



Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e
Geológica

Influência de parâmetros oceanográficos e meteorológicos nos principais eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins

Adriano Gomes de Lemos

Orientador:

Dr. Jorge Arigony Neto

Banca examinadora:

Dr. Mauricio Magalhães Mata

Dr. Jefferson Cardia Simões

Dr. Cláudio Wilson Mendes Júnior

Adriano Gomes de Lemos

**Influência de parâmetros oceanográficos
e meteorológicos nos principais eventos
de desintegração e fragmentação da
plataforma de gelo Wilkins**

Dissertação de Mestrado apresentada,
como requisito parcial para obtenção
do Título de Mestre em Oceanografia
Física, Química e Geológica pelo
Programa de Pós Graduação em
Oceanografia Física, Química e
Geológica da Universidade Federal do
Rio Grande.

Orientador:

Dr. Jorge Arigony Neto

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer aos meu pais, Eliana e Adriano, e ao meu avô, também Adriano, pelo amor, apoio e carinho que sempre me proporcionaram em todas as decisões que tomei até hoje em minha vida. Aproveito para agradecer o apoio dos meus irmãos Barbara e Renan pelo companheirismo e vários momentos de conversa pelo computador. Amo muito todos vocês.

Ao meu sogro, Enio, e sua esposa, Rose e minha sogra Rosane, por todo suporte que eles deram a mim e Marina.

À CAPES pelos 2 anos de bolsa Ao programa de pós-graduação da FURG pelo suporte durante os dois anos e meio que precisei.

Ao meu orientador prof. Dr. Jorge Arigony-Neto, pelo incentivo, apoio, ensinamentos e, claro, grandes momentos de risadas.

Ao pessoal do LaCrio, por todos que estão e passaram por aqui (Christian, Virgínia, Jorge, Aline, Juliana, Joyce, Rafael, Benja, Cláudio, Cristiano, Cleidir, Raquel, Luisa, Daniel, Jean, Wagner, Luis e Robledo). Dizer que durante esses dois anos e meio foi muito bom compartilhar esse ambiente jovem e descontraído com vocês. Em especial ao Cláudio e a Juliana pelas ajudas e grandes contribuições para a dissertação, sem contar a amizade. E ao Cristiano, pelo suporte computacional e principalmente pelo amigo que fiz.

Ao Marcos e família que mesmo a distância continuam incentivando e mandando boas vibrações, sempre.

Ao pessoal que conheci durante todo esse período. Principalmente ao casal Christian e Maira, pela parceria e companheirismo, viagem e muitas jantas. Ao Piauí, pelas discussões e conversas sobre as wavelts, principalmente durante eventos gastronômicos.

À amizade dos dois parceiros de corujões e plantões no LaCrio, Christian e Virgínia, muito bom ter conhecido e convivido com vocês durante esse tempo. À nossa união, principalmente na reta final foi essencial para terminarmos a dissertação.

Gostaria, por fim, agradecer minha companheira, Marina. Obrigado por todo seu carinho e compreensão, por me ajudar e me aguentar, principalmente nesses últimos meses com meu mau humor e desespero com minhas coisas. É muito bom ter você e nosso pequeno (Guri) junto de mim. Te amo muito.

RESUMO

A plataforma de gelo Wilkins sofreu grande perda de massa por meio do derretimento basal e superficial, que contribuíram para a ocorrência de eventos de desintegração e fragmentação de suas frentes. O presente trabalho avaliou a variabilidade de parâmetros oceanográficos e meteorológicos, e seus indicadores indiretos, como a concentração de gelo marinho, a descarga de água e a área da zona de neve úmida, para determinar a influência nos principais eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins, entre 1980 e 2011. Além disso, foram realizadas as estimativas da quantidade de água perdida para o oceano, através de um modelo de descarga superficial, e da variação na zona de neve úmida na superfícies da plataforma de gelo Wilkins. A descarga de água durante os 32 anos analisados foi estimada em 17,35 Gt, já a zona de neve úmida apresentou o maior valor em sua extensão para o ano 1997/1998, com 57 % da área da plataforma classificada como neve úmida influenciando o evento de fragmentação de 1998/1999. Através da análise de ondeletas dos parâmetros oceanográficos e meteorológicos, foi encontrada uma variabilidade com períodos de 2 e 4-5 anos, próximos do fenômeno da SAM, explicando parte da predominância do derretimento basal na região e apontando-o como fator que obteve maior papel e destaque no desencadeamento dos processos de retração da plataforma, causado pelo aumento da temperatura do oceano adjacente.

ABSTRACT

The Wilkins ice shelf undergone great loss of mass through basal and superficial melting, which contribute to the occurrence of events of disintegration and fragmentation. This study analyzed the variability of oceanographic and meteorological parameters, and their indirect indicators, as concentration of sea ice, superficial runoff and area of wet snow zone, to understand the influence of them in the Wilkins ice shelf major calving events between 1980 and 2011. The amount of water runoff of the ocean, based on a surface discharge model, totalized 17,35 Gt over the 32 years analyzed. The wet snow zone reached the largest extension during the summer 1997/1998, when melt occurred over 57 % of the Wilkins ice shelf, contributing for the 1998/1999 break-up event. Wavelet analysis of oceanographic and meteorological parameters showed variability periods of 2 and 4-5 years, close to SAM index, which explains the basal melting caused by ocean warming as the main factor triggering the break-up events of the Wilkins ice shelf.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Valores mensais do Modo Anular Sul entre 1980-2011. A linha em cinza representa a tendência da série. Fonte: Dados retirados de: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aoo.....15

Figura 2: Região da plataforma de gelo Wilkins, com seus principais tributários e geleiras mais próximas. A região representada na figura localiza-se dentro do retângulo em branco no mapa da Antártica. A linha em vermelho mostra a área de abrangência e a linha de costa da plataforma de gelo Wilkins em 2009 (ADD v.6 - SCAR, 2010). A imagem de fundo foi extraída do Landsat Image Mosaic Of Antarctica referente ao ano de 2003 (LIMA - BINDSCHADLER et al., 2008).....19

Figura 3: Topografia (RAMP-DEM - LIU et al., 2001) e batimetria (GRAHAM et al., 2011) da região da plataforma de gelo Wilkins e mar de Bellingshausen. A linha em amarelo representa a quebra de plataforma continental da região a, aproximadamente, 1.000 m de profundidade, enquanto que a linha em vermelho, a linha de costa da plataforma de gelo Wilkins em 2009 (ADD v.6 - SCAR, 2010).20

Figura 4: Compilação dos principais eventos de retração e fragmentação ocorridos na plataforma de gelo Wilkins entre 1986-2009. (i) Eventos relativos às porções Norte e Nordeste; (ii) Eventos relativos à porção Sul. (BRAUN; HUMBERT, 2009; BRAUN et al., 2009; HUMBERT et al., 2010; LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998; SCAMBOS et al., 2000; VAUGHAN et al., 1993).....22

Figura 5: Diagramas TS-profundidade gerados a partir das temperaturas e densidades potenciais (linhas em cinza) da climatologia dos bancos de dados: (i) World Ocean database 2009; (ii) World Ocean Atlas 2009; (iii) Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling (OCCAM); e (iv) Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase 2 (ECCO2). Com suas principais massas de água: Água Profunda Circumpolar (CDW), Água Profunda Circumpolar Superior (UCDW), Água Profunda Circumpolar Modificada (MCDW), Água Superficial Antártica (AASW).....25

Figura 6: Região da plataforma de gelo Wilkins. A linha tracejada em preto refere-se à região onde foi feito o diagramas TS para o modelo OCCAM, produtos de reanálise ECCO2 e climatologia do World Ocean Atlas 2009. Os pontos pretos mostram a localização dos perfis do conjunto de dados do World Ocean database 2009, usados para o diagrama TS do mesmo. A região tracejada em cinza refere-se à área para a qual foram calculadas as séries temporais para os modelo OCCAM e para os produtos de reanálise ECCO2. O ponto em vermelho representa a localização da estação meteorológica Rothera.....26

Figura 7: Série mensal de temperatura do oceano calculada para a região em cinza na Figura 5. As linhas pretas referem-se aos dados do OCCAM, enquanto que as cinzas ao ECCO2. A linha cheia representa a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), enquanto que a linha tracejada, a camada Pmax (350 m a 1.000 m).....27

Figura 8: Série mensal de salinidade do oceano calculada para a região em cinza na Figura 5. As linhas pretas referem-se aos dados do OCCAM, enquanto que as cinzas, ao ECCO2. A linha cheia representa a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), enquanto que a linha tracejada, a camada Pmax (350 m a 1.000 m).....28

Figura 9: Representação espacial da temperatura superficial do ar a 2 m referente a um dia do modelo de reanálise ERA-Interim para a plataforma de gelo Wilkins (PGW).....29

Figura 10: Temperatura do ar na superfície, medida na Estação Rothera (1980 a 2011). (a) Série de temperaturas mensais; (b) Série de médias mensais com os respectivos desvios-padrão.....30

Figura 11: Concentração de Gelo Marinho entre o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. (a) Série de concentrações mensais; (b) Média para cada mês com os respectivos desvios.....31

Figura 12: Modelo digital de elevação do Radarsat Antarctic Mapping Project (RAMP-DEM - LIU et al., 2001), utilizado para a correção dos dados de temperatura a 2m da superfície.....35

Figura 13: Acumulação superficial de neve com variação entre 0 e 4000 mm, de acordo com a equação 4.....36

Figura 14: Representação das frações de neve úmida referentes aos verões de 1980 a 2009 em percentagem, sem variação da linha de costa e com no mínimo 80% de recobrimento por imagem. (a) Medianas das frações de neve úmida; (b) Média das frações de neve úmida.....38

Figura 15: Variação mensal dos resultados gerados pelo modelo de descarga de água de derretimento na plataforma de gelo Wilkins, sendo: (i) Número de dias com temperatura positiva (PDD); (ii) Derretimento superficial; (iii) Descarga de água; e (iv) Diferença entre Derretimento Superficial e Descarga de água.....41

Figura 16: Variação interanual de (i) número de dias com temperatura positiva multiplicado pela área (PDD) , (ii) derretimento superficial e (iii) descarga de água na superfície da plataforma de gelo Wilkins, durante o período de ablação (outubro a março; linha cheia), e verão (dezembro a fevereiro; linha tracejada).....41

Figura 17: Variações na área da zona superficial de neve úmida da plataforma de gelo Wilkins (PGW), entre 1980 e 2009. (i) Variação mensal da área da zona de neve úmida da PGW; e (ii) a variação anual da área da zona de neve úmida da PGW para os períodos de ablação (novembro a março; linha preta) e verão (dezembro a fevereiro; linha cinza) e ablação entre os anos de 1980 e 2009. Os quadrados e triângulos são referentes ao eixo da direita e representam, respectivamente, as áreas relativas às medianas e médias, com as cores em preto para os dados referentes ao período de ablação, e em cinza, ao verão.....43

Figura 18: Séries de temperatura do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m) , com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).....45

Figura 19: Análise de ondeletas da série temporal de temperatura potencial do oceano para de profundidade P180 (180 ± 25 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....46

Figura 20: Séries de salinidade do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).....47

Figura 21: Análise de ondeletas da série temporal de salinidade do oceano para de profundidade P180 (180 ± 25 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....48

Figura 22: Séries de temperatura do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) , com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).....49

Figura 23: Análise de ondeletas da série temporal de temperatura potencial do oceano para de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....50

Figura 24: Séries de salinidade do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) , com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).....51

Figura 25: Análise de ondeletas da série temporal de salinidade do oceano para de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....52

Figura 26: Série mensal de temperatura média do ar na superfície, registrada na estação meteorológica Rothera.....53

Figura 27: Análise de ondeletas da série de temperatura do ar na superfície, registrada na estação meteorológica Rothera. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.53

Figura 28: Série da concentração média mensal de gelo marinho na região da PGW entre 1980-2010 calculadas para a região em cinza da figura 6.....54

Figura 29: Análise de ondeletas da série temporal de gelo marinho na região da PGW. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....54

Figura 30: Descarga de água estimada para a área da PGW, referentes à área de cobertura da figura 12 com o Modelo de Derretimento.....55

Figura 31: Análise de ondeletas da série da quantidade de descarga. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....55

Figura 32: Série temporal de variação medianas da área da Zona de Neve Úmida na plataforma de gelo Wilkins.....56

Figura 33: Análise de ondeletas da série temporal de área da zona de neve úmida calculadas a partir das medianas das frações de neve úmida na plataforma de gelo Wilkins. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....56

Figura 34: Análise de ondeletas da série temporal do Modo Anular Sul. (a) Representa os espectros de energia de ondeletas, com a linha em branco indica cone de influência; e (b) o espectro das médias de energia para cada período sendo que a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.....61

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AASW	Água Superficial Antártica
ACC	Corrente Circumpolar Antártica
ADD	<i>Antarctic Digital database</i>
BAS	<i>British Antarctic Survey</i>
C G	Colina de Gelo
CDW	Água Profunda Circumpolar
E	Enseada
EASE-Grid	<i>Equal-Area Scalable Earth Grid</i>
ECCO2	<i>Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase 2</i>
ECMRWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
I	Ilha
LIMA	<i>Landsat Image Mosaic Of Antarctica</i>
MCDW	Água Profunda Circumpolar Modificada
MDE	Modelo Digital de Elevação
MITgcm	<i>Massachusetts Institute of Technology general circulation model</i>
MLME	Modelo Linear de Mistura Espectral
NASA	Agência Espacial Norte-Americana
NOC	<i>National Oceanography Centre</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
OCCAM	<i>Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project</i>
PA	Península Antártica
PDD	Número de dias com temperatura positiva

PGW	Plataforma de gelo Wilkins
RAMP-DEM	<i>Radarsat Antarctic Mapping Project</i>
SAM	Modo Anular do Hemisfério Sul
SMMR	<i>Scannig Multichannel Microwave Radiometer</i>
SSM/Is	<i>Special Sensor Microwave/Imagers</i>
SSMIS	<i>Special Sensor Microwave Imager/Sounder</i>
UCDW	Água Profunda Circumpolar Superior
WOA09	<i>World Ocean Atlas 2009</i>
WOD09	<i>World Ocean database 2009</i>
WW	Água de Inverno

LISTA DE SÍMBOLOS

B	Acumulação superficial
δ_j	Espaçamento entre escalas discretas
e a	Equivalente água
Gt	Gigatonelada
H	Altitude acima do mar
J	Valor de máxima escala
M	Derretimento
P180	Camada de profundidade entre 180 ± 25 m
Pmax	Camada de profundidade entre 350 m a 1.000 m
R	Estimativa de Descarga de água
S_0	Escala inicial
T_f	Temperatura do inicial do firm
ω_0	Número de onda

SUMÁRIO

Lista De Figuras.....	5
Capítulo 1 - Introdução.....	14
1.1 - Objetivos.....	17
1.2 - Área de Estudo.....	18
1.3 - Estudos Anteriores.....	20
Capítulo 2 - Dados.....	23
2.1 - Conjunto de dados oceanográficos.....	23
2.2 - Temperatura do Ar na Superfície.....	28
2.2.1 -Modelo de reanálise ERA-Interim.....	29
2.2.2 -Estação Meteorológica Rothera Point.....	29
2.3 - Concentração de Gelo Marinho.....	30
2.4 - Frações de Neve Úmida.....	31
Capítulo 3 - Métodos.....	34
3.1 - Modelagem do Derretimento Superficial e Descarga de Água...34	
3.2 - Estimativa da Área Superficial de Neve Úmida.....	37
3.3 - Transformada de ondeleta.....	38
Capítulo 4 - Resultados E Discussão.....	40
4.1 - Modelagem do Derretimento Superficial.....	40
4.2 - Estimativa da Área Superficial de Neve Úmida.....	42
4.3 - Análise das Séries Temporais de Dados.....	44
4.4 - Discussão Geral.....	57
Capítulo 5 - Conclusões.....	62
Capítulo 6 - Referências Bibliográficas.....	64

Capítulo 1 - Introdução

O aquecimento da atmosfera é tido como o grande responsável pela retração das plataformas de gelo na Península Antártica (PA; e.g. Cook e Vaughan, 2010), mas esse conceito está mudando. Segundo Sheperd *et al.* (2003), a ideia da atmosfera como causa primária tem dado espaço para uma visão integrada sobre o assunto, onde os oceanos também possuem um papel relevante, através de trocas de energia e consequente redução na espessura das plataformas de gelo pelo derretimento basal das mesmas.

Os processos de desprendimento nas frentes das plataformas de gelo correspondem a cerca de 90% da perda de massa do manto de gelo Antártico (MACAYEAL *et al.*, 2003). A Península Antártica, em especial, teve significativa redução de sua área de gelo nas últimas cinco décadas, de aproximadamente 28,000 km², (COOK; VAUGHAN, 2010), ou seja, cerca de 12,3 % de sua área total (228.000 km² - RIGNOT *et al.*, 2008). Essa redução de área detectada na Península Antártica ocorreu, em grande parte, devido a alguns eventos de retração¹, derretimento, fragmentação² e desintegração³ de plataformas de gelo (e.g. Wordie, Mueller, Larsen A, Larsen B; GLASSER; SCAMBOS, 2008). Esses eventos ocorreram, principalmente, devido à localização dessas plataformas de gelo em regiões onde a temperatura dos oceanos e atmosfera é mais alta (BRAUN *et al.*, 2009). O aumento de temperatura desses ambientes causaram profundas consequências nessas plataformas de gelo, como por exemplo um aumento dos seus processos de retração (MEREDITH; KING, 2005).

Segundo Meredith e King (2005), o clima no setor oeste da Península Antártica é um dos mais dinâmicos do Hemisfério Sul, tendo ocorrido um aumento de aproximadamente 3° C entre 1995 e 2005, predominantemente nos períodos de outono e inverno austral. Esses autores observaram também que tais mudanças

1 Tradução do termo *retreat*. É a redução do tamanho do tamanho de uma plataforma de gelo, enquanto ainda existir, em uma escala de tempo de meses a anos (BRAUN *et al.*, 2009).

2 Tradução do termo *break-up*. Consiste no rápido e inesperado desprendimento de pedaços de gelo em tamanhos variados, em uma escala de tempo de horas a dias (BRAUN *et al.*, 2009).

3 Tradução do termo *disintegration*. Completo desaparecimento de uma plataforma de gelo em um período específico. O colapso refere-se à desintegração em dias ou semanas (BRAUN *et al.*, 2009).

ocorreram no oceano adjacente (*i.e.*, mar de Bellingshausen), como um aumento significativo de 1° C na temperatura e um intenso acréscimo na salinidade para as camadas superiores.

Segundo Cook e Vaughan (2010), as diferentes regiões da Península Antártica apresentaram processos distintos como resposta às mudanças climáticas. A Plataforma de gelo Wilkins (70° 20'S, 72° 20'W), por exemplo, está sofrendo grande perda de água através de derretimento, tanto basal quanto superficial. Esses autores sugerem que esse derretimento se dá através de influências oceânicas, dizendo que essa plataforma está menos susceptível às alterações atmosféricas adjacentes.

O Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM⁴, Figura 1), principal modo de variabilidade da circulação atmosférica nas altas latitudes do hemisfério sul, está se intensificando (*i.e.*, diminuindo a pressão sobre o continente antártico e aumentando a pressão nas latitude médias (MARSHALL, 2003). Para a região da PA, a intensificação da SAM vem sendo associada ao aumento na temperatura e fortalecimento dos ventos de oeste, especialmente durante o verão (MARSHALL *et al.*, 2006), o que leva, conseqüentemente, à diminuição da extensão do gelo marinho. A intensificação da SAM e o conseqüente fortalecimento dos ventos de oeste resultaram em uma maior intrusão da Água Profunda Circumpolar (CDW), por ressurgência, sobre a plataforma continental devido ao transporte de Ekman⁵. Como resultado, há um maior transporte de calor, trazido por essa massa d'água e, conseqüentemente, maior derretimento das plataformas de gelo, principalmente por derretimento basal (DINNIMAN *et al.*, 2012; JACOBS, 2006).

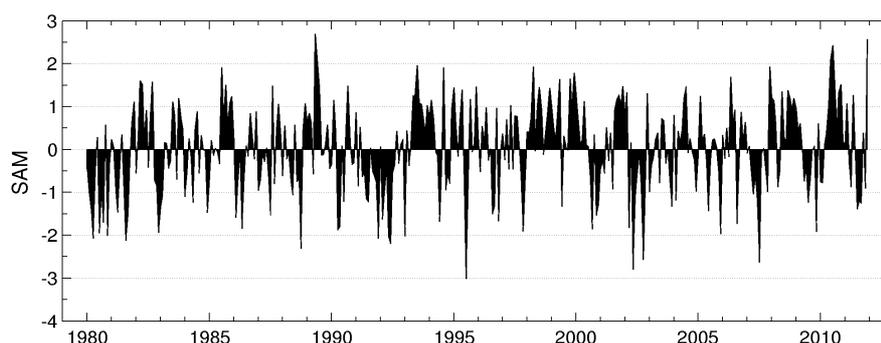


Figura 1: Valores mensais do Modo Anular Sul entre 1980-2011. A linha em cinza representa a tendência da série. Fonte: Dados retirados de:

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao

4 Os dados foram retirados de:

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao

5 Transporte líquido (*i.e.*, médio com a profundidade), em uma situação de equilíbrio, direcionado perpendicularmente a direção do vento, para a esquerda no hemisfério sul e para a direita no hemisfério norte (TOMCZAK; GODFREY, 2003).

Os eventos ocorridos na plataforma de gelo Wilkins foram a grande motivação deste trabalho, o qual teve como objetivo maior a análise dos principais fatores ambientais que estão ocorrendo na mesma, que serão descritos nos próximos capítulos desta dissertação.

1.1 - Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é avaliar a influência de parâmetros oceanográficos e meteorológicos, através da análise da variabilidade desses, nos principais eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins, entre 1980 e 2011. Os objetivos específicos forma os seguintes:

- Estimar, através de modelagem, o volume mensal de descarga de água de derretimento superficial da plataforma de gelo Wilkins, no período de 1980 a 2011, com a utilização de dados de temperatura do ar;
- Estimar as variações na extensão da zona de neve úmida da superfície da plataforma de gelo Wilkins, entre 1980-2009;
- Fazer um estudo da variabilidade de parâmetros locais: temperatura e salinidade do oceano, temperatura do ar, gelo marinho, descarga superficial de água e área superficial de neve úmida; e
- Avaliar qualitativamente a relação da variabilidade dos parâmetros supracitados e os principais eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins.

1.2 - Área de Estudo

A plataforma de gelo Wilkins (PGW) está localizada na porção sul da Península Antártica, entre as latitudes 68°S e 73°S e longitudes 69°W e 77°W. O nome “Wilkins” foi dado em homenagem ao Sr. Hubert Wilkins, explorador polar australiano pioneiro em observações aerofotogramétricas que observou a região em meados de 1929 (FERRIGNO *et al.*, 2009).

A PGW é uma plataforma de gelo confinada entre as ilhas (I) Alexander, Rothschild, Charcot, Latady e a Península Eroica (Figura 2). Além de possuir algumas colinas de gelo (C.G.), como a C. G. Petrie, C. G. Vere e C. G. Burgess. Possui, como principais tributários a geleira Gilbert, que drena toda a parte norte da ilha Alexander, enquanto a drenagem do gelo das montanhas Colbert é feita pelas enseadas (E.) Haydn e Schubert, além do campo de gelo Lewis. Porém a acumulação de neve da região ocorre basicamente por acumulação local, já que a contribuição feita pelas redes de drenagem são bloqueadas pelas colinas de gelo (BRAUN *et al.*, 2009).

A PGW possuía quatro frentes de gelo até 2009: uma pequena frente entre as ilhas Alexander e a Rothschild e outras três maiores, sendo uma entre as ilhas Rothschild e Charcot (~ 80 km), a segunda entre as ilhas Charcot e Latady (~50 km), e a terceira entre a ilha Latady e a Península Eroica (com mais de 40 km - FERRIGNO *et al.*, 2009). Possui atualmente uma área de 11.144 km² (COOK; VAUGHAN, 2010). É uma região influenciada por ventos amenos e úmidos provenientes do mar de Bellingshausen, com clima polar marítimo, mais quente e úmido (*i.e.*, com maior índice de precipitação) do que a costa leste da Península Antártica (REYNOLDS, 1981).

A Figura 3 mostra a batimetria atualizada da região, com 1 km de resolução espacial (GRAHAM *et al.*, 2011), junto ao mapa digital de elevação, extraído do *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP-DEM⁶ - LIU *et al.*, 2001), com resolução espacial de 200 m. A compilação desses dados mostra os principais canais oceânicos (*e.g.* o canal Latady), a quebra da plataforma continental, por volta de 1.000 m de profundidade, e feições morfológicas, chegando até 2.000 m de altitude.

6 <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html> . Aquisição e maiores detalhes sobre o RAMP-DEM.

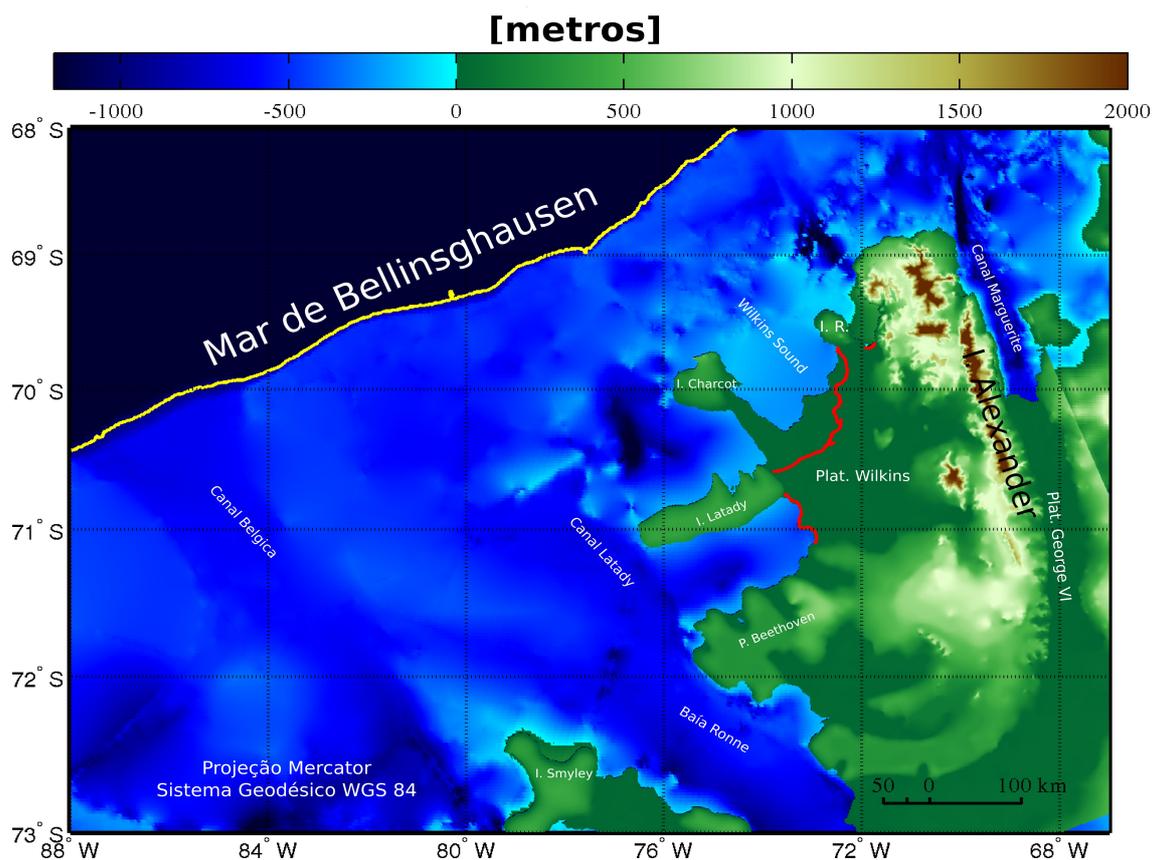


Figura 3: Topografia (RAMP-DEM - LIU et al., 2001) e batimetria (GRAHAM et al., 2011) da região da plataforma de gelo Wilkins e mar de Bellingshausen. A linha em amarelo representa a quebra de plataforma continental da região a, aproximadamente, 1.000 m de profundidade, enquanto que a linha em vermelho, a linha de costa da plataforma de gelo Wilkins em 2009 (ADD v.6 - SCAR, 2010).

1.3 - Estudos Anteriores

A plataforma de gelo Wilkins é a maior plataforma de gelo do lado oeste da Península Antártica. Esta vem sendo estudada desde meados do ano de 1947 e alguns destes estudos mostraram que ocorreram variações significativas na sua área total nas últimas décadas (COOK; VAUGHAN, 2010).

Estudos acústicos e com testemunhos de gelo foram realizados em 1972, com trabalhos publicados na década de 80 (SMITH, 1972; SWITHINBANK, 1988). Esses trabalhos abordam a altura da linha d'água, registrada em testemunhos de gelo, a aproximadamente 5,5 m de profundidade e, também, a diminuição abrupta de espessura da plataforma de gelo, de 200 m para 50 m, sem alteração da elevação da superfície. Vaughan et al. (1993) mostraram evidências de intrusão de água do mar sub-plataforma de gelo, sugerindo que isso pode ter contribuído para a desestabilização da plataforma de gelo Wilkins. Esse mesmo

estudo também mostrou que essa região possuía uma taxa de acumulação superficial de $0,5 \pm 0,06$ m equivalente água (e.a.) no período entre janeiro e dezembro de 1972, e que a taxa de derretimento basal foi de aproximadamente de $1-2$ m a^{-1} . Peel e Clausen (1982), apresentaram estudos de acumulação de neve a partir de dados coletados *in situ*, encontrando valores próximos de $1,85$ m ano^{-1} .

Nos estudos sobre a avaliação da tendência e da quantidade de dias com temperaturas positivas, Ridley (1993) mostrou uma tendência positiva deste fator, com uma taxa de $1,05 \pm 0,95$ dias a^{-1} (referentes ao período 1977-1991). Em contrapartida, Tedesco (2008) mostrou uma tendência negativa entre 1987-2008, encontrando uma taxa de $-0,4$ dias ano^{-1} .

Trabalhos mais atuais mostraram os principais eventos de retração e fragmentação da PGW (Figura 4). É possível observar as variações da linha de costa e a quantificação das perdas, em área, da plataforma de gelo.

Lucchitta e Rosanova (1998) mostraram mudanças da linha de costa na porção norte da PGW, com perdas de aproximadamente 796 km² entre 1990-1992 e 564 km² entre 1992-1995. Braun *et al.* (2009) e Scambos *et al.* (2000) mostraram a fragmentação dessa plataforma de gelo, ocorrida em março de 1998, com a perda de aproximadamente 1.100 km², também na porção norte. Em fevereiro de 2009, Braun *et al.* (2009) fizeram um estudo sobre a variação da velocidade de fluxo da PGW dos últimos 15 anos sobre a plataforma de gelo Wilkins, por meio de análises interferométricas, encontrando velocidades de fluxo maiores do que 330 m ano^{-1} . Também constataram a elevação da superfície da PGW, por dados do ICESat-GLAS, e a mudança da linha de costa entre 1986 a 2008, por imagens multitemporais obtidas por sensores ópticos e SAR (Figura 4).

Braun e Humbert (2009) descreveram duas perdas de massa de gelo em 2008, de 452 km² e 160 km² em 28/29 de fevereiro e em 30/31 de maio, respectivamente. Humbert *et al.* (2010) descreveram a quebra da ponte de gelo que ligava a atual PGW à ilha Charcot, entre 4 e 7 de maio de 2009, com uma perda de aproximadamente 790 km² de gelo. Cook e Vaughan (2010) fizeram uma revisão sobre as principais variações de linha de costa e mostraram as diferentes áreas de cada uma das 20 plataformas de gelo da PA nos últimos 50 anos.

Graham *et al.* (2011) fizeram uma compilação dos bancos de dados batimétricos do Pacífico-oeste Antártico, incluindo os mares de Bellingshausen e Amundsen, criando uma grade batimétrica de aproximadamente 1 km de resolução espacial, sendo utilizada como base para trabalhos de modelagem numérica (e.g. circulação do oceano, plataformas de gelo).

Padman *et al.* (2012) analisaram o balanço de massa da PGW entre 1992-2008 , levando em consideração, principalmente, os limites oceânicos. Os autores reportaram uma taxa de diminuição da espessura dessa plataforma de $\sim 0,8$ m ano⁻¹, dirigida por um derretimento basal a uma taxa de $1,3 \pm 0.4$ m ano⁻¹.

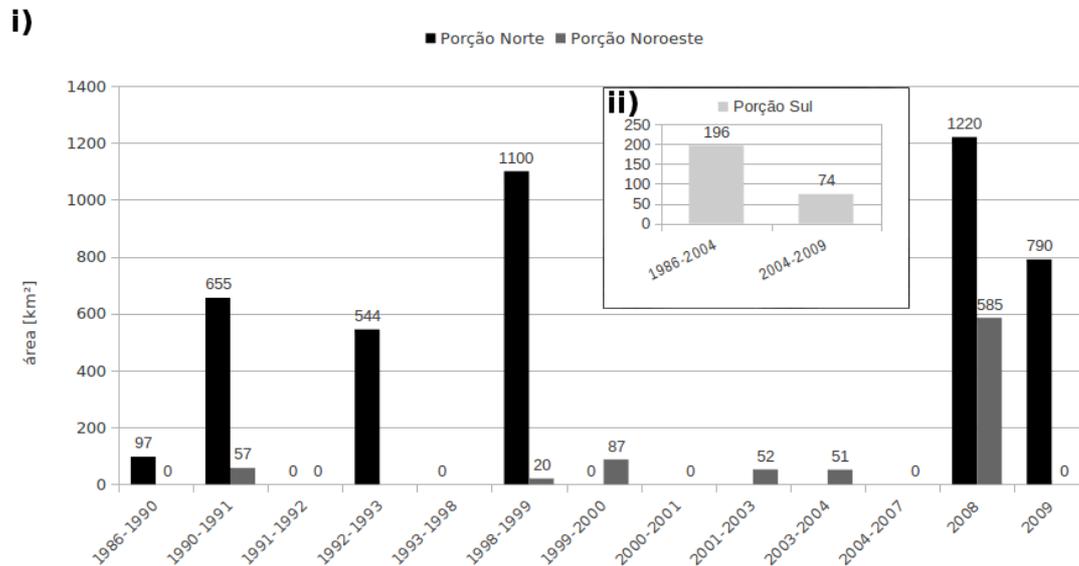


Figura 4: Compilação dos principais eventos de retração e fragmentação ocorridos na plataforma de gelo Wilkins entre 1986-2009. (i) Eventos relativos às porções Norte e Nordeste; (ii) Eventos relativos à porção Sul. (BRAUN; HUMBERT, 2009; BRAUN *et al.*, 2009; HUMBERT *et al.*, 2010; LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998; SCAMBOS *et al.*, 2000; VAUGHAN *et al.*, 1993)

Capítulo 2 - Dados

O capítulo que segue descreve os dados utilizados para os processamentos e análises realizados para atingir os objetivos da dissertação.

2.1 - Conjunto de dados oceanográficos

O conjunto de dados é composto por temperatura potencial e salinidade obtidos a partir de duas fontes: (1) o modelo global de circulação oceânica OCCAM, e (2) o produto de reanálise ECCO2.

O primeiro desses modelos, o *Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project* (OCCAM⁷), rodado pelo *National Oceanography Centre* (NOC), Universidade de Southampton, possui saídas mensais, geradas pela rodada 401 desse modelo, cobrindo o período entre 1988 a 2004 (limites do modelo), com alta resolução espacial (1/12°), além de 66 níveis verticais de profundidade, cujas espessuras aumentam de cerca de 5 m nas camadas superficiais para aproximadamente 210 m nas camadas profundas. A menor profundidade é de 2,5 m e a maior de 6.365 m.

Já o segundo, *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase 2* (ECCO2⁸), é um produto gerado através de compilação de dados de satélites e medidos *in situ*, rodados no *Massachusetts Institute of Technology general circulation model* (MITgcm; MARSHALL *et al.*, 1997). Os dados utilizados possuem grade cúbica-esférica, resolução espacial de aproximadamente 1/4° (1/3 do modelo OCCAM). O produto possui 50 níveis verticais, com profundidade máxima de 6.135 m. A espessura de cada nível varia de 10 m nas camadas superiores, 95 m em 1000 m de profundidade, até um máximo de 450 m próximo ao fundo (MENEMENLIS *et al.*, 2008).

Afim de analisar os dados oceânicos utilizados, foi feita uma comparação entre os diagramas TS-profundidade (Figura 5) dos dois produtos utilizados (OCCAM

7 <http://www.noc.soton.ac.uk/> ; Maiores detalhes sobre o modelo OCCAM podem ser encontrados em Coward; Cuevas, (2005); Webb *et al.*, (1998).

8 <http://ecco2.jpl.nasa.gov/> ; Maiores detalhes sobre o produto de reanálise ECCO2 podem ser encontrados em Menemenlis *et al.*, (2008)

e ECCO2), dos dados do *World Ocean database* 2009 (WOD09⁹ - Boyer *et al.*, 2009 – Figura 4.i), coletados através de sensores do sistema de Condutividade-Temperatura-Profundidade (CTD), com os dados climatológicos do *World Ocean Atlas* 2009 (WOA09¹⁰ - Antonov *et al.*, 2010; Locarnini *et al.*, 2010 – Figura 4.ii), com resolução espacial de 1°. A comparação entre esses dados foi feita através da climatologia obtida a partir de médias anuais entre os respectivos períodos de abrangência. A área escolhida para a representação dos diagramas TS (área pontilhada em preto na figura 6) abrange uma área maior que a utilizada para as análises (área pontilhada em cinza na figura 6), para obtermos uma maior quantidade de dados *in situ* (WOD09) possível para a climatologia. Eles representam as massas de água para os limites escolhidos e coincidem com o regime costeiro da região que está praticamente todo preenchido, segundo Kerr (2010), pela Água Profunda Circumpolar (CDW), pelas massas d'água modificadas da Água Profunda Circumpolar Superior (UCDW), também chamada de Água Profunda Circumpolar Modificada (MCDW), Água de Inverno (WW) e Água Superficial Antártica (AASW). É possível observar que os dados do OCCAM e ECCO2 apresentam uma distribuição no domínio temperatura-salinidade muito semelhante aos dados da climatologia WOA09, de forma que tanto o formato do diagrama quanto os valores de temperatura, salinidade e densidade potencial referentes às massas de água são bastante similares entre os diferentes bancos de dados. Dessa forma, as respostas foram consideradas compatíveis tanto para os dados do modelo OCCAM (Figura 5.iii) quanto para os produtos de reanálise ECCO2 (Figura 5.iv), assegurando assim a utilização dos mesmos.

9 Para mais informações sobre o *World Ocean database* 2009 e aquisição dos dados: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html

10 Para mais informações sobre o *World Ocean Atlas* 2009 e aquisição dos dados: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html

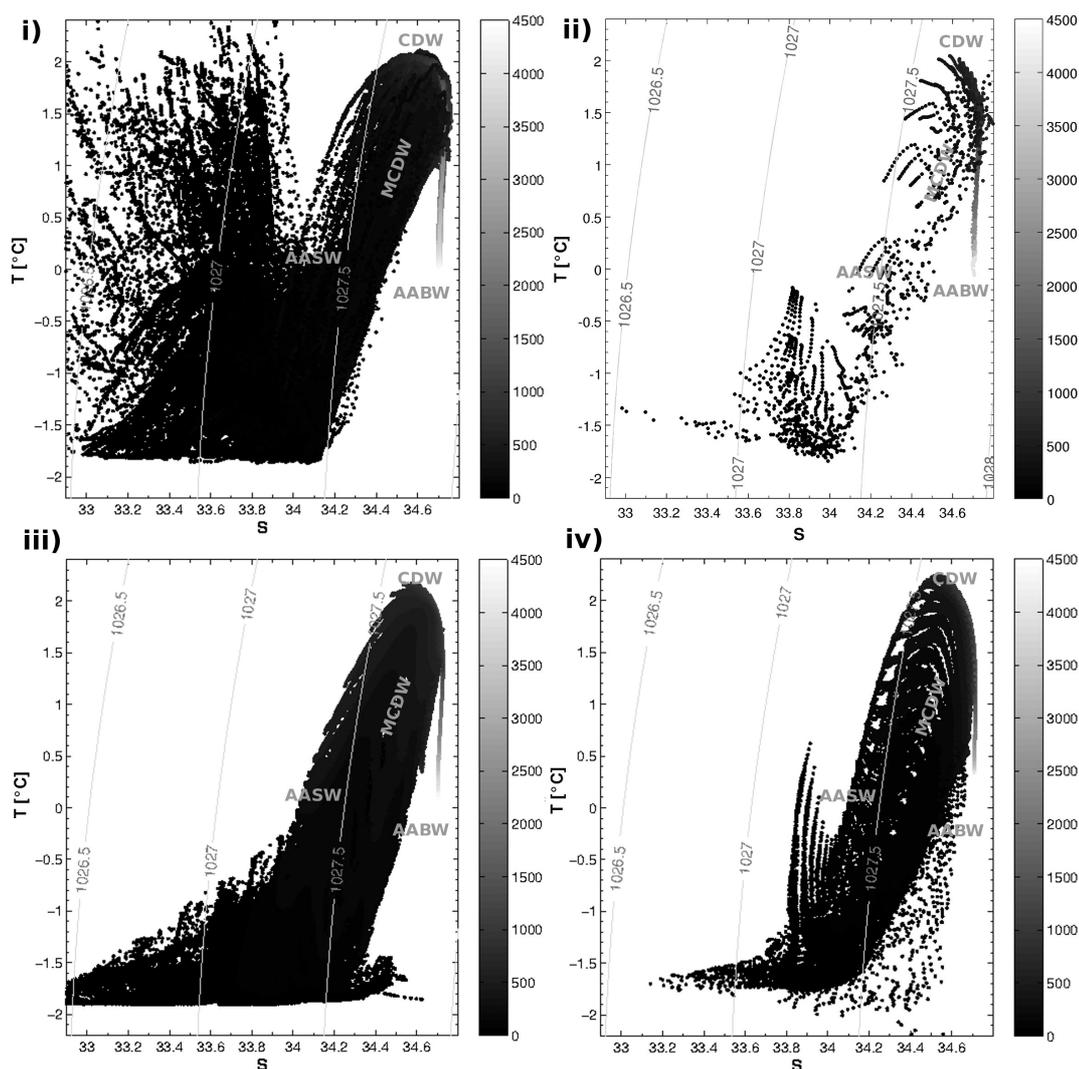


Figura 5: Diagramas TS-profundidade gerados a partir das temperaturas e densidades potenciais (linhas em cinza) da climatologia dos bancos de dados: (i) *World Ocean database 2009*; (ii) *World Ocean Atlas 2009*; (iii) *Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling (OCCAM)*; e (iv) *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase 2 (ECCO2)*. Com suas principais massas de água: Água Profunda Circumpolar (CDW), Água Profunda Circumpolar Superior (UCDW), Água Profunda Circumpolar Modificada (MCDW), Água Superficial Antártica (AASW).

As séries temporais, tanto para temperatura do oceano quanto para a salinidade, foram feitas a partir da média dos dados localizados dentro da região em cinza (Figura 6). A escolha dessa região para a geração das séries temporais foi devido à proximidade da PGW, e por ser uma região fortemente influenciada pela Água Profunda Circumpolar (CDW), que é a maior massa d'água em volume transportada pela Corrente Circumpolar Antártica (ACC, *Antarctic Circumpolar Current*; ORSI *et al.*, 1995), através da intrusão dessa massa d'água por canais submarinos ou falhas próximas à quebra da plataforma continental (JENKINS; JACOBS, 2008).

A definição de camadas de profundidades a serem utilizadas para as análises realizadas no trabalho seguiu os estudos de (PADMAN *et al.*, 2012). Essas foram divididas em duas porções, uma que abrange a camada de 180 ± 25 m (P180), e outra de 350 m até aproximadamente 1.000 m (Pmax). A escolha das profundidades oceânicas por Padman *et al.* (2012) se basearam no conhecimento prévio da espessura da plataforma de gelo Wilkins. Sabe-se que a profundidade média da base da PGW está em um intervalo entre 80 e 260 m, com um valor médio de 170 m (BRAUN *et al.*, 2009; PADMAN *et al.*, 2012). Porém, segundo esses autores, as porções próximas às enseadas da Ilha Alexander (Haydn e Schubert) chegam a até 360 m de profundidade.

As figuras 7 e 8 ilustram as séries de temperatura e salinidade para o modelo OCCAM e para os produtos de reanálise ECCO2, respectivamente. Nessas figuras estão representadas as médias mensais para as camadas P180 e Pmax.

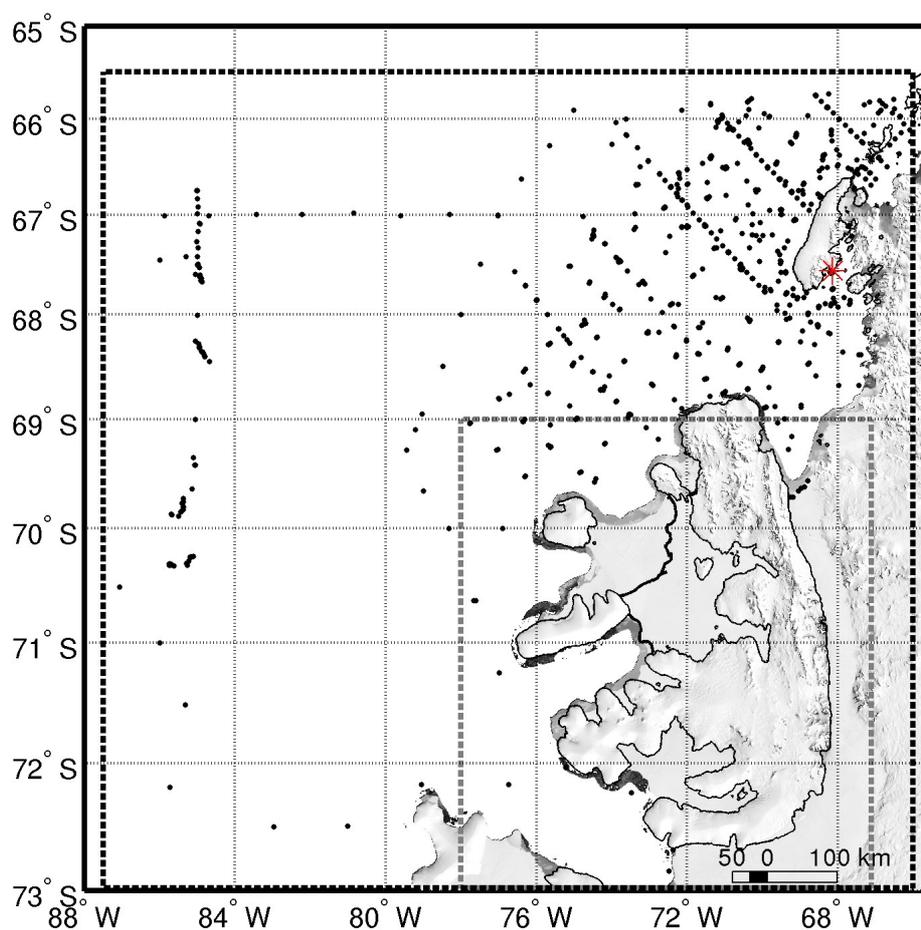


Figura 6: Região da plataforma de gelo Wilkins. A linha tracejada em preto refere-se à região onde foi feito o diagramas TS para o modelo OCCAM, produtos de reanálise ECCO2 e climatologia do *World Ocean Atlas 2009*. Os pontos pretos mostram a localização rds dos perfis do conjunto de dados do *World Ocean database 2009*, usados para o diagrama TS do mesmo. A região tracejada em cinza refere-se à área para a qual foram calculadas as séries temporais para os modelo OCCAM e para os produtos de reanálise ECCO2. O ponto em vermelho representa a localização da estação meteorológica Rothera.

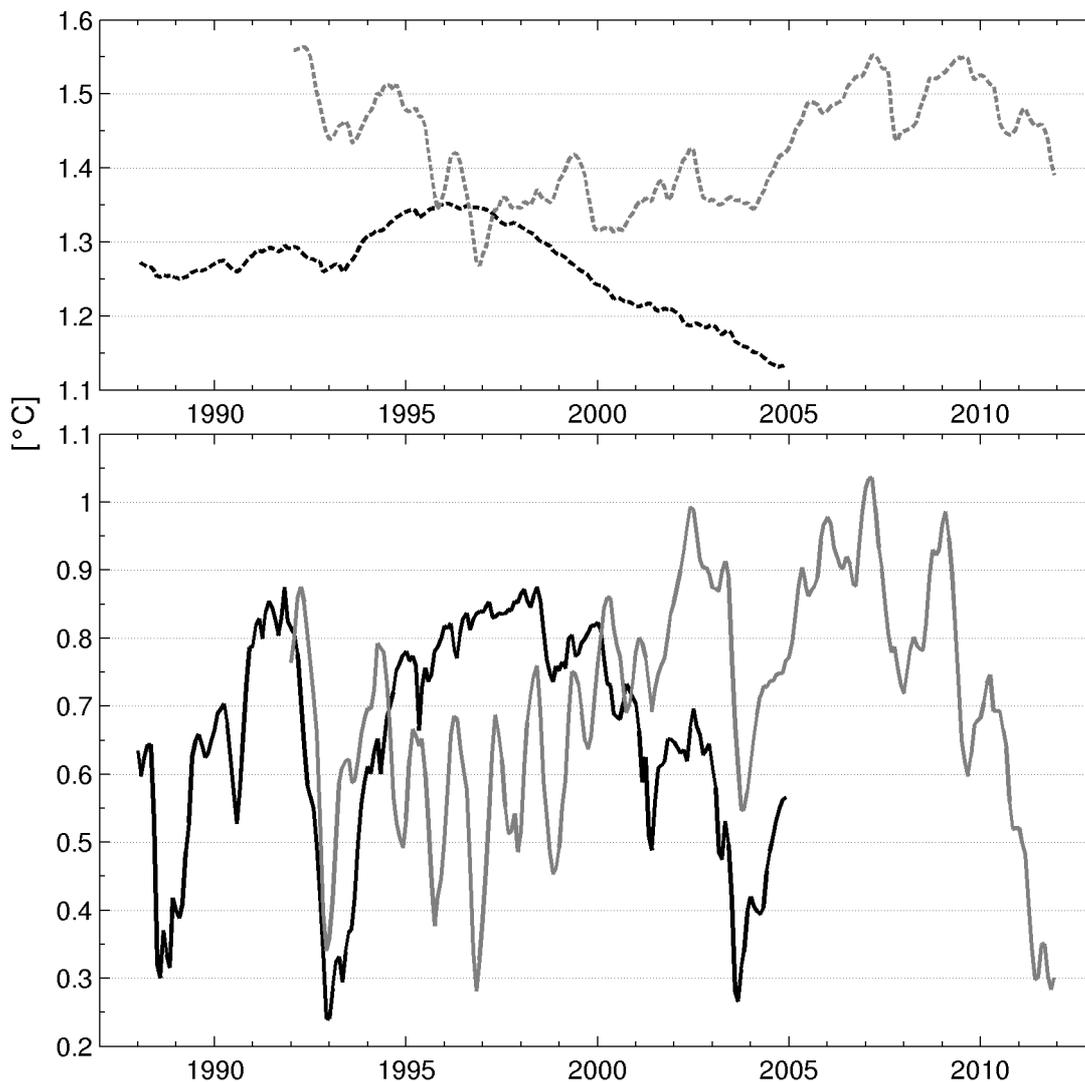


Figura 7: Série mensal de temperatura do oceano calculada para a região em cinza na Figura 5. As linhas pretas referem-se aos dados do OCCAM, enquanto que as cinzas ao ECCO2. A linha cheia representa a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), enquanto que a linha tracejada, a camada Pmax (350 m a 1.000 m).

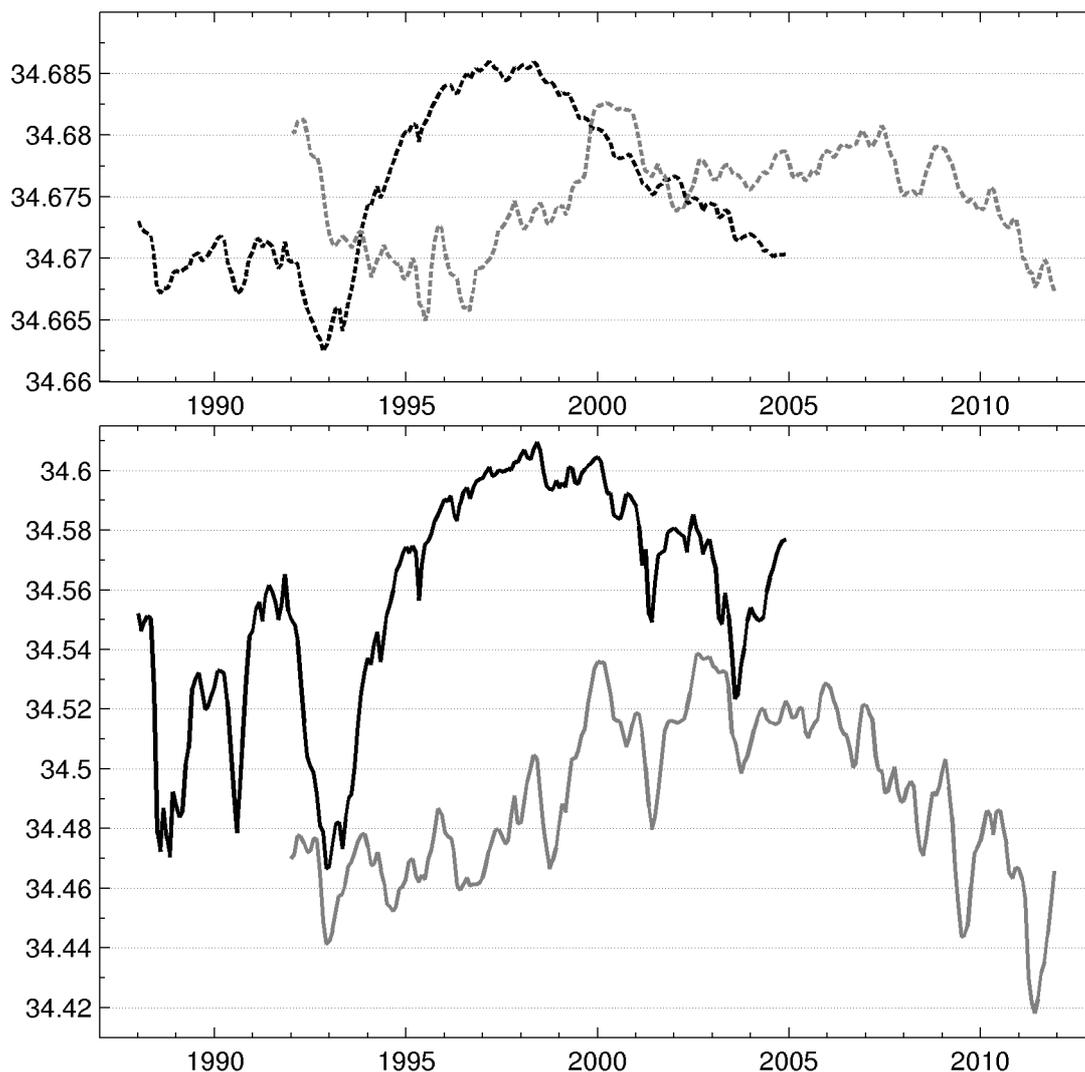


Figura 8: Série mensal de salinidade do oceano calculada para a região em cinza na Figura 5. As linhas pretas referem-se aos dados do OCCAM, enquanto que as cinzas, ao ECCO2. A linha cheia representa a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), enquanto que a linha tracejada, a camada Pmax (350 m a 1.000 m).

2.2 - Temperatura do Ar na Superfície

Os dados de temperatura do ar utilizados nesta dissertação foram obtidos do modelo de reanálise ERA-Interim e de medições feitas pela estação meteorológica Rothera Point.

2.2.1 - Modelo de reanálise ERA-Interim

A geração dos resultados de derretimento superficial foi baseada na metodologia proposta por Costi (2011) e descrita no item 3.1.

O ERA-Interim é o modelo atmosférico global de reanálise mais atual do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF - DEE *et al.*, 2011). Possui resolução espacial de 0,75° de latitude e longitude e dados de 1 de janeiro de 1979 a 31 de março de 2012. Os dados utilizados no presente estudo foram os de temperatura do ar a 2 m da superfície terrestre, cobrindo o período de 1 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 2011.

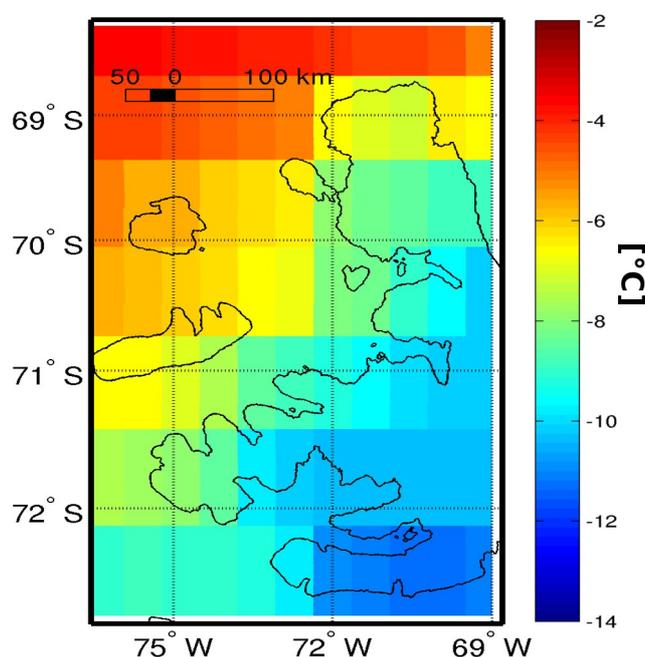


Figura 9: Representação espacial da temperatura superficial do ar a 2 m referente a um dia do modelo de reanálise ERA-Interim para a plataforma de gelo Wilkins (PGW).

2.2.2 - Estação Meteorológica Rothera Point

Os dados de temperatura do ar utilizados para a construção da série temporal foram retirados do banco de dados meteorológicos da Antártica, mantido pelo *British Antarctic Survey* (BAS¹¹). Para a escolha da estação meteorológica que melhor representasse as temperaturas da região, foram definidos dois critérios: proximidade da região da plataforma de gelo Wilkins e maior período amostrado. A estação meteorológica que melhor se encaixou nesses dois critérios foi a Rothera Point (número de Referência 89062), localizada na Ilha Adelaide, nas coordenadas geográficas 67° 34' S, 68° 08' W, a uma altitude de 16 m. Esta possui 11 <http://www.antarctica.ac.uk/met/metlog/>. Maiores detalhes sobre a instituição.

medições desde 1976 até o presente, com amostragem a cada 6 horas (i.e, 4 observações/dia). Os dados utilizados são compostos por médias mensais, entre os anos de 1980 a 2011 (Figura 10). Dentro do período escolhido existiam duas falhas nos dados, nos meses de julho e agosto de 1999, os quais foram preenchidos através de uma interpolação linear.

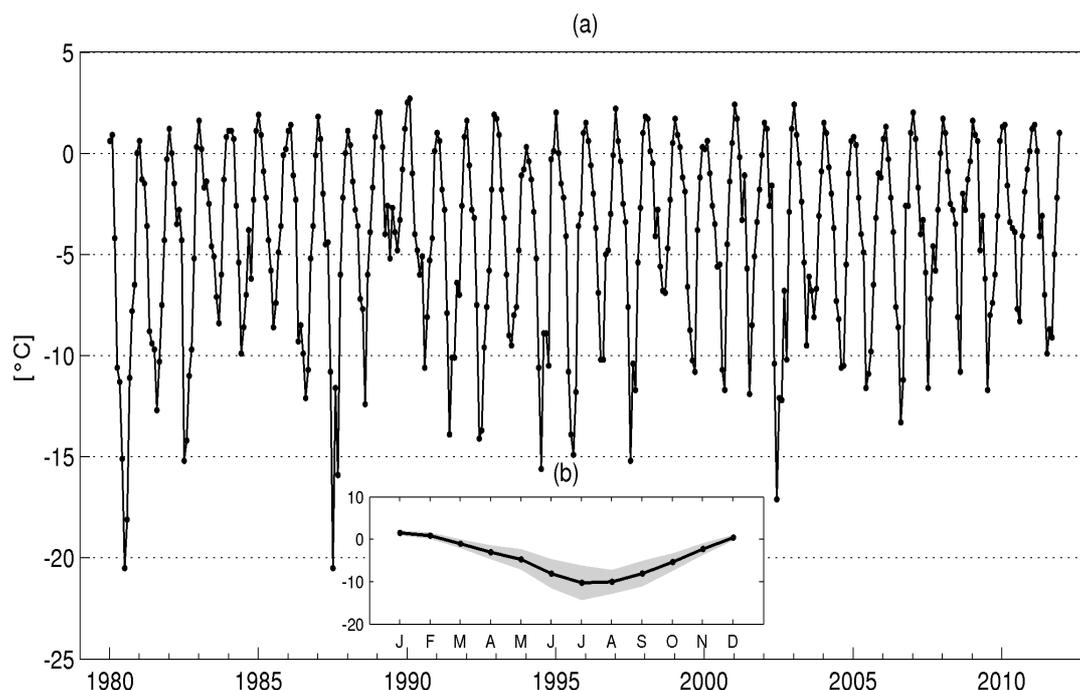


Figura 10: Temperatura do ar na superfície, medida na Estação Rothera (1980 a 2011). (a) Série de temperaturas mensais; (b) Série de médias mensais com os respectivos desvios-padrão.

2.3 - Concentração de Gelo Marinho

Os dados da série temporal de gelo marinho foram obtidos através do National Snow and Ice Data Center (NSIDC¹²) (CAVALIERI *et al.*, 1996). Os mesmos foram gerados por dados de temperatura de brilho adquiridos pelo sensor Nimbus-7 Scannig Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), do Defense Meteorological Satellite Program (DMSP), pelos sensores F8, F11 e F13 do Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), e pelo sensor F17 do Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/IS). Esses dados são fornecidos apenas para as áreas de oceano, na projeção estereográfica polar, com resolução espacial de 25x25 km, e o

12 <http://nsidc.org/data/> . Banco de dados NSIDC.

algoritmo de processamento escolhido foi o “NASA Team 1 algorithm”¹³, desenvolvido pelo *Oceans and Ice Branch* da Agência Espacial Norte-Americana (NASA). A escolha do algoritmo baseou-se no trabalho de Padman *et al.* (2012) e no fato de que o processamento com este algoritmo apresenta a maior série temporal.

Foram obtidos dados espaciais mensais de todo o continente Antártico entre os períodos de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. Os dados possuem uma porcentagem referentes ao tamanho, em área, do pixel (625 km²). Antes da construção da série temporal para a região de estudo, foi feito um pré-tratamento desses dados, considerando apenas as concentrações de gelo maiores que 15%. A construção da série temporal foi feita através da soma das porcentagens dos pixels na região de estudo. A mesma região em cinza referente à Figura 6 foi considerada para o cálculo da série temporal. Abaixo está representada a série de concentração de gelo marinho para o período e região escolhidos (Figura 11).

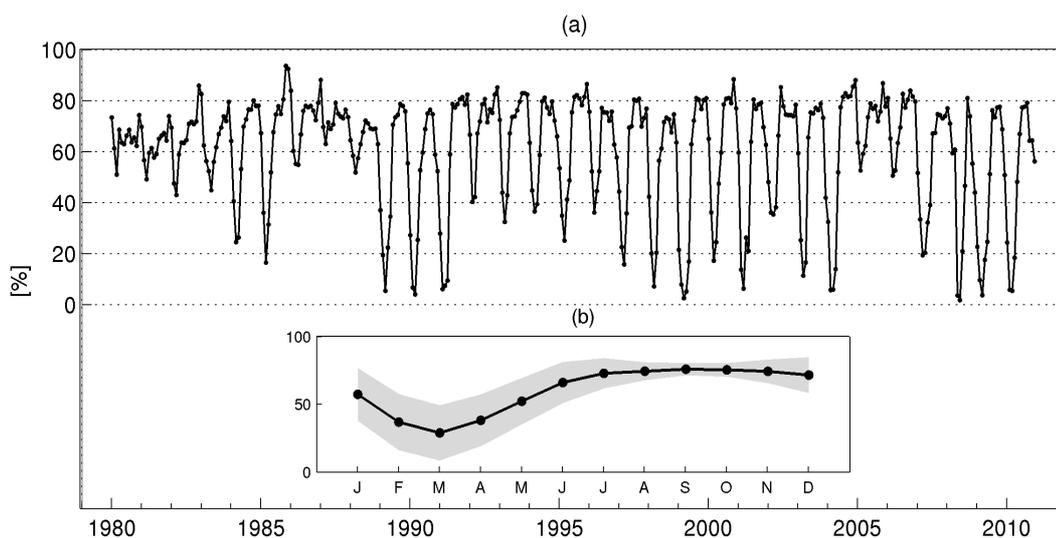


Figura 11: Concentração de Gelo Marinho entre o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. (a) Série de concentrações mensais; (b) Média para cada mês com os respectivos desvios.

2.4 - Frações de Neve Úmida

Dados da extensão de neve úmida foram utilizados neste estudo para o cálculo de variação da área de neve úmida na região da plataforma de gelo Wilkins, sendo os mesmos obtidos a partir de Mendes-Júnior (2011). Estes são dados de

13 <http://nsidc.org/data/docs/daac/nasateam/index.html> . Para mais informações sobre o algoritmo NASA Team.

fração de neve úmida estimados a partir da temperatura de brilho de cada pixel das imagens de quatro canais dos sensores SMMR e SSM/I, cobrindo toda a área da Península Antártica. A série temporal desses dados de fração de neve úmida abrange período de outubro a abril, entre os anos de 1978 a 2009, sendo que o último dado é referente a abril de 2009.

*Os dados utilizados para a geração das imagens-fração de neve úmida estão disponíveis no National Snow and Ice Data Center (NSIDC¹⁴) e estão na projeção cônica conforme de Lambert, com os dados referenciados ao datum WGS84. Mendes-Junior (2011) utilizou imagens das bandas de 18 Ghz e 37 Ghz do SMMR e de 19 Ghz e 37 Ghz do SSM/I (satélites DMSP F8, F11 e F13), nas polarizações horizontal e vertical, com 25,067 km de resolução espacial reamostrada, no formato *Equal-Area Scalable Earth Grid* (EASE-Grid).*

O processo para a geração das frações de neve úmida foi baseado na aplicação do Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME¹⁵) proposto por Mendes-Júnior (2011), para a análise subpixel da Zona Superficial de Neve Úmida (ZSNU), que a fâcie ou zona de uma geleira onde o pacote de neve superficial encontra-se saturado com água líquida. Nesse MLME, a resposta espectral ou temperatura de brilho (k) de cada pixel i em uma dada banda espectral k ($R_{i,k}$) é resultante da combinação linear da assinatura espectral de cada componente puro j (*i.e.*, ZSNU, Zona Superficial de Neve Seca e Rochas) na banda k ($r_{j,k}$), ponderada pela área que este componente ocupa em cada pixel (fração $F_{i,j}$), ou seja:

$$R_{i,k} = (F_{i,ZSNU} * r_{ZSNU,k}) + (F_{i,ZSNS} * r_{ZSNS,k}) + (F_{i,rocha} * r_{rocha,k}) + E_k \quad (1)$$

A equação 1 é dada na forma matricial, sendo E_k o erro da estimativa por mínimos quadrados.

O objetivo dessa metodologia é a estimação da fração $F_{i,j}$ dos componentes puros, particularmente das imagens-fração da ZSNU ($F_{i,ZSNU}$), a partir do uso no MLME dos valores de temperatura de brilho das bandas SMMR ou SSM/I calibradas e de assinaturas espectrais dos componentes puros $r_{j,k}$ determinadas por Mendes Jr. *et al.* (2011). As imagens-fração estimadas da ZSNU foram então usadas por esse autor no estudo da variação espaço-temporal das áreas de derretimento superficial da Península Antártica durante o período 1978-2009. Um experimento realizado por esse autor demonstrou que as imagens-fração da ZSNU estimadas por

¹⁴ <http://nsidc.org/data/> . Banco de dados do NSIDC.

¹⁵ Para maiores detalhes sobre o MLME e sobre todos os processamentos das imagens utilizadas, consultar Mendes-Júnior (2011).

esse MLME tiveram uma precisão global de classificação média de 95,6% e 97,3%, em imagens de primavera e outono, respectivamente (amplitude de classes de 0,1), e uma precisão global de classificação média de 72,6% em imagens de verão (amplitude de classes de 0,2).

Capítulo 3 - Métodos

O capítulo que segue apresentará as descrições dos processos e análises utilizadas durante o trabalho.

3.1 - Modelagem do Derretimento Superficial e Descarga de Água

As metodologias utilizadas para o cálculo da estimativa de derretimento superficial, bem como para o escoamento superficial (*runoff*) foram baseadas nas metodologias utilizadas por Costi (2011). Essa autora utilizou para a região norte da Península Antártica uma abordagem baseada nos trabalhos de Vaughan (2006) e Pfeffer *et al.* (1991), onde a soma das temperaturas positivas do ar superficial foram usadas para estimar a quantidade de derretimento. Todavia, devido à liberação de calor latente, ainda ocorre derretimento no pacote de neve mesmo durante a mudança de estado físico (fusão), e, portanto, essa metodologia tende a subestimar o volume total derretido de neve. Assim, mesmo quando a temperatura do ar superficial está negativa, a energia dentro do pacote pode ser capaz de continuar provocando o derretimento da neve (PFEFFER *et al.*, 1991).

Para a estimativa do derretimento, foram utilizados médias diárias dos dados de temperatura a 2 m da superfície do modelo ERA-Interim, descritos na seção 2.2.1, e o modelo digital de elevação (MDE) do *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP-DEM¹⁶), com resolução espacial de 200 m (Figura 12). Os dados de temperatura do ar, com resolução espacial de 0,75° x 0,75°, foram interpolados através do método bilinear, igualando a resolução espacial dos dados do MDE. Feito isso, realizou-se uma correção das temperaturas superficiais do ar com relação à altitude. A correção feita por Costi (2011) é a mesma utilizada por Morris e Vaughan (2003), que utiliza o gradiente térmico vertical de -0,0044 °C m⁻¹ como fator de correção.

Para o cálculo do derretimento foi feito a contabilização da soma de dias positivos (PDD¹⁷ - Eq. 2) em um dado período e multiplicado por um fator de sensibilidade de 2,17 kg m⁻¹ °C⁻¹ dia⁻¹ (Eq. 3), determinados por Smith *et al.* (1998) o

¹⁶ <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html> . Aquisição e maiores detalhes sobre o RAMP-DEM.

¹⁷ Positive degree days (PDD).

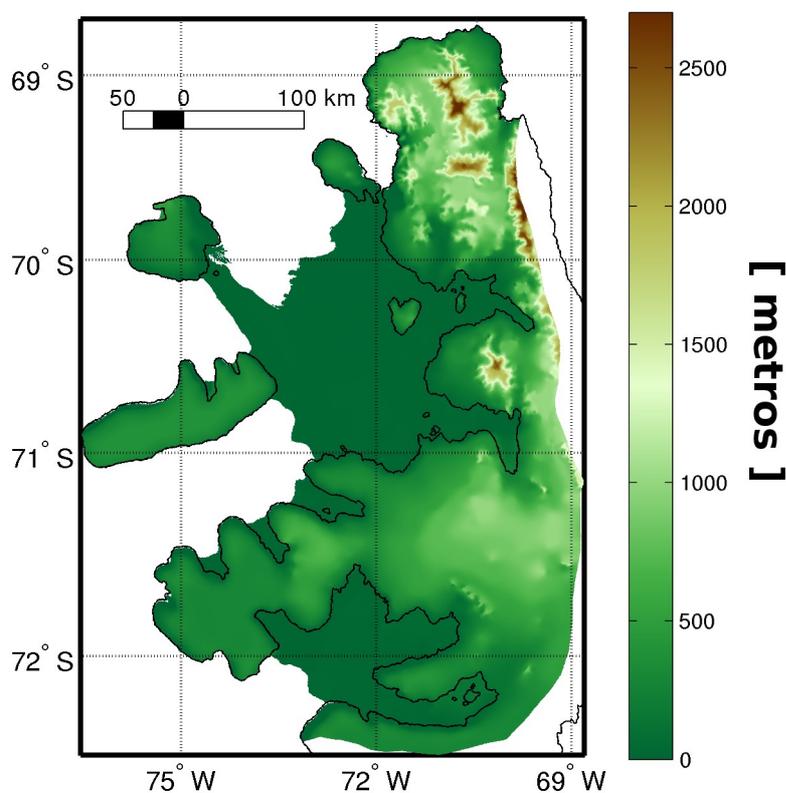


Figura 12: Modelo digital de elevação do *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP-DEM - LIU et al., 2001), utilizado para a correção dos dados de temperatura a 2m da superfície.

qual varia entre 2,17 e 6 kg m⁻¹ °C⁻¹ dia⁻¹.

$$PDD = \sum_{i=01 \text{ jun } ano_{n-1}}^{i=02 \text{ jun } ano_n} T_i(t_{i+1} - t_i) \alpha(T_i) \quad (2)$$

onde, $\alpha(T_i) = 1$, se $T_i > 0^\circ C$
 $\alpha(T_i) = 0$, se $T_i < 0^\circ C$

$$M = 2,17 \times PDD \quad (3)$$

Para o cálculo do escoamento superficial utilizou-se a equação 4, a qual leva em consideração a temperatura inicial de firm¹⁸ e a taxa de acumulação de neve (Figura 13) para o lado oeste da Península Antártica (Eq. 5) (TURNER et al.,

18 Firm: “Estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite entre a neve e o firm não é bem definido, geralmente é identificado por características tais como cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (ou seja, ainda é permeável). O limite firm-gelo, por sua vez, é marcado pelo fechamento da conexão entre os poros, e ocorre quando a densidade atinge 0,83 g cm⁻³.” (SIMÕES, 2004).

2002).

$$R = M - (0,003 T_f + 0,52) B \quad (4)$$

Onde: R é a estimativa de descarga, T_f a temperatura inicial de firn [°C] e B a acumulação superficial [mm].

$$B = 1,4 H + 584 \quad (5)$$

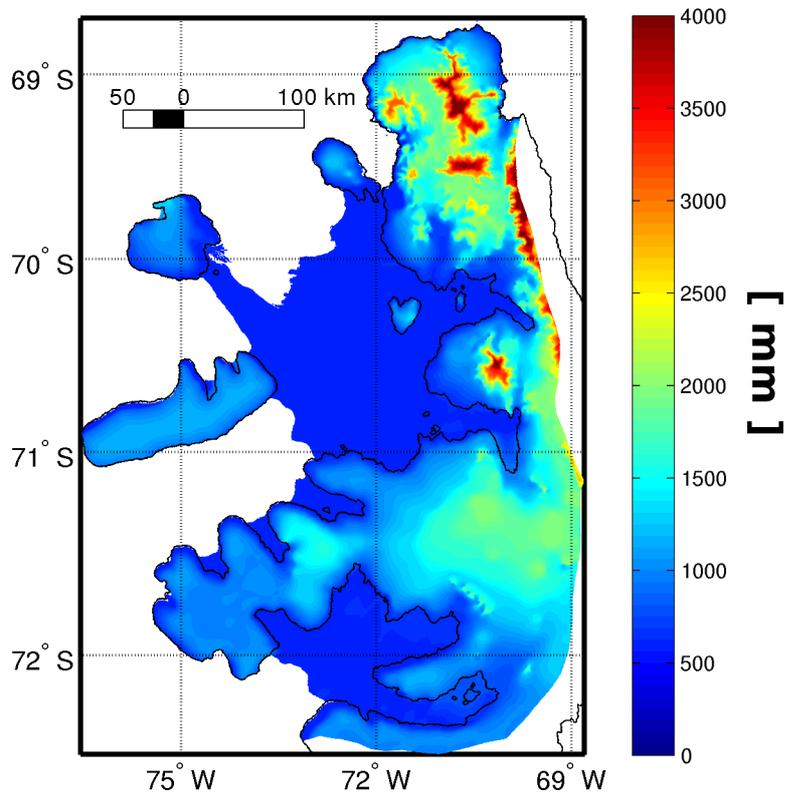


Figura 13: Acumulação superficial de neve com variação entre 0 e 4000 mm, de acordo com a equação 4.

Onde: H é a altitude acima do nível do mar [m], dado pelo RAMP-DEM, e B a acumulação anual [mm].

3.2 - Estimativa da Área Superficial de Neve Úmida

Para o estimativa da área da zona de neve úmida na região da PGW, utilizou-se as imagens-fração estimadas por Mendes-Júnior (2011), geradas a partir do método descrito no item 2.4. Para o cálculo das áreas de neve úmida foram utilizadas as mesmas técnicas propostas pelo referido autor, porém, essa quantificação restringiu-se à área de estudo. O pré-processamento dos dados consistiu nas seguintes etapas:

- Aplicação de máscara (sem variação da linha de costa da plataforma de gelo Wilkins no decorrer dos anos), mascarando as áreas oceânicas; e
- Filtragem das imagens-fração de neve úmida com recobrimento mínimo de 80% da área da PGW.

Primeiramente, foi feita a aplicação da máscara com área de 79.172,666 km², derivada da linha de costa delimitada por Arigony-Neto *et al.* (2011), a qual é a mais atual (2009), para a análise das variações espaço-temporais da neve úmida sem influências das variações da linha de costa que ocorreram ao longo do período 1980-2009.

Depois de aplicada a metodologia para mascarar os dados oceânicos, foram selecionadas as imagens-fração com no mínimo 80% de recobrimento da plataforma de gelo Wilkins e estas foram então utilizadas no cálculo das áreas de neve úmida.

A área total de neve úmida foi calculada a partir da soma das frações de neve úmida mediana, média e do seu desvio-padrão, sendo cada um desses somatórios multiplicado pela área de um pixel dos sensores SMMR e SSM/I (25,067 x 25,067 km; Figura 14). Esse cálculo foi realizado para os dados disponíveis de setembro a abril, primeiramente para cada um desses meses, e depois para o período de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e para o período de ablação (outubro a março).

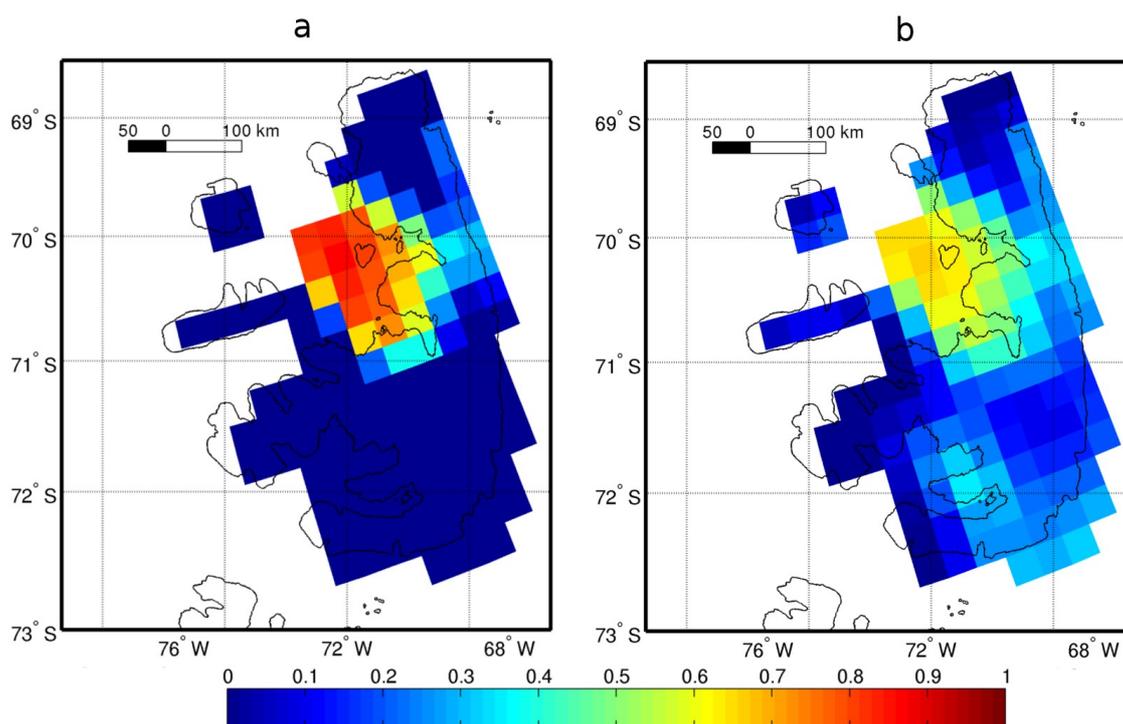


Figura 14: Representação das frações de neve úmida referentes aos verões de 1980 a 2009 em percentagem, sem variação da linha de costa e com no mínimo 80% de recobrimento por imagem. (a) Medianas das frações de neve úmida; (b) Média das frações de neve úmida.

3.3 - Transformada de ondeleta

Nessa seção será feita uma pequena abordagem teórica sobre a análise estatística utilizada neste trabalho.

Aplicou-se a transformada de ondeletas para a verificação, no domínio da frequência, dos sinais de cada série temporal. Essa é uma ferramenta importante na investigação de fenômenos não-estacionários (DAUBECHIES, 1990). Ela possui janelas móveis, no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, respectivamente, analisando as variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espaço, determinando os modos dominantes de variabilidade e como estes variam no decorrer do tempo (TORRENCE; COMPO, 1998)¹⁹.

Para o presente trabalho utilizou-se a função de ondeleta do tipo Morlet (número de onda, ω_0 igual a 6). Escolheu-se esta devido à sua simplicidade, por ser

¹⁹ Os detalhes sobre o cálculo da transformada de ondeletas se encontram em Torrence e Compo (1998).

comumente usada (HIRATA *et al.*, 2010; KERR *et al.*, 2012; MARSON, 2010), e por apresentar um formato ondulatório. Utilizou-se uma escala inicial de 6 meses ($\delta t=1/12$ e $s_0=2\delta t$), comprimento de escala (δj ; *i.e.* espaçamento entre escalas discretas) de 0,125 e o valor de máxima escala (J) igual a 56 escalas. O cone de influência, indicando regiões duvidosas do espectro de ondeletas, foi determinado baseado nos processos de ruído vermelho (*red-noise*) com coeficiente de defasagem (lag-1) variando para série analisada e o preenchimento final das séries com zeros (*zero padding*). Os gráficos de ondeletas apresentados mostram os resultados da energia na forma de \log_2 .

Capítulo 4 - Resultados e Discussão

O Capítulo 4 está organizado em duas partes principais. A primeira parte apresenta os resultados obtidos a partir da modelagem do derretimento superficial (item 3.1) e estimativa da área superficial de neve úmida (item 3.2), seguido com a apresentação de cada variável analisada (*i.e.*, temperatura e salinidade do oceano, temperatura do ar da estação meteorológica Rothera, gelo marinho e os resultados do modelo de derretimento superficial e da estimativa da área superficial de neve úmida), com uma breve discussão de cada um dos parâmetros. A segunda parte do capítulo consiste em uma discussão geral sobre a influência das forçantes descritas na primeira parte sobre os eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins.

4.1 - Modelagem do Derretimento Superficial

Os resultados do modelo de descarga de água, proposto por Costi (2011), são apresentados nas figuras 15 e 16. Concordando com o trabalho da referida autora, os resultados anuais de derretimento superficial (Figura 16.ii) e descarga de água (Figura 16.iii) são, predominantemente, dominados pelos verões austrais. Os valores estimados para esses parâmetros possuem a mesma ordem de grandeza (gigatonelada - Gt) do derretimento superficial e descarga de água estimados para a Península Antártica por Costi (2011).

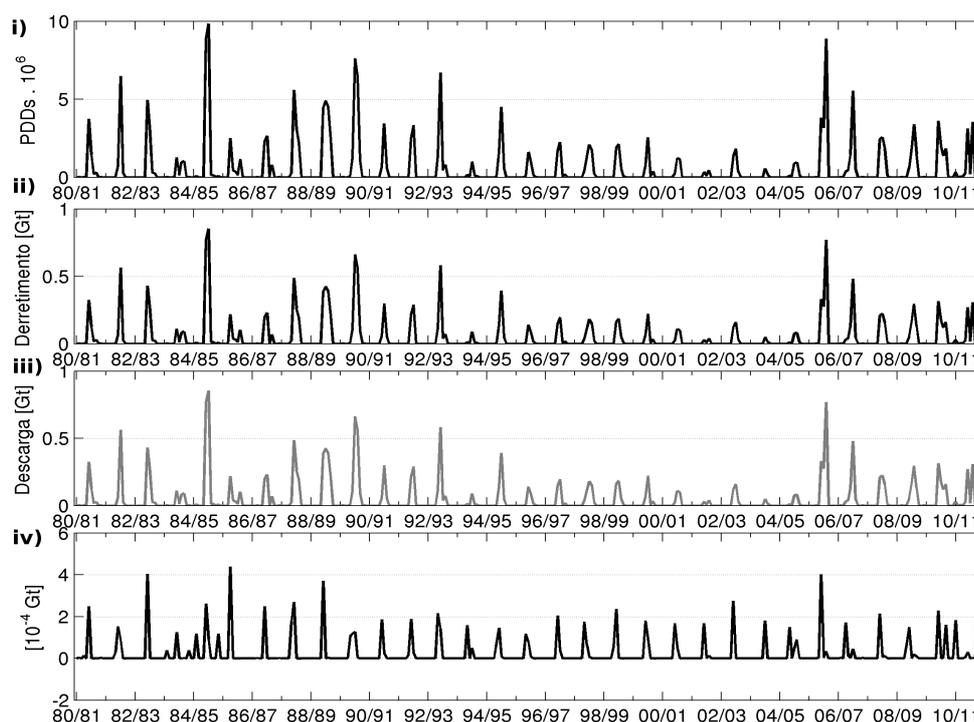


Figura 15: Variação mensal dos resultados gerados pelo modelo de descarga de água de derretimento na plataforma de gelo Wilkins, sendo: (i) Número de dias com temperatura positiva (PDD); (ii) Derretimento superficial; (iii) Descarga de água; e (iv) Diferença entre Derretimento Superficial e Descarga de água.

Devido ao fato do PDD ser a forçante para a estimativa do derretimento superficial e da descarga de água, os dados de saída do modelo de derretimento (Figura 16) possuem o mesmo padrão de variação. Os eventos com maior derretimento e, conseqüentemente, pico em volume de descarga de água, ocorreram em 1984/1985 (1,66 Gt). O ano de 1988/1989 apresentou 1,45 Gt, mantendo-se aproximadamente até 1989/1990 (1,47 Gt). Por mais de uma década não foram observados valores superiores a 1 Gt de derretimento, voltando a ocorrer em 2005/2006, com 1,50 Gt de descarga. Alguns picos menores ocorreram na série temporal analisada, tais como os de 1992/1993, apresentando 0,88 Gt e entre 1994/1995, e o de 2004/2005, variando entre eles cerca de 0,40 Gt, não ultrapassando 0,60 Gt (1994/1995). E, para os anos entre 2006-2011 variaram por volta de 0,62 a 0,78 Gt.

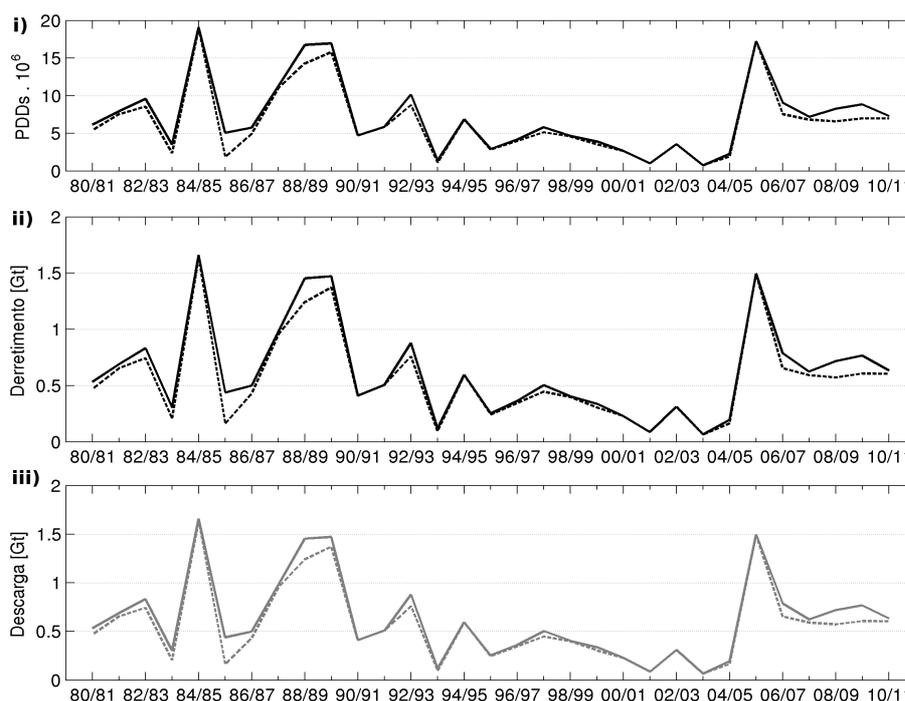


Figura 16: Variação interanual de (i) número de dias com temperatura positiva multiplicado pela área (PDD) , (ii) derretimento superficial e (iii) descarga de água na superfície da plataforma de gelo Wilkins, durante o período de ablação (outubro a março; linha cheia), e verão (dezembro a fevereiro; linha tracejada).

4.2 - Estimativa da Área Superficial de Neve Úmida

A figura 17 representa as variações mensais e interanuais na área da zona de neve úmida na PGW, calculadas para o período entre 1980 e 2009. As variações interanuais referem-se àquelas ocorridas na estação de ablação (outubro a março) e durante o verão (dezembro a fevereiro).

Durante os verões austrais de 1984/1985 e 1989/1990 ocorreram as maiores extensões médias da zona superficial de neve úmida na área de estudo, com 4.490 km² e 4.850 km², respectivamente. Em meados do verão de 1992/1993, considerado como o de maior derretimento de neve na superfície da Península Antártica durante o período 1978-2004 (MENDES-JÚNIOR, 2011), ocorreram outros eventos de desintegração da plataforma de gelo estudada. Esses eventos podem estar relacionados com as extensões significativas da zona superficial de neve úmida nesse verão, de aproximadamente 36.070 km². Uma desintegração similar àquela ocorrida nas plataformas de gelo Larsen A e B ocorreu na Wilkins (1.100 km² - Figura 4), no verão 1998/1999 (BRAUN *et al.*, 2009). No verão anterior

(1997/1998), a área de derretimento atingiu uma grande extensão na plataforma, cerca de 57% do total (45.350 km² - referente à PGW delimitada na figura 15), superior a dos outros verões entre 1994 e 1999. Áreas de derretimento pouco expressivas (*i.e.*, menores de 10% do total da área de estudo; MENDES-JÚNIOR, 2011) ocorreram no verão 2003/2004 (10.070 km²), se comparadas ao de 2002/2003 (cerca de 42.780 km²). Um aumento de mais de 100% na área de derretimento ocorreu no verão de 2004/2005 com relação ao verão anterior. Nos verões 2007-2009, as áreas de neve úmida foram pouco expressivas, não ultrapassando 16.000 km².

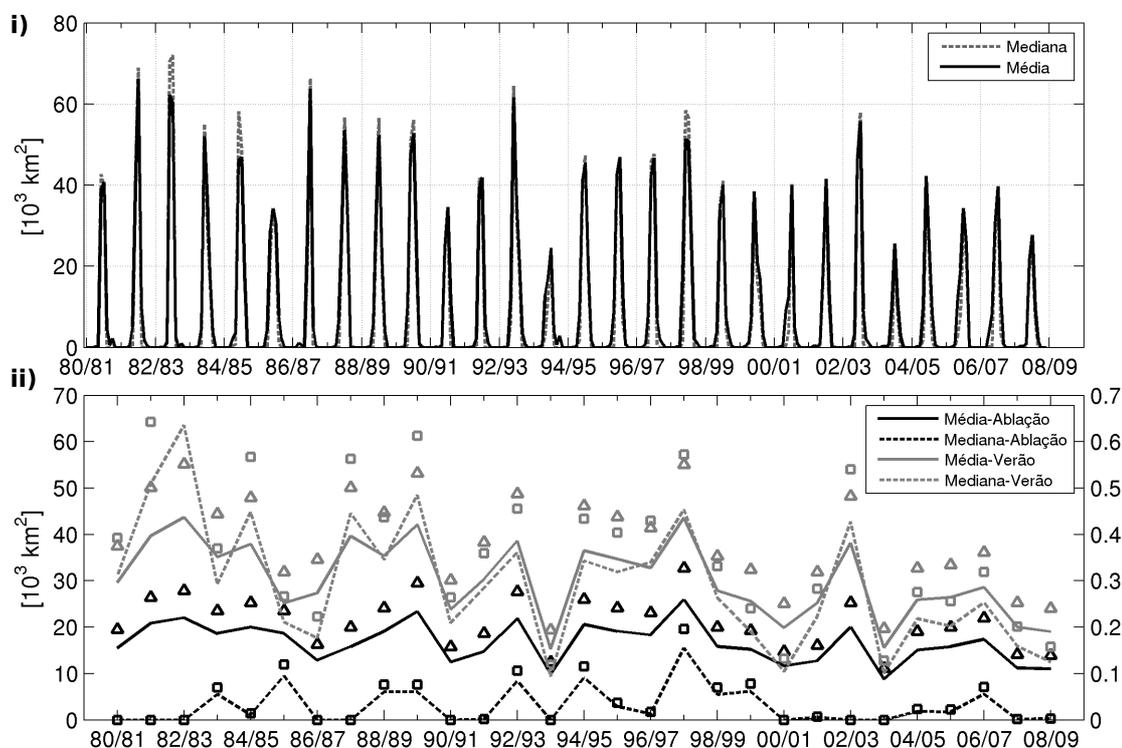


Figura 17: Variações na área da zona superficial de neve úmida da plataforma de gelo Wilkins (PGW), entre 1980 e 2009. (i) Variação mensal da área da zona de neve úmida da PGW; e (ii) a variação anual da área da zona de neve úmida da PGW para os períodos de ablação (novembro a março; linha preta) e verão (dezembro a fevereiro; linha cinza) e ablação entre os anos de 1980 e 2009. Os quadrados e triângulos são referentes ao eixo da direita e representam, respectivamente, as áreas relativas às medianas e médias, com as cores em preto para os dados referentes ao período de ablação, e em cinza, ao verão.

4.3 - Análise das Séries Temporais de Dados

A seguir serão mostrados os resultados obtidos das análises das séries temporais dos dados, abrangendo as análises das séries de temperatura e salinidade dos dois bancos de dados utilizados (OCCAM e ECCO2), nas camadas P180 e Pmax, seguido dos dados de temperatura do ar da estação meteorológica Rothera, concentração de gelo marinho, das respostas do modelo de descarga água e as variações da área de neve úmida para a PGW. Para a apresentação das séries temporais mensais de cada variável, foi escolhida a representação baseada nos trabalhos de Serreze e Stroeve (2012) e Cecilio (2010), a qual possibilita uma visão mais abrangente da variação temporal dos dados. Essa representação apresenta no eixo das abscissas a evolução dos anos e no eixo das ordenadas os respectivos meses pertencentes a estes.

Para a série das temperaturas do oceano do modelo OCCAM (Figura 18.i), na camada P180, foi observado um gradiente de temperatura positivo, com acréscimo de aproximadamente 1°C na temperatura média, desde o ano de 1988 até próximo de 1991. Esse período coincide com um dos principais eventos de retração da PGW, ocorrido no verão austral 1990/1991, cuja perda em área da plataforma Wilkins foi de aproximadamente 655 km^2 (LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998). Um segundo pico de temperatura positiva, com aproximadamente $0,85^{\circ}\text{C}$, ocorreu em meados de 1998/1999, quando ocorreu outro evento de retração na região, com perda de 1.100 km^2 . Para os dados do modelo de reanálise ECCO2 (Figura 18.ii), observou-se que as temperaturas médias do oceano para as profundidades em P180 variaram entre $0,45^{\circ}\text{C}$ e $0,75^{\circ}\text{C}$ até 1999/2000, com um gradiente positivo até 2002, chegando a temperaturas próximas de 1°C . Um pico positivo de aproximadamente $1,05^{\circ}\text{C}$ ocorreu no final de 2006 e outro pico de mesma intensidade foi observado no final de 2008.

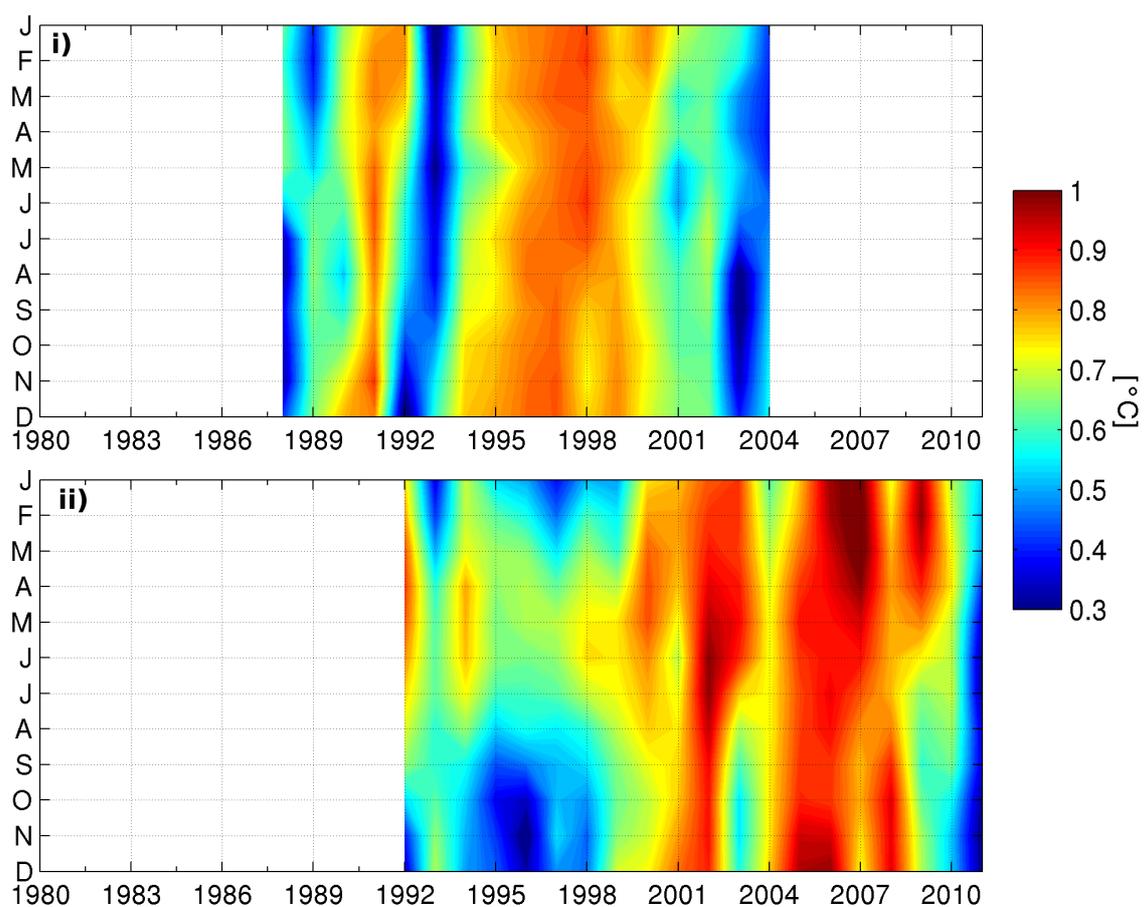


Figura 18: Séries de temperatura do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).

A transformada de ondeleta para a camada P180 do modelo OCCAM (Figura 19.i) apresentou um pico de energia para oscilações com períodos de 2 anos e de 4-5 anos desde 1988 até 2000, salvo o período entre 1999 e 2000. Vale ressaltar que alguns períodos não estão dentro do cone de influência, onde há erros atribuídos no começo e no fim da série temporal, por serem séries finitas. Para os dados do modelo de reanálise ECCO2, na mesma camada (Figura 19.ii), houve um pico de energia na variabilidade anual entre 1992-2000. Para os anos entre os períodos 1992-1996, 1998-2005 e 2007-2011, houve uma oscilação com período de 2 anos e 3-4 anos para 2000-2011.

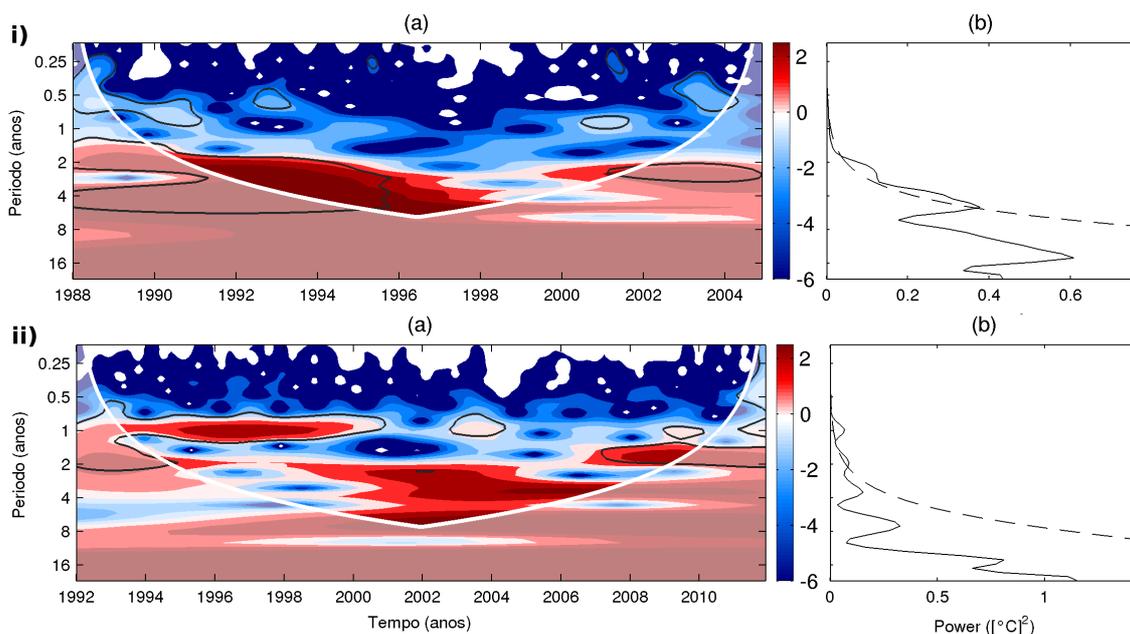


Figura 19: Análise de ondeletas da série temporal de temperatura potencial do oceano para de profundidade P180 (180 ± 25 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

A série temporal de salinidade para a camada P180 do modelo OCCAM (Figura 20.i), mostrou que entre 1988 e 1994 ocorreram três regiões com um núcleo de baixa salinidade, de aproximadamente 34,45, logo após três eventos de retração ocorridos durante o período (*i.e.*, 1986-1990, 1990-1991 e 1992-1993; Figura 4). Os dados de salinidade do modelo ECCO2 (Figura 20.ii) mantiveram-se entre 34,45 e 34,47 até 1999, com uma tendência de aumento de 0,4 nos valores durante esse período. A partir do ano de 2004, existe uma clara tendência de diminuição da salinidade, estendendo-se até os dias atuais. Ao final de 2008, em especial, houve uma marcante diminuição da salinidade para 34,4. Vale ressaltar, ainda, o baixo valor de salinidade encontrado a partir de março de 2011.

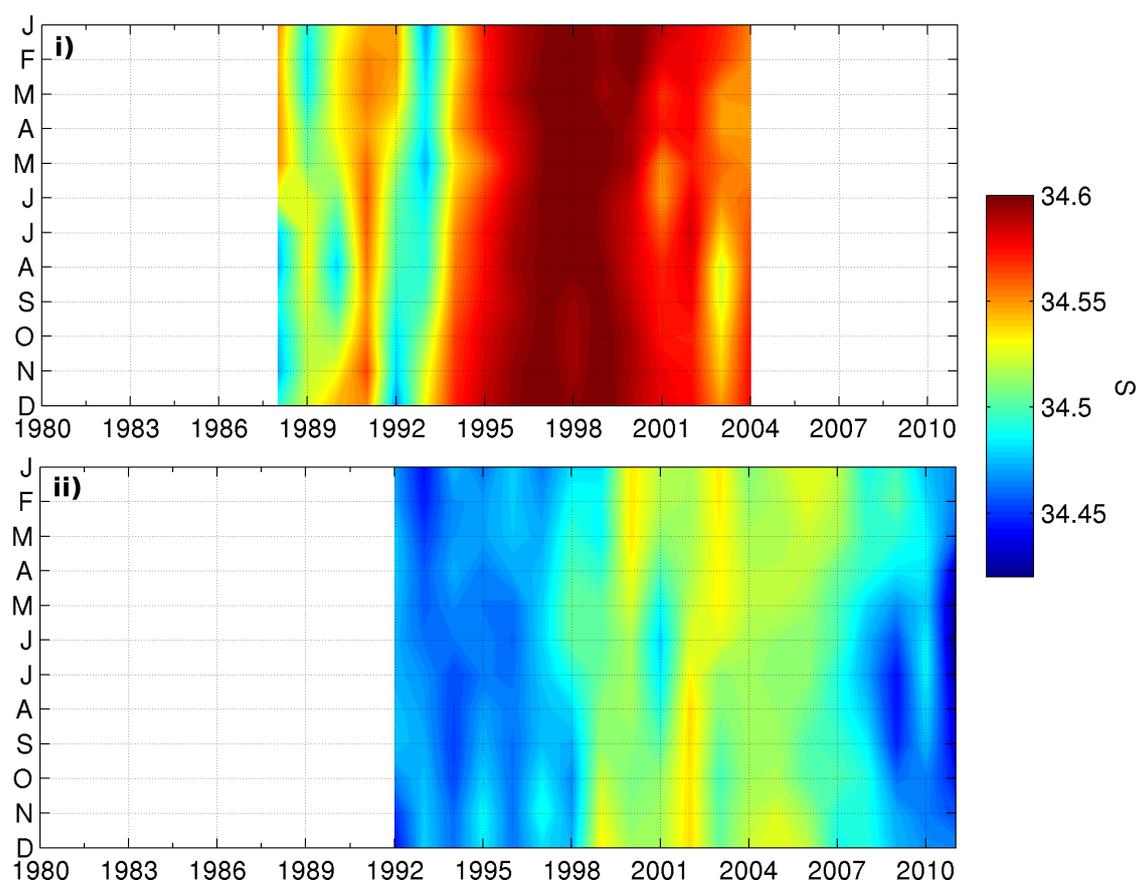


Figura 20: Séries de salinidade do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade P180 (180 ± 25 m), com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).

Por serem de um mesmo modelo, os modos de variabilidade de temperatura e salinidade para a camada P180 do modelo OCCAM se assemelham. A salinidade nessa camada (Figura 21.i) possui oscilações com períodos entre 1,5-2 anos no período 1988-1996 e 4-5 anos entre 1988 e 1999. A análise de ondeleta dos dados do modelo de reanálise ECCO2 (Figura 21.ii) teve como resultado principal um núcleo de 2 anos entre os períodos 1998-2004 e 2010-2011.

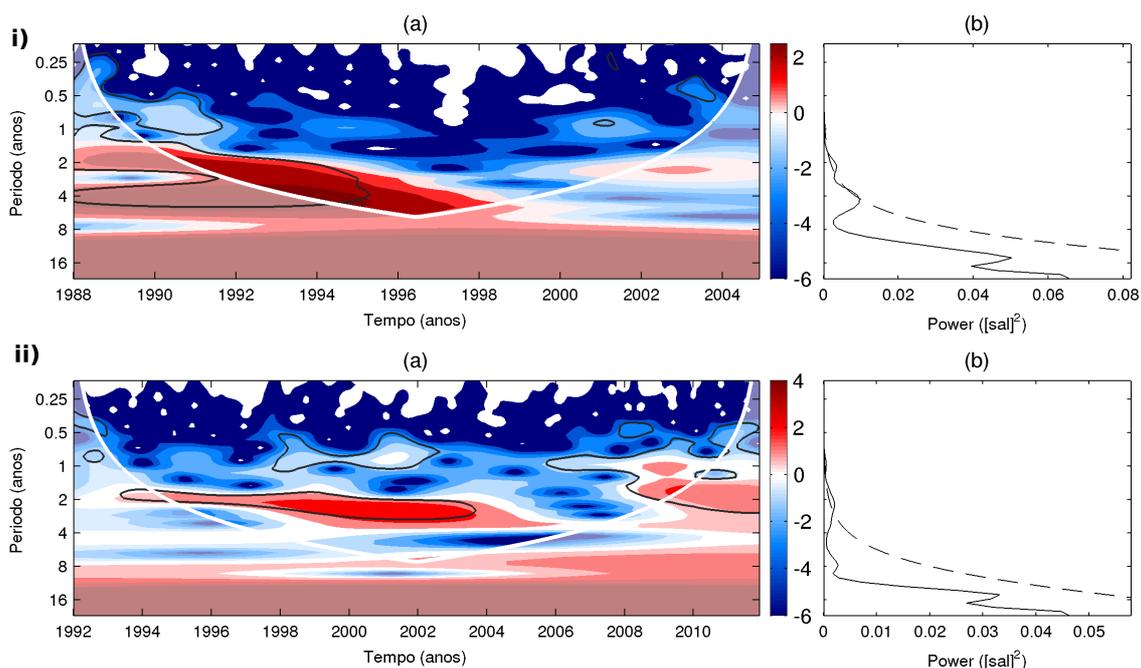


Figura 21: Análise de ondeletas da série temporal de salinidade do oceano para de profundidade P180 (180 ± 25 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Para a camada de profundidade Pmax do modelo OCCAM (Figura 22.i), o padrão de temperatura até o ano de 1993 se mantém o mesmo, alterando a partir de 1993, quando aumenta de $1,28^{\circ}\text{C}$ para $1,35^{\circ}\text{C}$ em 1995. A partir daí ocorre uma diminuição gradual até 2004, chegando a uma diferença de $0,2^{\circ}\text{C}$. É possível, de acordo com os dados de reanálise do ECCO2 (Figura 22.ii), observar que a partir de 2004 ocorre um aumento de até $0,2^{\circ}\text{C}$ na temperatura do oceano, chegando a um máximo de $1,55^{\circ}\text{C}$ em meados de 2007. Nota-se também que houve uma queda de $0,1^{\circ}\text{C}$ até o final do mesmo ano, retornando ao valor de $1,55^{\circ}\text{C}$.

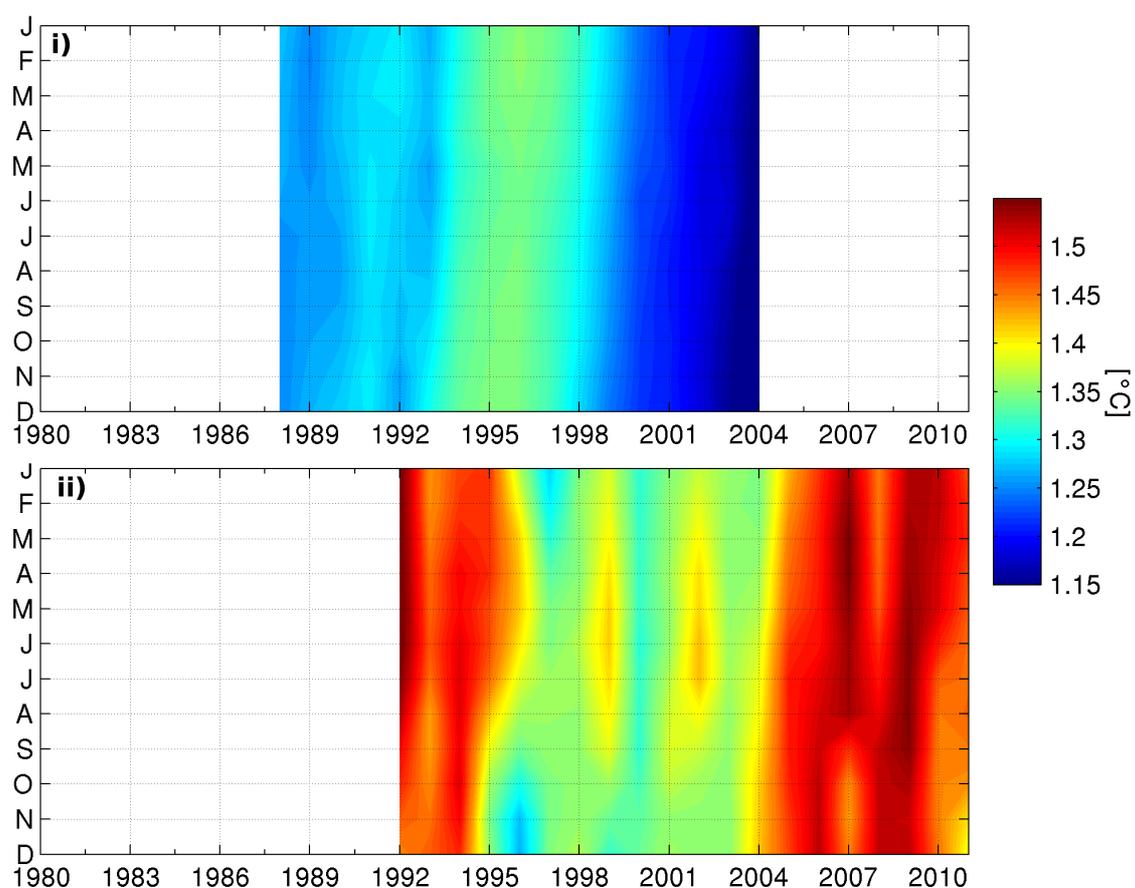


Figura 22: Séries de temperatura do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) , com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).

A análise de ondeleta dos dados de temperatura da camada Pmax do modelo OCCAM (Figura 23.i) apresentou um modo de variabilidade com período predominante de aproximadamente 5-6 anos entre 1993 e 2004. Houve também um sinal com período de 2-3 anos entre 2003-2004. Em contrapartida, os dados do modelo de reanálise ECCO2 na mesma camada (Figura 23.ii), Pmax, possuíram um sinal bem marcado no período de 3-4 anos, abrangendo todo o período com dados do modelo (1992-2011).

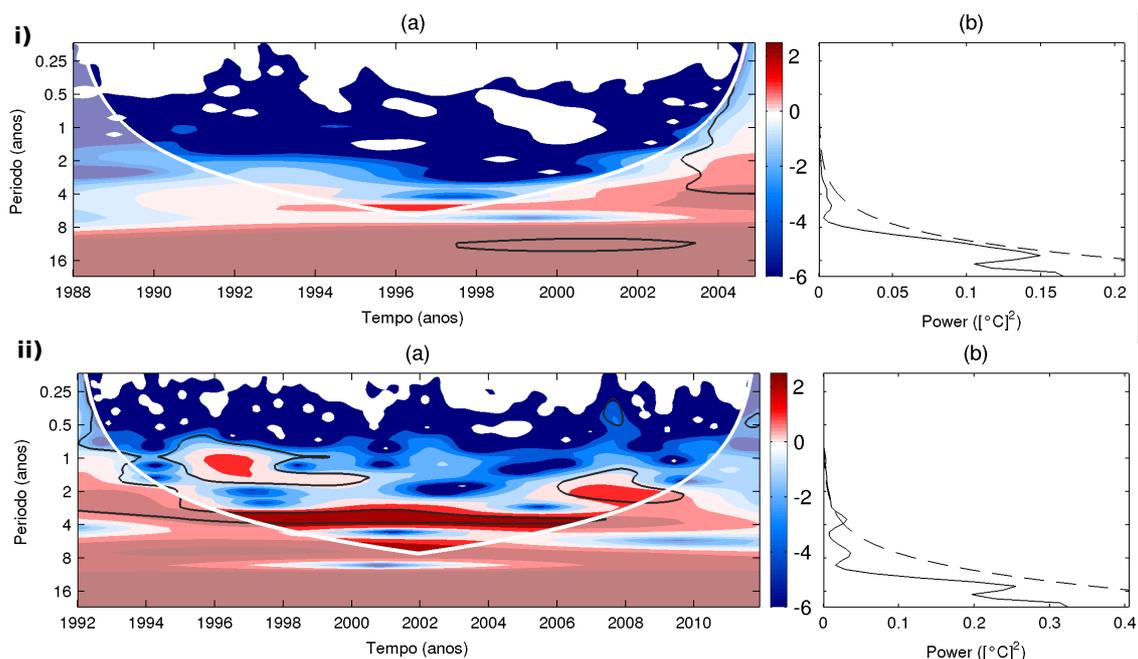


Figura 23: Análise de ondeletas da série temporal de temperatura potencial do oceano para de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Para a série temporal de salinidade estimada para a profundidade Pmax no modelo OCCAM (Figura 24.i), o valor menor ocorreu em 1992 (34,665), concordando com o evento de retração ocorrido em 1990/1991. Os maiores valores de salinidade foram observados no período 1997-1998 (34,685). Uma forte tendência de diminuição de salinidade foi observada no período entre 1997 e 2004, chegando a uma diferença de até 0,015. Ocorreram três núcleos bem marcados de baixa salinidade (34,665; Figura 24.ii), abrangendo os anos entre 1994 e 1996, precedendo o evento de retração ocorrido em 1992, que ocasionou perda de 544 km² da PGW (LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998). Além disso, observou-se uma tendência negativa na salinidade, começando a partir do ano de 2007 até o final de 2011.

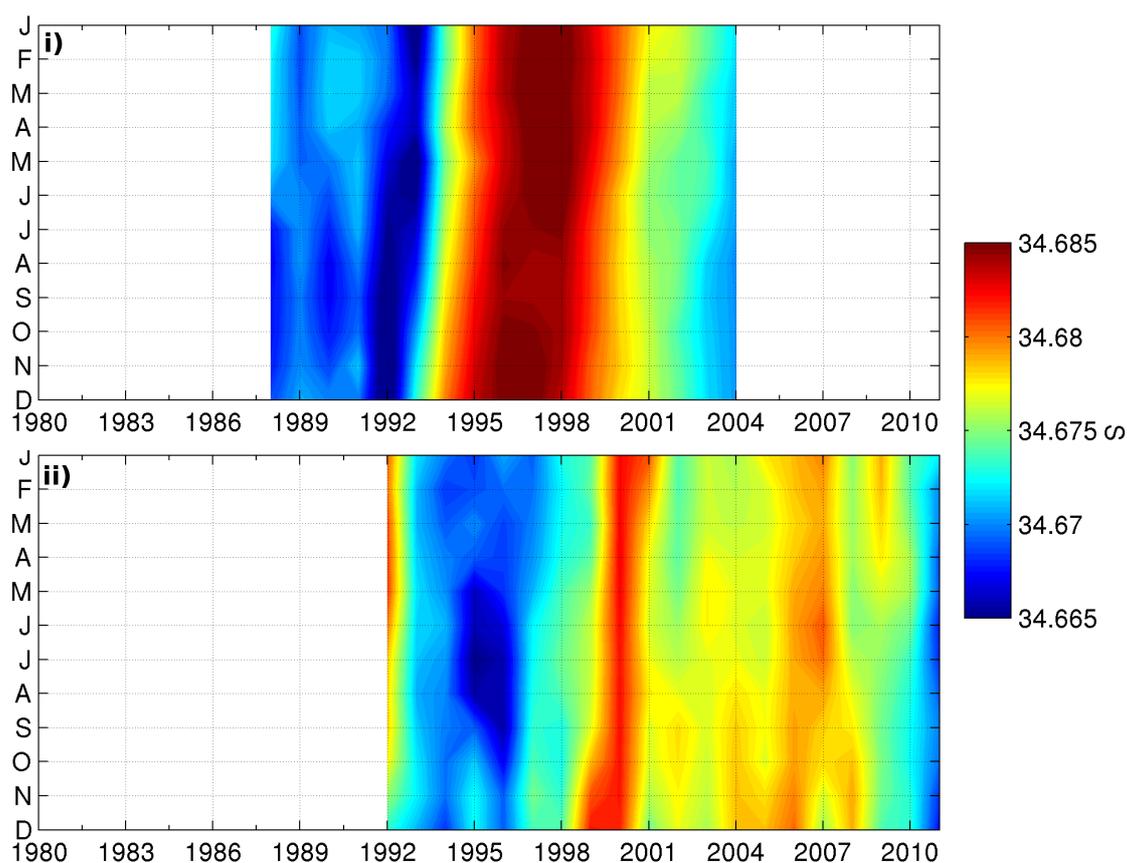


Figura 24: Séries de salinidade do oceano na região da plataforma de gelo Wilkins, calculadas para a camada de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) , com produtos dos modelos OCCAM (i) e ECCO2 (ii).

Os valores de salinidade para a camada Pmax do modelo OCCAM (Figura 25.i) mostraram que os principais modos de variabilidade foram os períodos de 4-5 anos predominantes no período 1988-1999. Para a mesma profundidade, o modelo de reanálise ECCO2 (Figura 25.ii) indicou que entre os anos de 1992 e 2011 houve períodos de oscilação de 3 anos. Entre 1992 e 2004 e 2010 e 2011, ocorreram períodos de 4 anos, sendo que o pico de energia ocorreu no período 1998-2004.

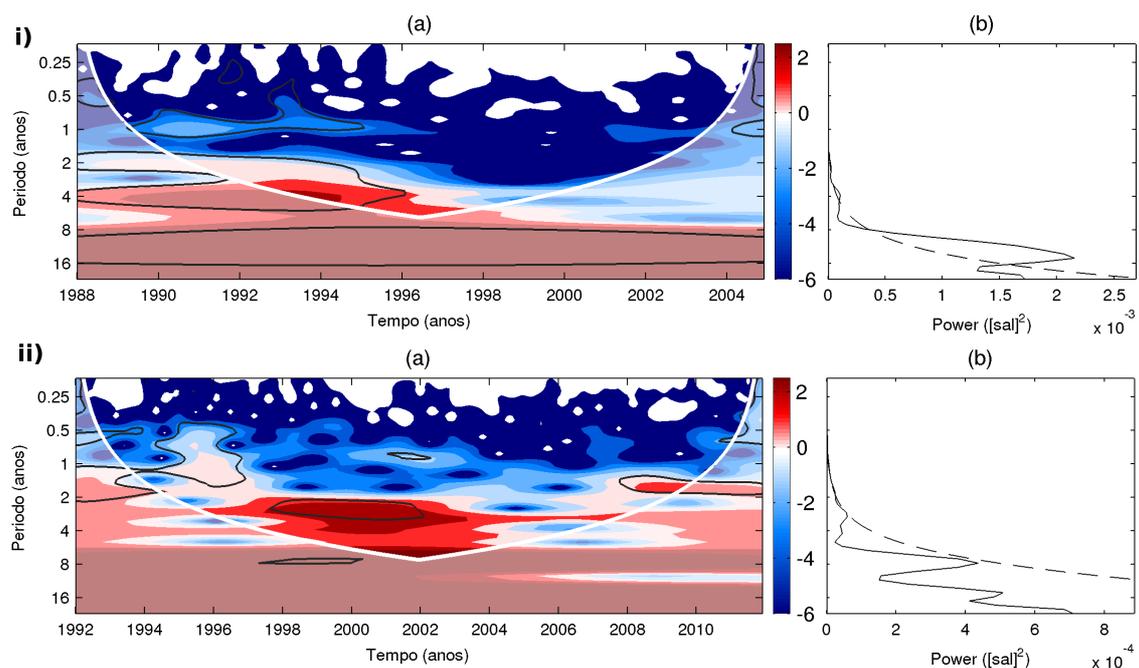


Figura 25: Análise de ondeletas da série temporal de salinidade do oceano para de profundidade Pmax (350 a 1.000 m) a partir do (i) modelo OCCAM e (ii) do modelo de reanálise ECCO2. Para ambas as séries temporais, (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Para a série temporal de temperatura do ar na superfície, registrada na estação meteorológica de Rothera (Figura 26), observou-se que as temperaturas positivas estavam concentradas principalmente no período de verão (dezembro a março), apesar de também estarem presentes no período de ablação (outubro a março). Através da figura 26 pôde-se observar que houve um ciclo de aproximadamente dois anos de duração, com picos de temperaturas positivas, além do ciclo anual característico. Porém, esse mesmo ciclo de dois anos não foi observado na análise de ondeletas (Figura 27). O mesmo não ocorreu nos períodos de temperaturas negativas, onde estes se aproximaram a 4 anos. A análise de ondeletas (Figura 27) mostrou um ciclo anual bem marcado durante todo o período, como já observado acima, porém, foi possível observar um período de 6-7 anos entre 1980 e 1993 e um pequeno sinal com ciclo sazonal, dentro do intervalo de confiança.

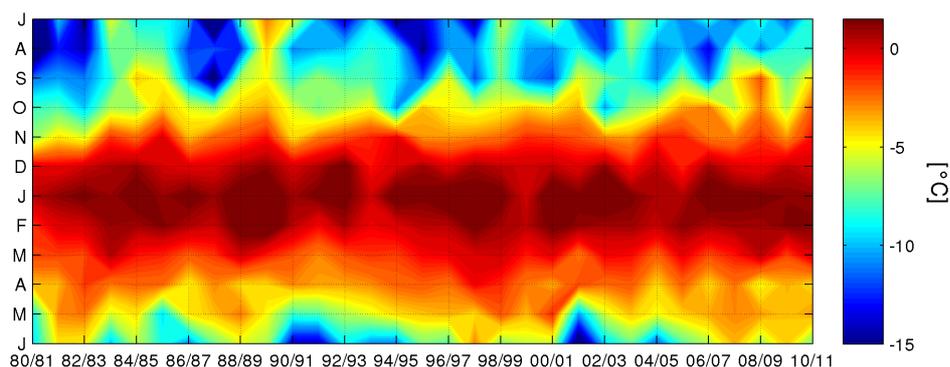


Figura 26: Série mensal de temperatura média do ar na superfície, registrada na estação meteorológica Rothera.

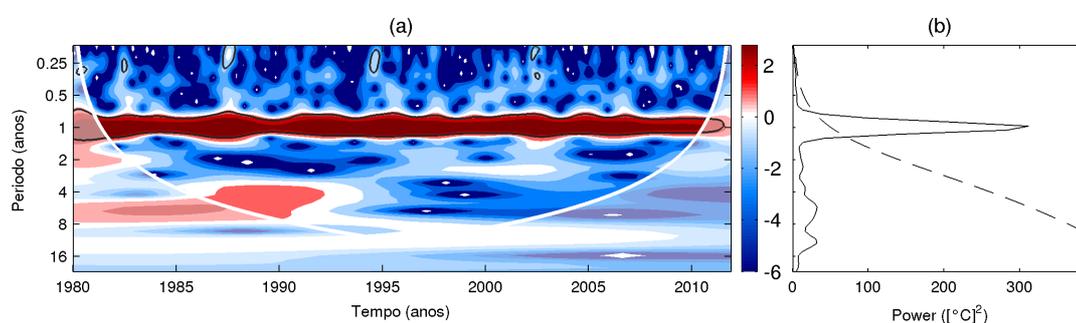


Figura 27: Análise de ondeletas da série de temperatura do ar na superfície, registrada na estação meteorológica Rothera. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Com relação às concentrações médias de gelo marinho (Figura 28) calculadas para a região adjacente a PGW, nota-se que, mesmo para o período de verão, elas não apresentaram valores nulos para todos os anos. Os verões com concentração nula estão espaçados com um período de aproximadamente 4 anos. O ano de 2008 destacou-se na série temporal analisada, mostrando concentração nula desde maio até próximo ao mês de agosto. Em julho desse ano ocorreu a fragmentação da PGW, com perda de aproximadamente 1.200 km², que foi a maior ocorrida nessa plataforma de gelo (HUMBERT; BRAUN, 2008).

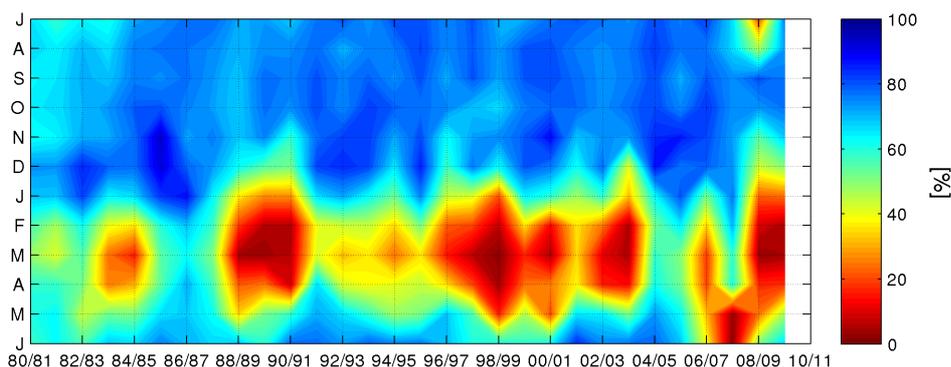


Figura 28: Série da concentração média mensal de gelo marinho na região da PGW entre 1980-2010 calculadas para a região em cinza da figura 6.

A série de gelo marinho (Figura 29) possui forte ligação com a temperatura do ar, também mostrando um ciclo anual bem definido. Além disso, foi possível observar um pequeno sinal dentro do intervalo de confiança de 95%, no ciclo semi-anual. Porém, diferentemente da temperatura do ar, entre 1983 e 2010 observou-se um ciclo com período de 4-5 anos, concordando com a análise visual da figura 28.

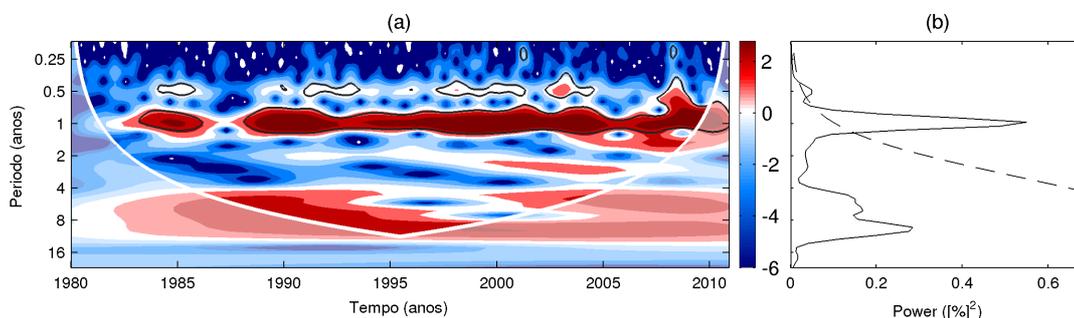


Figura 29: Análise de ondeletas da série temporal de gelo marinho na região da PGW. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Os resultados obtidos para a descarga de água (Figura 30), resultantes da utilização do modelo proposto por (COSTI, 2011), variaram entre 0 e 0,8 Gt. A série temporal desses dados teve alguns anos com picos evidentes de descarga máxima. O ano de 1984/1985 apresentou 0,8 Gt e após um período com baixos eventos de descarga, 1987/1988 apresentou 0,5 Gt, seguido dos verões de 1989/1990 e 1990/1991, com 0,4 e 0,6 Gt, respectivamente. Os últimos anos da década de 90, que apresentaram descargas consideráveis, foram os anos de

1992/1993 e 1994/1995, com aproximadamente 0,55 Gt e 0,4 Gt. O ano de 2005/2006 voltou a apresentar valores elevados de descarga de água de derretimento, com 0,7 Gt, o maior evento de descarga desde o ano de 1984/1985. Os anos subsequentes mostraram o verão de 2006/2007 com 0,5 Gt, e o período 2006/2007 a 2010/2011 não ultrapassando a 0,3 Gt.

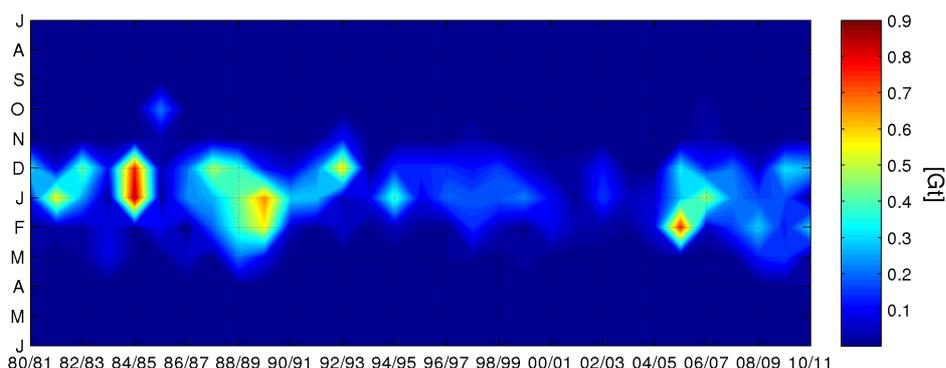


Figura 30: Descarga de água estimada para a área da PGW, referentes à área de cobertura da figura 12 com o Modelo de Derretimento.

A análise de ondeletas dos dados do modelo de descarga (Figura 31) mostraram um ciclo anual e semi-anual marcado. Os anos com ciclo semi-anual mais energéticos em destaque foram os anos de 1982, 1985, o período entre 1987-1990, 1993 e 2005-2006. Foi possível observar que para os anos de 1982, 1989, 1993 e 2006 o ciclo sazonal estava presente. Ciclos de 2 e 4 anos foram observados para os períodos 1983-1987 e 1985-1989, respectivamente.

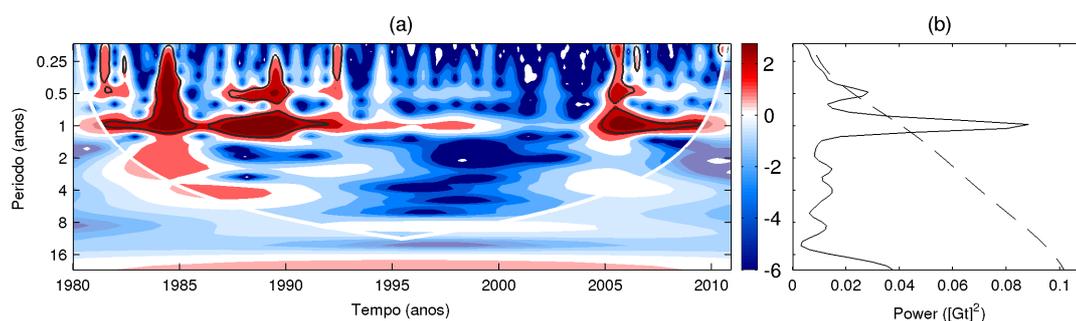


Figura 31: Análise de ondeletas da série da quantidade de descarga. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

São apresentadas, na figura 32, as áreas medianas da zona superficial de neve úmida na região da PGW, para o período entre 1980 e 2009. Os períodos

que apresentaram as maiores áreas da zona de neve úmida concentraram-se na década de 80, com valores acima de 55.000 km², exceto para os anos de 1980/1981 e 1985/1986, quando essas áreas atingiram 40.000 km² e 30.000 km², respectivamente. Dentre eles, o ano que teve a maior extensão da neve úmida foi o de 1982/1983, com 70.000 km², seguido do ano de 1986/1987, com 65.000 km². O verão de 1992/1993, no qual ocorreu uma perda de 544 km² da plataforma de gelo (LUCCHITTA; ROSANOVA, 1998), a área de neve úmida chegou a 62.000 km², a mais expressiva da década de 90, superando o ano de 1997/1998, com 60.000 km². O último pico com grandes extensão da área de neve úmida ocorreu no ano de 2002/2003 (aproximadamente 59,000 km²), ano em que ocorreu a fragmentação da plataforma de gelo Larsen B (SCAMBOS *et al.*, 2000). A análise de ondeleta (Figura 33) mostrou um ciclo anual e semi-anual bem marcado, com picos de energia para praticamente todo o período entre 1980-2010. Eventos com período sazonal foram observados para os anos de 1982, 1983, 1987 e 2004, que tiveram maiores picos de energia.

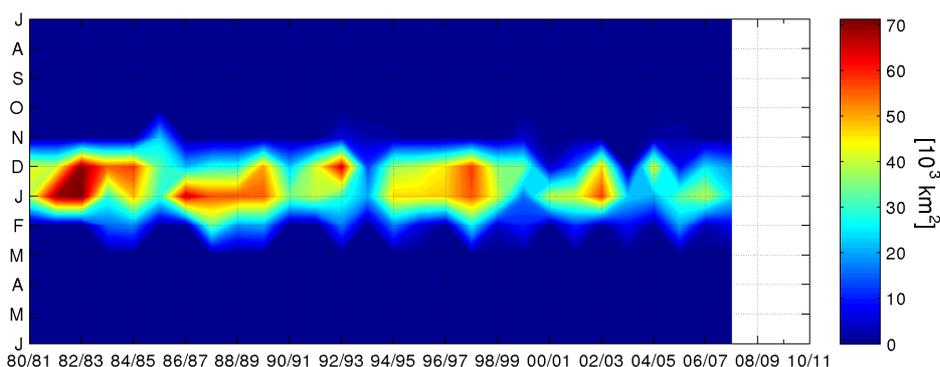


Figura 32: Série temporal de variação medianas da área da Zona de Neve Úmida na plataforma de gelo Wilkins.

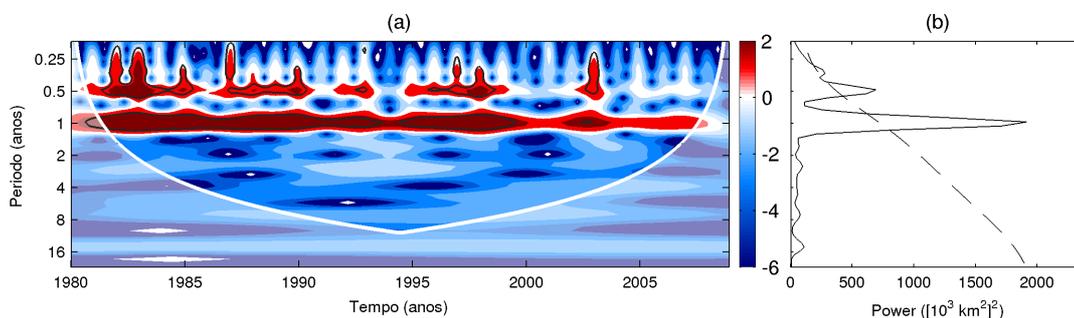


Figura 33: Análise de ondeletas da série temporal de área da zona de neve úmida calculadas a partir das medianas das frações de neve úmida na plataforma de gelo Wilkins. (a) representa os espectros de energia das ondeletas, com a linha branca indicando o cone de influência e a linha preta circunda os espectros dentro do nível de 95 % de significância; e (b) o espectro das médias de energia para cada período, sendo que a linha tracejada demarca o nível de 95 % de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

4.4 - Discussão Geral

Os primeiros registros de perdas em área total, para a região da PGW (Figura 4) variaram entre 1986 e 1990, com 97 km² (BRAUN *et al.*, 2009). Não há nenhum registro das causas que levaram à essas perdas. Através dos resultados encontrados foi possível observar que para esse período ocorreram altos valores de descarga de água, com destaque para os anos de 1984/1985, com 1,66 Gt, e 1989/1990, com 1,45 Gt (Figura 16), bem como uma considerável área de neve úmida (> 40.000 km² - Figura 17). Devido à não observação de parâmetros oceanográficos anômalos, o principal fator responsável pelas perdas foi possivelmente a forçante superficial (Tabela 1).

Tabela 1: Principais períodos de ocorrência de eventos de desintegração da plataforma de gelo Wilkins, com os valores de retração e a principal forçante causadora dos eventos de perda. A representação das forçantes na tabela segue a seguinte padronização: **Superficial** para os eventos que são predominantemente influenciados por parâmetros superficiais; **Basal** para os eventos predominantemente influenciados por derretimento basal; **B e S** quando os eventos são influenciados, principalmente, por derretimento basal, porém a influência superficial não pode ser desconsiderada; e **S e B** quando o evento é influenciado, principalmente, por parâmetros superficiais, porém a influência basal não pode ser desconsiderada.

Período	Porção Norte		Porção Noroeste		Porção Sul	
	Retração [km ²]	Principal Forçante	Retração [km ²]	Principal Forçante	Retração [km ²]	Principal Forçante
1986-1990	97	Superficial	0	-	196	Indefinida
1990-1991	655	Basal	57	Basal		
1991-1992	0	-	0	-		
1992-1993	544	Superficial				
1993-1998	0	-	20	B e S		
1998-1999	1100	B e S				
1999-2000	0	-	87	S e B		
2000-2001			0	-		
2001-2003			52	S e B		
2003-2004			51	S e B		
2004-2007	1220	Basal	0	-	74	B e S
2008			585	Basal		
2009			790	Basal		

Os anos glaciológicos de 1990/1991 e 1992/1993 foram marcados com fragmentações e perdas de gelo de, respectivamente, 655 km² e 544 km² da porção norte da PGW (BRAUN *et al.*, 2009). A porção noroeste da PGW também perdeu massas de gelo significativas no período 1990-1993, de aproximadamente 57 km² (BRAUN *et al.*, 2009). Através dos resultados do modelo OCCAM, pôde-se observar um aumento da temperatura oceânica da camada P180 (Figura 7), chegando a

valores maiores que $0,85^{\circ}\text{C}$. Esse modelo mostrou uma diminuição subsequente nos valores da temperatura do oceano para a camada P180 durante o período 1991-1993 (Figura 18.i), podendo ser um sinal de esfriamento devido ao derretimento da plataforma de gelo desintegrada. Associado a isso, esse mesmo modelo apresentou uma diminuição na salinidade (34,55 para 34,50; Figura 20.i). Para a camada Pmax, notou-se uma diminuição da salinidade com um pico de baixa salinidade (34,665; Figura 24.i), concordando com o evento ocorrido em 1990/1991 (Tabela 1). O modelo de reanálise ECCO2 mostrou valores de salinidade chegando a 34,67 próximo de 1994 (Figura 24.ii), que é um valor considerado abaixo da média para o local e período escolhido, indicando uma mudança brusca, e conseqüentemente, uma possível ligação com a desintegração de áreas da PGW em 1992/1993. Notou-se, também, que para o ano em que ocorreu a primeira fragmentação (1990/1991), esse verão austral não foi um dos mais quentes, porém os anteriores, entre 1988/1989 e 1989/1990, também tiveram altos valores de temperatura do ar na superfície (*i.e.*, $2,5^{\circ}\text{C}$; Figura 26), que foram os mais altos durante o período analisado. Nesse período, o gelo marinho teve as menores concentrações médias das últimas duas décadas, próximas de 5% (Figura 28). Dentre os dois eventos, só o de 1992/1993 apresentou alta descarga de água (0,6 Gt; Figura 16.iii) e grande extensão da zona de neve úmida (36.070 km²; Figura 17.ii). Assim, foram atribuídos os fatores superficiais como os principais forçante para a ocorrência desses eventos (Tabela 1).

Entre 1998 e 1999, a PGW sofreu uma fragmentação de 1.100 km² da sua porção norte, calculada por Braun *et al.* (2009), e estimada em 1.098 km² por Scambos *et al.* (2000), . Esse é considerado um dos maiores eventos de retração da PGW registrados recentemente. Grande parte dos icebergs desprendidos não foram perdidos; estes permaneceram à frente da plataforma, formando uma mistura com o gelo marinho e sendo liberados por volta de 2008 (HUMBERT; BRAUN, 2008). Além disso, outros 20 km² foram perdidos no setor nordeste da PGW (BRAUN *et al.*, 2009). Para esse período, foi calculado através do modelo OCCAM uma temperatura na camada P180 de profundidade próxima de $0,80^{\circ}\text{C}$ (Figura 18.i), que foi considerada relativamente alta. O mesmo ocorreu para os dados de reanálise ECCO2, com a temperatura chegando a $0,75^{\circ}\text{C}$ (Figura 18.ii). Além disso, a temperatura média do ar na superfície chegou próxima a 2°C (Figura 26). Nota-se, que durante o mês de janeiro de 1998, a concentração de gelo marinho foi praticamente nula (Figura 28). Porém, para março, que foi o mês de ocorrência do evento, a concentração de gelo marinho aproximou-se de 55%. A área mediana da zona superficial de neve úmida para o período anterior ao evento (1997) foi uma das mais elevadas, chegando a 45.350 km² ou 57% da área total da PGW, e

atingindo 30.000 km² no ano do evento (Figura 32). Não foi possível atribuir apenas uma forçante para esse evento, visto que vários fatores mostraram-se anômalos. Portanto, a principal forçante inferida para esse período foi a basal, mas sem ser descartada a contribuição da forçante superficial (Tabela 1).

No período entre 1999 e 2008, ocorreram as menores perdas de área da PGW, com eventos isolados para a sua porção nordeste e nenhum para a sua porção norte, diferentemente das plataformas de gelo do lado leste da Península Antártica (e.g. Larsen A, B e C, em 2000, 2002 e 2001, respectivamente), que sofreram grandes eventos de fragmentação e perdas de massas de gelo (COOK; VAUGHAN, 2010). Nos períodos 1999-2000, 2001-2003 e 2003-2004, ocorreram pequenas mudanças na frente de gelo da PGW, com perdas de 87 km², 52 km² e 54 km², respectivamente (BRAUN *et al.*, 2009). A camada P180 do produto de reanálise ECCO2 mostrou um gradiente positivo de temperatura do oceano entre 1998 e 2002 (Figura 18.ii), com aumento de 0,4°C, podendo estar associado aos eventos de 1999-2000 e 2001-2003. Além disso, ocorreu uma série de verões com temperaturas superficiais do ar mais altas desde 1999/2000 até 2003/2004 (Figura 26), explicando uma grande extensão da zona superficial de neve úmida para o ano de 2002/2003 (42.780 km²; Figura 17.ii) e podendo explicar também o evento de 2003-2004. A concentração de gelo marinho para os anos entre 1998/1999 e 2003/2004 foi bem baixa durante o verão (*i.e.*, 5 - 10%; Figura 28). Durante esse período, ocorreram picos de concentrações mínimas, com ciclos de 2 anos (Figura 28 e 29). Os fatores com maior potencial de influência nos eventos do período foram os superficiais, porém a influencia do oceano não pode ser descartada (Tabela 1).

Os anos de 2008 e 2009 foram os mais marcantes para a região da PGW. Durante esses anos, ocorreram quatro eventos de fragmentação e desintegração. Nos dias 28 e 29 de fevereiro e 30 e 31 de março de 2008, a porção noroeste da PGW perdeu 425 km² e 160 km², respectivamente, totalizando 585 km² de perda de área em pouco mais de 30 dias (BRAUN; HUMBERT, 2009). O terceiro e maior evento ocorreu na porção norte da PGW em julho de 2008, com uma perda de 1.220 ± 75 km² de área de plataforma de gelo (HUMBERT; BRAUN, 2008). O quarto e último evento até o presente foi o de abril de 2009, quando ocorreu o rompimento da ponte de gelo que ligava a ilha Charcot à plataforma de gelo, com a perda de 790 km² (Humbert *et al.*, 2010). Os dados do modelo de reanálise ECCO2, para a camada P180, apresentaram uma sequência de temperaturas elevadas na região da PGW, com pequenas variações vindas desde o final de 2006 e início de 2007 (1°C; Figura 18.ii), mantendo-se até maio de 2009. Além disso, os dados de salinidade, vindos do mesmo produto de reanálise e para a mesma camada,

indicaram um pico de baixa salinidade (34,42; Figura 20.ii) para o ano de 2009, mostrando em conjunto com os dados de temperatura, que a forçante oceânica possui um papel importante para os quatro eventos ocorridos no período. Os dados da camada Pmax, tanto de temperatura quanto salinidade, também apresentaram características que podem ser evidências da influência do derretimento basal da plataforma fragmentada, mostrando altas temperaturas no oceano ($> 1,5^{\circ}\text{C}$; Figura 22.ii) e tendência negativa acentuada da salinidade (Figura 24.ii). Foi possível observar nos dados de concentração de gelo um evento anômalo entre os meses de maio a junho de 2008 (Figura 28), com concentrações nulas durante o período, reforçando a influência das altas temperaturas do oceano como principal causa para o evento de julho de 2008 (Tabela 1). Somado a isso, as temperaturas superficiais locais apresentaram valores muito baixos para a época ($< -4^{\circ}\text{C}$; Figura 26), não atuando no derretimento do gelo marinho e da superfície da PGW e, portanto, não contribuindo para o desenvolvimento de grandes extensões da zona de neve úmida. Esses resultados estão de acordo com o trabalho de Braun e Humbert (2009), os quais afirmam que não há presença de poças de derretimento (*melt ponds*) durante esse período, excluindo a possibilidade de fragmentação da plataforma de gelo devido à intrusão de água de derretimento em fendas, que causaria uma desestabilização na plataforma de gelo, levando à sua ruptura (SCAMBOS *et al.*, 2000). Conseqüentemente, afirmam que a principal forçante para o colapso da plataforma para esse período foi a fragilidade da plataforma de gelo frente ao derretimento basal.

Desde então, não ocorreram mais eventos significativos de retração e fragmentação na PGW. Padman *et al.* (2012) estimaram uma taxa de derretimento basal médio de $0,75 \pm 0,55$ entre os anos de 2001 e 2008 e afirmaram que a PGW está atualmente em estado estacionário. Entretanto, os dados de temperatura do oceano, principalmente para a camada Pmax (Figura 22.ii), e a temperatura do ar na superfície (Figura 26) apresentaram tendências positivas durante o período 2010-2011, enquanto observou-se uma tendência negativa nos dados de salinidade (Figura 24.ii).

Além disso, a análise dos parâmetros físicos locais mostrou, através da investigação de suas variabilidades pela transformada de ondeletas, que eles possuem padrões de variação parecidos com os do fenômeno SAM. A figura 34 mostra a análise de ondeletas para o fenômeno da SAM indicando ciclos bem marcados para os período sazonal, 1,5-2 e 5 anos. A maior frequência de picos de energia estendeu-se entre 1987 e 2003, com período de 5 anos. Entre 1982-1985, 1999-2004 e 2006-2010, principalmente, encontraram-se períodos entre 1,5 e 2 anos.

De modo geral, os picos de energia dos modos de variação dos dados analisados foram os mesmos, apresentando variabilidades com períodos de 2 e 4-5 anos. Através das análises dos principais fatores causadores dos eventos de desintegração e fragmentação da PGW (Tabela 1), chega-se à conclusão que o derretimento basal foi o principal fator que contribuiu para esses eventos. Além disso, foi possível sustentar, para o período estudado, a hipótese de intrusão de águas mais quentes, principalmente a CDW, através de falhas na quebra de plataforma continental, causadas pela intensificação da SAM e conseqüentemente dos ventos de contorno oeste, levando a um aumento no derretimento basal da PGW (DINNIMAN *et al.*, 2012; JACOBS, 2006; PRITCHARD *et al.*, 2012). Para a região da PGW, o principal canal de entrada para a região costeira é o canal Belgica, se estendendo até o canal Latady, o qual possui ligação com a PGW (Figura 2).

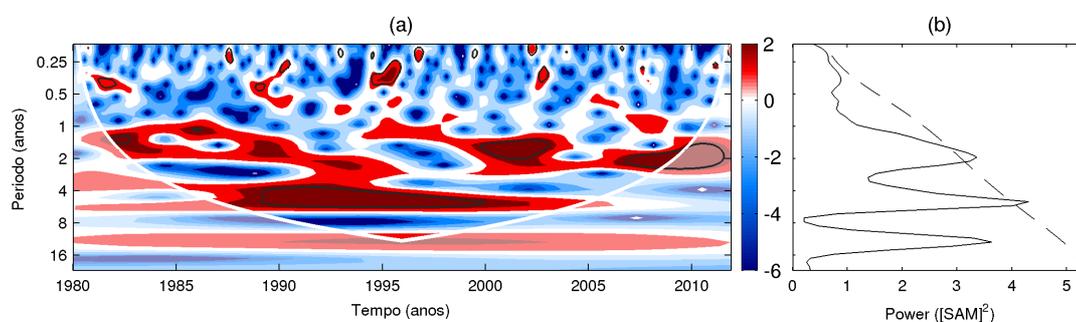


Figura 34: Análise de ondeletas da série temporal do Modo Anular Sul. (a) Representa os espectros de energia de ondeletas, com a linha em branco indica cone de influência; e (b) o espectro das médias de energia para cada período sendo que a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos.

Capítulo 5 - Conclusões

Os valores estimados de descarga superficial de água para a plataforma de gelo Wilkins pelo modelo de descarga de água totalizam cerca de 17,35 Gt para todo do período analisado (*i.e.* 1980 a 2011). Possuem a mesma ordem de grandeza (Gt) dos encontrados por Costi (2011) para a porção norte da PA. Os resultados interanuais apresentaram tendência negativa indo contra o comportamento positivo da temperatura do ar, assim como Costi (2011). Possui pico de descarga chegando a 0,8 Gt no ano de 1987/1988 e são, predominantemente, dominados pelos verões, representando até 99,99% da descarga interanual, em alguns anos (*e.g.* 2001/2002 e 2005/2006). Para os anos de 1984/1985 com 1,66 Gt e 1989/1990 com 1,45 Gt foram os anos de grande destaque, fortalecendo a predominância da influência superficial nos eventos ocorridos na época.

As estimativas de área superficial de neve úmida encontradas, para o período entre 1980 a 2009, mostraram uma tendência negativa para a região da PGW, assim como Mendes-Júnior (2011) para toda a PA. Foram encontrados períodos com altos valores de área superficial de neve úmida, *e.g.* 1997/1998, chegando a 45,350 km² (*i.e.*, 57 % do total) e precedendo um evento de fragmentação da plataforma de gelo Wilkins, com retração de cerca de 1.100 km², ocorrido em 1998/1999. É possível observar uma melhor resposta para os resultados encontrados durante o verão, havendo uma subestimação para o período de ablação.

Com a utilização de dados de temperatura e salinidade do oceano, temperatura do ar na superfície, concentração de gelo marinho, descarga de água e variações de área de neve úmida, foi possível representar as principais forçantes oceanográficas e meteorológicas causadoras dos eventos de desintegração e fragmentação da plataforma de gelo Wilkins (Tabela 1). A análise qualitativa desses parâmetros mostrou que o derretimento basal foi a forçante predominante dentre os anos em que ocorreram os principais eventos de fragmentação e retração (*i.e.*, 1986 e 2009). Isso é explicado, principalmente, pelos períodos de variabilidade encontrados nos dados analisados, com ciclos de 2 e 4-5 anos, próximos dos ciclos do fenômeno da SAM, através da intrusão, principalmente da CDW, sob a plataforma de gelo, consequência da intensificação dos ventos de contorno oeste. A forçante superficial se destacou principalmente no evento de 1992-1993, pois apresentou altos valores de descarga (*i.e.* 0,6 Gt) e uma grande extensão da zona de neve úmida (*i.e.* 45,5 % da área total), e também não pôde ser descartada em

um dos principais eventos ocorridos na PGW, o ocorrido em 1998-1999, quando 1.100 km² de gelo foram perdidos, pois sua área mediana da zona superficial de neve úmida no ano anterior ao evento (1997) foi uma das mais elevadas, com cerca de 57% da área total .

Capítulo 6 - Referências Bibliográficas

ANTONOV, J. I.; SEIDOV, D.; BOYER, T. P. *et al.* World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. **NOAA Atlas NESDIS**, v. 69, p. 184, 2010.

ARIGONY-NETO, J.; SKVARCA, P.; MARINSEK, S. *et al.* Monitoring glacier changes on the Antarctic Peninsula. **Glims**. [S.l: s.n.], 2011. p. 1-35.

BINDSCHADLER, R.; VORNBERGER, P.; FLEMING, A; *et al.* The Landsat Image Mosaic of Antarctica. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 12, p. 4214-4226, 15 dez 2008.

BOYER, TIMOTHY P.; ANTONOV, J. I.; BARANOVA, O. K. *et al.* World Ocean Database 2009, Chapter 1: Introduction. **NOAA Atlas NESDIS**, v. 66, p. 216, 2009.

BRAUN, M.; HUMBERT, A. Recent Retreat of Wilkins Ice Shelf Reveals New Insights in Ice Shelf Breakup Mechanisms. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 6, n. 2, p. 263-267, abr 2009.

BRAUN, M.; HUMBERT, A.; MOLL, A. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. **The Cryosphere**, v. 3, p. 41-56, 2009.

CAVALIERI, D.; PARKINSON, C.; GLOERSEN, P.; ZWALLY, H. J. **Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, 1980 a 2011**. . Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.: [s.n.]. , 1996

CECILIO, C. M. **Variabilidade Climática na Costa do rio Grande do Sul**. [S.l: s.n.], 2010.

COOK, A. J.; VAUGHAN, DAVID G. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. **The Cryosphere**, v. 4, p. 77-98, fev 2010.

COSTI, J. **Estimativa do derretimento e descarga de água na porção norte da Península Antártica**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.

COWARD, A. C.; CUEVAS, B. A. DE. The OCCAM 66 Level Model: physics, initial conditions and external forcing. **Southampton Oceanography Centre Internal Report**, v. 99, p. 1-58, 2005.

DAUBECHIES, I. The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. **IEEE Transactions on Information Theory**, v. 36, n. 5, p.

961-1005, 1990.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J. *et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553-597, 28 abr 2011.

DINNIMAN, M. S.; KLINCK, J. M.; HOFMANN, E. E. Sensitivity of Circumpolar Deep Water transport and ice shelf basal melt along the west Antarctic Peninsula to changes in the winds. **Journal of Climate**, v. in press, 2 fev 2012.

FERRIGNO, J. G.; COOK, A. J.; MATHIE, A. M. *et al.* Coastal-Change and Glaciological Map of the Palmer Land Area, Antarctica: 1947-2009. **Geologic Investigations Series Map I-2600-C**, p. 1-32, 2009.

GLASSER, N. F.; SCAMBOS, T. A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice-shelf collapse. **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 184, p. 3-16, 1 jan 2008.

GRAHAM, A. G. C.; NITSCHKE, F. O.; LARTER, R. D. An improved bathymetry compilation for the Bellingshausen Sea, Antarctica, to inform ice-sheet and ocean models. **The Cryosphere**, v. 5, n. 1, p. 95-106, 16 fev 2011.

HIRATA, F. E.; MÖLLER-JÚNIOR, O. O.; MATA, M. M. Regime shifts, trends and interannual variations of water level in Mirim Lagoon, southern Brazil. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, n. 2, p. 254-266, 2010.

HUMBERT, A.; BRAUN, M. The Wilkins Ice Shelf, Antarctica: break-up along failure zones. **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 188, p. 943-944, 10 dez 2008.

HUMBERT, A.; GROSS, D.; MÜLLER, R. *et al.* Deformation and failure of the ice bridge on the Wilkins Ice Shelf, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 51, n. 55, p. 49-55, 1 jun 2010.

JACOBS, S. Observations of change in the Southern Ocean. **Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences**, v. 364, n. 1844, p. 1657-81, 15 jul 2006.

JENKINS, A.; JACOBS, S. Circulation and melting beneath George VI Ice Shelf, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. C04013, p. 1-18, 12 abr 2008.

KERR, R. **Produção e exportação de águas profundas no entorno do continente Antártico**. [S.l.]: Universidade Federal de Rio Grande, 2010.

KERR, R.; HEYWOOD, K. J.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E. On the outflow

of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model. **Ocean Science**, v. 8, n. 3, p. 369-388, 14 jun 2012.

LIU, H.; JEZEK, K. C.; LI, B.; ZHAO, Z. **Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2**. . Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.: [s.n.]. Disponível em: <<http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>>. , 2001

LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; ANTONOV, J. I. *et al.* World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. **NOAA Atlas NESDIS**, v. 68, p. 184, 2010.

LUCCHITTA, B. K.; ROSANOVA, C. E. Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 41-46, 1998.

MACAYEAL, D. R.; SCAMBOS, T.; HULBE, C. L.; FAHNESTOCK, M. A. Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism. **Journal of Glaciology**, v. 49, n. 164, p. 22-36, 2003.

MARSHALL, GARETH J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15 December, p. 4134-4143, 2003.

MARSHALL, GARETH J.; ORR, A.; LIPZIG, N. P. M. VAN; KING, J. C. The Impact of a Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures. **Journal of Climate**, v. 19, n. October, p. 5388-5404, 2006.

MARSON, J. M. **Circulação Costeira Antártica: Variabilidade e Tendências a partir de Dados do Modelo OCCAM**. [S.l.]: Universidade Federal de Rio Grande, 2010.

MENDES-JÚNIOR, C. W. **Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, 2011.

MEREDITH, M. P.; KING, J. C. Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 19, p. 1-5, 2005.

MORRIS, ELIZABETH M.; VAUGHAN, DAVID G. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. **Antarctic Research Letters**, v. 79, n. Antarctic Research Series, p. 61-68, 2003.

ORSI, A. H.; WHITWORTH-III, T.; NOWLIN-JR., W. D.; WHITWORTH, T.; NOWLIN, W. D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar

Current. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 42, n. 5, p. 641-673, maio 1995.

PADMAN, LAURIE; COSTA, D. P.; DINNIMAN, M. S. *et al.* Oceanic controls on the mass balance of Wilkins Ice Shelf, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, n. C01010, p. 1-17, 20 jan 2012.

PEEL, D. A.; CLAUSEN, H. B. Oxygen - isotope and total beta - radioactivity measurements on 10m ice cores from the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, v. 28, n. 98, p. 43-55, 1982.

PFEFFER, W. T.; MEIER, M. F.; ILLANGASEKARE, T. H. Retention of Greenland Runoff by Refreezing: Implications for Projected Future Sea Level Change. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. 124, p. 117-122, 1991.

PRITCHARD, H. D.; LIGTENBERG, S. R. M.; FRICKER, H. A. *et al.* Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. **Nature**, 25 abr 2012.

REYNOLDS, J. M. The Distribution of Mean Annual Temperature in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey Bulletin**, v. 54, p. 123-133, 1981.

RIDLEY, J. Surface melting on Antarctic Peninsula ice shelves detected by passive microwave sensors. **Geophys. Res. Lett.**, v. 20, n. 23, p. 2639-2642, 1993.

RIGNOT, E.; BAMBER, J. L.; BROEKE, M. R. VAN DEN; *et al.* Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. **Nature Geosci**, v. 1, n. 2, p. 106-110, fev 2008.

SCAMBOS, T.; HULBE, C. L.; FAHNESTOCK, M. A.; BOHLANDER, J. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, v. 46, n. 154, p. 516-530, 2000.

SCAR. **Scientific Committee on Antarctic Research - Antarctic Digital Database**. . [S.l.]: Available online: <http://www.add.scar.org> , 2010

SERREZE, M. C.; STROEVE, J. C. Arctic sea ice - When will the Arctic Ocean become ice-free and what will be the effects? **Paired Perspectives on Global Change**, v. 20, n. 1, p. 18-19, 2012.

SHEPHERD, A.; WINGHAM, D. J.; PAYNE, T.; SKVARCA, P. Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. **Science**, v. 302, p. 856-859, 2003.

SIMÕES, J. C. **Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. Pesquisa Antártica Brasileira**. [S.l.: s.n.]. , 2004

SMITH, A. M.; VAUGHAN, D. G.; DOAKE, C. S. M.; JOHNSON, A. C. Surface lowering of the ice ramp at Rothera Point, Antarctic Peninsula, in response to

regional climate change. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 113-118, 1998.

SMITH, B. M. E. Airborne radio echo sounding of glaciers in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey Sci. Rep.**, v. 72, p. 11, 1972.

SWITHINBANK, C. **Satellite image atlas of glaciers of the world: Antarctica. U.S. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 1386 - B.** [S.l.: s.n.], 1988

TEDESCO, M. Updated 2008 Surface Snowmelt Trends in Antarctica. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 89, n. 13, p. 126, 25 mar 2008.

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. **Regional oceanography: an introduction.** [S.l.]: Daya Books, 2003.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, jan 1998.

TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T. A.; MARSHALL, G. J. *et al.* Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D13, p. 1-18, 2002.

VAUGHAN, DAVID G. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 38, n. 1, p. 147-152, fev 2006.

VAUGHAN, DAVID G.; MANTRIPP, D. R.; SIEVERS, J.; DOAKE, C. S. M. A synthesis of remote sensing data on Wilkins Ice Shelf , Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 17, p. 211-218, 1993.

WEBB, D. J.; CUEVAS, B. A. DE; COWARD, A. C. The first main run of the OCCAM global ocean model. **Southampton Oceanography Centre Internal Document**, v. 34, p. 1-44, 1998.