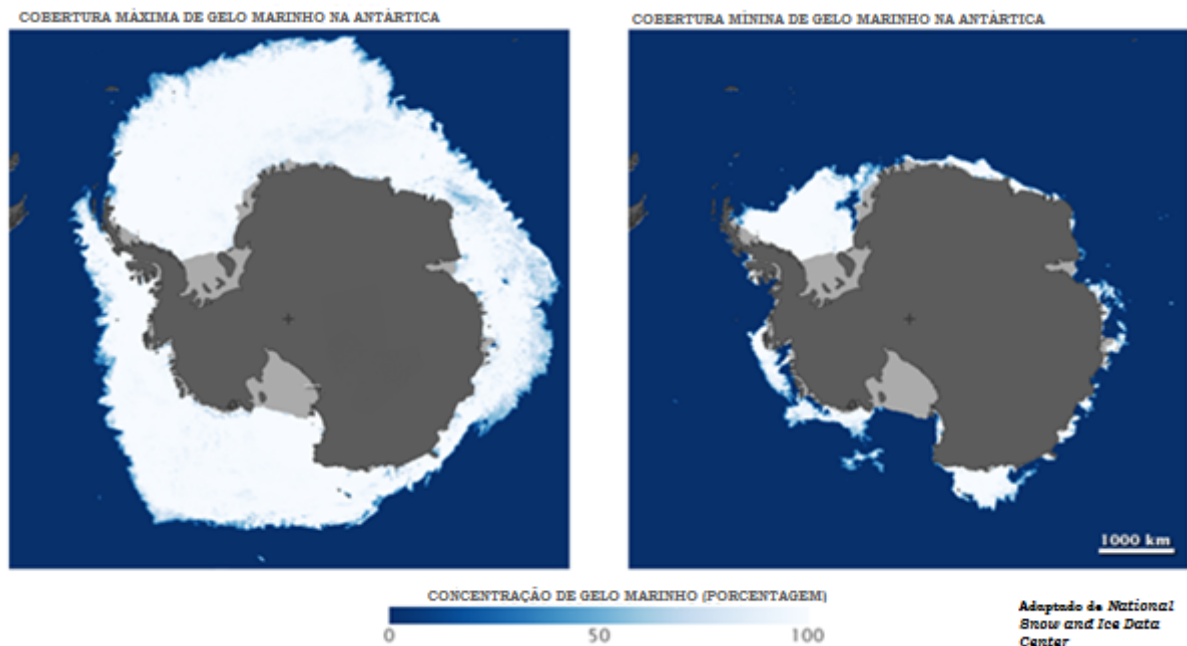


Figura 1.2 - Máximo e mínimo climatológico de gelo marinho.
Fonte: *National Snow and Ice Data Center* - NDISC (2021)

O alto albedo característico do gelo marinho ajuda a manter as regiões polares frias. Quando as estações começam a derreter o gelo, o albedo diminui, aumentando a absorção de calor. Esse *feedback* altera a circulação na atmosfera. A atmosfera e o oceano trabalham juntos para manter o equilíbrio da temperatura no planeta, transportando calor dos trópicos para os polos. Mudanças na cobertura de gelo marinho podem alterar as características ou a frequência dos sistemas meteorológicos que transportam esse calor. Por exemplo, maior ou menor quantidade de gelo marinho no oceano antártico pode aumentar ou diminuir o gradiente de temperatura entre a região polar e os trópicos, intensificando ou enfraquecendo os sistemas frontais que são formados nessa região (LIMA, 2012). O entendimento conceitual do fenômeno também auxilia na sua previsão. Isso também pode ser usado como motivação (previsão do tempo para regiões de altas latitudes).

O ano de 2021 foi marcado por um forte evento de La Nina. Este fenômeno do ENSO (El Niño-Southern Oscillation) altera padrões de circulação atmosférica em escala global, influenciando desde precipitação e temperaturas até a intensidade e frequência de ciclones extratropicais. Na Antártica, estudos indicam (LIU *et al*, 2002; YUAN, 2000) que eventos de

La Niña estão associados a anomalias significativas no gelo marinho, incluindo expansão ou retração da sua extensão, bem como variações na temperatura do ar e nos padrões de vento. Além disso, a presença de La Niña pode intensificar gradientes térmicos entre o continente gelado e o oceano circundante, afetando a formação e evolução de ciclones extratropicais na região.

A região Antártica apresenta uma grande área com centros de ciclogênese de todos os tipos. Estudos (REBOITA *et al*, 2017; GANDRA, 2019; CARRASCO *et al*, 1996) mostram que essa região pode formar ciclones com características baroclínicas, que são os mais comuns, mas também gera ciclones com características barotrópicas, e ciclones com diversos tipos de transições de fase, como o aprisionamento quente, que será estudado nesta pesquisa.

Os ciclones extratropicais são os principais sistemas de escala sinótica formados na região costeira da Antártica e no Oceano Austral (KING, TURNER, 1997). São responsáveis pela transferência de energia e umidade através do transporte de calor latente e sensível entre o equador e os polos, e em geral, apresentam um núcleo frio desde a superfície até o topo da troposfera e horizontalmente assimétrico. Porém, devido às características físicas da Antártica, diversos tipos de ciclones podem se formar nessa região, até mesmo ciclones fora dos padrões convencionais até então estabelecidos no senso comum por serem mais frequentes.

Um exemplo típico é o ciclone extratropical de aprisionamento quente, que apresenta uma estrutura com muitas características com um ciclone extratropical maduro, embora se desenvolvam por meio de mecanismos de crescimento diferentes.

Esses ciclones evoluem a partir de uma ciclogênese baroclínica, onde o núcleo do sistema se aprofunda e adquire características barotrópicas, formando um núcleo quente. Esse processo resulta em uma estrutura de núcleo quente que se distingue dos ciclones extratropicais clássicos.

São ciclones pouco estudados, o que dificulta a compreensão de sua frequência e comportamento. Além disso, devido à transição de fase e à alteração da estrutura térmica do sistema, esses ciclones podem ser confundidos com ciclones subtropicais ao serem analisados por meio de diagramas de fase. Portanto, é essencial o uso de múltiplas variáveis e metodologias, como análise de vorticidade potencial, espessura atmosférica e diagramas de Hart, para identificar corretamente esses sistemas e compreender seus mecanismos de evolução.

1.3 Objetivo do trabalho

Este trabalho possui como objetivo principal identificar e analisar ciclones sinóticos da região da Península Antártica e mares adjacentes, focando alguns casos em que houve a

formação de ciclones extratropicais de aprisionamento quente, enfatizando os mecanismos físicos que levaram a tal formação, bem como separando-os dos casos padrões subtropicais. Além de relacionar o gelo marinho presente nos mares de sua formação, assim como sua influência na formação desses ciclones.

Os objetivos específicos são:

- Identificar padrões sinóticos que propiciam o aprisionamento quente.
- Identificar e classificar ciclones como extratropicais de aprisionamento quente.
- Relacionar ciclones estudados e sua interação com o gelo marinho.

2 ASPECTOS FÍSICOS: TEORIAS DO CICLONE

O estudo de ciclones envolve diferentes teorias que foram se complementando e aperfeiçoando no decorrer do tempo. Algumas serão vistas a seguir, pois servirão para caracterizar os ciclones estudados.

2.1 Aspectos dinâmicos

Neste item discutiremos sobre a Barotropia e Baroclinia, Vorticidade e Geopotencial, além de relacioná-los com a formação de ciclones, que será discutido no item 2.2.

2.1.1 Aspectos Barotrópicos e Baroclínicos

Uma atmosfera barotrópica é aquela onde a densidade depende apenas da pressão, $\rho = \rho(p)$, onde as superfícies isobáricas também são consideradas superfícies de densidade constante. Para um gás ideal, as superfícies isobáricas também serão isotérmicas se a atmosfera for barotrópica (HOLTON, 2004).

Assim, $\nabla p T = 0$ Para uma atmosfera barotrópica. E a Equação do vento térmico torna-se:

$$\partial \mathbf{V}_g / \partial \ln p = 0 \quad (2.1)$$

O que afirma que o vento geostrófico é independente da altura em uma atmosfera barotrópica. Assim, a barotropia fornece uma restrição muito forte nos movimentos em um fluido em rotação.

O movimento em grande escala pode depender apenas da posição horizontal e do tempo, não da altura. Logo, a barotropia é associada a uma atmosfera sem gradiente horizontal de temperatura e sem advecção.

Uma atmosfera na qual a densidade depende tanto da temperatura quanto da pressão, $\rho = \rho(p, T)$, é chamada de atmosfera baroclínica (HOLTON, 2004).

Em uma atmosfera baroclínica, o vento geostrófico geralmente apresenta cisalhamento vertical, e este cisalhamento está relacionado ao gradiente de temperatura horizontal pela Equação do vento térmico:

$$\partial \mathbf{V}_g / \partial \ln p = -R/f \mathbf{k} \times \nabla p T \quad (2.2)$$

Logo, em uma atmosfera baroclínica, o gradiente horizontal de temperatura varia com a altitude, e o vento térmico não será nulo.

2.1.2 Vorticidade

A vorticidade pode ser definida como a medida microscópica da rotação em um fluido, é um campo vetorial definido como a curvatura da velocidade. A vorticidade absoluta ω_a é a curvatura da velocidade absoluta, enquanto a vorticidade relativa ω é a curvatura da velocidade relativa:

$$\omega_a \equiv \nabla \times U_a \quad (2.3)$$

$$\omega \equiv \nabla \times U \quad (2.4)$$

Para grande escala, geralmente utilizamos apenas as componentes verticais de vorticidade absoluta e relativa, que são designadas por η e ζ , respectivamente:

$$\eta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times U_a) \quad (2.5)$$

$$\zeta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times U) \quad (2.6)$$

Regiões de ζ positivo estão associadas a curvaturas ciclônicas no HN, já regiões de ζ negativo estão associadas a curvaturas ciclônicas no HS. Assim, a distribuição da vorticidade relativa é um excelente diagnóstico para análises meteorológicas. A vorticidade absoluta tende a ser conservada seguindo o movimento em níveis médios troposféricos.

Sabendo que a temperatura é conservada seguindo o movimento em um escoamento adiabático, uma parcela do fluido que se move adiabaticamente permanecerá sobre a mesma superfície de temperatura potencial, onde a temperatura potencial θ é constante. Dessa forma, sabendo que a densidade é uma função da pressão sobre a superfície adiabática, o termo solenóide do teorema da circulação se anula. Assim, para movimento adiabático, o teorema da circulação sobre uma superfície constante se reduz para a mesma forma que a de um fluido barotrópico, chegando na Equação 2.7:

$$D / Dt (C + 2 \delta A \sin \varphi) = 0 \quad (2.7)$$

Onde: C é usado para representar a área δA em uma superfície isentrópica. Se a superfície isentrópica é aproximadamente horizontal, e é lembrado de que $C \approx \zeta \delta A$, então para uma parcela infinitesimal de ar implica que $\delta A (\zeta \theta + f) = \text{Const.}$ onde $\zeta \theta$ designa a componente vertical de vorticidade relativa avaliada em uma superfície isentrópica e $f = 2 \sin \varphi$ é o parâmetro de Coriolis.

Supondo para uma parcela de ar confinada entre superfícies de temperatura potencial θ^o e $\theta^o + \delta \theta$, separadas por um intervalo de pressão $-\delta p$. A massa da parcela, $\delta M = (-\delta p / g) \delta A$,

deve ser conservada seguindo o movimento.

A massa da parcela, $\delta M = (-\delta p / g) \delta A$, deve ser conservada seguindo o movimento, logo:

$$\delta A = \text{const} / \delta \theta = \text{const. } \delta \theta / \delta p \quad (2.8)$$

Sendo δM e $\delta \theta$ constantes. Para eliminar δA e chegar no limite $\delta p \rightarrow 0$:

$$P \equiv (\zeta \theta + f) (-g \partial \theta / \partial p) = \text{const} \quad (2.9)$$

A Equação acima é a forma isentrópica da vorticidade potencial. É definida como o produto entre a vorticidade absoluta e a espessura entre duas camadas de temperatura potencial médias, em unidade de pressão.

A conservação da vorticidade potencial é muito importante na restrição dos movimentos de grande escala.

A Equação anterior usou o teorema da circulação e a continuidade da massa para mostrar que a vorticidade potencial de Ertel se conserva quando segue o movimento em fluxo adiabático. Quando o aquecimento diabático ou os torques de fricção estiverem presentes, P não é mais conservado.

Se a atmosfera for estratificada de forma estável, de modo que a temperatura potencial θ seja uma função monotonicamente crescente da altura, θ pode ser usado como uma coordenada vertical independente. A velocidade vertical neste sistema de coordenadas é apenas $\theta \equiv D\theta / Dt$.

Assim, os movimentos adiabáticos são bidimensionais quando vistos em um quadro de coordenadas isentrópicas. Um volume de controle infinitesimal em coordenadas isentrópicas com área de seção transversal δA e extensão vertical $\delta \theta$ tem uma massa:

$$\delta M = \rho \delta A \delta z = \delta A \left(-\frac{\delta p}{g} \right) = \frac{\delta A}{g} \left(-\frac{\partial p}{\partial \theta} \right) \delta \theta = \sigma \delta A \delta \theta \quad (2.10)$$

E densidade:

$$\sigma \equiv -g^{-1} \partial p / \partial \theta \quad (2.11)$$

A Equação do momentum horizontal isentrópico é:

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \nabla_{\theta} \left(\frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{V}}{2} + \Psi \right) + (\zeta_{\theta} + f) \mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\dot{\theta} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \theta} + \mathbf{F}_r \quad (2.12)$$

A partir das Equações acima, chegamos na Equação:

$$\frac{\tilde{D}P}{Dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\theta} P = \frac{P}{\sigma} \frac{\partial}{\partial \theta} (\sigma \dot{\theta}) + \sigma^{-1} \mathbf{k} \cdot \nabla_{\theta} \times \left(\mathbf{F}_r - \dot{\theta} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \theta} \right) \quad (2.13)$$

Onde $P \equiv (\zeta\theta + f) / \sigma$ é a vorticidade potencial Ertel definida anteriormente. Se os termos diabático e de fricção no lado direito da equação puderem ser avaliados, é possível determinar a evolução de P seguindo o movimento horizontal em uma superfície isentrópica. Quando os termos diabáticos e de fricção são pequenos, a vorticidade potencial é aproximadamente conservada seguindo o movimento em superfícies isentrópicas.

Perturbações na atmosfera são responsáveis por intensos gradientes nos campos dinâmicos da atmosfera, como jatos e frentes, estão associados a grandes anomalias na vorticidade potencial de Ertel. Na alta troposfera, tais anomalias tendem a ser advectadas rapidamente em condições quase adiabáticas. Assim, os padrões de anomalia de vorticidade potencial são conservados em superfícies isentrópicas. Esta propriedade de conservação torna anomalias de vorticidade potencial úteis na identificação e rastreamento da evolução de distúrbios meteorológicos, como exemplo, a evolução de ciclones.

2.1.3 Geopotencial

A gravidade pode ser representada como o gradiente de uma função escalar Φ chamada geopotencial.

$$\nabla \Phi = -\mathbf{g} = +g\mathbf{k} \quad (2.14)$$

Onde $g = g$ e \mathbf{k} é o vetor unitário na vertical para cima. Portanto,

$$\mathbf{k} \frac{\partial \Phi}{\partial z} = +g \mathbf{k}, \text{ ou } \frac{\partial \Phi}{\partial z} = +g$$

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz. \quad (2.15)$$

Logo, Geopotencial Φ é o trabalho necessário para elevar uma massa unitária para a altura z acima do nível médio do mar.

A Equação do estado do ar é $p\alpha = RT$ ou $p = \rho RT$ onde R é constante de gás para o ar seco. Na ausência de movimentos atmosféricos a força de gradiente de pressão na vertical é balanceada pela força de gravidade:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (2.18)$$

Integrando desta Equação de $z = \infty$ a $z = z$, e notando que $p = 0$ em $z = \infty$ e $p = p(z)$ em $z = z$, tem-se:

$$p(z) = \int_z^{\infty} \rho g \, dz \quad (2.19)$$

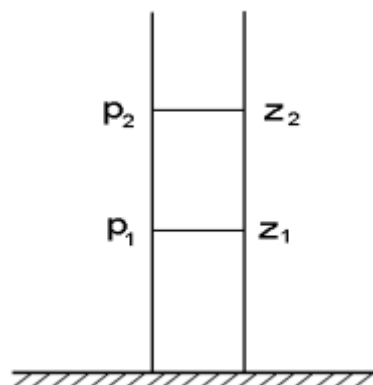
Esta Equação diz que a pressão em qualquer nível da atmosfera, z , é exatamente igual ao peso da coluna atmosférica unitária acima deste nível. Assim, $P(0) = 101325 \text{ kPa}$, em $z = 0$ (nível médio do mar) é o peso médio por área unitária (m^2) da coluna atmosférica. Tem-se $d\Phi = g dz$, e $\alpha = RT/p$, logo:

$$d\Phi = -(RT/p) dp = -RT \, d \ln p . \quad (2.20)$$

Isto é, variação do geopotencial com respeito à pressão depende somente da temperatura (da coluna atmosférica).

Integrando a Equação 2.20 entre z_1 e z_2 :

$$\Phi(z_2) - \Phi(z_1) = R \int_{p_2}^{p_1} T \, d \ln p \quad (2.21)$$



Coluna atmosférica.

p_1 e p_2 são pressões atmosféricas nos níveis z_1 e z_2 , respectivamente.

Altura Geopotencial Z é definida como $z \equiv \Phi/g_0$, onde $g_0 = 9,80665 \text{ ms}^{-2}$ é a média global da gravidade ao nível médio do mar.

2.2 Tipos de ciclones

2.2.1 O Caso clássico Extratropical

As primeiras definições da formação do ciclone extratropical foram propostas por Bjerknes e Solberg (1922), onde foi associada à presença de gradientes horizontais de temperatura em superfície e ao aprofundamento do ciclone devido ao giro da frente fria em torno do centro da baixa pressão até que ela alcance a frente quente, que tem menor velocidade de deslocamento do que a frente fria.

No HS, os ventos de noroeste, empurram a parte leste da frente para o sul (frente quente) e a parte oeste da onda desloca-se para o norte-nordeste como frente fria (Figura 2.2.1). Como a frente fria se propaga mais rapidamente do que a frente quente (pois o ar frio é mais denso, o que influencia a força do gradiente horizontal de pressão), à medida que se move ao redor do centro do ciclone, começa a se aproximar da frente quente. Quando não há mais ar quente na superfície, apenas em altitude, o ciclone é denominado ocluso e é nesse estágio que ele alcança a sua intensidade máxima. Após o ciclone se tornar um vórtice frio e simétrico, não havendo mais a fonte de energia (ar quente/gradiente de temperatura) disponível, o ciclone tende a desaparecer. Quando parte da frente fria alcança o ar frio na retaguarda da frente quente ocorre o aprisionamento do ar quente na forma de uma “bolha” no centro do ciclone, fenômeno denominado de aprisionamento.

No modelo de Shapiro e Keyser (1990) (Figura 2.2.1b), o ciclone inicia da mesma maneira do que no modelo de Bjerknes e Solberg (1922), a partir de uma onda frontal incipiente, mas nesse caso, a frente fria não gira ao redor do centro do ciclone e, sim, segue quase perpendicular à frente quente de tal maneira que não se encontra com a frente quente. Esse padrão é chamado de *T-bone* (a forma que o sistema aparenta na carta de temperatura do ar em baixos níveis no Hemisfério Norte). Com a evolução do sistema, há um enfraquecimento no lado polar da frente fria próximo ao centro do ciclone que é chamado de fratura frontal. Com isso, a frente quente tende a circundar o setor oeste do centro do ciclone e, nesse setor, passa a ser denominada de “frente curvada para trás” (*bent-back front* em inglês). O ar frio circunda o ar mais quente perto do centro do ciclone, formando um aprisionamento do ar mais quente denominado daí por diante como “aprisionamento quente” (*warm seclusion*). Em geral, um

ciclone do tipo Shapiro-Keyser é alongado no sentido da frente quente (Figura 2.2.1b).

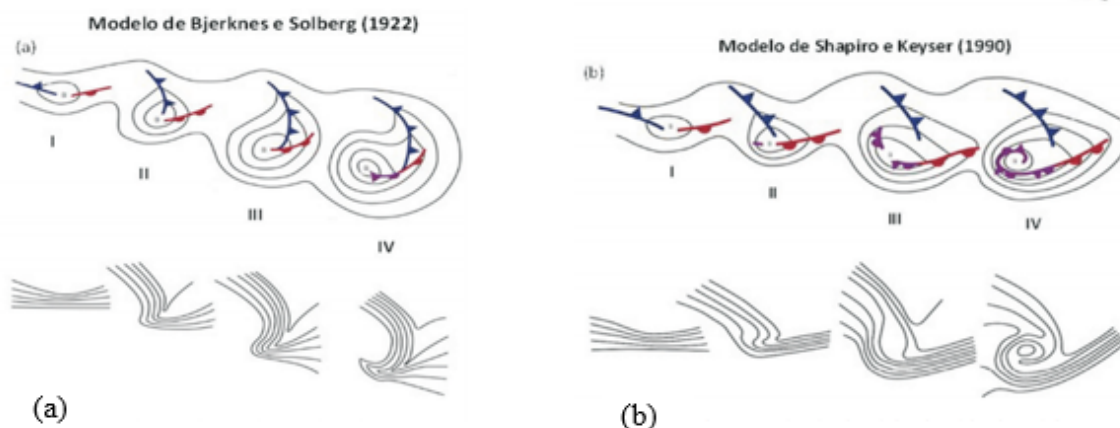


Figura 2.1 - (a) Modelo Bjerknes e Solberg (1922) e (b) Modelo Shapiro e Keyser (1990)
Fonte: Adaptado de Maue, 2010.

A instabilidade baroclínica (HOLTON, 2004) é um mecanismo de formação dos ciclones extratropicais. Ela está associada ao cisalhamento vertical do escoamento horizontal e aumenta com a transformação da energia potencial disponível em energia cinética da perturbação. De forma geral, os ciclones extratropicais estão associados a sistemas frontais e seus gradientes horizontais de temperaturas. Os ventos mais intensos em um ciclone extratropical ocorrem próximos a tropopausa, em função de possuírem núcleo relativamente quente na estratosfera e núcleo frio na troposfera. Esse núcleo frio em toda a troposfera mostra que o sistema de baixa pressão possui temperatura menor do que o ambiente (em torno dele) e isso é mostrado nos diagramas de fase em que o vento térmico aparece negativo.

O desenvolvimento do ciclone extratropical está associado a fatores dinâmicos, termodinâmicos e mecânicos, como orografia, gradientes de pressão e de temperatura, fontes de calor e umidade, cujas características o classificam como instabilidade baroclínica, típicos de latitudes médias, onde pode-se observar uma defasagem entre os sistemas de baixa pressão em altos níveis (cavado) e os de superfície (ciclone), com cisalhamento vertical e inclinação do centro da baixa pressão para oeste com a altura (defasagem), estando diretamente associada à formação de sistemas frontais (PALMÉN; NEWTON, 1969). Como os ciclones extratropicais são sistemas baroclínicos, a sua energia potencial do estado básico é convertida em energia potencial da perturbação, gerando uma advecção horizontal de temperatura devido a sua inclinação para o oeste. Tal inclinação diminui com o desenvolvimento baroclínico, até a fase em que a circulação termicamente direta converte a energia potencial de perturbação em energia cinética da perturbação, finalizando o ciclo básico de energia de um sistema baroclinicamente

instável (HOLTON, 2004; BLUESNTEIN, 1993).

Observa-se que a formação/aprofundamento de um ciclone em superfície está associada a uma região de advecção de vorticidade ciclônica à leste do eixo de um cavado em altos níveis (Figura 2.2.2) o desenvolvimento começa sob uma corrente de ar superior muito intensa, numa zona de máxima baroclinia. Essa zona de baroclinia decresce com a oclusão da onda se sobrepondo a uma região de forte gradiente de temperatura. O sistema inicia-se baroclínico com inclinação do eixo do cavado na vertical a oeste da baixa em superfície até atingir o estado de dissipação na forma barotrópica, sem inclinação vertical (BLUESTEIN, 1993), sendo esta contribuição uma forçante dinâmica na ocorrência e desenvolvimento dos ciclones extratropicais. Os gradientes meridionais de temperatura, quando somados ao deslocamento de massas de ar frio rumo a latitudes mais baixas influenciam a formação das frentes. Além disso, a confluência das correntes oceânicas do Brasil (corrente quente) e das Malvinas (corrente fria) constitui em outra forçante térmica que favorece a formação ou intensificação de ciclogênese ao longo da costa sudeste/sul da Alta Subtropical (AS) (SINCLAIR, 1995; PIVA *et al.*, 2008).

Segundo Holton (2004) quando o sistema em altos níveis se encontra à oeste (leste) do sistema em superfície vai existir uma defasagem positiva (negativa). Essa inclinação para oeste caracteriza a estrutura vertical de sistemas baroclínicos. Já a inclinação para leste, indica a oclusão do sistema, quando o sistema passa a ter características barotrópicas e frequentemente enfraquece (SCHULTZ; VAUGHAN, 2011).

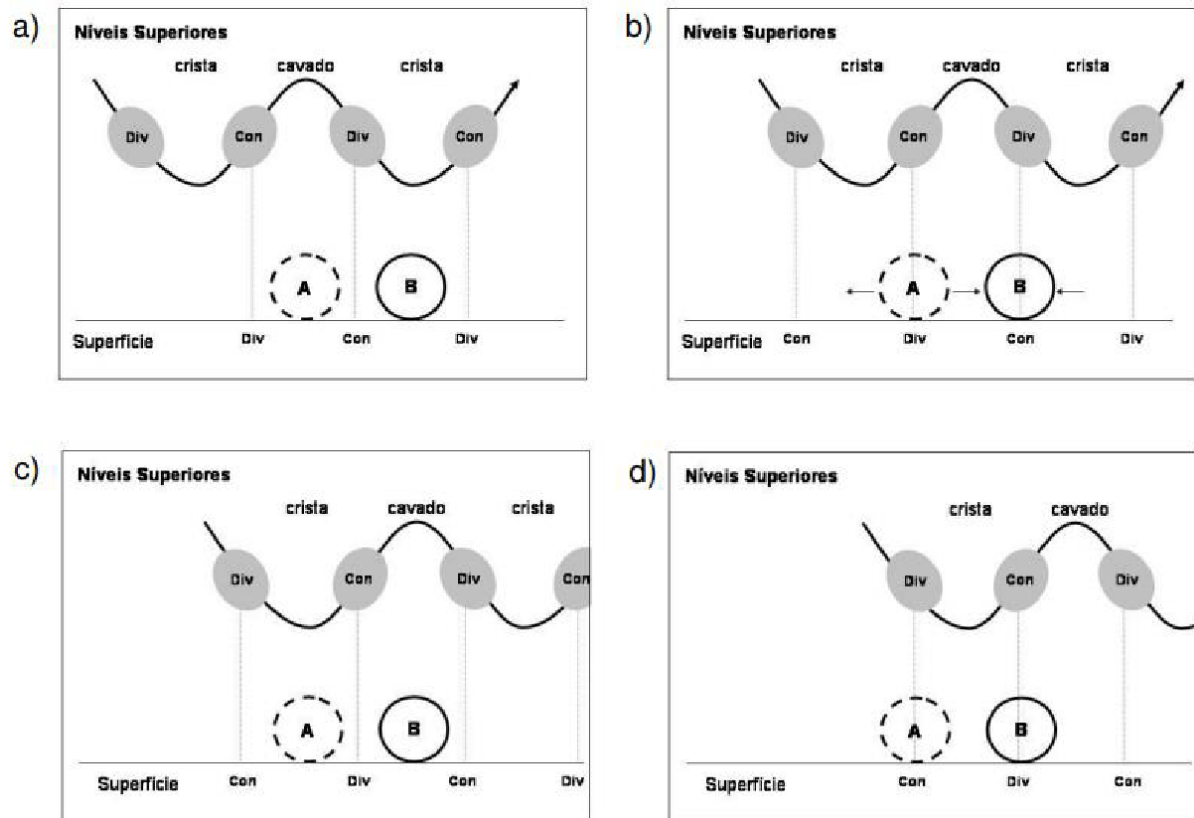


Figura 2.2 - Sistemas de alta (A) e baixa (B) pressão na superfície associados aos campos de divergência (Div) e convergência (Con) nas ondas em altos níveis no Hemisfério Sul. (a) sistemas em superfície estão bem defasados com relação aos sistemas em níveis superiores, (b) situação favorável ao aprofundamento dos sistemas em superfície, o ciclone situa-se sob a região de divergência em níveis superiores, com cavado em altos níveis à oeste, (c) fase de maturidade dos sistemas em superfície, sistemas em fase, e (d) fase de decaimento dos sistemas, com o ciclone sob a região de convergência em níveis superiores e anticiclone sob região de divergência. Fonte: Reboita (2008).

2.2.2 Ciclone extratropical com aprisionamento quente

Segundo Hart *et al.* (2003) o aprisionamento quente apresenta uma estrutura com muitas características de um ciclone extratropical maduro, embora se desenvolvam por meio de mecanismos de crescimento completamente diferentes. O papel dos fluxos de energia em superfície e da liberação de calor latente são essenciais para desencadear e manter a convecção em tempestades. O núcleo anormalmente quente no estágio maduro do ciclone extratropical se assemelha ao de um ciclone tropical. No entanto, chegar a esse estágio maduro requer vários importantes ingredientes sinóticos e dinâmicos que variam em importância durante os diferentes estágios do ciclone.

Durante o ciclo de vida de um ciclone extratropical, a advecção de ar frio e ar quente em baixos e médios níveis, provoca uma inclinação do ciclone com a altitude para o seu lado mais frio, gerando uma queda da pressão em altos níveis e aumento da pressão em baixos níveis.

A conversão da energia potencial em energia cinética sinaliza a diminuição da inclinação, provocando a intrusão de ar frio no vórtice. À medida que o ciclone desenvolve, o

cavado em médios e altos níveis tende a se aproximar do cavado em baixos níveis, deixando o eixo praticamente vertical, ou seja, barotrópico. A velocidade com que o processo de oclusão do ciclone ocorre é fundamental na transformação entre baroclínico e barotrópico. O aquecimento diabático e a circulação secundária são associados para realizar a redistribuição da vorticidade potencial por meio de cisalhamento. Estudos mostraram (REBOITA *et al.*, 2017) que o aquecimento diabático é fundamental para o processo de oclusão em latitudes médias, associado a liberação de calor latente devido a convecção úmida. Esse processo ocorre rapidamente em latitudes subtropicais e pode ocasionar uma ciclogênese de um ciclone tropical. A combinação da redistribuição da vorticidade potencial, com o aquecimento diabático e a liberação de calor latente são essenciais para o processo de aprisionamento, pois são necessários em todo processo de oclusão de um ciclone extratropical. Tal processo pode ser observado na Figura 2.3.

O processo de aprisionamento quente também foi observado em modelos adiabáticos de desenvolvimento de ciclones e, portanto, pode ocorrer na ausência de convecção ou fluxos de superfície (REED *et al.*, 1994). Entretanto, a convecção e os fluxos de superfície podem fortalecer o processo de aprisionamento de ar quente no centro do ciclone (KUO *et al.*, 1992). A grande maioria dos aprisionamentos quentes examinados tem um núcleo quente que está confinado abaixo de 600 hPa. Esta é a grande diferença entre ciclones tropicais e ciclones extratropicais com aprisionamento quente: um ciclone tropical possui núcleo quente em toda troposfera (HART, 2003; MATHIAS, 2012).

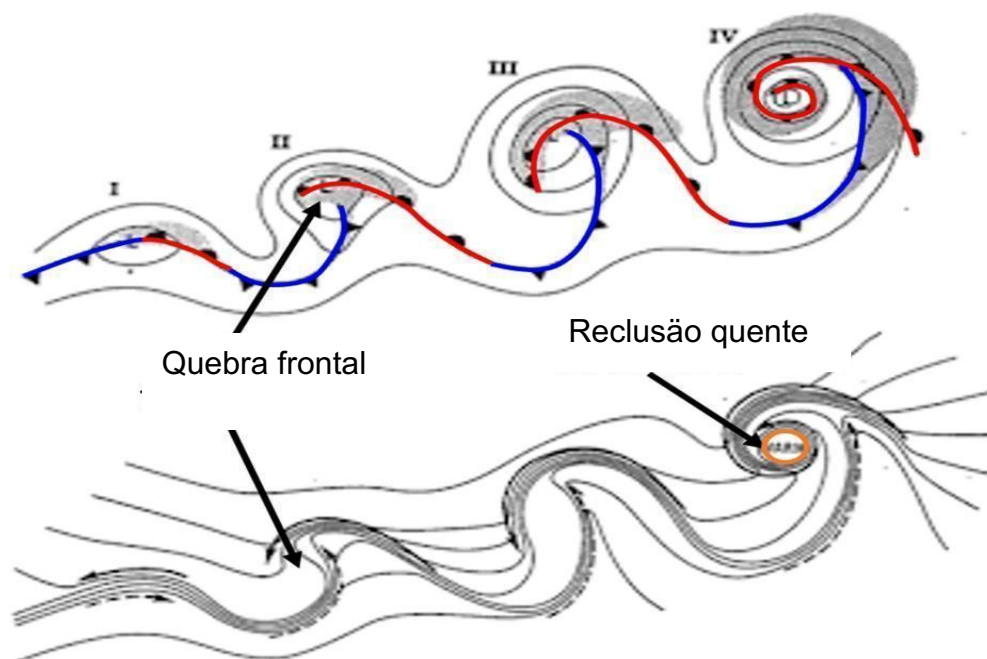


Figura 2.3 - Evolução de um ciclone do tipo Shapiro – Keyser. A fratura frontal ocorre no estágio II do desenvolvimento do ciclone, quando as frentes frias e quentes se separam. A reclusão quente ocorre no estágio maduro de desenvolvimento do ciclone, quando o ar quente do setor quente é cortado pela frente dobrada para trás.

Fonte: Adaptado de Shapiro e Keyser (1990).

2.3 Ciclogênese na Antártica

A região das frentes polares são as principais regiões ciclogênicas do HS, assim como as regiões costeiras da Antártica, que também apresentam forte gradiente de temperatura superficial. A maior frequência de ciclogênese no Hemisfério Sul ocorre entre 30°S e 50°S, com pico próximo a 45°S; ao sul de 50°S, a ocorrência diminui em direção à Antártica, mas apresenta aumento nas regiões costeiras desse continente (TALJAARD, 1967; SINCLAIR, 1994).

Hoskins e Hodges (2005) descrevem o padrão de trajetórias em espiral dos ciclones no Hemisfério Sul como um sistema de ‘placas sobrepostas’, no qual os ciclones de uma placa contribuem para a ciclogênese na placa subsequente através do seu desenvolvimento. As trajetórias de inverno são mais assimétricas com as espirais do Atlântico e da Índico em direção à Antártica com máximos relacionados ao jato subtropical dividido em latitudes mais baixas sobre o Pacífico, também em espiral. No HS as frentes polares são as maiores responsáveis pela mudança de temperatura troposférica, além de ser uma zona de transição entre as correntes frias do oceano Austral e as águas mais quentes do Norte. Por causa dessa confluência, uma zona baroclínica é estabelecida na região, com fortes gradientes meridionais de temperatura do ar.

A partir desses aspectos regionais, fica evidente o papel dos ciclones como fenômenos atmosféricos que estão entre os mais relevantes em escala sinótica. Eles são responsáveis por

um balanço de energia e vapor d'água entre o oceano e a atmosfera. São atuantes também no balanço entre os contrastes de temperatura entre polos e equador (DUTRA, 2012), e associados a grandes acumulados de precipitação, a ventos intensos e a agitação do mar, causando grande impacto sobre a sociedade. Por muito tempo, sua classificação foi dividida em dois grupos (de forma convencional): os ciclones extratropicais e tropicais. Os ciclones extratropicais caracterizam-se por serem formados com mais frequência em latitudes médias e altas, com núcleo frio, assimétricos, com um forte gradiente horizontal de temperatura e normalmente associados a sistemas frontais. São os principais sistemas atmosféricos de escala sinótica encontrados na região Antártica e Oceano Austral. Vale ressaltar que na Região Antártica, a ciclogênese é extremamente intensa (profunda) e os gradientes de temperatura auxiliam na formação desse tipo de ciclone (formados a partir de sistemas frontais), segundo Reboita *et al.* (2017).

Já os ciclones tropicais, receberam este nome por se originarem em regiões tropicais, apresentam núcleo quente e são simétricos, ou seja, barotrópicos em toda a sua coluna vertical. Posteriormente, estudos como Reboita *et al.* (2017), indicaram padrões barotrópicos mesmo nas latitudes superiores à tropicais, mesmo que em períodos menores que o seu ciclo de vida. De maneira geral, eles precisam de umidade e águas profundas quentes nos oceanos para se formar (camada de mistura oceânica maiores que 50 m). São também nomeados como furacões ou tufões (dependendo de cada localidade do planeta), mas sempre caracterizados como sistemas de baixa pressão que se desenvolvem em regiões de fraco cisalhamento vertical do vento, ou seja, não associados a sistemas frontais. Suas nuvens convectivas próximas de seu centro têm como principal fonte de energia a evaporação da água do mar e da condensação em *feedbacks* positivos relacionados aos fenômenos CISK (Instabilidades Convectivas de Segunda Ordem); onde a convergência de baixos níveis no campo do vento produz convecção e formação de cumulus, liberando calor latente. Os ventos mais fortes ocorrem próximos à superfície, por causa do núcleo quente associado e normalmente são mais quentes que o ambiente ao seu redor (mesmo nível de pressão) [MARKS, 2003]. Atualmente a teoria CISK de desenvolvimento de ciclones tropicais foi suplantada. Embora muitas discussões ainda em aberto, a teoria WISHE é a mais aceita atualmente (E.G. CHENG e WU, 2020).

Sua região interna é caracterizada por bandas espirais de precipitação, com um olho no centro com diâmetro variando de 20-50 km. A literatura clássica estabelece que a temperatura da superfície do mar (TSM) está diretamente relacionada com o desenvolvimento e intensificação do sistema, geralmente com valores superiores a 26 °C para a região tropical. Entretanto, há uma relação com o fluxo de temperatura ar-mar, a qual gera a convecção de

acordo com os gradientes entre os dois fluidos e não necessariamente estabelece um limiar fixo mínimo para a TSM. Além da importância do gradiente oceano-baixa troposfera-alta troposfera. Além da TSM e de uma camada de mistura oceânica com grande profundidade com águas mais aquecidas, é necessário um campo com altos valores de umidade relativa e fraco cisalhamento.

Com o passar dos anos, essa separação rígida entre os tipos de ciclones começou a ser questionada. Muitos estudos verificaram a existência de sistemas que passavam por processos de transição, mostrando uma estrutura híbrida entre os dois tipos de ciclones convencionais bem conhecidos (DUTRA, 2012). Em 2003, Robert Hart descreveu os ciclones a partir de seu ciclo de vida e sua estrutura.

Os ciclones subtropicais (GOZZO, 2013) apresentam combinações dos ciclos de vida dos convencionais, com núcleos frios em altos níveis e quentes em baixos níveis. Geralmente não são associados a um sistema frontal (MATHIAS, 2012). Segundo publicações da WMO (*World Meteorological Organization*), se desenvolvem em regiões com fraco gradiente de temperatura horizontal, e sua energia é extraída de escoamentos médios, ou seja, através de redistribuição convectiva de calor adquirido do oceano. Desta forma, apresentam características tanto de ciclones tropicais como de extratropicais, com uma baixa fria de altos níveis, cuja circulação se estende até as camadas mais próximas da superfície, com ventos máximos mantidos ocorrendo geralmente a uma distância de 160 km do centro do sistema. (MAUE, 2010). Em comparação com os outros ciclones, tais sistemas possuem uma banda relativamente larga de ventos máximos, a qual está localizada mais afastada do centro e o campo de vento e a distribuição de convecção menos assimétricos. Também podem existir ciclones subtropicais que apresentam núcleo quente ou frio com tempo de vida mais curto que são originados de baixas pressões de mesoescala próximas a regiões de frontólise do cisalhamento do vento horizontal, com ventos máximos a 50 km do seu centro (MAUE, 2010).

Até aqui costumam parar os estudos ciclogênicos, excluindo um tipo especial de ciclones: são os ciclones extratropicais de aprisionamento quente (*warm seclusion*) (HART, 2003; MAUE, 2010). Existem diversos estudos que mostram que ciclones extratropicais apresentam períodos de intensificação ou aprofundamento explosivo como resultado de *feedbacks* dinâmicos associados a liberação de calor latente. Este aprisionamento de ar quente nos ciclones extratropicais apresenta características remanescentes de ciclones tropicais, como núcleos barotrópicos quentes, olho com calmaria e ventos com a força de um furacão, o que muitas vezes, pode ser confundido com os ciclones subtropicais.

A formação de ciclones subtropicais ocorre a partir da interação entre sistemas de baixa pressão em altas latitudes e massas de ar relativamente quente e úmido, que podem ficar

aprisionadas no núcleo do sistema (GOZZO e da ROCHA, 2013). Esse aprisionamento promove levantamento forçado, intensificando a circulação ciclônica e favorecendo o desenvolvimento de ventos fortes e precipitação significativa (ÁVILA *et al.*, 2021). Como resultado, os ciclones subtropicais apresentam características híbridas, combinando elementos de ciclones extratropicais e tropicais, o que é determinante para a evolução e os efeitos meteorológicos do sistema.

Estudos mais antigos, como o de Namias (1935), já falavam sobre o aprisionamento de massas quentes dentro de sistemas frontais. Neste estudo ele associa as condições de tempo à passagem de um sistema frontal ocluído, com sua estrutura vertical, exemplificando os efeitos observados. Se as temperaturas das duas correntes frias adjacentes tiverem características semelhantes, o ar quente aprisionado dentro do sistema ocluído determinará alguns efeitos observados, como a precipitação abundante, a partir do levantamento do ar quente, associado a distribuição de umidade e temperatura dentro do ar quente aprisionado.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

A identificação de ciclones através de modelos numéricos avançou muito ao longo dos anos, e possibilitou uma gama de estudos meteoceanográficos. A grande variedade de dados disponíveis, como as reanálises (ERA5, CFSR, NOAA), atualmente facilitou o desenvolvimento de métodos automatizados que auxiliam na identificação e rastreamento por satélites (REBOITA *et al*, 2021; GANDRA, 2019; CAMILA *et al*, 2011). Nessa gama de possibilidades foi utilizado o diagrama de Hart (2003) para detectar possíveis casos de ciclones de aprisionamento quente, e com isso a aplicação de dados de reanálise do ERA5 (*ECMWF Reanalysis 5th Generation*), a fim de analisar os padrões dinâmicos que os caracterizam. O ERA5 foi selecionado por sua alta resolução e assimilação avançada de observações, oferecendo campos atmosféricos confiáveis mesmo em altas latitudes, onde dados observacionais são escassos.

Nas sessões seguintes serão detalhados os dados utilizados, bem como os métodos.

3.1.1 Dados de Reanálise

Os resultados de reanálise fornecem um registro multivariado, espacialmente completo e coerente da circulação atmosférica global. Ao contrário das análises meteorológicas arquivadas de sistemas operacionais de previsão, uma reanálise é produzida com uma única versão de um sistema de assimilação de dados incluindo o modelo de previsão usado e, portanto, não é afetado por mudanças no método (Hodges *et al* 2011).

O período utilizado para a análise, em 2021, foi de acordo com o tempo de duração de cada ciclone estudado, seguindo o indicado no diagrama de fase de cada um. Foi feito um acompanhamento diário para a seleção dos diagramas que mais se encaixavam no modelo de ciclone usado como base para o estudo.

Para a análise, foi usado o *software* GraDs (*The Grid Analysis and Display System*) em dados horários. As variáveis utilizadas foram: vento em níveis (10m, 850, 500 e 200 hPa), geopotencial em 1000 hPa, TSM, temperatura do ar em superfície, cobertura de gelo, vorticidade potencial (VP) e PMNM (pressão média ao nível do mar), com resolução de 0,25° x 0,25°. Essas variáveis foram escolhidas porque são representativas para o estudo de caso de um ciclone. Os dados de reanálise de vorticidade potencial, vento e PMNM foram utilizados a fim de obtenção de áreas de formação e identificação de possíveis ciclones.

Foram geradas imagens diárias, a partir de uma média dos dados horários disponíveis

no site CDS (*Copernicus Climate Data Center*). Na região Antártica, devido à alta variabilidade atmosférica e à limitada resolução das reanálises, o uso de médias diárias suaviza flutuações de pequena escala e fornece campos mais estáveis para analisar padrões de circulação e ciclogênese extratropical.

3.1.2 Imagens de satélite

As imagens de satélites utilizadas para o acompanhamento dos ciclones foram obtidas no site *EUMETSAT VIEW*, para a região da Península Antártica.

O produto escolhido foi o *Geostationary Ring IR10.8 μ m*. Nesse produto as visualizações são compostas por imagens de satélites geoestacionários: *Meteosat 0 Degree*, *Meteosat IODC*, *GOES-16*, *GOES-17*, *Himawari-8*, no canal infravermelho, que englobam todo o globo. Os recortes foram feitos para a região entre 90°S/30°S e 250°W/360°W.

3.1.3 Gelo Marinho

Para a identificação do gelo marinho foram usados dados que representam a cobertura do gelo em décimos, para toda a região entre Mar de Weddel, Bellinhausen e Estreito do Drake. Foram utilizados também dados de TSM e temperatura do ar em superfície a fim de mostrar o gradiente térmico entre oceano e ar.

No ERA5, a cobertura de gelo marinho é fornecida desde setembro de 2007 pelo conjunto de dados *OSI SAF*. O gelo marinho é a água do mar congelada que flutua na superfície do oceano, e dessa forma, não inclui o gelo que se forma em terra, como geleiras, icebergs e mantos de gelo. Também exclui as plataformas de gelo que estão ancoradas em terra, mas que se projetam sobre a superfície do oceano.

3.2 Metodologia

3.2.1 Teoria do Diagrama de Fase

Para caracterizar o ciclo de vida de um ciclone, Hart (2003) definiu alguns parâmetros que descrevem a intensidade do núcleo, que depende de sua temperatura, assim como seu estágio de desenvolvimento, além de sua estrutura vertical (inclinada ou não).

Estes parâmetros devem ser capazes de detectar toda e qualquer transição entre as possíveis fases dos ciclos convencional e não-convencional. Depois do estudo de variáveis meteorológicas, ele descobriu que aquelas que descreviam as transições com maior robustez eram o vento térmico (V_t) e a assimetria térmica (B). Esse espaço de fase proposto por Hart é

dividido em dois diagramas de fase bidimensionais. O primeiro diagrama possui como variáveis “B” e “-VT L” e o outro “-VT L” e “-VT U”. -VT L é o vento térmico em baixos níveis e -VT U é o vento térmico em altos níveis. São utilizados para definir se o núcleo do ciclone é quente ou frio nesses dois níveis.

Para a identificação dos ciclones através destes diagramas, Hart definiu uma metodologia que define um ciclone como um mínimo local de pressão à superfície, menor que 1020 hPa, com gradiente de pressão de no mínimo 2 hPa dentro de um retângulo de 5° x 5°, que persista por no mínimo 24 horas. O tamanho escolhido para o retângulo elimina os sistemas de baixa pressão em mesoescala, enquanto o tempo de vida elimina os mínimos de pressão não relacionados a ciclones. O critério do gradiente de pressão é usado para eliminar numerosos fracos centros de baixas pressões dentro dos trópicos.

Os ciclones podem ser divididos em dois tipos: ciclones com estrutura frontal, e não-frontais. A natureza frontal de um ciclone está diretamente relacionada com o gradiente de temperatura horizontal do sistema, o que pode indicar se sua estrutura é ou não inclinada. Por exemplo, ciclones extratropicais possuem perfis baroclínicos, e por isso dependem fortemente de gradiente horizontal de temperatura. No caso de ciclones tropicais, a intensidade do gradiente de temperatura depende do seu estágio de evolução e, portanto, ele é definido como não-frontal, tendo seu perfil barotrópico.

Desta forma, definimos o parâmetro B como:

$$B = h \left(\overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_R - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_L \right) \quad (4.2.1)$$

Onde:

h é igual a +1 no hemisfério norte (HN), e -1 no hemisfério sul (HS);

Z é a altura geopotencial isobárica;

R refere-se ao lado direito do sistema;

L ao lado esquerdo; a barra aponta média na área do semicírculo de raio igual a 500 km.

Logo, o parâmetro B indica a assimetria da espessura da camada 600- 900 hPa, do movimento relativo da tempestade.

Pode-se concluir que:

- No Ciclone tropical espera-se que **B** \approx **0** em todo seu ciclo de vida, por ter estrutura não-frontal (barotrópica);

- No Ciclone extratropical, espera-se que $B \gg 0$ na sua formação, $B > 0$ em seu estágio maduro, e $B \approx 0$ na oclusão, quando praticamente já não há gradiente de temperatura na horizontal.
- Valores positivos de B indicam ar quente à esquerda do movimento do ciclone, e ar frio à direita (para o Hemisfério Sul).

Para o estudo do geopotencial, o foco é sua anomalia vertical. Essa anomalia está diretamente relacionada com a estrutura de temperatura do núcleo do ciclone. Isto porque camadas mais quentes são mais espessas, enquanto camadas mais frias são mais estreitas. Logo, a determinação da temperatura do núcleo do ciclone pode ser obtida pelo gradiente isobárico de anomalia de geopotencial acima da superfície, entendido como a magnitude do vento geostrófico (PRADO *et al.*, 2010). Seu cálculo é:

$$\left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900 hPa}^{600 hPa} = -|V_T^L|$$

$$\left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600 hPa}^{300 hPa} = -|V_T^U|$$

$$\Delta Z = gd |V_g| / f$$

(4.2.2) (4.2.3) (4.2.4)

Onde:

p é a pressão;

$|-V_T^L|$ é a magnitude do vento térmico em baixos níveis (camada 600-900hPa);

$|-V_T^U|$ é a magnitude do vento térmico em altos níveis (camada 300-600 hPa);

g é a gravidade;

d é a distância entre os extremos de Z;

$|V_g|$ é a magnitude do vento geostrófico;

f é o parâmetro de Coriolis.

Sabendo que a anomalia do perfil vertical do geopotencial é calculada a partir da média zonal global, espera-se que:

- Ciclone com núcleo frio tenha um valor de anomalia de geopotencial maior no topo do que na parte mais baixa do perfil vertical
- Ciclone com núcleo quente a perturbação será maior na parte mais baixa do que no topo.

- Ciclone extratropical o módulo da anomalia de espessura aumenta com a altura.
- Ciclone tropical o módulo da anomalia diminui com a altura.

Deve-se observar que, assim como no parâmetro B, a camada abaixo de 900 hPa não foi utilizada, e também a camada acima de 300 hPa, para evitar contato com o ar estratosférico.

As figuras que representam o diagrama de fase de Hart, são geradas a partir de modelos numéricos globais, como por exemplo, o GFS. Esses diagramas são a análise dos parâmetros B e $-VT_L$, ou seja, a avaliação da natureza frontal e da estrutura térmica do núcleo, ambas entre os níveis de 900 hPa a 600 hPa, e o outro diagrama é a análise dos parâmetros $-VT_L$ e $-VT_U$. Portanto, neste último, é feita apenas a avaliação da estrutura térmica do ciclone ao longo de toda a troposfera (900 hPa a 300 hPa). Cada ponto nos diagramas corresponde a um tempo de prognóstico e os valores plotados correspondem aos dias (Mathias, 2012).

Os diagramas utilizados como base para este trabalho foram obtidos diretamente pelo site da FSU <http://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/gfs/>. Os diagramas mostram as datas de início e fim do ciclone, e essas datas foram usadas como base para o estudo diário dos casos de ciclones escolhidos. A partir desses diagramas, novos diagramas foram gerados com a base de dados do ERA-5, para representar os ciclones escolhidos.

Vale ressaltar que não existem fronteiras entre cada tipo de ciclone, logo, a utilização de diagramas ajuda no estudo dos diversos tipos de ciclones e como classificá-los. Esse fato também serve de motivação para o presente estudo.

A Figura 3.1 representa o modelo utilizado para elaboração dos diagramas de fase, a partir da análise de todos os parâmetros.

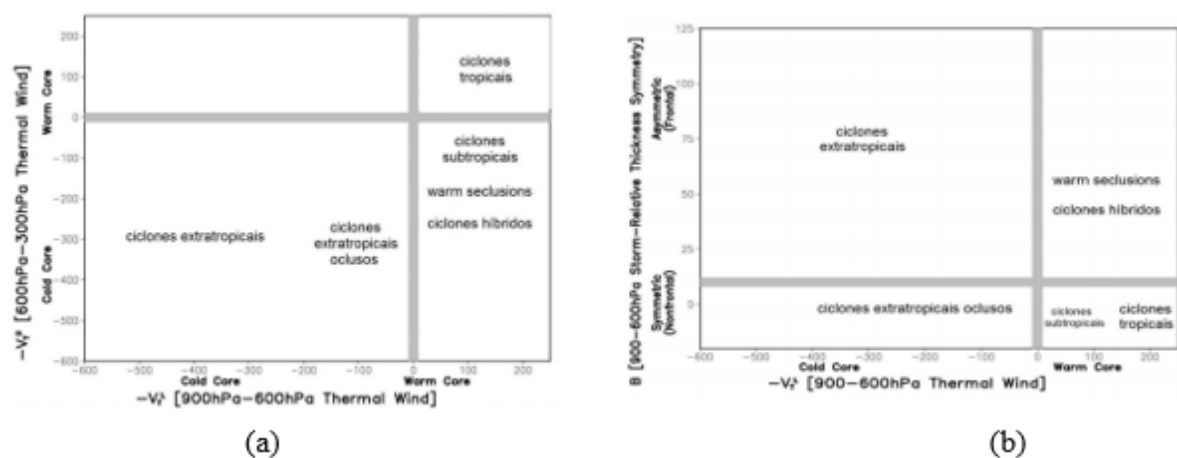


Figura 3.1 - Representação do diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros (a) B e $-VT_L$ e (b) parâmetros $-VT_L$ e $-VT_U$
Fonte: Mathias, (2012).

3.2.2 Análises dos campos

Os dados de reanálise foram utilizados neste estudo com o intuito de validar o que foi observado nos diagramas de fase de Hart.

A análise foi realizada para os quatro estágios do ciclo de vida do ciclone em superfície. Os estágios denominados de pré-ciclogênese, ciclogênese, maturidade e dissipação. Na fase de pré-ciclogênese ainda não há isóbaras fechadas, nem o núcleo de vorticidade, caracterizando a presença do ciclone. A ciclogênese é considerada quando aparecem essas duas características. A fase de maturidade é quando o ciclone chega a sua máxima intensidade, o que é observado através do decréscimo da pressão em superfície e pelo ciclone em superfície passar a se localizar no lado polar do jato em altos níveis, e a fase de dissipação ocorre quando o ciclone começa a enfraquecer (as isóbaras começam a apresentar maior valor).

O próximo passo após a identificação e caracterização do ciclone extratropical de aprisionamento quente, será utilizada a reanálise ERA-5, com o objetivo de verificar quais são as possíveis áreas de formação e identificação de ciclones extratropicais de aprisionamento quente, na região da Península Antártica, abrangendo uma área entre os mares de Bellingshausen e Weddell, e Passagem de Drake (entre 90°S-30°S e 250°W-360°W).

Foram gerados campos de vorticidade, vento em superfície e altos níveis, pressão ao nível médio do mar, temperatura do ar a 2 metros, cobertura de gelo marinho, e espessura entre as camadas de 900 a 600 hPa e anomalia do geopotencial para identificar as características do interior do ciclone.

O geopotencial é a quantidade de trabalho que teria que ser feito, contra a força da gravidade, para elevar uma unidade de massa até aquele local a partir do nível médio do mar. Neste estudo foi observada sua anomalia vertical. Essa anomalia está diretamente relacionada com a estrutura de temperatura do núcleo do ciclone, como dito anteriormente.

A Anomalia de Geopotencial é calculada em relação à média zonal global. Desta maneira, espera-se que um ciclone com núcleo frio tenha um valor de anomalia de geopotencial maior no topo do que na parte mais baixa do perfil vertical, enquanto num ciclone com núcleo quente a perturbação será maior na parte mais baixa do que no topo. Ou seja, num ciclone extratropical o módulo da anomalia de espessura aumenta com a altura, e num ciclone tropical este valor diminui com a altura.

A Vorticidade Potencial é uma medida da capacidade do ar girar na atmosfera. É usado para procurar lugares onde grandes áreas de instabilidade provavelmente se originam e se desenvolvem. Os valores aumentam acima da troposfera, e é muito utilizada para estudos de intrusão de ar estratosférico, que são muitas vezes associados a regiões de baixas pressões em

superfície. Grandes tempestades de vento se desenvolvem quando uma coluna de ar na atmosfera começa a girar. A Vorticidade Potencial é calculada a partir do vento, temperatura e pressão através de uma coluna de ar na atmosfera. Espera-se encontrar valores negativos de VP em toda a região de formação e desenvolvimento do ciclone.

Segundo Funatsu (1999), uma anomalia ciclônica de vorticidade potencial em altos níveis, quando advectada sobre uma região com forte gradiente de temperatura na superfície, pode induzir um vórtice ciclônico nos níveis inferiores, cuja extensão vertical depende da intensidade da anomalia, gerando advecção quente a leste e fria a oeste do ciclone induzido, logo, esta circulação somada à circulação induzida pelos níveis superiores gera a formação de um ciclone forte.

Já para avaliação do campo de gelo, durante os eventos extremos de retração de gelo marinho na região da Península Antártica, há um aquecimento da TSM, o que resulta em aumento da temperatura do ar próximo à superfície. Como o mês de abril faz parte do verão austral, a cobertura de gelo tende a ser menor, segundo o *NSIDC*. Nos eventos extremos de retração (expansão) de gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen há um aquecimento (resfriamento) da TSM neste setor e no Pacífico Sul, o que resulta em aumento (diminuição) da temperatura do ar próximo à superfície. Logo, durante os eventos extremos de expansão há um reforço dos gradientes meridionais de temperatura e pressão em superfície, o que reduz a PNMM e possivelmente favorece uma atividade ciclônica na região mais intensa (YUAN, 2004).

4 RESULTADOS

4.1 Caso 1: 09 a 13 de abril de 2021

Para o início do trabalho, foi escolhido um ciclone devido a sua configuração presente no Diagrama de Fase, com a finalidade de identificar e caracterizar o desenvolvimento de um extratropical de aprisionamento quente, com o seu início frio, extratropical, e desenvolvimento mudando para um núcleo quente, voltando a ser frio na sua dissipação. Este ciclone teve início no dia 09 de abril de 2021, as 18Z e término dia 13 de abril de 2021, as 18Z.

No dia 09 de abril de 2021, áreas de baixa pressão começaram a se aprofundar sobre o Oceano Antártico, nas proximidades do Mar de Bellingshausen, a oeste da Península Antártica. Essa é uma região comumente conhecida pela formação de ciclones extratropicais. Na Figura 4.1a, referente ao dia 09, o sistema de baixa pressão ainda não aparece fechado, porém é possível ver o cavamento da isóbara na região onde o centro de baixa vai começar a se desenvolver. Entre os dias 10 e 11 (Figura 4.1b, 4.1c), o ciclone teve um rápido aprofundamento, atingindo 950 hPa e atingiu com a sua máxima intensificação, se tornou quente. Nos dias seguintes, o ciclone estabilizou o seu aprofundamento, e começou a perder intensidade no dia 13 (Figura 4.1e), quando perdeu a sua configuração.

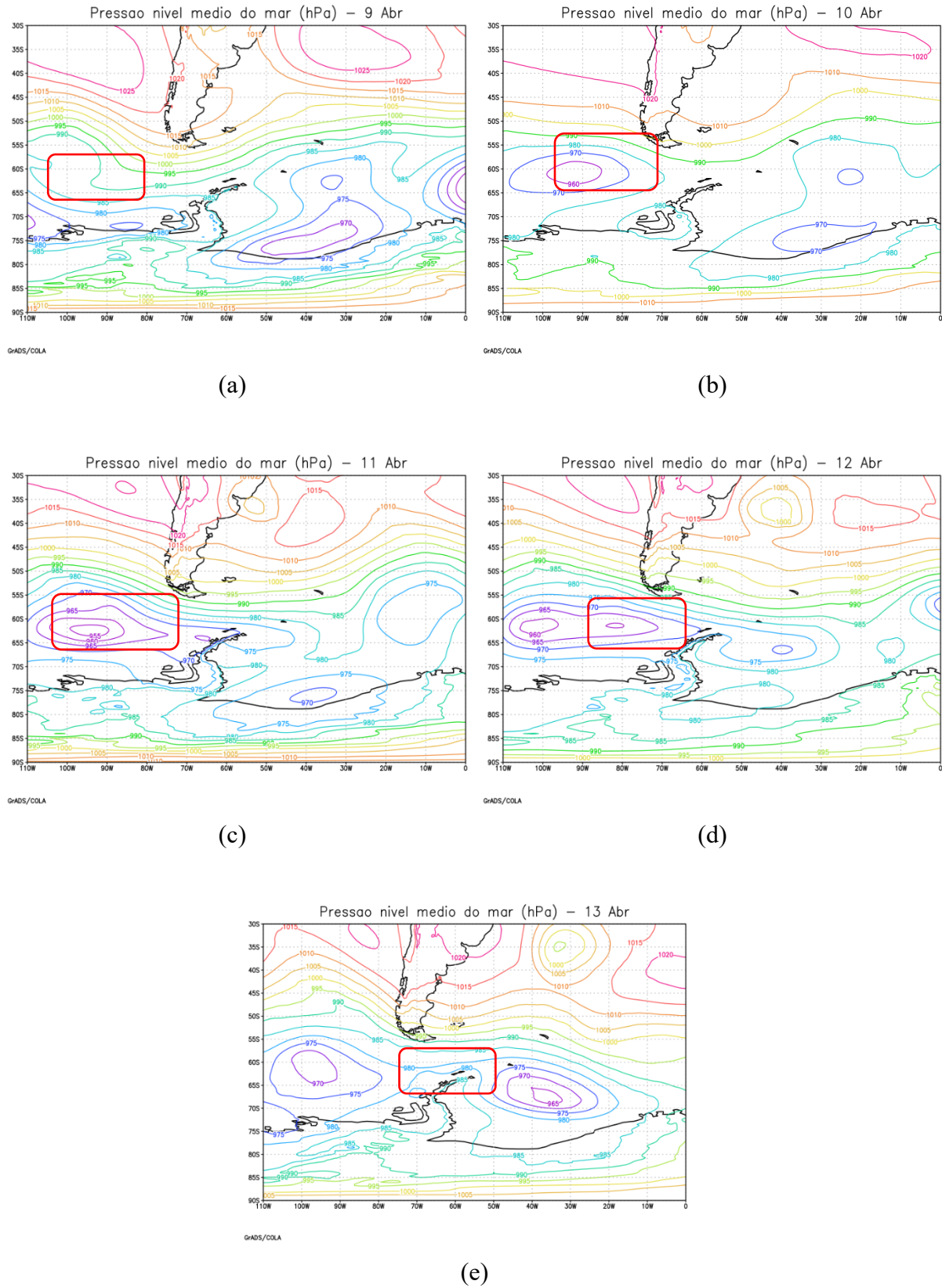


Figura 4.1 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

Nas imagens de satélite do canal infravermelho (Figura 4.2) nota-se atividade convectiva nas proximidades do centro do ciclone nos dois primeiros dias do seu aprofundamento (Figura 4.2a, 4.2b). À medida que a pressão caiu no centro do ciclone, a formação de nuvens convectivas contribuiu para o aquecimento diabático realizado pela liberação de calor latente na atmosfera durante a condensação no processo de formação de nuvens.

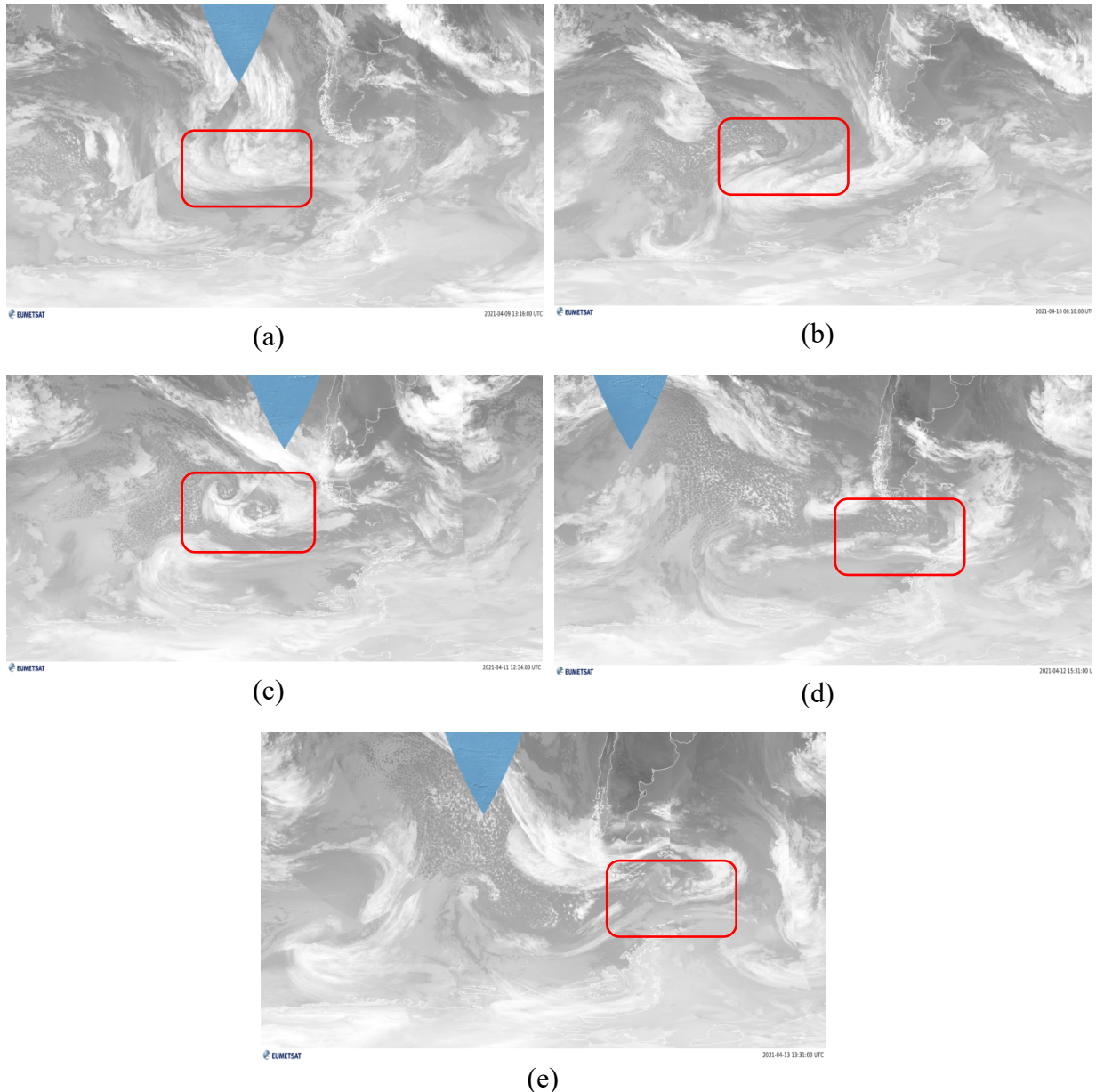
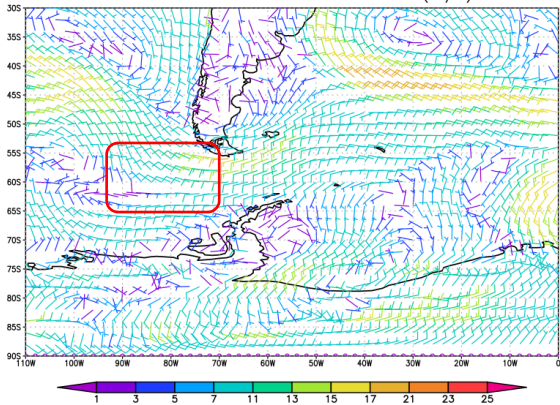


Figura 4.2 - Imagens de satélite para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.
Fonte: EUMETSAT VIEW.

A Figura 4.3 do campo de vento em a 10m mostra um centro de baixa pressão se fechando no dia 09, dando origem ao ciclone. A Figura 4.4b mostra que o jato em altos níveis cruza o centro do ciclone indicando a característica baroclínica do sistema de baixa pressão.

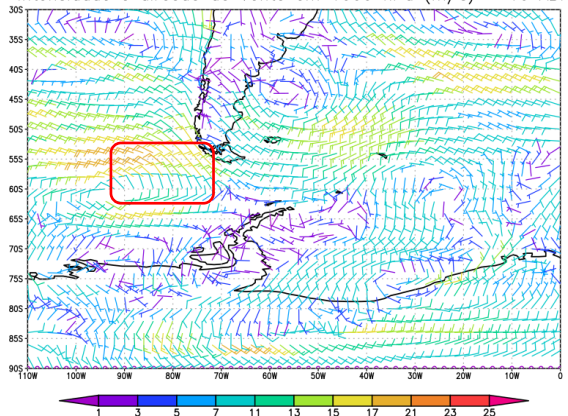
Além disso, o ciclone em superfície se forma à direita do eixo do cavado em médios e altos níveis, de forma que há uma inclinação do eixo vertical do sistema para oeste, contribuindo para seu aprofundamento. Na Figura 4.3 (b, c, d) nota-se o aprofundamento da baixa pressão, e a intensificação dos ventos no setor sul/sudeste do sistema, a Figura 4.3e, o ciclone já em dissipação, perde a sua configuração.

Intensidade e direção do Vento em 1000 hPa (m/s) – 09 ABR



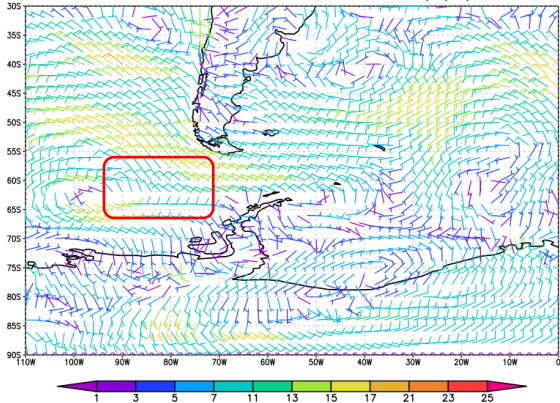
(a)

Intensidade e direção do Vento em 1000 hPa (m/s) – 10 ABR



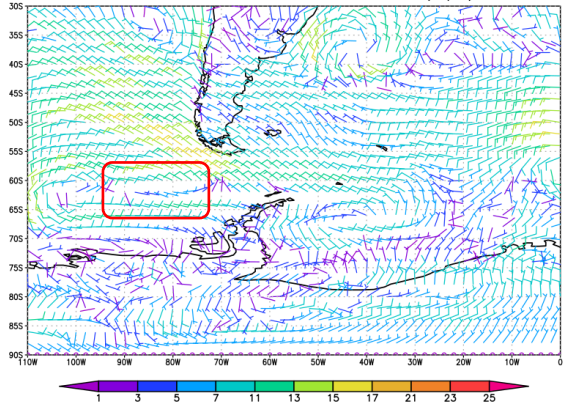
(b)

Intensidade e direção do Vento em 1000 hPa (m/s) – 11 ABR



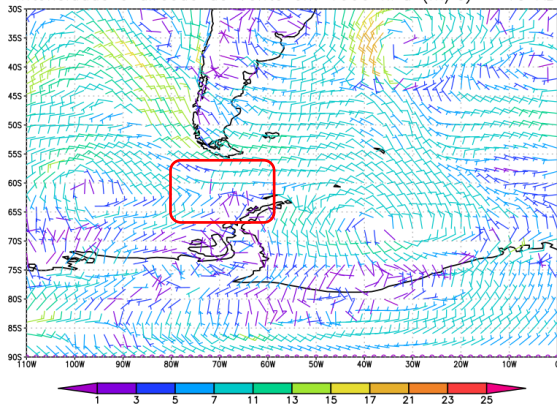
(c)

Intensidade e direção do Vento em 1000 hPa (m/s) – 12 ABR



(d)

Intensidade e direção do Vento em 1000 hPa (m/s) – 13 ABR



(e)

Figura 4.3 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

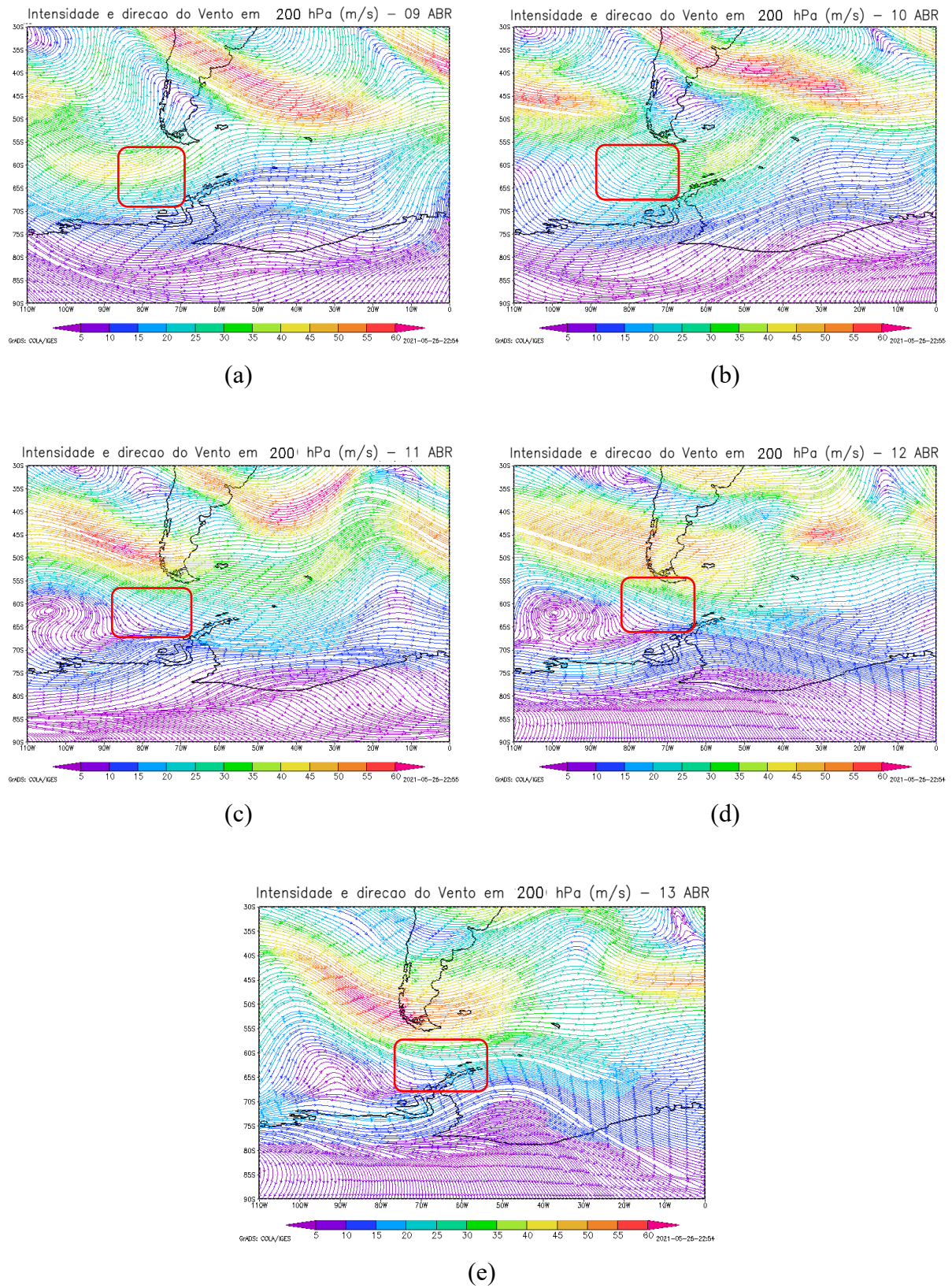


Figura 4.4 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

A Figura 4.5 (a, b, c, d, e) mostra o campo da Vorticidade Potencial (VP) negativa na área de formação da baixa pressão, em 1000 hPa, assim como em toda a região na qual o ciclone se desenvolveu. A VP permite analisar a contribuição de perturbações na alta troposfera para o desenvolvimento de ciclogêneses em superfície a leste destas perturbações. A VP negativa favorece a ciclogênese. Desta forma, pode-se observar abaixo valores de VP negativos em toda a região de formação e desenvolvimento do ciclone. (Baseado em Boris (2010), utilizou-se a unidade PVU (unidade de vorticidade potencial), onde 1 UVP é igual a $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$).

Pode-se notar valores -0.5 a -1.0 em todos os dias de duração do ciclone (a, b, c, d, e) e foram usados como limiares para determinar a PVU. Hoskins *et al.* (1985) apontaram que na troposfera, as unidades de VP, em módulo, são em geral menores que 1,5 PVU. Apontaram também que os valores entre 1,5 e 4 PVU tendem a se sobrepor ao limiar do ar estratosférico, representando a transição do ar troposférico para o estratosférico. Diversos autores consideram a superfície de 1,5 PVU como sendo a tropopausa dinâmica. Esses valores negativos de VP em baixos níveis na região da ciclogênese devem-se principalmente à advecção quente e úmida e a todo o processo diabático da região onde a ciclogênese ocorreu.

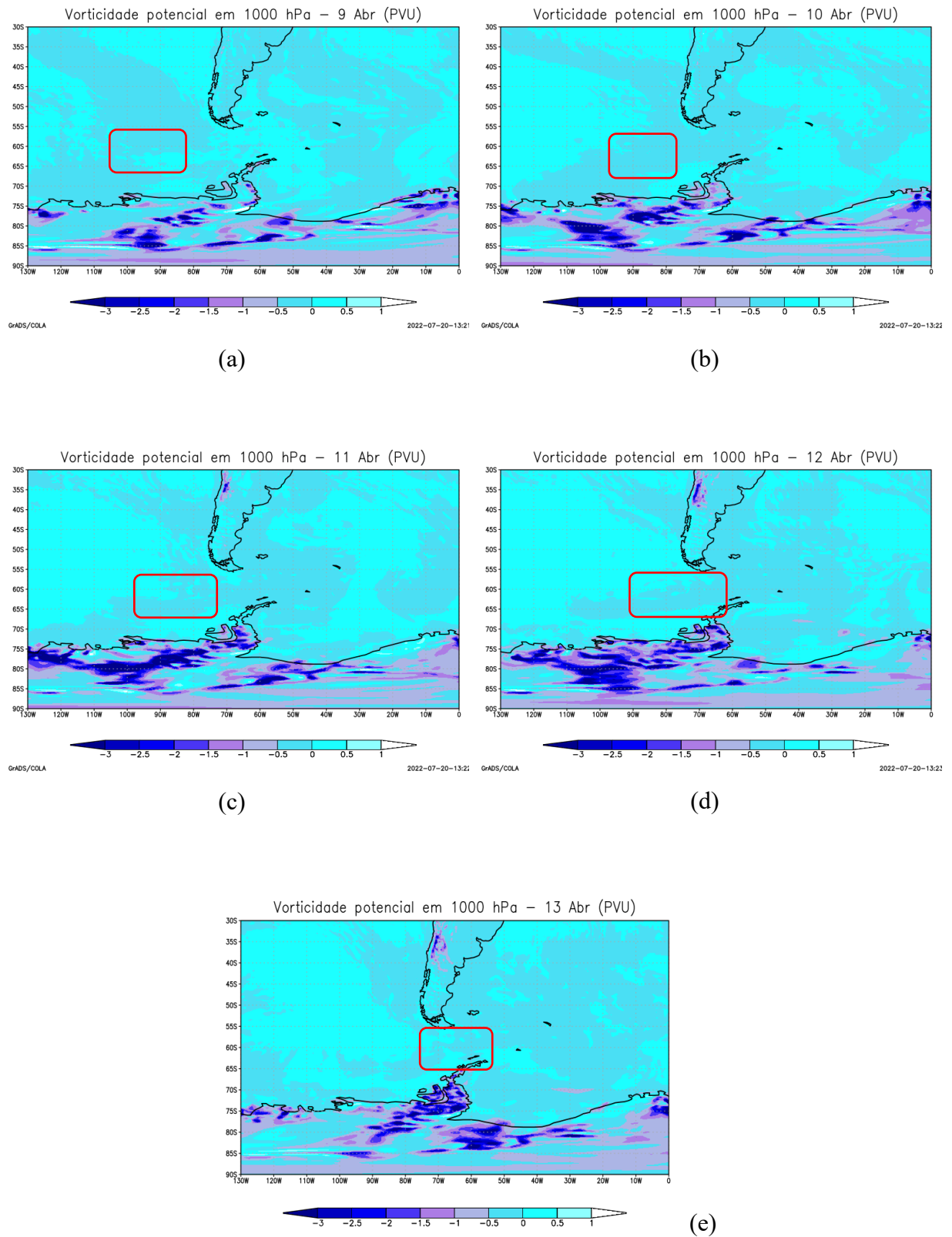


Figura 4.5 - Vortacidade Potencial (VP) em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

A Figura 4.6 (a, b, c, d, e) mostra os contrastes térmicos no interior do ciclone. No dia 09, nota-se um gradiente de espessura associado a condição baroclínica que dá origem à formação do ciclone. Entre os dias 10 e 12 nota-se que o ciclone se desenvolveu em uma massa de ar quente e homogênea (Figura 4.6 b, 4.6 c, 4.6 d) sem contrastes de temperatura evidentes na camada entre 900 hPa e 600 hPa, o que indica características barotrópicas no núcleo do ciclone. No dia 13 (Figura 4.6 e), o ciclone já está em processo de dissipação.

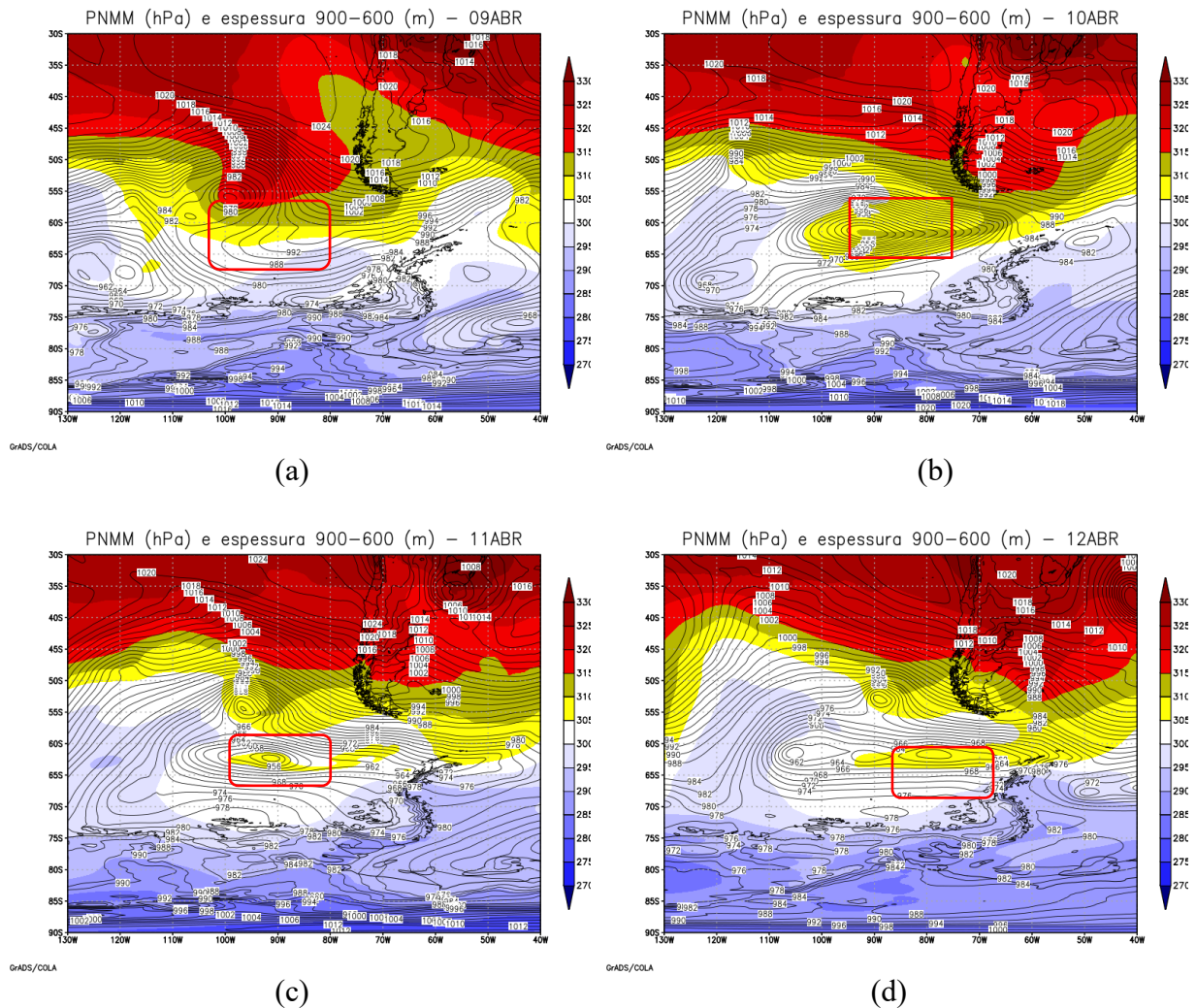


Figura 4.6 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

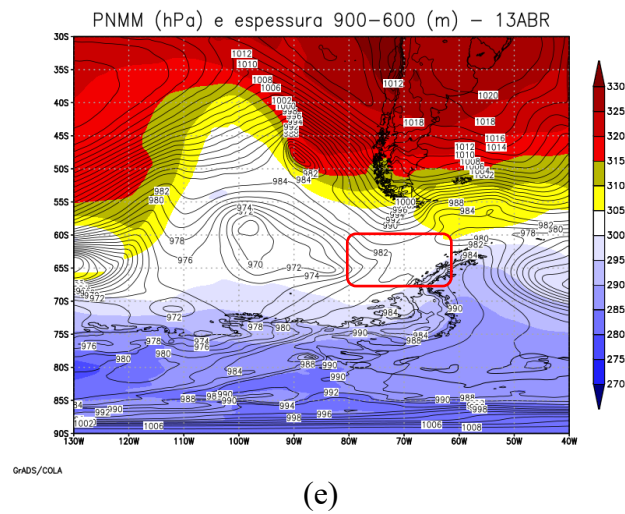


Figura 4.1 – Continuação. (e) 13/04.

Nos perfis apresentados na Figura 4.7, nota-se no dia 09 uma anomalia característica de um núcleo frio logo, a formação de um ciclone extratropical clássico. No dia 10, o perfil baroclínico fica evidente, com a anomalia diminuindo com a altura. Já no dia 11 o padrão muda. A anomalia é maior próxima a superfície, o que indica a configuração barotrópica. Nos dias 12 e 13 a configuração começa a mudar, indicando o enfraquecimento do sistema. (anomalia negativa varia com a altura, indicando barotropia). Analisando separadamente cada figura, pode-se chegar à conclusão de que se trata de um ciclone extratropical clássico e de um ciclone tropical. A sequência das análises mostra que o ciclone teve um rápido aprofundamento, ganhando um núcleo quente, e depois volta a sua configuração inicial de extratropical clássico, com seu núcleo frio em toda a coluna.

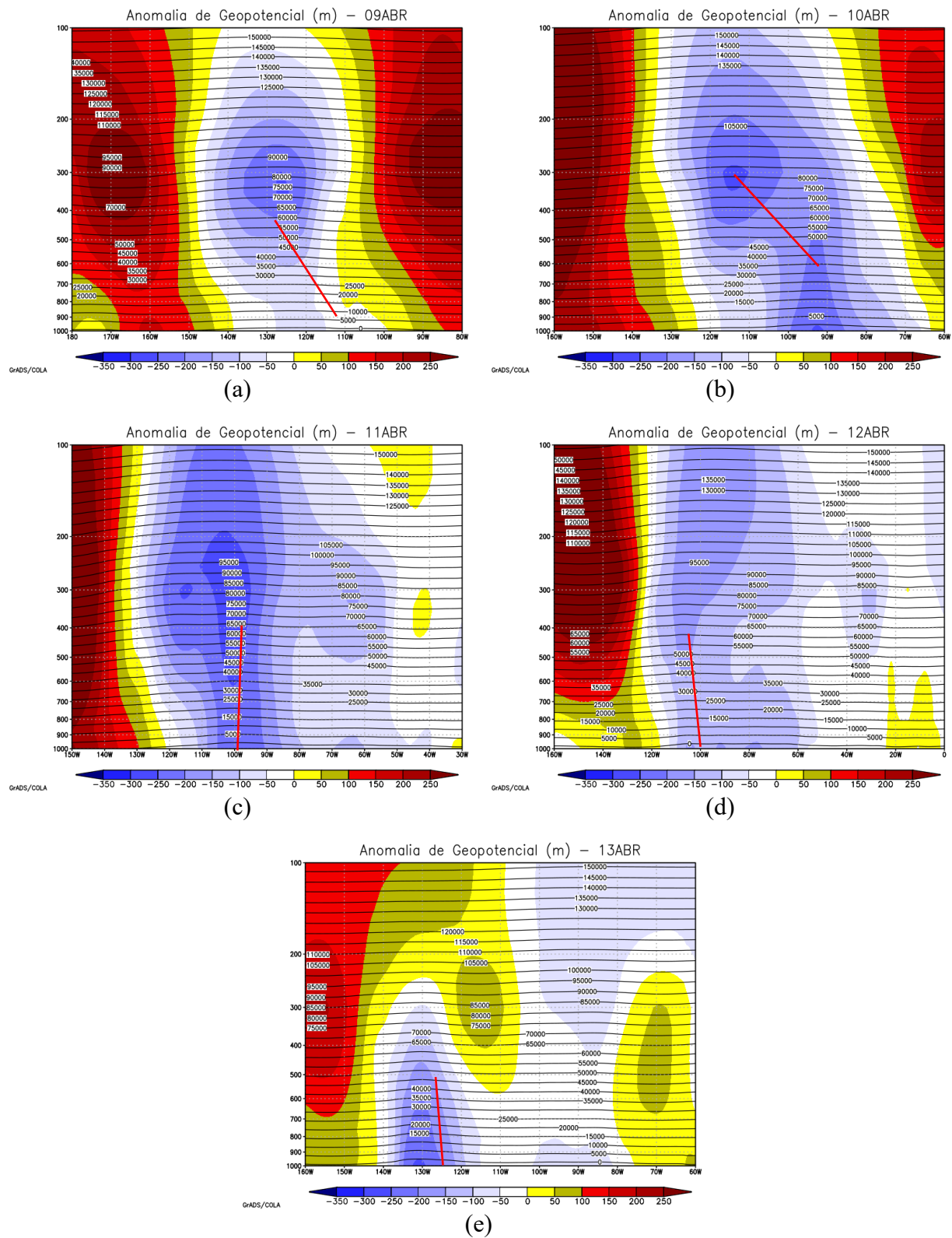


Figura 4.2 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial em relação à média zona gerados pela reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

Nos diagramas de fase do ciclone ¹ (Figura 4.8) observar-se que entre os dias 9 e 10, o ciclone apresenta forte assimetria, com B próximo de zero e núcleo assimétrico frio, caracterizando um ciclone extratropical clássico. Ao decorrer do dia 11 e 12 de abril, o ciclone fortalece o seu núcleo quente em baixos níveis, que coincide com o processo de oclusão do ciclone e a formação do aprisionamento quente do ciclone. Esse aprisionamento, segundo a bibliografia, pode ser observado na conversão da energia potencial em energia cinética diminuindo a inclinação e provocando a intrusão de ar frio no vórtice. Na Figura 4.8 a o cavado em altos níveis tende a se aproximar do cavado em baixos níveis, deixando o eixo praticamente vertical, ou seja, barotrópico. Durante o dia 13 de abril o ciclone tem uma redução da simetria térmica, voltando a posição de ciclone extratropical fraco, com núcleo frio. Na Figura 4.8 b evidencia a formação de um extratropical que passa por uma fase quente, evidenciando a formação do aprisionamento quente na sua fase madura.

Embora os resultados da reanálise não tenham mostrado resultados claros sobre a transição de fase do ciclone e do aprisionamento quente, os diagramas mostram que o ciclone extratropical foi um possível ciclone com aprisionamento quente, devido a presença da barotropia em sua fase mais profunda.

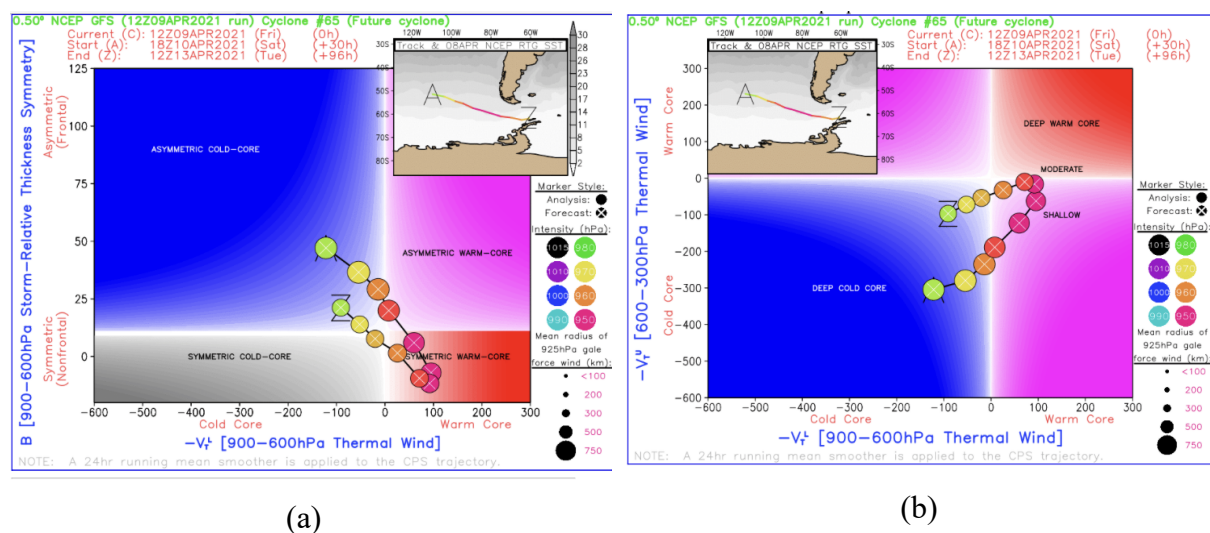


Figura 4.3 - Diagrama de fase de hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.
Fonte: moe.met.fsu.edu/cyclonephase/

No diagrama, nota-se que durante a transição de fase de extratropical para tropical há um forte fluxo de calor em superfície, favorecendo a intrusão de ar quente no centro do ciclone,

¹ Relacionam a simetria térmica e o vento térmico (A) e o vento térmico em toda a sua extensão (B).

assim como a redistribuição da VP que atinge picos negativos ao longo dos níveis mais altos da atmosfera.

4.1.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar

Na análise da cobertura de gelo marinho (Figura 4.9), pode-se observar a retração do gelo, e consequentemente associada a valores mais altos de TSM, que favorecem o derretimento do gelo. Logo, esse aquecimento devido a TSM (água líquida) resulta num aumento da Temperatura do ar, como visto na Figura 4.10. Porém, mesmo que a retração do gelo não favoreça as atividades ciclônicas mais intensas, outros fatores contribuíram para o desenvolvimento do aprisionamento quente. A Figura 4.9 (a, b, c, d, e) mostra toda a região de estudo praticamente livre de gelo marinho durante todo o desenvolvimento do ciclone.

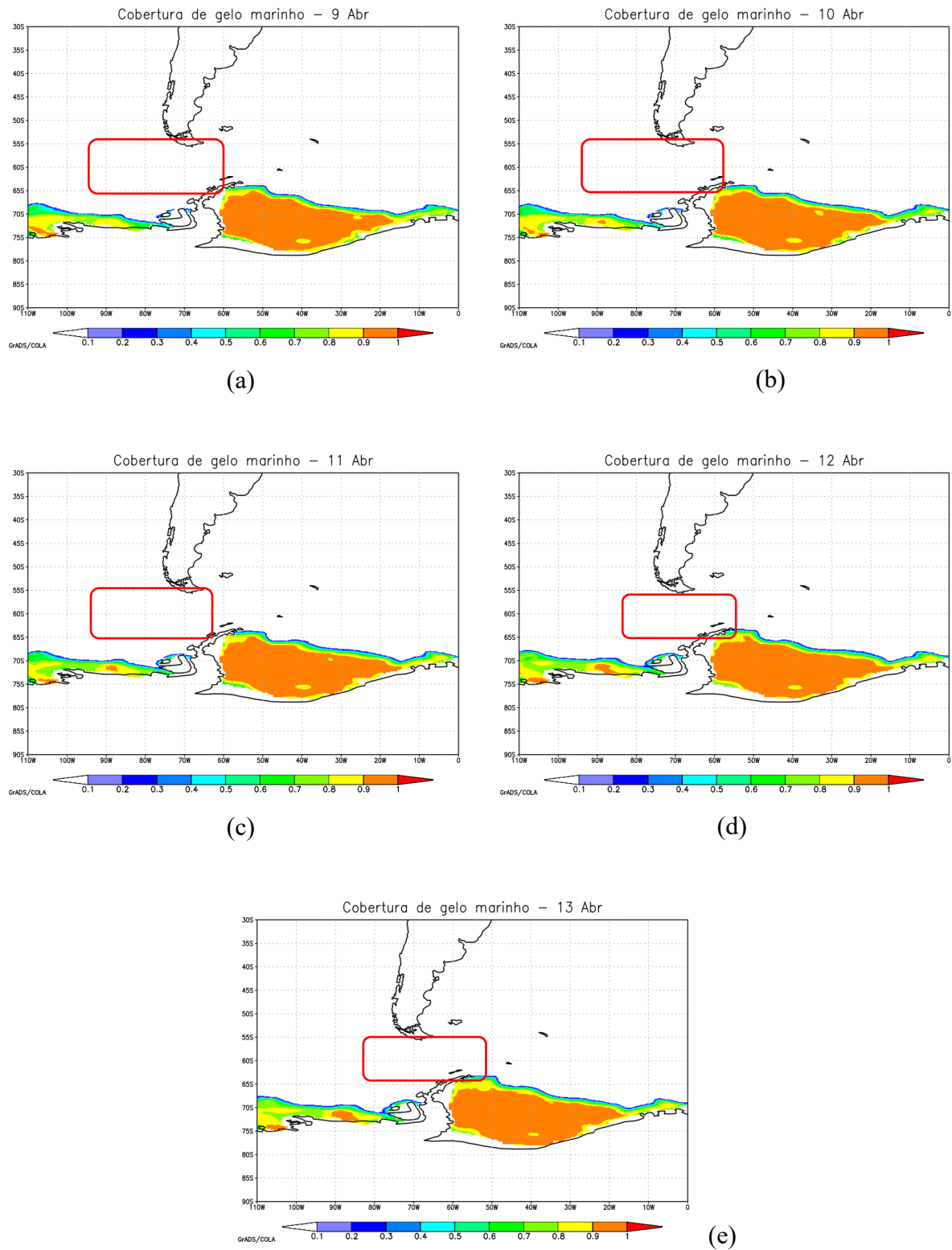


Figura 4.9 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

A Figura 4.10 (a, b, c, d, e) mostra a análise da temperatura do ar a 2 metros (T2M), variando de 0°C a 10°C, valores relativamente próximos da média climatológica. Os valores mais altos da temperatura do ar estão relacionados com os valores de TSM e a falta da cobertura

de gelo marinho, que é característico desse período do ano.

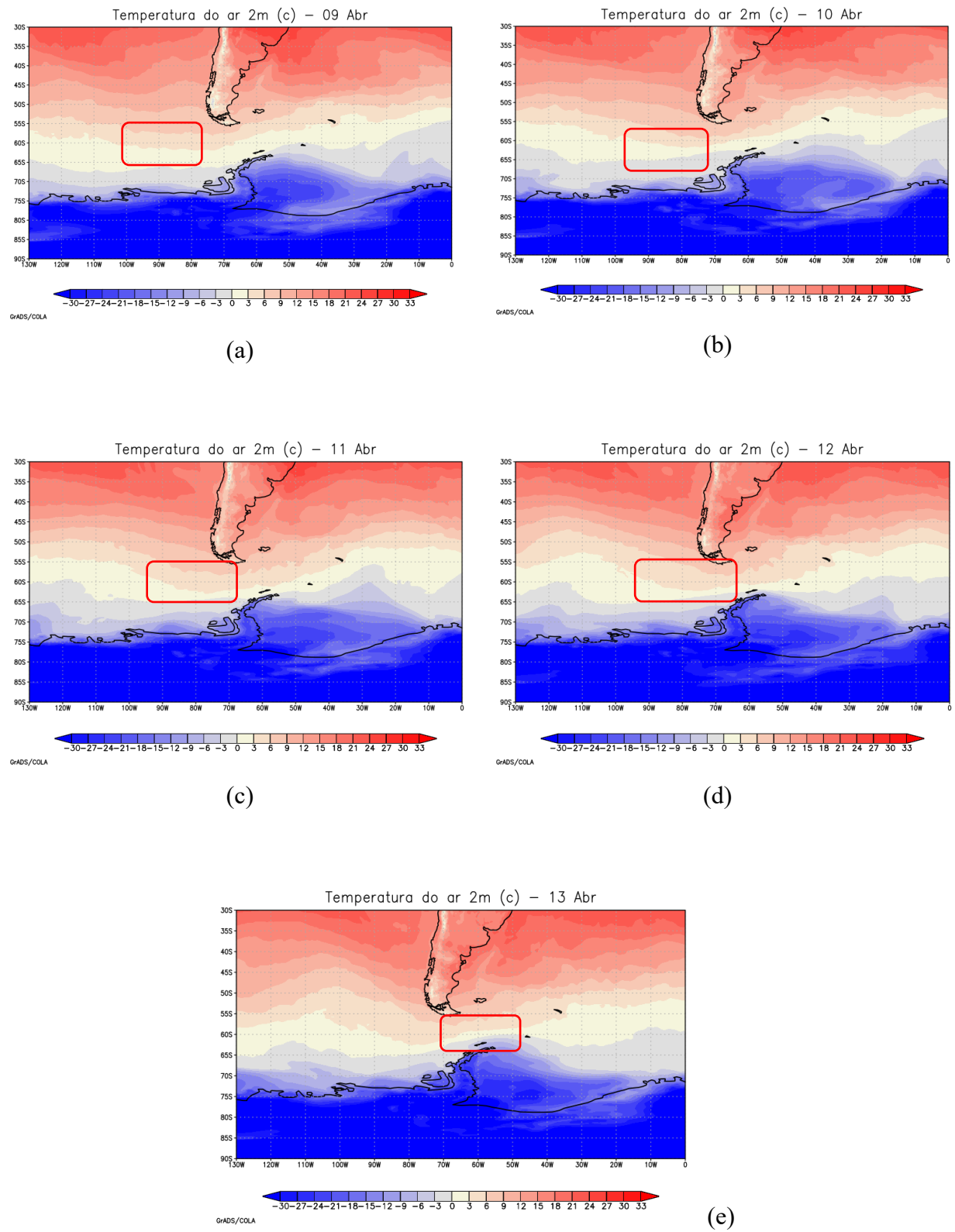


Figura 4.10 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

Os valores de TSM (Figura 4.11) variaram de 5° a 2°C em toda a região por onde o ciclone passa. No dia 11 de abril, quando o ciclone atinge seu núcleo mais profundo (de 955 hPa) e quente, ele passa por um gradiente de TSM de aproximadamente 5°C. Desta forma, pode-se associar o aprofundamento do ciclone com o gradiente de TSM e com o gradiente de temperatura do ar na região. Alguns estudos (WINSTON,1955; PYKE, 1965; SANDERS e GYAKUN,1980), mostraram relações entre o rápido aprofundamento do ciclone com as fortes trocas de calor latente e calor sensível entre o ar frio continental e as temperaturas relativamente quentes da superfície do mar. Estas trocas são mais intensas quando o ar frio se move rapidamente através de um intenso gradiente de TSM em direção às águas relativamente mais quentes que o ar.

Segundo o diagrama de fase, os resultados mostraram características de extratropical, com núcleo frio, passando para tropical, com núcleo quente, voltando a ser extratropical no seu final.

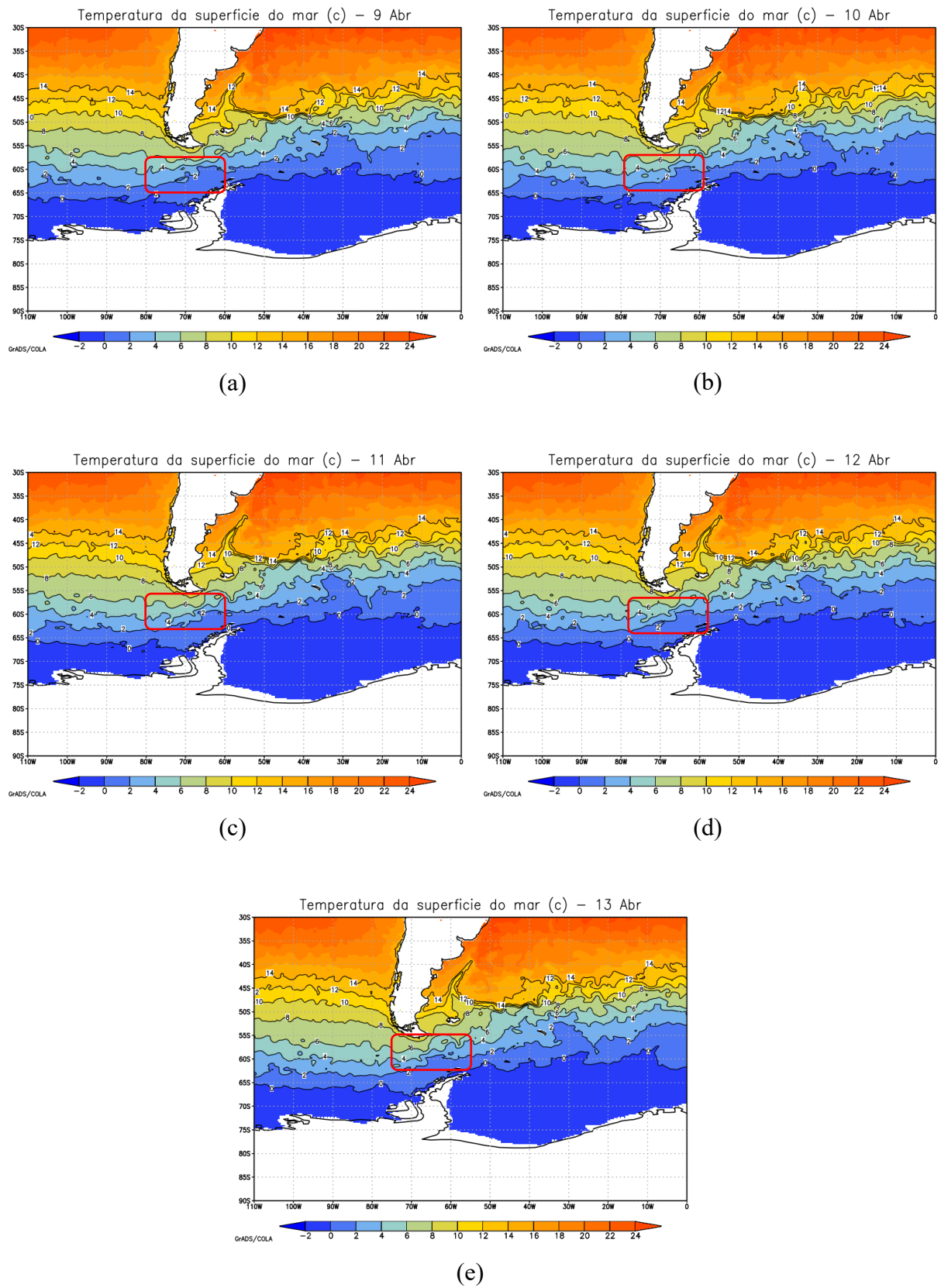


Figura 4.11 - Temperatura da superfície do mar (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 09/04, (b) 10/04, (c) 11/04, (d) 12/04 e (e) 13/04.

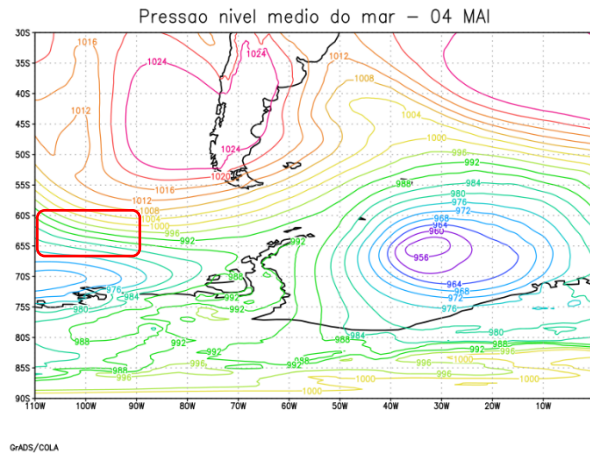
Assim, o ciclone escolhido pode ser classificado como um ciclone extratropical na sua formação e no seu decaimento, tendo passado por uma transição de fase, na sua fase de oclusão, com aprisionamento quente.

4.2 Caso 2: 04 a 09 de maio de 2021

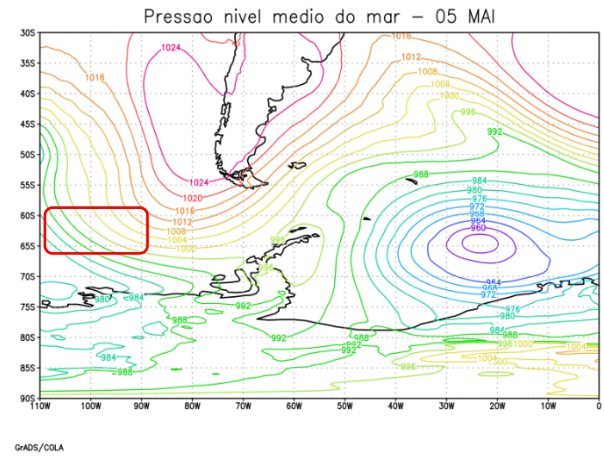
Este ciclone teve início no dia 04 de maio de 2021, às 12Z e término dia 09 de maio de 2021, às 18Z.

No dia 04 de maio (Figura 4.12 a), áreas de baixa pressão começaram a se aprofundar no sul do Oceano Pacífico. Este ciclone, assim como o primeiro apresentou movimento de NW. E ciclones de NW tendem a ser mais intensos.

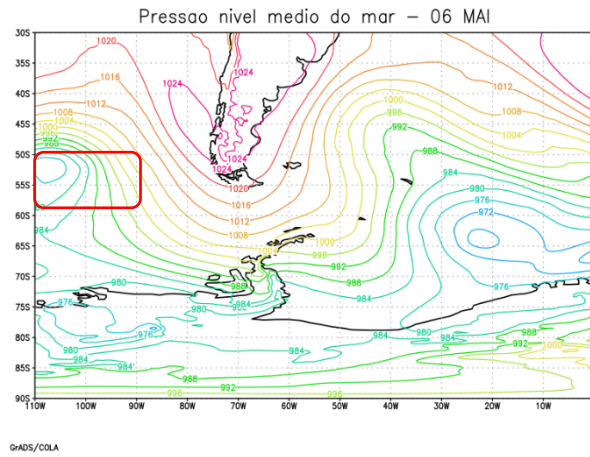
No dia 06 (Figura 4.12 c), o sistema de baixa pressão se fecha e atinge o valor de 978 hPa. Também se observa a presença de um cavado em altos níveis (Figura 4.15), dando suporte a intensificação do ciclone e para suas características baroclínicas, indicando queda da pressão no centro do ciclone. Entre os dias 07 e 09 (Figura 4.12 d, 4.12 e), o ciclone se move para o Mar de Bellingshausen, atingindo a Península Antártica no dia 08, com 964 hPa, sua máxima intensificação (Figura 4.12e). Nos dias seguintes, o ciclone estabilizou o seu aprofundamento, e começou a perder intensidade no dia 08 (Figura 4.12f), quando perdeu a sua configuração.



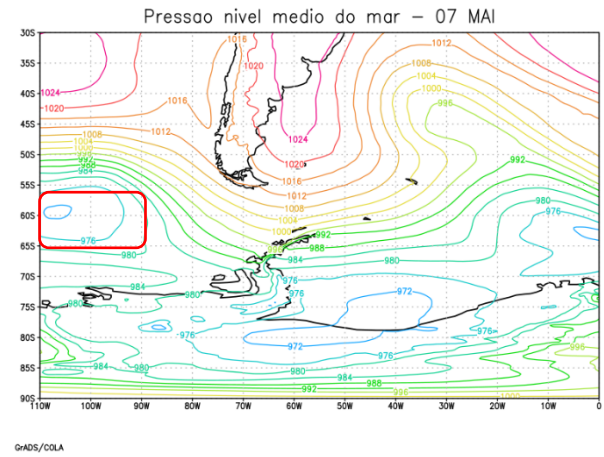
(a)



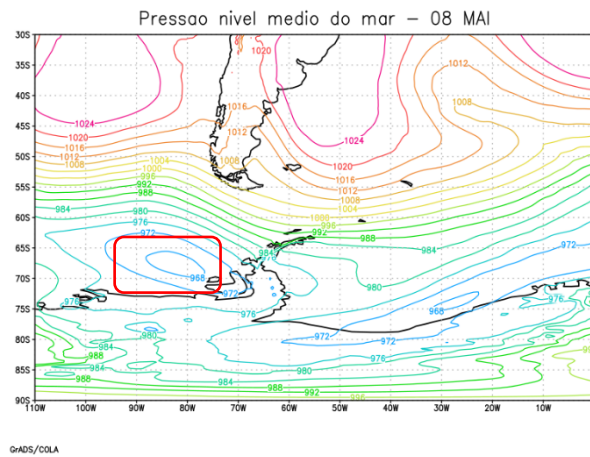
(b)



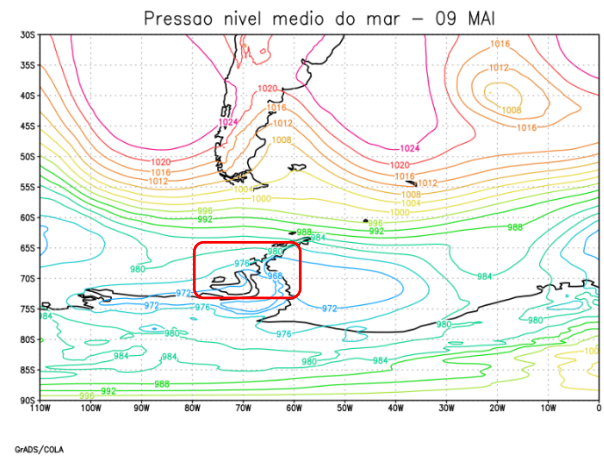
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.12 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05

Nas imagens de satélite do canal infravermelho (Figura 4.13) nota-se atividade convectiva nas proximidades do centro do ciclone nos dois primeiros dias do seu aprofundamento (Figura 4.13 c), favorecendo a formação de nuvens convectivas.

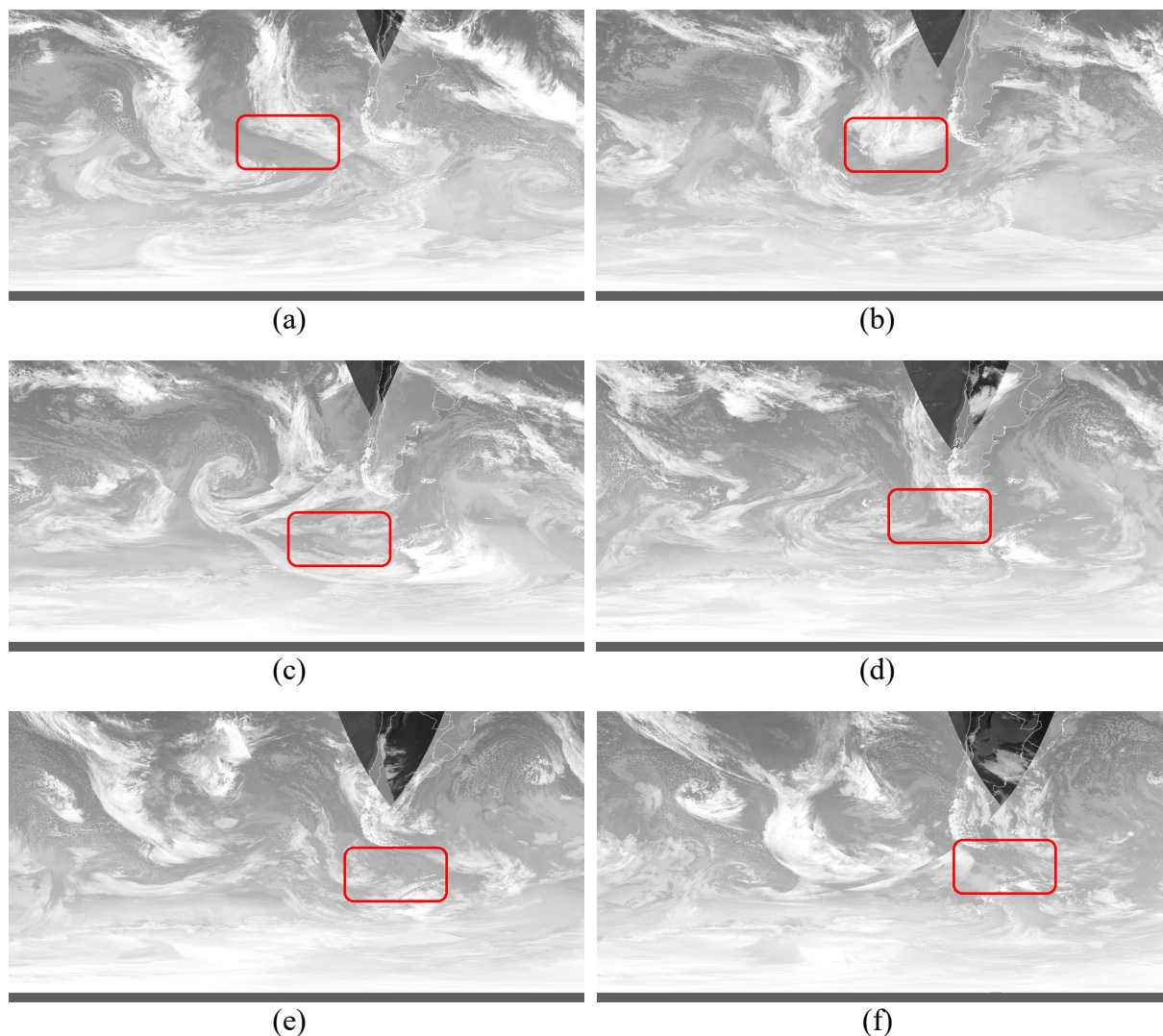


Figura 4.13 - Imagens de satélite para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05
Fonte: EUMETSAT VIEW.

A Figura 4.14 do campo de vento a 10m mostra um centro de baixa pressão se fechando no dia 06, dando origem ao ciclone. A Figura 4.15 b mostra que o jato em altos níveis cruza o centro do ciclone indicando a característica baroclínica do sistema de baixa pressão. Nas Figuras 4.14 (b, c, d) nota-se o aprofundamento da baixa pressão, e a intensificação dos ventos no setor norte/noroeste do sistema. A Figura 4.14e mostra o ciclone já em dissipação, em que perde sua configuração quando atinge a Península Antártica.

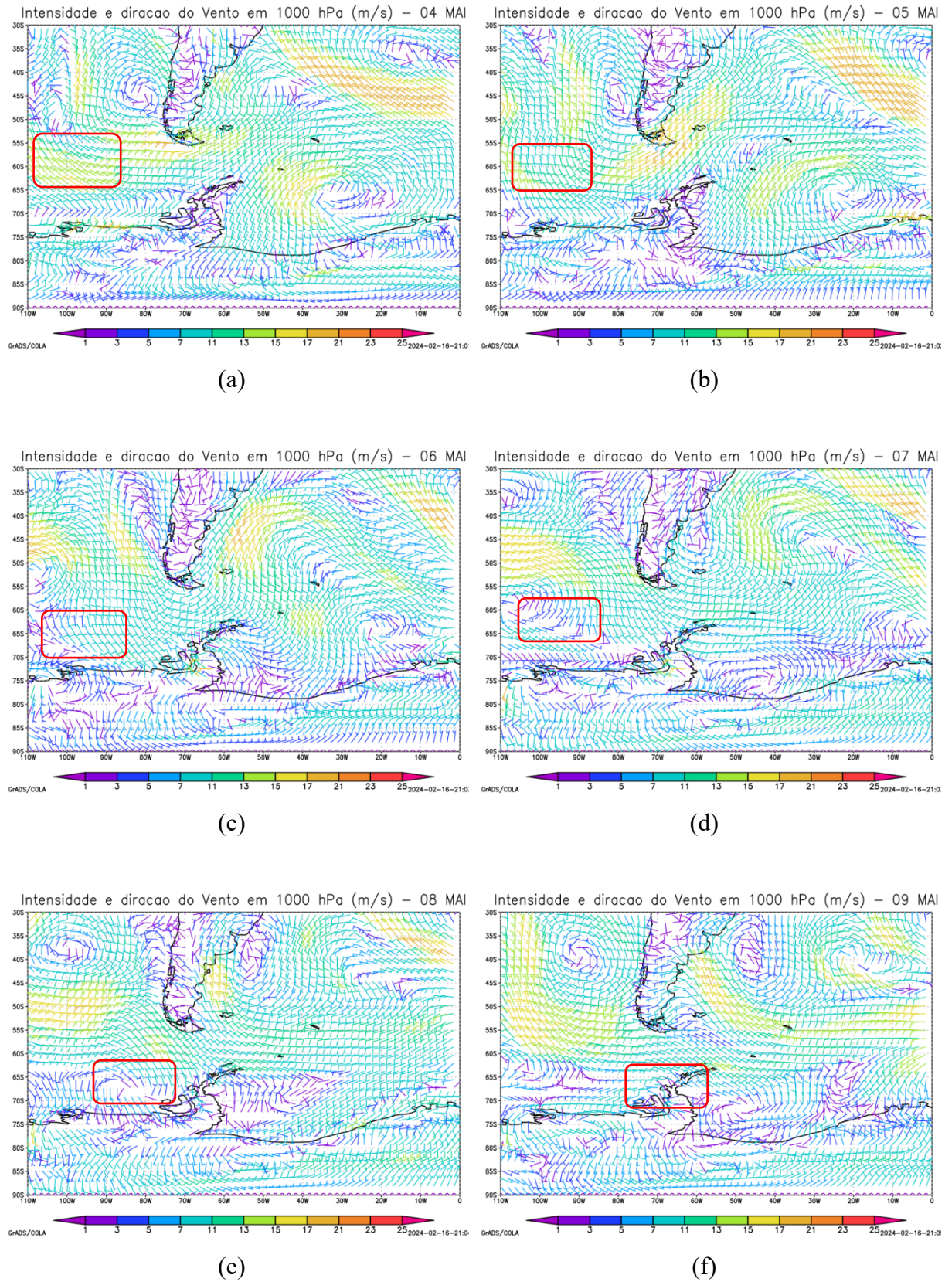


Figura 4.14 - Direção e intensidade do vento em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05

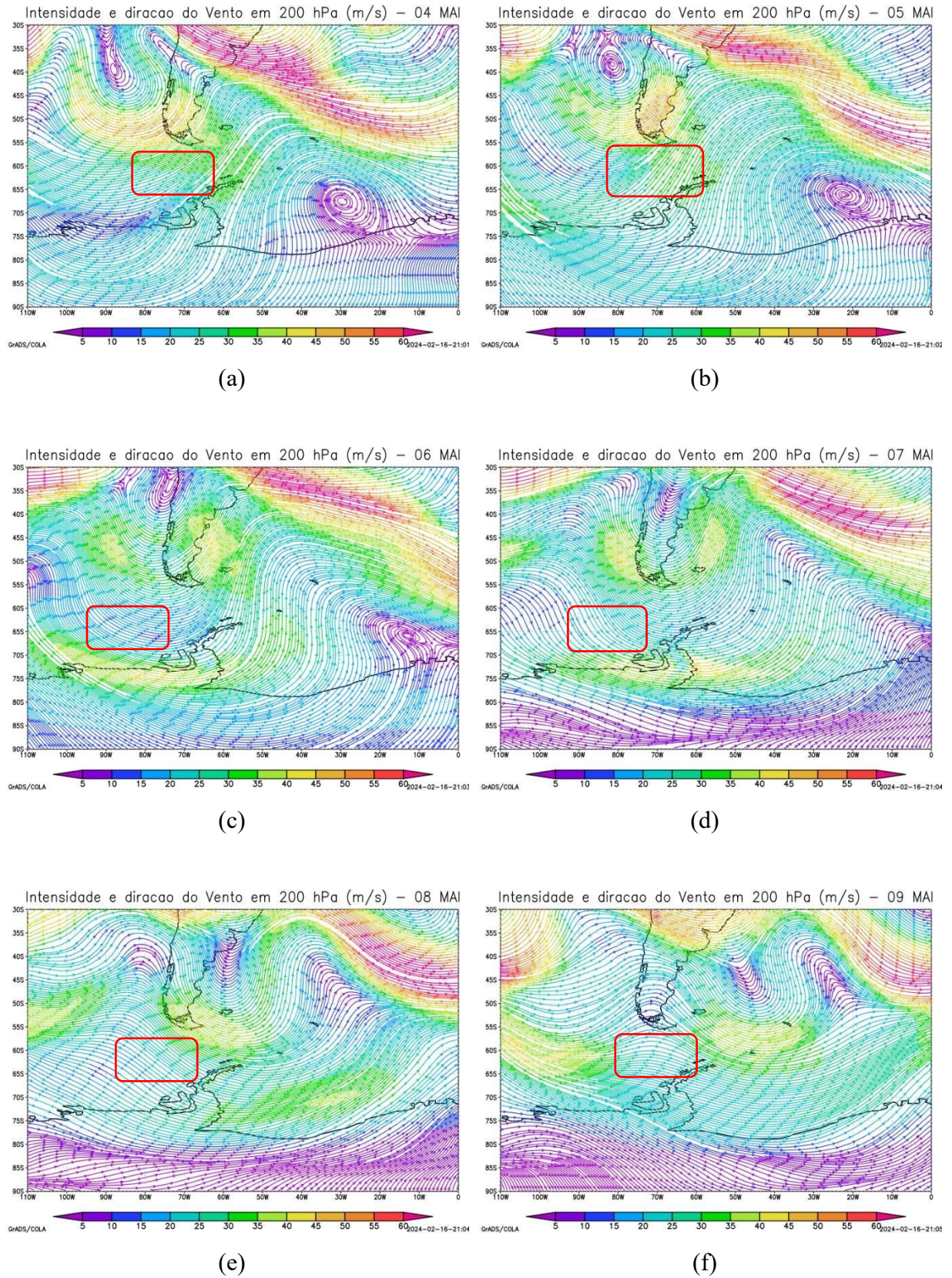


Figura 4.15 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05

A Figura 4.16 (a, b, c, d, e) mostra a VP negativa na área de formação da baixa pressão, em 1000 hPa, assim como em toda a região na qual o ciclone se desenvolveu.

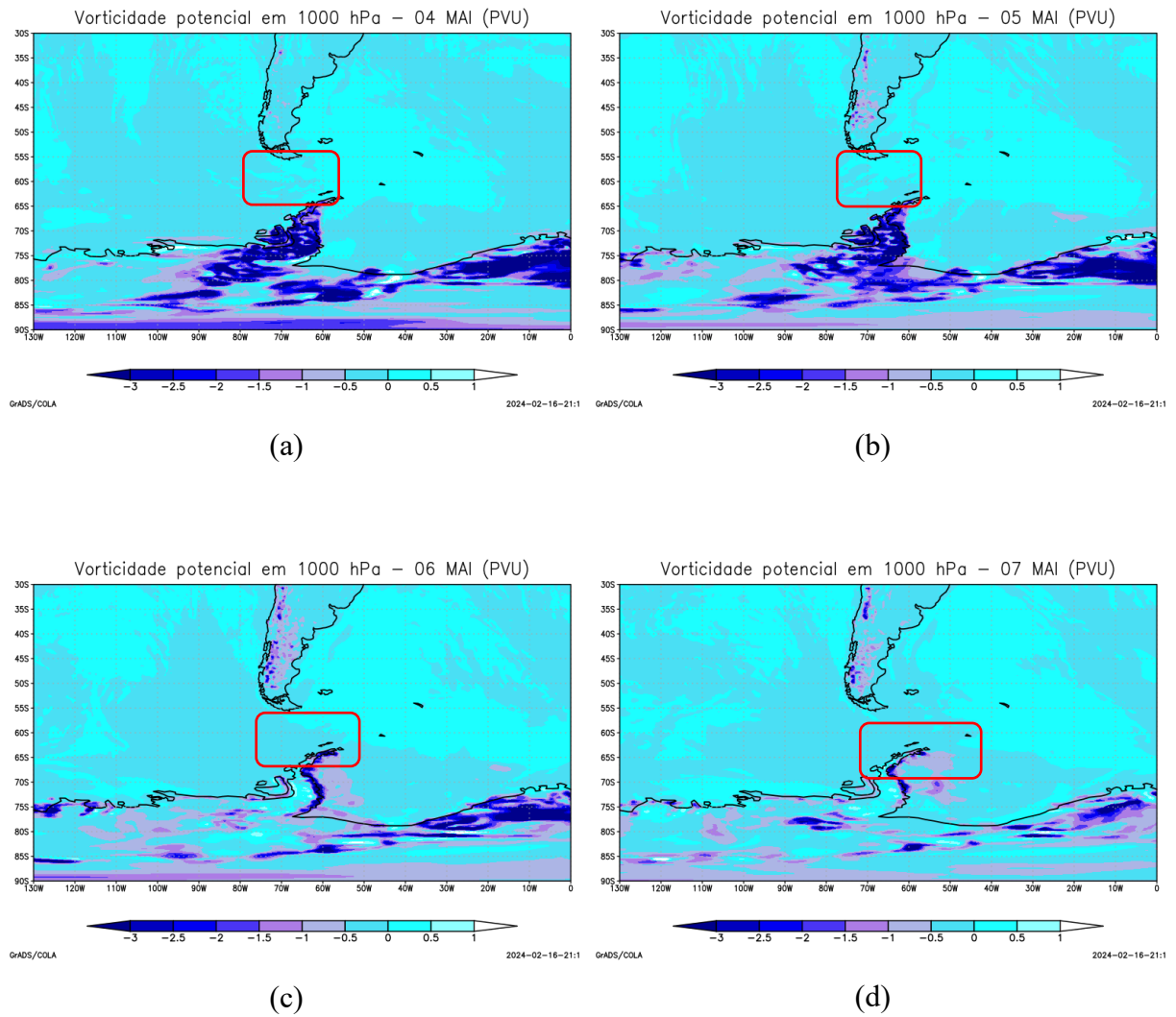


Figura 4.16 - Vorticidade Potencial em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.

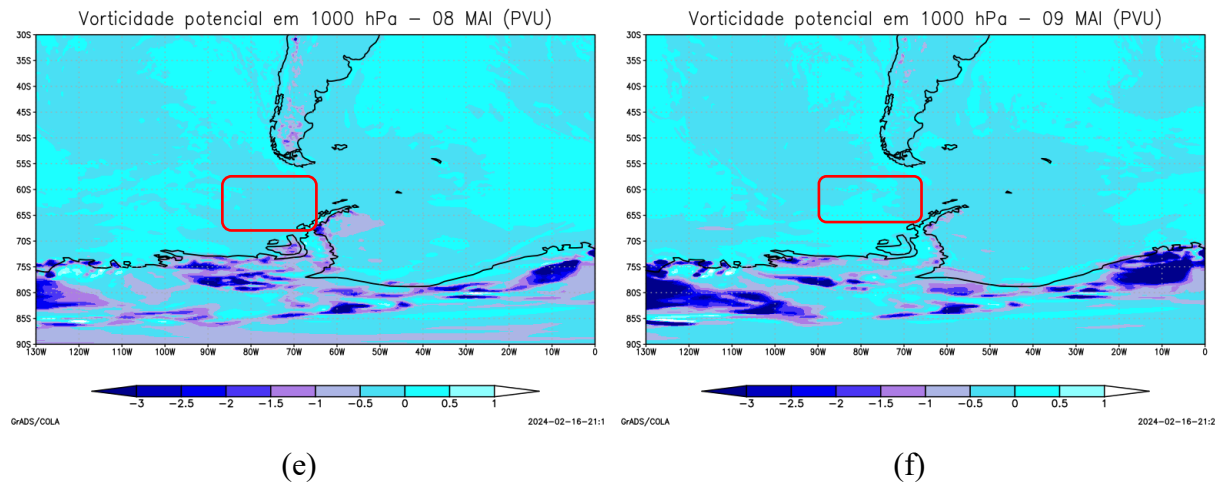
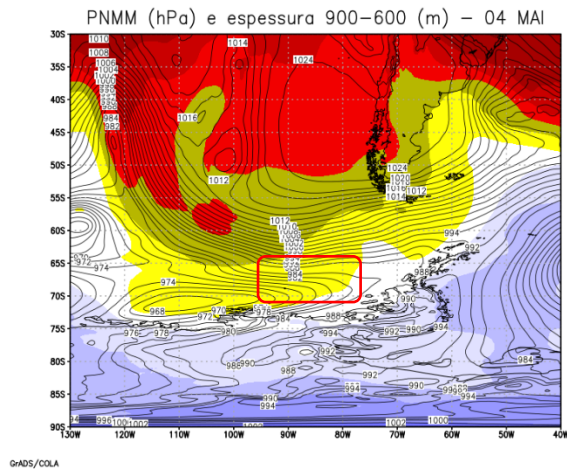
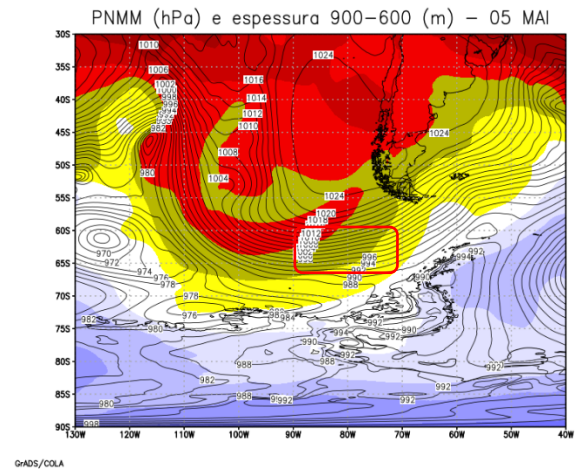


Figura 4.16 – Continuação. (e) 08/05 e (f) 09/05

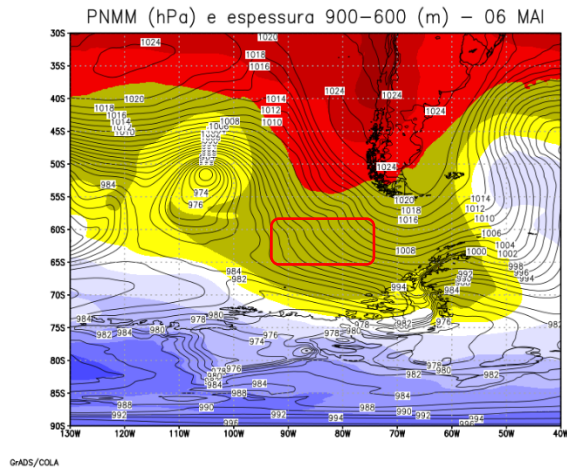
A Figura 4.17 (a, b, c, d, e, f) mostra os contrastes térmicos no interior do ciclone. No dia 04, observa-se um gradiente de espessura que dá origem à formação do ciclone. Entre os dias 06 e 08 nota-se que o ciclone se desenvolveu em uma massa de ar quente e homogênea (Figura 4.17 b, 4.17 c, 4.17 d) sem contrastes de temperatura evidentes na camada entre 900 hPa e 600 hPa, o que indica características barotrópicas no núcleo do ciclone. No dia 09 (Figura 4.17 e), o ciclone já está em processo de dissipação.



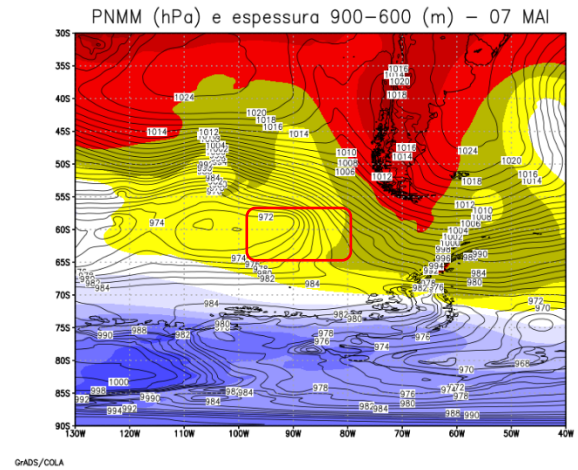
(a)



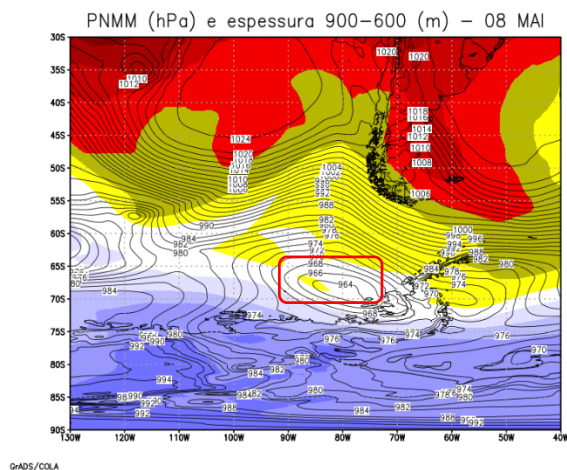
(b)



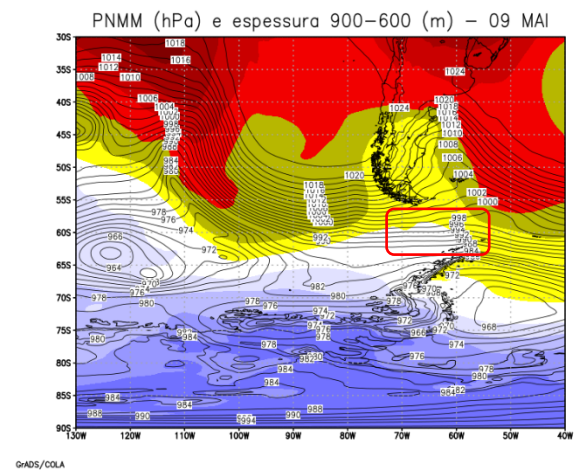
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.17 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05

Nos perfis apresentados na Figura 4.18, no dia 04 observa-se uma anomalia característica de um núcleo frio, formando um CEC. No dia 06, o perfil baroclínico fica evidente, com a

anomalia diminuindo com a altura, mudando de padrão no dia 07. A anomalia fica maior próxima a superfície, indicando barotropia. Nos dias 08 e 09 a configuração muda novamente, associada ao enfraquecimento do sistema. Analisando separadamente cada figura, pode-se chegar à conclusão de que se trata de um ciclone extratropical clássico e depois um ciclone com características de ciclone tropical, devido a seu rápido aprofundamento, seguido de um enfraquecimento, voltando para o núcleo frio.

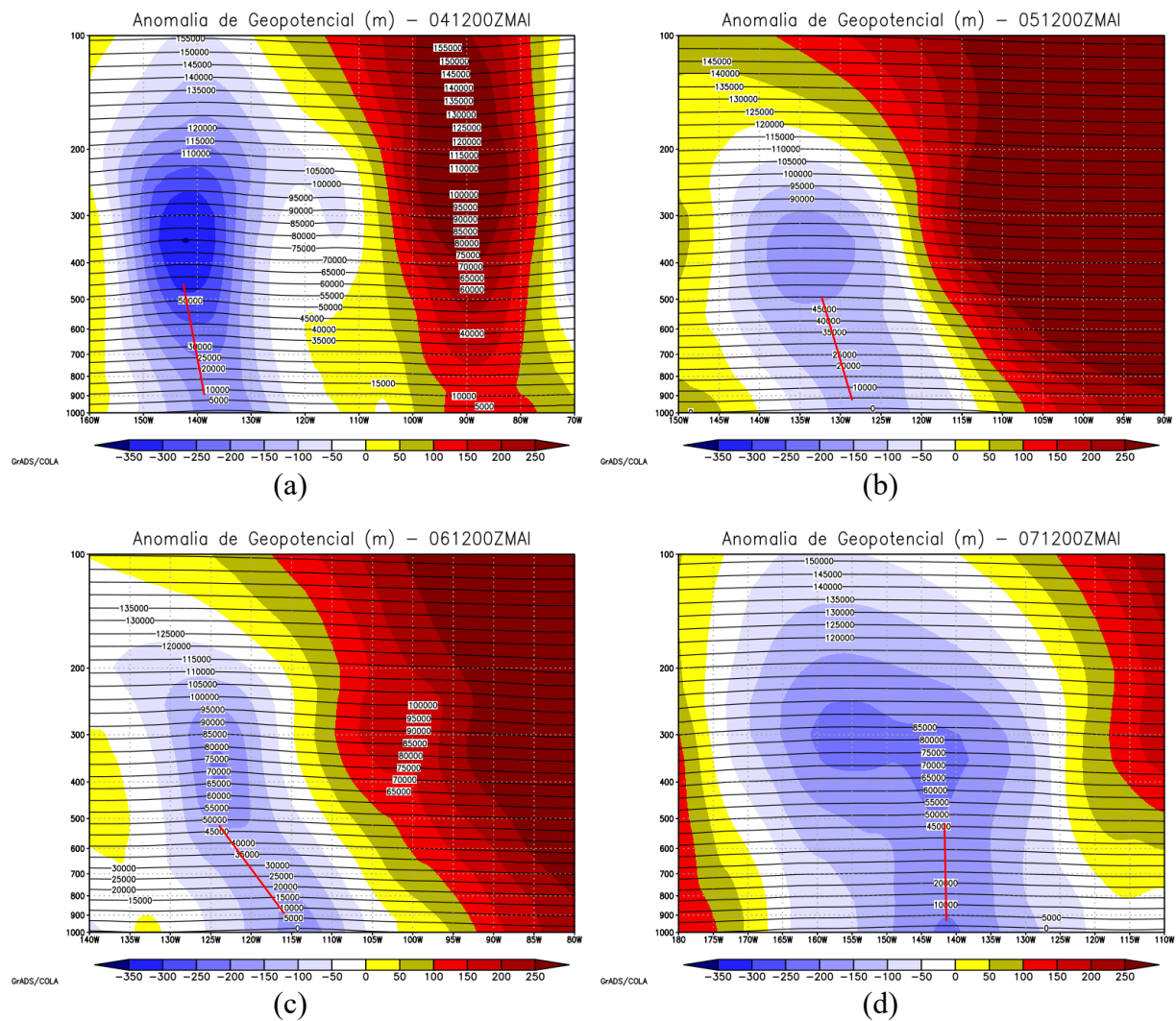


Figura 4.18 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial gerados a partir da reanálise ERA5 em relação à média zonal para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05

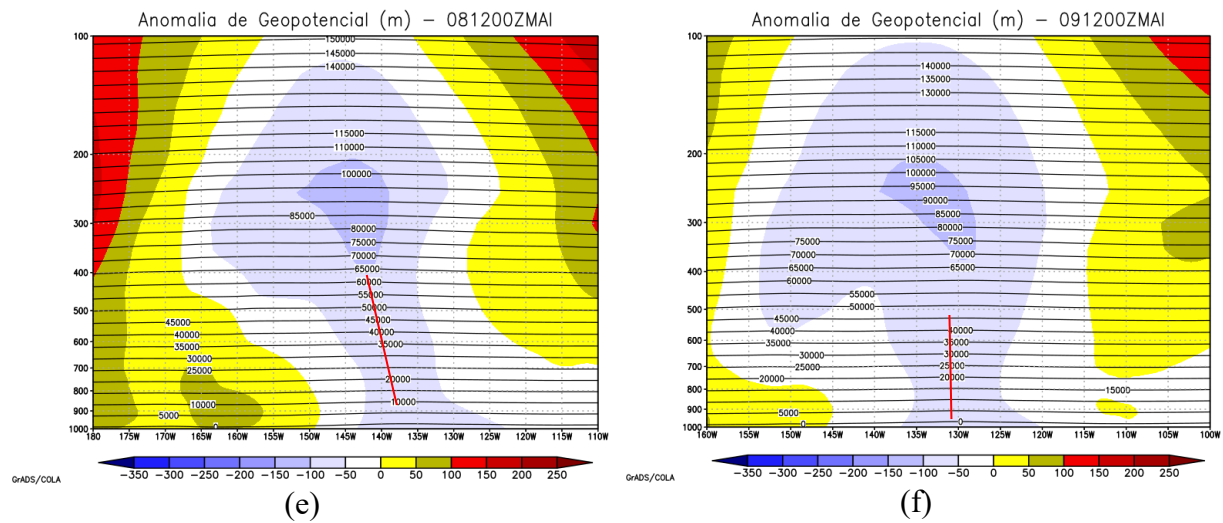


Figura 4.18 – Continuação. (e) 08/05 e (f) 09/05

Nos dias 4 e 5 (figura 4.19), o ciclone apresenta forte simetria, com B próximo de zero e núcleo assimétrico frio, caracterizando um ciclone extratropical clássico. Ao decorrer do dia 06 e 07, o ciclone fortalece o seu núcleo quente em baixos níveis, que coincide com o processo de oclusão do ciclone e a formação do aprisionamento quente. O cavado em altos níveis tende a se aproximar do cavado em baixos níveis, deixando o eixo barotrópico (Figura 4.15). Já durante o dia 08 o ciclone tem uma redução da simetria térmica, voltando a posição de ciclone extratropical fraco, com núcleo frio. A Figura 4.19 evidencia a formação de um extratropical que passa por uma fase quente, evidenciando a formação do aprisionamento quente na sua fase madura, assim como mostrado no ciclone anterior, em abril.

Tal qual o ciclone anterior, os campos de reanálise não caracterizam bem o aprisionamento quente, somente a ferramenta do diagrama de fases, assim como a anomalia de geopotencial.

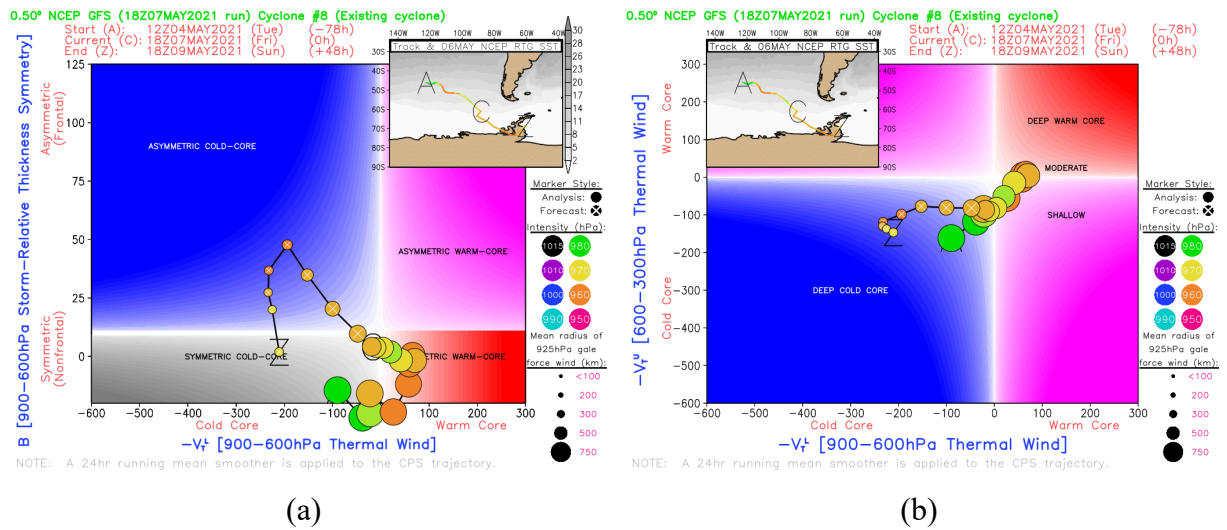
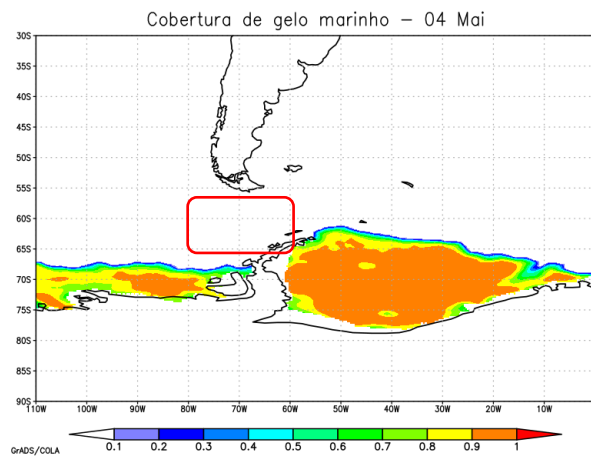


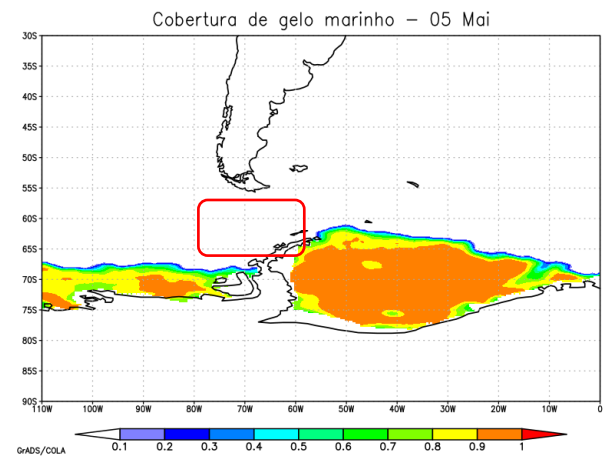
Figura 4.19 - Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.
 Fonte: moe.met.fsu.edu/cyclonephase/

4.2.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar

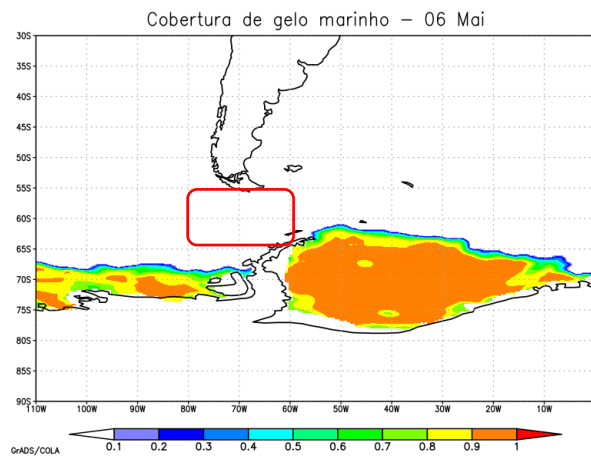
Na análise da cobertura de gelo marinho (Figura 4.20), associa-se a retração do gelo marinho aos valores de TSM, que favorecem o derretimento do gelo. A Figura 4.20 (a, b, c, d, e) mostra toda a região de estudo praticamente livre de gelo marinho durante todo o desenvolvimento do ciclone. Logo, os fatores contribuíram para o desenvolvimento e fortalecimento do aprisionamento quente.



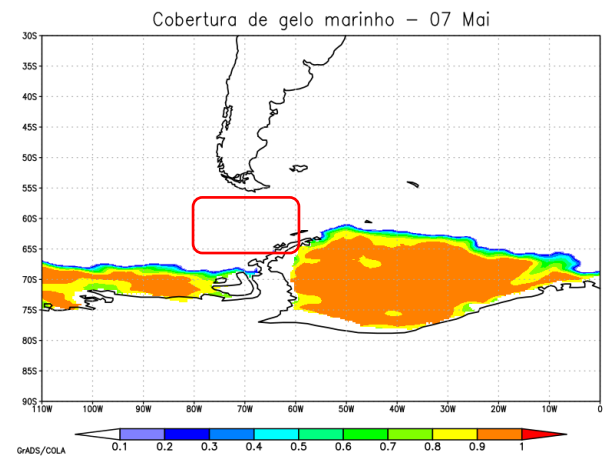
(a)



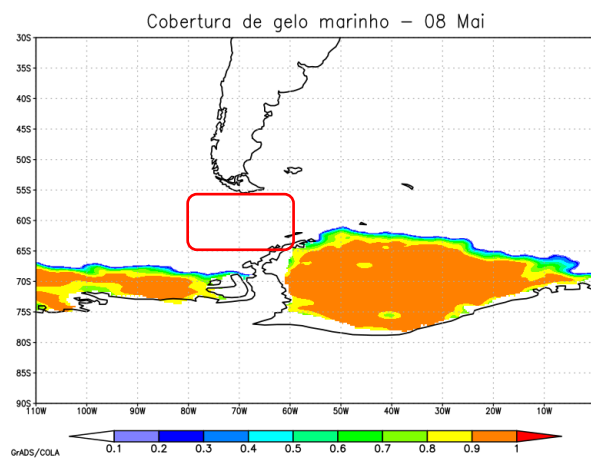
(b)



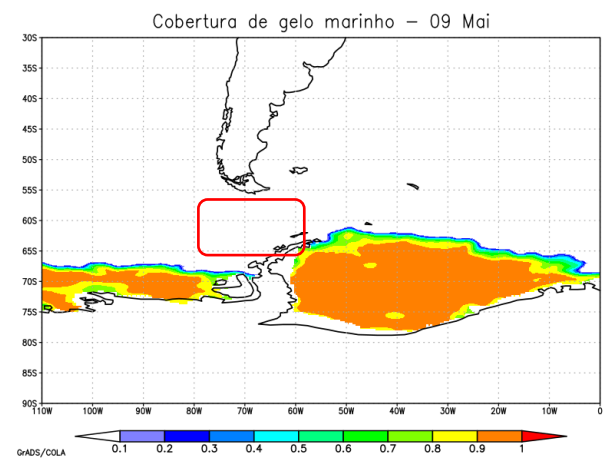
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.20 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.

A Figura 4.21 (a, b, c, d, e) mostra a análise da T2M, variando de 0°C a 6°C, valores próximos da média climatológica para a região, nesta época do ano. Associando apenas TSM, gelo e T2M, apenas, não se pode relacionar a intensificação do ciclone estudado.

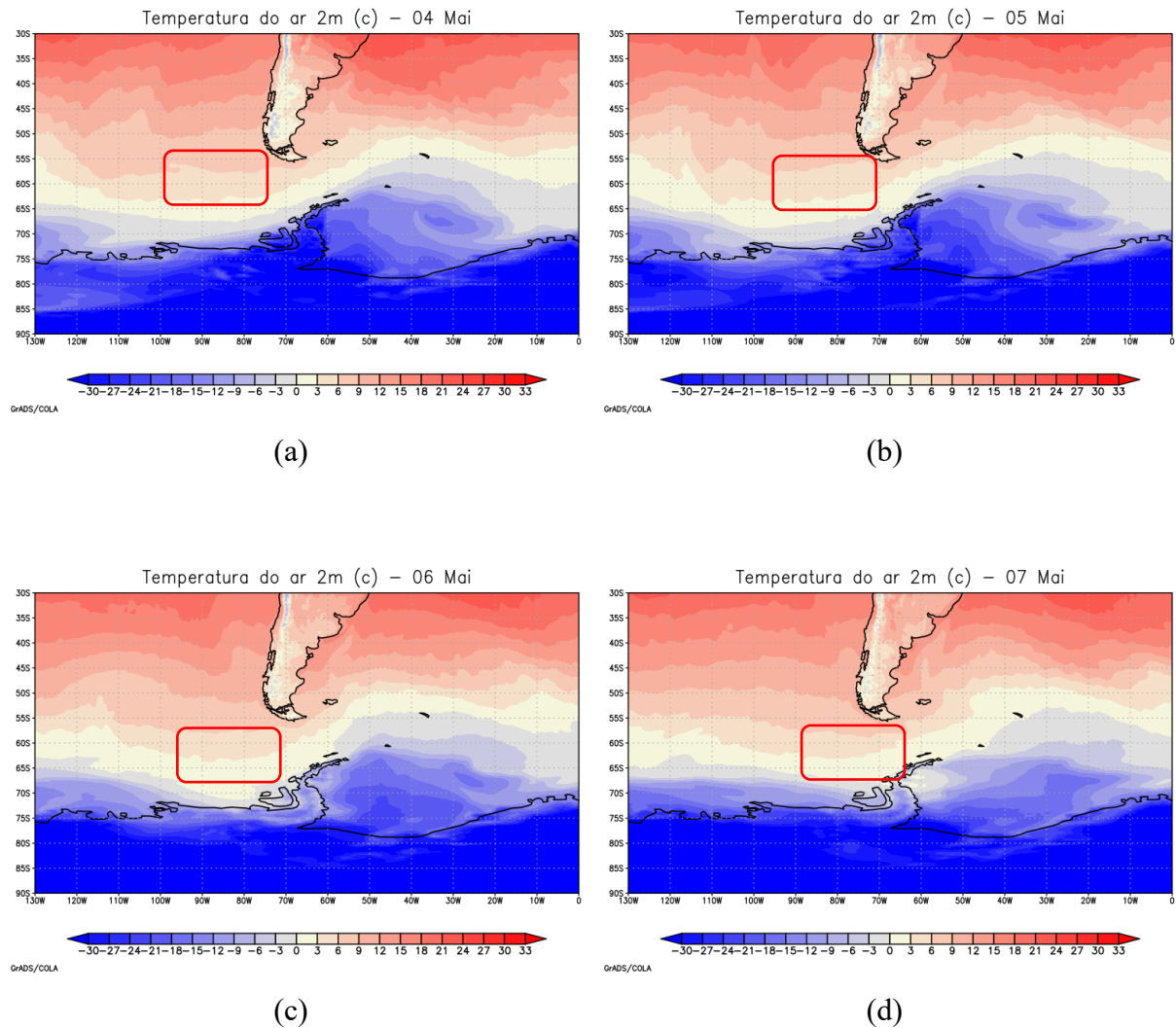


Figura 4.21 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.

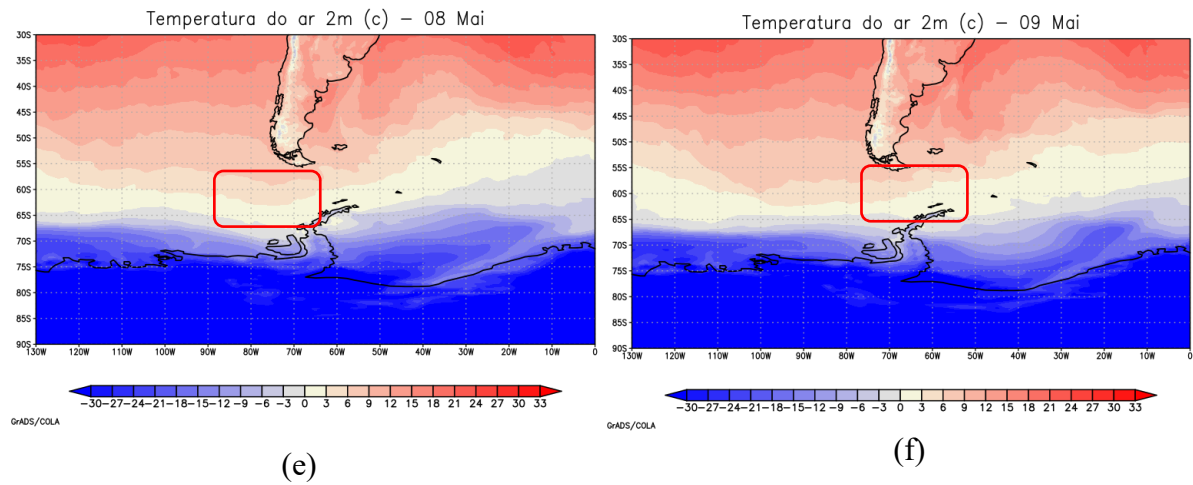


Figura 4.21 – Continuação. (e) 08/05 e (f) 09/05.

Os valores de TSM (Figura 4.22) variam de 12° a 0°C em toda a região por onde o ciclone passa. No dia 06 de maio, quando o ciclone atinge seu núcleo mais profundo (de 964 hPa) e quente, ele passa por um gradiente de TSM de aproximadamente 6°C . Esse intenso gradiente de TSM, junto ao gradiente de T2M, pode ser associado ao aprofundamento do ciclone estudado.

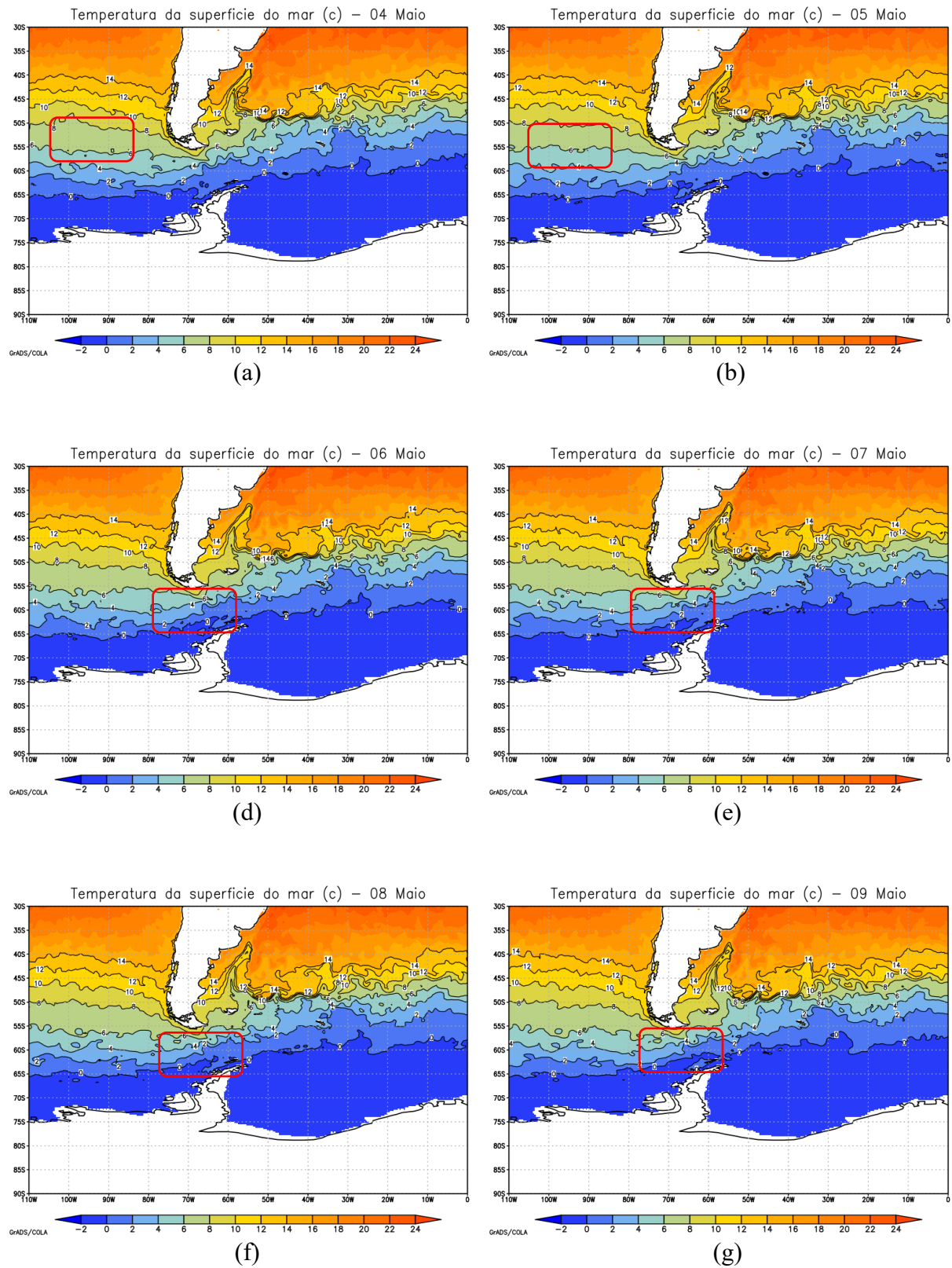


Figura 4.22 - Temperatura da superfície do mar (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 04/05, (b) 05/05, (c) 06/05, (d) 07/05, (e) 08/05 e (f) 09/05.

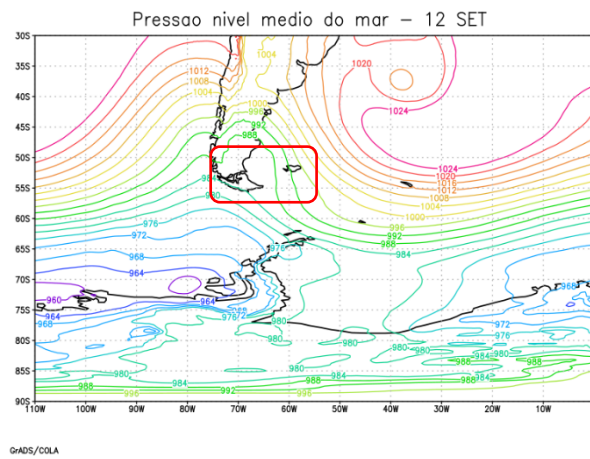
O ciclone ocorrido no mês de maio pode ser classificado como um ciclone extratropical na sua formação, passando por uma transição de fase na oclusão, com aprisionamento quente, e núcleo barotrópico em baixos níveis, no seu desenvolvimento. Tal qual mostrado no diagrama de fase, o ciclone apresentou características de extratropical, com núcleo frio passando para tropical, com núcleo quente, e perdendo sua força. Assim como o ciclone de abril, a anomalia de geopotencial e espessura, quando analisadas junto do diagrama de Hart, foram os melhores campos para a conclusão da análise.

4.3 Caso 3: 12 a 17 de setembro de 2021

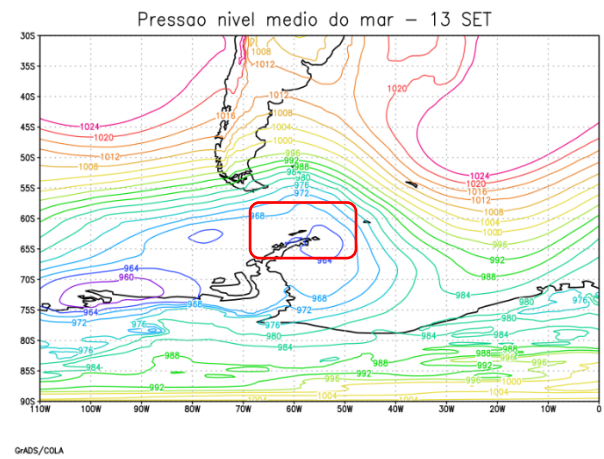
Este ciclone teve início no dia 12 de setembro de 2021, às 12Z e término dia 17 de setembro de 2021, às 18Z.

No dia 12 de setembro (Figura 4.23), áreas de baixa pressão começaram a cavar no sul da América do Sul, região próximas às Ilhas Malvinas, descendo em direção ao Estreito de Drake e atingindo a ponta da Península Antártica entre os dias 13 e 14 de setembro, quando seu núcleo começa a se aprofundar.

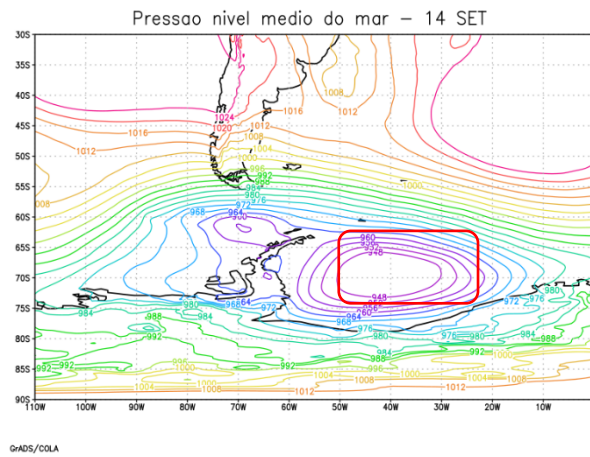
No dia 13 de setembro, o sistema de baixa pressão se fecha e atinge o valor de 962 hPa, atingindo a Península Antártica. Entre os dias 14 e 16 de setembro (Figuras 4.23 c, 4.23 d, 4.23 e), o ciclone se moveu para o Mar de Weddell, com núcleo de 942 hPa, (seu máximo aprofundamento), em seguida, perdendo força, e dissipando sobre o Mar de Weddell.



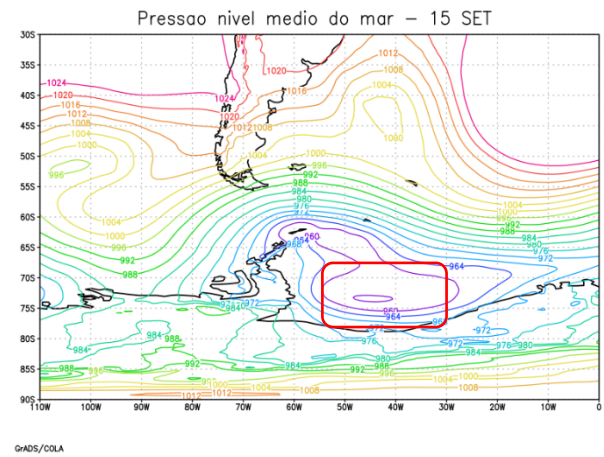
(a)



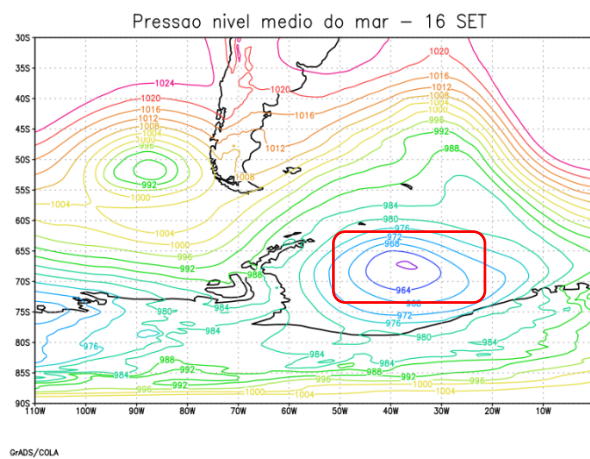
(b)



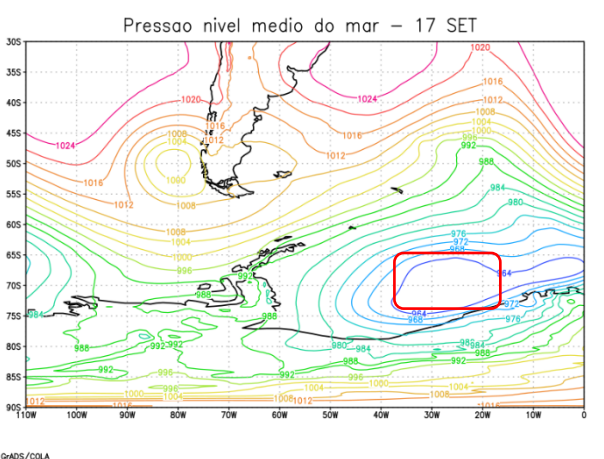
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.23 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

Nas imagens de satélite do canal infravermelho (Figura 4.24) mostra intensa atividade convectiva na região de formação do ciclone. Este teve sua formação no sul da América do Sul e sua trajetória de NW/SW, ao contrário dos outros dois ciclones mostrados anteriormente. Seu aprofundamento ocorre sobre o Mar de Weddell e seu enfraquecimento sobre a Península Antártica.

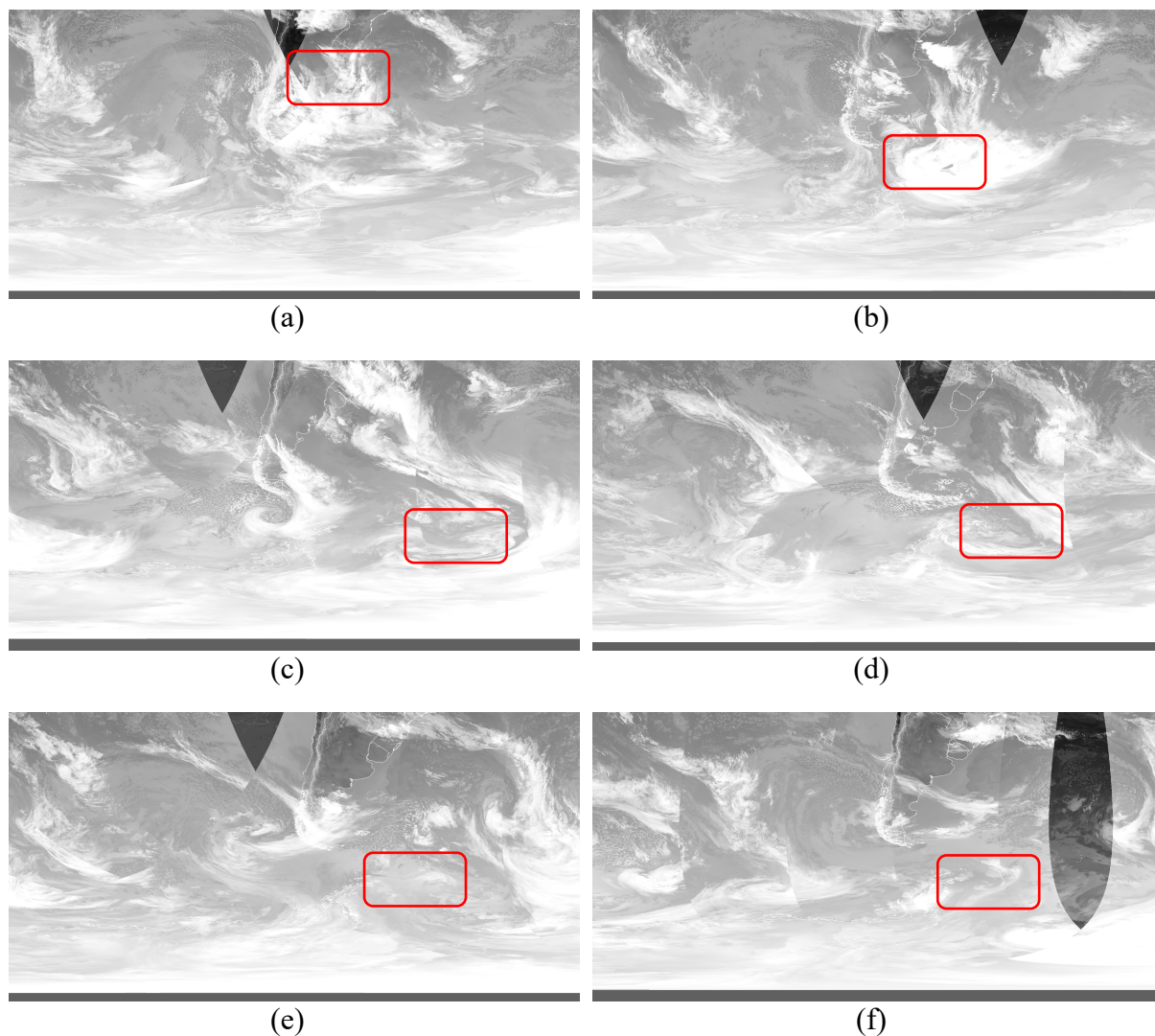


Figura 4.24 - Imagens de satélite para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09. Fonte: EUMETSAT VIEW.

A Figura 4.25 do campo de vento em 1000 hPa mostra um centro de baixa pressão se fechando no dia 13, sobre a Península Antártica. O jato em altos níveis, mostrado na Figura 4.26, cruzou o centro do ciclone, indicando a característica baroclínica do sistema de baixa pressão. Nos dias seguintes (Figuras 4.25c, 4.25d, 4.25e) o ciclone atinge sua máxima intensidade, com aprofundamento do sistema.

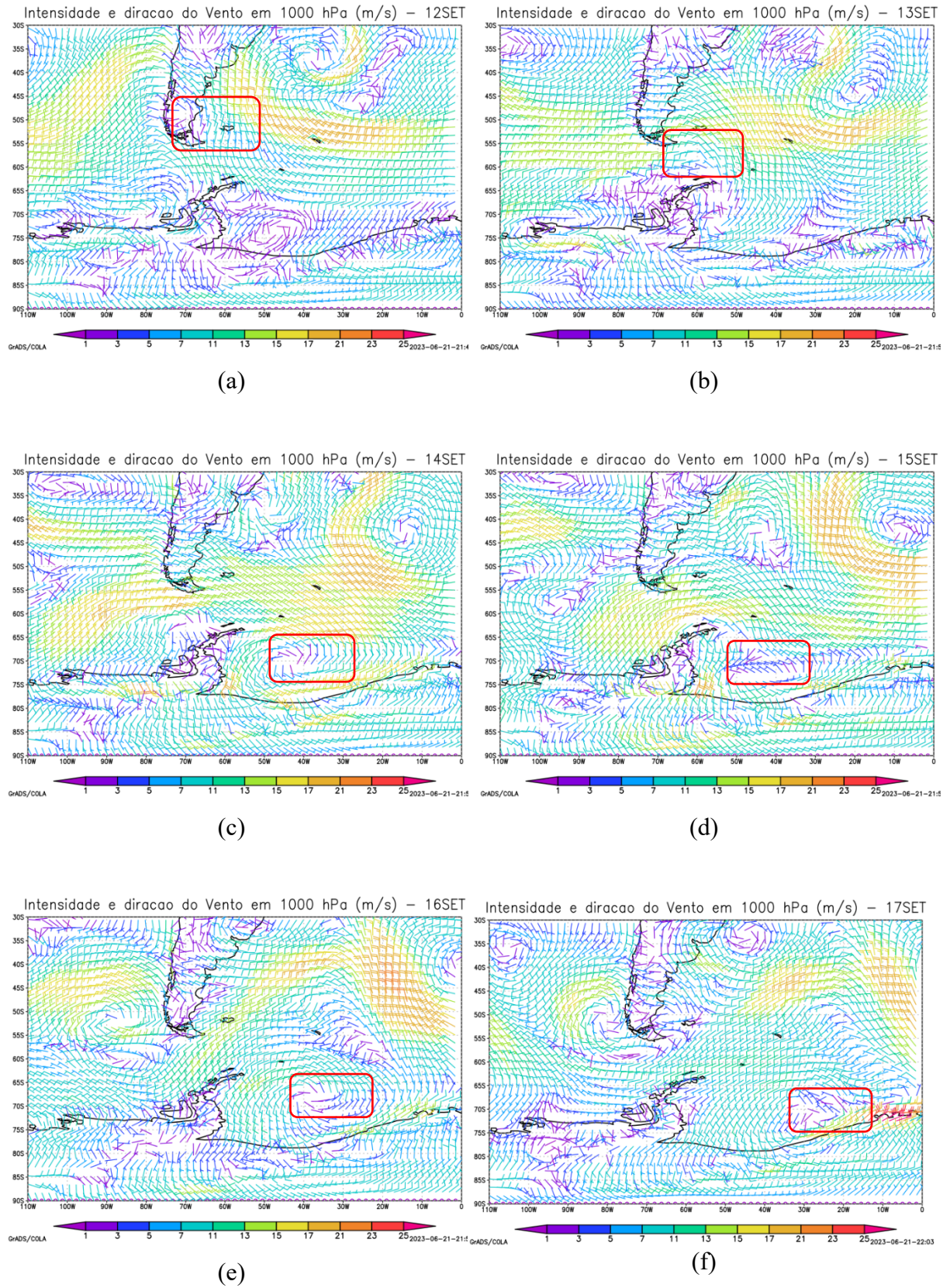


Figura 4.25 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

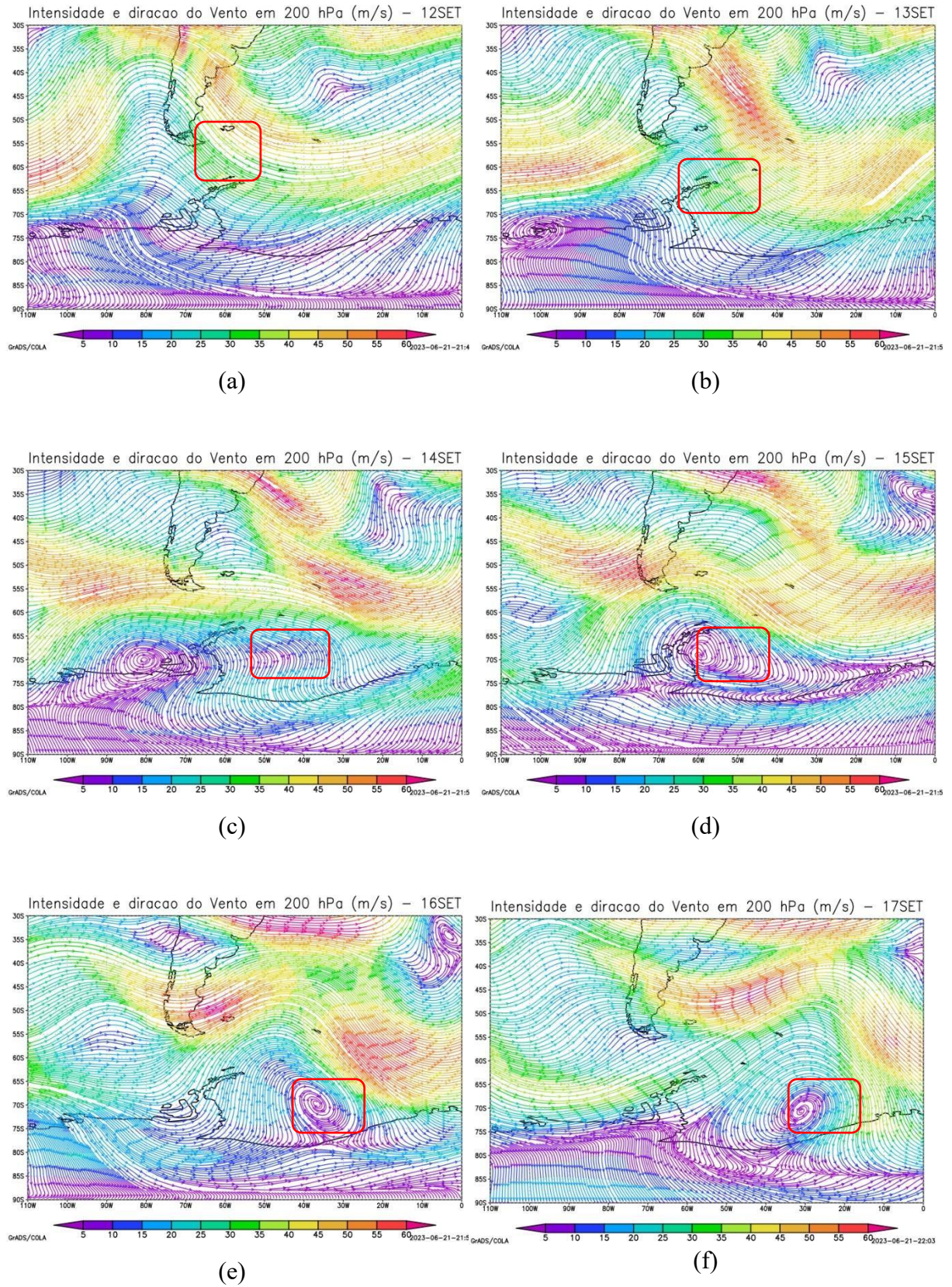


Figura 4.26 - Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

A Figura 4.27 (a, b, c, d, e) mostra que a VP é negativa em toda a área de formação e intensificação da baixa pressão, em 1000 hPa, e seus valores negativos acompanham o desenvolvimento do sistema.

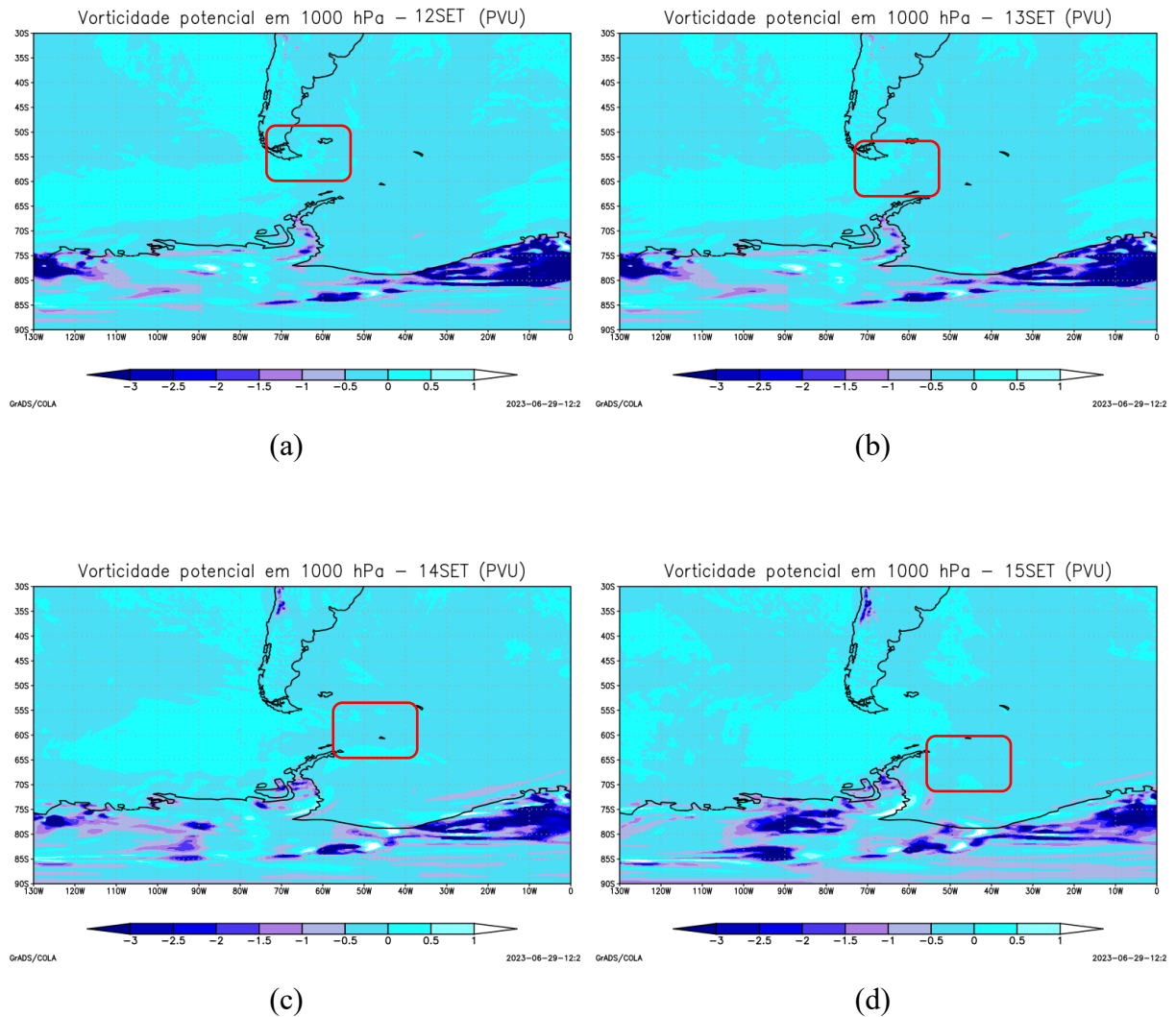


Figura 4.27 - Vorticidade Potencial em 1000 hPa para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

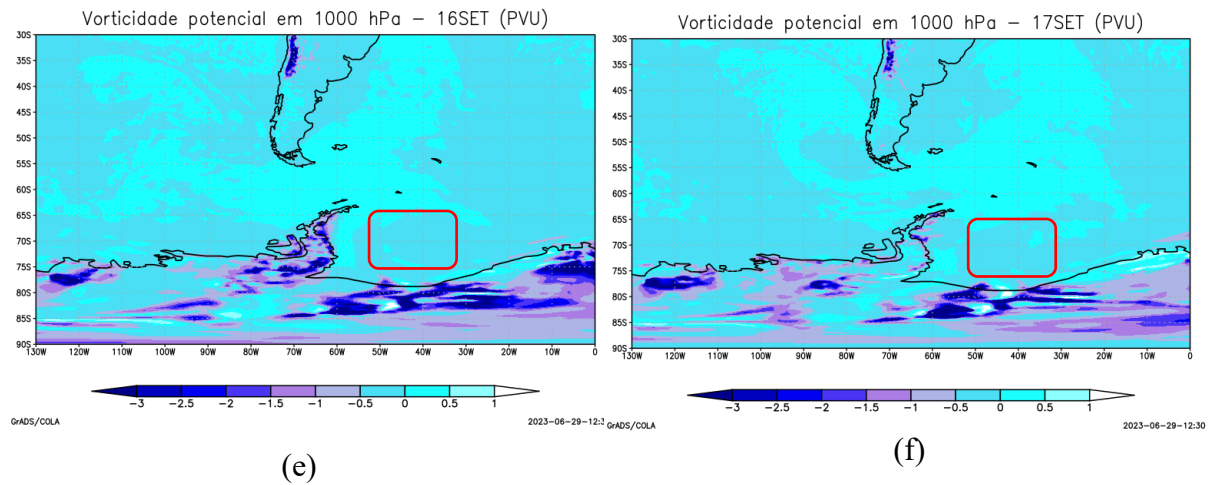
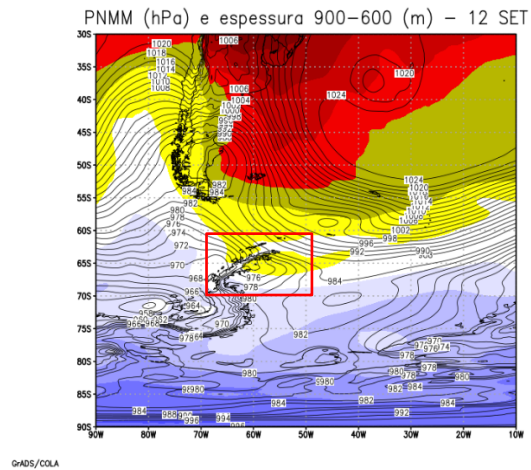


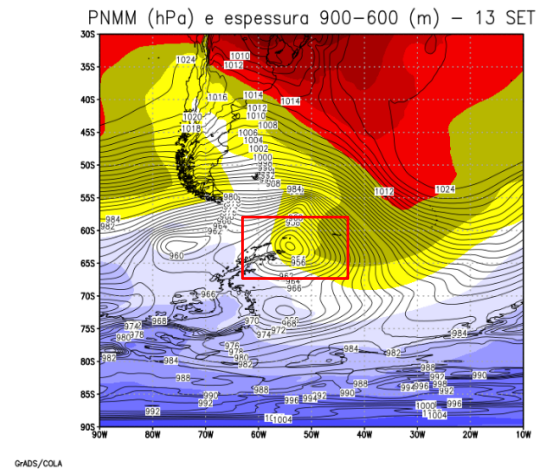
Figura 4.27 – Continuação. (e) 16/09 e (f) 17/09.

Com a análise dos resultados obtidos até agora, o ciclone em questão apresentou um rápido aprofundamento, assim como os ciclones de abril e maio, devido a rápida intrusão de ar frio circundando o seu núcleo quente.

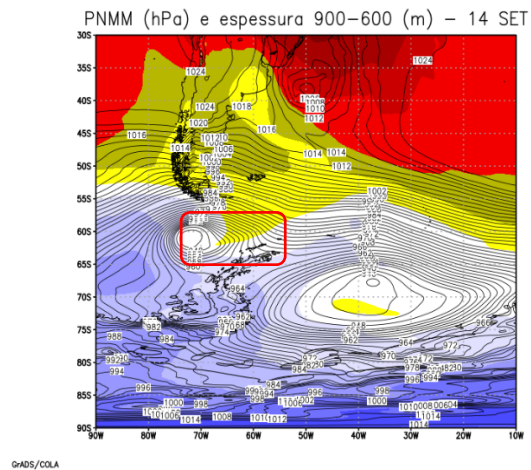
A Figura 4.28 (a, b, c, d, e) mostra os contrastes térmicos no interior do ciclone. No dia 12, nota-se um gradiente de espessura que dá origem à formação do ciclone. Entre os dias 13 e 14 nota-se que o ciclone se desenvolveu em uma massa de ar quente e homogênea (Figura 4.28 b, c, d) sem contrastes de temperatura evidentes na camada entre 900 hPa e 600 hPa, o que indica características barotrópicas no núcleo do ciclone. No dia 15 (Figura 4.28e), o ciclone volta a ter núcleo frio e a partir daí entra na fase de dissipação.



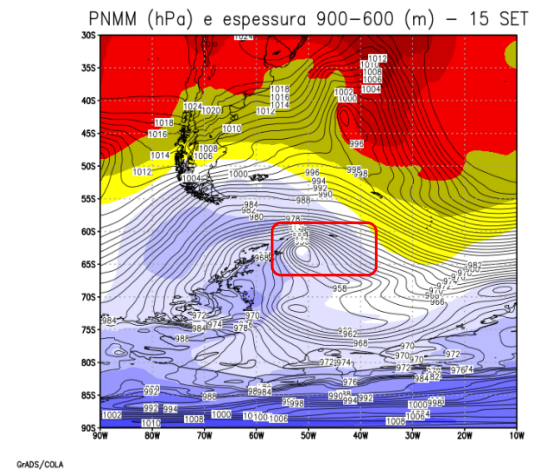
(a)



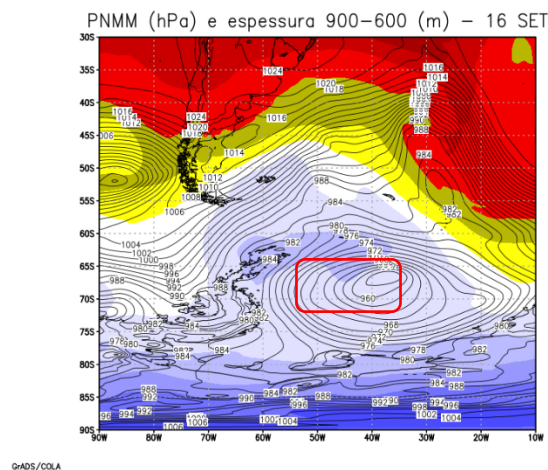
(b)



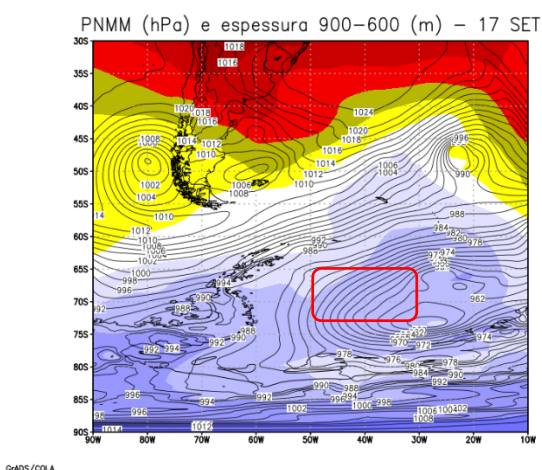
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.28 - PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

Nos perfis de Anomalia geopotencial apresentados na Figura 4.29, nota-se no dia 12 uma anomalia característica de um núcleo frio, logo, a tendência de formação de um ciclone

extratropical clássico. No dia 13, o perfil baroclínico fica evidente, com a anomalia diminuindo com a altura. A partir do dia 15 o padrão começa a mudar. A anomalia é maior mais próxima a superfície, o que indica configuração barotrópica. A sequência das análises mostra que o ciclone teve um rápido aprofundamento, ganhando um núcleo quente, e depois volta a sua configuração inicial de extratropical clássico, com seu núcleo frio em toda a coluna.

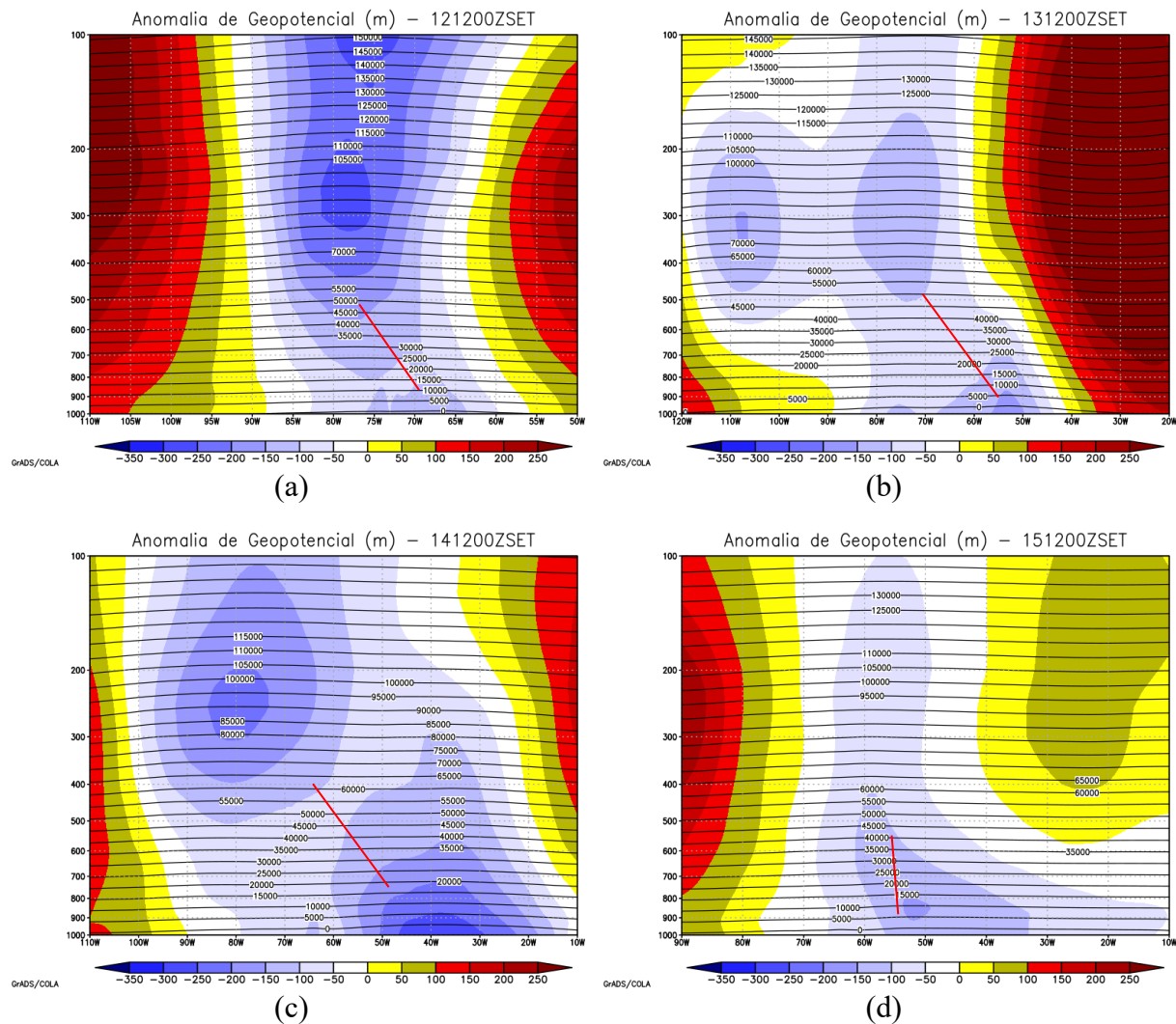


Figura 4.29 - Perfil vertical de anomalia de altura geopotencial em relação à média zonal gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

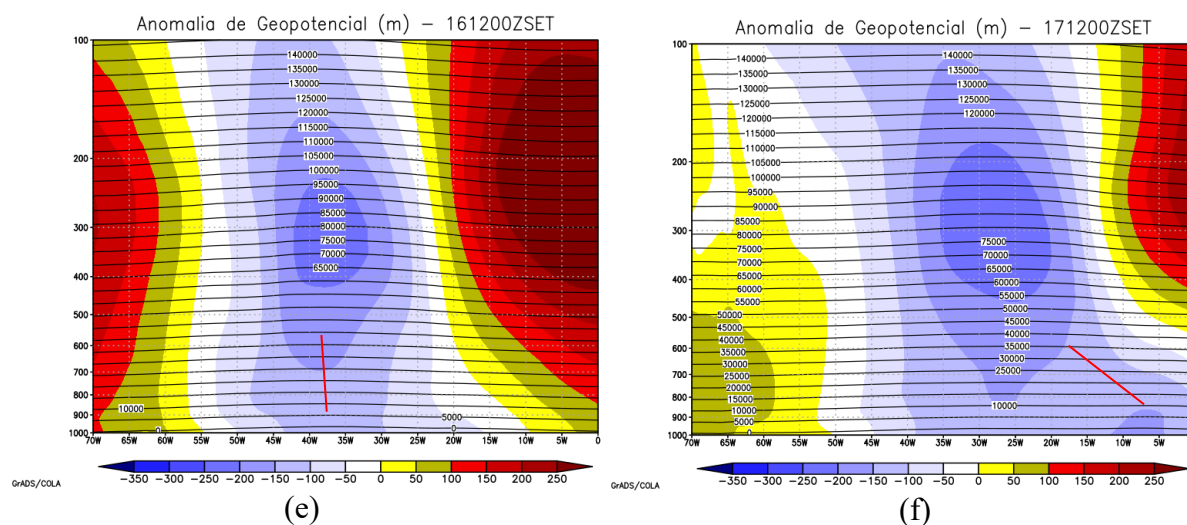


Figura 4.29 – Continuação. (e) 16/09 e (f) 17/09.

Nos diagramas de fase nota-se que o ciclone estudado apresentou forte assimetria, com B próximo de zero e núcleo assimétrico frio, caracterizando um ciclone extratropical clássico no início de sua formação. Ao decorrer dos dias 14 e 16 de setembro, o ciclone fortalece o seu núcleo quente em baixos níveis, que coincide com o processo de oclusão do ciclone e a formação do aprisionamento quente do ciclone. Como mostrado, quando o cavado em altos níveis se aproxima do cavado em baixos níveis, o eixo fica barotrópico. No final, o ciclone tem uma redução da simetria térmica, voltando a posição de ciclone extratropical fraco, com núcleo frio. Na Figura 4.30 evidencia a formação de um extratropical que passa por uma fase quente, evidenciando a formação do aprisionamento quente na sua fase madura.

Embora os resultados da reanálise não tenham mostrado resultados claros sobre a transição de fase do ciclone e do aprisionamento quente, os diagramas mostram que o ciclone extratropical em análise foi um possível ciclone com aprisionamento quente.

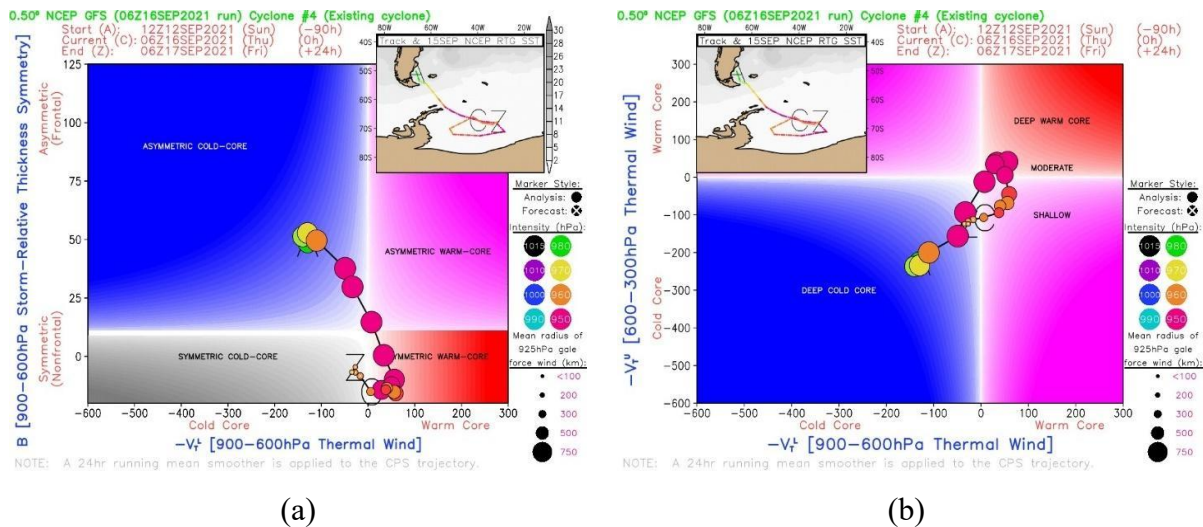
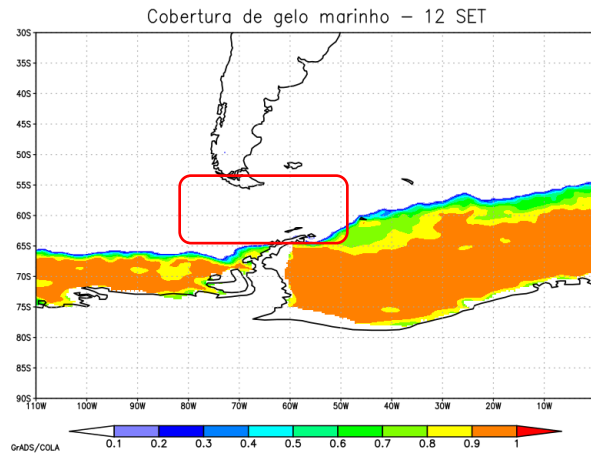


Figura 4.30 - Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros -VT L e B e (b) VT L e -VT U.
Fonte: moe.met.fsu.edu/cyclonephase/

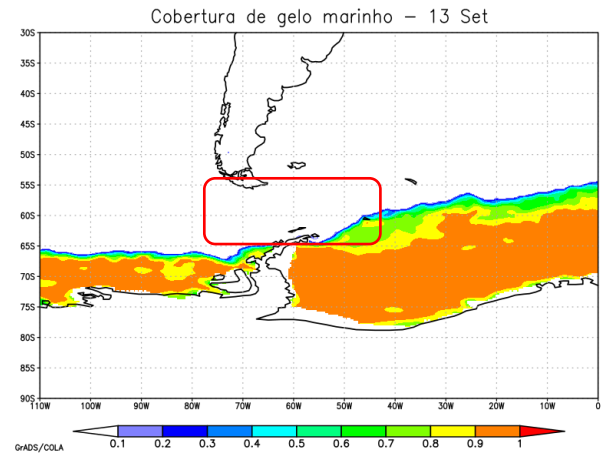
4.3.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar (T2M)

No mês de setembro, o gelo marinho encontra-se na fase de transição entre as maiores concentrações do inverno para o início do derretimento. Durante o verão austral, que consiste nas estações Primavera e Verão, o gelo marinho começa a retrair.

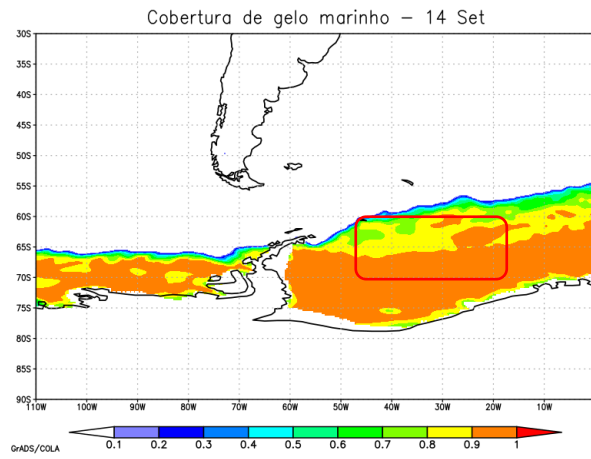
Na análise da cobertura de gelo marinho (Figura 4.31), observa-se que ainda tem uma alta concentração de gelo marinho ao redor da Península Antártica, Mar de Weddel e Mar de Bellinhausen. Esse derretimento está associado ao aumento da TSM na região, como mencionado anteriormente. Logo, esse aquecimento devido a TSM (água líquida) resulta num aumento da Temperatura do ar, como visto na Figura 4.31. Porém, mesmo que a retração do gelo não favoreça as atividades ciclônicas mais intensas, outros fatores contribuíram para o desenvolvimento do aprisionamento quente.



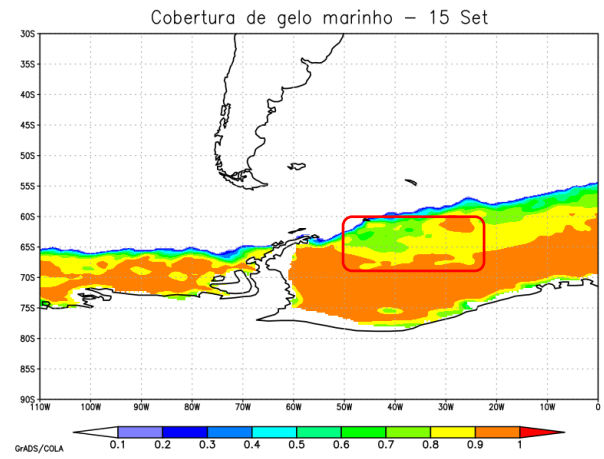
(a)



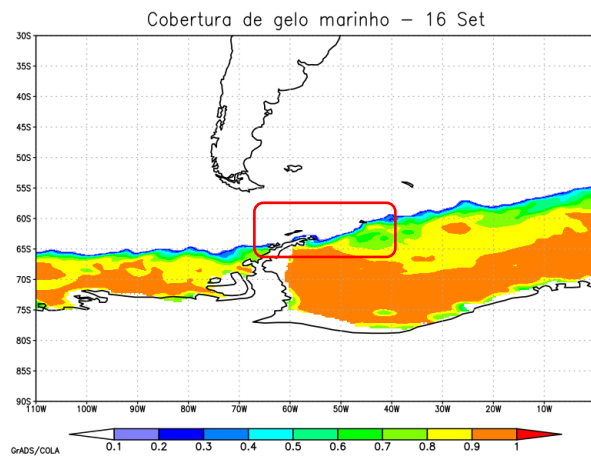
(b)



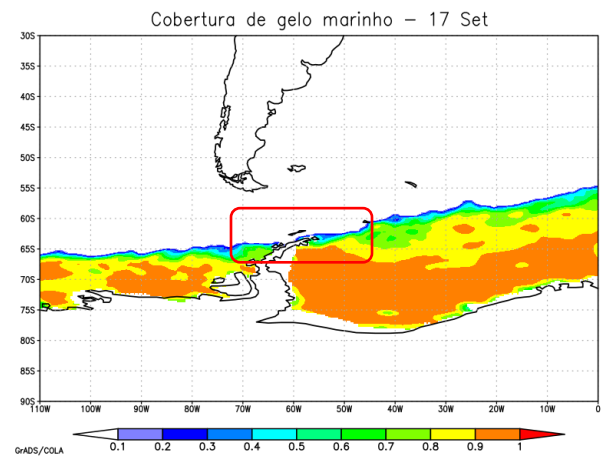
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.31 - Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

A Figura 4.32 (a, b, c, d, e) mostra a análise da T2M variando de 0°C a 10°C. Os valores mais baixos de temperatura correspondem a temperatura do ar sobre áreas cobertas de gelo marinho.

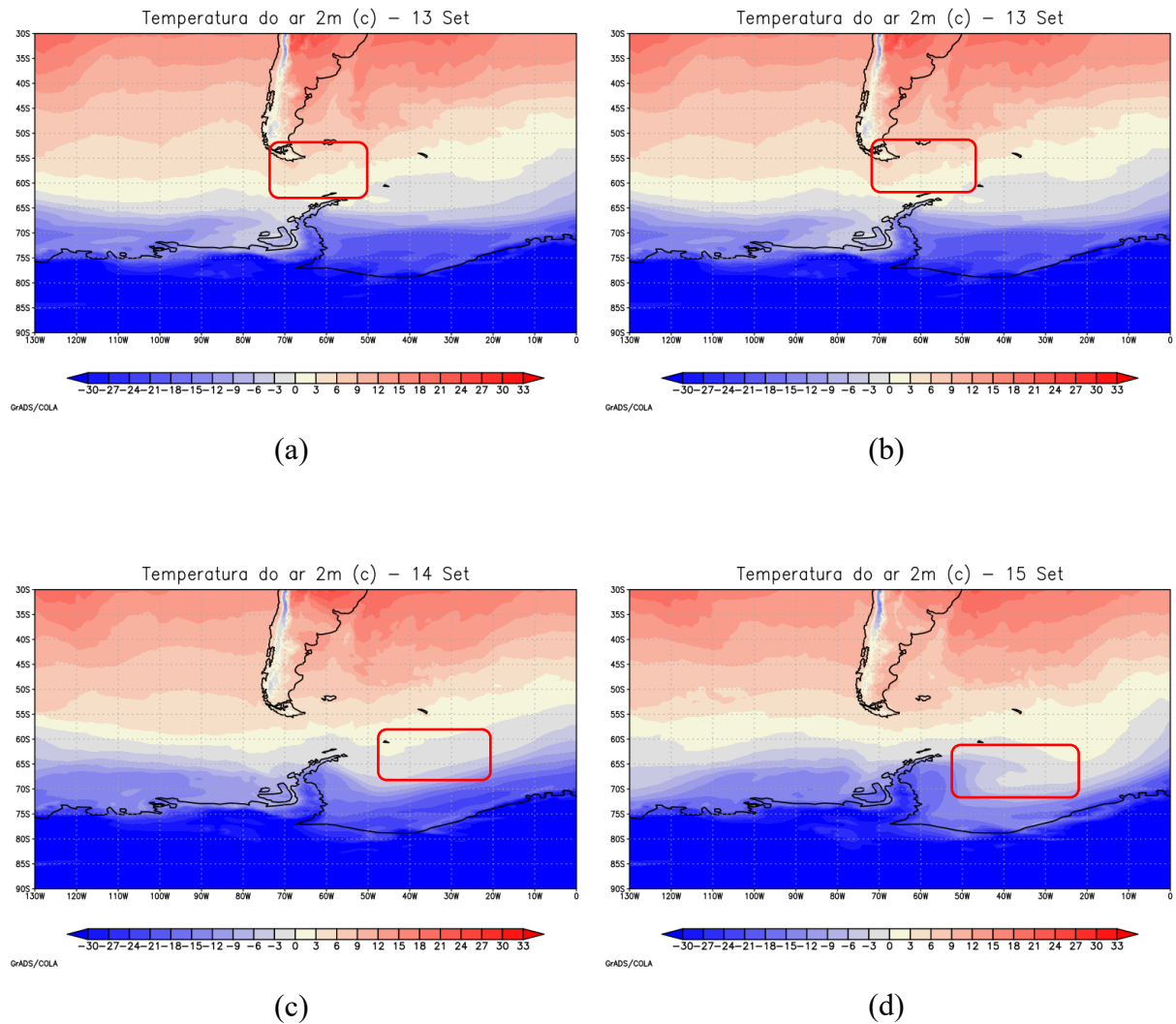


Figura 4.32 - Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09, (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

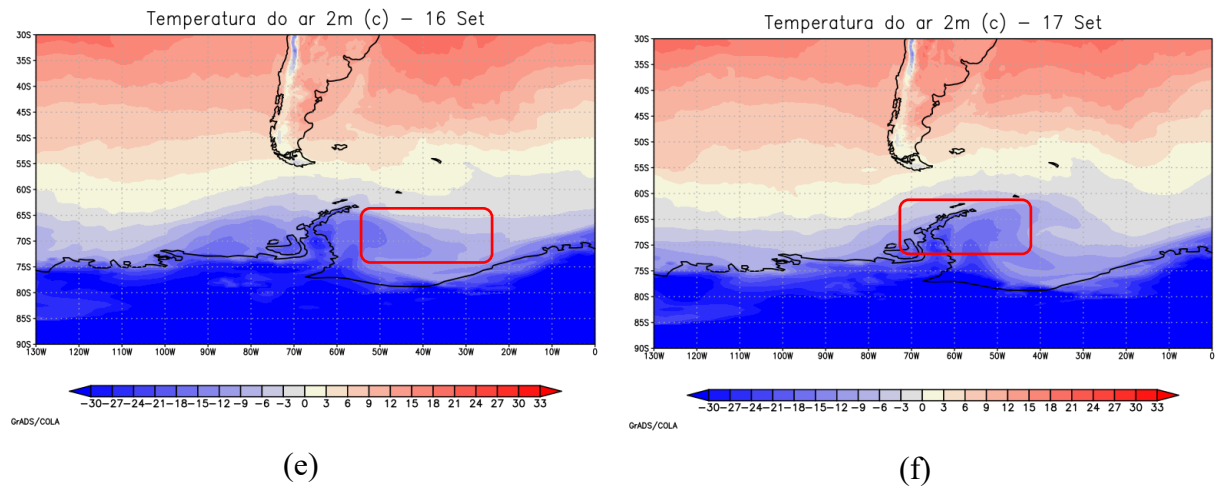
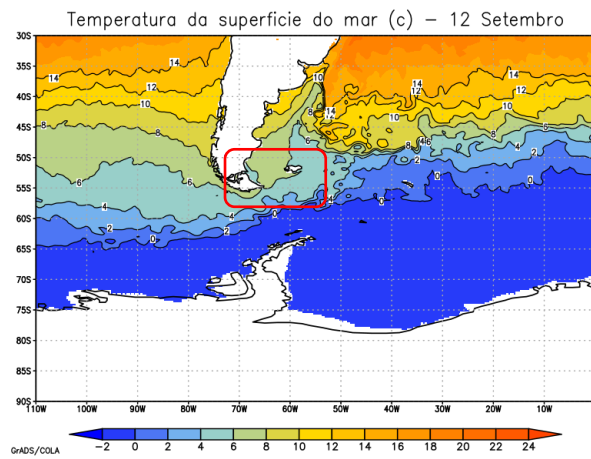
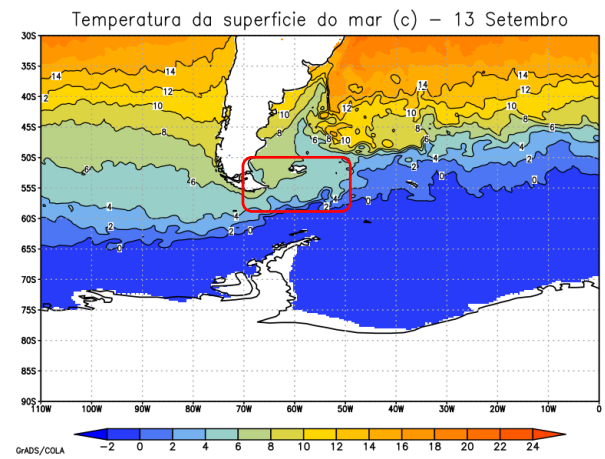


Figura 4.32 – Continuação. (e) 16/09 e (f) 17/09.

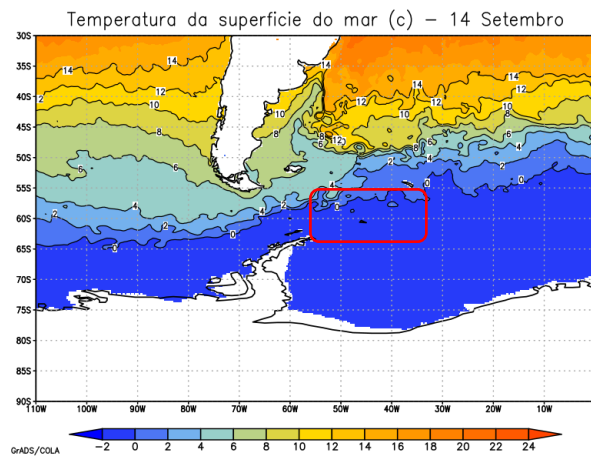
A região onde o ciclone se forma, apresenta valores mais baixos de TSM do que os ciclones que se forma a NW, devido a intensa Corrente das Malvinas. Os valores de TSM variaram de 5° a 2°C em toda a região por onde o ciclone passou (Figura 4.33). Ao cruzar o oceano, em direção ao Mar de Weddell, o ciclone estacionou sobre um gradiente de TSM de 5°C, criando uma diferença importante entre TSM e T2M, intensificando o ciclone.



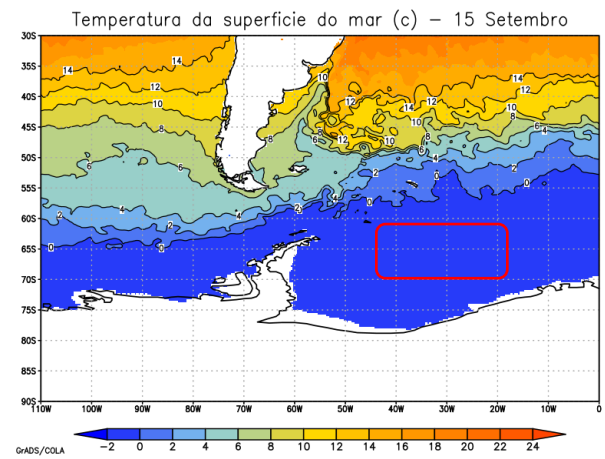
(a)



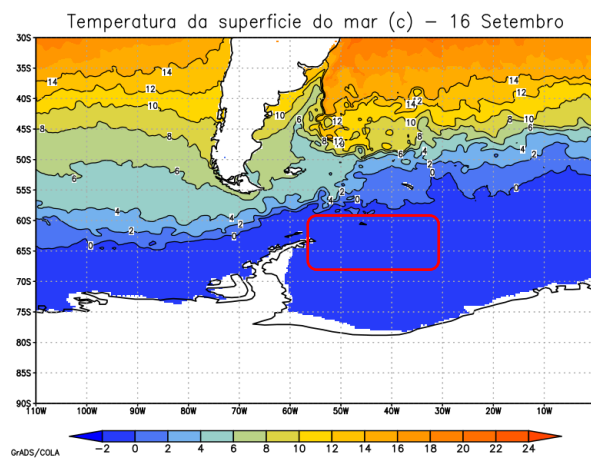
(b)



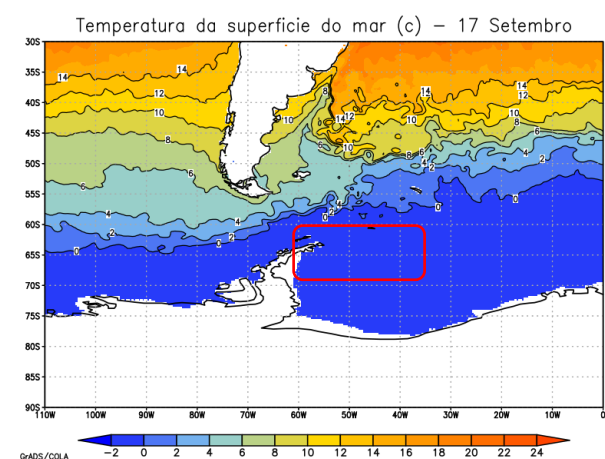
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.33 - Temperatura da superfície do mar (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 12/09 , (b) 13/09, (c) 14/09, (d) 15/09, (e) 16/09 e (f) 17/09.

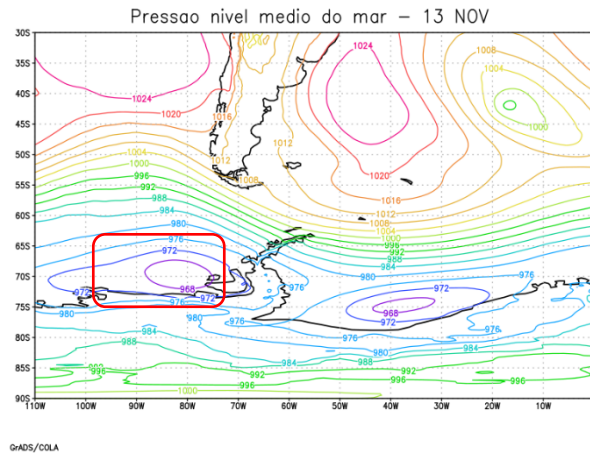
Após a análise, o ciclone escolhido pode ser classificado como um ciclone extratropical na sua formação e no seu decaimento, tendo passado por uma transição de fase, na sua fase de oclusão, com aprisionamento quente.

4.4 Caso 4: 13 a 21 de novembro de 2021

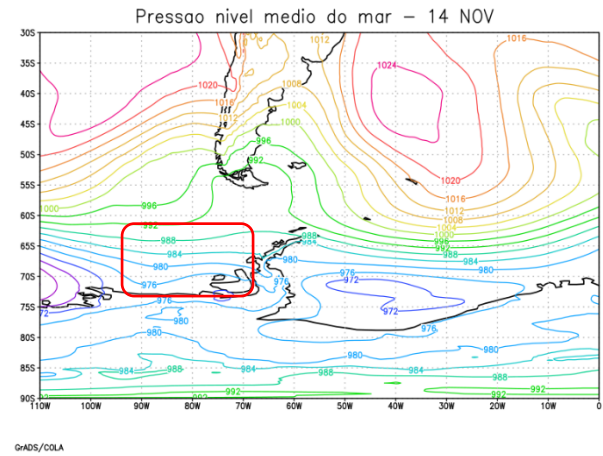
Este ciclone teve início no dia 13 de novembro de 2021, às 12Z e término dia 21 de novembro de 2021, às 18Z.

No dia 13 de novembro (Figura 4.34), áreas de baixa pressão começaram a se aprofundar no sul do Oceano Pacífico. Vale lembrar que muitos ciclones na Antártica se formam nessa região e deslocam-se na direção NW do continente Antártico (Figura 4.34). Estudos mostram (TOCHIMOTO, 2022) que ciclones vindos de NW, atingem a Península Antártica com mais intensidade. O fato desses ciclones aprofundarem à medida que seguem para sul é devido a Vorticidade negativa aumentar conforme aumenta a latitude.

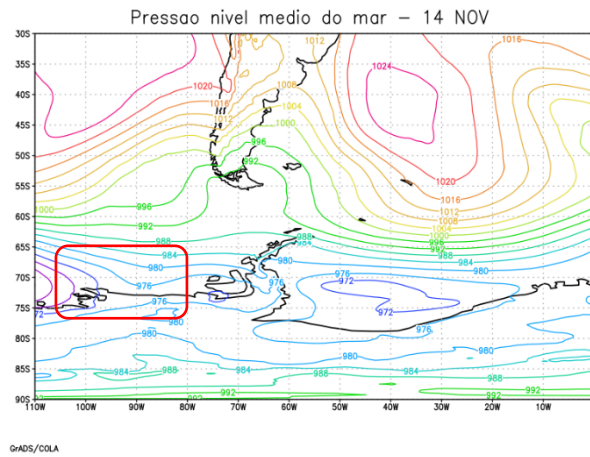
No dia 19 (Figura 4.34g), o sistema de baixa pressão fechou e atingiu o valor de 958 hPa. Também é observado a presença de um vórtice ciclônico e um cavado em altos níveis (Figura 4.37 b), dando suporte ao aprofundamento do ciclone e para suas características baroclínicas. A tendência para oeste do cavado em níveis médios indicou uma queda da pressão no centro do ciclone. Entre os dias 18 e 19 (Figura 4.34f, 4.34g), o ciclone se moveu sobre o Mar de Bellingshausen, atingindo a Península Antártica no dia 20, com 960 hPa. Nos dias seguintes, o ciclone começou a perder intensidade.



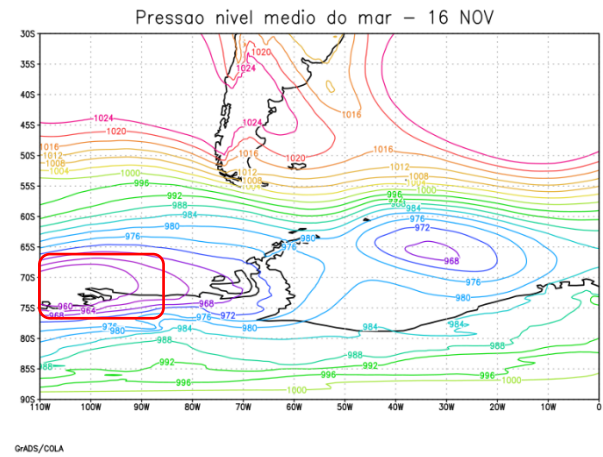
(a)



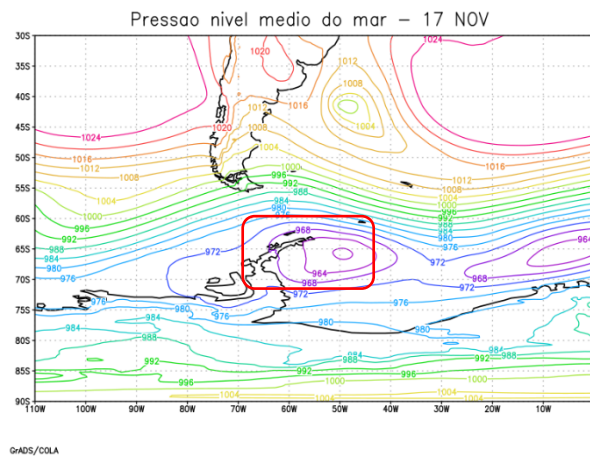
(b)



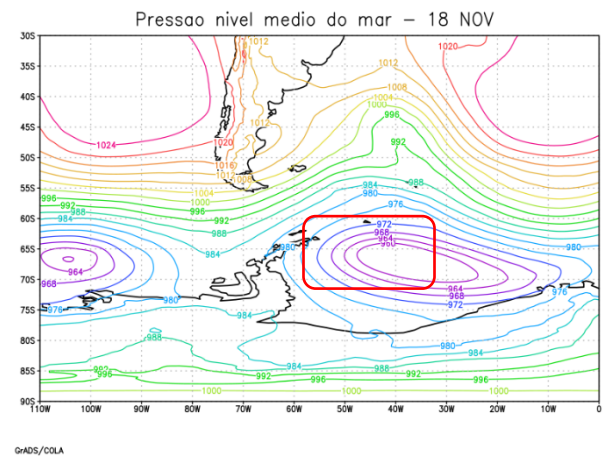
(c)



(d)

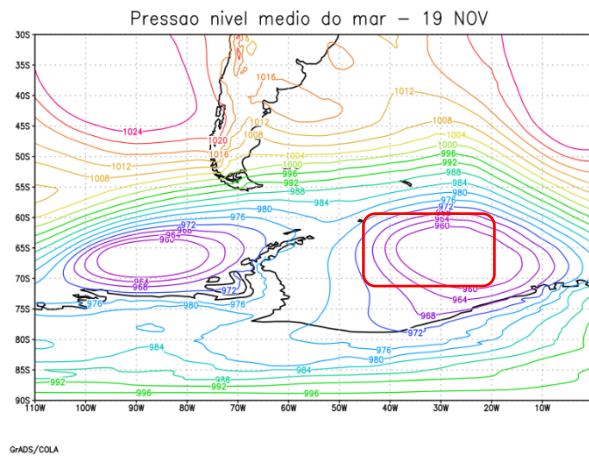


(e)

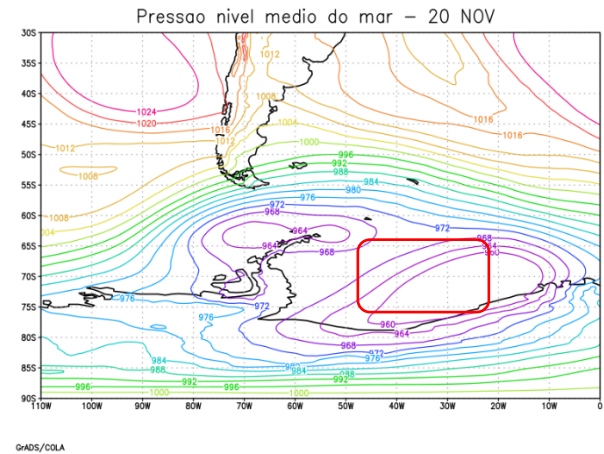


(f)

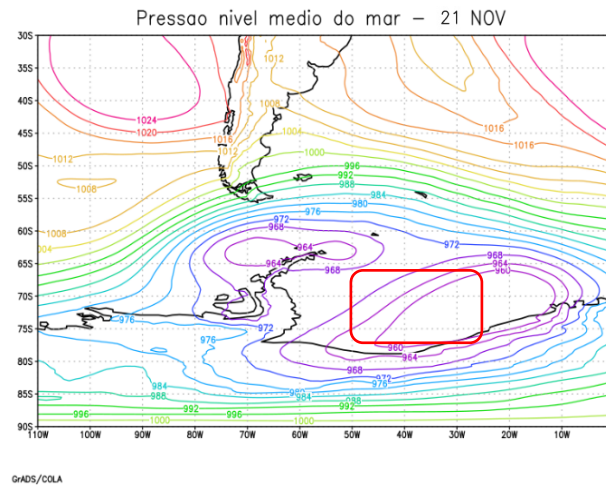
Figura 4.34 - Pressão atmosférica no nível do mar gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.



(g)



(h)



(i)

Figura 4.34 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

Nas imagens de satélite do canal infravermelho (Figura 4.35) observa-se a formação de nuvens convectivas, em formato de vírgula, bem característica de ciclones extratropicais. À medida que o ciclone desenvolveu, seu formato ficou mais aparente.

Diferente dos outros ciclones estudados, esse tem o movimento de W/E, e sua banda de nebulosidade cobriu desde a Península Antártica até o sul da América do sul.

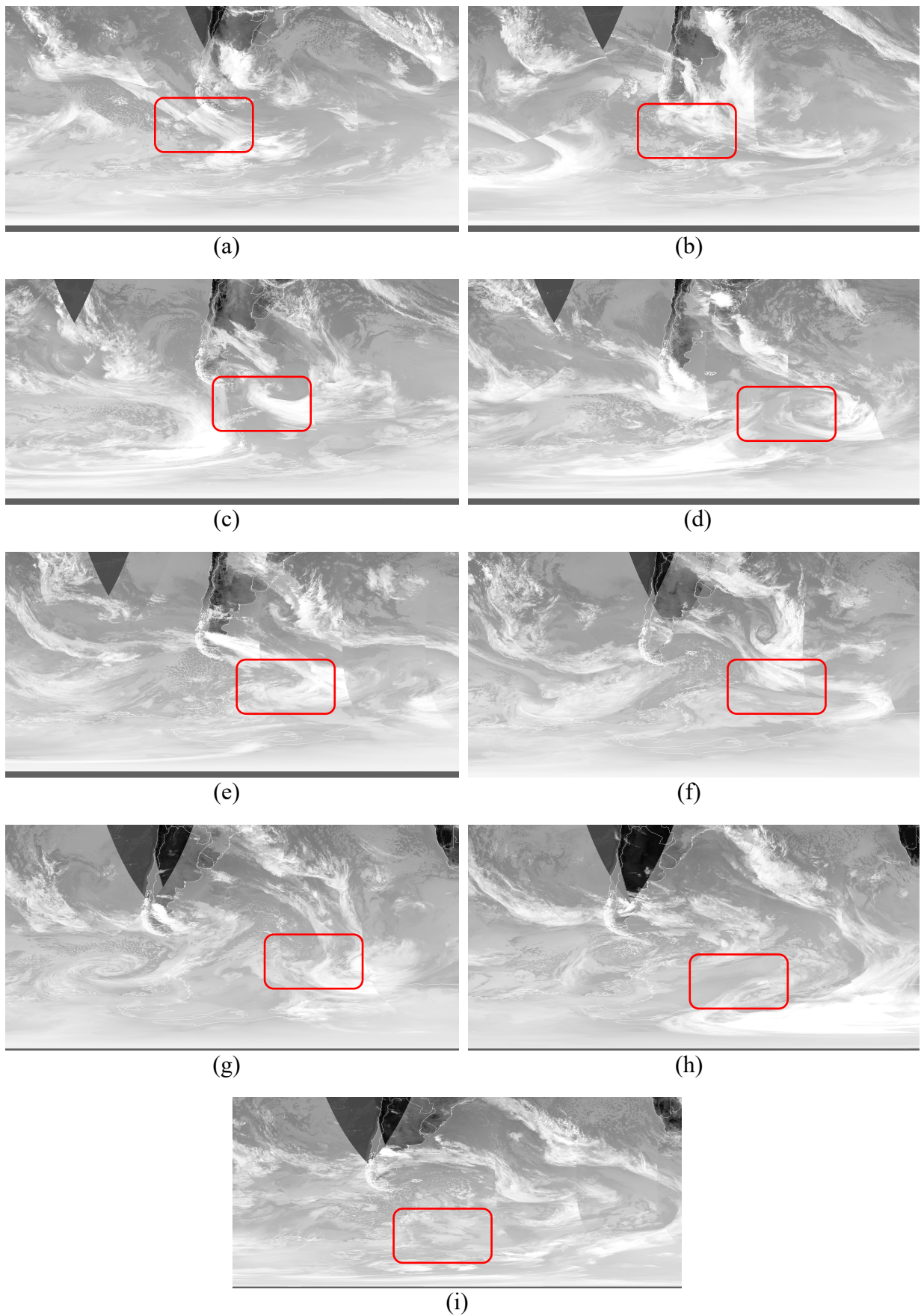


Figura 4.35 - Imagens de satélite para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11. Fonte: EUMETSAT VIEW.

A Figura 4.36d do campo de vento em a 10m mostra um centro de baixa pressão se fechando no dia 16, dando origem ao ciclone. O jato em altos níveis (Figura 4.37) cruzou o centro do ciclone indicando a característica baroclínica do sistema de baixa pressão. Nas Figuras 4.36 (b, c, d) o centro de baixa pressão aprofundou e durante o dia 19 o ciclone atingiu seu máximo de aprofundamento, atingindo 958 hPa sobre o Mar de Bellingshausen, atingindo a Península Antártica no dia 20. No dia 21 o ciclone avançou sobre o Mar de Weddel e começou a perder suas características. No dia 19, em altos níveis (Figura 4.36d), o centro de baixa se fecha e fica bem pronunciado, marcando a sua máxima intensificação em superfície, e seu o núcleo barotrópico.

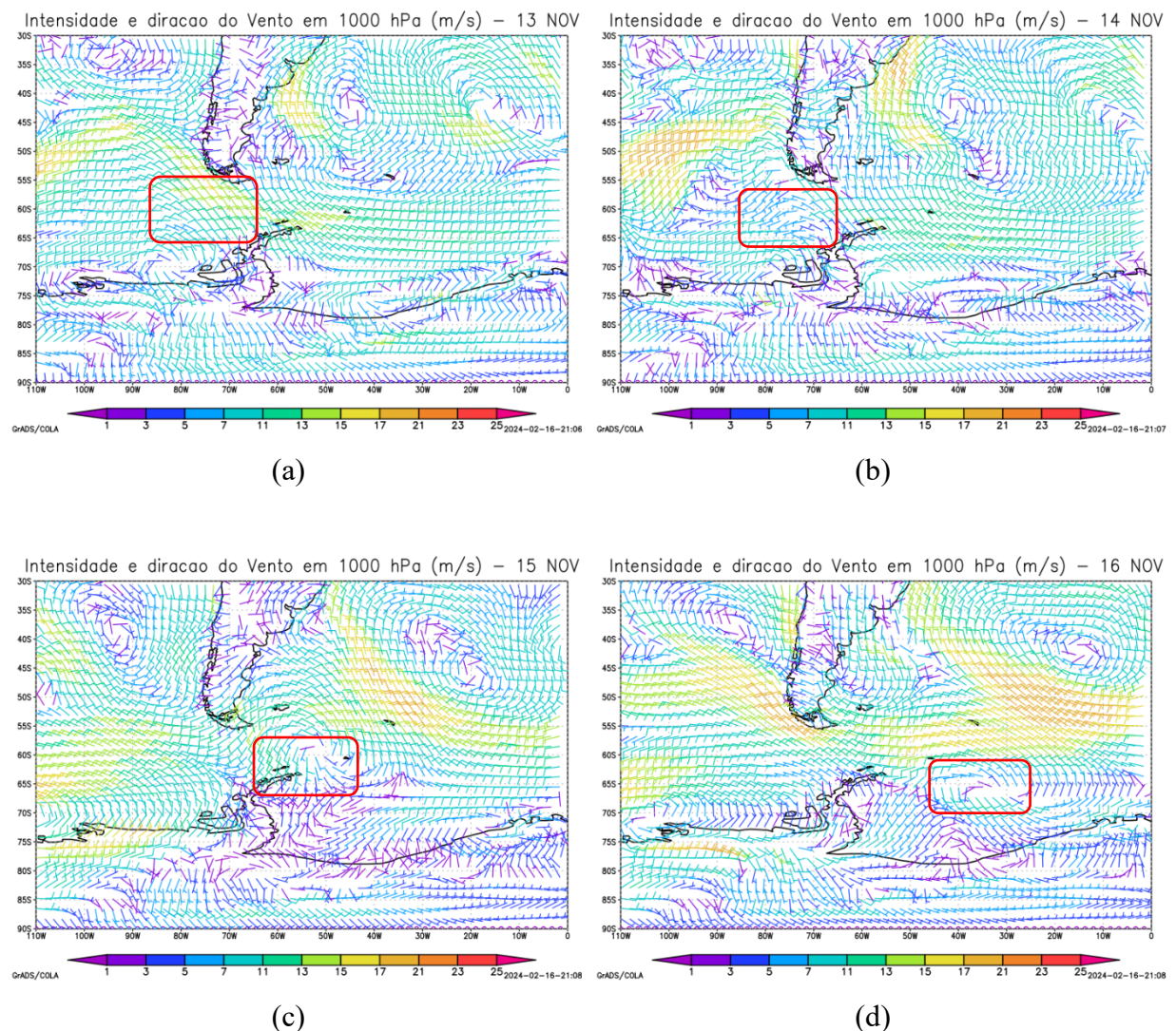


Figura 4.36 - Direção e intensidade do vento em superfície gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

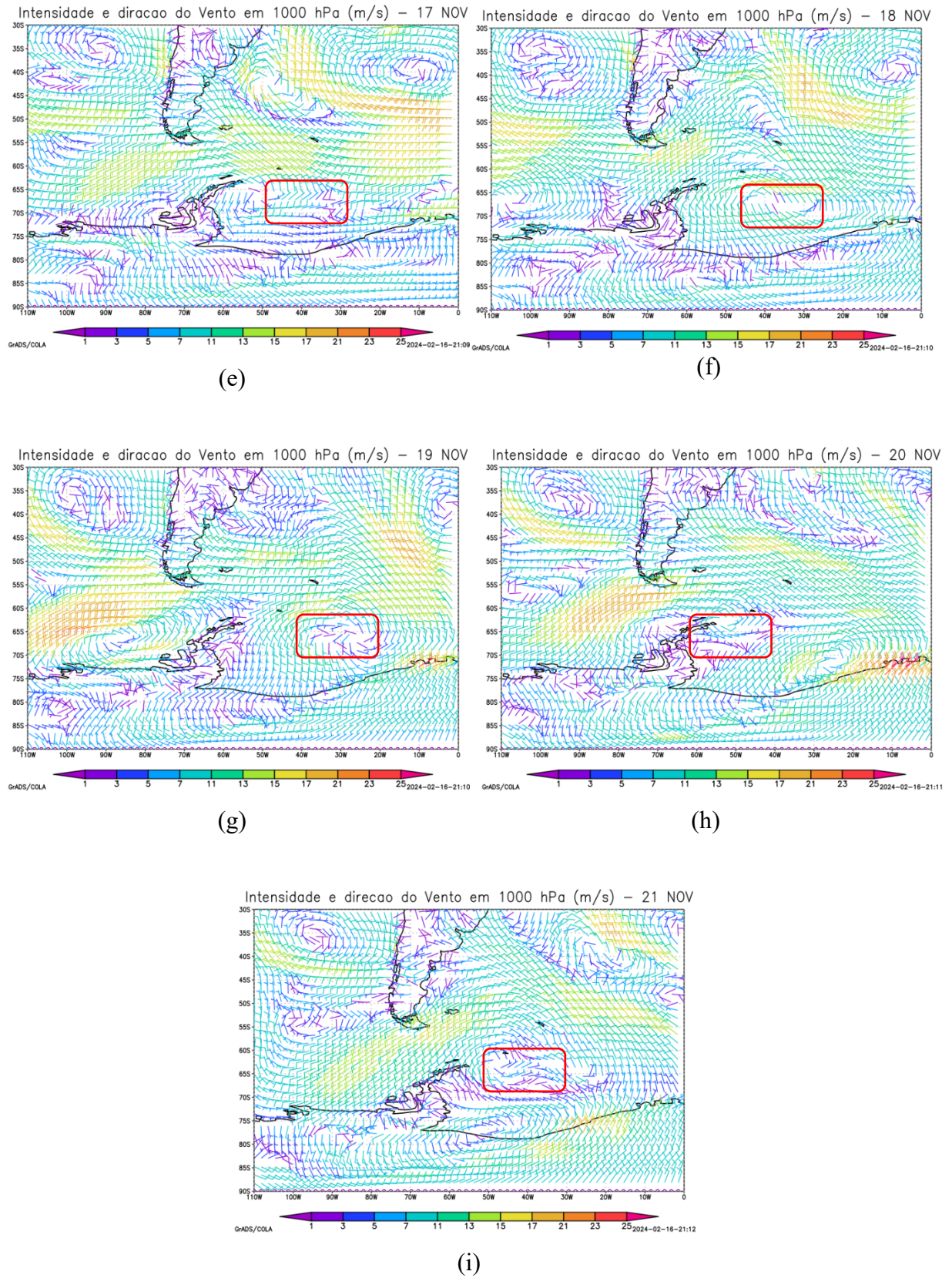


Figura 4.36 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

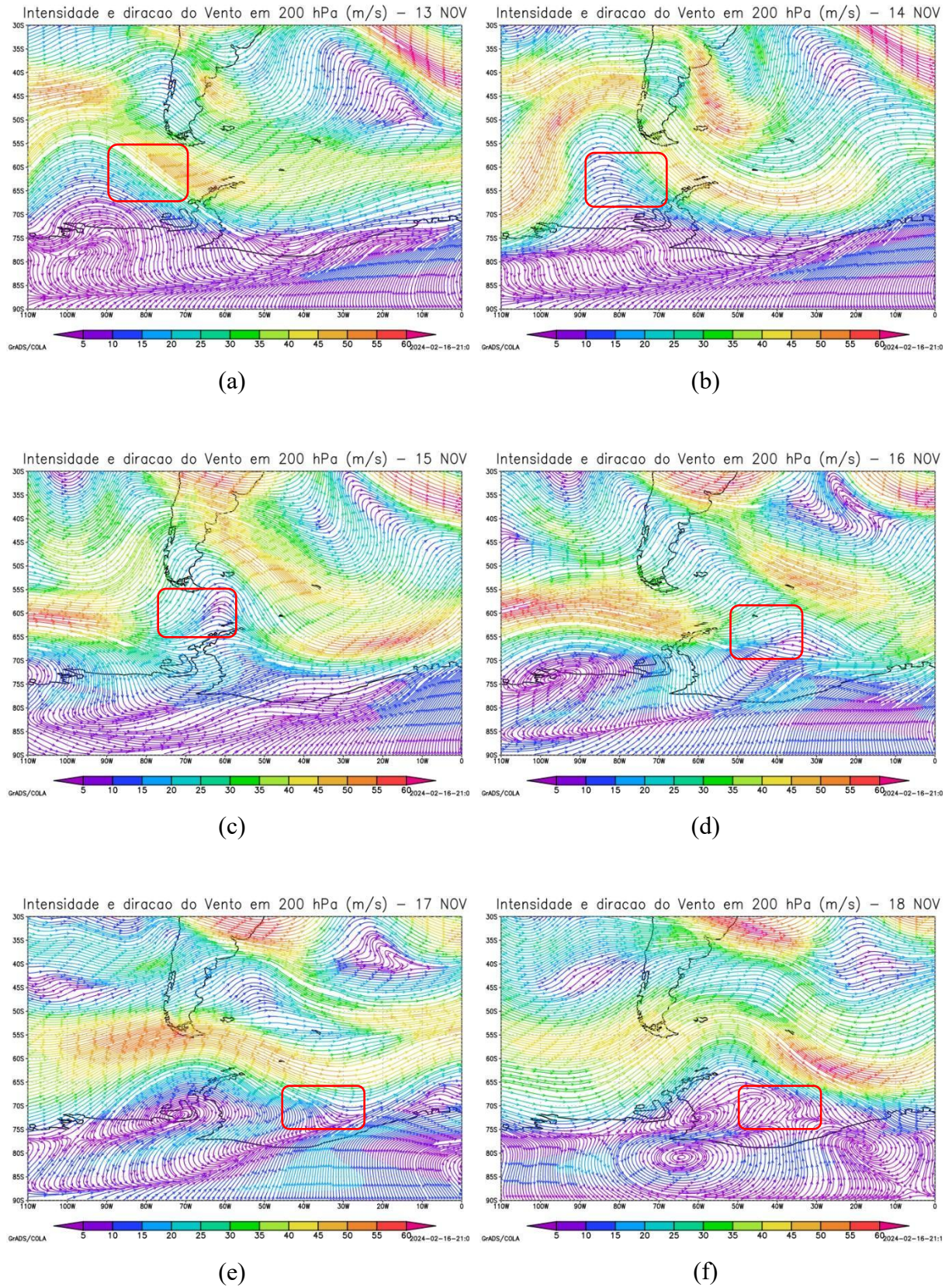


Figura 4.37: Linhas de corrente em 200 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

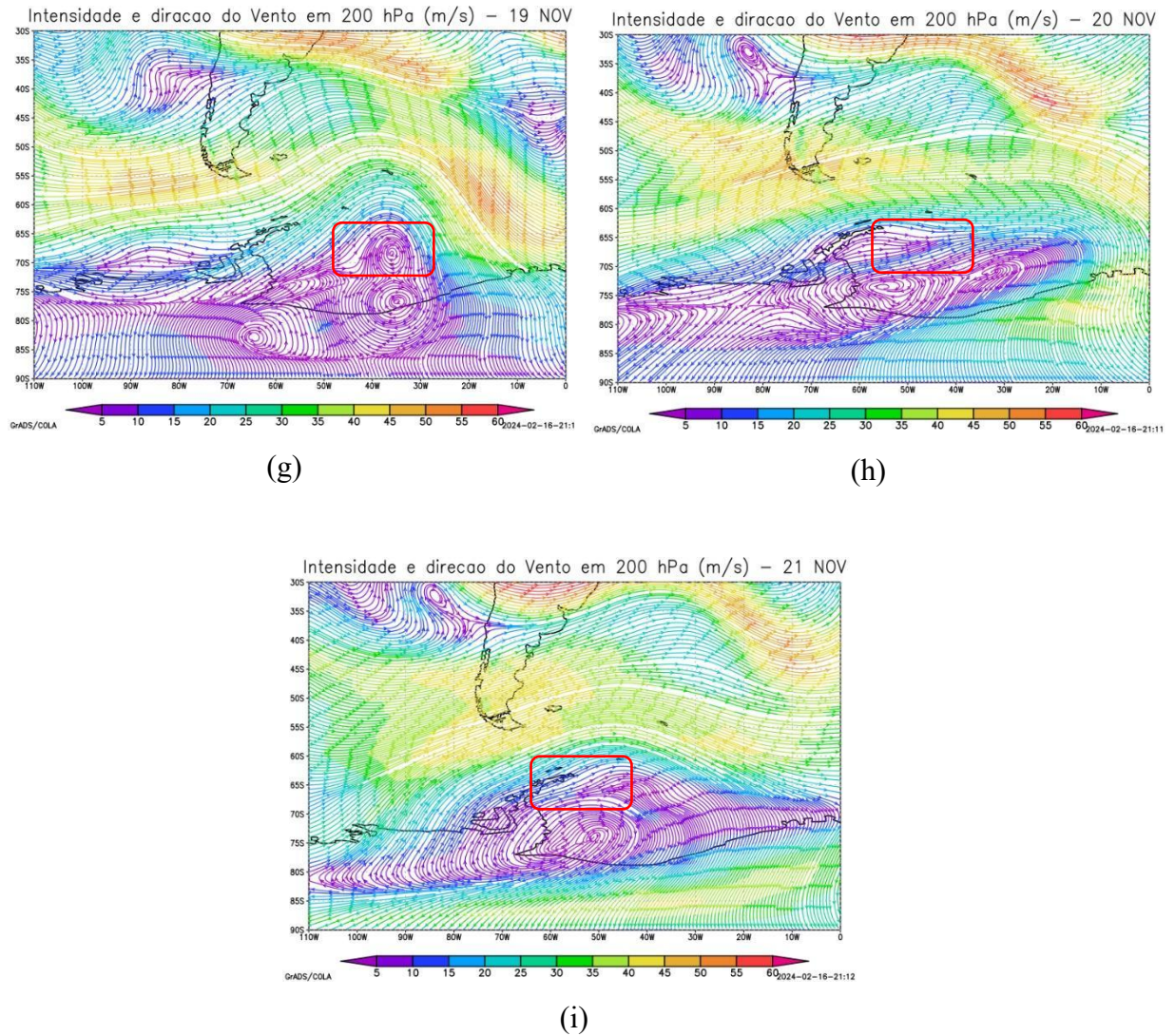


Figura 4.37: Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

A Figura 4.38 (a, b, c, d, e) mostra a VP com valores negativos de -0.5 a -1.0 em todos os dias de duração do ciclone, o que favorece sua formação e intensificação.

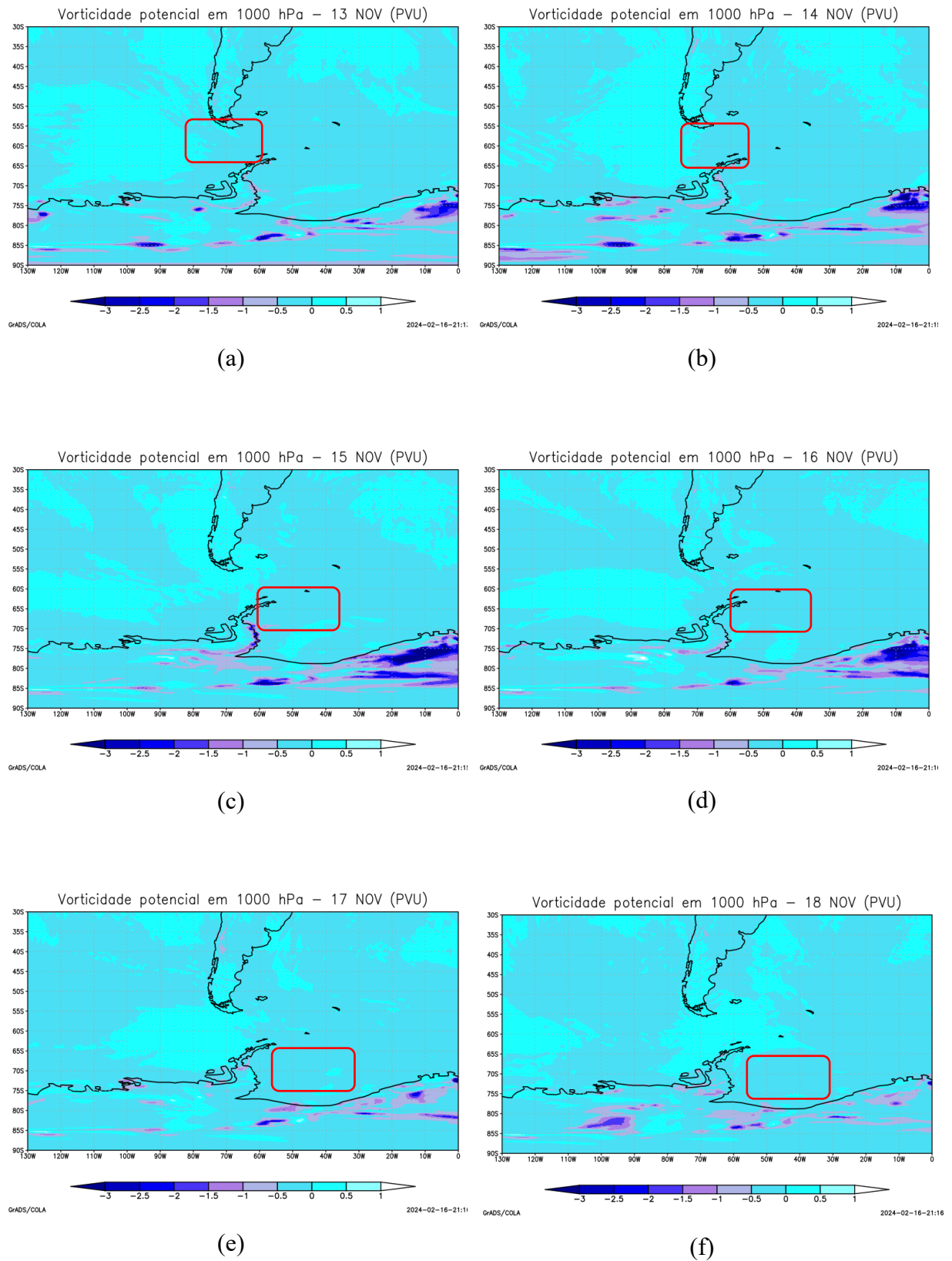


Figura 4.38: Vorticidade Potencial em 1000 hPa gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

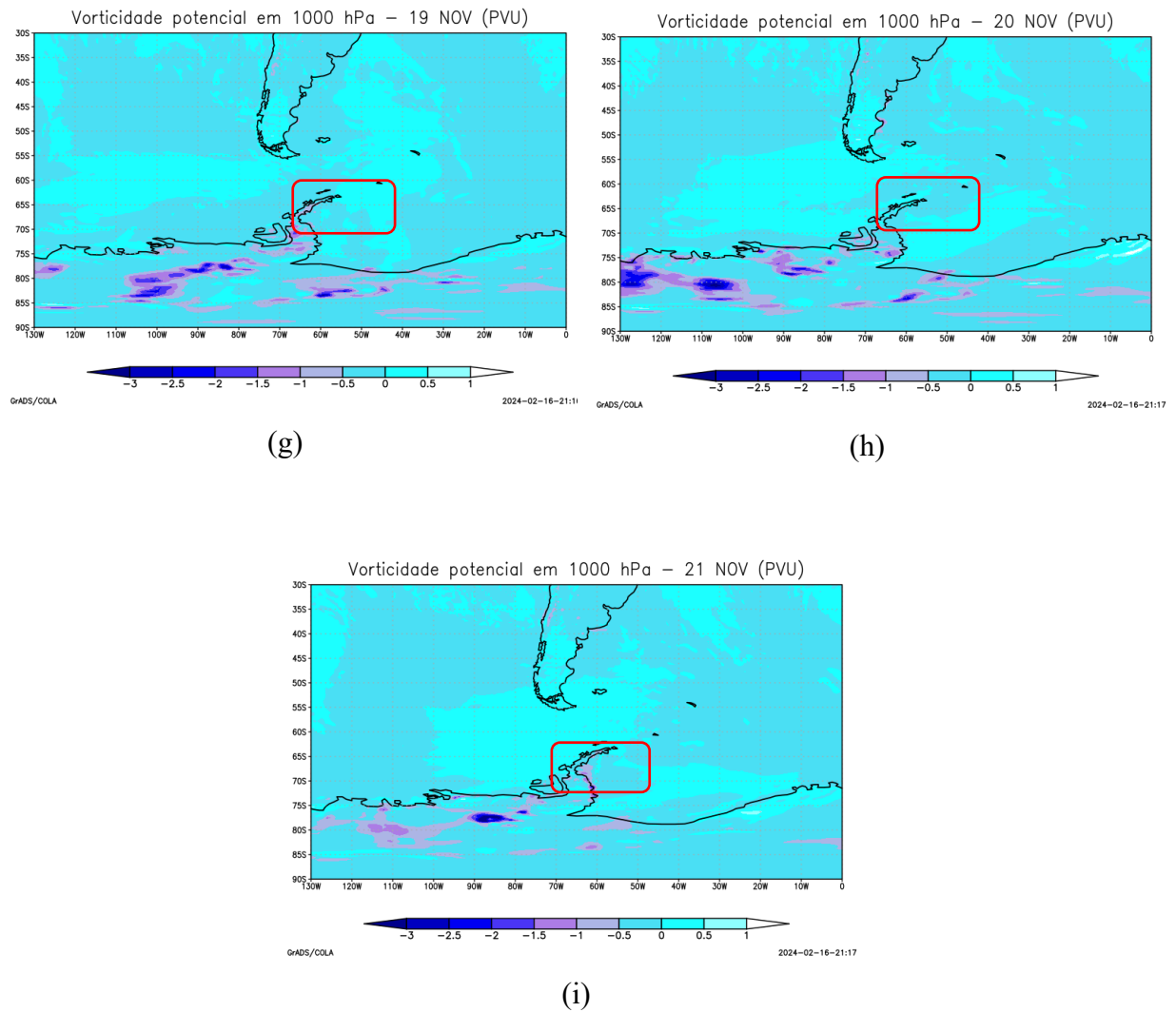
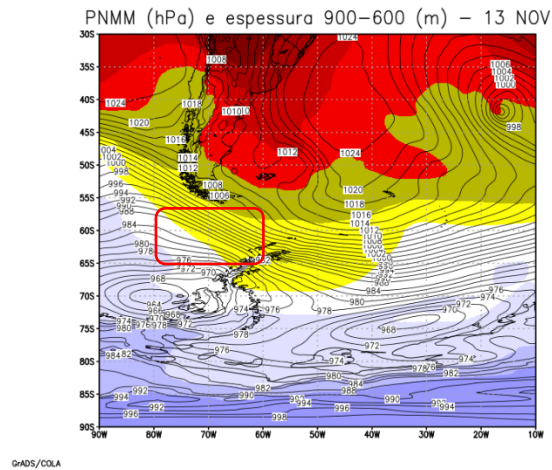
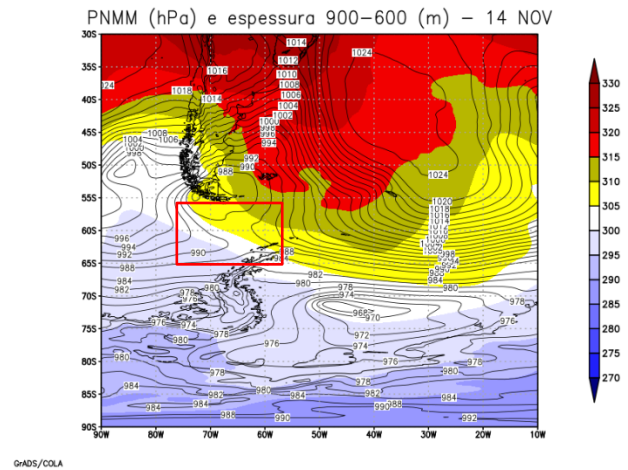


Figura 4.38: Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

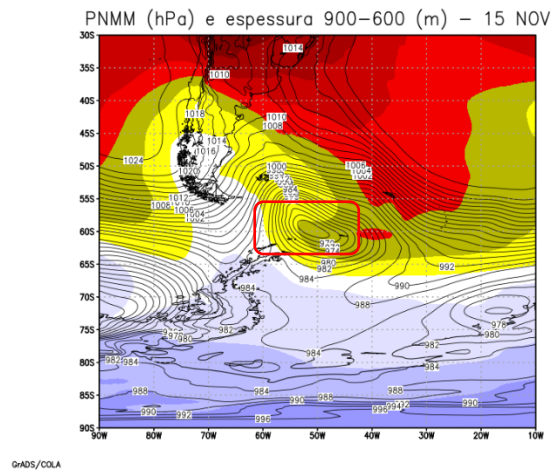
A Figura 4.39 (a, b, c, d, e) mostra os contrastes térmicos no interior do ciclone. No dia 13, nota-se um gradiente de espessura que deu origem à formação do ciclone extratropical clássico. Entre os dias 15 e 19 o ciclone se desenvolve em uma massa de ar quente e homogênea (Figura 4.39b, 4.39c, 4.39d) sem contrastes de temperatura evidentes na camada entre 900 hPa e 600 hPa, o que indica características barotrópicas no núcleo do ciclone. No dia 21 (Figura 4.39i), o ciclone entrou em processo de dissipação.



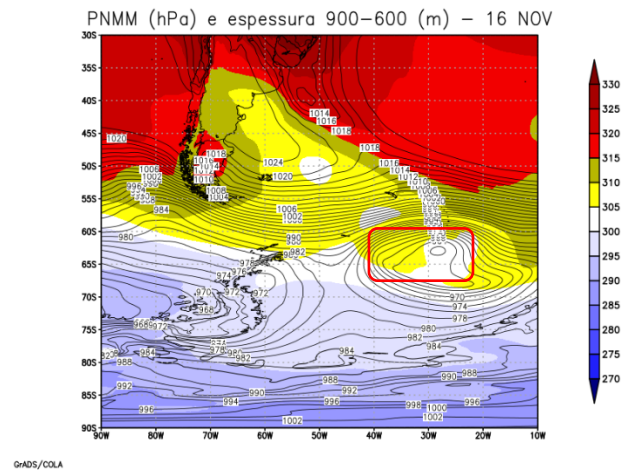
(a)



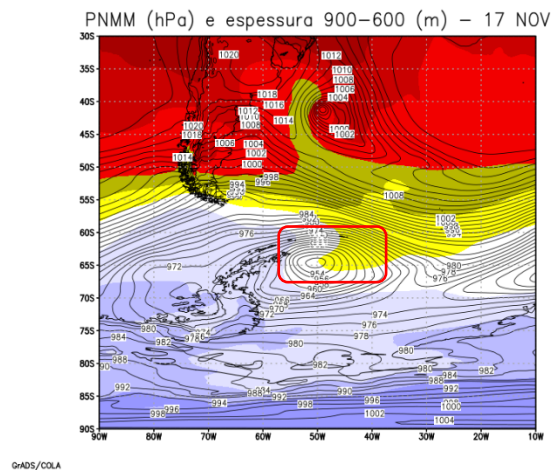
(b)



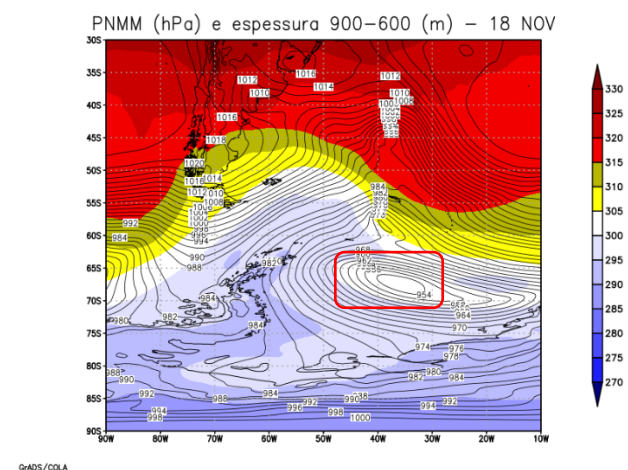
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.39 – PNMM e espessura da camada (900 e 600 hPa) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

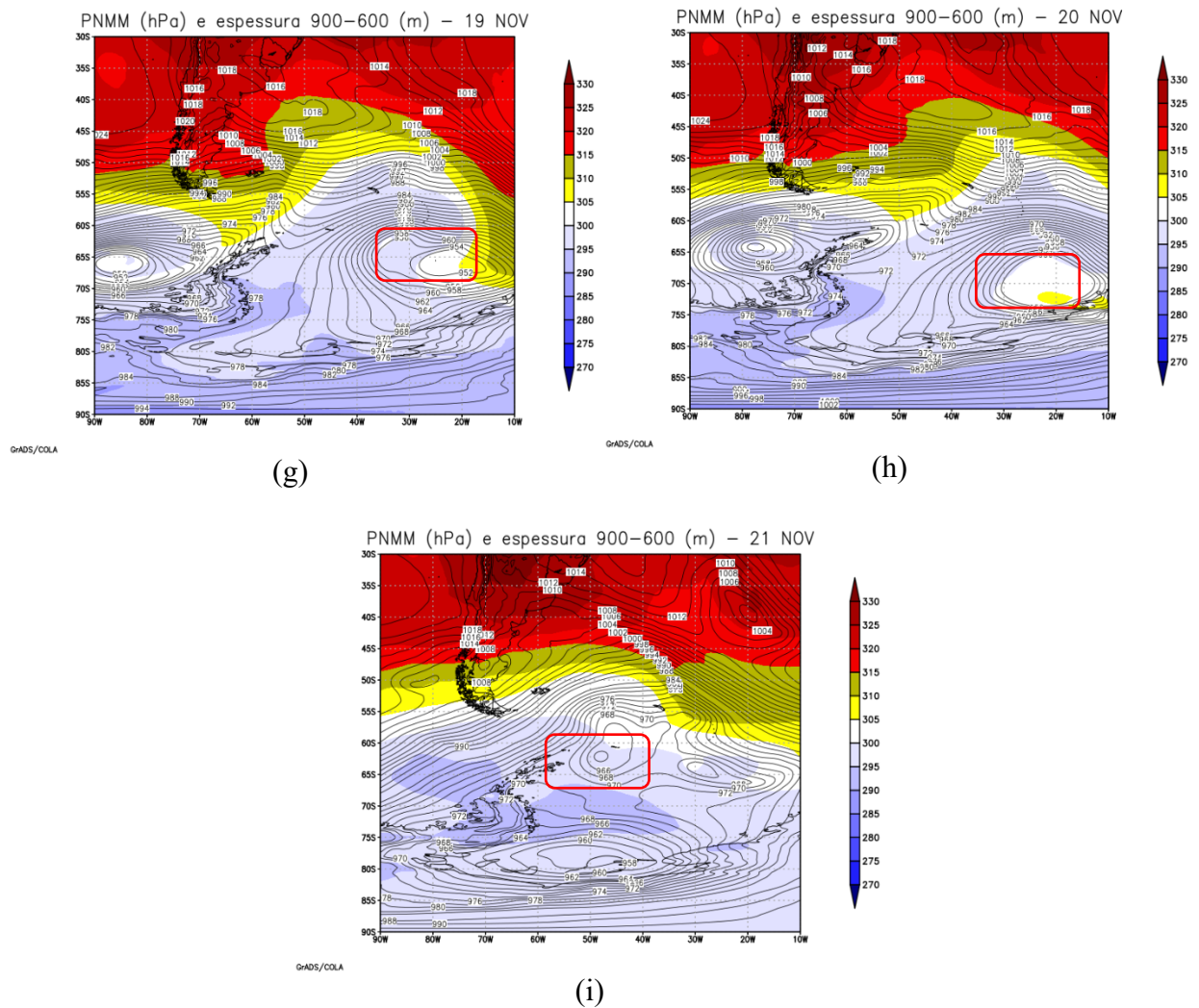


Figura 4.39 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

Nos perfis apresentados na Figura 4.40, nota-se no dia 13 uma anomalia característica de um núcleo frio em toda a camada, indicando a formação de um ciclone extratropical clássico. No dia 15, o perfil baroclínico ficou evidente, com a anomalia diminuindo com a altura, mudando o padrão no dia 18. A anomalia foi maior mais próxima a superfície, o que indicou configuração barotrópica. No dia 20 a configuração começou a mudar, indicando enfraquecimento do sistema. (anomalia negativa varia com a altura, indicando barotropia). Se analisar separadamente cada figura, pode-se chegar à conclusão de que se trata de um ciclone extratropical clássico e de um ciclone com característica tropical. A sequência das análises mostra que o ciclone teve um rápido aprofundamento, ganhando um núcleo quente, e depois voltou a sua configuração inicial de extratropical clássico, com seu núcleo todo frio.

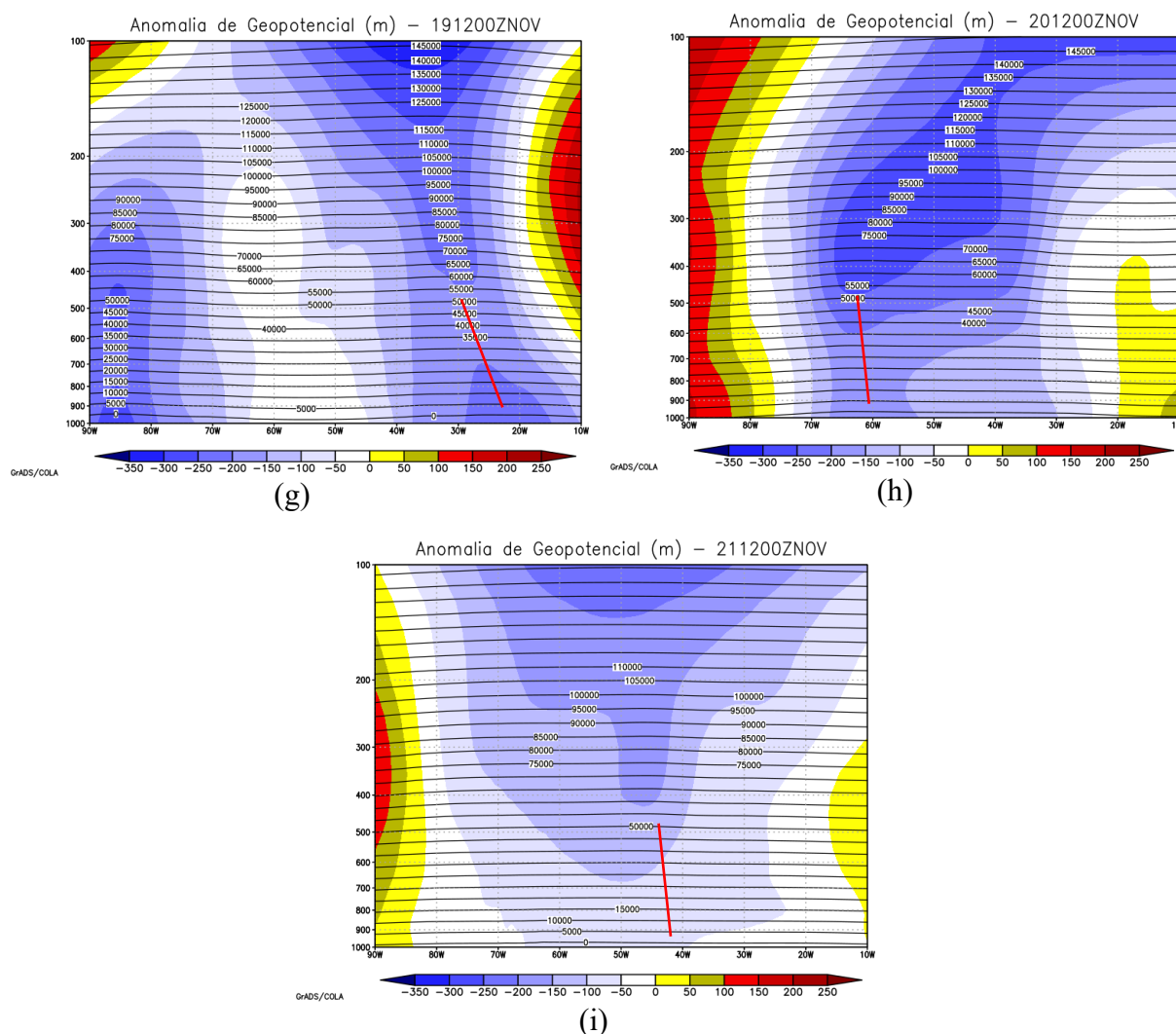


Figura 4.40 – Continuação. (g) 19/11 , (h) 20/11 e (i) 21/11.

No diagrama de fase (Figura 4.41) é observa-se que entre os dias 13 e 15, o ciclone apresentou forte simetria, com B próximo de zero e núcleo assimétrico frio, caracterizando um ciclone extratropical clássico. Ao decorrer do dia 16 a 19 de novembro, o ciclone fortaleceu o seu núcleo quente em baixos níveis, que coincide com o processo de oclusão do ciclone e a formação do aprisionamento quente do ciclone. Na Figura 4.36g, o centro de baixa pressão se fechou, deixando o eixo praticamente vertical, ou seja, barotrópico. Durante o dia 20 o ciclone teve uma redução da simetria térmica, voltando a posição de ciclone extratropical fraco, com núcleo frio. A Figura 4.41 evidencia a formação de um extratropical que passou por uma fase quente, evidenciando a formação do aprisionamento quente na sua fase madura.

Assim como nos outros ciclones apresentados, apenas os dados de reanálise com os parâmetros utilizados não foram capazes de identificar claramente transição de fase do ciclone e do aprisionamento quente, já quando analisado junto com o diagrama, a análise do

aprisionamento quente fica mais clara.

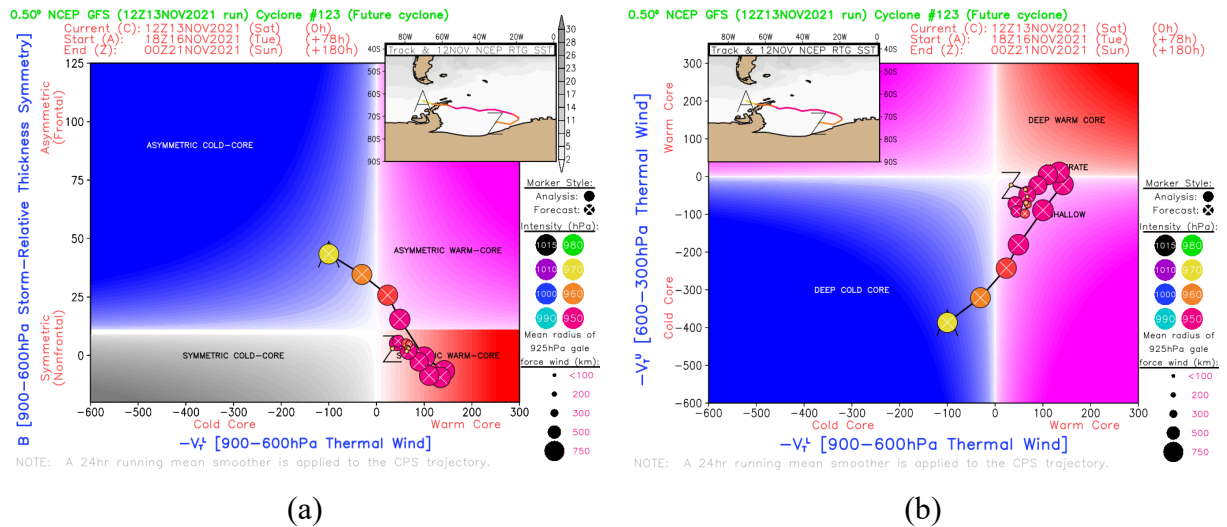


Figura 4.41 – Diagrama de fase de Hart a partir da análise dos parâmetros $-V_T L$ e B e (b) $V_T L$ e $-V_T U$.
Fonte: moe.met.fsu.edu/cyclonephase/

4.4.1 Relação entre gelo, TSM e temperatura do ar

A análise da cobertura de gelo marinho (Figura 4.42) representou bem o período do ano em que o ciclone se desenvolve, áreas praticamente livres de gelo próximo a Península Antártica, com maior concentração no Mar de Weddel. Tal fato se dá pela deriva do gelo, que ao encontrar águas mais quentes ao redor da Península derretem.

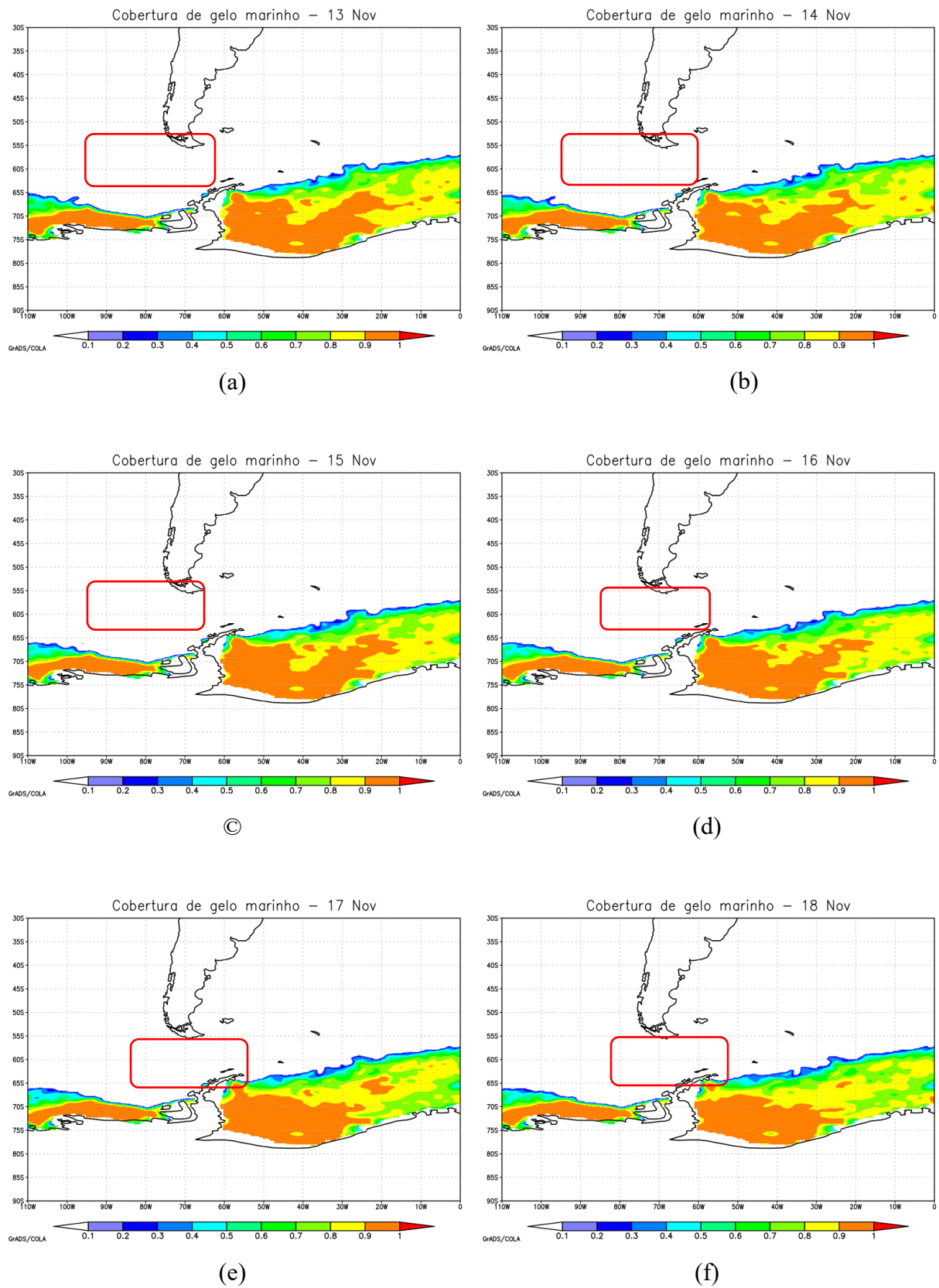


Figura 4.42 – Cobertura de gelo marinho gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11 , (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

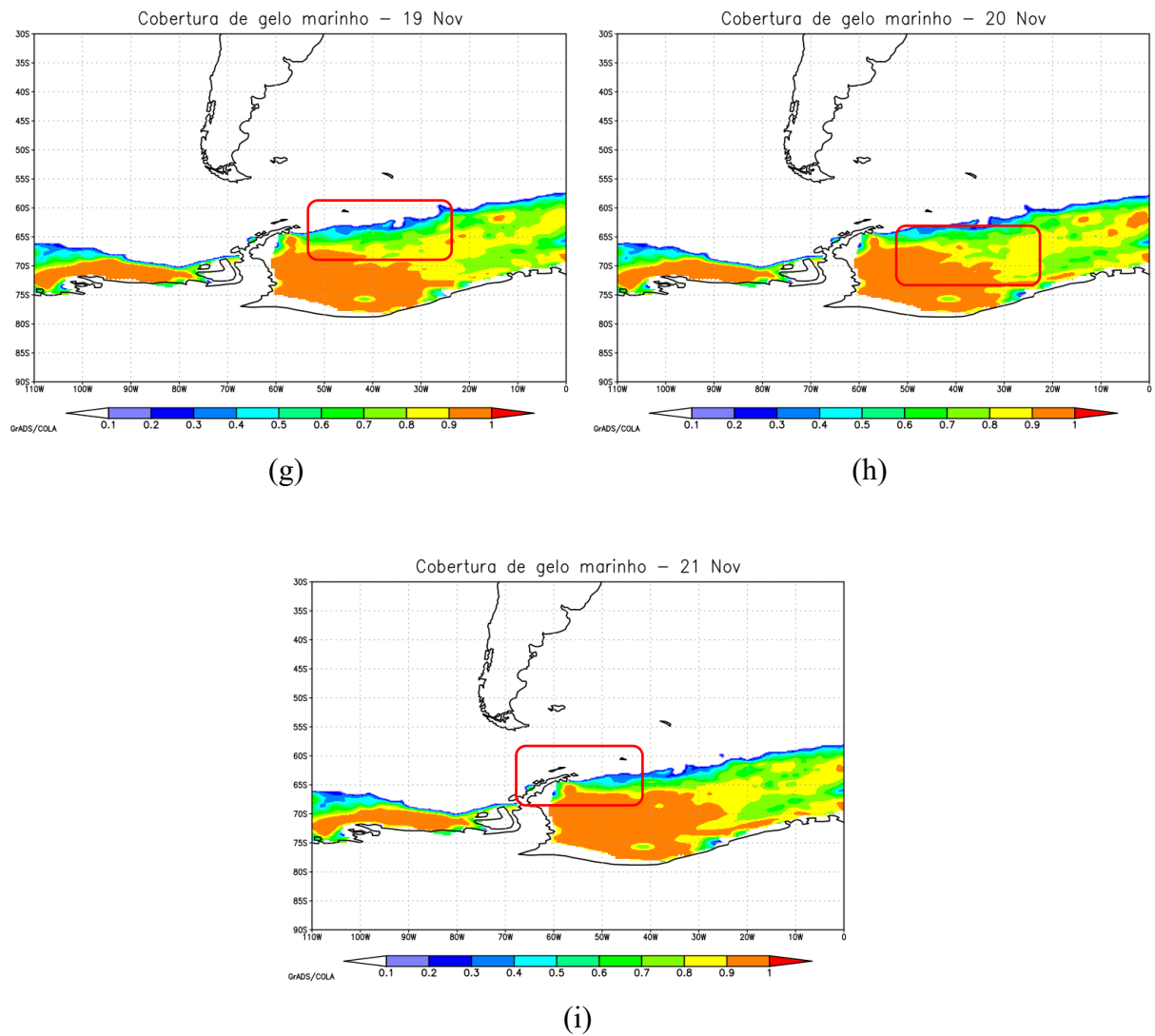


Figura 4.42 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

A Figura 4.43 (a, b, c, d, e) mostrou a análise da T2M com valores mais altos da temperatura do ar estão relacionados com os valores de TSM e a falta da cobertura de gelo marinho, que é característico desse período do ano. Assim como no último ciclone apresentado, o máximo aprofundamento se deu em regiões cobertas de gelo, onde o gradiente de temperatura ar-mar é mais intenso (TSM, T2M e gelo).

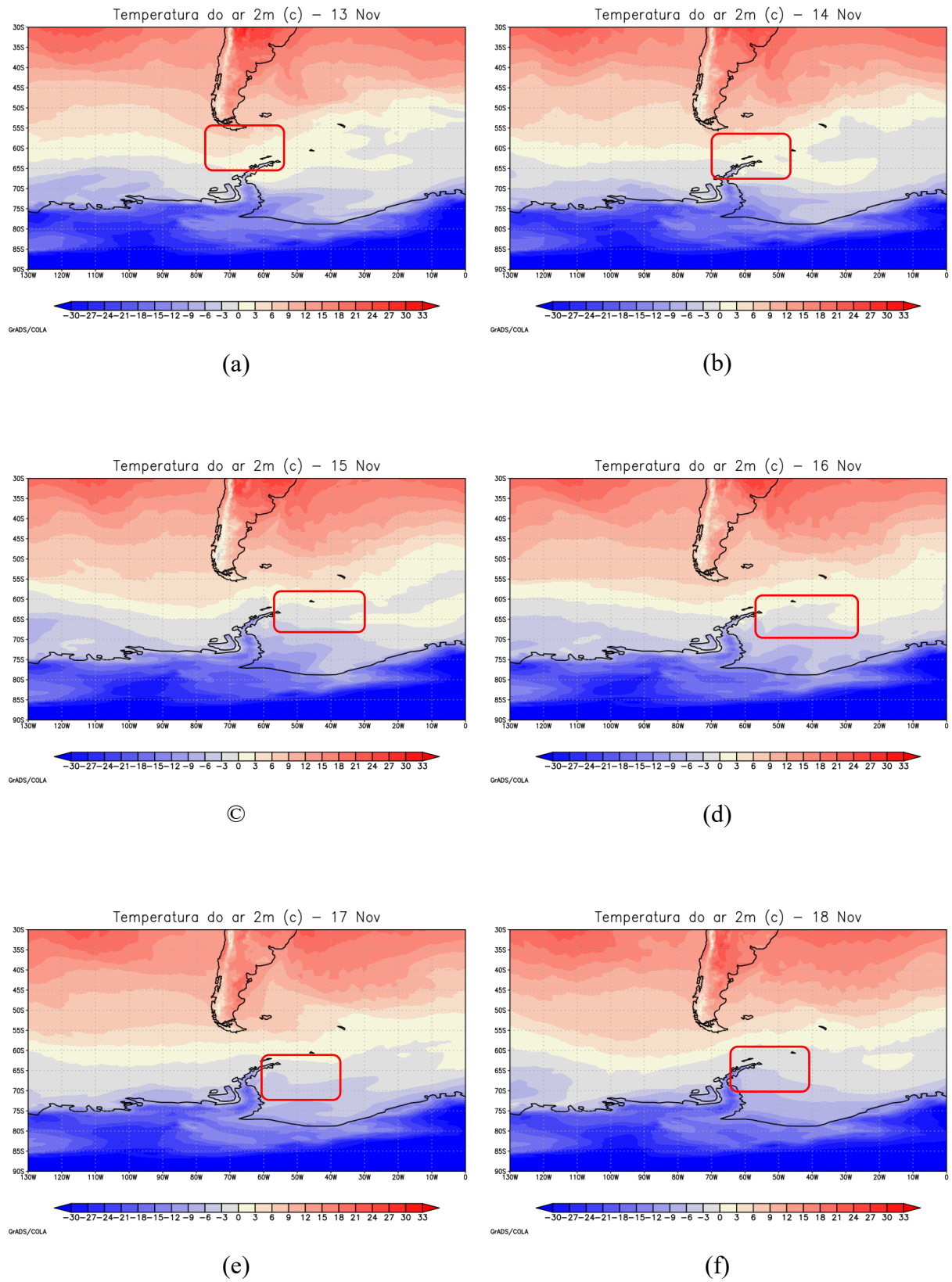


Figura 4.43 – Temperatura do ar a 2m (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11 e (h) 20/11.

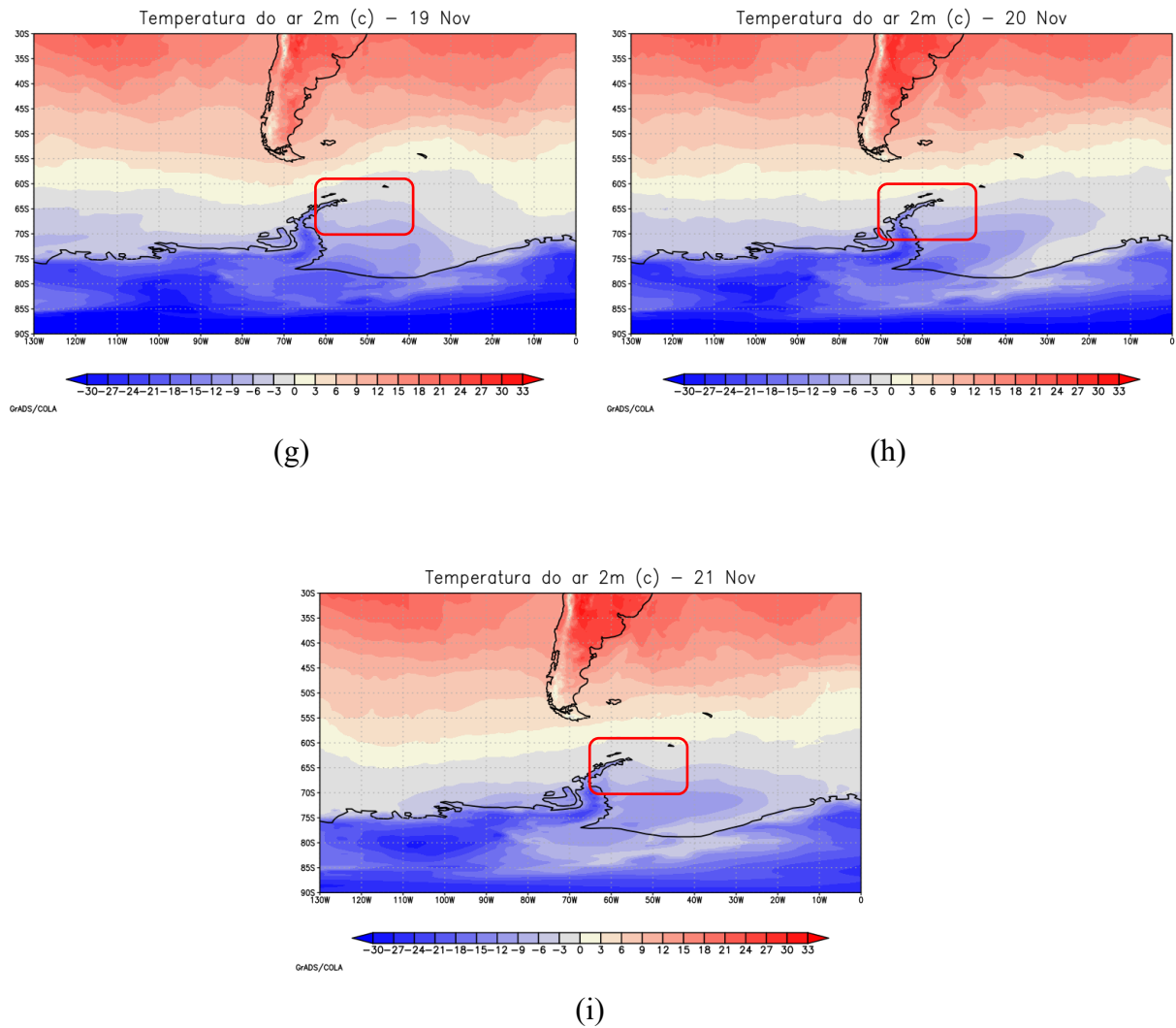


Figura 4.43 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

Na Figura 4.44, os valores de TSM variam de 5° a 2°C em toda a região por onde o ciclone passou. No dia 17 de novembro, quando o ciclone atingiu seu núcleo mais profundo (de 958 hPa) e quente, ele passou por um gradiente de TSM de aproximadamente 2°C. pode-se associar o aprofundamento do sistema com o intenso gradiente encontrado na região, devido as diferenças entre TSM, T_{2m} e gelo marinho. O ciclone aprofundou sobre a região coberta de gelo marinho.

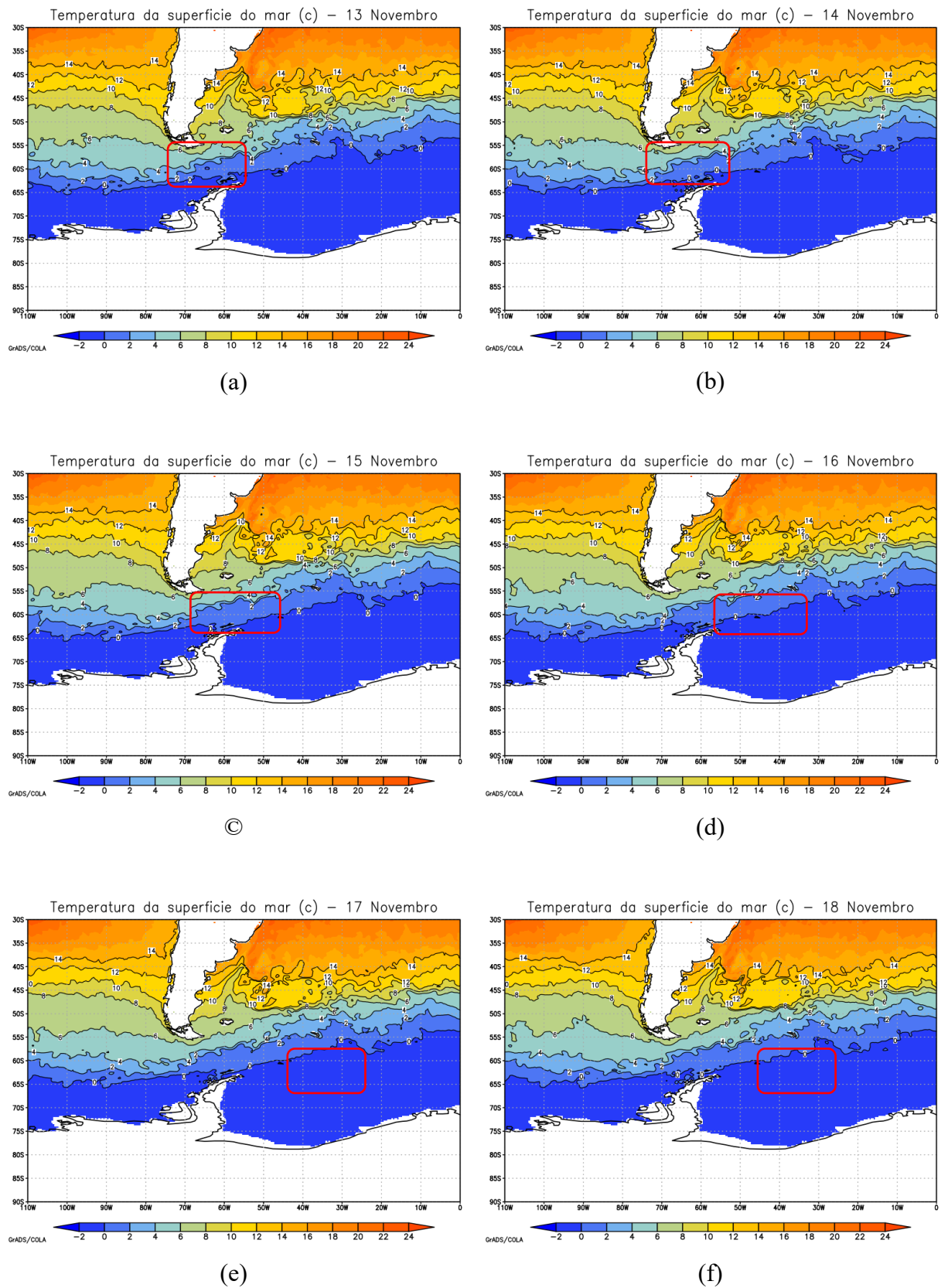


Figura 4.44 – Temperatura da superfície do mar (°C) gerados a partir da reanálise ERA5 para os dias (a) 13/11, (b) 14/11, (c) 15/11, (d) 16/11, (e) 17/11, (f) 18/11, (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

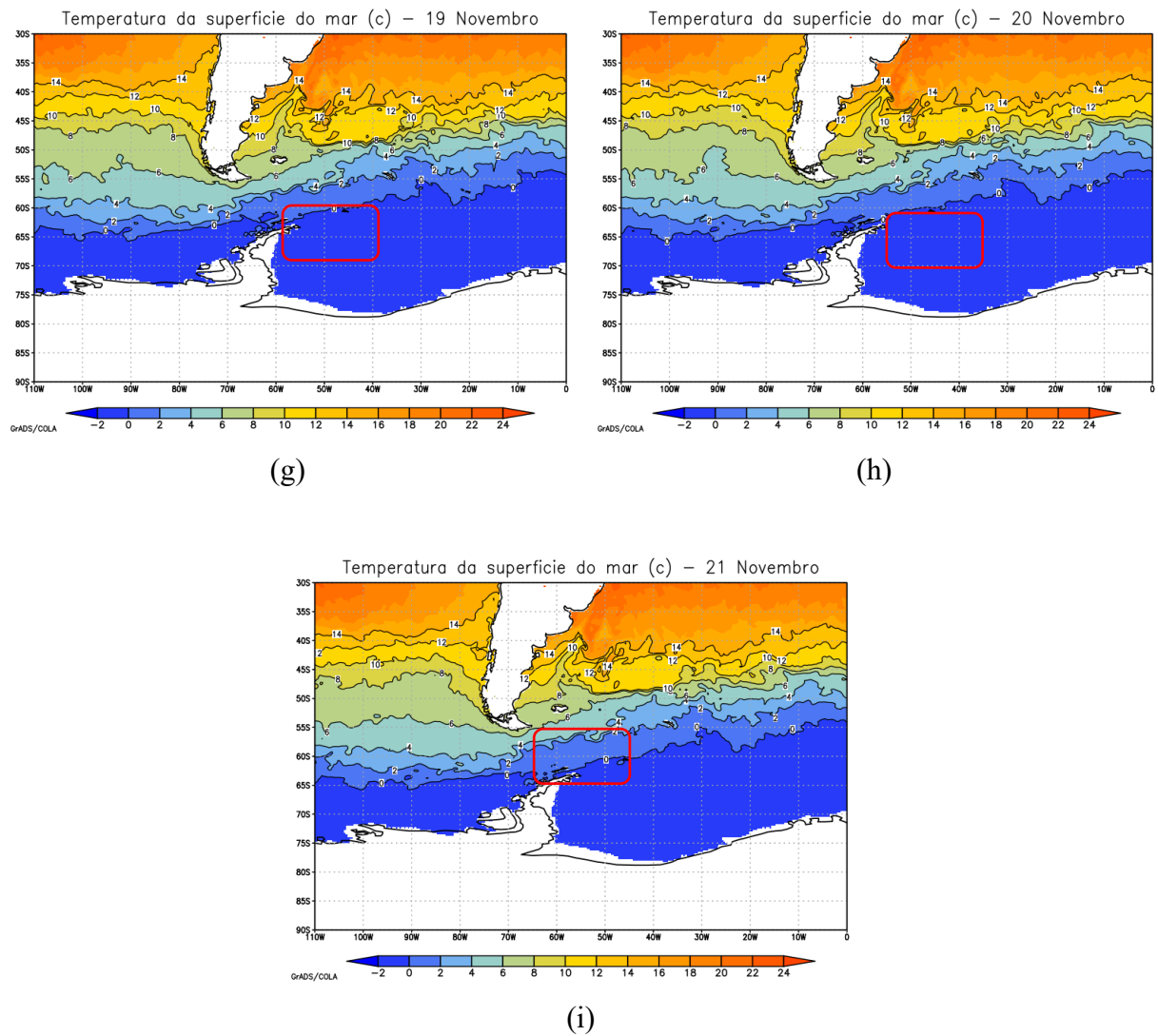


Figura 4.44 – Continuação. (g) 19/11, (h) 20/11 e (i) 21/11.

Este ciclone escolhido foi classificado como um ciclone extratropical na sua formação e no seu decaimento, tendo passado por uma transição de fase, na sua fase de oclusão, com aprisionamento quente.

5 CONCLUSÃO

O estudo dos ciclones extratropicais de aprisionamento quente é um grande desafio em qualquer latitude, principalmente para a região Antártica, que abriga uma grande ocorrência de ciclones extratropicais (KING, TURNER, 1997). A mais frequente dificuldade é confundi-lo com um ciclone subtropical ou até mesmo com um tropical. Isso mostra o quão é importante o estudo para facilitar a distinção dos mecanismos de formação de seu núcleo quente, que são diferentes, como a presença de um núcleo quente em baixos níveis no seu pico de desenvolvimento. Essa característica vai de encontro com a teoria do desenvolvimento dos ciclones baroclínicos de latitudes médias, pois um ciclone com núcleo quente indica o enfraquecimento da sua circulação ciclônica com a altitude.

Como foi visto, o aprisionamento quente é devido ao rápido aprofundamento do ciclone associado com as fortes trocas de calor latente e calor sensível entre o ar frio continental e as temperaturas relativamente quentes da superfície do mar. Estas trocas são mais intensas, segundo eles, quando o ar frio se move rapidamente através de um intenso gradiente de TSM em direção às águas relativamente mais quentes.

Apenas os ciclones que ocorreram em abril e maio apresentaram comportamento parecido com o proposto na bibliografia. Começaram com núcleo frio, bem característico de baroclinia, aprofundaram rápido e adquiriram núcleo quente em baixos níveis, voltando a ficar frio na dissipação. O aprisionamento quente normalmente fica confinada abaixo de 600 hPa. À medida que o ciclone enfraquece, a advecção fria atinge o núcleo do ciclone, e este volta a ser frio.

Dois fatores podem estar relacionados ao aparecimento do núcleo quente nos ciclones. O primeiro é a liberação de calor latente pela intensa atividade convectiva próxima ao centro do ciclone no seu estágio inicial, causando o aquecimento da camada atmosférica, e o segundo reside no rápido e intenso aprofundamento do ciclone. O que pode ser observado em ambos os casos apresentados, é que o rápido desenvolvimento do ciclone levou a formação dos núcleos quentes em baixos níveis pelo aprisionamento do setor quente dos ciclones que foi rapidamente circundado pelo seu setor frio. Dessa forma, o levantamento do ar quente pela massa fria aumentou a velocidade de queda de pressão (aprofundamento) à superfície, no centro dos ciclones.

A partir dos resultados, também não foi possível estabelecer uma conexão concreta com a concentração de gelo marinho em todos os casos. O ano de 2021 foi registrado com ocorrência de La Nina, com anomalias de TSM negativas registradas em todo o ano e tal fato interfere na concentração do gelo marinho na região de estudo, já que os valores de TSM tendem a ficar mais altos, favorecendo o degelo em toda a região ao redor da Península Antártica. Esse padrão

foi discutido em estudos de Yuan (2004).

Apenas dois dos quatro ciclones estudados tiveram seu aprofundamento numa região coberta por gelo marinho, por ocorrerem em períodos em que a cobertura de gelo foi maior, como foi o caso de setembro e de novembro. Ambos se desenvolveram a NW/W da Península Antártica e avançaram sobre o Mar de Weddell, onde tiveram sua máxima intensificação e onde ocorreu o núcleo barotrópico. Pode-se associar ao intenso gradiente existente entre a ar-gelo-mar nesta região.

A lógica é que com valores mais altos de TSM, maior o gradiente entre terra-mar, e assim condições mais favoráveis para o aprofundamento de sistemas que por ali passam.

A comparação dos resultados obtidos a partir do ERA5 com os diagramas de fase de Hart foi essencial para caracterizar a evolução de cada ciclone estudado. Enquanto o ERA5 forneceu campos atmosféricos detalhados, incluindo pressão, temperatura e vorticidade potencial, os diagramas de Hart permitiram classificar a estrutura térmica e a simetria do núcleo dos ciclones ao longo do seu ciclo de vida. A integração dessas duas abordagens possibilitou determinar de forma mais precisa fases de desenvolvimento, maturação e dissipação, fornecendo uma compreensão mais robusta da dinâmica de cada sistema.

Espera-se que após novas análises dos dados da reanálise ERA-5, encontre-se um padrão para o aprisionamento quente em ciclones extratropicais, que permita chegar a conclusões mais efetivas na região de estudo. Ou seja, a utilização de diagramas de fase será importante como uma primeira forma de identificação do aprisionamento quente, e a partir deles, devem ser desenvolvidos novos resultados que serão utilizados para a identificação de novos eventos de aprisionamento quente em ciclones extratropicais para a região Antártica e então, a criação de uma definição mais aprofundada do assunto, já que não foi encontrado um padrão sazonal específico para a formação dos ciclones, que ocorreram ao longo de todo o ano de 2021.

REFERÊNCIAS

- ÁVILA, A. R.; NUNES, H. A.; ALVES, J. L. Estudo dos ciclones extratropicais explosivos no sul do Brasil: características e impactos. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.36, n.1, p.45-58, 2021.
- BARBOSA, T. F. Intrusão de vortacidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil. 118 p. (INPE-14170-TDI/1087). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.
- BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikasjoner*, v. 3, n. 1, p. 1-18, 1922.
- BLUESTEIN, H. B. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II: Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford: Oxford University Press, 1993.
- BURGOBRAGA R., Variabilidade da cobertura de gelo marinho e as colônias de Pygoscelidae na costa oeste da baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica. Tese – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2010.
- CAMILA, A.; SILVA, B.; OLIVEIRA, C. Comportamento do vento no setor leste de Santa Catarina sob influência de ciclones extratropicais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.3, p.215-226, 2011.
- CARDOSO M. R., PALMEIRA A. C. P. A., BARRETO R. S. M.,: Estudo da anomalia da cobertura de gelo marinho na região do Estreito de Drake sul durante o verão de 2015/2016. Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2016.
- CARPENEDO C. B. Interações entre ciclones extratropicais e a variabilidade extrema do gelo marinho nos mares de Bellingshausen-Amundsen e no mar de Weddel, Antártica. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
- CARRASCO, J. F. A Strong Wind Event on the Ross Ice Shelf, Antarctica: A Case Study of Scale Interactions. ResearchGate, 1996.
- CHENG, C.-J.; WU, C.-C. The role of WISHE in the rapid intensification of tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 77, n. 9, p. 3139-3160, 2020.
- DASH M. K., PANDEY P. C., VYASC N. K., TURNER J., Variability in the ENSO-induced southern hemispheric circulation and Antarctic sea ice extent. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.3456. 2012
- DEACON, G. E. R. The Antarctic Circumpolar Ocean. In: Jacobs, S. S. (Ed.). *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1985. p. 1–24.
- DUTRA, L, M. M. Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São José dos Campos. 2012.

FUNATSU, B. M. Dinâmica de ciclones extratropicais. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 1990.

GANDRA, M., QUADRO, M. F. L. Gelo marinho Antártico e a trajetória de ciclones sobre o oceano Atlântico do sul. Metodologias e Aprendizado, n. 2, p. 57-62. 2019.

GOZZO, L. F. Ciclones subtropicais sobre o sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e fontes de umidade. Dissertação (Doutorado em Meteorologia)– Universidade de São Paulo, São Paulo. 2014.

GOZZO, L. F.; DA ROCHA, R. P. Ciclones subtropicais sobre o sudoeste do Atlântico Sul: climatologia e fontes de umidade. Revista Brasileira de Meteorologia, v.28, n.1, p.45-58, 2013.

HART, R. E.; EVANS, J. L. Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. J. Climate, v.14, p.546-564, 2001.

HART, R. E. A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. Monthly Weather Review, v.131, p.585-616, 2003.

HODGES K. I., LEE R. W. AND BENGTTSSON L., A Comparison of Extratropical Cyclones in Recent Reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25, Journal of Climate, v. 24, p.: 4888-4906. 2011.

HOLTON, J. R.: An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th ed. New York: Elsevier Academic Press, 2004.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on the dynamics of the midlatitude and tropical storm tracks. Journal of Climate, v. 18, n. 22, p. 4062–4075, 2005.

HOSKINS, B. J. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 111, n. 470, p. 877–946, 1985.

LIMA, F. U. F. Interação Trópicos-Extratropicais, relações com o Oceano Austral e impactos no gelo marinho antártico. Tese – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

LIU, J., YUAN, X., D. G. MARTINSON, Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections. Geophysical Research Letters, 29, 1029, 2002.

MATHIAS, R. S. B. Análise e classificação de ciclones utilizando diagramas de fase: conceitos e aplicação em previsão de tempo operacional. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

MAUE, R. N. Warm seclusion extratropical cyclones. Dissertation of degree of Doctor of Philosophy. The Florida State University, 2010.

NAMIAS, J. An introduction to the study of air mass analysis: vii. Elements of cyclonic structure Bulletin of the American Meteorological Society, v. 16, n. 5, p.: 124-129, 1935.

NATIONAL SNOW AND ICE DATA CENTER – All about Sea Ice. Disponível em: <https://nsidc.org>.

NASA Earth Observatory. World of Change: Antarctic Sea Ice. Disponível em: https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/sea_ice_south.php

PALMEN, E.; NEWTON, C. W. Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation. New York: Academic Press, 1969.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. Physics of Climate. New York: American Institute of Physics, 1992.

PIVA, E. D.; FEDOROVA, N.; GAN, M. A. Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da região sudeste da América do Sul. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n. 2, p. 161–170, 2008.

PYKE, J. F. The role of latent heat release in the development of extratropical cyclones. Journal of Atmospheric Sciences, 22(1), 40–48. 1965.

REBOITA, M. S., GAN, M. A., ROCHA, R. P., CUSTÓDIO, I. S. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte II Estudo de Casos. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 4, 509-542, 2017.

REED, R. J.; DUNCAN, C. N. Baroclinic instability as a mechanism for the serial development of polar lows: a case study. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, v. 39, n. 4, p. 349–368, 1987.

ROCHA, L. B., REBOITA, M. S., DUTRA, L. M. M., CAPUCIM, B. C. Evolução da Estrutura Térmica de um Ciclone Tropical e sua Transição Extratropical: Caso Talim. Revista Brasileira de Meteorologia, Online Ahead of Print, 2021.

ROSS, B., WALSH, J. E. (1986). Synoptic-scale influences of sea ice in the polar regions. Monthly Weather Review, 114(6), 1101–1117.

SANDERS, F., GYAKUN, J. R. Synoptic-dynamic climatology of the 'bomb'. Part I: The climatology of bomb development and decay. Monthly Weather Review, 108(10), 1589–1606. 1980.

SATYAMURTY, P. Rudimentos da Meteorologia Dinâmica, São José dos Campos, 10 de agosto de 2004.

SCHULTZ, D. M.; VAUGHAN, G. Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 92, n. 4, p. 443–466, 2011.

SHAPIRO, M. A.; KEYSER, D. Fronts, jet streams, and the tropopause. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 71, n. 6, p. 749–766, 1990.

SINCLAIR, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995

SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. Variability patterns of Rossby wave source. *Climate Dynamics*, v. 37, n. 3, p. 441–454, 2011.

TALJAARD, J. J. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY. *Journal of Applied Meteorology*, v. 6, p. 973–987, 1967.

TOCHIMOTO, E. Comparing frontal structures of extratropical cyclones in the northwestern Pacific and northwestern Atlantic storm tracks. *Monthly Weather Review*, v. 150, n. 2, p. 369–392, 2022.

TURNER, J., The El Nino Southern Oscillation and Antarctica, *Int. J. Climatol*, v. 24, p.: 1–31. 2004. WHITE, W.B., R.G. PETERSON, An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 380, 699–702. 1996.

KING, J. C.; TURNER, J. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.

KUO, Y.-H.; REED, R. J.; LOW-NAM, S. Thermal structure and airflow in a model simulation of an occluded marine cyclone. *Monthly Weather Review*, v. 120, n. 4, p. 1747–1767, 1992.

WINSTON, P. H. A study of the development of a rapidly deepening extratropical cyclone. *Journal of Meteorology*, 12(1), 1–15. 1995.

YUAN, X., D. G. MARTINSON, Antarctic sea ice variability and its global connectivity, *J. Climate*, 13, 1697–1717. 2000.

YUAN, X., D. G. MARTINSON, The Antarctic Dipole and its predictability. *Geophysical Research Letters* 28, 18, 3609–3612. 2001. YUAN, X., ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic science* v.16, n. 4: 415–425. 2004.