

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia



Programa de Pós-Graduação em Oceanografia

Física, Química e Geológica.

Representação de polínias costeiras antárticas através de reanálises oceânicas de alta resolução

Camila Cristina Hashimoto

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata

Rio Grande, RS, Brasil.

Agosto/2018

Representação das polínias costeiras da Antártica através de reanálises oceânicas de alta resolução

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

por

Camila Cristina Hashimoto

©A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Hashimoto Cristina, Camila

Representação de polínias costeiras antárticas através de reanálises oceânicas de alta resolução/Camila Cristina Hashimoto. – Rio Grande: FURG, 2018.

Número de páginas 61.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica. Área de Concentração: Oceanografia Física.

1. Polínias Costeiras. 2. Antártica. 3. Reanálise de alta resolução. I. Representação das polínias costeiras da Antártica através de reanálises oceânicas de alta resolução.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA. E-mail: <u>ccpofqg@furg.br</u> – home-page: www.oceanfisquigeo.furg.br



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - 10/2018

Às 10:00 horas do dia 11 de outubro do ano de dois mil e dezoito, Sala Estuários - Cidec/Sul -FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de MESTRADO intitulada "Representação de Polínias Costeiras Antárticas através de Reanálises Oceânicas de Alta Resolução", da Acad. Camila Cristina Hashimoto. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata - Orientador/ Presidente - (IO-FURG), Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto - (IO-FURG) e Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino - (UFRGS). Dando início à reunião, a Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Profª. Drª. Elisa Helena L. Fernandes, agradeceu a presença de todos, e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após, esclareceu que a Candidata teria de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a Candidata, que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a Candidata. As sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata APROVADA, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.

Nacino M. Malog Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata

Presidente

Prof. Dr Jorge Angohy-Neto

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Acad. Camila Cristina Hashimoto

UNIVERSIDADE FEDE RIO GRANDE - FURG

Prof^a Dr^a Elisa Helena Leão Fernandes Coerdenadora do PPG em Oceanografia Física, Química e Geológica

"Valeu a pena? Tudo vale a pena Se a alma não é pequena. Quem quer passar além do Bojador Tem que passar além da dor."

Fernando Pessoa; Mensagem, Mar Português, Lisboa, 1934.

Agradecimentos

Eu quero agradecer ao meu orientador, Mauricio Mata, obrigada pela enorme paciência, atenção, confiança e pelas oportunidades de embarque. Aos professores que contribuíram com a minha trajetória acadêmica, principalmente ao Zé Luiz, por todas as dúvidas (*que não foram poucas*) retiradas fora do horário de aula de maneira inspiradora; Rodrigo Kerr, por ter empatia de voltar alguns tópicos da aula e explicar de forma didática para eu conseguir acompanhar a disciplina; e ao Fujita, que não é professor, mas com muita paciência me ajudou desde a instalação do Matlab até as versões finais da dissertação.

Não poderia deixar de falar dos amigos que conquistei neste último ano Lara, Sérgio, Rogério, Mari Peixoto e Mari Princesa, obrigada pelas comidas e parcerias, vocês foram fundamentais para minha cabeça voltar ao lugar e poder continuar a caminhar. Sou grata aos amigos de dentro do LEOC que tornaram a conclusão desta dissertação possível (literalmente), vocês foram fundamentais, fizeram por mim o que eu jamais teria sonhado e deixaram um maravilhoso bilhete:

Com bostonte consulo e de cororas, dor sur omigor CEOCers! Nina, Mondh, Morílio, Mono, Eliena, Luyto, Wil, React (sim, equepdor Hom), Andre e lote

Gostaria de agradecer meu pai e minha mãe, mas ele nunca soube que eu fiz seleção para o mestrado e ela nunca saberá que eu terminei. Então o 'obrigado' destinado à família fica para meus irmãos, que nunca me deixaram desistir, sempre acreditaram que eu era capaz e ofereceram amor incondicional. Espero um dia, de coração, poder retribuir metade disso a vocês.

Dizem que a família é base de tudo, eu fico feliz de ter construído outra base familiar aqui no Cassino. Eu quero agradecer as cinco mulheres que me fizeram sentir *verdadeiramente* querida e importante, elas me deram total apoio emocional e financeiro, foram minhas amigas, minhas irmãs e minhas mães. Gis, Iole, Mari, Mariah e Nina muito obrigada, vocês recuperaram todos os meus pedaços e me fizeram mais forte.

Sumário

Representação de polínias costeiras antárticas através de reanálises	
oceânicas de alta resolução	i
Fernando Pessoa; Mensagem, Mar Português, Lisboa, 1934	v
Agradecimentos	vi
Lista de Figurasv	ii
Lista de tabelas	х
Lista de Acrônimos	ĸi
Resumo	ii
Abstractx	ii
Estrutura da Dissertaçãox	v
1. Introdução	5
1.1. Objetivo	3
1.1.1. Investigar a resposta oceânica, em termos de salinidade, à variabilidade das áreas das polínias costeiras	3
1.1.2. Correlacionar a variabilidade das áreas com o padrão de ventos atuantes na região	3
2. Dados e Métodos	4
3. Artigo Científico	1
3.1. Introdução	2
3.2. Dados e Métodos	6
3.3. Resultados	8
3.3.1. Representação das áreas	8
3.3.2. Correlação das áreas com a salinidade e com ventos locais	3
3.4. Discussão	5
3.5. Conclusões	1
3.6. Referências	2
4. Síntese dos resultados e discussão	3
4.1. Representação das polínias costeiras	3
4.2. Correlações com salinidade e o vento local	5
4.3. Sugestões para trabalhos futuros	6
5. Referências	7

Lista de Figuras

Figura 4 – Distribuição da média acumulada da produção de gelo marinho de 1992 – 2013 das treze maiores polínias costeiras da Antártica. Adaptado de Tamura et al. (2016)......20

Figura 7 – Fluxograma do produto de reanálise da GLO-HR.....

Figura 9 – Fluxograma do produto da reanálise ERA-Interim.....

Figura 15 – Frequência de ocorrência calculada a partir da GLO-HR no período de congelamento (maio a setembro) entre os anos de 2013 - 2016. As setas indicam a direção média do vento a 10 m da superfície.....

Figura 20 – Representação das áreas mínimas (à esquerda) e máximas (à direita) de acordo com a direção do vento a 10 m da superfície (setas rosa); a linha azul indica a SIC \leq 30%.......51

Lista de tabelas

Tabela 1 – Média anual das áreas das polínias costeiras, calculadas através do produto da reanálise GLO-HR com seus respectivos desvio padrões (DP) e coeficientes de variação (CV), durante o período de congelamento (maio – setembro) dos anos de 2013 – 2016. Na última coluna à direita, a área média do período de congelamento (março - outubro) dos anos de 2003 – 2011, calculada através das observações por satélite em Nihashi e Ohshima (2015). ...40

Lista de Acrônimos

AABW – Antarctic Bottom Water (Água de Fundo Antártica)

ACC – Antarctic Circumpolar Water (Corrente Circumpolar Antártica)

AMSR-E – Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Science Office (sem tradução)

AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer (sem tradução)

CDIB – *Cape Darnley Ice Barrier* (Barreira de Gelo de Cape Darnley)

CV – Coeficiente de Variação

DP – Desvio Padrão Diário

DSW - Dense Shelf Water (sem tradução)

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecast (sem tradução)

ERA – European Reanalysis Agency (sem tradução)

GLO-HR – Global Analysis Forecast Physics 1/12° (sem tradução)

LIM2 – *Louvain-la-Neuve Sea Ice Model* (sem tradução)

MGT – *Mertz Glacier Tongue* (Língua de Gelo de Mertz)

MOC – *Meridional Overturning Circulation* (Célula de Revolvimento Meridional)

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (sem tradução)

NEMO – Nucleus for European Modelling of the Ocean (sem tradução)

NT2 – Enhanced NASA Team 2 (sem tradução)

SAR – *Synthetic Aperture Radar* (Radar de Abertura Sintética)

SIC – *Sea Ice Concentration* (Concentração de Gelo Marinho)

SSM/I – Special Sensor Microwave Imager (sem tradução)

u – Velocidade Zonal do Vento

v – Velocidade Meridional do Vento

Polínias

AP – *Amundsen Polynya* (Polínia de Amundsen)

BaP-Barrier Polynya (Polínia de Barrier)

BeP –*Bellingshausen Polynya* (Polínia de Bellingshausen)

CDP – *Cape Darnley Polynya* (Polínia de Cape Darnley)

DaP – Dalton Polynya (Polínia de Dalton)

DiB – Dibble Polynya (Polínia de Dibble)

MBP – *Mackenzie Bay Polynya* (Polínia da Baía de Mackenzie)

MP – Mertz Polynya (Polínia de Mertz)

SP – *Shackleton Polynya* (Polínia de Shackleton)

TNBP – *Terra Nova Bay Polynya* (Polínia da Baía de Terra Nova)

VBP – *Vincennes Bay Polynya* (Polínia da Baía de Vincennes)

RONP – *Ronne Ice Shelf Polynya* (Polínia da Plataforma de Gelo Ronne)

Resumo

As polínias costeiras são áreas em torno de 200 a 7000 km² (em média), conhecidas como "fábricas" de gelo marinho com grande importância, desde aspectos climáticos até biológicos. Os processos que ocorrem nas polínias afetam a produtividade primária, ciclos biogeoquímicos e a formação de águas de fundo, devido ao efeito brine relacionado com a formação do gelo marinho. A alternativa mais usada para investigar as polínias costeiras tem sido através do sensoriamento remoto. Todavia, com o avanço tecnológico em assimilação de dados em modelos oceânicos, estes produtos passam a ser uma alternativa. Assim, este estudo comparou a representação das áreas das polínias no produto de reanálise GLO-HR com as observações de satélites a partir dos dados de concentração de gelo adquiridos pelo sensor AMSR-E. A média da área diária de onze polínias costeiras foi calculada no período de maio a setembro (2013 – 2016) e a representação delas foi satisfatória e condizente com as posições anteriormente relatadas. Contudo, é possível que a resolução mais refinada da GLO-HR retrate as áreas com maior precisão, porém menores. O aumento de salinidade, a 300 m de profundidade, ocorreu em quase todas as polínias ao longo do seu tempo de desenvolvimento, porém não houve correlação com a área. Já a correlação com os ventos demonstrou qual a direção do vento é determinante nas fases de abertura e fechamento da polínia. Por fim, há mais fatores que auxiliam no fechamento das áreas (convergência do gelo) do que na abertura das áreas (divergência do gelo) e compreender a variabilidade das áreas das polínias permite maior detalhamento nos modelos oceânicos, principalmente no que se refere aos processos ocorridos na plataforma continental.

Abstract

Coastal polynyas are non-linear shapes in the ocean, also known as sea ice factories with great importance from climatic to biological aspects. The processes that occur in the polynyas affect the primary productivity, biogeochemical cycles and the formation of bottom water due to brine effect during the formation of sea ice. The most used tool to investigate the coastal polynyas is the remote sensing. However, with the technological advancement in data assimilation in oceanic models, the ocean reanalysis products become an alternative. This study compared the area representation of eleven polynyas in the reanalysis products and the observations of satellites from the sea ice concentration data acquired by the AMSR-E sensor. The daily average areas of the Antarctic's coastal polynyas were calculated in the period from May to September for 4 years (2013 - 2016). The representation of the areas was consistent with the position previously reported by the literature and adjacent to the fast ice. However, it is possible that the most improved resolution of GLO-HR portrays accurate and minor areas. The salinity increase occurred in almost all the polynyas throughout their time of formation and development, but there was no correlation with the associated areas. There was significant correlation with the prevailing wind direction that favors the sea ice divergence, and hence the sea ice formation associated to each polynya. Finally, there are more factors that help in the closing areas (sea ice convergence) than in opening areas (sea ice divergence) and understanding the variability of these areas allows the refinement of the models by detailing in such areas, mostly in the processes into continental shelf.

Estrutura da Dissertação

Para a obtenção do Título de Mestre em Oceanografia Química, Física e Geológica na Universidade Federal do Rio Grande - FURG é necessária à produção de uma dissertação e de um artigo científico como primeiro autor em um periódico indexado. Sendo assim, esta dissertação contém os resultados da pesquisa realizada, discussão e conclusão em forma de artigo no seu corpo principal. Desta forma, esta dissertação está separada em quatro capítulos. No primeiro capitulo, é apresentada a introdução da problemática e os objetivos principais do estudo. No capitulo 2 é descrita as características da área de estudo relevantes para o entendimento da dissertação, os produtos de reanálises utilizados e o método aplicado para alcançar os objetivos propostos. O capítulo 3 contém o artigo científico que será submetido para a publicação em período indexado **Revista de Geociências**, com todos os resultados, discussão e conclusões. Finalmente, no capítulo 4 os principais resultados são descritos e discutidos, bem como são apresentadas as considerações futuras com base neste trabalho. Para concluir, incluímos as referências utilizadas tanto na dissertação como no artigo científico.

1. Introdução

A Circulação de Revolvimento Meridional (MOC - *Meridional Overturning Circulation* é um complexo sistema de correntes de fundamental importância para o clima Terrestre, que conecta a circulação superficial e profunda dos oceanos. A circulação superficial dos oceanos é essencialmente forçada pelo vento, enquanto que a circulação profunda e de fundo são forçadas por gradientes de densidade. Em síntese, a MOC gera um padrão de circulação em que a água superficial quente dos trópicos flui em direção aos polos, passa por processos de interação com a atmosfera que alteram suas propriedades termohalinas, resultando em ganho de densidade, em seguida afunda e flui em direção ao Equador nas camadas profunda e de fundo dos oceanos (Talley 2013). A MOC é uma componente chave na variabilidade climática, pois determina o fluxo contínuo das correntes e mistura das massas de água, sendo responsável pela distribuição de propriedades fundamentais na regulação do clima global como calor, sal, nutrientes, carbono orgânico, gases, dentre outros (Wunsch 2002).

Um dos aspectos mais relevantes na MOC é o processo que ocorre em altas latitudes, chamado de "ventilação dos oceanos". A camada superficial das águas que chegam aos oceanos polares perde calor devido à interação com a atmosfera e absorve gases como oxigênio e dióxido de carbono. Quando esta camada afunda ocorre a ventilação (renovação) das camadas de fundo do oceano, impulsionando o ramo inferior da MOC (Talley 2013).

No entorno do continente antártico, a estratificação na coluna de água enfraquece quando a água superficial se torna mais densa e convectivamente instável (Wunsch 2002). Dessa maneira, a massa de água afunda e dá origem a Águas Intermediárias, Profundas e de Fundo (Talley 2013). Dentre elas, a Água de Fundo Antártica (AABW – *Antarctic Bottom Water*) cuja densidade é suficiente para afundar na plataforma continental de algumas regiões no entorno do continente Antártico, descer pelo talude e misturar-se com massas de água de profundidade intermediárias até alcançar o assoalho oceânico (Ohshima 2003; Jacobs 2004). As áreas de formação da AABW são conhecidas e estudadas, como o Mar de Weddel, Mar de Ross e a região da Terra de Adélie (Figura 1), a ponto de conseguir estimar a contribuição e definir os caminhos que a massa de água percorre até chegar à circulação do Mar de Weddell (Fooldvik et al. 2004); averiguar os pulsos de exportação da variedade da AABW menos salina formada no Mar de Ross (Gordon et al. 2009); ou compreender a formação e exportação da

massa de água precursora da AABW, a *Dense Shelf Water* (DSW) na região do Mar de Urville (Williams et al. 2010).



Figura 1 – Mapa da Antártica com os principais mares (preto), as maiores plataformas de gelo (azul escuro); e a região da Terra de Adélie. Fonte: Adaptado de Copyright © Geographic Guide – Antarctica.

No entanto, nas últimas décadas, as propriedades das águas do oceano Austral estão apresentando mudanças. Há registros de aquecimento da temperatura do oceano Austral desde 1950, concentrado na região da Corrente Circumpolar Antártica (ACC - Antarctic Circumpolar Current) entre 45° e 60°S (Gille 2002) e ao sul da ACC, foram observadas mudanças regionais onde as águas da plataforma estão ficando mais frias e menos salinas, ainda em determinadas regiões é observado o aquecimento em longo prazo (Azaneu et al. 2013).

No oceano Austral, as tendências do gelo marinho diferem regionalmente, nos Mares de Bellingshausen e Amundsen há tendência de aumento fortemente negativa (Zwally 2002), diminuindo a permanência do gelo em 3,3 meses (por década) entre 1979 e 2011 (Hobbs et al. 2016). Devido à aceleração do derretimento basal das plataformas de gelo (Figura 2) uma camada de água superficial fria e menos salina é mantida (Bintanja et al. 2013), principalmente

no Mar de Amundsen, onde as águas estão menos salinas (Jacobs 2004) e podem ser relacionadas com as mudanças no padrão do vento que auxiliam nas intrusões de águas mais quentes sob as plataformas de gelo (Pritchard et al. 2012).



Figura 2 – Ilustração do derretimento basal da plataforma de gelo na Antártica. Fonte: National Snow & Ice Data Center, NASA.

Uma zona de baixa pressão sobre a região do Mar de Amundsen aumenta a força dos ventos sob o Mar de Ross e como consequência a produção de gelo em Ross é aumentada (Turner et al. 2009). Nas regiões dos mares de Weddell e Ross a tendência é positiva, crescendo 1,7% (por década) entre 1979 e 2015 (Zwally 2002; Comiso et al. 2017). Existe uma tendência de aumento na extensão do gelo marinho total da Antártica (Hobbs et al. 2016). No entanto, recentemente, a extensão do gelo marinho registrou seu declínio mais acentuado com a menor extensão de gelo marinho desde 1979, possivelmente devido a uma combinação de anomalias atmosféricas oriundas da baixa pressão sobre a região do Mar de Amundsen (Turner et al. 2017). A tendência de duração do gelo marinho reflete a uma resposta combinada de vários componentes atmosféricos, porém o sistema não é linear (Matear et al. 2015). A interação destes processos precisa ser mais bem compreendida, pois cada setor responde de maneira distinta para cada modo de variabilidade climática (Hobbs et al. 2016).

A formação do gelo marinho envolve um processo físico conhecido como efeito Brine (*Brine Rejection Effect*), no qual ocorre a liberação de 70 a 90% do sal dissolvido presente na água do mar (Morawetzet al, 2014; Tamura et al. 2016). Tal processo físico é fundamental para a

17

formação da DSW e tem potencial para adicionar 21,7 kg m⁻² ano⁻¹ de sal na superfície da água (Tamura et al. 2008). As regiões costeiras onde a formação do gelo marinho é intensa são denominadas de **Polínias Costeiras**, nestas áreas a profundidade relativamente rasa permite que o ponto de congelamento seja alcançado rapidamente em toda a coluna de água. Em seguida, ocorre a perda de calor latente e formação dos primeiros cristais de gelo, denominados de *frazil ice*¹.

As polínias são definidas como áreas não lineares no oceano, cercadas por gelo marinho, podendo estar cobertas com gelo recém-formado e superfície mantida livre ou parcialmente livre de gelo (e.g. Smith et al. 1990). De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (WMO 1970), existem dois tipos de polínias: (i) **Costeiras,** formadas a partir da divergência do gelo marinho causada pelo vento ou correntes oceânicas com intensa formação de gelo marinho; e (ii) **Oceânicas**, que são caracterizadas pela maior perda de calor sensível, resfriando a massa de água abaixo, a qual afunda por convecção (Figura 3).



Figura 3 – Representação dos tipos de polínia: **(a) Polínia Costeira**, à medida que o vento diverge o gelo da costa, a água perde calor latente, formando gelo marinho. Durante sua formação ocorre a injeção de sal na coluna d'água (Brine Rejection Effect), originando uma água densa que escorre pela plataforma e desce o talude; **(b) Polínia Oceânica**, área fora da plataforma continental cercada por gelo marinho que perde calor sensível, ficando convectivamente instável e afunda até a profundidade de equilíbrio. Fonte: Adaptado de Maqueda (2004).

As polínias costeiras se formam próximas às margens e são moldadas através do balanço entre a resistência de arrasto do gelo marinho e a força para empurrá-lo para fora da costa. Dois mecanismos são necessários para a formação da polínia costeira: (i) a divergência entre gelo marinho e a costa (por corrente ou ventos) e (ii) a perda de calor latente para congelar a água (Maqueda 2004). À medida que o vento empurra o *frazil ice* para longe da costa, a área da polínia se mantém livre de gelo marinho ou "aberta", assim a água do mar congela formando mais cristais de gelo no lugar. Quando o vento não é intenso o suficiente para arrastar o gelo,

¹Gelo marinho formado recentemente em formato de espículas ou arredondados.

mas há perda de calor suficiente para congelar a superfície do mar, o gelo marinho formado encobre a área da polínia, "fechando-a".

Além da relevância na formação da DSW, devido à formação de gelo marinho, as polínias têm um importante papel na manutenção da produtividade biológica, pois são os primeiros sistemas a serem expostos à radiação solar no início da primavera (Mundy e Barber 2001). O crescimento e acumulação da biomassa fitoplanctônica é maior dentro das polínias do que nas águas adjacentes (Li et al. 2016). Como resultado da alta produtividade, organismos de diferentes níveis tróficos como fitoplâncton, copépodes, krill, salpas, pinguins, aves marinhas, leões marinhos e baleias são agregados nessas regiões (Arrigo 2003; Malpress et al. 2017; Labrousse et al. 2018). O desenvolvimento da produção primária ocorre tão bem quanto os processos biogeoquímicos tais como trocas de gases com a atmosfera e captação do dióxido de carbono. Por exemplo, a formação e exportação da DSW na região da Polínia de Mertz (MP – *Mertz Polynya*; Figura 4) é um efetivo mecanismo para transferir carbono antropogênico para o fundo do oceano (Shadwick et al. 2014).

Recentemente, regiões como a Polínia de Cape Darnley (CDP – *Cape Darnley Polynya*) (Ohshima et al. 2013) e a Polínia da Baía de Vincennes (VBP – *Vincennes Bay Polynya*) (Kitade et al. 2014) foram relatadas como áreas de formação de AABW, quebrando o paradigma de que é necessária ampla plataforma continental ou profunda depressão para armazenar a DSW (Kitade et al. 2014). A CDP tem alta taxa de produção de gelo marinho (Figura 4) e produz a variedade mais salina da DSW no leste antártico com densidade suficiente para afundar e contribuir com a formação da AABW (Ohshima et al. 2013). Além disso, foi observada uma variedade da DSW densa o suficiente na plataforma continental de VBP com importante contribuição nas camadas intermediárias (Kitade et al. 2014).



Figura 4 – Distribuição da média acumulada da produção de gelo marinho de 1992 – 2013 das treze maiores polínias costeiras da Antártica. Adaptado de Tamura et al. (2016).

Embora os processos de formação da AABW sejam relativamente bem conhecidos (Orsi et al. 1999; Williams et al. 2010; Talley 2013), as taxas de sua formação não são bem representadas nos modelos de circulação oceânica, principalmente nos processos que se iniciam nas regiões costeiras (Heuzé et al. 2013; Azaneu et al. 2014; Aguiar et al. 2017). Umas das razões para isso é a deficiência no conhecimento (e representação) dos processos que ocorrem na plataforma continental do continente antártico (Orsi et al. 1999). Inclusive o aumento de gelo marinho, registrado desde 1979 (Zwally 2002; Turner et al. 2016; Comiso et al. 2017), não é bem representado nos modelos climáticos atuais. Williams et al. (2010) sugerem que algum processo ainda não bem parametrizado é necessário para simular precisamente o aumento da extensão de gelo, principalmente nos processos que ocorrem na plataforma continental (Heuzé et al. 2013), como a formação do gelo marinho dentro das polínias.

Atualmente, especula-se que outras polínias também tenham a capacidade de armazenar e exportar variações de DSW e assim, contribuir com a formação da AABW (Ohshima et al. 2013; Williams et al. 2010). O volume estimado na exportação da DSW nas polínias do leste antártico (entre 60°E e 150°E) é de 7,58 Sv (Kusahara et al. 2010), logo a contribuição individual de cada polínia é pequena, mas a combinação de todas pode ser significante (Williams et al. 2016). Assim sendo, as polínias costeiras têm capacidade de produzir cerca de 10% de todo o gelo marinho em torno do continente antártico, todavia a área média destas soma somente cerca de 1% da máxima cobertura de gelo marinho (Tamura e Ohshima 2011).

A intensa dinâmica dentro das polínias é influenciada pelo vento, o qual pode atuar no aumento ou na diminuição da área dentro de um intervalo de 24h durante o período de congelamento (Ciappa e Budillon 2012). Portanto, sua dinâmica afeta os fluxos de calor e sal, processos biológicos, ciclos biogeoquímicos, variabilidade do gelo marinho e, em última instância, na formação de águas de fundo. Contudo, apesar da sua importância, as polínias geralmente não são bem representadas nos modelos climáticos de larga escala, limitando a capacidade destes de projetar mudanças físicas e biológicas relacionadas às polínias (Arrigo 2003; Tamura et al. 2008).

Assim, é fundamentalmente pertinente compreender a variabilidade destas áreas e aprimorar os modelos oceânicos para um maior detalhamento das polínias costeiras. As alternativas mais usadas para investigar a dinâmica das polínias são através de sensoriamento remoto (Ciappa e Pietranera 2013), por meio de Radiômetros na faixa de micro-ondas e na faixa do infravermelho termal, com uma resoluções espaciais de 1-10 km ou através dos Radares de Abertura Sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) (Ciappa e Pietranera 2013).

Dada à relevância das polínias costeiras, estas foram mapeadas ao redor do continente por Nihashi e Ohshima (2015), através da frequência de ocorrência calculada a partir da concentração diária de gelo marinho (SIC - *Sea Ice Concentration*) estimada pelo algoritmo NT2 (*NASA Team 2*) (Nihashi e Ohshima 2015). O NT2 utiliza os dados de Temperatura de Brilho, adquiridos pelo sensor AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System*) a bordo do satélite *Aqua* da NASA, para calcular a SIC (Markus e Cavalieri 2000). A área da polínia utilizada por Nihashi e Ohshima (2015) foi definida com a SIC <30%, considerada como áreas livres de gelo, seguindo os estudos de Nihashi et al. (2009) e Iwamoto et al. (2014). Dessa maneira, as frequências de ocorrência de 13 polínias costeiras no entorno da Antártica foram mapeadas entre 1993 e 2011 (Figura 5), durante o período de congelamento (março a outubro).



Figura 5 – Mapa da frequência de ocorrência das polínias costeiras entre 2003-2011. Fonte: Nihashi e Ohshima (2015).

Nos estudos com polínias costeiras, o uso de radiômetros de micro-ondas passivas como SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) e AMSR-E é mais frequente (Tamura et al. 2007; Kern 2009; Nihashi et al. 2009; Iwamoto et al. 2013; Nihashi e Ohshima 2015) devido à transparência da atmosfera para esses comprimentos de onda e curto tempo de revisitação (duas a três vezes por dia), assim existem melhores chances de coletar informações diariamente. Os sensores na faixa do infravermelho termal como AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) e MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) também são bastante utilizados (Drucker 2003; Ciappa et al. 2012; Ciappa e Pietranera 2013; Paul et al. 2015); Pois, tais como às imagens SAR (banda X), apresentam resoluções espaciais mais refinadas (Parmiggiani 2006; Hollands et al. 2013), porém são afetados por coberturas de nuvens, de modo que, a aquisição diária de imagens é difícil com descarte de 20% de todas as imagens adquiridas no inverno (Ciappa et al. 2012). Por fim um estudo aprimorado das polínias necessita de frequência diária nos dados adquiridos e as observações *in situ* são limitadas durante o verão e escassas no inverno, dificultando a compreensão dos processos físicos que ocorrem na plataforma continental e que envolvem as polínias costeiras.

As lacunas temporais deixadas quando se utiliza dados de sensoriamento remoto ou *in situ*, podem ser minimizadas quando unidas aos modelos oceânicos. A partir dessa ideia, surgem os produtos de reanálise oceânica, os quais são ferramentas importantes para investigar os processos oceânicos. As reanálises oceânicas combinam dados *in situ* e de sensoriamento

remoto para alimentar um modelo numérico oceânico usando uma forçante atmosférica. A eficácia das reanálises está na síntese das informações fornecidas através de modelos oceânicos, fluxos atmosféricos e dados oceanográficos *in situ*, unidos através de um método de assimilação (Cushman-Roisin e Beckers 2011).

Os produtos das reanálises são estimativas próximas do real estado do oceano (Cushman-Roisin e Beckers 2011), onde as informações fornecidas são amplamente utilizadas para prever respostas do oceano, como a variabilidade do nível do mar (Wunsch et al. 2007), análises multidecadais sobre o sequestro de dióxido de carbono no oceano Austral (Landschützer et al. 2015), variabilidade e troca do conteúdo de calor nos oceanos (Palmer et al. 2017), distribuição e tendências da temperatura e salinidade na plataforma continental da Antártica (Schmidtko et al. 2014), entre outros. A resolução das reanálises é refinada e pode captar os processos que ocorrem em escalas espaciais e temporais muito próximas da dinâmica das polínias costeiras, principalmente durante inverno, quando a aquisição de dados é escassa.

Neste cenário e, com a necessidade de entender melhor o comportamento das polínias, este trabalho visa validar os produtos de uma reanálise de alta resolução quanto à representação das áreas das polínias costeiras, tendo como base a comparação das áreas encontradas por Nihashi e Ohshima (2015).

1.1. Objetivo

O principal objetivo deste estudo é validar a representação das principais polínias costeiras ao redor do continente antártico no produto de reanálise oceânica com alta resolução espacial *"Global Analysis Forecast Physics* 1/12°" (GLO-HR). Além deste, como objetivos específicos têm-se:

- 1.1.1. Investigar a resposta oceânica, em termos de salinidade, à variabilidade das áreas das polínias costeiras.
- 1.1.2. Correlacionar a variabilidade das áreas com o padrão de ventos atuantes na região.

2. Dados e Métodos

O oceano Austral é definido geopoliticamente ao sul do paralelo 60°S de latitude e limitado ao sul pelo continente antártico. No entanto, do ponto de vista oceanográfico, o limite norte pode ser considerado dinâmico e limitado pela Convergência Antártica (Figura 6) cuja posição varia sazonalmente (Tomczak e Godfrey 1994). A ACC se encontra entre 45 – 60°S, impulsionada pelo Ventos de Oeste, conectando as três grandes bacias oceânicas (oceanos Pacífico, Índico e Atlântico).



Figura 6 – Oceano Austral marcado pela Convergência Antártica (linha azul) e limite definido pela latitude de 60°S (linha vermelha). Próximo ao continente, a Corrente Costeira da Antártica (ACoC) e afastada está a Corrente Circumpolar Antártica (ACC). Em vermelho estão representados os três principais oceanos Atlântico, Pacífico e Índico; em laranja, as áreas de formação da AABW. Fonte: Adaptado de Geographic Names e Bulgarian Participation (Ivanov, L. e N. Ivanova, 2018).

Sobre a plataforma continental está presente a Corrente Costeira da Antártica (ACoC – *Antarctic Coastal Current*) que influencia o regime oceanográfico ao redor do continente antártico, onde as massas de águas interagem com as plataformas de gelo (Fahrbach et al.

1992). A ACoC é impulsionada principalmente pelos Ventos de Leste, e compõe a parte sul do giro de Weddell, fluindo para oeste paralela ao continente (Núñez-Riboni e Fahrbach 2009).

Próximo à margem continental, dois tipos de ventos são predominantes: os Ventos de Leste, exceto nos mares de Ross e Weddell (Nihashi e Ohshima 2015) e os Ventos Catabáticos, os quais se formam à medida que o ar gelado do interior do continente montanhoso desce para as margens costeiras com alta intensidade sendo acelerado com a gravidade (Parish 1991). Nas polínias costeiras, os Ventos Catabáticos contribuem para a formação, manutenção e exportação do gelo marinho, ao passo que, os Ventos de Leste (circumpolares) desempenham um papel na extensão zonal das polínias (Massom et al. 1998), variando sua área de acordo com a predominância destes ventos.

A plataforma continental da Antártica não é uniforme e pode ser dividida em setores marcados por mares ou baías como Mar de Weddell, Mar de Bellingshausen, Mar de Amundsen, Mar de Ross e Baía de Prydz (Figura 6). Cada setor possui suas próprias características oceanográficas e climáticas (O'Brien et al. 2014), como os giros ciclônicos nos mares de Weddell e Ross; e o giro ciclônico na baía de Prydz (Williams et al. 2016).

As depressões batimétricas (cânions) que marcam a plataforma continental influenciam no balanço de calor da mesma de diferentes formas. Próximas à polínia de Bellingshausen (BeP – *Bellingshausen Polynya*) as depressões da plataforma auxiliam na intrusão de uma massa de água relativamente quente (Parent et al. 2015); já o relevo mais alto na plataforma próxima a polínia de Barrier (BaP – *Barrier Polynya*) impede que parte da DSW formada pela polínia se misture com o giro ciclônico que ocorre na Baía de Prydz (Williams et al. 2016).

A perda de calor na superfície das polínias costeiras também influencia os processos costeiros, como no derretimento da Geleira de *Totten*², próximo a polínia de Dalton (DaP – *Dalton Polynya*). A taxa de derretimento basal da Geleira de *Totten* aumenta quando a atividade da DaP está abaixo da média. Em contrapartida, quando o fluxo da ACoC é forte e as águas abaixo da DaP fluem diretamente sob a geleira, o derretimento basal diminui (Gwyther et al. 2014).

² Do inglês "*Totten Glacier*". Extensão de gelo formada sobre o continente quando a neve excede a ablação; Pode ser projetado para o mar por muitos quilômetros, recebendo o nome de Língua de Gelo (*Glacier Tongue*).

O produto de reanálise oceânica utilizado é a GLO-HR, os parâmetros utilizados foram a SIC, que expressa à porcentagem da cobertura de gelo marinho dentro de cada célula da GLO-HR, e a salinidade. A GLO-HR fornece previsões e estimativas sobre a circulação oceânica e parâmetros físicos dos oceanos. Para tal, dois modelos numéricos, relativos ao oceano e ao gelo marinho, são acoplados através da forçante atmosférica (Figura 7). Sendo assim, GLO-HR conecta o modelo oceânico NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (Madec e Imbard 1996) com o modelo termodinâmico de gelo marinho LIM2 (Louvain-la-



Neuve-Sea Ice Model) (Timmermann et al. 2005), cuja forçante Figura 7 – Fluxograma do produto atmosférica é integrada através dos dados do ECMWF

de reanálise da GLO-HR.

(European Centre for Medium-Range Weather Forecast), de modo que é originado um conjunto de parâmetros físicos e globais que descrevem a história da atmosfera e dos oceanos.

O produto da reanálise GLO-HR tem alta resolução espacial (1/12° latitude x 1/12° longitude), sendo de aproximadamente 2-3 km em altas latitudes (Madec e Imbard 1996), o que pode tornar possível à compreensão de processos físicos que ocorrem em escalas menores em relação aos sensores de micro-ondas ou infravermelho. A cobertura temporal possibilita a coleta de dados sobre as polínias durante o inverno, neste trabalho foi utilizado o período de congelamento de maio a setembro, entre os anos de 2013 até 2016, pois eram os anos disponíveis quando este trabalho se iniciou, em 2015. No entanto, no hemisfério Sul, a cobertura espacial compreende até 77°S de latitude, logo a Polínia de Ross não está inclusa, pois está começa além de 78°S (Figura 8).



Figura 8 – Polínia de Ross. Fonte: Adaptado de Mezgec et al. 2017.

Para complementar as análises, os parâmetros da velocidade zonal (*u*) e velocidade meridional (*v*) do vento a 10 m da superfície do produto de reanálise atmosférica ERA (*European*

Reanalysis Agency) – Interim também foram utilizados. A ERA-Interim apresenta o ciclo hidrológico combinado com a circulação estratosférica (Berrisford et al. 2011). O produto utiliza um modelo de circulação atmosférica, o qual combina três componentes: atmosfera, superfície terrestre e ondas no oceano, assimilando dados de sensoriamento remoto e *in situ* (Dee et al. 2011). A assimilação dos dados é feita em ciclos de 12h (Figura 9), a cada ciclo as observações disponíveis são combinadas com as



Figura 9 – Fluxograma do produto da reanálise ERA-Interim.

global e da superfície abaixo (Dee et al. 2011). Dessa maneira, os ventos da superfície (terrestre e oceânica) são integrados com as ondas do oceano, onde as observações do passado atmosférico são reutilizadas e atualizadas com novas análises (Berrisford et al. 2011).

A ERA-Interim, também é produzida pelo ECMWF e apresenta dados de alta qualidade, onde as previsões e análises são condizentes com as observações nas altas latitudes (Dee et al. 2011), sendo bem caracterizadas e agregando valor às análises da variabilidade atmosférica. A resolução horizontal é de 0,75° latitude x 0,75° longitude e 60 níveis verticais entre a superfície até a pressão de 0,1hPa (aproximadamente 70 km), com cobertura temporal iniciada em 1989 até o presente. Neste estudo, as áreas das polínias costeiras foram definidas como SIC ≤ 30% e que estavam próximas às margens continentais. Tal definição é baseada nas observações por satélite (Nihashi e Ohshima 2015), provenientes de dados adquiridos a partir de sensores micro-ondas (AMSR-E) e infravermelho termal (MODIS), os quais utilizam o algoritmo NT2, para calcular a SIC e estimar a espessura do gelo marinho (Nihashi et al. 2009; Iwamoto et al. 2014).

As áreas foram calculadas diariamente e depois mediadas durante o período de congelamento considerado de maio a setembro durante os anos de 2013 – 2016. As áreas representadas através da GLO-HR foram validadas por meio de comparação com o sensor MODIS a bordo do satélite da NASA (Figura 10).



Figura 10 – Área da polínia da Baía de Terra Nova no dia 10/set/2014. À esquerda imagem MODIS e a direita área calculada pela GLO-HR, com limite de SIC = 30% na linha preta.

Nas observações por satélite de Nihashi e Ohshima (2015) a polínia é composta de áreas onde está presente a espessura de gelo marinho até 20 cm e onde a SIC < 30% (consideradas áreas livres de gelo), durante o período de congelamento considerado de março a outubro.

O período de congelamento considerado neste estudo foi menor em relação ao estudo de Nihashi e Ohshima (2015), pois os meses de março, abril e outubro, permitem muita interferência do descongelamento durante o fim do verão e na primavera. Desse modo, a definição da área baseada somente na SIC teria um maior grau de incerteza na área média, já que as áreas diárias calculadas durante esses meses seriam maiores (Figura 11). Assim, é esperado que as áreas apresentadas em GLO-HR sejam menores em relação àquelas relatadas por Nihashi e Ohshima (2015), pois o período considerado é menor.



Figura 11 — Série temporal das áreas diárias das polínias da Baía de Vincennes (esquerda) e de Mertz (direita). As médias do período de congelamento de março a outubro (vermelho) e maio a setembro (rosa) para ambas.

Em seguida, foi calculada a frequência de ocorrência de cada célula da GLO-HR considerada área de polínia costeira (Figura 15), definindo a área recorrente das polínias utilizadas neste trabalho. Ambos os cálculos foram realizados com o intuito de comparar com as áreas obtidas através do sensoriamento remoto no estudo de Nihashi e Ohshima (2015), para avaliar a representatividade das mesmas áreas na GLO-HR. A variabilidade diária de cada polínia ao longo do período de congelamento foi considerada por meio do Coeficiente de Variação (CV) calculado através do desvio padrão diário (DP) em relação à média do período de congelamento (para cada polínia individualmente).

$$CV = \frac{DP}{M\acute{e}dia}$$
 Eq. 1

A média (diária) da salinidade do período de congelamento na profundidade de 300 m abaixo da área da polínia foi calculada e correlacionada com a média da área diária, com o propósito de avaliar o aumento da salinidade com a variação da área da polínia durante cada ano estudado. Neste estudo, assumiu-se que enquanto a polínia se mantém aberta, existe formação de gelo marinho e consequentemente injeção de salmoura³ na água. Isso ocorre porque a força motriz para manter a área da polínia aberta durante o período de congelamento é o vento, que por sua vez é um dos principais responsáveis pela advecção do gelo marinho, caso contrário à área é coberta (fechada) pelo gelo marinho que não é advectado.

Considerando a importância da influência dos ventos locais nas fases de abertura e fechamento das polínias costeiras, as médias diárias das componentes $u \in v$ do vento a 10 m

³ Traduzido do inglês *brine*.

de altitude foram calculadas acima da polínia. Em seguida foi realizada a correlação linear das componentes do vento com variabilidade diária de cada área, a fim de identificar qual a direção que favorece a divergência do gelo marinho (portanto, mantém a polínia aberta) para cada polínia.

3. Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito é intitulado "**Polínias Costeiras Antárticas Através de uma Reanálise Oceânica de Alta Resolução**" e será submetido para publicação no periódico *"Revista de Geociências"*.

3.1. Introdução

A formação de Água de Fundo Antártica (AABW – *Antarctic Bottom Water*), em síntese, envolve a mistura de águas densas originadas do processo de interação com a atmosfera e gelo marinho que ocorre na camada superficial. A massa de água mais densa, afunda na plataforma continental e escoa pelo talude, misturando-se com massas de água de profundidade intermediária até alcançar o assoalho oceânico (Ohshima 2003; Jacobs 2004). O processo de formação da AABW (Orsi et al. 1999; Williams et al. 2010; Talley 2013) e as áreas onde este processo ocorre são conhecidos, como por exemplo, o Mar de Weddel (Fooldvik et al. 2004), Mar de Ross (Gordon et al. 2009) e a região da Terra de Adélie, que compreende a Polínia de Mertz (MP – *Mertz Polynya*) (Williams et al. 2010). Recentemente, outras regiões como a Polínia de Cape Darnley (CDP – *Cape Darnley Polynya*) (Ohshima et al. 2013) e a Polínia da Baía de Vincennes (VBP – *Vincennes Bay Polynya*) (Kitade et al. 2014) foram reconhecidas como áreas de formação de AABW (Figura 12), indicando que ainda há lacunas sobre o entendimento desse processo, principalmente, quando relacionados às polínias, impactando sua representação nos modelos climáticos.



Figura 12 – Oceano Austral marcada pela Convergência Antártica (linha azul) e limite definido pela latitude de 60°S (linha vermelha). Próximo ao continente, a Corrente Costeira da Antártica (ACoC) e afastada está a Corrente Circumpolar Antártica (ACC). Em vermelho estão representados os três principais oceanos Atlântico, Pacífico e Índico; em laranja, as áreas de formação da AABW. Fonte: Adaptado de Geographic Names and Bulgarian Participation (Ivanov, L. e N. Ivanova, 2018).

A CDP tem alta taxa de produção de gelo marinho, capaz de produzir a variedade mais salina da *Dense Shelf Water* (DSW) (Ohshima et al. 2013), massa de água precursora de AABW. A região da VBP tem menor taxa de produção de gelo marinho em relação à CDP (Tamura et al. 2008), todavia produz uma variedade da DSW cuja contribuição nas camadas intermediárias é importante para a formação da AABW (Kitade et al. 2014). Atualmente, especula-se que outras polínias também têm capacidade de armazenar e exportar variações de DSW e, dessa forma, contribuir com a formação da AABW (Williams et al. 2010; Ohshima et al. 2013). A taxa de formação estimada para a DSW no entorno das polínias do leste antártico é 7,58 Sv, onde 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, (Kusahara et al. 2010), portanto a contribuição individual de cada polínia pode ser pequena, mas a combinação de todas pode ser significante.

Nas últimas décadas, as propriedades das águas do oceano Austral estão apresentando mudanças. As tendências do gelo marinho diferem regionalmente. Nos Mares de Bellingshausen e Amundsen, a tendência é de forte diminuição na cobertura de gelo marinho (Zwally et al. 2002), diminuindo a permanência do gelo em 3,3 meses por década, entre 1979 a 2011 (Hobbs et al. 2016). Nas regiões dos mares de Weddell e Ross a tendência é positiva (Zwally et al. 2002), crescendo 1,7% por década entre 1979 e 2015 (Comiso et al. 2017). A extensão total do gelo marinho na Antártica está aumentando (Hobbs et al. 2016). Porém, recentemente, a extensão do gelo marinho registrou seu declínio mais acentuado, possivelmente devido às anomalias atmosféricas da baixa pressão sobre a região do Mar de Amundsen e ondas planetárias que aumentam a incidência de ventos do norte (quentes) (Turner et al. 2017). Outra explicação é em decorrência ao forte El Niño em 2015, seguido por uma fraca La Niña, refletindo a permanência de águas mais quentes na região dos Mares de Ross, Amundsen e Bellingshausen (Stuecker et al., 2017). A tendência de duração do gelo marinho reflete uma resposta combinada de vários componentes atmosféricos, porém o sistema não é linear (Turner et al. 2009; Matear et al. 2015; Comiso et al. 2017). A interação destes precisa ser mais bem compreendida, pois cada setor responde de maneira distinta para cada modo de variabilidade climática (Hobbs et al. 2016).

Apesar da tendência de aumento ser registrada desde 1979 (Zwally et al. 2002; Turner et al. 2016; Comiso et al. 2017), a dificuldade de reprodução do gelo marinho nos modelos climáticos nos faz pensar que existe algum mecanismo faltando para simular precisamente o aumento da extensão de gelo (Williams et al. 2010), principalmente nos processos que ocorrem na plataforma continental como a formação do gelo marinho dentro das polínias costeiras.

As polínias costeiras são áreas não lineares no oceano, onde o gelo marinho é formado, podendo estar cobertas com gelo recém-formado com a superfície mantida livre ou parcialmente livre de gelo (WMO 1970; Smith et al. 1990). Além da importância na formação da DSW, as polínias têm um importante papel na manutenção da produtividade biológica, pois são os primeiros sistemas a serem expostos à radiação solar no início da primavera (Mundy e Barber 2001). O crescimento e acumulação da biomassa fitoplanctônica é maior dentro das polínias do que nas águas adjacentes (Li et al. 2016), como resultado da alta produtividade primária, outros organismos de diferentes níveis tróficos são agregados nessas regiões (Arrigo 2003; Malpress et al. 2017; Labrousse et al. 2018). As polínias também desempenham um papel nos ciclos biogeoquímicos, visto que a formação e exportação da DSW na região da MP é um mecanismo efetivo para transferir carbono antropogênico para o fundo do oceano (Shadwick et al. 2014).

As maiores polínias costeiras da Antártica foram mapeadas por Nihashi e Ohshima (2015), através da sua frequência de ocorrência calculada a partir da concentração diária de gelo marinho (SIC - *Sea Ice Concentration*) estimada pelo algoritmo NT2 (*NASA Team 2*) (Nihashi e Ohshima 2015). O NT2 utiliza os dados de Temperatura de Brilho, adquiridos pelo sensor AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System*) a bordo do satélite *Aqua* da NASA, para calcular a SIC (Markus e Cavalieri 2000). Os limites adotados para o cálculo das áreas são definidos por SIC< 30% *r*, seguindo os estudos de Nihashi et al. (2009) e Iwamoto et al. (2014).

As polínias costeiras são moldadas através do balanço entre a resistência de arrasto do gelo marinho e a força para empurrá-lo para fora da costa (Maqueda 2004). À medida que o vento empurra o gelo recém-formado para longe da costa, a água do mar forma mais cristais de gelo, mantendo a área da polínia livre de gelo marinho ou "aberta". Quando o vento não é intenso o suficiente para arrastar as espículas de gelo, mas há perda de calor suficiente para congelar a superfície do mar, o gelo marinho formado encobre a área da polínia, "fechando-a". Assim, a área da polínia pode aumentar ou diminuir várias vezes o seu tamanho durante o período de congelamento ou até mesmo durante um período de 24h (Ciappa e Budillon 2012). Finalmente, os processos que ocorrem nas polínias afetam a formação de águas de fundo, os fluxos de calor, sal, a variabilidade do gelo marinho, os processos biológicos e os ciclos biogeoquímicos. Contudo, as polínias não são bem representadas nos modelos climáticos de larga escala, limitando a capacidade de projetar mudanças físicas e biológicas relacionadas a elas (Arrigo 2003; Tamura et al. 2008).

Logo, compreender a variabilidade destas áreas e aprimorar os modelos oceânicos para um maior detalhamento das polínias costeiras, torna-se pertinente, sobretudo quando as observações in situ são limitadas durante o verão e escassas no inverno. Logo, a compreensão dos processos físicos que ocorrem na plataforma continental e envolvem as polínias costeiras é dificultada. As alternativas mais usadas para investigar a dinâmica das polínias são através de sensoriamento remoto, por meio de radiômetros de micro-ondas passivas como SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) e AMSR-E, devido à transparência da atmosfera para esses comprimentos de onda e curto tempo de revisitação (duas a três vezes por dia); sensores termais na faixa do infravermelho como AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Drucker 2003; Ciappa et al. 2012; Ciappa e Pietranera 2013; Paul et al. 2015) e às imagens SAR (Synthetic Aperture Radar) na banda X, pois apresentam resoluções espaciais mais finas (Parmiggiani 2006; Hollands et al. 2013). Contudo, as lacunas temporais quando se utiliza dados de sensoriamento remoto, podem ser minimizadas quando se soma às simulações de modelos oceânicos. A partir dessa ideia, os produtos de reanálise oceânica são ferramentas indispensáveis para investigar os processos oceânicos.

A eficácia das reanálises está na síntese das informações fornecidas através de modelos oceânicos, fluxos atmosféricos e dados oceanográficos *in situ*, unidos por um método de assimilação (Cushman-Roisin e Beckers 2011). As informações fornecidas através das reanálises são amplamente utilizadas para prever respostas do oceano, como a variabilidade do nível do mar (Wunsch et al. 2007), distribuição e tendências da temperatura e salinidade na plataforma continental da Antártica (Schmidtko et al. 2014), análises multidecadais sobre o afundamento de dióxido de carbono no oceano Austral (Landschützer et al. 2015), variabilidade e troca do conteúdo de calor nos oceanos (Palmer et al. 2017), entre outros. A relativa alta resolução espacial e temporal das reanálises atuais permite captar processos que ocorrem em escalas espaciais e temporais muito próximas da dinâmica das polínias costeiras, principalmente durante o período de congelamento.

Neste cenário, este trabalho visa utilizar a reanálise oceânica de alta resolução *"Global Analysis Forecast Physics* 1/12°" (GLO-HR) como fonte de dados, de modo a validar a representação das áreas das polínias costeiras, tendo como base a reprodução via sensoriamento remoto (Nihashi e Ohshima 2015). Além deste, correlacionar a variabilidade das áreas das polínias costeiras de água e com o padrão de ventos sobre as mesmas.

35

3.2. Dados e Métodos

O oceano Austral (Figura 12) está sob-regime de duas principais correntes a Corrente Circumpolar Antártica (ACC – Antarctic Circumpolar Current), entre as latitudes de 45 – 60°S, a qual conecta três grandes bacias oceânicas (oceanos Pacífico, Índico e Atlântico); e circundando a plataforma continental está a Corrente Costeira da Antártica (ACoC – Antarctic Coastal Current), impulsionada principalmente pelos Ventos de Leste, fluindo para oeste e paralela ao continente (Núñez-Riboni e Fahrbach 2009), influenciando assim o regime oceanográfico ao redor do continente antártico (Fahrbach et al. 1992). Próximo à margem continental, os Ventos de Leste (circumpolares) influenciam na extensão zonal das polínias (Massom et al. 1998), variando sua área de acordo com a sua intensidade, ao passo que, os Ventos Catabáticos contribuem para a formação, manutenção e exportação do gelo marinho.

A plataforma continental da Antártica não é uniforme e pode ser dividida em setores marcados por mares ou baías como Mar de Weddell, Mar de Bellingshausen, Mar de Amundsen, Mar de Ross e Baía de Prydz. Cada setor possui suas próprias características oceanográficas e climáticas (O'Brien et al. 2014), como os giros ciclônicos nos mares de Weddell e Ross; e na baía de Prydz (Williams et al. 2016). A batimetria da plataforma continental influencia nos processos costeiros, auxiliando na intrusão de uma massa de água relativamente quente próximo a polínia de Bellingshausen (BeP) (Parent et al. 2015) ou, o relevo mais alto na plataforma próxima a polínia de Barrier (BaP) impede que parte da DSW formada pela polínia se misture com o giro ciclônico que ocorre na Baía de Prydz (Williams et al. 2016).

O produto de reanálise oceânica utilizado é a GLO-HR, a qual fornece previsões e estimativas sobre a circulação oceânica e parâmetros físicos dos oceanos. Para tal, dois modelos numéricos, relativos ao oceano e ao gelo marinho, são acoplados com uma forçante atmosférica. Sendo assim, GLO-HR conecta o modelo oceânico NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) (Madec e Imbard 1996) com o modelo termodinâmico de gelo marinho LIM2 (*Louvain-la-Neuve-Sea Ice Model*) (Timmermann et al. 2005), cuja forçante atmosférica é integrada através dos dados do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*) de modo que é originado um conjunto de parâmetros físicos globais que descrevem a história da atmosfera e dos oceanos.

O produto da reanálise GLO-HR tem alta resolução espacial (1/12° latitude x 1/12° longitude), aproximadamente 2-3 km em altas latitudes (Madec e Imbard 1996), o que pode tornar

36

possível à compreensão de processos físicos que ocorrem em menores escalas, como as polínias. A vantagem é a cobertura temporal que compreende todo o inverno; neste trabalho foram utilizados os parâmetros de SIC, que expressa à porcentagem da cobertura de gelo dentro de cada célula da GLO-HR, e salinidade na profundidade de 300 m na área das polínias. O período de congelamento considerado foi de maio a setembro, dos anos de 2013 até 2016. No entanto, no hemisfério Sul, a cobertura espacial compreende até 77°S de latitude, logo a Polínia de Ross não está inclusa na sua totalidade, pois ela começa além de 78°S.

Para complementar as análises parâmetros de vento do produto de reanálise atmosférica ERA – Interim como velocidade zonal (*u*) e velocidade meridional (*v*) a 10 m da superfície foram utilizados. ERA – Interim apresenta o ciclo hidrológico combinado com a circulação estratosférica (Berrisford et al. 2011), a qual combina três componentes: atmosfera, superfície terrestre e ondas no oceano com dados de sensoriamento remoto e *in situ* (Dee et al. 2011). A assimilação dos dados é feita em ciclos de 12h, a cada ciclo as observações disponíveis são combinadas com as observações anteriores para estimar a evolução atmosférica global e da superfície abaixo (Dee et al. 2011). A resolução horizontal é de 0,75° latitude x 0,75° longitude e 60 níveis verticais entre a superfície até a pressão de 0,1hPa (aproximadamente 70 km).

As áreas das polínias costeiras foram definidas como SIC \leq 30% e que estavam próximas às margens continentais. Tal definição é baseada nas observações por satélite (Nihashi e Ohshima 2015), provenientes de dados adquiridos a partir de sensores micro-ondas (AMSR-E) e infravermelho termal (MODIS), os quais utilizam o algoritmo NT2, para calcular a SIC e estimar a espessura do gelo marinho (Nihashi et al. 2009; Iwamoto et al. 2014). Estas áreas foram calculadas diariamente e depois mediadas durante o período de congelamento considerado de maio a setembro, menor em relação ao trabalho de Nihashi e Ohshima (2015). Dessa forma, o grau de incerteza das médias das áreas é diminuído, pois não ocorre interferência do descongelamento durante o fim do verão e na primavera (Figura 13). As áreas representadas através da GLO-HR foram validadas por meio de comparação com o sensor MODIS a bordo do satélite da NASA (Figura 10). Em seguida, foi calculada a frequência de ocorrência de cada célula da GLO-HR que SIC \leq 30%, assim a área recorrente das polínias foi estabelecida. Ambos os cálculos foram realizados com o intuito de comparar com as áreas obtidas através do sensoriamento remoto realizado por Nihashi e Ohshima (2015), a fim de avaliar a representatividade das mesmas áreas na GLO-HR.



Figura 13 – Série temporal das áreas diárias das polínias da Baía de Vincennes (esquerda) e de Mertz (direita). As médias do período de congelamento de março a outubro (vermelho) e maio a setembro (rosa) para ambas.

A variabilidade diária de cada polínia foi considerada por meio do Coeficiente de Variação (CV) calculado através do desvio padrão diário (DP) em relação à média do período de congelamento (para cada polínia individualmente):

$$CV = \frac{DP}{M \circ dia}$$
 Eq. 1

A influência dos ventos locais interfere nas fases de abertura e fechamento das polínias costeiras, as médias diárias das componentes de *u* e *v* foram calculadas. Posteriormente, foi realizada a correlação linear entre as componentes do vento e a variabilidade diária de cada área, a fim de avaliar a importância desta nas fases de abertura e fechamento, identificando qual a direção que favorece a divergência do gelo marinho (portanto, mantém a polínia aberta).

3.3. Resultados

3.3.1. Representação das áreas

As polínias costeiras representadas no produto da GLO-HR (Figura 14) coincidem com as posições nas observações por satélite, sendo reproduzidas de acordo com o observado e posicionadas adjacentes às feições como *fast ice*⁴ e Língua de Gelo⁵. As médias anuais das áreas calculadas estão na Tabela 1 com seus respectivos DP e CV. Todas apresentaram médias menores, como esperado, quando comparadas com as médias do período de congelamento das observações por satélite. A principal razão é a diferença no período de congelamento usado, cuja diferença é de 3 meses, sendo 5 meses (maio a setembro) na GLO-HR e nas observações por satélite 8 meses (março a outubro).

⁴ Gelo de origem marinha ou atmosférica, preso a costa ou fixado no solo marinho.

⁵ Do inglês "Glacier Tongue". Massa de gelo consolidado de origem atmosférica que se projeta em direção ao mar.



Figura 14 – Concentração do gelo marinho através do produto de reanálise GLO-HR. A linha azul representa o limite de SIC = 30% nas polínias costeiras, calculadas durante o período de congelamento (maio-setembro) de 2013 – 2016.

Além disto, foi observado que as polínias costeiras podem permanecer até 17 dias seguidos com a área fechada e, em seguida (4 a 7 dias), alcançar os máximos valores de extensão. Dessa maneira, os picos máximos das áreas são mantidos em menos tempo em relação à quantidade de dias que as mesmas permanecem fechadas, resultando em altos desvios padrões. Neste contexto, o CV das polínias estudadas na GLO-HR também é alto (Tabela 1), confirmando que

todas têm bruscas alterações no tamanho das áreas, durante os quatro anos estudados, e tais alterações são frequentes, consideradas característica das polínias costeiras da Antártica.

Tabela 1 — Média anual das áreas das polínias costeiras, calculadas através da GLO-HR com seus respectivos desvio padrões (DP) e coeficientes de variação (CV), durante o período de congelamento (maio — setembro) dos anos de 2013 — 2016. Na última coluna à direita, a área média do período de congelamento (março - outubro) dos anos de 2003 — 2011, calculada através das observações por satélite em Nihashi e Ohshima (2015).

Área 10 ³ km ²									
Nome da Polínia	2013	CV	2014	CV	2015	CV	2016	CV	Obs. Satélite
Cape Darnley (CDP)	0,75 ± 0,6	0,8	1,20 ± 0,8	0,7	0,86 ± 0,6	0,7	1,06 ± 0,6	0,6	10,3 ± 3,7
Baía de Mackenzie (MBP)	1,61 ± 0,9	0,6	1,53 ± 0,9	0,6	1,80 ± 0.6	0,3	1,90 ± 0.8	0,4	3,9 ± 2,1
Barrier (BaP)	4,21 ± 2,7	0,6	4,29 ± 2,9	0,6	3,39 ± 2,7	0,8	2,82 ± 2,1	0,7	6,0 ± 2,7
Shackleton (SP)	6,99 ± 4,5	0,6	6,43 ± 3,3	0,5	5,13 ± 2,9	0,5	6,39 ± 3,1	0,4	7,5 ± 3,6
Baía de Vincennes (VBP)	2,18 ± 1,3	0,6	2,68 ± 1,1	0,4	2,36 ± 1,3	0,5	3,65 ± 1,9	0,5	6,3 ± 2,2
Dalton (DaP)	0,19 ± 0,3	1,5	0,37 ± 0,5	1,4	0,34 ± 0,4	1,3	0,92 ± 1,0	1,0	3,7 ± 2,0
Dibble (DiP)	2,57 ± 1,4	0,5	2,38 ± 1,1	0,5	1,96 ± 1,0	0,5	2,81 ± 1,6	0,6	2,4 ± 0,27
Mertz (MP)	2,42 ± 1,0	0,4	2,41 ± 0,9	0,3	2,63 ± 0,9	0,3	2,65 ± 0,9	0,3	9,7 ± 4,4
Baía de Terra Nova (TNBP)	0,61 ± 0,5	0,9	0,53 ± 0,4	0,8	0,91 ± 0,6	0,6	0,93 ± 0,9	1,0	3,6 ± 2,1
Amundsen (AP)	2,88 ± 1,9	0,6	1,59 ± 1,7	1,1	1,72 ± 1,2	0,7	3,49 ± 1,9	0,5	7,7 ± 3,6
Bellingshausen (BeP)	3,90 ± 6,8	1,7	4,61 ± 7,8	1,6	3,61 ± 5,4	1,5	4,22 ± 3,8	0,9	4,9 ± 2,8
Plataforma de Gelo Ronne (RONP)	1,05 ± 1,5	1,4	1,37 ± 0,2	1,5	1,07 ± 1,1	1,1	2,70 ± 2,0	0,7	2,3 ± 2,7

O cálculo da frequência de ocorrência (Figura 15) fornece a posição regular de cada polínia representada na GLO-HR. No entanto, quando confrontado com as observações de Nihashi e Ohshima (2015), algumas representações de *fast ice* não foram condizentes com o esperado (Figura 16). Apesar da resolução refinada, a representação dos *fast ice* não ocorreu na CDP e esta apresentou área cerca de 10 vezes menor do que o observado. A ocorrência do *fast ice* nas polínias de VBP e na Polínia de Dibble (DiP – *Dibble Polynya*) não foi semelhante com a representação na GLO-HR. As polínias, cujo *fast ice* não foi representado adequadamente, tiveram a média das áreas significativamente menor (Figura 18) em relação às descritas em Nihashi e Ohshima (2015). Assim, a representação destas áreas pode estar comprometida, visto que o *fast ice* é importante na evolução da área (Maqueda 2004).



Figura 15 – Frequência de ocorrência calculada a partir da GLO-HR no período de congelamento (maio a setembro) entre os anos de 2013 - 2016. As setas indicam a direção média do vento a 10 m da superfície.



Figura 16 – Representação do fast ice (FI) através da GLO-HR (esquerda) comparada com as observações por satélites à direita (adaptado de Nihashi e Ohshima, 2015).

Apesar das polínias de DaP, Polínia de Amundsen (AP – Amundsen Polynya) e a polínia da Baía de Terra Nova (TNBP – Terra Nova Bay Polynya) estarem bem representadas quanto aos seus *fast ice, a* média das áreas são significativamente menores, estando entre as maiores diferenças entre as áreas calculadas na GLO-HR e através sensoriamento remoto. A MP apresentou média significativamente menor (aproximadamente, 4 vezes menor), o motivo é atribuído ao colapso da Língua de Gelo de Mertz (*Mertz Glacier Tongue* – MGT) em 2010 (Dragon et al. 2014). Contudo, polínias como BaP, BeP, polínia de Shackleton (SP) e polínia da Plataforma de Gelo Ronne (RONP) foram bem representadas em relação ao tamanho das áreas, sendo que algumas polínias pode-se notar uma tendência de aumento na área, em relação aos 4 anos estudados, como em VBP, DaP, MP e RONP. A única polínia que apresenta

3.3.2. Correlação das áreas com a salinidade e com ventos locais

A média da salinidade ao longo do período de congelamento na profundidade de 300 m aumentou em todas as polínias em pelo menos um dos anos estudados (Figura 17), porém não houve correlação com as áreas. Durante o período de congelamento, a TNBP e BeP, apresentaram a salinidade mais alta do lado oeste do continente antártico, fortificando o aumento da produção de gelo marinho localizada no Mar de Ross (Zwally 2002; Comiso et al. 2017). Ainda, TNBP, BeP, MP, CDP, DiP e a polínia da Baía de Mackenzie (MBP – *Mackenzie Bay Polynya*) alcançaram salinidade >34,6, valor em que a DSW é capaz de afundar e contribuir com a formação da AABW, tanto na Baía de Prydz quanto no Mar de Ross (Ciappa e Pietranera 2013; Ohshima et al. 2013; Comiso et al. 2017).



Figura 17 – Salinidade ao longo do período de congelamento dos anos de 2013 a 2016, na profundidade de 300 m.

Os valores mais baixos de salinidade foram encontrados em AP, DaP e BaP. A salinidade baixa em AP e DaP já foram relatadas em estudos como Silvano et al. (2018) e Parent et al. (2015), ambos sugerem que a injeção de sal relacionada com a formação do gelo marinho é suprimida pelo derretimento basal nas regiões. Já em BaP, a baixa salinidade pode ser atribuída pela intrusão de massas de água menos salinas que em observações *in situ* apresentaram valores entre 34,4 e 34,5 (Williams et al. 2016).

As correlações das componentes *u* e *v* com as respectivas áreas foram mais fortes com uma ou outra componente e estão apresentadas na Tabela 2.

O valor de *u* e *v* pode ser positivo ou negativo, cujo sinal indica apenas a direção do vento:

- *u* negativo, são ventos de quadrante *Leste*;
- *u* positivo, são ventos de quadrante *Oeste*;
- *v* negativo, são ventos de quadrante *Norte*;
- *v* positivo, são ventos de quadrante *Sul*;

Dessa maneira, as correlações negativas referem-se às áreas que aumentam com ventos *Norte* e/ou *Leste* e as correlações positivas fazem referência às áreas que aumentam com ventos *Sul* e/ou *Oeste*. As áreas das polínias apresentaram melhor correlação com a direção que promove a divergência do gelo marinho entre o oceano e a feição adjacente (*fast ice,* geleira ou margem costeira). As exceções são CDP e MBP, localizadas na Baía de Prydz, nestes casos a correlação se dá com *u* e *v* (Tabela 2).

Correlação Vento x Área								
Nome da Polínia	C	omponent	te Zonal (u)	Componente Meridional (v)			
	2013	2014	2015	2016	2013	2014	2015	2016
Cape Darnley (CDP)	-0,50	-0,59	-0,40	-0,54	0,67	0,53	0,68	0,71
Baía de Mackenzie (MBP)	0,59	0,65	0,60	0,37	0,59	0,57	0,57	0,58
Barrier (BaP)	-0,50	-0,63	-0,51	-0,79	-0,26	-0,25	-0,02	-0,27
Shackleton (SP)	-0,54	-0,70	-0,50	-0,60	-0,07	0,06	0,02	0,13
Baía de Vincennes (VBP)	-0,13	-0,30	-0,13	-0,31	0,53	0,64	0,76	0,45
Dalton (DaP)	0,00	-0,03	0,05	-0,28	0,44	0,59	0,58	0,46
Dibble (DiP)	-0,65	-0,64	-0,64	-0,67	0,18	0,09	-0,02	-0,03

Tabela 2 – Correlação da área diária com as componentes u e v, ambas a 10 m da superfície. Em negrito estão às correlações onde r > 0,50.

Mertz (MP)	0,51	0,32	0,36	0,36	0,46	0,47	0,55	0,39
Baía de Terra Nova (TNBP)	0,69	0,63	0,67	0,79	-0,21	-0,33	-0,28	0,05
Amundsen (AP)	-0,48	-0,31	-0,20	-0,21	0,56	0,57	0,57	0,72
Bellingshausen (BeP)	-0,30	-0,55	-0,34	-0,44	0,53	0,49	0,61	0,53
Plataforma de Gelo Ronne (RONP)	0,60	0,57	0,67	0,77	0,32	0,52	0,33	0,51

As direções que favorecem a divergência do gelo nos produtos da GLO-HR corroboram com aquelas encontradas nas observações por satélite na maioria das polínias (Tabela 3). As diferenças ocorreram em quatro polínias: SP, MP, AP e DaP e são mínimas, já que todas as direções se encontram no mesmo quadrante e as polínias DaP e MP apresentarem pouca correlação com *u* ou *v*.

Tabela 3 – As direções que melhor favorecem o aumento das áreas representadas na GLO-HR (direita) e nas observações por satélite (esquerda) (Nihashi e Ohshima 2015); Foi adotado o Norte como 0° e perpendicular à costa onde a polínia se localiza.

	Direção dos ventos									
	Obs. S	atélite	GLO-HR							
CDP	151°	SSE	141 – 163°	SE/SSE						
MBP	212°	SSO	183 – 206°	S/SSO						
BaP	95°	Ε	88 – 100°	Е						
SP	133°	SE	92 – 116°	E/ESE						
VBP	128°	SE	122 – 143°	ESE/SE						
DaP	108°	ESE	134 – 173°	SE/SSE/S						
DiP	113°	ESE	102 – 116°	ESE						
MP	158°	SSE	169 – 203°	S/SSO						
TNBP	276°	0	260 – 281°	0						
AP	119°	ESE	129 – 175°	SE/SSE/S						
BeP	113°	ESE	97 – 164°	E/ESE/SE/S						
RONP	249°	OSO	243 – 256°	OSO						

3.4.Discussão

As áreas calculadas através do produto da GLO-HR foram menores em relação às observações por satélite (Tabela 1), principalmente devido ao período de congelamento diferente. Entretanto, outros fatores podem ter contribuído para a diferença nas áreas na GLO-HR como a má representação do *fast ice* em algumas polínias, bem como a utilização do algoritmo NT2 nas observações de satélite podem ter superestimado as áreas das polínias costeiras.

A resolução espacial da GLO-HR é mais refinada, logo é possível que as áreas das polínias sejam retratadas com mais precisão, principalmente porque a resolução espacial grosseira prejudica a compreensão dos processos que atuam nas polínias costeiras (Ciappa e Budillon 2012; Nihashi e Ohshima 2015), além de superestimar as áreas. Alguns sensores têm resolução espacial semelhante à resolução da GLO-HR (2-3 km), os quais operam na faixa do infravermelho termal (MODIS) ou produzem imagens SAR. Assim, quando a área diária da TNBP (entre maio e junho de 2009) foi calculada através destas ferramentas a média foi de 1300 km² (Ciappa e Budillon 2012) semelhante às médias encontradas neste estudo para TNBP (aproximadamente 1000 km², Figura 18). Porém, quando a área da TNBP foi estimada através de sensores de micro-ondas passivas, a média calculada foi entre 3000 – 3500 km² (Martin et al. 2007; Nihashi e Ohshima 2015). Todavia, os sensores que operam na faixa do infravermelho termal têm problemas com a intensa cobertura de nuvens na região, enquanto os sensores que operam na faixa de micro-ondas conseguem captar imagens independente da cobertura de nuvens.



Figura 18 – Média das áreas das polínias costeiras durante o período de congelamento, relativo aos meses de maio a setembro (2013 a 2016) na GLO-HR (azul) e março a outubro (2003 a 2011) nas observações por satélite (vermelho) em Nihashi e Ohshima (2015), ambos com seus respectivos DP; o asterisco representa as áreas com diferenças significativas.

O cálculo das áreas por sensoriamento remoto é feito em etapas, primeiro estima-se a espessura do gelo marinho até 20 cm (chamado de *thin ice*), utilizando dados de Temperatura de Brilho, cujos limites são baseados nas taxas de troca de calor entre o oceano e atmosfera (Martin et al. 2004). Em seguida, são elaborados mapas de SIC através do algoritmo NT2, usados para calcular o *First Year Ice*⁶ e as áreas livres de gelo, assim as polínias costeiras são as áreas compostas por gelo marinho com espessura até 20 cm e áreas livres de gelo próximas à costa, onde SIC \leq 30% (Nihashi et al. 2009; Iwamoto et al. 2014; Nihashi e Ohshima 2015). O

⁶ Gelo formado há menos de 1 ano com espessura de 30 cm até 2 m.

NT2 retifica ruídos, influências da atmosfera (Tamura et al. 2007) e reduz a anomalia causada na superfície com neve, devido à dificuldade de distinguir a Temperatura de Brilho da neve derretida e da água no ponto de congelamento (Kwok et al. 2007). Contudo, o NT2 tem resolução espacial grosseira de 12,5 km x 12,5 km e tende a subestimar a SIC (Nihashi et al. 2009), principalmente entre as faixas da SIC de 15 – 95% (Beitsch et al. 2015). Isto é, os valores calculados da SIC são menores que o observado, resultando em maiores áreas com a SIC na faixa de 15 - 30%, dessa maneira, o cálculo das áreas através de sensores de micro-ondas passivas pode estar superestimados.

Hollands et al. (2013) demonstraram que o tamanho da RONP calculada através de modelos que acoplam gelo-oceano utilizando forçantes atmosféricas concordam com as áreas calculadas através de imagens SAR. O estudo demonstra que modelos com grids de 1-3 km são decisivos para simular corretamente as polínias costeiras. A GLO-HR tem alta resolução espacial e os estudos de polínias costeiras utilizando resoluções mais refinadas (Ciappa e Pietranera 2013; Hollands et al. 2013), como sensores na faixa do infravermelho termal, imagens SAR e modelos oceânicos, encontraram áreas menores quando comparadas com aquelas provenientes dos sensores de micro-ondas passivas. Contudo, estudos com imagens de alta resolução são geralmente prejudicados pela cobertura de nuvens, diminuindo o período de estudo para poucos meses, consequentemente o número de trabalhos estudando a variabilidade diária das polínias costeiras é reduzido.

O período de congelamento do estudo de Nihashi e Ohshima (2015) compreende três meses a mais que o período de congelamento deste trabalho, o que contribuiu para aumentar a diferença entre as áreas. Entretanto, a interferência do descongelamento que ocorre no verão e início da primavera na GLO-HR não poderia ser desprezada, pois nestes meses (março, abril e outubro) a frequência da SIC \leq 30% é consideravelmente maior (Figura 13), podendo aumentar erroneamente a média da área.

As polínias costeiras formadas adjacentes às feições como *fast ice*, têm a variabilidade de suas respectivas áreas suscetíveis às variações destas feições. Assim, a barlavento o gelo marinho é bloqueado e a sotavento ocorre o desenvolvimento das polínias (Nihashi e Ohshima 2015). No entanto, a representação estática do *fast ice* pelo produto da GLO-HR não é adequada, pois tais feições são dinâmicas e respondem as condições meteorológicas locais, tendo sua espessura e borda continuamente modificadas (Heil 2006; Heil et al. 2011).

A MP se formava adjacente à Língua de Gelo de Mertz (*Mertz Glacier Tongue* – MGT) o qual foi colapsado em 2010 (Figura 19). O colapso do MGT foi devido à colisão de um iceberg, a quebra foi responsável por diminuir consideravelmente a exportação da DSW na região (Kusahara et al. 2011) e a produção de gelo marinho (Tamura et al. 2012), além de reduzir consideravelmente a área total da MP (Dragon et al. 2014). No produto da GLO-HR podemos ver que a área é representada com forma reduzida, fragmentada e com o menor CV (Tabela 1), pois a variabilidade da área diminuiu.



Figura 19 – À esquerda, sequência de imagens mostrando o colapso da Língua de Gelo de Mertz (MGT) adaptado de Tamura et al. 2012 e à direita a frequência de ocorrência da Polínia de Mertz calculada através do produto da GLO-HR.

A única polínia que não houve representação do *fast ice* foi a CDP (Figura 16a). O *Cape Darnley Ice Barrier* (CDIB) promove a divergência do gelo, de tal modo que a CDP tem a segunda maior produção de gelo marinho do continente antártico (Ohshima et al. 2013; Tamura et al. 2008). Assim, é possível que a falta da representação desta feição contribua para que a área da CDP no produto da GLO-HR seja muito menor, resultando na maior diferença entre as observações por satélite e o produto da reanálise (Figura 18), aproximadamente 10 vezes menor. Assim, a representação inadequada das feições adjacentes às áreas da polínia, possivelmente influenciou na precisão do cálculo das áreas no produto da GLO-HR.

A variabilidade da extensão das áreas nas polínias costeiras é fortemente correlacionada com a produção do gelo marinho, tanto nas observações *in situ* (Tamura et al. 2016) como nas observações por sensoriamento remoto (Tamura et al. 2008). Ainda, não foi encontrado um padrão que explique a variabilidade de todas as polínias através da produção de gelo (Tamura et al. 2016). Entretanto, cada área é condicionada às características locais como processos

termodinâmicos e advectivos, posto que as feições adjacentes às polínias são importantes na variabilidade da área (Nihashi e Ohshima 2015; Tamura et al. 2016) e diferem para cada polínia.

Desse modo, é possível observar que polínias com feições adjacentes semelhantes, são suscetíveis ao arranjo dos ventos e ao agente bloqueador. Por exemplo, a TNBP mantém sua fase de abertura com intensos Ventos Catabáticos, no entanto, é o efeito bloqueador da Língua de Gelo Drygalski (DTI - *Drygalski lce Tongue*) que abriga a polínia dos padrões de deriva de gelo do Mar de Ross (Ciappa e Budillon 2012), evitando o fechamento da área. Algo semelhante ocorre na CDP, pois a chave para a alta taxa de formação de gelo marinho é o efeito bloqueador do CDIB, onde as correntes oceânicas predominantes na direção oeste faz com que o gelo se acumule a leste e seja divergido a oeste (Ohshima et al. 2013). Ambos os casos possuem um agente bloqueador que auxilia na divergência do gelo marinho, no entanto na TNBP o fator determinante é o vento e na CDP é a combinação do vento com a direção predominante das correntes oceânicas.

A complexidade dos fatores que atuam no desenvolvimento das polínias torna difícil a compreensão dos processos que afetam a variabilidade da área. Existe uma forte correlação entre a intensidade e direção dos ventos e a produção de gelo marinho (Tamura et al. 2008), que por sua vez é relacionada com o tamanho da área (Takeshi Tamura et al. 2016). Por consequência, as forçantes atmosféricas exercem influências no efeito *brine* (Matear et al. 2015), dessa maneira, esperava-se uma correlação positiva entre o aumento da área e o aumento da salinidade, mas a correlação não foi estatisticamente significativa. A variabilidade da área é muito grande para correlação não foi estatisticamente significativa. A variabilidade, pois esta é depende de outros fatores como circulação oceânica, intrusão de águas menos salinas e precipitação. Contudo, o sistema que envolve a formação de gelo marinho e aumento da salinidade não foi explicado na GLO-HR, embora os processos que os envolvem sejam conhecidos à resposta não é linear (Matear et al. 2015). É provável que a salinidade apresentada no produto da GLO-HR não acompanhe as bruscas mudanças de extensão das áreas, pois estas ocorrem em curtos períodos de dias e o aumento da salinidade é gradual ocorrendo durante meses.

As polínias costeiras da Antártica formam uma massa de água densa como resultado da intensa formação de gelo marinho causados pelos ventos (Nakayama et al. 2014). Os ventos são mais intensos *offshore* da costa antártica, particularmente na costa leste (Uotila et al.

2015). Assim, ao correlacionar a área diária com $u \in v$, nota-se que em todas as polínias a direção do vento é determinante nas fases de abertura e fechamento da polínia.

Nas polínias SP e AP, a direção do vento ortogonal às feições foi diferente das relatadas nas observações por satélite (Tabela 3). A explicação está na correlação da variabilidade diária da área da SP ser mais forte com *u* e fraca com *v*, logo as variações da área são mais intensas com ventos zonais. Em AP, ocorre o contrário a correlação é mais forte com *v* (Tabela 2), assim a área responde melhor com a variação meridional do vento. Por fim, ambas as polínias têm a variação da área associada à feição adjacente.

Os processos que determinam a abertura ou fechamento da área são diferentes, embora ocorram na mesma escala de tempo, atuando em horas (Ciappa e Budillon 2012). A redução das áreas pode ocorrer devido à (rara) presença de *icebergs* gigantes (Tamura e Ohshima 2011) ou ao colapso das feições adjacentes (Dragon et al. 2014), ambos impedindo o desenvolvimento da polínia. Na GLO-HR, a redução da área ocorre quando a direção do vento favorece o fechamento da área (Figura 20), resultando na convergência do gelo marinho em direção à costa, *fast ice* ou da geleira adjacente.

A formação de gelo marinho, portanto abertura contínua da área é mais relacionada com a direção e a velocidade do vento do que com as temperaturas atmosféricas (Tamura et al. 2016). Pois, o vento na direção ortogonal às feições associadas às polínias mantém a área aberta, induzindo a divergência do gelo marinho para longe da costa, e a intensidade do vento precisa ser suficiente para mantê-la. No entanto, para a polínia fechar, o vento precisa estar afastado da direção ortogonal ou com velocidade reduzida. Em síntese, são necessários duas forçantes para manter a área da polínia aberta (direção ortogonal e intensidade suficiente), enquanto apenas uma é necessária para fechar a área da polínia (direção afastada da ortogonal ou velocidade reduzida), resultando em um dos motivos das áreas terem alta variabilidade.

A correlação da variabilidade da área com a direção do vento em MP foi fraca, pois a área da polínia não está mais sob influência do MGT. Antes do colapso, a MP se mantinha ativa quando o vento causava divergência entre o gelo e o MGT, os ventos de *S/SSO* favorecem melhor a divergência do gelo que, atualmente, acorre a partir da costa. No entanto, a área da MP não permaneceu fechada ao longo dos períodos de congelamento analisados, sugerindo que mais fatores (além da direção ortogonal e intensidade do vento) influenciam na variabilidade da polínia, talvez os processos oceânicos tenham mais peso.

50



Figura 20 – Representação das áreas mínimas (à esquerda) e máximas (à direita) de acordo com a direção do vento a 10 m da superfície (setas rosa); a linha azul indica a SIC \leq 30%.

3.5.Conclusões

As áreas representadas no produto da GLO-HR foram menores em relação às observações por satélite, como esperado, devido, principalmente, à diferença no período de congelamento. A má representação do *fast ice* em algumas polínias (CDP, VBP, DiP e AP) pode ter contribuído para a redução das áreas. Contudo, a resolução espacial da GLO-HR é mais refinada, logo é possível que as áreas das polínias sejam retratadas com maior precisão, pois são representadas no período de congelamento mais adequado, não tendo interferência do descongelamento do fim do verão ou da primavera.

O estudo das áreas das polínias através do sensoriamento remoto com alta resolução espacial (sensores na faixa do infravermelho e imagens SAR) apresenta limitações na presença de chuvas e nuvens, o que não ocorre quando se utiliza sensores de micro-ondas passivas, porém a resolução é inferior e o algoritmo usado (NT2) tende a subestimar a SIC (Nihashi et al. 2009), o que pode resultar em áreas aparentemente maiores. Por fim, é sugerido que as resoluções mais refinadas encontrem áreas menores quando comparadas aos dados de micro-ondas passivas, portem assivas, que por sua vez podem superestimar as áreas.

As feições adjacentes às polínias são importantes e contribuem com a evolução das áreas, devido ao efeito bloqueador do gelo marinho a barlavento e desenvolvimento da polínia a sotavento. Logo, a representação inadequada destas influenciam no cálculo das áreas, como ocorreu com a CDP, onde o CDIB não foi representado na GLO-HR, diminuindo a média da área representada. Desse modo, é possível observar que polínias com feições adjacentes são suscetíveis ao arranjo dos ventos e ao agente bloqueador, sendo assim, cada área é condicionada às características locais como processos termodinâmicos e advectivos.

Não houve correlação da salinidade em 300 m de profundidade com a variabilidade das áreas, pois a variabilidade da área é muito grande para correlacionarmos linearmente com a variabilidade da salinidade. Pois, o sistema que envolve a formação de gelo marinho e aumento da salinidade não foi explicado na GLO-HR.

Por outro lado, ao correlacionar a área diária com *u* e *v*, notou-se que em todas as polínias a direção do vento é determinante nas fases de abertura e fechamento da polínia. Quando comparado com as observações por satélite, quatro polínias (DaP, MP, AP e SP) apresentaram pequenas diferenças nas direções que melhor divergem o vento, no entanto a direção que melhor se correlaciona com a fase de abertura das áreas ainda é proveniente do mesmo quadrante. A redução da área ocorreu quando a direção do vento favoreceu a convergência do gelo marinho em direção à costa, *fast ice* ou da geleira adjacente. Assim, foi observado que há mais fatores que auxiliam no fechamento das áreas (convergência do gelo) do que na abertura das áreas (divergência do gelo).

3.6.Referências

As referências mencionadas no artigo estão devidamente referenciadas no capítulo 5, no final do documento junto com as utilizadas nas seções anteriores.

4. Síntese dos resultados e discussão

4.1.Representação das polínias costeiras

As áreas das polínias costeiras foram representadas no produto da GLO-HR (Figura 14), sendo reproduzidas de acordo com o observado e posicionadas adjacentes as feições como *fast ice*⁷ e Língua de Gelo⁸. As médias anuais das áreas calculadas estão na Tabela 1 com seus respectivos DP e CV, todas apresentaram médias menores, como esperado, quando comparadas com as médias do período de congelamento das observações por satélite. O período de congelamento do estudo de Nihashi e Ohshima (2015) compreende três meses a mais que o período de congelamento deste trabalho, o que contribuiu para aumentar a diferença entre as áreas. Entretanto, a interferência do descongelamento que ocorre no verão e início da primavera na GLO-HR não poderia ser desprezada, pois nestes meses (março, abril e outubro) a frequência da SIC \leq 30% é consideravelmente maior (Figura 13), podendo aumentar erroneamente a média da área.

A resolução espacial da GLO-HR é mais refinada, assim espera-se que as áreas das polínias estejam retratadas com mais precisão, principalmente porque a resolução espacial grosseira prejudica a compreensão dos processos que atuam nas polínias costeiras (Ciappa e Pietranera 2013; Hollands et al. 2013; Nihashi e Ohshima 2015) e pode superestimar as áreas. Ciappa e Budillon (2012), calcularam a área diária da polínia da Baía de Terra Nova (TNBP – *Terra Nova Bay Polynya*) através de sensores com resolução espacial semelhante à resolução da GLO-HR (2-3 km) e encontraram área média (1300 km²) semelhante àquela encontrada neste estudo (aproximadamente 1000 km², Figura 18). Porém, quando a área da TNBP foi estimada através de sensores de micro-ondas passivas, a média calculada foi entre 3000 – 3500 km² (Martin et al. 2007; Nihashi e Ohshima 2015). Todavia, os sensores que operam na faixa do infravermelho termal têm problemas com a intensa cobertura de nuvens na região, enquanto os sensores que operam na faixa de micro-ondas conseguem captar imagens independente da cobertura de nuvens.

Alguns fatores podem ter contribuído na diferença das áreas calculadas entre a GLO-HR e as observações por satélite de Nihashi e Ohshima (2015) como a utilização do algoritmo NT2 nas

⁷ Gelo de origem marinha ou atmosférica, preso a costa ou fixado no solo marinho.

⁸ Do inglês "Glacier Tongue". Massa de gelo consolidado de origem atmosférica que se projeta em direção ao mar.

observações de satélite, os quais podem ter superestimado as áreas das polínias costeiras, e a representação inadequada do *fast ice* em algumas polínias.

O algoritmo NT2 elabora mapas de SIC com os dados adquiridos através do sensoriamento remoto, retifica ruídos e influências da atmosfera (Tamura et al. 2007). No entanto, a resolução espacial grosseira de 12,5 km x 12,5 km tende a subestimar a SIC (Nihashi et al. 2009), principalmente entre as faixas da SIC de 15 – 95% (Beitsch et al. 2015). Logo aparenta maiores áreas de SIC na faixa de 15 - 30%, dessa maneira, o cálculo das áreas através de sensores de micro-ondas passivas pode estar superestimado. Por fim, a GLO-HR tem alta resolução espacial e os estudos de polínias costeiras utilizando resoluções mais refinadas (Ciappa e Pietranera 2013; Hollands et al. 2013), encontraram áreas menores quando comparadas àquelas provenientes dos sensores de micro-ondas passivas. Contudo, estudos com imagens de alta resolução são geralmente prejudicados pela cobertura de nuvens o que não ocorre com a faixa de micro-ondas.

A posição regular de cada polínia foi estimada através da frequência de ocorrência (Figura 15), cujo cálculo demonstra quantas vezes, no período de congelamento, houve a SIC \leq 30%. Algumas representações do *fast ice* adjacente às polínias não foi satisfatória como em CDP (Figura 16), onde o *Cape Darnley Ice Barrier* (CDIB) não foi representado, embora este demonstre importância no desenvolvimento da CDP (Ohshima et al. 2013; Tamura et al. 2008). Pois promove a divergência do gelo, de tal modo que a CDP tem a segunda maior produção de gelo marinho do continente antártico (Tamura et al. 2008). Assim é possível que a falta da representação do CDIB contribua para que a área da CDP seja muito menor, resultando na maior diferença entre as observações por satélite e o produto da reanálise (Figura 18).

A ocorrência do *fast ice* nas polínias da Baía de Vincennes (VBP – Vincennes Bay Polynya) e na polínia de Dibble (DiP – *Dibble Polynya*), não foi bem representada na GLO-HR (Figura 16) e ambas tiveram as áreas médias significativamente menores (Figura 18) em relação às descritas em Nihashi e Ohshima (2015). Sugere-se que a representação destas áreas podem estar comprometida, visto que o *fast ice* é importante na evolução da área (Maqueda 2004). Por outro lado, DaP, TNBP e a polínia de Amundsen (AP – Amundsen Polynya), foram bem representadas quanto aos seus *fast ice*, porém, suas áreas médias estão entre as maiores diferenças entre as áreas calculadas na GLO-HR e através sensoriamento remoto. Contudo, polínias como BaP, BeP, polínia de Shackleton (SP – *Shackleton Polynya*) e a polínia da Plataforma de Gelo Ronne (RONP – *Ronne Ice Shelf Polynya*) foram bem representadas em

54

relação ao tamanho das áreas, sendo que algumas polínias pode-se notar uma tendência de aumento na área, em relação aos 4 anos estudados, como em VBP, DaP, MP e RONP.

4.2.Correlações com salinidade e o vento local

A variabilidade da extensão das áreas nas polínias costeiras é fortemente correlacionada com a produção do gelo marinho, tanto nas observações *in situ* (Tamura et al. 2016) como nas observações por sensoriamento remoto (Tamura et al. 2008). A produção de gelo marinho, que por sua vez, é relacionada com o tamanho da área (Takeshi Tamura et al. 2016). Por consequência, as forçantes atmosféricas exercem influências no efeito *brine* (Matear et al. 2015) e, dessa maneira, esperava-se uma correlação positiva entre o aumento da área e o aumento da salinidade, mas a correlação não foi estatisticamente significativa. A variabilidade da área é muito grande para correlacionarmos linearmente com a variabilidade da salinidade, pois esta é depende de outros fatores como circulação oceânica, intrusão de águas menos salinas e precipitação. É provável que a salinidade apresentada no produto da GLO-HR não acompanhe as bruscas mudanças de extensão das áreas, pois estas ocorrem em curtos períodos de dias e o aumento da salinidade é gradual ocorrendo durante meses.

Como resultado da intensa formação de gelo marinho causado pelos ventos (Nakayama et al. 2014), ao correlacionar a área diária com u e v, nota-se que em todas as áreas a direção do vento é determinante nas fases de abertura e fechamento da polínia. A direção que melhor teve correlação com fase de abertura das áreas foi comparada com aquelas observadas por Nihashi e Ohshima (2015) e houve pequenas diferenças em SP e AP (Tabela 3). A explicação pode estar na correlação da SP ser mais forte com u e fraca com v, logo as variações da área são mais intensas com ventos zonais; Em AP, ocorre o contrário a correlação é mais forte com v (Tabela 2), assim a área responde melhor com a variação meridional do vento, por fim ambas as polínias têm a variação da área associada à feição adjacente.

Concluindo, o vento na direção ortogonal as feições associadas às polínias mantém a área aberta, induzindo a divergência do gelo marinho para longe da costa, e a intensidade do vento precisa ser suficiente para mantê-la. No entanto, para a polínia fechar, o vento precisa estar afastado da direção ortogonal ou com velocidade reduzida. Em síntese, são necessários dois motivos para manter a área da polínia aberta (direção ortogonal e intensidade suficiente), mas somente um é preciso para fechar a área da polínia (direção afastada da ortogonal ou velocidade reduzida), resultando em um dos motivos das áreas terem alta variabilidade.

4.3.Sugestões para trabalhos futuros

A velocidade do gelo marinho nas áreas das polínias costeiras pode ser mais explorada, principalmente na região de baixa pressão no mar de Amundsen, a qual desencadeou uma série de tempestades que podem ter influenciado no padrão de deriva do gelo marinho. A variabilidade da extensão do gelo marinho ao redor do continente antártico experimentou seu declínio mais acentuado em 2016 (Turner et al. 2017), assim investigar a deriva do gelo marinho e relacioná-lo com as polínias costeiras parece um trabalho promissor.

5. Referências

- Aguiar, W., M. M. Mata, e R. Kerr, 2017: On deep convection events and Antarctic Bottom Water formation in ocean reanalysis products. *Ocean Science*, **13**, 851–872, doi:10.5194/os-13-851-2017.
- Arrigo, K. R., 2003: Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. Journal of Geophysical Research, 108, 3271, doi:10.1029/2002JC001739. http://doi.wiley.com/10.1029/2002JC001739.
- Azaneu, M., R. Kerr, M. M. Mata, e C. A. E. E. Garcia, 2013: Trends in the deep Southern Ocean (1958-2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 4213–4227, doi:10.1002/jgrc.20303.
- Azaneu, M., R. Kerr, e M. M. Mata, 2014: Assessment of the representation of Antarctic Bottom Water properties in the ECCO2 reanalysis. *Ocean Science*, **10**, 923–946, doi:10.5194/os-10-923-2014.
- Beitsch, A., S. Kern, e L. Kaleschke, 2015: Comparison of SSM/I and AMSR-E sea ice concentrations with ASPeCt ship observations around antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **53**, 1985–1996, doi:10.1109/TGRS.2014.2351497.
- Berrisford, P., P. Kållberg, S. Kobayashi, D. Dee, S. Uppala, A. J. Simmons, P. Poli, e H. Sato, 2011: Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, doi:10.1002/qj.864.
- Bintanja, R., G. J. J. van Oldenborgh, S. S. S. Drijfhout, B. Wouters, e C. a. A. Katsman, 2013: Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion. *Nature Geoscience*, 6, 376–379, doi:10.1038/ngeo1767. http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo1767.
- Ciappa, A., e G. Budillon, 2012: The Terra Nova Bay (Antarctica) polynya observed by MODIS ice surface temperature imagery from May to June 2009. *International Journal of Remote Sensing*, **33**, 4567–4582, doi:10.1080/01431161.2011.652314.
- —, e L. Pietranera, 2013: High resolution observations of the Terra Nova Bay polynya using COSMO-SkyMed X-SAR and other satellite imagery. *Journal of Marine Systems*, **113–114**, 42–51, doi:10.1016/j.jmarsys.2012.12.004. http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.12.004.
- ——, ——, e G. Budillon, 2012: Observations of the Terra Nova Bay (Antarctica) polynya by MODIS ice surface temperature imagery from 2005 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, **119**, 158–172, doi:10.1016/j.rse.2011.12.017.
- Comiso, J. C., R. A. Gersten, L. V. Stock, J. Turner, G. J. Perez, e K. Cho, 2017: Positive Trend in the Antarctic Sea Ice Cover and Associated Changes in Surface Temperature. *Journal of Climate*, **30**, 2251–2267, doi:10.1175/JCLI-D-16-0408.1. http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-16-0408.1.
- Cushman-Roisin, B., e J.-M. Beckers, 2011: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. 2° ed A. Press, Org. 875 pp.
- Dee, D. P., e outros, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

- Dragon, A. C., M. N. Houssais, C. Herbaut, e J. B. Charrassin, 2014: A note on the intraseasonal variability in an Antarctic polynia: Prior to and after the Mertz Glacier calving. *Journal of Marine Systems*, **130**, 46–55, doi:10.1016/j.jmarsys.2013.06.006. http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.006.
- Drucker, R., 2003: Observations of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 1–18, doi:10.1029/2001JC001213.
- Fahrbach, E., G. Rohardt, e G. Krause, 1992: The {A}ntarctic {C}oastal {C}urrent in the southeastern {W}edell {S}ea. *Polar Biology*, **12**, 171–182.
- Fooldvik, A., e outros, 2004: Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea 2035. J. Geophys. Res, 109, C02015, doi:10.1029/2003JC002008. http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Ice+shelf+water+overfl ow+and+bottom+water+formation+in+the+southern+Weddell+Sea#0.
- Gille, S. T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, **295**, 1275–1277, doi:10.1126/science.1065863.
- Gordon, A. L., A. H. Orsi, R. Muench, B. a. Huber, E. Zambianchi, e M. Visbeck, 2009: Western Ross Sea continental slope gravity currents. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 796–817, doi:10.1016/j.dsr2.2008.10.037. http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.10.037.
- Gwyther, D. E., B. K. Galton-Fenzi, J. R. Hunter, e J. L. Roberts, 2014: Simulated melt rates for the Totten and Dalton ice shelves. *Ocean Science*, **10**, 267–279, doi:10.5194/os-10-267-2014.
- Heil, P., 2006: Atmospheric conditions and fast ice at Davis, East Antarctica: A case study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **111**, 1–15, doi:10.1029/2005JC002904.
- Heil, P., S. Gerland, e M. a. Granskog, 2011: An Antarctic monitoring initiative for fast ice and comparison with the Arctic. *The Cryosphere Discussions*, 5, 2437–2463, doi:10.5194/tcd-5-2437-2011. http://www.the-cryosphere-discuss.net/5/2437/2011/.
- Heuzé, C., K. J. Heywood, D. P. Stevens, e J. K. Ridley, 2013: Southern Ocean bottom water characteristics in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, **40**, 1409–1414, doi:10.1002/grl.50287.
- Hobbs, W. R., R. Massom, S. Stammerjohn, P. Reid, G. Williams, e W. Meier, 2016: A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings. *Global and Planetary Change*, 143, 228–250, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.06.008. http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.008.
- Hollands, T., V. Haid, W. Dierking, R. Timmermann, e L. Ebner, 2013: Sea ice motion and open water area at the Ronne Polynia, Antarctica: Synthetic aperture radar observations versus model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 1940–1954, doi:10.1002/jgrc.20158.
- Iwamoto, K., K. I. Ohshima, T. Tamura, e S. Nihashi, 2013: Estimation of thin ice thickness from AMSR-E data in the Chukchi Sea. *International Journal of Remote Sensing*, **34**, 468–489, doi:10.1080/01431161.2012.712229.

Iwamoto, K., K. I. Ohshima, e T. Tamura, 2014: Improved mapping of sea ice production in the

Arctic Ocean using AMSR-E thin ice thickness algorithm. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **119**, 3574–3594, doi:10.1002/ 2013JC009749.

- Jacobs, S. S., 2004: Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarctic Science*, **16**, 427–437, doi:10.1017/S095410200400224X.
- Kern, S., 2009: Wintertime Antarctic coastal polynya area: 1992-2008. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1–5, doi:10.1029/2009GL038062.
- Kitade, Y., e outros, 2014: Antarctic bottom water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **41**, 3528–3534, doi:10.1002/2014GL059971.
- Kusahara, K., H. Hasumi, e T. Tamura, 2010: Modeling sea ice production and dense shelf water formation in coastal polynyas around East Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **115**, 1–10, doi:10.1029/2010JC006133. http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006133.
- ——, ——, e G. D. Williams, 2011: Impact of the Mertz Glacier Tongue calving on dense water formation and export. *Nature communications*, **2**, 159, doi:10.1038/ncomms1156. http://dx.doi.org/10.1038/ncomms1156.
- Kwok, R., J. C. Comiso, S. Martin, e R. Drucker, 2007: Ross Sea polynyas: Response of ice concentration retrievals to large areas of thin ice. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**, 1–13, doi:10.1029/2006JC003967.
- Labrousse, S., e outros, 2018: Coastal polynyas: Winter oases for subadult southern elephant seals in East Antarctica. *Scientific Reports*, **8**, 1–15, doi:10.1038/s41598-018-21388-9.
- Landschützer, P., e outros, 2015: Ocean carbon sink. *Science*, **349**, 1221–1224, doi:10.1126/science.aab2620.
- Li, Y., R. Ji, S. Jenouvrier, M. Jin, e J. Stroeve, 2016: Synchronicity between ice retreat and phytoplankton bloom in circum-Antarctic polynyas. *Geophysical Research Letters*, **43**, 2086–2093, doi:10.1002/2016GL067937.
- Madec, G., e M. Imbard, 1996: A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, **12**, 381–388, doi:10.1007/BF00211684.
- Malpress, V., S. Bestley, S. Corney, D. Welsford, S. Labrousse, M. Sumner, e M. Hindell, 2017: Bio-physical characterisation of polynyas as a key foraging habitat for juvenile male southern elephant seals (Mirounga leonina) in Prydz Bay, East Antarctica. *PLoS ONE*, **12**, 1–24, doi:10.1371/journal.pone.0184536.
- Maqueda, M. a M., 2004: Polynya Dynamics: a Review of Observations and Modeling. doi:10.1029/2002RG000116.1.INTRODUCTION.
- Markus, T., e D. J. Cavalieri, 2000: An enhancement of the NASA team sea ice algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**, 1387–1398, doi:10.1109/36.843033.
- Martin, S., R. Drucker, R. Kwok, e B. Holt, 2004: Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from special sensor microwave/imager data, 1990-2001. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, **109**, 1990–2001, doi:10.1029/2004JC002428.

- —, R. S. Drucker, e R. Kwok, 2007: The areas and ice production of the western and central Ross Sea polynyas, 1992-2002, and their relation to the B-15 and C-19 iceberg events of 2000 and 2002. *Journal of Marine Systems*, **68**, 201–214, doi:10.1016/j.jmarsys.2006.11.008.
- Massom, R. a., P. T. Harris, K. J. Michael, e M. J. Potter, 1998: The distribution and formative processes of latent-heat polynyas in East Antarctica. *Annals of Glaciology*, **27**, 420–426.
- Matear, R. J., T. J. O'Kane, J. S. Risbey, e M. Chamberlain, 2015: Sources of heterogeneous variability and trends in Antarctic sea-ice. *Nature communications*, 6, 8656, doi:10.1038/ncomms9656. http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ncomms9656%5Cnhttp://www.nature.com/ ncomms/2015/151021/ncomms9656/full/ncomms9656.html.
- Matthias, T., e J. S. Godfrey, 1994: Chapter 6 Antarctic oceanography. *Regional Oceanography: an Introduction*, p. 62–87 http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08- 041021 0.50010-2.
- Mezgec, K., e outros, 2017: Holocene sea ice variability driven by wind and polynya efficiency in the Ross Sea. *Nature Communications*, **8**, doi:10.1038/s41467-017-01455-x. http://dx.doi.org/10.1038/s41467-017-01455-x.
- Morawetz, K., S. Thoms, e B. Kutschan, 2014: Microchannel formation in seaice as habitat for microalgae. 1–6. http://arxiv.org/abs/1406.5031.
- Mundy, C. J., e D. G. Barber, 2001: On the relationship between spatial patterns of sea-ice type and the mechanisms which create and maintain the North Water (NOW) polynya. *Atmosphere Ocean*, **39**, 327–341, doi:10.1080/07055900.2001.9649684.
- Nakayama, Y., K. I. Ohshima, Y. Matsumura, Y. Fukamachi, e H. Hasumi, 2014: A Numerical Investigation of Formation and Variability of Antarctic Bottom Water off Cape Darnley, East Antarctica. *Journal of Physical Oceanography*, 44, 2921–2937, doi:10.1175/JPO-D-14-0069.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO-D-14-0069.1.
- Nihashi, S., e K. I. Ohshima, 2015: Circumpolar mapping of antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: Relationship and variability. *Journal of Climate*, **28**, 3650–3670, doi:10.1175/JCLI-D-14-00369.1.
- —, —, T. Tamura, Y. Fukamachi, e S. I. Saitoh, 2009: Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114**, 1–15, doi:10.1029/2008JC005222.
- Núñez-Riboni, I., e E. Fahrbach, 2009: Seasonal variability of the Antarctic Coastal Current and its driving mechanisms in the Weddell Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56, 1927–1941, doi:10.1016/j.dsr.2009.06.005.
- O'Brien, P. E., P. T. Harris, a. L. Post, e N. Young, 2014: Chapter 18 East Antarctic continental shelf: Prydz Bay and the Mac.Robertson Land Shelf. *Geological Society, London, Memoirs*, **41**, 241–254, doi:10.1144/M41.18. http://mem.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/M41.18.
- Ohshima, K. I., 2003: Surface Heat Budget of the Sea of Okhotsk during 1987 2001 and the Role of Sea Ice on it. **81**, 653–677.
- Ohshima, K. I., e outros, 2013: Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice

formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geoscience*, **6**, 235–240, doi:10.1038/ngeo1738. http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo1738.

- Orsi, a. H., G. C. Johnson, e J. L. Bullister, 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, **43**, 55–109, doi:10.1016/S0079-6611(99)00004-X.
- Palmer, M. D., e outros, 2017: Ocean heat content variability and change in an ensemble of ocean reanalyses. *Climate Dynamics*, **49**, 909–930, doi:10.1007/s00382-015-2801-0.
- Parent, S.-L., J. M. Klinck, e M. S. Dinniman, 2015: Impact of local winter cooling on the melt of Pine Island Glacier, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**, 6718–6732, doi:10.1002/2015JC010709.
- Parish, R., 1991: Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime *. 135– 146.
- Parmiggiani, F., 2006: Fluctuations of Terra Nova Bay polynya as observed by active (ASAR) and passive (AMSR-E) microwave radiometers. *International Journal of Remote Sensing*, **27**, 2459–2467, doi:10.1080/01431160600554355.
- Paul, S., S. Willmes, e G. Heinemann, 2015: Long-term coastal-polynya dynamics in the southern Weddell Sea from MODIS thermal-infrared imagery. *The Cryosphere*, 9, 2027– 2041, doi:10.5194/tc-9-2027-2015. www.the-cryosphere.net/9/2027/2015/ (Acessado maio 29, 2018).
- Pritchard, H. D., S. R. M. Ligtenberg, H. a. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke, e L. Padman, 2012: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, **484**, 502–505, doi:10.1038/nature10968. http://www.nature.com/nature/journal/v484/n7395/full/nature10968.html.
- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson, e S. Aoki, 2014: Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science*, **346**, 1227–1231, doi:10.1126/science.1256117.
- Shadwick, E. H., B. Tilbrook, e G. D. Williams, 2014: Carbonate chemistry in the Mertz Polynya (East Antarctica): Biological and physical modification of dense water outflows and the export of anthropogenic CO2. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **119**, 1–14, doi:10.1002/2013JC009286.
- Silvano, A., S. R. Rintoul, B. Peña-Molino, W. R. Hobbs, E. van Wijk, S. Aoki, T. Tamura, e G. D. Williams, 2018: Freshening by glacial meltwater enhances melting of ice shelves and reduces formation of Antarctic Bottom Water. *Science Advances*, 4, eaap9467, doi:10.1126/sciadv.aap9467.

http://advances.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/sciadv.aap9467.

- Smith, S. D., R. D. Muench, e C. H. Pease, 1990: Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 9461, doi:10.1029/JC095iC06p09461.
- Talley, L. D., 2013: Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific and Southern Oceans: schematics and transports. *Oceanography, special issue,*.
- Tamura, T., e K. I. Ohshima, 2011: Mapping of sea ice production in the Arctic coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**, 1–5, doi:10.1029/2010JC006586.

- —, —, T. Markus, D. J. Cavalieri, S. Nihashi, e N. Hirasawa, 2007: Estimation of thin ice thickness and detection of fast ice from SSM/I data in the Antarctic Ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24, 1757–1772, doi:10.1175/JTECH2113.1.
- ——, ——, e S. Nihashi, 2008: Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas. Geophysical Research Letters, **35**, doi:10.1029/2007GL03290.
- Tamura, T., G. D. Williams, a. D. Fraser, e K. I. Ohshima, 2012: Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. *Nature Communications*, 3, 826, doi:10.1038/ncomms1820. http://dx.doi.org/10.1038/ncomms1820.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, A. D. Fraser, e G. D. Williams, 2016: Sea ice production variability in Antarctic coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, doi:10.1002/2015JC011537. http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC011537.
- Timmermann, R., H. Goosse, G. Madec, T. Fichefet, C. Ethe, e V. Dulière, 2005: On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, **8**, 175–201, doi:10.1016/j.ocemod.2003.12.009.
- Turner, J., e outros, 2009: Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1–5, doi:10.1029/2009GL037524.
- —, J. Scott Hosking, G. J. Marshall, T. Phillips, e T. J. Bracegirdle, 2016: Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen sea low. *Climate Dynamics*, 46, 2391–2402, doi:10.1007/s00382-015-2708-9.
- ——, T. Phillips, G. J. Marshall, J. S. Hosking, J. O. Pope, T. J. Bracegirdle, e P. Deb, 2017: Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. *Geophysical Research Letters*, 44, 6868–6875, doi:10.1002/2017GL073656.
- Uotila, P., Z. Zhang, T. Vihma, A. Stössel, e P. Uotila, 2015: The role of wind forcing from operational analyses for the model representation of Antarctic coastal sea ice. *Ocean Modelling*, **94**, 95–111, doi:10.1016/j.ocemod.2015.07.019.
- Williams, G. D., S. Aoki, S. S. Jacobs, S. R. Rintoul, T. Tamura, e N. L. Bindoff, 2010: Antarctic Bottom Water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140 – 149 ° E). 115, 1–29, doi:10.1029/2009JC005812.
- Williams, G. D., e outros, 2016: The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay. *Nature Communications*, 7, 1–9, doi:10.1038/ncomms12577. http://dx.doi.org/10.1038/ncomms12577.
- WMO, 1970: WMO sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary. WMO/OMM/BMO 259, TP 145. http://www.aari.ru/gdsidb/docs/wmo/nomenclature/WMO_Nomenclature_draft_versio n1-0.pdf.
- Wunsch, C., 2002: What is the thermohaline circulation? *Science*, **298**, 1179–1181, doi:10.1126/science.1079329. http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12424356.
- ----, R. M. Ponte, e P. Heimbach, 2007: Decadal trends in sea level patterns: 1993-2004. *Journal of Climate*, **20**, 5889–5911, doi:10.1175/2007JCLI1840.1.

Zwally, H. J., 2002: Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. Journal of Geophysical Research,

, 3041, doi:10.1029/2000JC000733. http://doi.wiley.com/10.1029/2000JC000733.

Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, e D. J. Cavalieri, 2002: Variability of Antarctic sea ice 1979 – 1998. **107**.