

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

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DE BAIXAS POLARES SOBRE A  
PENÍNSULA ANTÁRTICA E MARES ADJACENTES

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

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DE BAIXAS POLARES SOBRE A  
PENÍNSULA ANTÁRTICA E MARES ADJACENTES

Trabalho de conclusão do curso de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro sobre a orientação da Profa. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira e do Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Meteorologia.

RIO DE JANEIRO-RJ  
Maio, 2021

DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DE BAIXAS POLARES SOBRE A  
PENÍNSULA ANTÁRTICA E MARES ADJACENTES

ANNE DE CARVALHO CASTRO DE MELO

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

---

Prof. Dr. Edilson Marton  
Coordenador do Curso de Meteorologia

Aprovada por:

---

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

---

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

---

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

---

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

---

Rodrigo Barreto Mathias  
Marinha do Brasil

RIO DE JANEIRO-RJ  
Maio, 2021

Sei que a Tua graça basta, então Te agradeço.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pois sem Ele não sou nada, e é Ele quem guia meus passos. Sempre. E não pretendo que isso mude. Por isso dedico, primeiramente, à Ele essa conquista. Àquele que ouvia minha oração chorosa nas noites mais difíceis, e me fazia acordar na manhã seguinte revigorada e em paz, sem o peso da ansiedade. Obrigada por me ajudar a carregar minhas cargas, Deus.

Aos meus pais Adriana e Aluisio pelo apoio incondicional e à confiança que sempre depositaram em mim, mesmo quando eu não confiava em mim mesma. Obrigada por me obrigar a ter momentos de lazer ainda que eu insistisse veementemente que não tinha tempo. Afinal, vocês sempre souberam que o tempo era suficiente. Obrigada por entenderem esse meu jeito meio esquisito e por me dizerem para não me cobrar tanto.

Agradeço à minha irmã Anna por, quase sempre, me ouvir falar sobre meteorologia toda empolgada mesmo não entendendo muito do que eu estava falando. Obrigada por assumir o papel de leitora da família e fazer arte com isso. Você é brilhante e me inspira.

Agradeço à minha avó Marina por sempre dizer que meu lugar já estava reservado, bastava eu confiar. Obrigada pela sua garra e orações, Vó. Meu sonho é ser como a senhora.

Agradeço ao meu avô Ademir, pelos papos leves e filosóficos que sempre me fazem rir. Um dia eu ainda vou aprender um instrumento. Eu prometo.

A minha família como um todo, a qual tenho orgulho de fazer parte.

Agradeço aos meus orientadores Ana Cristina e Wallace pela confiança. Obrigada pelas correções e puxões de orelha e por me tirar da zona de conforto.

Agradeço por verem aquela menina tímida e confiar que ela tinha muito a oferecer.

Ana, obrigada por me apresentar às Baixas Polares e me fazer amar a Antártica.

Agradeço aos meus amigos que perto ou longe sempre me apoiaram.

A todos os colegas do LADSIN pelo eterno espírito colaborativo. Obrigada pelo clima sempre agradável no laboratório e por sempre torcermos uns pelos outros.

A todos os professores com os quais tive a oportunidade de absorver um pouco de conhecimento. Obrigada por compartilharem um pouco da vasta experiência de vocês.

Já dizia Isaac Newton “Se eu vi mais longe, foi por estar sobre ombros de gigantes”, sendo assim, só me resta agradecer a todos os pesquisadores que descobriram e estudaram o fenômeno das Baixas Polares e escreveram livros, artigos ou breves comentários mas que foram imprescindíveis para a realização desta pesquisa. Obrigada pela dedicação de vocês.

E por fim, quero agradecer a todos, que mesmo que de forma breve, passaram por minha trajetória, deixando um pouco de si e levando um pouco de mim.

## RESUMO

As Baixas Polares (BP) são intensos ciclones marítimos de mesoescala (Rasmussen e Turner, 2003) que ocorrem, preferencialmente, em regiões de altas latitudes em ambos os hemisférios. Elas são caracterizadas por possuir uma escala horizontal inferior a 1000 km e velocidade do vento em superfície próximas, ou até mesmo superiores, àquelas da categoria do furacão (podendo ser classificadas pela escala Saffir-Simpson). Este tipo de ciclone de mesoescala possui curto tempo de vida, geralmente entre 12 e 36 horas (Smirnova et al. 2015). Associado a isto e à sua pequena extensão horizontal, sua identificação através de cartas sinóticas torna-se muito difícil.

Este trabalho buscou realizar, para o ano de 2020, uma análise das trajetórias e frequências de Baixas Polares sobre a Península Antártica assim como nos mares de Weddell, Bellingshausen e Amundsen além de analisar a variação sazonal de suas frequências. O rastreamento destes sistemas foi realizado com o auxílio do algoritmo TRACK (HODGES, 1994, 1995) com os dados de entrada da reanálise ERA 5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

Os resultados foram condizentes com trabalhos anteriores e mostraram uma maior frequência durante o verão e menor frequência durante o inverno. Ademais, foi constatado que a grande maioria de Baixas Polares rastreadas foram do “tipo” nuvem vírgula. A maior densidade de Baixas Polares foi encontrada no Mar de Weddell, por outro lado, esta foi a região das BPs com menores deslocamentos.

O estudo de caso realizado mostrou a contribuição de vários mecanismos em diferentes estágios do desenvolvimento da Baixa Polar analisada.

## ABSTRACT

The Polar Lows (BP) are intense mesoscale marine cyclones (Rasmussen and Turner, 2003) that occur, preferably, in regions of high latitudes in both hemispheres. They are characterized by having a horizontal scale of less than 1000 km and wind speed on a surface close to, or even higher than, those of the hurricane category (which can be classified by the Saffir-Simpson scale). This type of mesoscale cyclone has a short lifetime, usually between 12 and 36 hours (Smirnova et al. 2015). Associated with this and its small horizontal extension, its identification through synoptic charts becomes very difficult.

This work sought to carry out, for the year 2020, an analysis of the trajectories and frequencies of the Polar Lows over the Antarctic Peninsula as well as in the Weddell, Bellingshausen and Amundsen seas in addition to analyzing the seasonal variation of their frequencies. The tracking of these systems was performed with the aid of the TRACK algorithm (HODGES, 1994, 1995) with the input data of the ERA 5 reanalysis from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

The results were consistent with previous studies, with a higher frequency during the summer and less frequency during the winter. In addition, it was found that the vast majority of the Polar Lows tracked were of the “type” comma cloud. The highest density of the Polar Lowlands was found in the Weddell sea, on the other hand, this was the region of the BPs with the least displacements.

The case study carried out showed the performance of various mechanisms at different stages of the development of the analyzed Polar Low.

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1.1:** provável primeira imagem de uma baixa polar tirada do satélite nimbus 3 da nasa em 5 de janeiro de 1970. Fonte: Lyall (1972).

**Figura 2.1:** esquema mostrando a parte da antártica reivindicada por cada país. Fonte: Discovering Antarctica.

**Figura 2.2:** Mapa topográfico da Antártica. Fonte: REMA.

**Figura 2.3:** mosaico produzido por diversos satélites de órbita polar produzido pelo canal do infravermelho no dia 4 de janeiro de 2020 às 11 UTC. Fonte: AMRC & AWS.

**Figura 2.4:** Mapa topográfico da península antártica. Fonte: REMA.

**Figura 2.5:** Mapa da antártica mostrando a localização das principais plataformas de gelo, o 'j9'. Fonte: Robinson (2004).

**Figura 3.1:** Esquema ilustrativo da formação dos ventos catabáticos na Antártica. Fonte: Discovering Antártica.

**Figura 3.2:** Esquema do processo de indução provocado pela anomalia de vorticidade potencial para o hemisfério norte. (a) anomalia de vorticidade potencial em altos níveis (indicada por “+”) sobre uma região de considerável baroclinicidade em baixos níveis. a circulação induzida pela anomalia é indicada pela seta preta grossa e os contornos de temperatura potencial por linhas sólidas na superfície. (b) anomalia quente em superfície um pouco à frente da anomalia de vorticidade potencial. a anomalia quente reforça a circulação em altos níveis de modo que o movimento em direção ao equador advecta vorticidade



potencial ciclônica e o movimento em direção aos pólos advecta baixa vorticidade potencial ciclônica, afetando o deslocamento do sistema para leste. Fonte: Hoskins et al., 1985.

**Figura 3.3:** Esquema do desenvolvimento do ciclone baroclínico nos ambientes de (a) cisalhamento direto e (b) cisalhamento reverso. corte vertical do ambiente representado por setas que representam o vento (esquerda). desenvolvimento de um ciclone seco e idealizado (direita). as estruturas frontais troposféricas inferiores são representadas em conjunto com advecção de ar quente (waa) e advecção de ar frio (caa) (setas) e localizações aproximadas de movimento vertical máximo (círculos), com um ponto indicando movimento ascendente e símbolo cruzado indicando movimento descendente. Fonte: Terpstra et al., 2016.

**Figura 3.4:** Estrutura da baixa polar no caso do fluxo de cisalhamento reverso. as linhas sólidas azuis representam a linha de fluxo; as as linhas verdes pontilhadas representam isotermas; e a seta preta indica a direção da baixa polar. Fonte: RAMMB. adaptado para o Hemisfério Sul.

**Figura 3.5:** Imagem de infravermelho termal de uma baixa polar do tipo vírgula. Fonte: rasmussen e turner, 2003.

**Figura 3.6:** Imagem de infravermelho termal de uma baixa polar do tipo espiral. as setas pretas mostram a presença de um sistema frontal associado a esta baixa polar. Fonte: rasmussen e turner, 2003.

**Figura 5.1:** Distribuição (a) mensal e (b) sazonal da quantidade de baixas polares rastreadas.

**Figura 5.2:** Distribuição mensal da quantidade de baixas polares por setor: mar de weddell (verde), mar de bellingshausen (azul) e mar de amundsen (rosa).

**Figura 5.3:** Trajetória das baixas polares. os pontos em roxo representam a trajetória das bps em cada passo de tempo. o mar de weddell se localiza à leste da península antártica e o mar de bellingshausen à oeste. o estreito de drake se localiza ao norte da península.

**Figura 5.4:** Regiões de mesociclogênese. os pontos em roxo representam as regiões de ciclogênese das baixas polares. o mar de weddell se localiza à leste da península antártica e o mar de bellingshausen à oeste. o Estreito de Drake se localiza ao norte da Península.

**Figura 5.5:** Distribuição sazonal da quantidade de bps com características de vórtices rasos, médios e profundos. as colunas em tons de azul mostram os vórtices médios e profundos e as colunas em tons de roxo representam os vórtices rasos.

**Figura 5.6:** Distribuição sazonal das regiões de mesociclogênese (verão, outono, inverno e primavera) à esquerda. variação sazonal da concentração de gelo marinho sobre a antártica à direita. os pontos roxos são os pontos de ciclogênese das bps (Figura da esquerda) e na Figura

da direita, as cores representam a espessura da camada do gelo marinho que circunda o continente, cuja escala de cores é mostrada na Figura. Fonte: University of Bremen.

**Figura 5.7:** Cartas sinóticas dos dias 15 e 16 às 00 UTC do Australian Bureau of Meteorology.

**Figura 5.8:** Mosaico produzido por diversos satélites de órbita polar produzido pelo canal do infravermelho no dia 15 de fevereiro de 2020 às 16 UTC (a), 16 de fevereiro às 04 UTC (b) e 17 de fevereiro às 12 UTC (c). Fonte: AMRC & AWS.

**Figura 5.9:** Pressão ao nível médio do mar (linhas) e temperatura da superfície do mar (cores) às 00 UTC de 16 de fevereiro de 2020 (a), 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020 (b) e 04 UTC de 18 de fevereiro de 2020 (c).

**Figura 5.10:** Diferença, em módulo, da temperatura da superfície do mar e da temperatura do ar a 2 metros (cores) e pressão ao nível médio do mar (linhas). o símbolo “x” representa a posição da baixa polar durante seu aprofundamento (a) e durante seu decaimento (b).

**Figura 5.11:** Espessura da camada entre 1000 - 500 hpa (cores) e pressão ao nível médio do mar (linhas). o símbolo “x” representa a posição da baixa polar durante seu aprofundamento às 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020.

**Figura 5.12:** Espessura entre 900 - 600 hpa (cores) e pressão ao nível médio do mar (linhas) às 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020.

**Figura 5.13:** Cobertura de gelo marinho (tons de cinza) e pressão ao nível médio do mar (linhas). o símbolo “x” representa a posição da baixa polar durante seu decaimento às 04 UTC de 18 de fevereiro de 2020.

**Figura 5.14:** Vorticidade potencial ( $\text{km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) em 500 hpa (cores), pressão ao nível médio do mar (linha preta sólida) e temperatura do ar a 2 metros (linha tracejada roxa) para (a) 00 UTC e (b) 20 UTC do dia 16 de fevereiro.

**LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1:** INFORMAÇÕES DA REANÁLISE ERA5.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2. A REGIÃO DE ESTUDO</b>	<b>4</b>
<b>2.1. O Continente</b>	<b>4</b>
2.1.1. Península Antártica	7
<b>3. A FÍSICA DAS BAIXAS POLARES</b>	<b>10</b>
<b>3.1. Teorias sobre as Baixas Polares</b>	<b>10</b>
3.1.1. Instabilidade Condicional de Segundo Tipo (CISK)	10
3.1.2. Troca de Calor em Superfície Induzida pelo Vento (WISHE)	11
3.1.3. Instabilidade Baroclínica	12
3.1.4. Instabilidade Barotrópica	13
3.1.5. Efeitos do Relevo	13
3.1.6. Vorticidade Potencial	14
3.1.7. Cisalhamento Reverso	15
<b>3.2. Assinatura de Nuvens</b>	<b>17</b>
3.2.1. Nuvem “tipo” vírgula	18
3.2.2. Nuvens espirais	19
<b>3.3. Parâmetro B</b>	<b>20</b>
<b>3.4. Estágios de Desenvolvimento das Baixas Polares</b>	<b>20</b>
3.4.1. Fase de Desenvolvimento	20
3.4.2. Fase Madura	21
3.4.3. Fase de decaimento	21
<b>4. METODOLOGIA</b>	<b>22</b>

	13
<b>4.1. Dados</b>	<b>22</b>
<b>4.2. O Algoritmo TRACK</b>	<b>23</b>
<b>4.3. Validação</b>	<b>24</b>
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>25</b>
<b>5.1. Estudo de caso</b>	<b>32</b>
<b>6. CONCLUSÕES</b>	<b>38</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>40</b>



## 1. INTRODUÇÃO

As Baixas Polares (BP) são intensos ciclones marítimos de mesoescala (Rasmussen e Turner, 2003) que ocorrem, preferencialmente, em regiões de altas latitudes em ambos os hemisférios. Elas são caracterizadas por possuir uma escala horizontal inferior a 1000 km e velocidade do vento em superfície próximas, ou até mesmo superiores, à força de furacões (podendo ser classificada pela escala Saffir-Simpson). Se formam, geralmente, em uma zona baroclínica rasa secundária que pode ser consequência tanto da fronteira entre o ar sobre o gelo e o ar sobre o oceano relativamente mais aquecido, favorecendo a formação vertical de vórtices, quanto dos remanescentes de uma oclusão.

Este tipo de mesociclone possui um curto tempo de vida, geralmente entre 12 e 36 horas (Smirnova *et al.*, 2015). Associado a isto e à sua pequena extensão horizontal, sua identificação através de cartas sinóticas torna-se muito difícil.

O termo “mesociclone” abrange uma gama muito ampla de sistemas meteorológicos que vão desde pequenos vórtices em escala convectiva até perturbações marítimas muito ativas que são as conhecidas como Baixas Polares. O termo “Baixa Polar” só foi definido em 1994, após considerável debate entre os meteorologistas na quinta reunião do *The European Polar Lows Working Group* (EPLWG). Antes de possuir uma nomenclatura específica, o fenômeno obteve nomes como “Baixas Árticas” e “Furacão Ártico”. Contudo, vale ressaltar que apesar de serem classificadas como baixas polares, este tipo de evento não está restrito às latitudes polares. Na EPLWG, além de uma nomenclatura universal, foi definido que uma Baixa Polar é um intenso vórtice ciclônico marítimo que se desenvolve na retaguarda de uma frente polar e cuja escala horizontal não exceda 1000 km e que possua velocidade do vento na superfície superior a  $15\text{ms}^{-1}$ .

Por séculos houve relatos de marinheiros e pequenas comunidades dos países escandinavos sobre pequenas tempestades violentas e imprevisíveis que provocavam a perda de embarcações, além da presença de ventos severos e neve pesada sobre áreas costeiras. Uma das primeiras referências a essas tempestades foi feita pelo meteorologista norueguês Peter Dannevig (1954) em um livro para pilotos. Ainda que conhecidas há muitos anos pelas comunidades costeiras de altas latitudes, foi apenas após a década de 1960 (Harrold e Browning, 1969), com a disponibilidade de imagens de satélite em órbita polar que percebeu-se que esses fenômenos eram bastante comuns, permitindo aos meteorologistas dos países afetados pelas tempestades, prevê-las com pelos menos algumas horas de antecedência.

A provável primeira imagem de uma Baixa Polar foi feita em 5 de janeiro de 1970 (Figura 1) sobre o noroeste da Escócia. Este caso foi então analisado em Lyall (1972) que sugeriu dois possíveis mecanismos desencadeadores do sistema em questão, a transferência de calor pelo oceano (de forma semelhante aos furacões) e o reequilíbrio dos gradientes de temperatura horizontais atmosféricos (de forma semelhante a maioria dos ciclones extratropicais, contudo em uma escala menor).

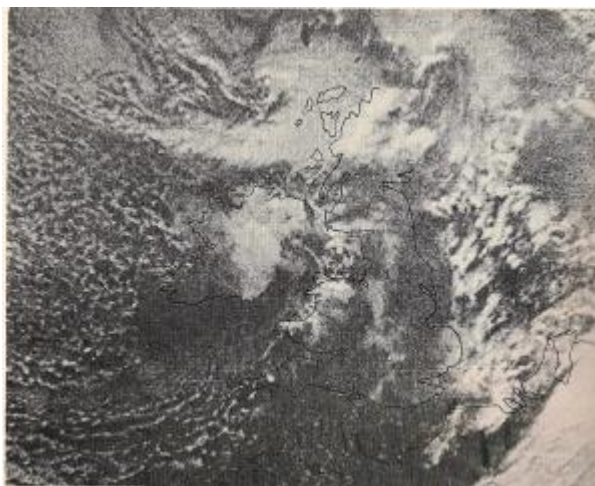


Figura 1.1: Provável primeira imagem de uma Baixa Polar tirada do satélite Nimbus 3 da NASA em 5 de janeiro de 1970. Fonte: Lyall (1972)

No Continente Antártico, o estudo sobre Baixas Polares ainda é bem recente. O primário e maior foco no estudo deste fenômeno sempre foi o Ártico. Apenas durante os anos 1980, que os pesquisadores passaram suas pesquisas também para outras regiões, inclusive ao Continente Antártico.

O primeiro a estudar este tipo de fenômeno nas proximidades da Península Antártica foi Lyons (1983). Segundo seu trabalho, os ciclones se formam e se movem em direção ao extremo sul da América do Sul, podendo causar condições tanto moderadas quanto severas por onde passam.

Ao contrário do Ártico cuja ocorrência destes mesociclones é praticamente exclusiva dos meses de inverno, na Antártica existem episódios de Baixas Polares durante todo o ano, sendo que sua frequência é máxima no verão e mínima no inverno. Além disso, ocorrem em todas as latitudes e longitudes ao redor do Continente Antártico (Carrasco *et al.*, 2003). Isso



deve-se ao fato do Continente Antártico ser uma fonte de ar frio durante todo o ano, ao contrário do Ártico que se aquece durante o verão, perdendo a cobertura de neve sobre áreas terrestres.

O Continente Antártico e o cinturão de gelo marinho ao seu redor fornecem uma gigantesca piscina de ar resfriado por radiação, principalmente durante a estação fria, do início do outono ao final da primavera. A advecção dessas massas de ar frio através dos limites do gelo marinho sobre o oceano aberto relativamente quente são denominadas *Cold air outbreaks* (CAOs). Eles são caracterizados por uma grande diferença de temperatura entre o ar e o mar e forte baroclinia em suas margens, onde as massas de ar frio colidem com o ar mais quente de latitudes médias.

Como indicado anteriormente, a atividade ciclônica de mesoescala geralmente diminui durante o inverno, em contrapartida, os ciclones mais profundos são mais frequentes durante o inverno. Isso implica que, mesmo com o número real de ciclones de mesoescala ocorram em menor quantidade no inverno, mais deles possuem características profundas. Isso se deve a casos mais frequentes sobre o mar relativamente quente de Bellingshausen. Além disso, as nuvens sobre o mar de Weddell apresentam, em sua maioria, características rasas, mostrando que a atividade ciclônica sobre os dois lados da península são impulsionados e/ou suportados por diferentes mecanismos (Carrasco *et al.*, 1997).

Desta forma, o objetivo deste trabalho é identificar as regiões de maior densidade de Baixas Polares, assim como as regiões preferenciais de gênese e suas trajetórias, utilizando o ano de 2020 como período de estudo. Outra característica importante analisada são os tipos de assinaturas de nuvens associadas a esses sistemas e a frequência de vórtices rasos, médios e profundos associados às BPs. Também será feito um estudo de caso de uma Baixa Polar e analisado os mecanismos que foram imprescindíveis em seu desenvolvimento, maturação e decaimento.

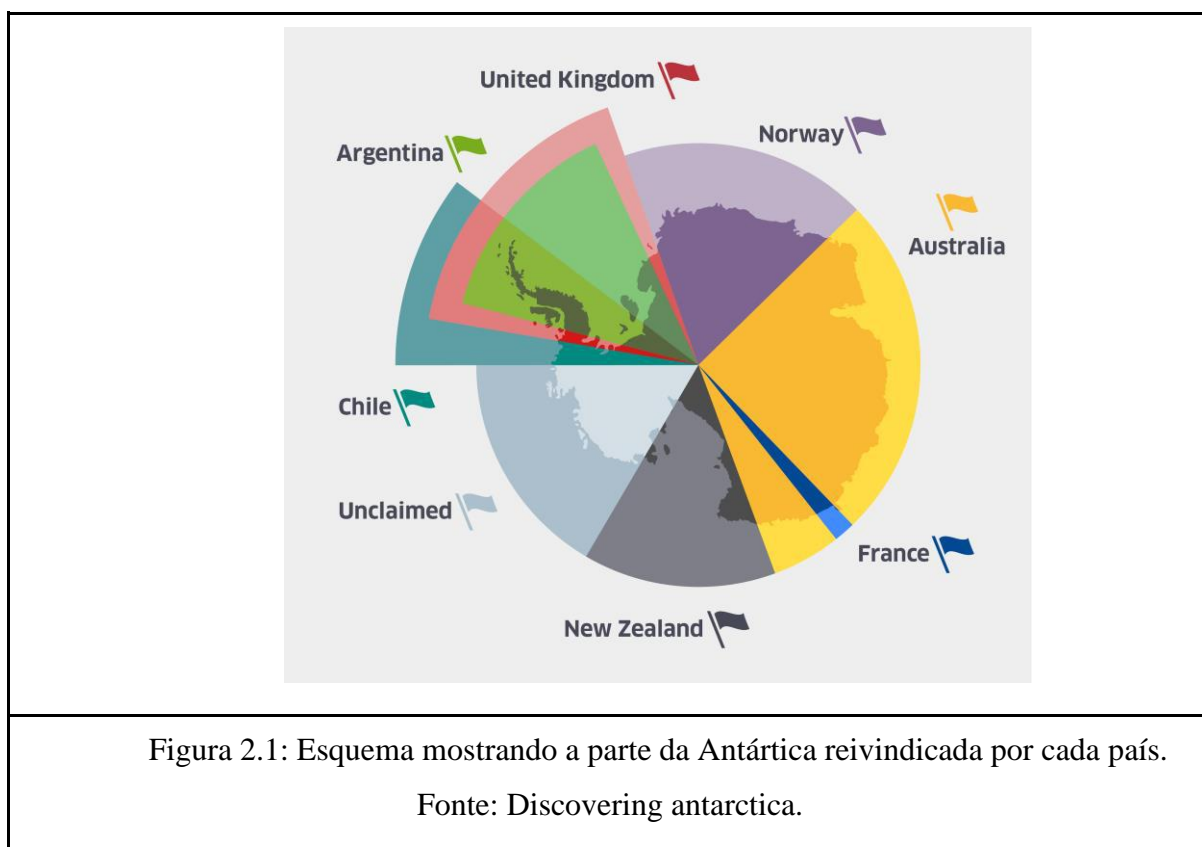
No capítulo seguinte será tratada a região Antártica e no Capítulo 3 será a apresentada as Baixas Polares, com as suas forçantes físicas. No Capítulo 4, será detalhada a metodologia utilizada, enquanto no quinto capítulo serão mostrados e discutidos os resultados. No Capítulo 5 concentram-se as conclusões, enquanto no Capítulo 6 serão apresentadas as referências bibliográficas.

## **2. A REGIÃO DE ESTUDO**

## 2.1. O Continente

Existe muita controvérsia quanto aos descobridores da Antártica. A confirmação mais antiga de que se tem conhecimento é do comandante Thaddeus Bellingshausen que chefiou duas expedições antárticas russas durante dois anos. Em 28 de janeiro de 1821 sua expedição alcançou a Península Antártica depois de duas tentativas de ultrapassar as barreiras de gelo.

A Antártica foi o último continente a ser descoberto, e não pertence a nenhum país apesar de haver várias reivindicações, não reconhecidas pela ONU, de diversos governos como Argentina, Austrália, Chile, França, Noruega, Nova Zelândia e Grã Bretanha (Figura 2.1).



Foi então realizado o Tratado da Antártica em 1961 que garantia que “*Nenhum ato ou atividade que ocorra enquanto o presente Tratado estiver em vigor constituirá uma base para afirmar, apoiar ou negar uma reivindicação de soberania territorial na Antártica ou criar quaisquer direitos de soberania na Antártica. Nenhuma nova reivindicação ou ampliação de uma reivindicação existente de soberania territorial na Antártica será declarada enquanto o presente Tratado estiver em vigor.*” (Art. IV, tradução nossa). A partir disso, o continente passou a ser usado apenas para fins científicos. Atualmente, cerca de 29 países possuem bases científicas na Antártica: África do Sul, Alemanha, Argentina, Austrália, Brasil, Bélgica,

Bulgária, Chile, China, Coreia do Sul, Equador, Espanha, Estados Unidos, Federação Russa, Finlândia, França, Índia, Itália, Japão, Nova Zelândia, Noruega, Peru, Polônia, Reino Unido, República Checa, Romênia, Suécia, Ucrânia e Uruguai.

O Continente Antártico compreende toda a faixa territorial abaixo de 60° e por estar localizado em latitudes mais elevadas, recebe pouca energia solar. Além disso, devido às baixas temperaturas e consequente grande cobertura de gelo, o continente possui um alto valor de albedo. Sendo assim, grande parte da energia recebida é refletida de volta para a atmosfera.

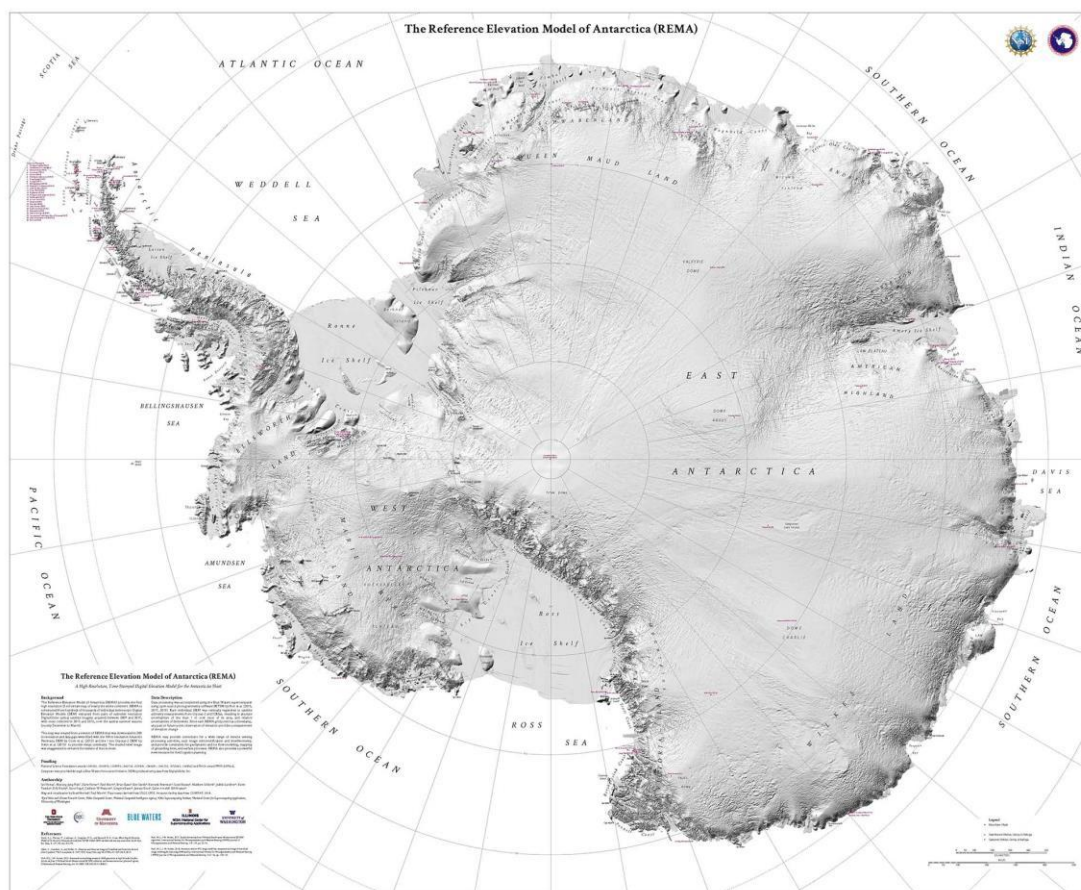


Figura 2.2: Mapa topográfico da Antártica. Fonte: REMA

A Antártica também concentra cerca de 90% de toda a água potável do planeta distribuída por todo o continente (cerca de 14 milhões de  $km^2$ ), esta quantidade é ainda maior durante os meses de inverno, quando toda a precipitação em forma de neve, torna-se gelo com o tempo. Este gelo se concentra e acumula-se, formando camadas compactas, o que contribui para a grande altitude do continente. O Continente Antártico possui uma altitude média de cerca de 2200 metros, com a maior parte composta de gelo de espessura superior a 4000 metros (Platô Antártico). O gelo não somente cobre o Continente Antártico, mas também o circunda. Nos meses de inverno, forma-se um cinturão ao redor do continente de cerca de 1000 km,

aumentando a região coberta de gelo em 18 milhões de  $km^2$ . Já nos meses de verão, este cinturão de gelo marinho recua praticamente até o litoral, com exceção do Mar de Weddell e de Ross que possuem as plataformas de gelo permanente.

O Continente Antártico é a região mais isolada do planeta, separado dos outros continentes por mares tempestuosos. Além disso, o clima antártico é muito dinâmico pois possui uma série de ciclones extratropicais que atuam nas regiões costeiras e nos mares adjacentes ao continente realizando trocas de energia entre as latitudes médias e polares no Hemisfério Sul. A atuação dos ciclones extratropicais permite que as regiões costeiras alcancem até mesmo valores positivos de temperatura, sendo assim, os valores mais extremos estão ligados ao interior do continente e às grandes cadeias montanhosas. Na Figura 2.3, é possível observar a Antártica cercada por ciclones extratropicais, mostrando a dinâmica existente no continente.

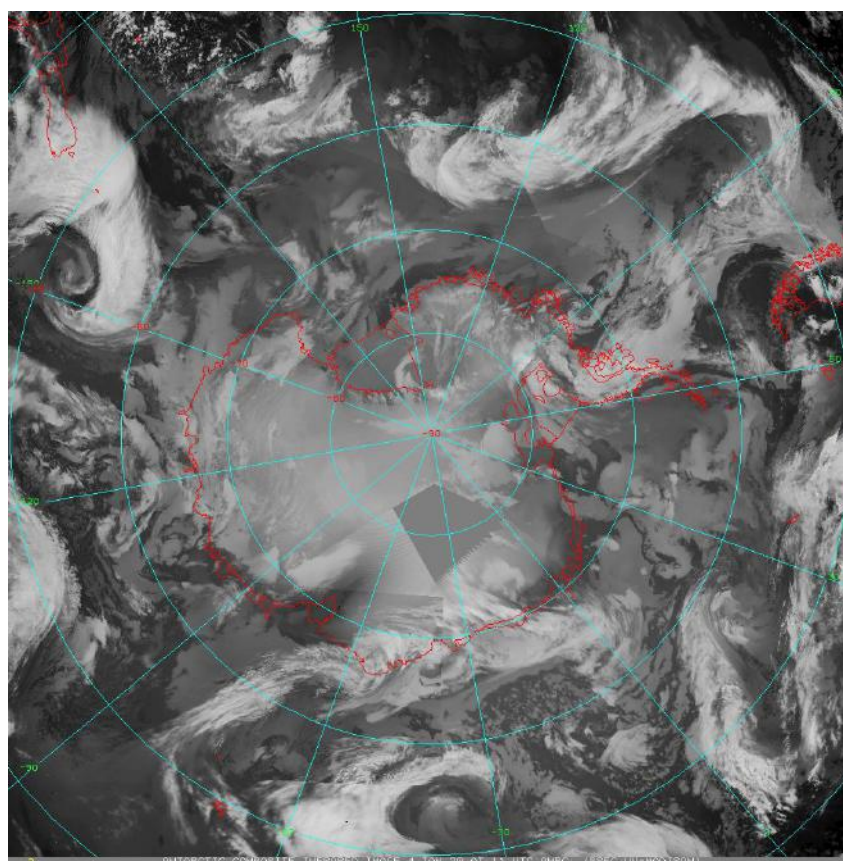


Figura 2.3: Mosaico produzido por diversos satélites de órbita polar produzido pelo canal do infravermelho no dia 4 de janeiro de 2020 às 11 UTC. Fonte: AMRC & AWS.

### 2.1.1. Península Antártica

A Península Antártica é uma barreira montanhosa que se estende para o norte a partir da base do continente (Ilha Ellsworth). Tem um comprimento de cerca de 1300 km e uma largura média de 70 km ao norte de 69°S (Figura 2.4). Os picos das montanhas têm elevações que variam de mais de 2 metros a quase 800 metros na ponta da península. Essas montanhas íngremes, separam os oceanos Pacífico e Atlântico do sul e agem como uma barreira para o fluxo de ar. Os ventos norte/noroeste sobre o mar de Bellingshausen trazem ar relativamente quente e úmido para o lado oeste da península, enquanto os ventos de sul sobre o mar de Weddell trazem ar frio do continente e geram um clima mais continental. As montanhas íngremes e as circulações ciclônicas quase permanentes da superfície que afetam os dois lados da península resultam em ambientes climáticos distintos em cada lado.

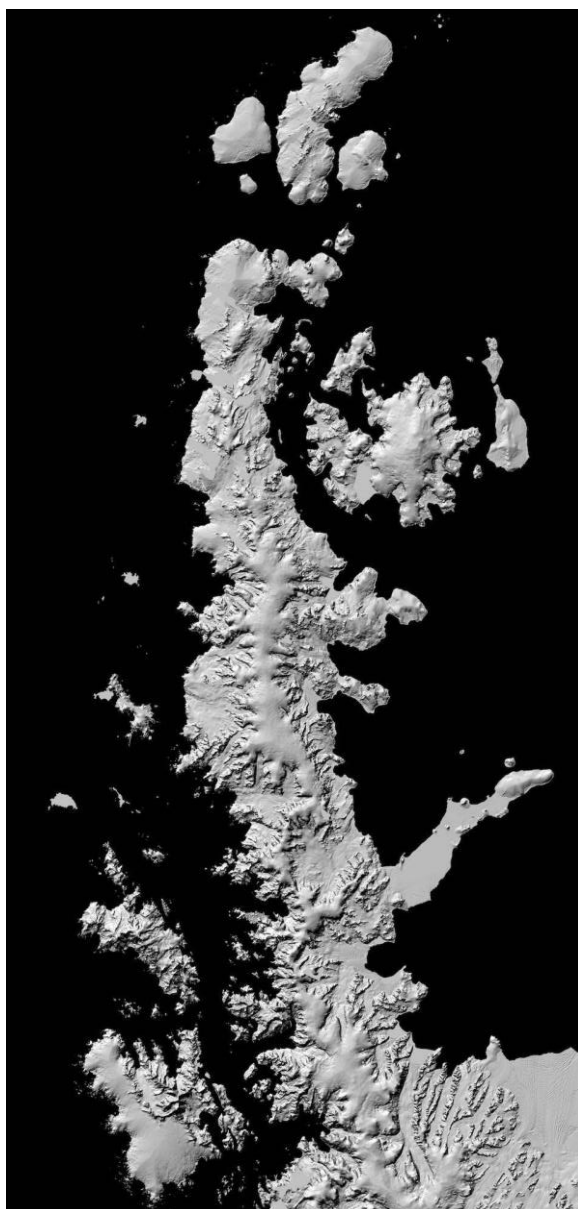


Figura 2.4: Mapa topográfico da Península Antártica. Fonte: REMA

De acordo com Carrasco *et al.* (2003), no sudeste do Oceano Pacífico, trilhas de ciclone de mesoescala indicam uma progressão referencial para o leste em direção à passagem do drake e sobre o mar de Weddell. A principal trajetória é em direção ao nordeste, com muitos vórtices de mesoescala inicialmente observados sobre a plataforma de gelo permanente Filchner-Ronne.

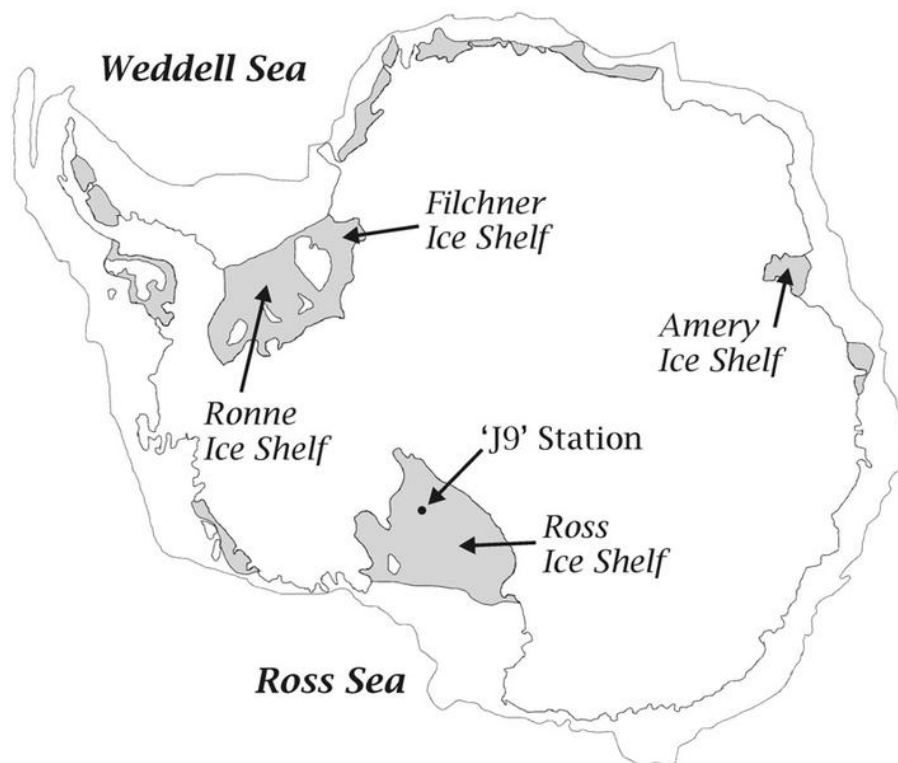


Figura 2.5: Mapa da Antártica mostrando a localização das principais plataformas de gelo, o 'J9'. Fonte: Robinson (2004).

A maior porcentagem de vórtices profundos (definidos como aqueles que mostram assinaturas de nuvens brancas em uma imagem de satélite em escala de cinza) ocorre no setor do mar de Bellingshausen (38% de todos os casos), com uma quantidade significativamente maior do que em qualquer outro lugar na região de estudo de acordo com Carrasco (2003).

No mar de Weddell, a maioria dos vórtices de mesoescala estão associadas a nuvens baixas que provavelmente não excedem o nível de 700 hPa. Esta região é caracterizada (em contraste com o setor do mar de Bellingshausen) pela presença de uma enorme plataforma de gelo e uma extensa área de gelo do mar. Isso cria um ambiente mais estável no mar de Weddell

do que no mar de Bellingshausen, o que inibe a formação de vórtices mais profundos na região (Carrasco *et al.*, 2003).

As características relativamente instáveis do mar de Bellingshausen se assemelham às encontradas no Hemisfério Norte durante o inverno sobre o Mar da Noruega, Mar de Barents e Golfo do Alasca (Carrasco *et al.*, 2003).

### **3. A FÍSICA DAS BAIXAS POLARES**

#### **3.1. Teorias sobre as Baixas Polares**

Existem diversas teorias quanto aos mecanismos forçantes que levam ao desenvolvimento destes sistemas.

As primeiras teorias que tentaram explicar a formação de uma Baixa Polar defendiam a teoria da instabilidade térmica, que propõe a instabilidade dentro de um CAO que flui sobre o mar mais quente como o principal mecanismo (Dannevig, 1954).

Emanuel (1989) afirma que outros distúrbios, como ciclones gerados topograficamente, também podem atuar como distúrbios iniciais.

Sardie e Warner (1983) mostraram que algumas Baixas Polares tendem a ser principalmente baroclínicas, enquanto outras mostram fortes características convectivas.

Dierer e Schlutzen (2005) em um estudo dos parâmetros que podem influenciar o desenvolvimentos desses mesociclones, encontraram através de simulações de modelagem numéricas, que regiões com cobertura de gelo marinho menos denso (cobertura de gelo de 75%) e sob ventos intensos, produzem condição favorável para a quebra do gelo, o campo de vento cria uma divergência na deriva do gelo, e isso pode criar condições favoráveis para o desenvolvimento das Baixas Polares. Além disso, perceberam que para os fluxos médios de calor na superfície, a distribuição do gelo marinho pode ser mais importante do que a quantidade absoluta de gelo marinho na área, uma vez que uma menor concentração de gelo irá aumentar a temperatura do ar sobre esta cobertura de gelo, e assim, a diferença de temperatura entre o ar e a água durante o fluxo do gelo será menor e o fluxo de calor sobre a água, reduzido.

Apesar da multiplicidade destas teorias sobre o desenvolvimento de Baixas Polares, elas ainda permanecem complexas demais para serem explicadas por apenas uma das teorias. Esta dificuldade levou à aceitação de vários mecanismos atuando simultaneamente no desencadeamento e na intensificação de uma Baixa Polar e um espectro entre os casos extremamente baroclínicos (Bracegirdle e Gray, 2008).

### 3.1.1. Instabilidade Condicional de Segundo Tipo (CISK)

A ideia de que as Baixas Polares podiam possuir uma origem convectiva surgiu com as imagens de satélites, pois geralmente o fenômeno era acompanhado de convecção do tipo cúmulos e possuía forma espiral. Isso sugeria que as Baixas Polares podiam ser semelhantes a ciclones tropicais. Sendo assim, Rasmussen (1979, 1985) propôs que Baixas Polares fossem resultado da Instabilidade condicional de segundo tipo (CISK), talvez agindo em conjunto com processos baroclínicos.

Na teoria CISK, as Baixas Polares são consideradas como decorrentes de distúrbios que se utilizam de CAPE (energia potencial disponível) através de um *feedback* cooperativo entre nuvens cumulus e a convergência de umidade em grande escala (Holton, 2004); ou seja, a convergência e o bombeamento de Ekman devido à circulação ciclônica em baixos níveis produzem convecção em forma de cumulus e liberam calor latente, aprofundando os mesociclones.

Sobre o oceano, relativamente mais aquecido, existe um suprimento abundante de umidade. No entanto, esse mecanismo só é capaz de explicar a intensificação de uma circulação já desenvolvida, e há poucas evidências de que essa interação leve a uma taxa de crescimento máxima na escala observada nos furacões (Emanuel, 1986; Rotunno e Emanuel, 1987). Outros estudos mostraram então que esse mecanismo só atua na intensificação de uma circulação já desenvolvida.

### 3.1.2. Troca de Calor em Superfície Induzida Pelo Vento (WISHE)

Devido também à semelhança entre as Baixas Polares e os ciclones tropicais, surgiu a contribuição da teoria WISHE (troca de calor em superfície induzida pelo vento), que é baseada nas interações entre o ar e o mar, na qual afirma que as Baixas Polares adquiriam energia dos fluxos da superfície do mar (Rasmussen, 1979).

Na teoria WISHE, a energia potencial para furacões surge do desequilíbrio termodinâmico entre a atmosfera e o oceano subjacente. A eficácia da interação ar-mar em fornecer energia potencial para equilibrar a dissipação depende da taxa de transferência de calor latente do oceano para a atmosfera. Esta é uma função da velocidade do vento na superfície, uma vez que ventos fortes provocam rugosidade na superfície do mar que podem aumentar bastante a taxa de evaporação. Sendo assim, o desenvolvimento de um ciclone depende da presença de um distúrbio inicial de amplitude finita para promover os ventos necessários para



produzir forte evaporação. A partir de uma perturbação inicial adequada, pode-se ocorrer um *feedback* no qual um aumento nos ventos em espiral no interior aumenta a taxa de transferência de umidade do oceano, o que, ao levar a camada limite à saturação, aumenta a intensidade da convecção (Holton, 2004).

### 3.1.3. Instabilidade Baroclínica

Embora a instabilidade baroclínica seja considerada um fenômeno de maior escala, ela também pode ser usada para explicar sistemas menores. A instabilidade baroclínica se desenvolve convertendo a energia potencial do gradiente de temperatura horizontal em energia cinética.

Diversos estudos mostraram a presença de uma baroclinicidade através de uma considerável profundidade da troposfera na vizinhança das Baixas Polares, o que afirma que a instabilidade baroclínica pode ser um gatilho ou uma condição inicial na formação e intensificação das Baixas Polares (Businger e Reed, 1989), uma vez que a baroclinicidade está quase sempre presente em algum grau no ambiente pré ciclone (Emanuel, 1989). A teoria da instabilidade baroclínica foi proposta por Harold e Browning (1969) que mostra que um campo baroclínico em baixos níveis é necessário mas não suficiente para a formação das Baixas Polares.

Locatelli *et al.* (1982) mostrou que a estrutura de várias nuvens vírgula de mesoescala possuíam características de vento, temperatura e pressão semelhantes aos observados em ciclones extratropicais que se formam na frente polar.

De acordo com Reed e Duncan (1987), a instabilidade baroclínica pode explicar o crescimento inicial dos distúrbios, mas que algum outro mecanismo, como a convecção profunda, é necessário para explicar a velocidade de deslocamento e a taxa de crescimento extremamente rápida. Muitos estudos de caso de nuvem vírgula mostraram baroclinia em altos níveis, o que apoiaria essa teoria.

Intensas zonas baroclínicas em baixos níveis podem se desenvolver devido à várias condições, entre elas:

- i. Os fluxos de superfície podem ficar paralelos ou quase paralelos à borda do gelo o que proporciona uma oportunidade para o desenvolvimento de zonas baroclínicas intensas.

ii. A convergência de diversos regimes de vento em baixos níveis e as características geográficas da região também podem produzir intensas zonas baroclínicas em baixos níveis. Nesses casos, a Baixa Polar pode se desenvolver a uma distância considerável da borda de gelo e da origem do fluxo de ar frio à superfície.

#### **3.1.4. Instabilidade Barotrópica**

A instabilidade barotrópica é uma instabilidade inercial onde a energia cinética é a única forma de energia transferida para a perturbação.

Segundo Holton (1993), a instabilidade barotrópica é uma instabilidade de onda associada ao cisalhamento horizontal em uma corrente semelhante a jato. Instabilidades barotrópicas crescem extraindo energia cinética do campo de fluxo médio.

A instabilidade barotrópica pode resultar na formação de vórtices de cisalhamento de baixos níveis. Dado um suporte superior adicional, esses vórtices podem então se transformar em baixas polares.

Alguns estudos (Rasmussen *et al.*, 1994, 1996), sugerem a instabilidade barotrópica como um mecanismo inicial para a formação destes vórtices. E a instabilidade baroclínica assume imediatamente após, contribuindo para o desenvolvimento das Baixas Polares.

#### **3.1.5. Efeitos do relevo**

A influência do relevo é indicada como uma condição importante para o início do desenvolvimento das Baixas Polares. O grande gradiente topográfico próximo à costa da Antártica dá origem a um considerável vento catabático nas encostas que leva à geração de uma vorticidade ciclônica inicial (Carrasco *et al.*, 2003).

Também existe o transporte do ar frio através do fluxo catabático em direção à polínia costeira.

O ar frio flui do topo das montanhas e aumenta a sua velocidade conforme se dirige para baixo. A velocidade dos ventos neste processo pode chegar a 170 nós, tornando a Antártica a região com os ventos catabáticos mais fortes do planeta.

No entanto, ambos os efeitos são fracos sem um sistema de suporte em escala sinótica que impeça que o fluxo se dissipe no fundo das encostas e seja transportado ainda mais sobre mar aberto.

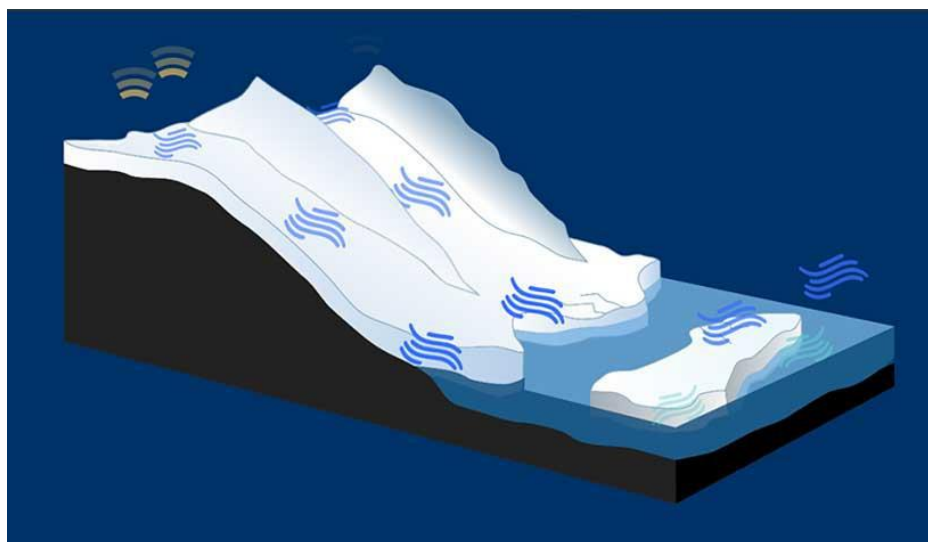


Figura 3.1: Esquema ilustrativo da formação dos ventos catabáticos na Antártica.

Fonte: Discovering Antártica.

### 3.1.6. Vorticidade Potencial

Estudos para o Hemisfério Norte (Nordeng e Røsting, 2011) mostraram que fortes desenvolvimentos de Baixas Polares são frequentemente desencadeados por uma anomalia positiva de vorticidade potencial em altos níveis que ultrapassa uma zona baroclínica em baixos níveis. Essa zona baroclínica em baixos níveis pode se desenvolver devido a um forte aquecimento da superfície do mar adjacente à borda do gelo, terra fria coberta de neve ou na retaguarda de ciclones de escala sinótica. Durante o desenvolvimento, a liberação latente de calor ocorre por subida forçada dinamicamente (estável) ou forte convecção à medida que o calor é transferido para a Baixa Polar através do WISHE e CISK.

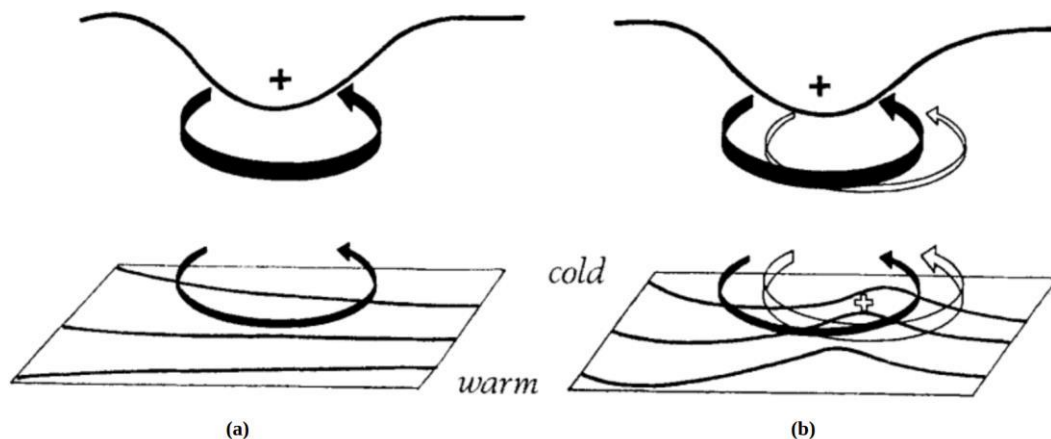


Figura 3.2: Esquema do processo de indução provocado pela anomalia de vorticidade potencial para o Hemisfério Norte. (a) Anomalia de vorticidade potencial em altos níveis (indicada por “+”) sobre uma região de considerável baroclinicidade em baixos níveis. A circulação induzida pela anomalia é indicada pela seta preta grossa e os contornos de temperatura potencial por linhas sólidas na superfície. (b) Anomalia quente em superfície um pouco à frente da anomalia de vorticidade potencial. A anomalia quente reforça a circulação em altos níveis de modo que o movimento em direção ao equador advecta vorticidade potencial ciclônica e o movimento em direção aos pólos advecta baixa vorticidade potencial ciclônica, afetando o deslocamento do sistema para leste. Fonte: Hoskins *et al.*, 1985.

Assim, a circulação ciclônica induz uma advecção quente que cria anomalias de temperatura em superfície, um pouco à frente da anomalia de vorticidade potencial em altos níveis. Essa anomalia quente provoca uma circulação ciclônica em superfície que, somada à circulação em altos níveis, produz uma rápida ciclogênese.

### 3.1.7. Cisalhamento Reverso

Cisalhamento vertical é a diferença entre as camadas superior e inferior do vento horizontal. Quando o vento é mais forte na camada superior, é chamado de cisalhamento direto, e quando o vento é mais forte na camada inferior, é chamado de cisalhamento reverso.

O cisalhamento reverso pode ser caracterizado como um fluxo horizontal uniforme paralelo ao vento médio e oposto ao vento térmico (o vento térmico atua para diminuir a intensidade do vento com a altura).

Duncan (1978) foi o primeiro a identificar o caso de cisalhamento reverso e mostrou que o desenvolvimento baroclínico é favorecido em regiões de cisalhamento reverso. Sob as condições de cisalhamento reverso o ar frio está do lado direito do ciclone, então a advecção de ar quente ocorre na parte traseira e a advecção de ar frio ocorre na dianteira do ciclone (Figura 3.3).

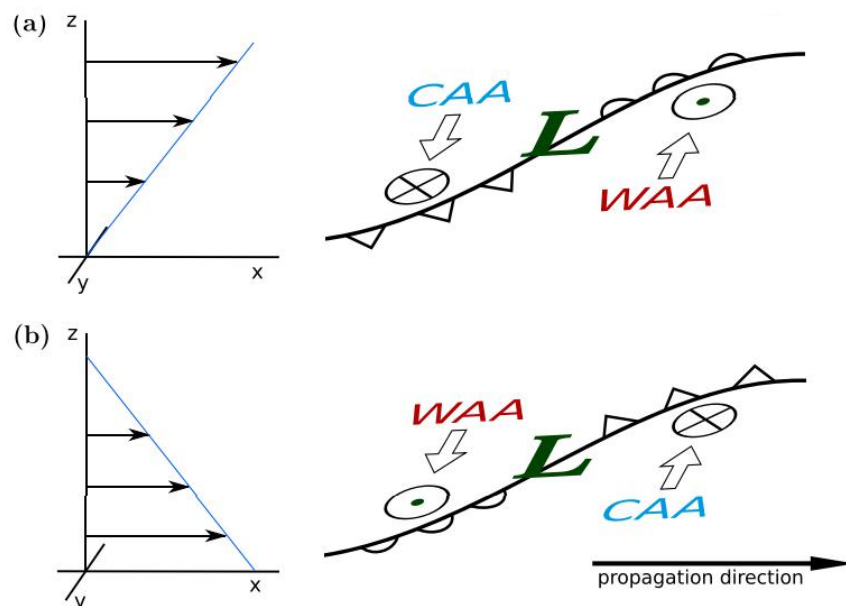


Figura 3.3: Esquema do desenvolvimento do ciclone baroclínico nos ambientes de (a) cisalhamento direto e (b) cisalhamento reverso. Corte vertical do ambiente representado por setas que representam o vento (esquerda). Desenvolvimento de um ciclone seco e idealizado (direita). As estruturas frontais troposféricas inferiores são representadas em conjunto com advecção de ar quente (WAA) e advecção de ar frio (CAA) (setas) e localizações aproximadas de movimento vertical máximo (círculos), com um ponto indicando movimento ascendente e símbolo cruzado indicando movimento descendente. Fonte: Terpstra *et al.*, 2016.

Terpstra *et al.* (2016), em uma análise sobre cisalhamento reverso durante a gênese de Baixas Polares mostrou que em ambiente de cisalhamento reverso elas estão associadas a fluxos mais fortes de calor e umidade na superfície e que crescem em uma atmosfera ligeiramente menos estratificada se comparado às condições de cisalhamento direto. Sendo assim, o cisalhamento reverso pode ser um ambiente propício para se iniciar a convecção em Baixas Polares.

No cisalhamento direto, o ar mais frio fica à esquerda de um observador posicionado de costas para o vento. O vento térmico é positivo e o vento real aumenta com a altura. Em um fluxo de cisalhamento reverso, o ar mais quente fica à esquerda de um observador voltado para o vento. Isso produz um vento térmico negativo, e o vento real diminui com a altura.

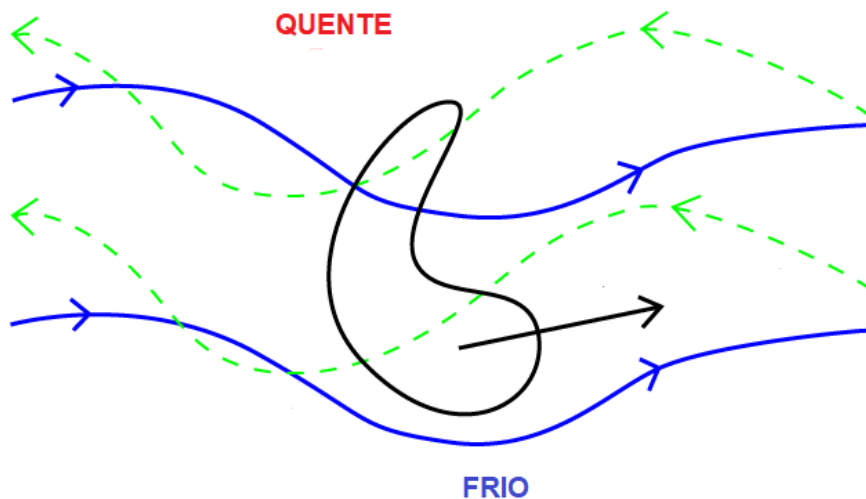


Figura 3.4: Estrutura da Baixa Polar no caso do fluxo de cisalhamento reverso. As linhas sólidas azuis representam a linha de fluxo; as as linhas verdes pontilhadas representam isotermas; e a seta preta indica a direção da Baixa Polar. Fonte: RAMMB. Adaptado para o Hemisfério Sul.

Um esquema típico da estrutura de uma Baixa Polar em um caso de cisalhamento reverso está ilustrado na Figura 3.4. Como descrito anteriormente, há uma região de advecção de ar quente na traseira da Baixa Polar e uma região de advecção de ar frio na dianteira da Baixa Polar.

É importante ressaltar que o cisalhamento reverso é uma característica típica de ciclones tropicais, os quais possuem intensidade do vento em superfície superior à intensidade do vento em altitude.

### 3.2. Assinatura das Nuvens

Os padrões de nuvens variam muito de caso para caso. Existem Baixas Polares de forma espiral nas quais existe a presença de olho semelhante aos ciclones tropicais. Outros apresentam nuvem em formato de vírgula com uma cauda longa que se estende do centro do ciclone

semelhantemente aos ciclones extratropicais. Além disso, há alguns casos em que é difícil classificar como espiral ou vírgula. Neste trabalho serão consideradas apenas as Baixas Polares que apresentam formato em vírgula ou espiral por serem as mais comumente observadas.

### 3.2.1. Nuvem “tipo” vírgula

As nuvens do tipo vírgula e espirais são as mais comumente observadas (Carleton *et al.*, 1995). O termo “nuvem vírgula” atribuído a este tipo de Baixa Polar foi introduzido por satélites meteorológicos e é uma abreviação de “padrão de nuvem em forma de vírgula”.

A maioria das nuvens em forma de vírgula são causadas por uma região de advecção de vorticidade positiva de altos níveis à frente de um cavado de ondas curtas, sendo o cavado da nuvem vírgula alinhado ao longo do eixo do cavado.

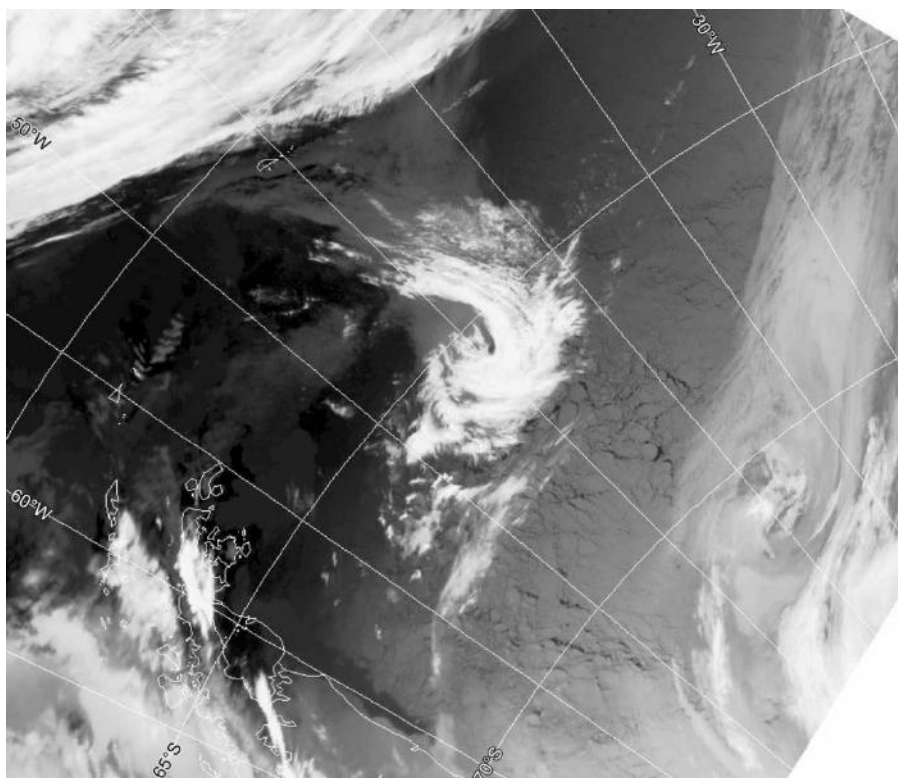


Figura 3.5: Imagem de infravermelho termal de uma Baixa Polar do tipo vírgula.

Fonte: Rasmussen e Turner, 2003

Nuvens em forma de vírgula são geralmente encontradas em latitudes médias próximas à zona baroclínica principal, no entanto, elas também podem ser vistas em latitudes mais altas. A cauda deste tipo de nuvem marca frequentemente a dianteira de um CAO com nuvem cumulus, às vezes na forma de ruas nubladas atrás dela, e é frequentemente representada nos

gráficos sinóticos como uma frente fria "secundária" curta. Esse tipo de vórtice de nuvem em mesoescala é a assinatura do mesociclone associado a este tipo de sistema mais frequentemente observada sobre os extratropicais do Hemisfério Sul.

Vale ressaltar, no entanto, que as baixas polares com assinatura de nuvens “tipo” vírgula não são, verdadeiramente, nuvem vírgula. Na realidade elas possuem formato semelhante a esses sistemas uma vez que as nuvens vírgula são apresentadas como sistemas fracos em superfície. Ocasionalmente, no entanto, esses sistemas podem desenvolver circulações de superfície fortes, ou seja, as baixas polares.

### **3.2.2. Nuvens espirais**

A assinatura de formato em espiral possui bandas de elementos de nuvens convectivas curvando-se para dentro em direção ao centro de circulação da baixa polar. Esses tipos de assinaturas são caracterizados por uma ou mais bandas espirais de nuvens convectivas em torno do centro de circulação. Geralmente, as Baixas Polares do tipo espiral possuem um olho livre de nuvens na região do centro da baixa.



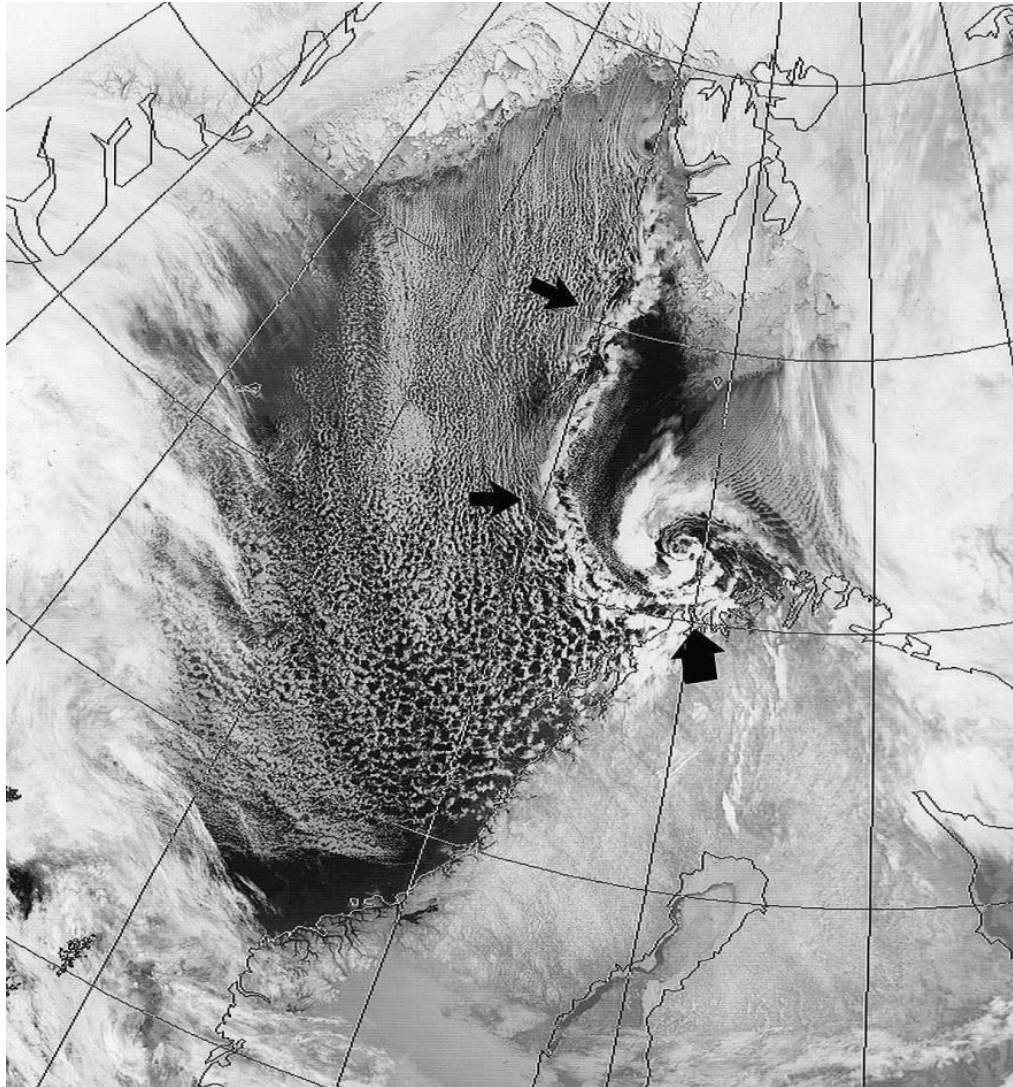


Figura 3.6: Imagem de infravermelho termal de uma Baixa Polar do tipo espiral. As setas pretas mostram a presença de um sistema frontal associado a esta Baixa Polar. Fonte: Rasmussen e Turner, 2003.

### 3.3. Parâmetro B

A equação 1 mostra o cálculo do parâmetro B, que se refere à simetria térmica do ciclone e assim indica se ele é frontal ou não frontal.

É definido um limiar de  $B = 10$  metros. Sendo assim, sistemas com  $B < 10$ m são classificados como não-frontais e  $B > 10$ m como frontais.

$$B = h (\underline{Z_{600\text{ hPa}} - Z_{900\text{ hPa}}|_D - \underline{Z_{600\text{ hPa}} - Z_{900\text{ hPa}}|_E}) \quad (\text{eq. 1})$$

Onde:

$h = +1$  (HN) e  $-1$  (HS)

$Z_{600\text{ hPa}}$  é a altura geopotencial no nível de 600 hPa

$Z_{900\text{ hPa}}$  é a altura geopotencial no nível de 900 hPa

Índices D e E correspondem aos lados direito e esquerdo, respectivamente, do ciclone, levando em conta a linha divisória marcada pelo seu vetor deslocamento.

### **3.4. Estágios de desenvolvimento das Baixas Polares**

Conforme mostrado na seção 2.2 existem diversos mecanismos que influenciam no desenvolvimento, manutenção e decaimento das Baixas Polares. Neste tópico, serão discutidas as três etapas do ciclo de vida das Baixas Polares, assim como seus mecanismos forçantes.

#### **3.4.1. Fase de Desenvolvimento**

Na maioria dos casos, uma Baixa Polar se desenvolve em uma zona baroclínica rasa secundária em uma massa de ar polar. Esta zona baroclínica pode ter diferentes origens, como uma fronteira entre o ar dos campos de gelo e o ar polar marítimo, ou os remanescentes de uma oclusão.

Uma Baixa Polar em desenvolvimento tem a estrutura de uma ondulação ciclônica que emerge de uma massa de nuvens mais desorganizada, como por exemplo, uma oclusão antiga, um aglomerado de cumulonimbus ou uma zona de convergência. Ao redor do mesociclone emergente estão ruas de nuvens compostas por nuvens convectivas rasas e com topos relativamente baixos, típicas de CAOs. A parte interna da circulação mostra bordas nítidas de nuvem, enquanto que a parte externa geralmente é cobertas por nuvens cirrus

#### **3.4.2. Fase Madura**

Na fase madura, as Baixas Polares, geralmente, apresentam um olho parcialmente livre de nuvens em sua estrutura. Isso deve-se à presença de um ar relativamente mais quente em seu centro, sendo assim, nas imagens de satélite do canal do infravermelho, esta região apareceria mais escura do que em torno dela.

Ao redor do centro desse ciclone, existe uma área contínua de forte corrente ascendente e convecção profunda que é o resultado de uma atmosfera instável ou potencialmente instável,

geralmente com forte precipitação. Esse padrão pode ser observado até a tropopausa, que usualmente é mais baixa na região de Baixas Polares (entre 5 e 7 quilômetros) para casos de mesociclones mais profundos.

### 3.4.3. Fase de Decaimento

As baixas polares geralmente começam a decair após o *landfall* ou "*icefall*". Sua pressão na superfície central começa a aumentar e seus fortes campos de vento desaparecem. Três efeitos são os principais responsáveis por esta deterioração:

i. Redução da evaporação  
Uma importante fonte de energia é a evaporação da água do mar. Após o *landfall*, esta fonte desaparece, resultando no decaimento da Baixa Polar.

ii. Redução do fluxo de calor sensível  
Durante o inverno, a superfície da terra normalmente é mais fria do que a superfície do mar. Portanto, o fluxo de calor sensível será reduzido após a chegada de uma Baixa Polar.

iii. Aumento da rugosidade da superfície  
A rugosidade da superfície da terra é maior do que a rugosidade da superfície do mar. Portanto, quando uma Baixa Polar atinge a terra, esse aumento na rugosidade resulta em uma convergência de superfície aprimorada. O influxo líquido resulta em aumento da pressão superficial, assumindo um ajuste mais fraco da divergência em altos níveis.

Frequentemente, uma baixa polar se dissipa enquanto ainda está em águas abertas, quando o padrão de nuvens se torna mais desorganizado.

As Baixas polares que estão associadas a uma forte baroclinicidade não são necessariamente dependentes de fontes de outras fontes de energia, como fluxos de calor latente e sensível. Portanto, esses sistemas podem não necessariamente diminuir após o *landfall*. As baixas polares baroclínicas normalmente começam a decair quando os mecanismos de força dinâmica negativa, como a advecção de ar frio ou a advecção de vortacidade negativa, começam a desempenhar um papel dominante.

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Dados

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

Para este estudo foi utilizado 1 ano de dados horários da reanálise ERA 5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). O ERA 5 é a quinta geração de reanálise climática do ECMWF o qual começou com as reanálises FGGE produzidas na década de 1980 sendo seguidas pela ERA-15, ERA-40 e, mais recentemente, pela ERA-Interim que foi encerrada em agosto de 2019 sendo então substituída pela ERA 5 que possui 47 variáveis em 37 níveis de pressão com uma frequência horária, semelhantemente ao ERA-Interim. A tabela 1 mostra as informações da reanálise utilizada.

Tabela 1: Informações da Reanálise ERA5

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

Como a série temporal do estudo compreendeu apenas 1 ano, as estações foram definidas como verão (janeiro, fevereiro e março), outono (abril, maio e junho), inverno (julho, agosto e setembro) e primavera (outubro, novembro e dezembro).

### 4.2. O Algoritmo TRACK

O rastreamento dos mesociclones foi realizado usando o algoritmo de rastreamento automatizado TRACK (HODGES, 1994, 1995), usando o campo de vorticidade relativa no nível de 850 hPa da reanálise ERA 5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) como dado de entrada. A vorticidade relativa foi utilizada, pois

diferentemente do campo de Pressão ao Nível Médio do Mar, a vorticidade relativa é eficaz na detecção de sistemas fracos e de rápido movimento. Além disso, este parâmetro pode ser alterado para reduzir as maiores e menores escalas espaciais e focar na mesoescala facilitando o processo de identificação e rastreamento.

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

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

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

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

### **4.3. Validação**

Dos resultados obtidos através do TRACK, foi realizada uma filtragem seguindo as seguintes etapas:

i. Tempo de duração - foram considerados apenas eventos que corresponderam à vida útil usual das Baixas Polares (entre 6 e 36 horas).

ii. Região de ocorrência - como os dados de entrada são globais e na etapa do rastreamento foi considerado todo o hemisfério sul para que não ocorressem retaliações dos ciclones, foi necessário selecionar, dentre todos os sistemas rastreados, aqueles que ocorressem na área de interesse. Além disso, como o objetivo do trabalho é analisar também as regiões de mesociclogênese, escolheu-se considerar apenas os eventos que estivessem incluídos na região

de estudo durante todo seu ciclo de vida. Esta etapa eliminou cerca de 95% de todos os ciclones rastreados.

iii. Critérios de identificação - foram utilizados os critérios de Zappa *et al.* (2014) para diferenciar as Baixas Polares de outros sistemas de mesoescala. São esses, vorticidade relativa  $-6,0 \times 10^{-5} s^{-1}$ ; intensidade do vento próximo à superfície  $15 ms^{-1}$ ; diferença, em módulo, entre a temperatura do ar em 500 hPa e a temperatura da superfície do mar 43K e fração oceânica do sistema superior a 75% em seu ciclo de vida.

iv. Observação de imagens de satélite - foram observadas as imagens de satélite do canal do infravermelho e vapor d'água (AMRC & AWS) para cada evento para validar o evento e observar o tipo de assinatura de nuvem e profundidade dos sistemas rastreados com base na escala de cor, já que nas imagens de satélite do canal infravermelho, que são exibidos em uma escala de preto para branco, nuvens rasas aparecem em tons mais escuros ou cinza enquanto que nuvens médias e altas, aparecem brancas. Logo, nuvens escuras identificam vórtices rasos e nuvens brancas identificam vórtices profundos.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram rastreadas em média, cerca de 30.000 mínimos de vorticidade em cada mês, totalizando cerca de 360.000 sistemas em todo o período de estudo. Posteriormente, foram realizadas todas as etapas de filtragem descritas na seção 3.3.

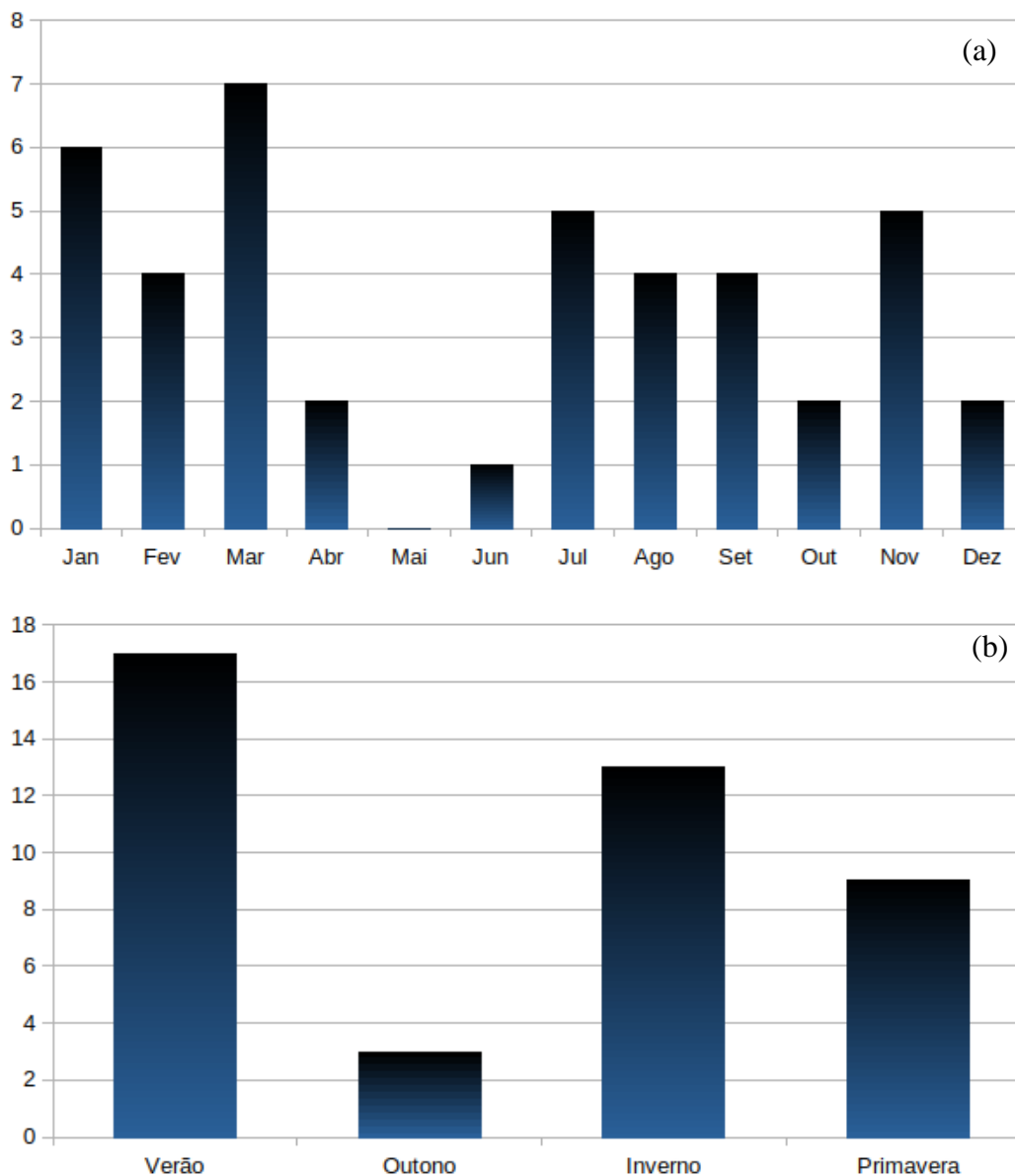


Figura 5.1: Distribuição (a) mensal e (b) sazonal da quantidade de Baixas Polares rastreadas.

A Figura 5.1a mostra a distribuição mensal das 42 Baixas Polares que foram rastreadas e corresponderam aos critérios estabelecidos em toda a área de estudo. Com exceção do mês de maio que não registrou nenhuma ocorrência de Baixa Polar, foram percebidas ocorrências em todos os meses, sendo março o mês de maior frequência desses mesociclones.

O período de estudo apresentou uma máxima frequência na estação do verão e mínima no outono (Figura 5.1b). Estes resultados se opõem aos usualmente encontrados sobre o Ártico. Nas altas latitudes do hemisfério norte, as Baixas Polares possuem sua maior frequência durante os meses de inverno e mínima nos meses de verão, de acordo com trabalhos anteriores

(Carleton, 1996), isso deve-se às diferenças geográficas e aos diferentes padrões sazonais de aquecimento e resfriamento entre os dois hemisférios.

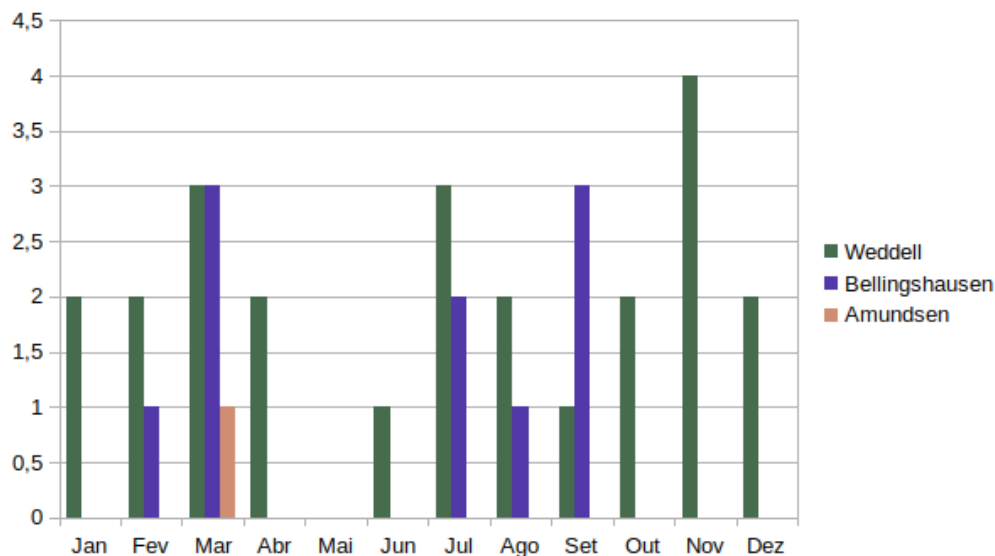


Figura 5.2: Distribuição mensal da quantidade de Baixas Polares por setor: Mar de Weddell (verde), Mar de Bellingshausen (azul) e Mar de Amundsen (rosa).

Na Figura 5.2 é mostrada a série temporal anual de ocorrências desses vórtices que foram rastreados durante 2020 sobre os setores do Mar de Weddell, Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen e estabelece o mar de Weddell como possuindo a maior densidade de Baixas Polares (24) e o mar de Amundsen, a menor densidade (1 Baixa Polar). O mar de Bellingshausen (10 Baixas Polares) apresentou uma quantidade superior ao de Weddell apenas no mês de setembro. E pode-se perceber que a ocorrência das Baixas Polares sobre Bellingshausen estão restritas aos meses de verão e inverno. Sendo assim, o Mar de Weddell é a única região com presença de Baixas Polares durante todo o ano.

Apesar de não ser uma das regiões de estudo, foi analisada a Passagem de Drake que apresentou no período de estudo 7 Baixas Polares.



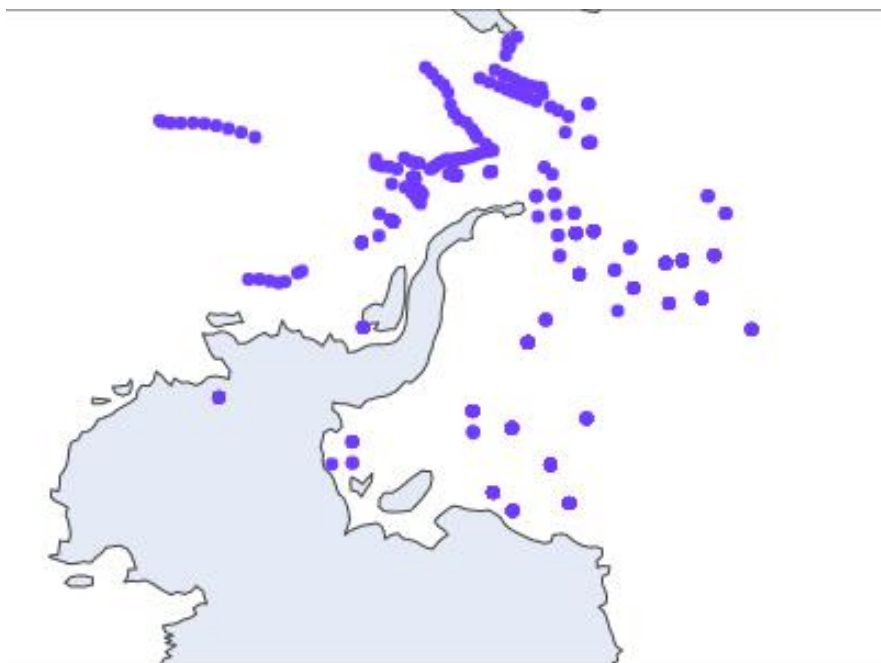


Figura 5.3: Trajetória das Baixas Polares. Os pontos em roxo representam a trajetória das BPs em cada passo de tempo. O mar de Weddell se localiza à leste da Península Antártica e o mar de Bellingshausen à oeste. O Estreito de Drake se localiza ao norte da Península.

A Figura 5.3 mostra a trajetória de todas as Baixas Polares rastreadas na região de estudo. O Mar de Weddell, apesar de apresentar a maior ocorrência de Baixas Polares, possui vórtices com mínimo ou nenhum deslocamento, ou seja, os sistemas ocorridos nesta região geralmente se desenvolveram e decaíram praticamente na mesma região. Por outro lado, no setor do Mar de Bellingshausen existiram tanto sistemas com curto deslocamento, semelhante ao Mar de Weddell, quanto sistemas com um maior deslocamento. Percebe-se também uma tendência de deslocamento para leste-nordeste desses sistemas. Os mesociclones com maiores deslocamentos ocorreram na Passagem do Drake, e 5 dos 7 observados ocorreram na estação do verão (imagem não mostrada).

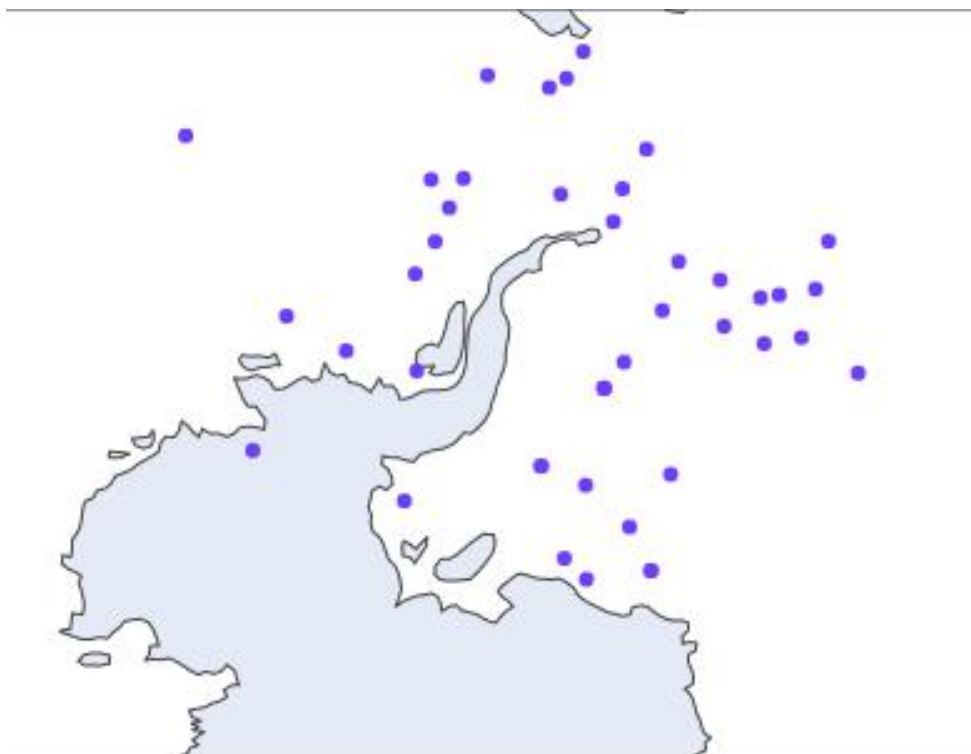


Figura 5.4: Regiões de mesociclogênese. Os pontos em roxo representam as regiões de ciclogênese das Baixas Polares. O mar de Weddell se localiza à à leste da Península Antártica e o mar de Bellingshausen à oeste. O Estreito de Drake se localiza ao norte da Península.

A Figura 5.4 mostra as regiões de mesociclogênese de todas as Baixas Polares registradas, ou seja, as áreas de origem das Baixas Polares. É possível observar uma região ciclogênética sobre os Mares de Weddell, principalmente sobre a plataforma de gelo de Filchner-Ronne, e Bellingshausen, assim como no extremo sul da América do Sul. Apesar disso, existe uma certa homogeneidade na distribuição espacial dessas mesociclogêneses.

Em relação às assinaturas de nuvens, foram registradas, em sua grande maioria, nuvens do “tipo” vírgula. Apenas 5% das Baixas Polares apresentaram assinatura do tipo espiral e foram registradas somente sobre a Passagem de Drake e o Mar de Weddell durante o verão.

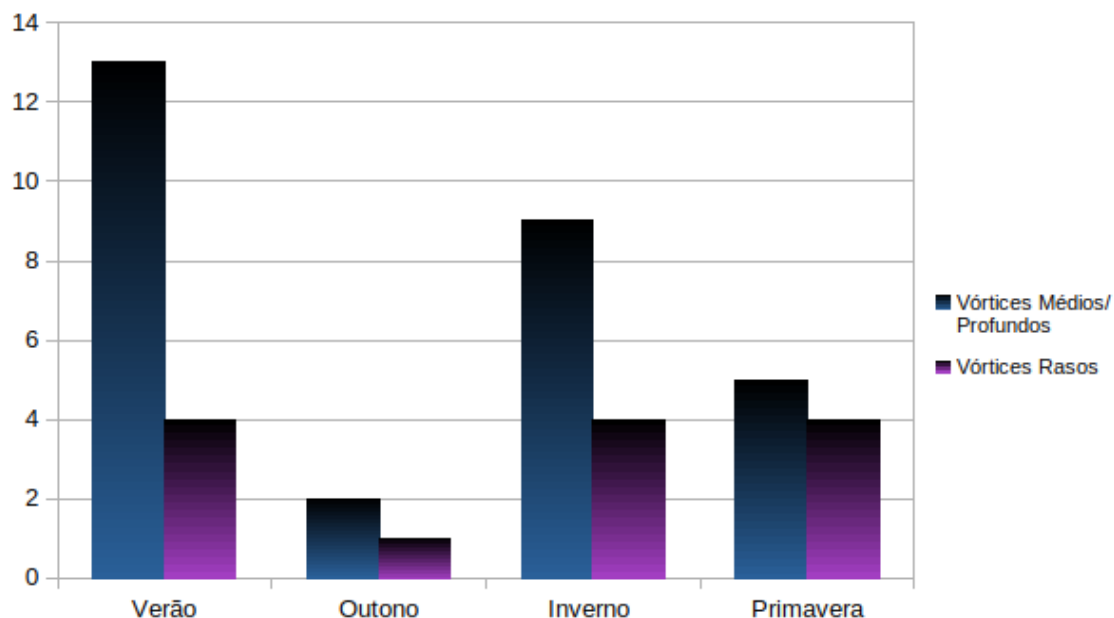


Figura 5.5: Distribuição sazonal da quantidade de BPs com características de vórtices rasos, médios e profundos. As colunas em tons de azul mostram os vórtices médios e profundos e as colunas em tons de roxo representam os vórtices rasos.

Na Figura 5.5 é mostrada a distribuição sazonal do número de Baixas Polares rasas, médias e profundas registradas sobre cada Mar da área de estudo. Em todas as estações foi observada uma dominância de sistemas médios e profundos. Apesar disso, no outono e na primavera existe uma diferença muito pequena entre as quantidades de vórtices médios/profundos e rasos. Por outro lado, o verão apresenta um domínio de vórtices médios/profundos e o inverno exibe um comportamento semelhante, ainda que em menor quantidade.

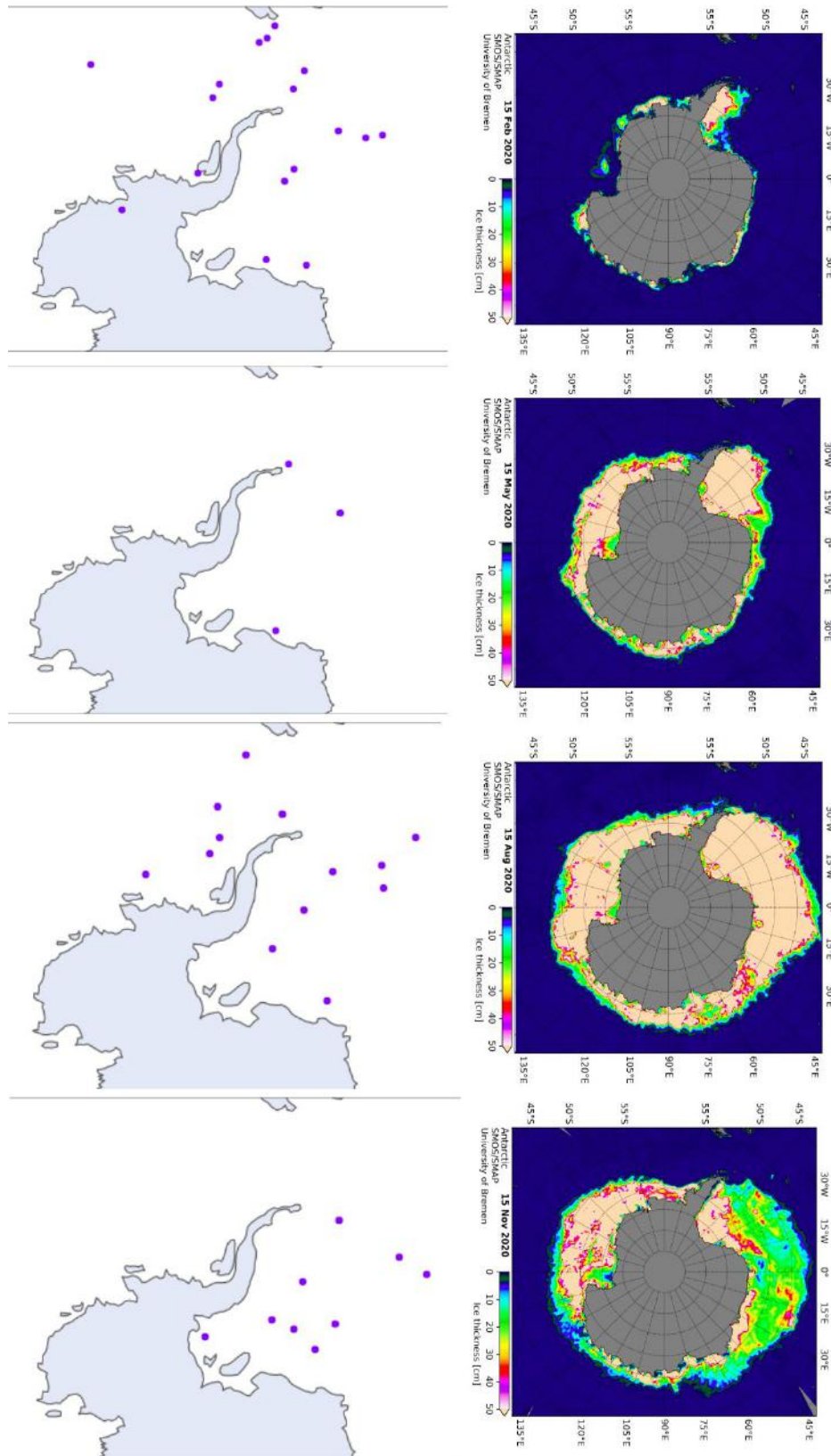


Figura 5.6: Distribuição sazonal das regiões de mesociclôgenese (verão, outono, inverno e primavera) à esquerda.. Variação sazonal da concentração de gelo marinho sobre a Antártica à direita. Os pontos roxos são os pontos de ciclôgenese das BPs (Figura da esquerda) e na Figura

da direita, as cores representam a espessura da camada do gelo marinho que circunda o continente, cuja escala de cores é mostrada na Figura. Fonte: University of Bremen.

Na linha superior da Figura 5.6, observa-se a sazonalidade do cinturão de gelo marinho ao redor do Continente Antártico. A menor concentração pode ser percebida durante a estação de verão quando a cobertura de gelo recua quase até o litoral com exceção das plataformas de gelo permanente, como os mares de Ross e Weddell. Durante o outono, o gelo começa a se estender mais para o oceano, principalmente nos mares citados anteriormente. No inverno o cinturão atinge seu máximo, podendo, em casos mais extremos cobrir boa parte da Passagem de Drake. E durante a primavera, essa cobertura volta a retroceder. No entanto, observa-se que durante esta estação, o gelo ainda cobre uma área de grande extensão (ligeiramente menor do que no inverno), mas esta cobertura de gelo, se comparada com o inverno, possui espessura bem inferior.

A menor concentração de gelo marinho sobre o oceano durante o verão, e consequente maior área livre de gelo, mostra-se um fator muito importante para a maior concentração de Baixas Polares sobre a região, uma vez que a taxa de transferência de calor latente do oceano para a atmosfera ao levar a camada limite à saturação, aumenta a intensidade da convecção. Este também pode ser um fator que explica o fato dos mesociclones com maior deslocamento ocorrerem durante o verão e em latitudes ligeiramente inferiores. Mas ainda é necessária a análise de outros fatores, como a relação destas Baixas Polares com seus ciclones mãe, para se afirmar.

Apesar da menor camada de gelo marinho ser um fator determinante, na primavera e inverno, apesar desta cobertura, é possível observar vórtices sobre regiões cobertas por gelo. Nota-se que as Baixas Polares que se desenvolveram nestas regiões, em sua grande maioria, tiveram curto deslocamento e tempo de vida (geralmente em torno de 6 horas). Além disso, na primavera, a camada de gelo possui menor espessura, o que fornece uma maior probabilidade da quebra do gelo e aparecimento de polínias. Além disso, sabe-se que durante o inverno existe uma maior concentração de ciclones que passam pela região e podem fornecer um ambiente propício para o desenvolvimento das Baixas Polares em suas retaguardas.

A estação de outono registrou a menor quantidade de Baixas Polares.

A grande maioria das Baixas Polares tenderam a se desenvolver sobre o mar livre de gelo em todas as estações.

## **5.1 ESTUDO DE CASO**

O cenário sinótico foi baseado em imagens de satélite do canal do infravermelho do AMRC e nas cartas sinóticas do Australian Bureau of Meteorology, assim como nos campos gerados pelo software GrADS com os dados da reanálise ERA 5 do ECMWF.

A carta de superfície mostra que o precursor do desenvolvimento da Baixa Polar foi um ciclone de escala sinótica (982 hPa) situado sobre o Mar de Amundsen no dia 15 de fevereiro (Figura 5.7a - caixa vermelha). Durante as 24 horas seguintes, o sistema se deslocou para nordeste (Figura 5.7b - caixa vermelha); e, evoluiu contornando o Continente Antártico (Figura 5.7b), à medida em que foi se aprofundando.

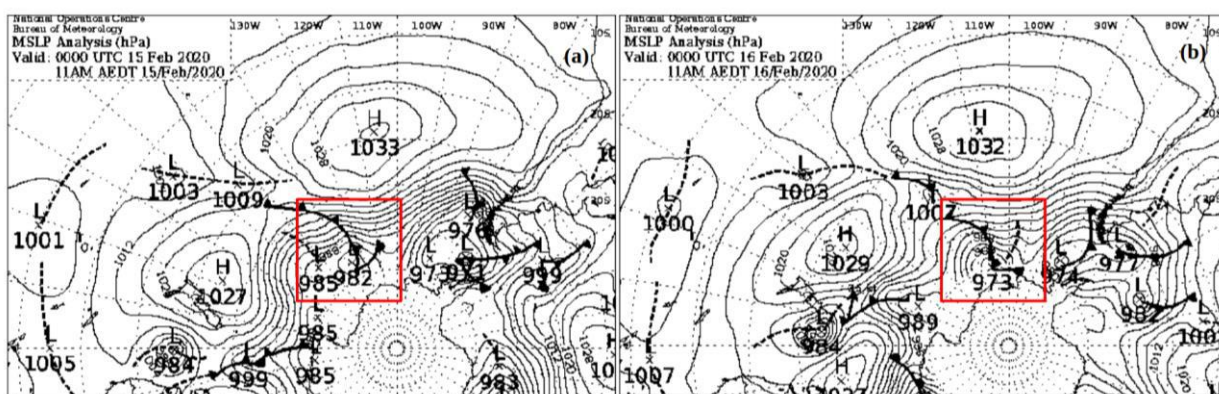


Figura 5.7: Cartas sinóticas dos dias 15 e 16 às 00 UTC do Australian Bureau of Meteorology.

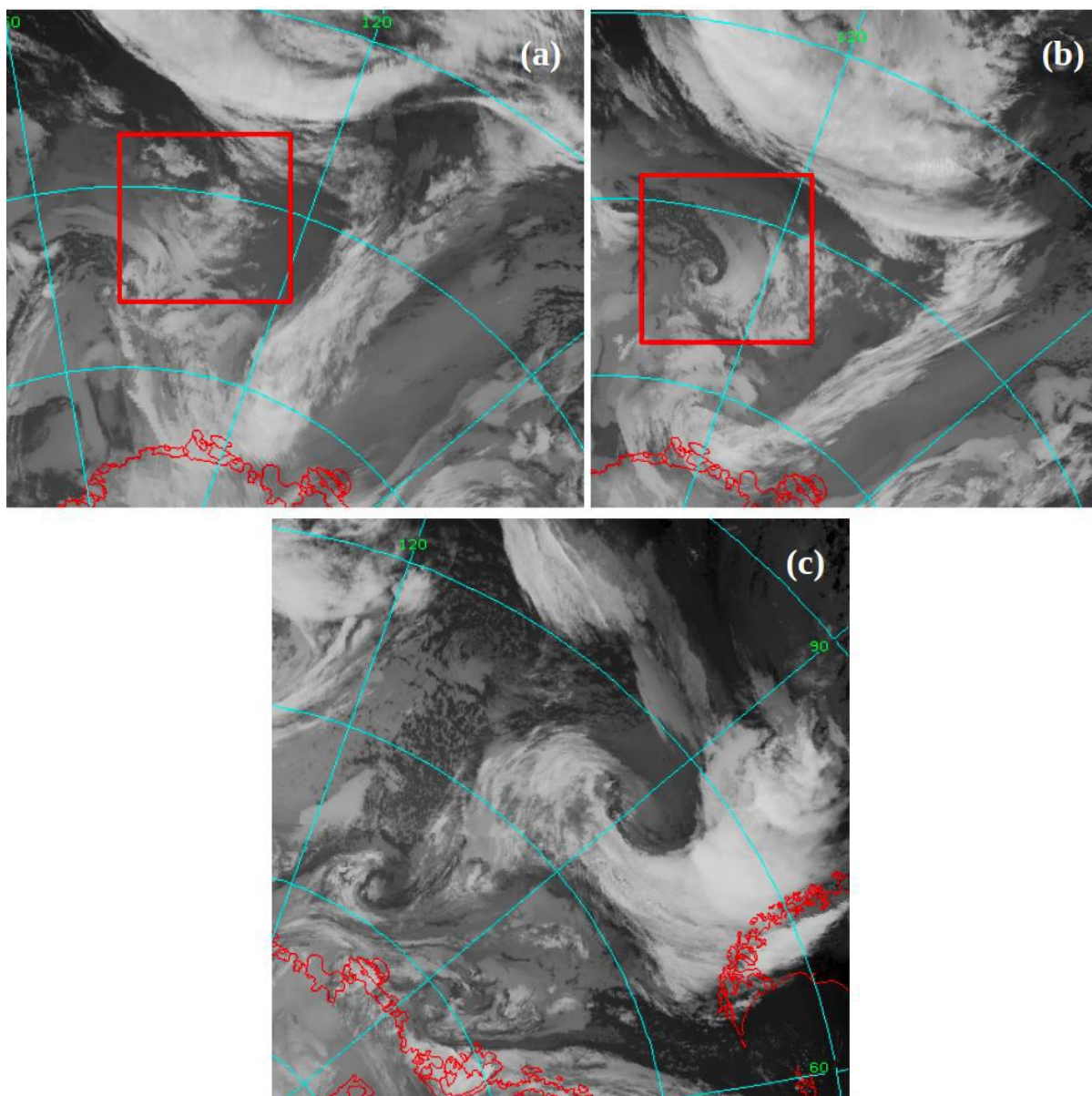


Figura 5.8: Mosaico produzido por diversos satélites de órbita polar produzido pelo canal do infravermelho no dia 15 de fevereiro de 2020 às 16 UTC (a), 16 de fevereiro às 04 UTC (b) e 17 de fevereiro às 12 UTC (c). Fonte: AMRC & AWS.

No dia 15 às 16 UTC (Figura 5.8a), um aglomerado de nuvens difusas pôde ser visto em 140W065S, esse aglomerado se moveu lentamente para nordeste seguindo o deslocamento do ciclone sinótico de sua dianteira. Em seu trajeto circundante do ciclone de escala sinótica, a Baixa Polar atingiu águas mais quentes do que o ar sobre ela, o que contribuiu para a intensa atividade convectiva e ao aprofundamento do mesociclone (Figura 5.9b e 22a). No entanto, em sua trajetória em direção ao Continente Antártico, a Baixa Polar atingiu regiões com TSM

inferior a  $0^{\circ}\text{C}$  e passou a enfraquecer, uma vez que o desequilíbrio térmico entre o mar e o ar sobre ele deixou de existir (Figura 5.10b). Isso mostra que a ausência do mecanismo WISHE foi importante no enfraquecimento desta Baixa Polar.

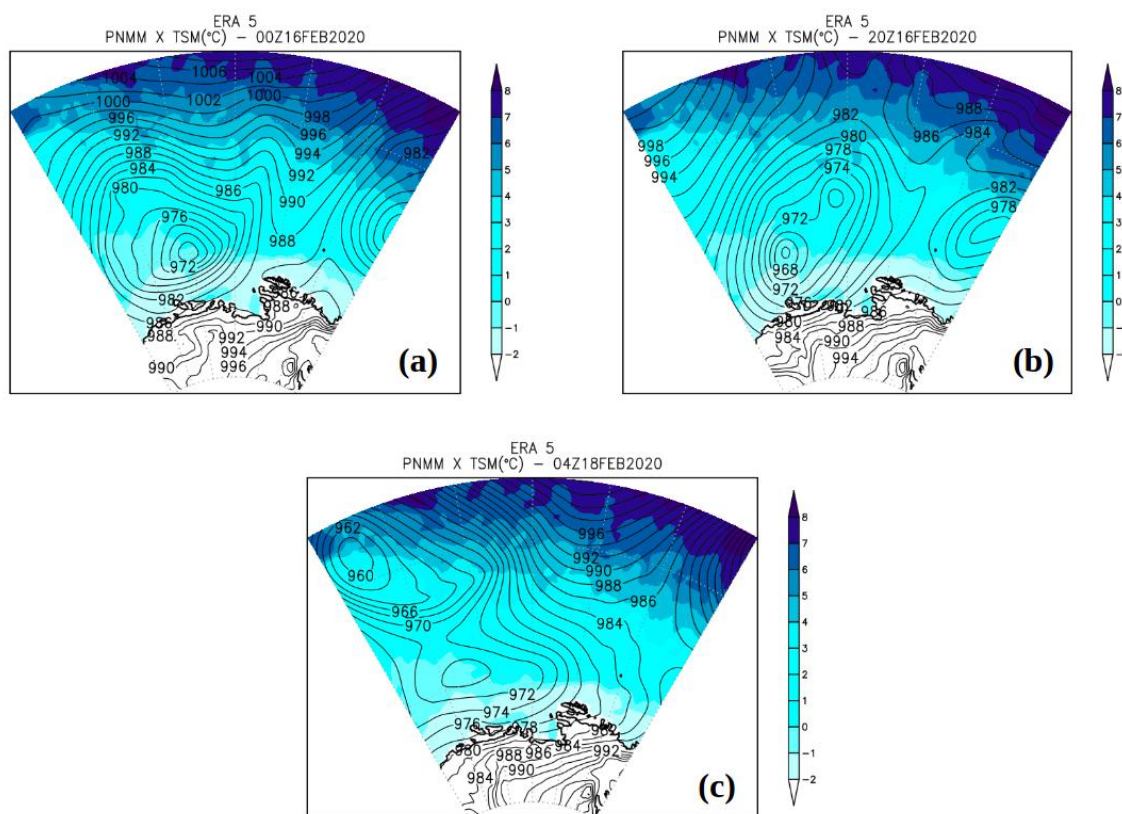


Figura 5.9: Pressão ao nível médio do mar (linhas) e Temperatura da Superfície do Mar (cores) às 00 UTC de 16 de fevereiro de 2020 (a), 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020 (b) e 04 UTC de 18 de fevereiro de 2020 (c).

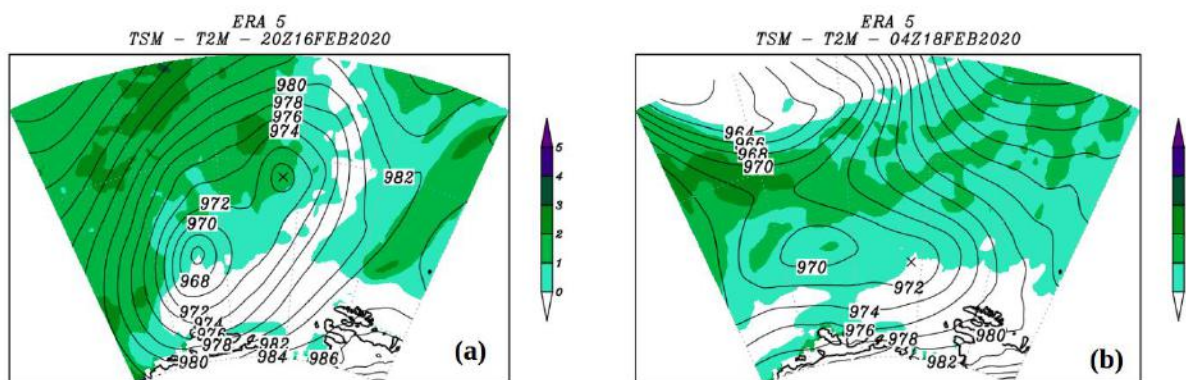




Figura 5.10: Diferença, em módulo, da Temperatura da superfície do mar e da Temperatura do ar a 2 metros (cores) e Pressão ao nível médio do mar (linhas). O símbolo “x” representa a posição da Baixa Polar durante seu aprofundamento (a) e durante seu decaimento (b).

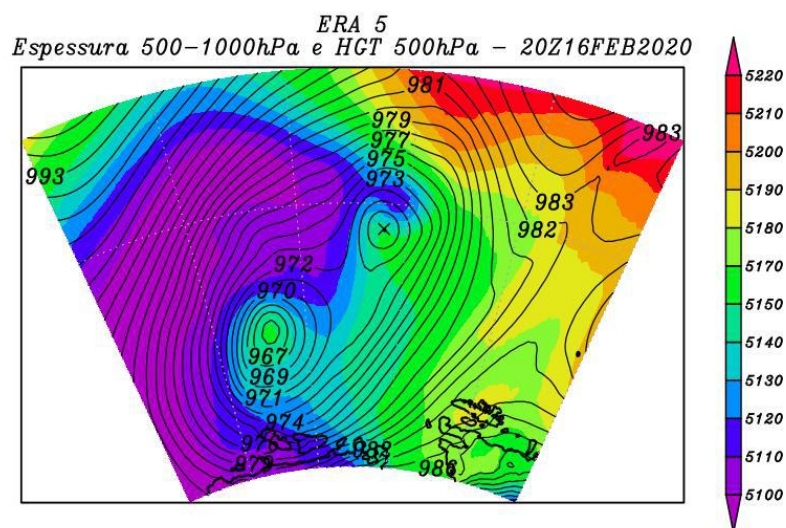


Figura 5.11: Espessura da camada entre 1000 - 500 hPa (cores) e Pressão ao nível médio do mar (linhas). O símbolo “x” representa a posição da Baixa Polar durante seu aprofundamento às 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020.

Na Figura 5.11 são mostrados os campos de pressão ao nível médio do mar e a espessura da camada atmosférica entre os níveis de 1000 e 500 hPa no ápice do aprofundamento da Baixa Polar em análise. É possível observar a grande baroclinia associada ao sistema. O cálculo do parâmetro B (Equação 1) apresentou o valor de 20 metros, indicando a característica frontal deste sistema (Figura 5.12), uma vez que o limiar é de 10 metros.

ERA 5  
Espessura 900-600Pa e PNMM - 20Z16FEB2020

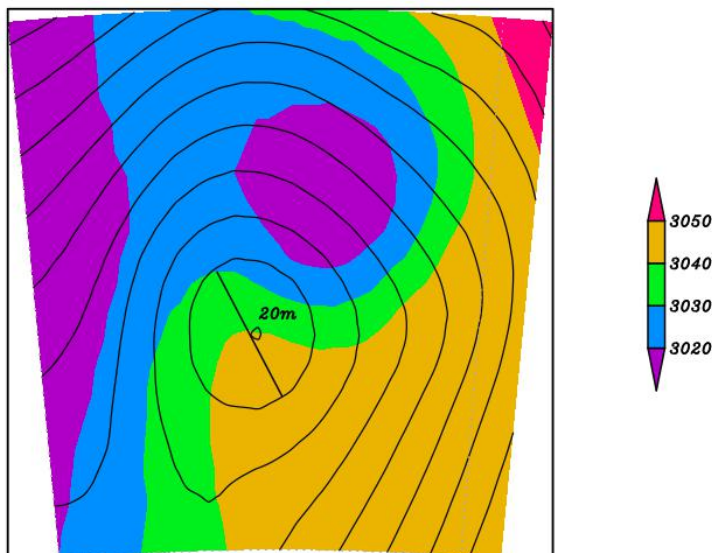


Figura 5.12: Espessura entre 900 - 600 hPa (cores) e Pressão ao nível médio do mar (linhas) às 20 UTC de 16 de fevereiro de 2020.

Com o aprofundamento da Baixa Polar, as imagens de satélite revelaram que o mesociclone começou a apresentar uma leve semelhança com um ciclone tropical, com a presença de nuvens curvando-se em direção ao seu centro livre de nuvens (Figura 5.8b). O brilho das nuvens sugere que uma convecção úmida profunda estava ocorrendo, logo, o aquecimento por condensação pode ser um importante mecanismo de alimentação de energia para esta Baixa Polar.

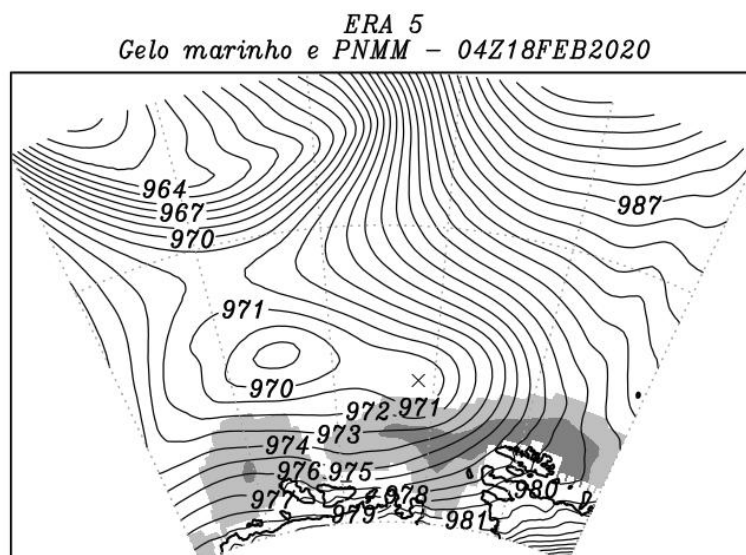


Figura 5.13: Cobertura de gelo marinho (tons de cinza) e Pressão ao nível médio do mar (linhas). O símbolo “x” representa a posição da Baixa Polar durante seu decaimento às 04 UTC de 18 de fevereiro de 2020.

Conforme a Baixa se deslocou para mais próximo do Continente Antártico, passou a perder seu suporte de energia vindo do oceano e decaiu ao fazer “icefall” (Figura 5.13 e Figura 5.8c).

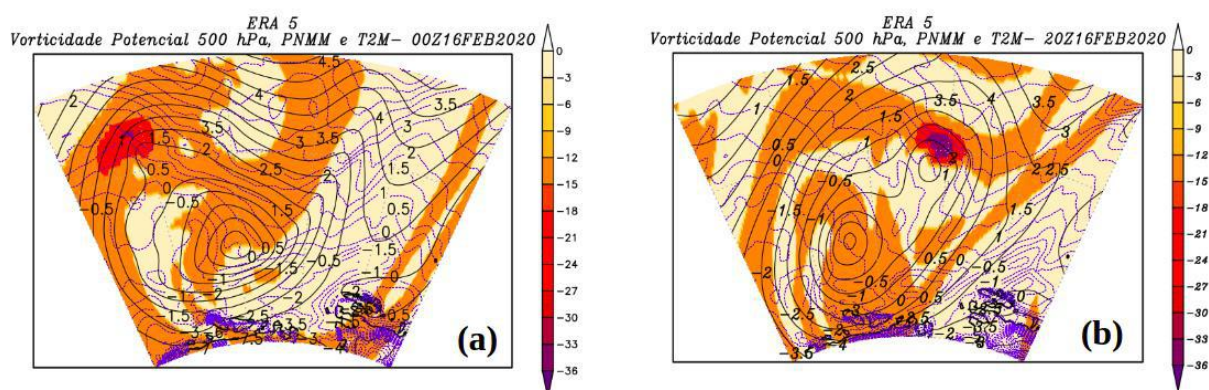


Figura 5.14: Vorticidade potencial ( $Km^2kg^{-1}s^{-1}$ ) em 500 hPa (cores), Pressão ao nível médio do mar (linha preta sólida) e Temperatura do ar a 2 metros (linha tracejada roxa) para (a) 00 UTC e (b) 20 UTC do dia 16 de fevereiro.

No ambiente de pré desenvolvimento nota-se a existência de um considerável valor de

vorticidade potencial negativa em níveis médios sobre uma zona baroclínica em baixos níveis (Figura 5.14a) o que pode ter sido um fator desencadeador desta Baixa Polar. Com o passar das horas, houve a liberação de calor latente devido ao gradiente térmico ar-mar e a manutenção da Baixa, assim como a existência de uma inclinação na altura geopotencial (Figura 5.11).

## 6. CONCLUSÕES

A alta frequência de Baixas Polares registradas na estação do verão concorda com trabalhos anteriores. Isso reforça a importância do suprimento de umidade vindo do oceano para o desenvolvimento e manutenção das Baixas Polares. Quando a massa de ar frio move-se do continente ou região coberta de gelo para um ambiente muito mais quente e úmido que é o oceano aberto, os fluxos de calor sensível e latente do oceano para a camada limite podem desenvolver convecção na massa de ar frio, desencadeando e/ou aumentando perturbações ciclônicas de mesoescala.

As nuvens do tipo vírgula foram as mais frequentemente encontradas na área de estudo, o que concorda com os resultados encontrados por Turner *et al.* (1996).

As mesociclogêneses apresentaram uma tendência de se desenvolver sobre o mar livre de gelo, com exceção do inverno que apresentou vórtices sobre o gelo marinho que cobria o mar de Weddell e a primavera que apesar de possuir boa parte da área de estudo coberta por gelo, este possuía menor espessura.

Os meses de verão e inverno apresentaram uma maior homogeneidade na quantidade de Baixas Polares sobre os mares de Weddell e Bellingshausen. E nos meses de transição (outono e primavera), só foram observados vórtices sobre o mar de Weddell.

As Baixas Polares sobre o Drake apresentaram os maiores deslocamentos, ao contrário do mar de Weddell, cujos sistemas surgiram e decaíram praticamente na mesma região.

Foram observadas também as cartas de superfície e quando o sistema estudado era marcado nas cartas, apareciam na forma de frentes frias secundárias e cavados, o que leva a uma reflexão sobre as análises sinóticas em diferentes centros operacionais.

O critério TSM-Temperatura em 500 hPa  $> 43K$  não foi atingido e as Baixas Polares apresentaram uma diferença entre 28 a 40K. Então este critério foi desconsiderado. Sabe-se que a Antártica e o Ártico possuem características semelhantes, mas não totalmente iguais. Os critérios usados por Zappa *et al.* (2014) foram definidos para Baixas Polares em altas latitudes do Hemisfério Norte. Sendo assim, ainda é necessário a análise de séries temporais maiores para o maior entendimento desses sistemas sobre as altas latitudes do Hemisfério Sul.

Quanto ao episódio de Baixa Polar analisado, reforçou-se a necessidade de mais de um mecanismo contribuindo para o desenvolvimento do sistema.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Bracegirdle, T. J., & Gray, S. L. (2008). An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(14), 1903-1919.

Bracegirdle, T. J., & Gray, S. L. (2009). The dynamics of a polar low assessed using potential vorticity inversion. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 135(641), 880-893.

Carleton, A. M. (1996). Satellite climatological aspects of cold air mesocyclones in the Arctic and Antarctic. *Global Atmosphere and Ocean System*, 5(1), 1-42.

Carrasco, J. F., Bromwich, D. H., & Monaghan, A. J. (2003). Distribution and characteristics of mesoscale cyclones in the Antarctic: Ross Sea eastward to the Weddell Sea. *Monthly Weather Review*, 131(2), 289-301.

Carrasco, J.F., Bromwich, D.H. and Liu, Z. (1997b). Mesoscale cyclone activity over Antarctica during 1991. 2. Near the Antarctic peninsula. *J. Geophys. Res. – Atmos.* 102, 13939–54.

Dannevig, P., 1954: *Meteorologi for Flygere*. Aschehough and Co., 224 pp.

Dierer, S., & Schlunzen, K. H. (2005). Influence parameters for a polar mesocyclone development. *METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT-BERLIN-*, 14(6), 781.

Emanuel, K. A., & Rotunno, R. (1989). Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 41(1), 1-17.

Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(6), 585-605.

Gramscianinov, C. B., Hodges, K. I., & Camargo, R. (2019). The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. *Climate Dynamics*, 53(7), 4115-4140.

Harrold, T. W., & Browning, K. A. (1969). The polar low as a baroclinic disturbance. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95(406), 710-723.

Nordeng, T. E., & Røsting, B. (2011). A polar low named Vera: The use of potential vorticity diagnostics to assess its development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(660), 1790-1803.

HODGES, K. I., 1994: A general-method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon. Wea. Rev.*, 122 (11), 2573–2586, doi:10.1175/1520-0493(1994)122h2573:AGMFTAi2.0.CO;2.

HODGES, K. I., 1995: Feature tracking on the unit sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 123 (12), 3458–3465, doi:10.1175/1520-0493(1995)123h3458:FTOTUSi2.0.CO;2.

Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20), 4108-4129.

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

Iwabe, C. M. N. (2008). Intrusão estratosférica associada com ciclogêneses na costa do Sul do Brasil: uma análise utilizando o conceito de vorticidade potencial (Doctoral dissertation, Instituto de Astronomia).

Lyll, I. T. (1972). The polar low over Britain. *Weather*, 27(9), 378-390.

Lows, P. (2003). *Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*.

Lyons, S. W. (1983). Characteristics of intense Antarctic depressions near the Drake Passage. In *First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology* (pp. 238-40). Boston, MA: American Meteorological Society.

Locatelli, J. D., Hobbs, P. V., & Werth, J. A. (1982). Mesoscale structures of vortices in polar air streams. *Monthly Weather Review*, 110(10), 1417-1433.

Montgomery, M. T., & Farrell, B. F. (1992). Polar low dynamics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 49(24), 2484-2505.

Papritz, L., Pfahl, S., Sodemann, H., & Wernli, H. (2015). A climatology of cold air outbreaks and their impact on air–sea heat fluxes in the high-latitude South Pacific. *Journal of Climate*, 28(1), 342-364.

Radovan, A., Crewell, S., Moster Knudsen, E., & Rinke, A. (2019). Environmental conditions for polar low formation and development over the Nordic Seas: study of January cases based on the Arctic System Reanalysis. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71(1), 1618131.

Rasmussen, E. (1979). The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(445), 531-549.

Rasmussen, E. (1985). A case study of a polar low development over the Barents Sea. *Tellus A*, 37(5), 407-418.

Rasmussen, E. A., & Cederskov, A. (1994). Polar lows: a critical appraisal. In *Proc. Int. Symp. on the Life Cycles of Extratropical Cyclones* (Vol. 3, pp. 199-203).

Rasmussen, E. A. (2003). Polar lows. In *A Half Century of Progress in Meteorology: A Tribute to Richard Reed* (pp. 61-78). American Meteorological Society, Boston, MA.

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

Rotunno, R., & Emanuel, K. A. (1987). An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44(3), 542-561.

Robinson, N. J. (2004). An oceanographic study of the cavity beneath the McMurdo Ice Shelf, Antarctica.



Sardie, J. M., & Warner, T. T. (1983). On the Mechanism for the, Development of Polar Lows. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40(4), 869-881.

Smirnova, J. E., Golubkin, P. A., Bobylev, L. P., Zabolotskikh, E. V., & Chapron, B. (2015). Polar low climatology over the Nordic and Barents seas based on satellite passive microwave data. *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5603-5609.

Xia, L., Zahn, M., Hodges, K., Feser, F., & Storch, H. (2012). A comparison of two identification and tracking methods for polar lows. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), 17196.

Zahn, M., & von Storch, H. (2008). A long-term climatology of North Atlantic polar lows. *Geophysical Research Letters*, 35(22).

Zappa, G., Shaffrey, L., & Hodges, K. (2014). Can polar lows be objectively identified and tracked in the ECMWF operational analysis and the ERA-Interim reanalysis?. *Monthly Weather Review*, 142(8), 2596-2608.