

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**FEIÇÕES OCEANOGRÁFICAS OBSERVADAS NO
NOROESTE DO MAR DE WEDDELL E NO ESTREITO DE
BRANSFIELD (ANTÁRTICA), A PARTIR DE RELAÇÕES ENTRE
O RETROESPALHAMENTO SAR E MEDIÇÕES DE ESPESSURA
DO GELO MARINHO**

VAGNER DA SILVA DUARTE

Porto Alegre - 2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**FEIÇÕES OCEANOGRÁFICAS OBSERVADAS NO
NOROESTE DO MAR DE WEDDELL E NO ESTREITO DE
BRANSFIELD (ANTÁRTICA), A PARTIR DE RELAÇÕES ENTRE
O RETROESPALHAMENTO SAR E MEDIÇÕES DE ESPESSURA
DO GELO MARINHO**

VAGNER DA SILVA DUARTE

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADORES: Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto
Prof. Dr. Christian Haas

BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Glauber Acunha Gonçalves – FURG
Prof^a. Dr^a. Katia Kellem da Rosa – UFFS
Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer – UFRGS

**Tese apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.**

Porto Alegre, RS, Brasil

2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Duarte, Vagner da Silva

Feições oceanográficas observadas no noroeste do mar de Weddell e no estreito de Bransfield (Antártica), a partir de relações entre o retroespalhamento SAR e medições de espessura do gelo marinho . / Vagner da Silva Duarte. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014. [230 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul..Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR,2014.

Orientador(es):Jefferson Cardia Simões
Coorientador(es):Jorge Arigony Neto, Christian Haas

1.Gelo marinho.2.Oceanografia por satélite.3.Radar de abertura sintética.4.Mar de Weddell, Antártica.I. Título.

CDU 551.468.1

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

RESUMO

A quase inacessibilidade de grandes partes do Oceano Austral torna o conhecimento da espessura do gelo marinho limitado. Esta informação é essencial para a determinação do balanço de massa deste componente da criosfera. Na transição do inverno para a primavera de 2006, uma equipe de pesquisadores, coletou uma série de perfis de espessura de gelo marinho no norte e noroeste do mar de Weddell. Eles estavam a bordo do navio de pesquisa alemão *Polarstern* do *Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung* (AWI) e utilizaram um sistema composto por um sensor eletromagnético, altímetro laser e um Sistema de Posicionamento Global Diferencial (DGPS) aerotransportado por helicóptero. Simultaneamente, a Agência Espacial Europeia (ESA), adquiriu imagens ENVISAT ASAR WSM da área de pesquisa. O objetivo principal desta tese é determinar a relação existente entre o retroespalhamento medido pelo Radar de Abertura Sintética e a espessura do gelo marinho obtida pelo HEM (*Helicopter-borne ElectroMagnetic system*) usando os dados citados acima. Utilizamos os programas de computador NEST[®], MATLAB[®], EXCEL[®], ArcGIS[®]/ArcMAP[®], para processar, analisar e selecionar as imagens, para determinar a relação entre o retroespalhamento e as medidas, quase-tempo-coincidentes, de espessura do gelo. Projetamos as trajetórias dos voos sobre as imagens obtidas nas mesmas datas e extraímos os pixels referentes aos locais onde foram medidas as espessuras de gelo marinho. Apropriamos os valores de espessura do gelo para a área de cada pixel sobre o qual se referiam. Uma análise estatística determinou que o parâmetro que melhor representa a espessura do gelo dentro da área do pixel é a média. A regressão linear é a melhor forma de ajuste das relações entre o valor de retroespalhamento do pixel e a espessura do gelo marinho contido na área deste pixel. O coeficiente de correlação linear de Pearson, resultante de análise paramétrica, indica uma forte correlação (0,75) entre retroespalhamento e espessura do gelo marinho. Porém, a análise não paramétrica de Spearman resultou em um coeficiente de correlação baixo (0,06) o que pode indicar que os dados analisados são compostos por duas populações distintas (e.g., gelo de primeiro ano e plurianual). Contudo, a análise não paramétrica de Kolmogorov-Smirnov aventa a possibilidade de que não tenhamos amostrado toda população. Esta seria a razão de não haver valores de espessuras relativas ao intervalo entre -9.21dB e -1.35dB, o que poderia induzir ao baixo valor do coeficiente de correlação na análise de Spearman. Aplicamos a equação linear: $y = 0,6345x + 12,015$ às imagens e pudemos separá-las em doze classes: uma para água e onze para gelo marinho, estas com intervalos de um metro. Isto possibilitou a observação de importantes feições oceanográficas como: canais de águas abertas; cristas de compressão, decaimento do gelo marinho, deslocamento de icebergs (como indicadores de correntes, marés e ventos), liberação de gelo por geleiras de maré, desprendimento de iceberg da plataforma de gelo Larsen C, esteiras de ondas e vórtices oceânicos. Com base no exposto, podemos afirmar que, estatisticamente, nossos resultados são robustos e significantes, com nível de confiança entre 95% e 99%. A equação que propomos é um primeiro passo para inferir-se a espessura do gelo marinho a partir de coeficientes de retroespalhamento SAR.

Palavras-chave: gelo marinho; oceanografia por satélite; Radar de Abertura Sintética (SAR); Antártica; mar de Weddell.

ABSTRACT

The almost inaccessibility of large parts of the Southern Ocean makes the knowledge on the sea-ice thickness limited. This information is essential for determining the mass balance of this cryosphere component. During the transition from winter to spring 2006, a researcher team performed several sea-ice thickness profiles in the north and northwest of the Weddell Sea. They were aboard the German research vessel *Polarstern* from the *Alfred-Wegener-Institute, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung* (AWI) and utilizing for those measurements a Helicopter-borne Electromagnetic system (HEM). The HEM is composed of an electromagnetic sensor, laser altimeter, and a Differential Global Positioning System (DGPS). Simultaneously, the European Space Agency (ESA) ENVISAT ASAR WSM acquired images from the research area. The main objective of this thesis is to determine the relationship between the Synthetic Aperture Radar backscattering and the HEM's sea-ice thickness measurements using data listed above. We used the computer programs: NEST[®], MATLAB[®], EXCEL[®], ArcGIS[®] / ArcMap[®], to process, analyze and select images, in order to determine the relationship between the backscattering and the quasi-time-coincident ice thickness measurements. We projected the flights trajectories on the images obtained on the same dates, extracting the pixels pertaining to the places where the sea-ice thicknesses were determined. We ascribed ice thickness values for each area covered by the pixel. A statistical analysis determined that the best ice thickness parameter within a pixel area is its mean. Linear regression is the best way to adjust the relationship between the pixel backscatter value and the sea-ice thickness contained within the pixel area. The Pearson linear correlation coefficient, resulting from parametric analysis, indicates a strong correlation (0.75) between backscatter and sea-ice thickness. However, the nonparametric Spearman analysis resulted in a low correlation coefficient (0.06), which may indicate that the analyzed data consist of two distinct populations (e.g., first-year and multi-year ice). However, the Kolmogorov-Smirnov nonparametric analysis brought up the possibility that we just have not sampled the entire population. This could explain the no existence of sea-ice thicknesses values on the interval from -9.21dB to -1.35dB, which could lead to the low correlation coefficient in the Spearman analysis. We applied the linear equation: $y = 0,6345x + 12,015$ to the images, separating them into twelve classes: one for water and eleven to sea-ice, the latter in one-meter thickness intervals. The results enabled the observation of important oceanographic features such as open water channels, pressure ridges, sea-ice decay, icebergs motion (as indicators of currents, tides and winds), glaciers discharge, iceberg calving from Larsen C ice shelf, wakes and oceanic eddies. Based on the foregoing, we can say that, statistically, our results are robust and significantly, with a confidence level from 95% to 99%. The proposed equation is a first step to inferring sea-ice thickness from SAR backscatter coefficients.

Keywords: sea-ice; satellite oceanography; Synthetic Aperture Radar (SAR); Antarctica; Weddell Sea.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Iracema da Silva e Armando Duarte, por tudo o que fizeram por mim.

Aos meus filhos Ramiro e Marcela da Silva Duarte pelo que significam para mim.

A Ioni dos Santos Silveira que me acompanhou na escalada.

Ao Victor Hugo Guimarães Rodrigues.

Ao Hartmut Heinz Hellmer.

Aos meus orientadores: Dr. Jefferson Cardia Simões, Dr. Jorge Arigony Neto e Dr. Christian Haas. Sem eles esta tese não existiria.

As instituições: FURG, UFRGS, University of Alberta, AWI, POGO, CNPq e CAPES.

Aos membros do Departamento de Física que apoiaram o meu afastamento.

Ao Mozart Tavares Martins Filho e ao José Alberto Correa Coutinho.

Ao Jilu Feng pelos 90 minutos decisivos que me dispensou.

A Ana Cristina Freitas e Juliana Marson pelo ajuda inestimável na fase inicial.

Aos membros da banca de qualificação: Eliana Lima da Fonseca, Ulisses Franz Bremer e Elírio Ernestino Toldo Jr., e a todos os meus professores.

Ao Eder Bayer Maier e a Juliana Costi pela preciosa ajuda na fase intermediária.

Ao Cleidir Bicca e ao Robledo Castro, pela ajuda fundamental na fase final.

Ao Glauber Acunha Gonçalves pelas discussões científicas dos resultados.

Ao Juliano C. Marangoni pela interpretação da validação estatística dos resultados.

Ao Marcos e ao Irai pela ajuda na qualidade da apresentação impressa.

A Tatiana Rosa, Cláudio Mendes Jr., Daniel Pias e aos colegas do CPC e LACRIO.

A Virginia, ao Adriano e novamente ao Eder por me ouvirem pacientemente.

A todos aqueles que trabalham na produção de arte, literatura e alimentos.

A equipe do Google e aos desenvolvedores dos programas que utilizei.

A Agência Espacial Europeia e aos desenvolvedores do NEST®.

Aos técnicos do AWI que pré-processaram as imagens da tese.

A todos aqueles que disponibilizam seus artigos, livros e teses sem restrições.

Aos membros da banca de avaliação final da tese: Kátia, Ulisses e Glauber.

Aos que, por falha na minha memória, não agradei, embora fossem merecedores.

Agradecer nominalmente é difícil para mim, pelo temor de esquecer alguém.

Considero a ingratidão o pior defeito do ser humano. Eu procuro não ser ingrato.

Dedico esta tese ao Varginhas.

SUMÁRIO

RESUMO.....	4
ABSTRACT	5
AGRADECIMENTOS	6
SUMÁRIO.....	8
LISTA DE TABELAS	11
LISTA DE FIGURAS	12
ACRÔNIMOS, SIGLAS E ABREVIATURAS	23
Capítulo 1 - INTRODUÇÃO.....	27
1.1. INTRODUÇÃO À TESE	27
1.2. HIPÓTESE	28
1.3. OBJETIVO E METAS.....	29
1.4. ÁREA DE ESTUDO.....	29
1.5. O GELO MARINHO E SEU PAPEL AMBIENTAL	36
1.5.1. O gelo marinho e a circulação oceânica global.....	39
Capítulo 2 – O GELO MARINHO	40
2.1. INTRODUÇÃO	40
2.1.1. Importância do gelo marinho	40
2.2. SOBRE A ESPESSURA DO GELO MARINHO NO HEMISFÉRIO SUL. 44	
2.2.1. Divisão regional do Oceano Austral	45
2.2.2. Crescimento e distribuição do gelo marinho.....	47
2.2.3. Importância da cobertura de neve.....	54
2.2.4. Distribuição da espessura do gelo marinho	57
2.2.5. Variabilidade sazonal da espessura do gelo marinho	64
2.2.6. Variabilidade regional do gelo marinho	65
2.3. MOVIMENTO DO GELO MARINHO E CIRCULAÇÃO OCEANOGRÁFICA	76
2.3.1. No Oceano Austral	76
2.4. O SENSORIAMENTO REMOTO POR SATÉLITE DO GELO MARINHO.....	80
2.4.1. Introdução	80
2.4.2. Extensão e área do gelo marinho.....	82

2.4.3. Sensoriamento remoto por satélite da espessura do gelo marinho...	92
Capítulo 3 – DADOS E MÉTODOS	105
3.1. INTRODUÇÃO	105
3.2. BREVE EMBASAMENTO TEÓRICO SOBRE OS DADOS UTILIZADOS	105
3.2.1. Imagens de radar de abertura sintética	105
3.2.2. Parâmetros de espessura do gelo marinho obtidos com sistema integrado de indução eletromagnética, altímetro laser transportado por helicóptero (HEM)	111
3.3. FONTE DE DADOS	117
3.3.1. Imagens de radar de abertura sintética	117
3.3.2. Parâmetros de espessura do gelo marinho.....	125
3.4. MÉTODOS	129
3.4.1. Introdução	129
3.4.2. Pré-processamento de imagens SAR	129
3.4.3. Processamento dos dados relativos a espessura de gelo marinho medidos pelo sistema HEM.....	132
3.4.4. Processamento das imagens ASAR	141
3.4.5. Classificação das imagens ASAR	143
3.4.6. Segmentação das imagens ASAR	147
Capítulo 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	149
4.1. INTRODUÇÃO: OBSERVAÇÕES GERAIS SOBRE OS RESULTADOS	149
4.2. OBSERVAÇÕES DE FEIÇÕES DE DESTAQUE	152
4.2.1. Canais de águas abertas	153
4.2.2. Cristas de compressão.....	156
4.2.3. Decaimento e desintegração do gelo marinho durante o período do experimento.....	158
4.2.4. Icebergs	161
4.2.5. Liberação de gelo por geleiras de maré	176
4.2.6. Desprendimento de iceberg da plataforma de gelo Larsen C	179
4.2.7. Esteiras de ondas nas ilhas Shetland do Sul	182
4.2.8. Vórtices	187
Capítulo 5 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES.....	193

5.1. INTRODUÇÃO	193
5.2. PROGRAMAS UTILISADOS PARA O PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS E PARA A EXTRAÇÃO DE VALORES DE RETROESPALHAMENTO.....	194
5.3. RELAÇÕES ENTRE O RETROESPALHAMENTO DAS IMAGENS DE RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA E A ESPESSURA TOTAL DO GELO MARINHO, NO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL.....	195
5.4. DETERMINAÇÃO DA EQUAÇÃO PARA INFERIR SOBRE A ESPESSURA DO GELO MARINHO A PARTIR DO VALOR DE RETROESPALHAMENTO.....	197
5.5. IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES NO MAR COBERTO DE GELO MARINHO.....	198
5.7. CONCLUSÃO	200
5.6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	200
BIBLIOGRAFIA	201

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Lista das 19 imagens utilizadas no estudo. O número à esquerda será utilizado em algumas passagens do texto. Sentido D (descendente) e A (ascendente). Todas as imagens tem polarização HH..... 124

Tabela 2 - Data, latitude e longitude médias, distância percorrida real, número de medições do sensor EM e hora inicial de cada voo. NE (direção nordeste); SW (direção sudoeste); LA (Larsen A); LB (Larsen B). Em negrito os três voos selecionados para o estudo..... 126

Tabela 3 - Posição inicial e final dos vários segmentos que compõe o perfil de HEM dos dias 19 de setembro (A), 05 de outubro (B) e 11 de outubro (C) do ano de 2006. Entre cada segmento o helicóptero sobe acima de 100 m de distância do gelo para calibrar o equipamento. 128

Tabela 4 - Para cada conjunto de dados, o número total de pixels retirados da imagens ASAR (direita); o número de pixels para os quais há ao menos uma medida de espessura do gelo marinho (centro); e o número de pixels com 23 medições de espessura ou mais(direita). Entre parênteses o número de pixels para os quais há 23 ou mais medições de espessura de gelo considerando as espessuras superiores a 2 m. 131

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa da Antártica (A) e, indicada pelo polígono vermelho, o mapa da área de estudo (B). Adaptado de AHLERT (2005). 31
- Figura 2 - Ilustração do noroeste do mar de Weddell com a sobreposição das trajetórias (em vermelho) dos três voos para os quais temos imagens ASAR do mesmo dia. Podemos observar também a batimetria da região de estudo. Fonte: Google Earth. 34
- Figura 3 - Compilação mostrando as linhas de contorno interpoladas da temperatura média anual do ano de 2000. A isoterma de -9°C (linha vermelha) é o limite térmico de viabilidade para as plataformas de gelo da Península Antártica (VAUGHAN & DOAKE, 1996; MORRIS & VAUGHAN, 2003; COOK & VAUGHAN, 2010). Adaptado de COOK & VAUGHAN (2010). 35
- Figura 4 – Ilustração esquemática da formação de Água Antártica de Fundo (AABW) na plataforma e talude continental na Antártica, mostrando a associação de fatores atmosféricos e oceanográficos que tornam a água superficial muito densa causando o seu afundamento. Adaptado de GORDON (2001). 41
- Figura 5 - Representação da circulação oceânica global com o esquema da célula de revolvimento meridional (Meridional Overturning Circulation – MOC). Em vermelho os fluxos superficiais, em azul e púrpura os fluxos profundos, e em amarelo e verde as transições de profundidades. Um histórico sobre a representação esquemática da circulação oceânica global foi escrito por RICHARDSON (2008). Fonte: GARZOLI & MATANO (2011) adaptado de SPEICH, BLANKE & CAI (2007). 43
- Figura 6 – Circulação termohalina global: em vermelho os fluxos superficiais; em roxo os fluxos de fundo; em azul, os fluxos profundos; degrade as mudanças de nível. Fonte: RAHMSTORF (2006) e KUHNBRODT *et al.* (2007). 43
- Figura 7 - Os cinco setores do Oceano Austral definidos por ZWALLY *et al.* (1983)a. Adaptado de CAVALIERI & PARKINSON (2008). 47
- Figura 8 – Processos de formação do gelo marinho: pela ação de fortes ventos, a água superficial atinge a temperatura de congelamento, começa a formar cristais de gelo que se aglutinam e vão espessando cada vez mais o bloco de gelo. A neve que precipita sobre o gelo, ocasionalmente contribui para o seu espessamento, seja por sofrer compactação, for encharcar e recongelar, ou por atuar como isolante térmico. Adaptado de PETIT & NORRO (2000). 48

Figura 9 – Fotografia aérea da Antártica, com 1200 m x 800 m de cobertura e resolução de 0,4 m, permitindo a identificação de vários tipos de alvos no gelo marinho. (A) gelo fino partido pelo vento em pequenas peças; (B) depois recongelados juntos; e novamente fraturados formando um (C) novo canal. (D) empilhamento dentrítico em (E) nilas cinza esbranquiçado. (F) Gelo de primeiro ano pouco deformado e (G) gelo antigo deformado com diferentes coberturas de neve. E finalmente (H), gelo oleoso recém formado em um canal. Adaptado de WORBY *et al.* (2008). 48

Figura 10 – Desenho esquemático de uma polínia costeira (acima) e dinâmica de propagação em vista de topo (no meio) e em corte longitudinal (abaixo) Adaptado de MARTIN (2001). 51

Figura 11 – Recorte de uma imagem RADARSAT SAR com resolução de 100 m da polínia da geleira Mertz, Antártica Oriental, do dia 4 de agosto de 1999. Os fortes ventos de SE neste dia geraram condições para altas taxas de crescimento de gelo marinho. O gelo é formado na forma de frazil alinhado com o vento, cujas estrias são facilmente visualizadas na imagem. O fenômeno é relatado como ‘clássica polínia “fábrica de gelo”’. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. Adaptado de BARBER & MASSOM (2007) Direitos autorais da Canadian Space Agency 1999, processada e distribuída pela Radarsat International. Direito de publicação Commonwealth of Australia. 51

Figura 12 – Imagem RADARSAT SAR com resolução de 100 m da polínia da geleira Mertz, Antártica Oriental, do dia 8 de março de 1998. De modo geral podem ser observados os mesmos alvos da imagem anterior. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; BB é a baía Buchanan, CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. No detalhe a localização da imagem na Antártica. Adaptado de MASSOM (2003). Direitos autorais: Radarsat International 2001 e Cambridge Journals 2003. 52

Figura 13 – Imagens SAR RADARSAT-1 com resolução espacial de 200 m da polónia da geleira Mertz, Antártica Oriental, de agosto de 1999. As imagens mostram a polónia submetida há duas distintas condições de vento: (a) ventos fracos de SW, com velocidade inferior à 5 m s^{-1} (dia 14). Observa-se em especial a presença de águas abertas e nilas, represados pela geleira Mertz e pelo grupo de pequenos icebergs aterrados (SBG2); e (b) ventos moderados de SSE, com velocidade superior a 10 m s^{-1} (dia 21). Nota-se em especial o alargamento da polónia e as estrias alinhadas com a direção do vento, resultantes da formação de gelo frazil e da rugosidade das águas abertas. O fenómeno é relatado como ‘clássica polónia “fábrica de gelo”’. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. Adaptado de BARBER & MASSOM (2007). Direitos autorais da Canadian Space Agency 1999, processada e distribuída pela Radarsat International. Direito de publicação Commonwealth of Australia. 53

Figura 14 – Distribuição geográfica das polónias da Antártica. W = Polónia de Weddell; M = Polónia da Elevação de Maud; e C = Polónia do Mar dos Cosmonautas. Adaptado de MARTIN (2001). 54

Figura 15 – Seções verticais superficiais mostrando neve metamórfizada. (a) e (c) sobre gelo de segundo ano, e (b) sobre gelo de primeiro ano. Fonte: NICOLAUS, HAAS & WILLMES (2009). 57

Figura 16 – Comparação entre as informações do altímetro radar do ERS-2 (a) e do banco de dados observacionais do ASPeCt (b) apresentando apenas a média para o período de crescimento do gelo marinho (abril-setembro). (c) Média de todos os dados do banco de dados observacionais do ASPeCt do período 1981 a 2005. Adaptado de GILES, LAXON & WORBY (2008). 58

Figura 17 – Elevações médias mensais medidas pelo ERS-2 para a Antártica. Adaptado de GILES, LAXON & WORBY (2008). 59

Figura 18 – Mapas e histogramas mostrando a espessura da cobertura de neve (direita), borda livre total (centro), e espessura estimada do gelo marinho (esquerda) no mar de Weddell, para os meses de maio e junho (MJ) e outubro e novembro (ON) dos anos de 2004 e 2005. Adaptado de ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008). 62

Figura 19 – Mapa representando com diferentes cores a distribuição sazonal dos 81 trajetos de navio (21.710 observações) e 2 voos de helicóptero (1.663 observações) que compõe o banco de dados observacionais do ASPeCt. Verão (dezembro, janeiro e fevereiro) em vermelho; Outono (março, abril, maio) em purpura; Inverno (junho, julho, agosto) em azul; e Primavera (setembro, outubro, novembro) em verde. Adaptado de WORBY *et al.* (2008) 64

Figura 20 – Representação das principais correntes oceânicas ao redor da Antártica entre 90°W e 90°E. As setas grandes no sentido horário representam a Corrente Circumpolar Antártica. As setas pequenas no sentido anti-horário, próximo à costa representam a Corrente Costeira Antártica. No centro, envolvendo as palavras Weddell Sea, o giro ciclônico de Weddell. Fonte: THOMA, GROSFELD, MOHRHOLZ & LANGE (2005) 68

Figura 21 – Borda livre total, no mar de Weddell, calculada para 17 missões do ICESat realizadas entre 2003 e 2009. Nos histogramas a linha vermelha indica o valor médio. FM (fevereiro e março); MA (março e abril); MJ (maio e junho); OO (outubro); ON (outubro e novembro); ND (novembro e dezembro) e o ano da campanha. Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011)..... 69

Figura 22 – Espessura do gelo marinho, no mar de Weddell, estimada a partir da borda livre total, para 17 missões do ICESat realizadas entre 2003 e 2009. Nos histogramas a linha vermelha indica o valor médio. FM (fevereiro e março); MA (março e abril); MJ (maio e junho); OO (outubro); ON (outubro e novembro); ND (novembro e dezembro) e o ano da campanha. Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011)..... 70

Figura 23 – Representação gráfica do gelo marinho nas três principais estruturas encontradas no oceano Austral: (a) a estrutura mais comumente encontrada é a borda livre positiva, isto é, a interface cobertura de neve / gelo marinho está acima do nível do mar; (b) frequentemente é encontrada a situação de borda livre negativa, onde a interface cobertura de neve / gelo marinho está posicionada abaixo do nível do mar, normalmente devido à grande acumulação de neve sobre o gelo marinho; (c) após um período na situação (b) que pode perdurar semanas, pode ocorrer a percolação de água do mar através do gelo marinho ou simplesmente o alagamento a partir das bordas do bloco de gelo, causando o encharcamento da camada de neve que está abaixo do nível do mar. Caso a neve encharcada congele, converte-se em gelo de neve e retorna a situação (a). Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011)..... 71

Figura 24 – Mapas da Antártica com grade de 2,5° de latitude x 5° de longitude: (a) espessura média (m) anual do gelo marinho (incluídas as cristas); e (b) espessura média (m) de neve. Foram utilizados os dados brutos incluindo as observações de água. Fonte: WORBY *et al.* (2008)..... 72

Figura 25 - Os três modelos gerais usados para estimar a espessura do gelo marinho a partir de informações de borda livre derivadas das elevações medidas por satélite, no caso o ICESat. F_{sn} é a borda livre da neve que pode ser derivada da elevação medida pelo altímetro laser do ICESat; F_i é a borda livre do gelo marinho e pode ser derivada da elevação medida pelo radar altimétrico; T_{sn} é a espessura da neve; T_i é a espessura do gelo marinho; e T_{slh} é a espessura da camada de neve encharcada. Quando existe a camada de neve encharcada (modelo 3) a espessura da neve não encharcada (T_{sn}) é igual a borda livre da neve (F_{sn}). Adaptado de XIE *et al.* (2011)..... 75

Figura 26 – Distribuição dos pontos de ativação das boias ARGO lançadas no período 1989-2005 e suas trajetórias. Pode-se ver claramente que as trajetórias seguem o padrão de circulação do giro do mar de Weddell. Fonte: (SCHWEGMANN, HAAS, FOWLER, & GERGES, 2011)..... 76

Figura 27 – Campos de velocidade média de deslocamento do gelo marinho no mar de Weddell, calculados a partir da temperatura de brilho obtida pelo AMSR-E para os períodos maio/junho (MJ) e outubro/novembro (ON) dos anos 2004 e 2005. As setas vermelhas indicam o sentido de deslocamento e sua dimensão, a amplitude da velocidade. Ao fundo, em tons de cinza as concentrações do gelo marinho superiores a 60%, sendo a cinza mais escuro as menores concentrações. Fonte: (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008)..... 77

Figura 28 – Comparação entre os vetores de movimento do gelo marinho obtidos pelas boias de deriva e estimados pelo satélite SSM/I. Na esquerda nota-se discrepância devida ao rápido crescimento da borda de gelo no sentido norte no ano de 1990 e ao fato das boias terem ficado próximas a borda de gelo. Na direita, nota-se uma concordância muito boa entre os vetores, em especial, próximo a península Antártica. Fonte: (SCHMITT & DRINKWATER, 2004)..... 78

Figura 29 – Representação gráfica dos vetores de deriva do gelo marinho sobrepostos ao mapa de concentração de gelo (PELICON) e ao mapa de pressão atmosférica ao nível do mar do NCEP. Os valores apresentados são as médias para o mês de julho no período 1979-1997. Fonte: (SCHMITT, 2006). 80

Figura 30 - Mapa de concentração de gelo marinho ao redor da Antártica em 22 de agosto de 2009. A concentração de gelo é o percentual de cobertura dentro da área de um pixel. Adaptado de ROBINSON (2010). 84

Figura 31 - Série temporal anual (linha sólida) e tendência (linha pontilhada) da extensão de gelo marinho entre 1979 e 2008 utilizando a média mensal dos meses de máximo de inverno e mínimo de verão respectivamente, sendo: (a) Oceano Ártico em março; (b) Oceano Ártico em setembro; (c) Oceano Austral em agosto; e (d) Oceano Austral em fevereiro. Gráficos elaborados utilizando dados obtidos do NSIDC por ROBINSON (2010). O eixo esquerdo são as percentagens das anomalias em relação à climatologia média mensal do período 1979-2000 e no eixo direito o valor absoluto da anomalia em unidade de área. Adaptado de ROBINSON (2010)..... 86

Figura 32 - Extensão mensal do gelo marinho no Oceano Austral para (a) fevereiro de 2009 (mínima de verão) e (b) agosto de 2009 (máxima de inverno). A área onde a concentração é superior a 15% está em branco. A mediana para os meses no período de 1979–2000 é a linha cinza. Fonte: ROBINSON (2010)..... 87

Figura 33 - Extensão mensal do gelo marinho no Oceano Ártico para (a) março de 2009 (máximo de inverno) e (b) setembro de 2009 (máximo de verão). A área em branco é onde a concentração é superior a 15%. A margem mediana para os meses no período 1979–2000 é a linha cinza. Fonte: ROBINSON (2010)..... 87

Figura 34 - Extensão do gelo marinho no mês de setembro no Oceano Ártico para os anos: (a) 1979, (b) 2000, (c) 2006, (d) 2007, (e) 2008, e (f) 2009. Observa-se a redução da mínima de verão nas últimas três décadas. Em branco, a extensão do gelo marinho nas regiões onde a concentração é maior que 15%. A linha cinza é borda mediana do gelo marinho calculada para o período 1979-2000. Fonte: ROBINSON (2010)..... 88

Figura 35 - Comparação entre os dados de espessura de gelo marinho derivados de medições de elevação feitas por altímetro e medições de calado feitas por submarino para o mar de Beaufort, em quatro períodos diferentes na década de 1990. Fonte: (LAXON, PEACOCK, & SMITH, 2003)..... 93

Figura 36 – Diagrama representativo dos parâmetros que compõe a determinação da espessura do gelo marinho a partir de altímetros LiDAR E RADAR. Adaptado de KWOK & CUNNINGHAM (2008)..... 94

Figura 37 – Esquema do efeito do aumento de precipitação de neve sobre o gelo marinho no oceano Austral, em função do aquecimento global, no sistema neve–gelo–oceano-atmosfera. Adaptado de MASSOM *et al.* (2001)..... 101

Figura 38 – Comparação entre um perfil de borda livre obtido com altímetro laser ICESat (abaixo) e uma imagem quase-coincidente ENVISAT ASAR (acima). É possível observar a boa correlação, principalmente, na distinção entre água aberta e gelo fino (baixo retroespalhamento = escuro na imagem ENVISAT); baixa elevação (no perfil do altímetro laser ICESat). A seta da esquerda indica gelo fino e a da direita, águas abertas. Fonte: ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008)..... 102

Figura 39 - Comparação entre um perfil de elevação obtido com altímetro laser ICESat (abaixo) e uma imagem quase-coincidente RADARSAT SAR (acima). É possível observar a alta correlação. (A) gelo de primeiro ano; (B) gelo plurianual; (C) gelo novo, (D) águas abertas; e (E) crista de compressão. Fonte: KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY & YI (2006). 102

Figura 40 – Duas imagens RADARSAT SAR da mesma área do oceano Ártico, com um dia de diferença. Notam-se as modificações que ocorrem no gelo marinho no intervalo de 24 horas, em função da sua cinemática. No oceano Antártico a velocidade de deslocamento do gelo marinho (20km.d^{-1}) é dez vezes maior que no oceano Ártico e pelo fato de não ser um oceano confinado, os padrões de dispersão são muito mais complexos. Fonte: KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY & YI (2006). 103

Figura 41 - Ilustração mostrando o comportamento do retroespalhamento de uma emissão do radar de abertura sintética com relação a rugosidade da superfície refletora. Da esquerda para a direita temos a representação de uma rugosidade decrescente. A superfície lisa ideal da direita possui um comportamento especular, refletindo o pulso recebido do SAR na direção divergente em relação ao sensor. Neste caso o retroespalhamento será baixo e essa superfície aparecerá escura na imagem SAR. FONTE: FREITAS, SANT'ANNA, RENNO & CORREIA (2007).. 107

Figura 42 - Geometria do imageamento de um satélite. O ângulo de incidência (γ) que possui correlação negativa variável com o retroespalhamento é o ângulo formado entre a linha imaginária existente entre o sensor e o alvo (slant range distance) e a linha normal ao terreno. Modificado de KARVONEN (2006). 108

Figura 43 - Representação em modelo simplificado do modo como a radiação eletromagnética (REM) incidente se comporta em relação ao gelo marinho, atmosfera e água do mar. Modificado de NGHIEM *et al.* (1998)..... 110

Figura 44 - Sistema de indução eletromagnética HEM (Helicopter EletroMagnetic system) do AWI ao lado do helicóptero a bordo do RSV "Aurora Australis". Fonte: PFAFFLING, HAAS & REID (2004)..... 111

Figura 45 - Esquema do helicóptero transportando o EM-BIRD no qual estão o sistema de indução eletromagnética e o altímetro laser. Adaptado de KARVONEN (2006)..... 112

Figura 46 - Princípio da determinação da espessura total (Z_i) do gelo marinho com a utilização de um sistema EM + LASER. Na figura (h_w) é a altura do sistema em relação a interface gelo marinho–água do mar; e h_i é a altura do sistema HEM em relação a interface atmosfera–gelo marinho. Adaptado de HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN & PFAFFLING (2009). 113

Figura 47 - Distribuição da espessura do gelo marinho obtida por perfuração (Drill holes), medição com sensor eletromagnético sobre o gelo (EM31) e aerotransportado (HEM). Podemos observar que há diferenças significativas especialmente nos canais e nas medições de gelo fino, mas no geral, a forma da distribuição é semelhante entre os métodos. Modificado de HAAS (2009). 113

Figura 48 - O helicóptero realizando um perfil com o sistema eletromagnético. Fonte: PFAFFLING (2003). 114

Figura 49 - Imagem SAR do mar de Lincoln e estreito de Nares, Ártico com sobreposição de um perfil de espessura do gelo marinho obtido com o sistema de indução eletromagnética. Esta é uma imagem do ENVISAT ASAR, com co-polarização HH, reamostrada para 12,5 m de resolução do pixel. A linha branca reta corresponde à trajetória do voo de helicóptero, acima dela está o gráfico do perfil da espessura do gelo marinho. Observa-se que quanto mais escuro é o pixel, menor é o retroespalhamento. FONTE: HAAS, HENDRICKS & DOBLE (2006). 115

Figura 50 - Perfis obtidos com o sistema de indução eletromagnética composto pelo sensor eletromagnético, altímetro laser e DGPS, no noroeste do mar de Weddell, para: gelo marinho de segundo ano (A); gelo marinho espesso de primeiro ano (B); e gelo marinho fino de primeiro ano (C). Os gráficos mostram a espessura total do gelo (gelo mais cobertura de neve) plotada para baixo do zero. Acima do zero está a espessura de neve, com este artifício se pode ter uma noção aproximada das interfaces gelo/neve–atmosfera, e gelo–oceano. Observemos que as escalas horizontais são diferentes nos gráficos. FONTE: HAAS (2003). 116

Figura 51 - As três imagens ENVISAT ASAR obtidas nos mesmos dias de realização dos voos de helicóptero. Sobrepostas as imagens estão as trajetórias dos voos realizados no mesmo dia de cada imagem: 19 de setembro de 2006 (A); 05 de outubro de 2006 (B); e 11 de outubro de 2006 (C). As imagens acima estão georeferenciadas, calibradas radiometricamente e apresentadas na escala de dB e foram reprojctadas em projeção estereográfica polar sul. 119

Figura 52 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 19 de setembro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre imagem e sobre o recorte. 120

- Figura 53 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 05 de outubro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre a imagem e sobre o recorte. 121
- Figura 54 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 11 de outubro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre a imagem e sobre o recorte. 122
- Figura 55 - As dezenove imagens ENVISAT ASAR WSM no nível de processamento 1P selecionadas para este estudo em ordem cronológica da esquerda para a direita e de cima para baixo. (Banda C, polarização HH, resolução geométrica de 150 m). Os números em vermelho identificam as imagens na Tabela 1. 123
- Figura 56 - Mapa original do Cruzeiro ANT XXIII/7. Fonte: LENKE e muitos outros (2009). 125
- Figura 57 - Mapa com as indicações das estações de gelo, as trajetórias de voo do helicóptero transportando o HEM e a trajetória do navio, conforme as legendas internas à figura. Os números indicam o dia e mês em que foram realizados os experimentos na mesma cor do evento. Destacadas em púrpura as áreas delimitadas pelas trajetórias do voos usados nesse estudo. Adaptado de HAAS *et al.* (2009). 126
- Figura 58 - Histogramas e diagramas de dispersão contendo as retas e equações de regressão linear, R^2 e R. Todos os gráficos relativos ao conjunto de dados do dia 05 de outubro de 2006. Na primeira coluna os gráficos relativos a todos os pixels extraídos da imagem para os quais há medidas de espessura de gelo marinho. Na segunda coluna os gráficos relativos aos pixels com 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. Na terceira coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo marinho. Na quarta e última coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo marinho sendo considerados aqueles com espessuras iguais ou superiores a 2 m. 138
- Figura 59 - Na esquerda o mapa batimétrico da região de estudo e na direita as dezenove imagens classificadas em faixas de espessura do gelo marinho projetadas sobre o mapa batimétrico. Em cinza o continente, as ilhas e as plataformas de gelo. 146

- Figura 60 – O mapa batimétrico da área é indicado com a letra A. As demais indicam, cronologicamente, as imagens usadas na tese e descritas na Tabela 1, sendo, respectivamente, B=1; C=2; D=3; E=4; F=5; G=6; H=7; I=8; J=9; k=10; L=11; M=12; N=13; O=14; P=15; Q=16; R=17; S=18 e T=19. 151
- Figura 61 - Sequência cronológica das imagens recortadas na área próxima à ilha James Ross, com destaque para a abertura e fechamento de canais de águas abertas. 155
- Figura 62 - Recorte de uma imagem da área de estudo permitindo a visualização de cristas formadas pela dinâmica do gelo marinho (esquerda) e o mapa batimétrico da área (direita). 157
- Figura 63 - Recorte de uma imagem da área ao largo da ilha James Ross, na quebra da plataforma continental, permitindo a visualização do rápido decaimento e desintegração do gelo marinho. Isso ocorre logo após o final do inverno austral na borda da área de dispersão da cobertura de gelo no noroeste do mar de Weddell. 160
- Figura 64 - Sequência cronológica dos recortes das imagens disponíveis para a região noroeste do mar de Weddell próximo a Península Antártica. 162
- Figura 65 - Sequência cronológica das imagens cortadas na área próxima à ilha James Ross, com destaque para a movimentação de dois pequenos icebergs. 169
- Figura 66 - Sequência cronológica dos recortes das imagens disponíveis para a região costeira à plataforma de gelo Larsen C. Em foco, um conjunto de alvos fixos por 49 dias que provavelmente trate-se de icebergs aterrados. 170
- Figura 67 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área do canal Antártico. 174
- Figura 68 - Sequência cronológica dos recortes das imagens da área anteriormente ocupada pela plataforma de gelo Larsen B focalizando na descarga das geleiras Hektor, Green e Evans. 178
- Figura 69 - Sequência cronológica de recortes de imagens de uma área da plataforma de gelo Larsen C em processo de desprendimento de um iceberg. 181

Figura 70 - Localização Geográfica das principais ilhas e passagens no estreito de Bransfield: ilha Elefante (IE), ilha Clarence (IC), ilha Gibbs (IG), bacia Oriental (ORIENTAL), ilha Bridgeman (IBR), cabo Melville (CM), ilha Rei George (IRG), Baía do Almirantado (BA), ilha Nelson (IN), ilha D'Urville (IDU), ilha Joinville (IJ), canal Antártico (CA), passagem de Drake (PD), mar de Weddell (WS), ilhas Shetland do Sul (ISS), bacia Central (CENTRAL), ilha Livingston (ILV), ilha Snow (IS), ilha Deception (ID), estreito de Bransfield (EB), ilha Tower (ITW), bacia Ocidental (OCIDENTAL), ilha Smith (ISM), estreito de Boyd (SBY) ilha Low (ILW), ilhas South (ISL), ilha Hoseason (IH), ilha Liège (IL), ilha Trinity (IT), mar de Bellingshausen (BS), ilha Brabant (IB), canal de Scholaert (CS), estreito de Gerlache (EG), ilha Anvers (IA), península Antártica (PA). FONTE: DUARTE (2006)..... 184

Figura 71 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área do estreito de Bransfield mostrando a ocorrência de esteiras de ondas nas ilhas do arquipélago das Shetland do Sul e extremidade da Península Antártica..... 185

Figura 72 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área central do estreito de Bransfield durante a formação de vórtices oceanográficos. 189

ACRÔNIMOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

A

AABW	<i>Antarctic Bottom Water</i> , Água Antártica de Fundo
ACC	<i>Antarctic Circumpolar Current</i> , Corrente Circumpolar Antártica
ACoC	<i>Antarctic Coastal Current</i> , Corrente Costeira Antártica
ADD	<i>Antarctic Digital Database</i>
AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS</i>
ANTXXIII-7	Operação Antártica 23, sétima pernada
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
ARGO	<i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
ASPeCt	<i>Antarctic Sea Ice Processes and Climate</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AWI	<i>Alfred Wegner Institute</i>

B

BAS	<i>Bellingshausen/Amundsen Sea Sector</i> , Setor dos mares de Bellingshausen e Amundsen
-----	--

C

CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCRS	<i>Canadian Centre for Remote Sensing</i>
CDW	<i>Circumpolar Deep Water</i> , Água Profunda Circumpolar
CRYOSAT	<i>CRYOsphere SATellite</i>

D

DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>

E

EA	<i>East Antarctica Sector, Setor Oriental da Antártica</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENVISAT	<i>ENVironmental SATellite</i>
ENZO	<i>El Niño/Southern Oscillation</i>
EOS - Aqua	<i>Earth Observing System – Satellite Aqua</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency, Agência Espacial Europeia</i>
ESMR	<i>Electronically Scanned Microwave Radiometer; ou</i>
ESMR	<i>Electrically Scanning Microwave Radiometer</i>
EXTAR	<i>EXxon Subsurface Target Airborne Radar</i>
EWD	<i>East Wind Drift, Deriva do Vento Oeste</i>

G

GLAS	<i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
------	--

H

HEM	<i>Helicopter-born ElectroMagnetic system</i>
HSSW	<i>High Saline Shelf Water</i>

I

ICESat	<i>Ice, Cloud and land Elevation Satellite</i>
IFOV	<i>Instantaneous Field Of View</i>
IMB	<i>Ice Mass Balance</i>
IO	<i>Indic Ocean Sector</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
ISW	<i>Ice Shelf Water</i>

L

LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
LSSW	<i>Low Saline Shelf Water</i>

M

MATLAB	MAT rix LAB oratory
MOC	M eridional O verturning C irculation

N

NAO	N orth A tlantic O scillation
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NetCDF	N etwork C ommon D ata F orm
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
NSCAT	N ASA SCAT terometer
NSIDC	N ational S now and I ce D ata C enter

O

ORCA2-LIM	Modelo Global de Circulação Oceânica de segunda geração, acoplado ao modelo de dinâmica do gelo marinho denominado <i>Louvain-la-Neuve sea Ice Model</i>
OSI-SAF	O cean and S ea I ce S atellite A pplication F acility

P

PA	Península Antártica
PIOMAS	P an- a rctic I ce- O cean M odeling and A ssimilation S ystem

Q

QuikSCAT	<i>Quick Scatterometer da NASA</i>
----------	------------------------------------

R

RADAR	R Adio D etection A nd R anging
Radarsat	R adar s atellite
RMS	R oot M ean S quare
RS	R oss S ea S ector

S

SAM	Southern Annular Mode , Modo Anular do Hemisfério Sul
SAR	Synthetic Aperture Radar
SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
SIRAL	Synthetic Aperture Interferometric Radar Altimeter
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SOI	Southern Oscillation Index
SR	Sensoriamento remoto
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager

U

ULS	Upward-Looking Sonar
UTC	Coordinated Universal Time

W

WDW	Warm Deep Water
WGS-84	World Geodetic System 1984
WMO	World Meteorological Organization
WPO	Western Pacific Ocean Sector
WSBW	Weddell Sea Bottom Water
WSDW	Weddell Sea Deep Water
WSM	Wide Swath Mode
WS	Weddell Sea Sector (setor do mar de Weddell)
WW	Winter Water
WWD	West Wind Drift
WWOS	Winter Weddell Outflow Study

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO À TESE

Este capítulo 1 introduz a tese e o seu tema central que é o gelo marinho. De forma sucinta descreve o importante papel ambiental deste componente da criosfera: seu papel na formação de águas profundas e de fundo nos oceanos Ártico e Austral, muito especialmente no mar de Weddell; e a participação destas águas profundas na formação da Água Antártica de Fundo (*Antarctic Bottom Water*, AABW) no oceano Austral, e Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW) no oceano Ártico que transbordam das bacias polares, espalhando-se pelos oceanos mundiais. Estas águas (AABW e NADW) são elementos fundamentais da circulação termohalina global, que por sua vez, é a forçante de maior impacto na célula de revolvimento meridional da circulação oceânica global (*Meridional Overturning Circulation*, MOC), juntamente com o efeito de marés e ventos. A MOC é a principal responsável pelas trocas de calor entre as regiões do planeta. Os oceanos absorvem calor atmosférico nas regiões de baixas latitudes e o liberam nas regiões de altas latitudes.

A formação (aumento) ou decaimento (diminuição) do gelo marinho altera o clima não só pelas mudanças causadas na circulação termohalina, mas também por seu elevado albedo que reflete parte da radiação solar direta incidente sobre a superfície dos oceanos e por ser um isolante da troca de calor entre o oceano e a atmosfera. Neste contexto, torna-se obvio que vivermos em uma célula, onde existe interdependência de causa e efeito entre todos os seus elementos constituintes.

No capítulo 2 é discutida a espessura do gelo marinho. São abordados: seu comportamento geral nos hemisférios Norte e Sul; a divisão do oceano Austral em setores para sistematizar os estudos científicos; a distribuição do gelo marinho; a importância de sua cobertura de neve; suas variabilidades sazonais e regionais; e a comparação de dados observacionais com resultados de modelos.

O capítulo 2 descreve ainda a relação entre a circulação oceanográfica e a distribuição do gelo marinho nos oceanos Ártico e Austral. As dificuldades existentes na obtenção de dados de gelo marinho e o papel do sensoriamento remoto na ampliação de séries temporais com maior cobertura espacial também são discutidos no capítulo 2. As mudanças nas tendências para extensão e área, que são constatadas quando se amplia a base de dados, também são apresentadas.

Por fim, o capítulo 2 apresenta o estado da arte das pesquisas sobre a espessura do gelo marinho. As relações encontradas entre medidas observacionais, de boias autônomas e de sonares, e elevações medidas por altímetros laser e radar, transportados por satélites representam os maiores avanços. Encerrando este capítulo, faz-se uma breve introdução ao uso de imagens de radar de abertura sintética, mostrando a comparação entre medidas de borda livre, e espessura de neve e gelo marinho, com o retroespalhamento observado visualmente em imagens SAR.

O capítulo 3 apresenta os dados utilizados nesta tese, sua fonte e forma de obtenção e a metodologia aplicada aos dados para obter os resultados.

No capítulo 4 descreve e discute os resultados desta tese.

O capítulo 5 traz a conclusão da tese e sugestões para pesquisas futuras.

O objetivo da tese é obter as relações existentes entre o retroespalhamento do ENVISAT ASAR e os parâmetros relativos à espessura do gelo marinho no noroeste do mar de Weddell. O êxito em atingir este objetivo tornará possível, com maior simplicidade e rapidez, ampliar os bancos de informações sobre este importante parâmetro do gelo marinho que, segundo todos os autores, permanece o menos conhecido, especialmente para a Antártica.

1.2. HIPÓTESE

A hipótese proposta é a da possibilidade de se estabelecer relações entre o retroespalhamento medido remotamente pelo ENVISAT ASAR e parâmetros relativos à espessura do gelo marinho, na transição do inverno para a primavera.

1.3. OBJETIVO E METAS

O objetivo principal desta tese é utilizar o retroespalhamento medido pelo radar de abertura sintética ASAR como forma de determinar, remotamente, a espessura do gelo marinho na região noroeste do mar de Weddell, entre o final de setembro e o início de outubro de 2006.

Para atingir o objetivo da tese, foi necessário cumprir as seguintes metas:

- Determinar o parâmetro de espessura do gelo marinho medido por sensor eletromagnético (EM-Bird) e por altímetro laser, transportados por helicóptero em perfis realizados no noroeste do mar de Weddell no final do inverno e início da primavera de 2006, que melhor represente essa espessura, na área dos pixels das imagens ENVISAT ASAR adquiridas quase-tempo-coincidentes com os voos de helicóptero;
- Determinar a relação entre o retroespalhamento medido pelo sensor radar de abertura sintética do satélite ENVISAT na banda C com co-polarização horizontal (HH) e o parâmetros de espessura do gelo marinho medidos por sensor eletromagnético e altímetro laser em perfis realizados no noroeste do mar de Weddell no início da primavera de 2006;
- Classificar o maior número de imagens ENVISAT ASAR disponíveis para a área e período de estudo;
- Determinar o padrão da distribuição de espessura do gelo marinho no noroeste do mar de Weddell no final do inverno e início da primavera de 2006;
- Determinar o movimento do gelo marinho, no noroeste do mar de Weddell e no estreito de Bransfield, com ênfase em padrões relativos às diferentes espessuras ou regimes.

1.4. ÁREA DE ESTUDO

O Continente Antártico é cercado na maior parte do ano por gelo marinho com espessura predominante entre 1 m e 2 m. Este gelo marinho é formado pelo congelamento do Oceano Austral que banha a costa de toda a Antártica. No inverno

austral a cobertura de gelo marinho do Oceano Austral atinge uma área de $20 \times 10^6 \text{ km}^2$, uma área maior do que a do próprio Continente Antártico. A cobertura de gelo estende-se até o limite norte de 60°S ao redor de quase todo o continente, chegando a 55°S ao norte do mar de Weddell. A cobertura de gelo marinho antártico derrete quase que totalmente durante o verão austral, de modo que no outono a área coberta por gelo marinho é de aproximadamente apenas $3\text{-}4 \times 10^6 \text{ km}^2$ (ZWALLY, *et al.*, 1983; SUMMERHAYES, 2009). Neste contexto, a quase totalidade do gelo marinho antártico é gelo de primeiro ano, isso é, formado durante o inverno e não sobrevivendo ao próximo verão. O gelo marinho de segundo ano e plurianual, aquele que sobrevive sem derreter a um ou mais de um verão, respectivamente, é encontrado principalmente no oeste do mar de Weddell (SUMMERHAYES, 2009).

Esporadicamente, a ressurgência de águas relativamente mais aquecidas em mar aberto, ou a ação de ventos catabáticos na zona costeira, afastam o gelo marinho formando grandes áreas livres de gelo chamadas polínias (RENFREW, KING, & MARKUS, 2002). As polínias são áreas em que a água do mar no estado líquido fica em contato com o ar muito frio e normalmente sob a ação de fortes ventos. A água congela, liberando sal para a camada subjacente e contribuindo assim para a formação de águas mais densas que afundam ventilando as águas profundas que muitas vezes se espalham pelo oceano mundial (MARKUS, KOTTMEIER, & FAHRBACH, 1998).

Devido à baixa ou ausente insolação em altas latitudes, ocorre a formação de um centro de alta pressão sobre a Antártica. Devido a isso, ocorre a formação de um forte gradiente de pressão entre as altas latitudes em direção à região equatorial o que gera fortes ventos de oeste devido a força de coriolis (SUMMERHAYES, 2009).

O mar de Weddell (Figura 1) é responsável pela formação de grande parte da Água Antártica de Fundo (AABW), que se distribui para o oceano mundial contribuindo decisivamente para o equilíbrio climático global. A formação dessa água é influenciada pela maior ou menor formação de gelo marinho, em cujo processo ocorre a liberação de sal, e pelo aporte de águas doces provenientes do derretimento de icebergs e das geleiras antárticas (ORSI, JOHNSON, & BULLISTER, 1999).

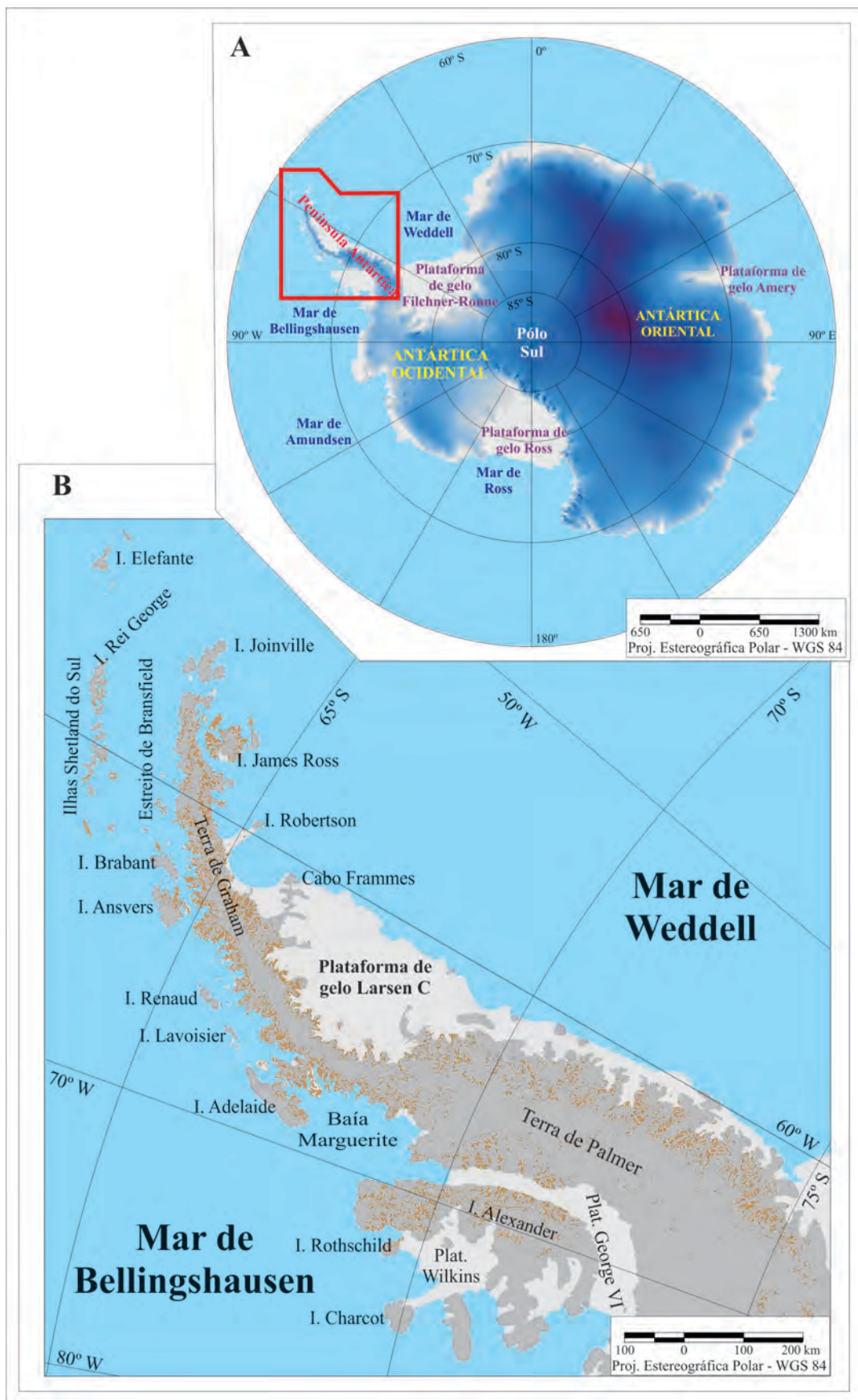


Figura 1 - Mapa da Antártica (A) e, indicada pelo polígono vermelho, o mapa da área de estudo (B). Adaptado de AHLERT (2005).

O lado oeste da península Antártica e mar adjacente apresentam um regime climático diferente do restante da Antártica (KING & COMISO, 2003). Esta região da Antártica têm apresentado uma elevação de temperatura superficial média anual de 0,5°C/década. A elevação de temperatura de inverno no período 1950-2006 foi de 1,03°C/década (TURNER, 2009). Os ventos que sopram de oeste levam ar marítimo quente do oeste para o leste da península Antártica causando um aumento de 0,4°C/década na temperatura superficial do ar no noroeste do Mar de Weddell sendo um dos fatores que contribuiu para a desintegração das plataformas de gelo Larsen A e B (MARSHALL, ORR, VAN LIPZIG, & KING, 2006).

A dinâmica do Oceano Austral é regida por duas importantes correntes oceânicas que circundam a Antártica: a Corrente Circumpolar Antártica e a Corrente Costeira Antártica.

A Corrente Costeira Antártica tem sentido anti-horário e ocorre próximo à costa e está relacionada com a presença de ventos de leste, comuns na costa do continente Antártico. A Corrente Costeira Antártica é responsável pela interação das águas oceânicas com as plataformas de gelo e é particularmente importante no mar de Weddell onde atua como corrente de contorno do Giro Ciclônico de Weddell. O sistema formado é responsável por suprir o Oceano Austral com a Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*, WSBW) que é a maior constituinte da Água Antártica de Fundo (*Antarctic Bottom Water*, AABW). A Água Antártica de Fundo é exportada pelo Oceano Austral para o oceano mundial tendo um papel fundamental no equilíbrio térmico do planeta (FAHRBACH, ROHARDT, & KRAUSE, 1992).

A Corrente Circumpolar Antártica possui sentido horário e sua ocorrência é afastada da costa ao redor do continente Antártico, sendo forçada por ventos de oeste (*westerly winds*) presentes entre as latitudes 45°S e 55°S (ORSI, WHITWORTH III, & NOWLING JR., 1995). Atua como a única conexão entre os oceanos Índico, Pacífico, Atlântico e Austral. A Corrente Circumpolar Antártica possui papel importante por isolar o continente Antártico das correntes oceânicas com águas quentes provenientes das baixa latitudes e, também, por ser um dos elos mais importantes da Célula de Circulação Oceânica Meridional responsável pelo transporte global de calor, água ventilada e outras propriedades que influenciam o clima do planeta (RINTOUL, HUGHES, & OLBERS, 2001). Nos

embaixamentos do mar de Ross e do mar de Weddell parte da Corrente Circumpolar Antártica forma células de circulação oceânica ciclônicas, intensificadas pela Corrente Costeira Antártica, sendo, respectivamente, o Giro de Ross e o Giro de Weddell, ambos de grande importância na formação e transporte de Água Antártica de Fundo (*Antarctic Bottom Water, AABW*) (RINTOUL, HUGHES, & OLBERS, 2001).

O mar de Weddell é limitado à leste pela Terra da Rainha Maud, à oeste pela península Antártica e a norte pelo mar de Scotia e pela Corrente Circumpolar Antártica. De modo geral sua plataforma continental é larga (até 500 km) e profunda (até 600 m), todavia no seu lado leste a plataforma continental é curta (10 – 90 km) e mais rasa (400 m). O talude continental é íngreme conduzindo a uma grande bacia com profundidade superiores aos 4.500 m (JOHNSON, VANNEY, ELVERHOI, & LABRECQUE, 1981), no fundo da qual reside a Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water, WSBW*) considerada a água mais densa do oceano mundial (MCKEE, YUAN, GORDON, HUBER, & DONG, 2011) que não pode ser exportada dali devido às barreiras orográfica que circundam a bacia de Weddell (KERR, WAINER, & MATA, 2009; KERR, HEYWOOD, MATA, & GARCIA, 2012). Todavia, a WSBW, no seu mergulho ao fundo da bacia do mar de Weddell participa na formação da Água Antártica de Fundo (AABW). O mar de Weddell é responsável pela exportação de grande parte da AABW que participará na MOC. O volume exportado é calculado entre 6 Sv e 11 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (NAVEIRA GARABATO, McDONAGH, STEVENS, HEYWOOD, & SANDERS, 2002; FRANCO, MATA, PIOLA, & GARCIA, 2007; KERR, HEYWOOD, MATA, & GARCIA, 2012).

Sobre a plataforma continental ao sul do mar de Weddell estão as plataformas de gelo Ronne e Filchner. Na plataforma continental da Península Antártica encontra-se a plataforma de gelo Larsen, cujas sub-plataformas A e B já se desintegraram total e parcialmente, restando a denominada Larsen C. Das plataformas de gelo desprendem-se blocos de gelo chamados icebergs que variam de tamanho, volume e forma, mas podendo ter vários quilômetros de comprimento e largura e centenas de metros de espessura (SILVA & BIGG, 2005; DINNIMAN, KLINK, & SMITH JR., 2007). Aproximadamente 8/9 do bloco de gelo que forma o iceberg fica submerso. Muitas vezes os icebergs ficam ancorados ao assoalho da

plataforma continental e seu atrito com o fundo deixa estrias no sentido do deslocamento. Os icebergs transportam sedimentos das mais variadas dimensões que vão sendo liberados à medida que ocorre o degelo (MASSOM R. A., 2003; LUCKMAN, PADMAN, & JANSEN, 2010).

A forma geográfica da Península Antártica, associada às correntes oceanográficas, a pouca exportação de gelo e ao baixo fluxo de calor oceânico e atmosférico, favorecem para que no oeste do mar de Weddell ocorra concentração de gelo marinho que sofre grande deformação. Parte dele resiste ao descongelamento total que ocorre no verão. O oeste do mar de Weddell (Figura 2) é a principal área do oceano Austral onde se encontra gelo pluriannual, cuja espessura em geral varia entre 3 m e 5 m (LANGE & EICKEN, 1991).

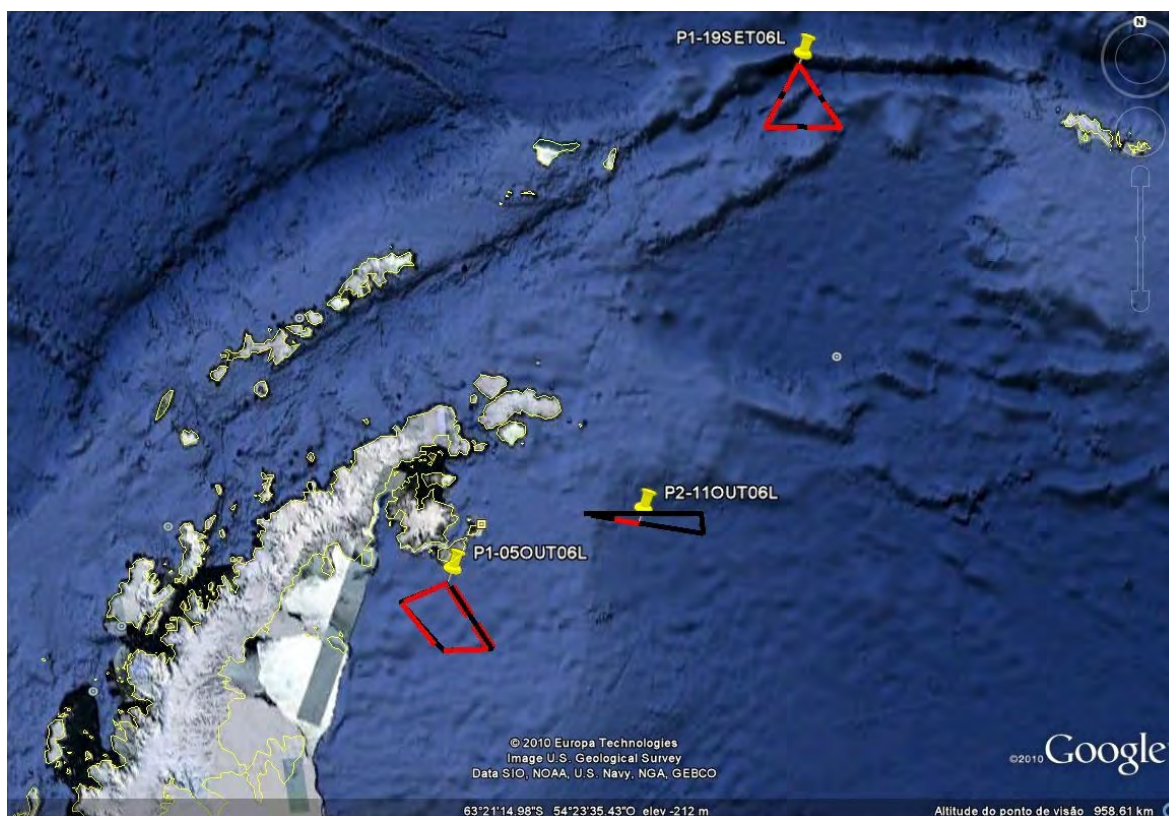


Figura 2 -Ilustração do noroeste do mar de Weddell com a sobreposição das trajetórias (em vermelho) dos três voos para os quais temos imagens ASAR do mesmo dia. Podemos observar também a batimetria da região de estudo. Fonte: **Google Earth**.

Na **Figura 2** temos: P1-19SET06L é a projeção do voo realizado no dia 19 de setembro de 2006; P1-05OUT06L é a projeção da trajetória do voo realizado em 05 de outubro de 2006; e P2-11OUT06L representa a trajetória realizada pelo helicóptero no voo do dia 11 de outubro de 2006. Em preto a trajetória do voo e em

vermelho o percurso para aonde existem dados obtidos com o sistema de indução eletromagnética e altímetro laser.

Na costa leste da Península Antártica as temperaturas médias anuais são menores que as da costa oeste (3–5°C) para as mesmas latitudes (Figura 3) (MORRIS & VAUGHAN, 2003; COOK & VAUGHAN, 2010). Na mesma compilação, pode-se inferir que as temperaturas do ar ao nível do mar sobre o Oceano Austral, são até 8°C menores na região costeira oeste do mar de Weddell em comparação com a região costeira leste do mar de Bellingshausen no entorno da Península Antártica.

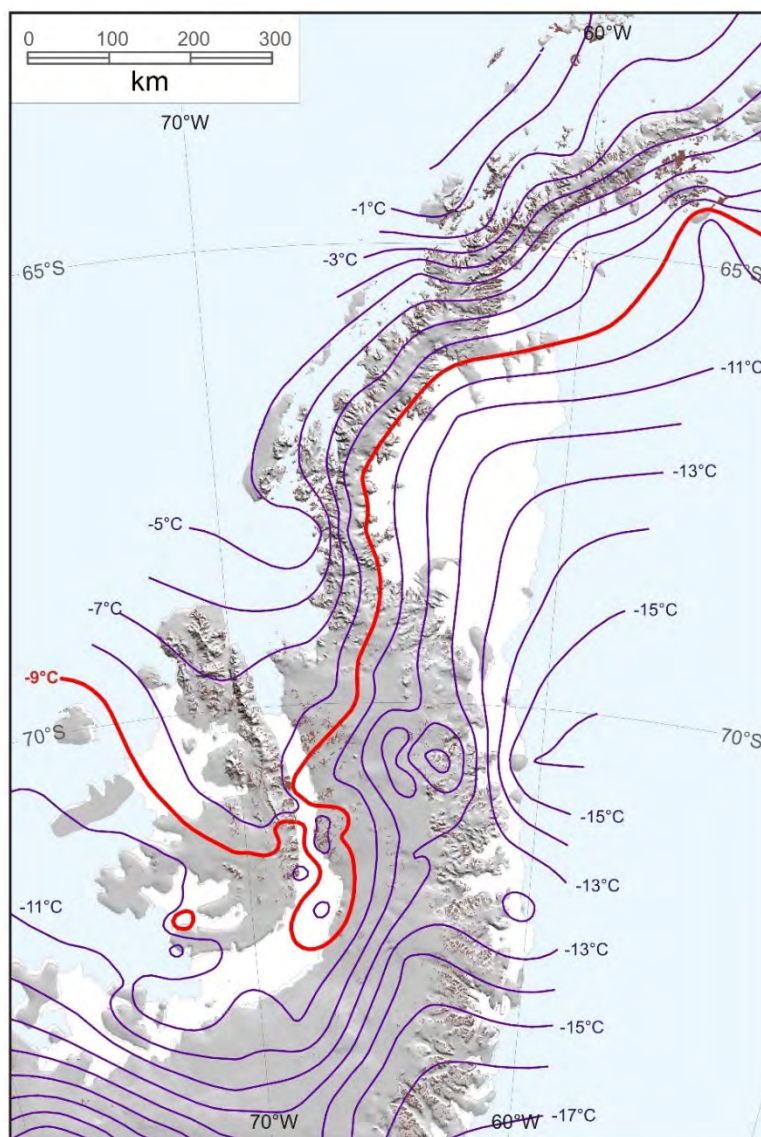


Figura 3 - Compilação mostrando as linhas de contorno interpoladas da temperatura média anual do ano de 2000. A isoterma de -9°C (linha vermelha) é o limite térmico de viabilidade para as plataformas de gelo da Península Antártica (VAUGHAN & DOAKE, 1996; MORRIS & VAUGHAN, 2003; COOK & VAUGHAN, 2010). Adaptado de COOK & VAUGHAN (2010)

1.5. O GELO MARINHO E SEU PAPEL AMBIENTAL

O gelo marinho pode ser utilizado como um indicador de mudanças e variabilidade climática (KWOK, 2010). O recente cenário de mudanças climáticas tem estimulado estudos sobre este tema. Devido à dificuldade de obtenção de dados *in situ*, tem se ampliado a utilização de modelos acoplados de interação oceano - gelo marinho - atmosfera (TIMMERMANN, WORBY, GOOSSE, & FICHEFET, 2004; TIMMERMANN, *et al.*, 2005). Todavia, não há confiabilidade nas previsões resultantes dos modelos, pois a acurácia das parametrizações do gelo marinho nestes modelos ainda é pouco consistente (TIMMERMANN, WORBY, GOOSSE, & FICHEFET, 2004; TIMMERMANN, *et al.*, 2005). Os parâmetros relativos à espessura, tanto do gelo marinho, como de sua cobertura de neve, permanecem pouco estudados (MASSOM, *et al.*, 2001). Dados coletados *in situ* são raros, e a utilização de sensoriamento remoto é um instrumento importante no estudo das características do gelo marinho na Antártica a fim de possibilitar a formação de bancos de dados que permitam estudos de sua variabilidade espacial e temporal (WILLMES, HAAS, NICOLAUS, & BAREISS, 2009; KERN, *et al.*, 2011; MARKUS, *et al.*, 2011; WILLMES, HAAS, & NICOLAUS, 2011; XIE, *et al.*, 2011; YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011).

Com a aceleração das mudanças climáticas, seus efeitos tornam-se cada vez mais visíveis, principalmente na criosfera. Compreender a forma como o gelo marinho está respondendo a essas mudanças é extremamente importante, uma vez que ele desempenha um importante papel na regulação do clima do planeta (SCAR, 1989; KWOK, 2010).

O último relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC*), do ano de 2007 (*Climate Change 2007 Synthesis Report*) constatou que a tendência decadal de redução da extensão do gelo marinho no Hemisfério Norte é de aproximadamente 2,7% e diagnosticou que são necessários estudos urgentes sobre a espessura do gelo marinho e terrestre para determinar com exatidão, de que modo e com que intensidade as alterações no clima estão afetando estas remotas e sensíveis regiões do planeta (Grupo de Trabalho I do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, 2007).

A energia solar incidente sobre a superfície da Terra é responsável pelo aquecimento do planeta e de sua atmosfera. Parte dessa energia é refletida de volta ao espaço. O percentual de reflexão depende do albedo da superfície refletora. O gelo coberto por neve reflete aproximadamente 80% da radiação incidente sobre ele, e nesta condição tende a manter-se congelado. Quando a cobertura de neve e o próprio gelo começam a derreter, sua espessura e sua refletividade diminuem. Consequentemente, menos radiação incidente retorna ao espaço. Durante o processo de derretimento, além de adelgaçar, a extensão, a área e a concentração do gelo marinho diminuem, expondo maior área de águas abertas. A água possui baixo albedo e a energia solar é absorvida, aquecendo a água e acelerando um processo de retroalimentação positiva que resulta em um aquecimento cada vez maior e um desaparecimento progressivo da cobertura de gelo marinho. Este é o processo que está ocorrendo acentuadamente no Hemisfério Norte (ROTHROCK, YU, & MAYKUT, 1999; LINDSAY & ZHANG, 2005; GILES, LAXON, & RIDOUT, 2008; KWOK, *et al.*, 2009; KWOK & UNTERSTEINER, 2011).

A situação do Hemisfério Norte é tida como dramática, pois apresenta uma redução drástica da área de cobertura e da espessura do gelo marinho da região ártica. Desde o início do século a extensão do gelo marinho no final da estação de degelo tem diminuído aceleradamente. Em setembro de 2012 ocorreu a menor mínima extensão da cobertura de gelo marinho desde 1979, ano inicial da série de medições por satélite. Esta mínima de 2012 (3,41 milhões de km²) foi 49% inferior à média das mínimas do período 1979-2000 que foi de 6,71 milhões de km². Os últimos seis anos (2007-2012) tiveram as seis menores mínimas de todo o período de observação de satélite. O ano de 2012 registrou também a maior taxa de perda de gelo marinho desde o início das pesquisas com satélites (11,83 milhões de km²). Observou-se também que a cobertura de gelo pluri-anual continuou declinante. Em 1988 o gelo de primeiro ano cobria 58% da área congelada e em 2012 a proporção foi de 75%. A tendência atual é de redução da máxima cobertura de inverno de 2,6% por década e a área de cobertura de gelo marinho mínima de verão está sendo reduzida em 13% por década, ambas taxas relativas as médias do período 1979-2000. As taxas de perda de gelo tornam-se mais drásticas pelo adelgaçamento da cobertura de gelo no Ártico (PEROVICH, MEIER, TSCHUDI,

GERLAND, & RICHTER-MENGE, 2012). No ano de 2007 ocorreu a segunda menor mínima desde que há registros. Em 2008 e 2009 a cobertura se reduziu quase tanto como em 2007. Mas a redução não é apenas em extensão, a espessura do gelo marinho no Hemisfério Norte também está se reduzindo. Quanto mais fino o gelo marinho menos estável ele é, e menos resistente ao degelo. Assim, a área e a espessura do gelo plurianual. Isto é, aquele que resiste a estação de degelo, está se reduzindo a cada ano. O gelo novo que é formado no inverno seguinte é mais fino e menos resistente, derretendo mais fácil e rapidamente. Como exposto anteriormente, com a diminuição da espessura e da extensão do gelo marinho, diminui o albedo, a refletividade da superfície, aumenta a absorção de energia solar incidente, aumenta o aquecimento da água, o que acelera o processo de retroalimentação (GILES, LAXON, & RIDOUT, 2008; KWOK, 2009; PEROVICH & RICHTER-MENGE, 2009; KWOK & CUNNINGHAM, 2010; STROEVE, *et al.*, 2011).

Durante o último século, ocorreu uma elevação de 0,6° C na temperatura superficial do planeta. Treze dos últimos quinze anos estão entre os mais quentes desde que há registros instrumentais, sendo que o ano de 2010 foi o mais quente de todos e 2011 foi o mais quente com registro de episódio de “*La Niña*”, fenômeno atmosférico cíclico, normalmente associado a temperaturas atmosféricas amenas. Além disso, as projeções científicas apontam para uma elevação de 4° C até o final do século XXI (WMO, 2011).

Até o início deste século, se acreditava que as coberturas de gelo continental da Groenlândia e da Antártica estavam, de modo geral, estáveis. Porém, se constata que o aquecimento dos oceanos polares está derretendo a base das geleiras, levando ao afinamento das geleiras costeiras em até 16 m por ano. O derretimento basal das geleiras é um dos processos responsáveis pelas desintegrações parciais ou totais de plataformas de gelo, como no caso dos eventos que ocorreram com as plataformas de gelo Larsen A (1995) e B (2002) (SCAMBOS, BOHLANDER, SHUMAN, & SKVARCA, 2004), e Wilkins (2009) (SCAMBOS, *et al.*, 2009).

Mantendo as tendências atuais de elevação da temperatura atmosférica e oceânica, e de redução da cobertura de gelo, tanto marinho, como continental, com as consequências descritas anteriormente nos mecanismos de retroalimentação positiva, até o final do século XXI ocorrerá um aumento médio de 1,4 m

(RAHMSTORF, 2007) a 2,0 m (PFEFFER, HARPER, & O'NEEL, 2008) no nível dos oceanos, segundo as projeções apresentadas no relatório '*Antarctic Climate Change and Environment*' do Comitê Científico sobre Pesquisa Antártica (*Scientific Committee on Antarctic Research*, SCAR) ou entre 0,28 m e 0,43 m, na previsão mais otimista do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC, de 2007. O derretimento do gelo marinho não causa, por si só, elevação no nível do mar, pois já está flutuando sobre ele. Seu papel na elevação do nível do mar se dá pela modificação da estrutura termohalina e suas consequências descritas anteriormente (CONVEY, *et al.*, 2009).

1.5.1. O gelo marinho e a circulação oceânica global

Além do processo de retroalimentação positiva, que leva ao derretimento, descrito anteriormente, é igualmente importante o papel da cobertura de gelo marinho na célula de revolvimento meridional da circulação oceânica global (*Meridional Overturning Circulation*, MOC) (RAHMSTORF, 2006; KUHLBRODT, *et al.*, 2007). A MOC possui três forçantes principais: uma componente de circulação termohalina, marés e ventos. Na circulação termohalina global o gelo marinho desempenha um papel determinante. Quando esse gelo é formado, seja em polínias costeiras ou em mar aberto, pelo resfriamento da água do mar ao ponto de congelamento, ocorre à liberação de sal, que aumenta a salinidade da água do mar da camada subsuperficial e, conseqüentemente, sua densidade. Essa água mais densa afunda e atua como uma bomba, direcionando correntes oceânicas profundas que carregam águas frias de altas para baixas latitudes. Para haver conservação de massa, correntes superficiais (em escala oceânica), com sentido contrário, carregam águas menos densas, aquecidas nas regiões equatoriais e tropicais, de baixas para altas latitudes onde serão novamente resfriadas (RAHMSTORF, 2006; KUHLBRODT, *et al.*, 2007). Quando ocorre aquecimento das regiões polares, o gelo marinho e sua cobertura de neve derretem, liberando água doce para os oceanos, reduzindo desta forma a circulação termohalina e conseqüentemente as trocas de calor dela resultantes, com importante impacto no clima do planeta (PETERSON, *et al.*, 2006).

Capítulo 2 – O GELO MARINHO

2.1. INTRODUÇÃO

2.1.1. Importância do gelo marinho

O monitoramento das variações da extensão da cobertura de gelo marinho nas regiões polares tem grande importância científica, social e ecológica (ZWALLY, *et al.*, 2002). A liberação de sal que ocorre no período de formação do gelo marinho e a liberação de água doce no seu processo de derretimento têm um importante impacto na formação de águas profundas e de fundo nas regiões polares (FAHRBACH, *et al.*, 1995; ORSI, JOHNSON, & BULLISTER, 1999; GORDON, 2001; HUHN, *et al.*, 2008) (Figura 4) e conseqüentemente na circulação termohalina oceânica regional (GARZOLI & BARINGER, 2007; GARZOLI & MATANO, 2011) e global (JACOBS, 2004; RAHMSTORF, 2006) (Figura 5) e (Figura 6), afetando o clima do planeta devido a sua função nas trocas de calor em nível regional (MARTINSON & IANNUZZI, 1998) e global (MACDONALD, 1998; SEIDOV, BARRON, & HAUPT, 2001). Uma melhor compreensão do gelo marinho, especialmente no oceano Austral, é determinante para o entendimento e previsão de alterações climáticas (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002). A influência da cobertura de gelo marinho na formação de massas de água no mar de Weddell foi relatada em vários trabalhos (MUENCH & GORDON, 1995); (GORDON, VISBECK, & HUBER, 2001); (NAVEIRA GARABATO, McDONAGH, STEVENS, HEYWOOD, & SANDERS, 2002); (MUENCH, PADMAN, HOWARD, & FAHRBACH, 2002); (KERR, MATA, & GARCIA, 2009), entre outros.

Na Figura 4 podemos observar uma simplificação dos processos de formação da Água Antártica de Fundo.

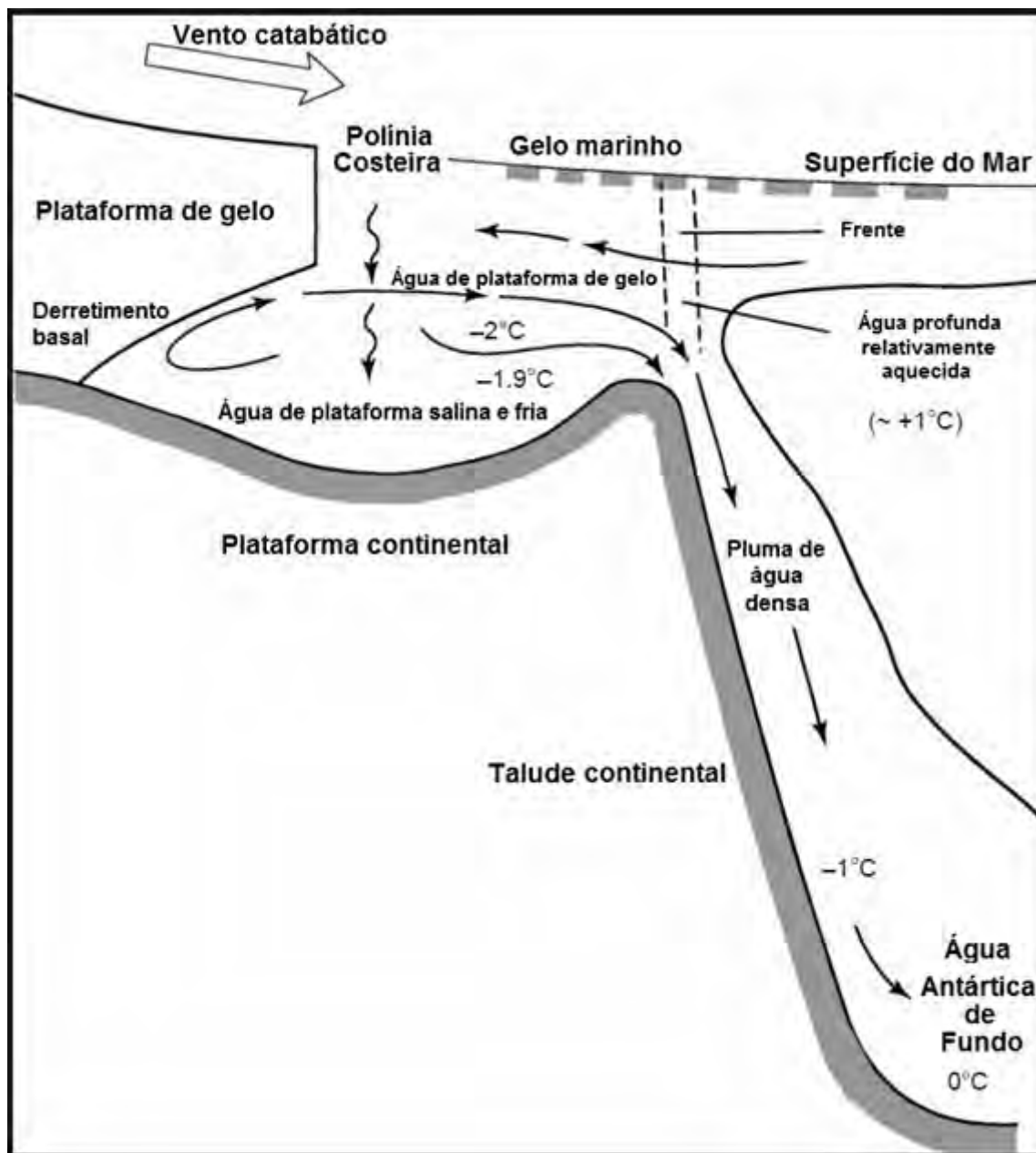


Figura 4 – Ilustração esquemática da formação de Água Antártica de Fundo (AABW) na plataforma e talude continental na Antártica, mostrando a associação de fatores atmosféricos e oceanográficos que tornam a água superficial muito densa causando o seu afundamento. Adaptado de GORDON (2001).

Quando ventos fortes sopram, podem expor grandes áreas de águas abertas em frente à plataforma de gelo (polínia costeira). Ocorre, então, o resfriamento da camada superficial do oceano que, ao atingir o ponto de congelamento, começa a formar gelo marinho que simultaneamente vai sendo afastado em direção ao mar aberto. Nesse processo ocorre a liberação de salmoura e movimentos convectivos de subsuperfície vão resfriando a camada subsuperficial. Esse conjunto de fatores forma uma água mais densa denominada Água de Plataforma de Alta Salinidade

(*High Saline Shelf Water*, HSSW), o que faz com que ela afunde seguindo a topografia do talude continental. Próximo à plataforma de gelo Filchner ocorre uma circulação complexa de HSSW. Devido à pressão hidrodinâmica, a HSSW encontra a Água de Plataforma de Gelo (*Ice Shelf Water*, ISW) à aproximadamente -2° C, por baixo da plataforma de gelo e forma a Água de Plataforma de Baixa Salinidade (*Low Saline Shelf Water*, LSSW). Como a plataforma continental, nesta região, é muito estreita, a LSSW logo começa a afundar. Estas águas densas ao afundarem, encontram a Água Cálida Profunda (*Warm Deep Water*, WDW) a qual é resfriada e salgada, transformando-se em Água Profunda do Mar de Weddell (*Weddell Sea Deep Water*, WSDW). Esta última, se continuar sendo salgada e esfriada pela água que desce pelo talude, transforma-se na Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*, WSBW) (ROBERTSON, VISBECK, GORDON, & FAHRBACH, 2002).

A WSBW é a água mais densa que existe e mantêm-se confinada a bacia do mar de Weddell. A WSDW transborda pela topografia limitante do mar de Weddell através de alguns vales existentes entre altas elevações submarinas, formando a Água Antártica de Fundo (*Antarctic Bottom Water*, AABW) que se espalha pelo fundo da planície abissal do oceano Atlântico em direção norte (Figura 5; Figura 6) (GORDON, 2001).

Outro processo de formação de águas densas ocorre no inverno em alto mar, durante o processo de formação de gelo marinho, com liberação de sal, é formada a Água de Inverno (*Winter Water*, WW). A WW também é formada em polínias de mar aberto (ROBERTSON, VISBECK, GORDON, & FAHRBACH, 2002).

No Hemisfério Norte, a acelerada tendência de redução em área, extensão, concentração e espessura do gelo marinho promove um aporte de água doce ao oceano Ártico que, somado ao aporte continental, modifica todo o ciclo das águas naquela região polar. Isso tem consequências globais, pois as águas do oceano Ártico são exportadas para os oceanos Atlântico e Pacífico integrando-se a célula de revolvimento meridional da circulação oceânica global (Figura 5; Figura 6) (PETERSON, *et al.*, 2006).

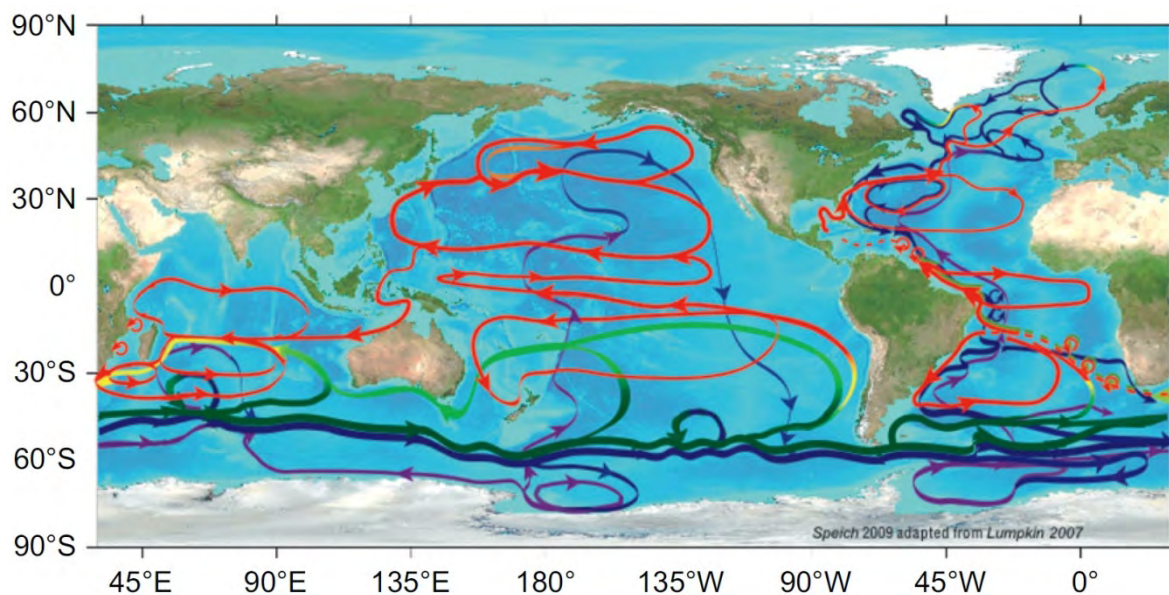


Figura 5 - Representação da circulação oceânica global com o esquema da célula de revolvimento meridional (Meridional Overturning Circulation – MOC). Em vermelho os fluxos superficiais, em azul e púrpura os fluxos profundos, e em amarelo e verde as transições de profundidades. Um histórico sobre a representação esquemática da circulação oceânica global foi escrito por RICHARDSON (2008). Fonte: GARZOLI & MATANO (2011) adaptado de SPEICH, BLANKE & CAI (2007).

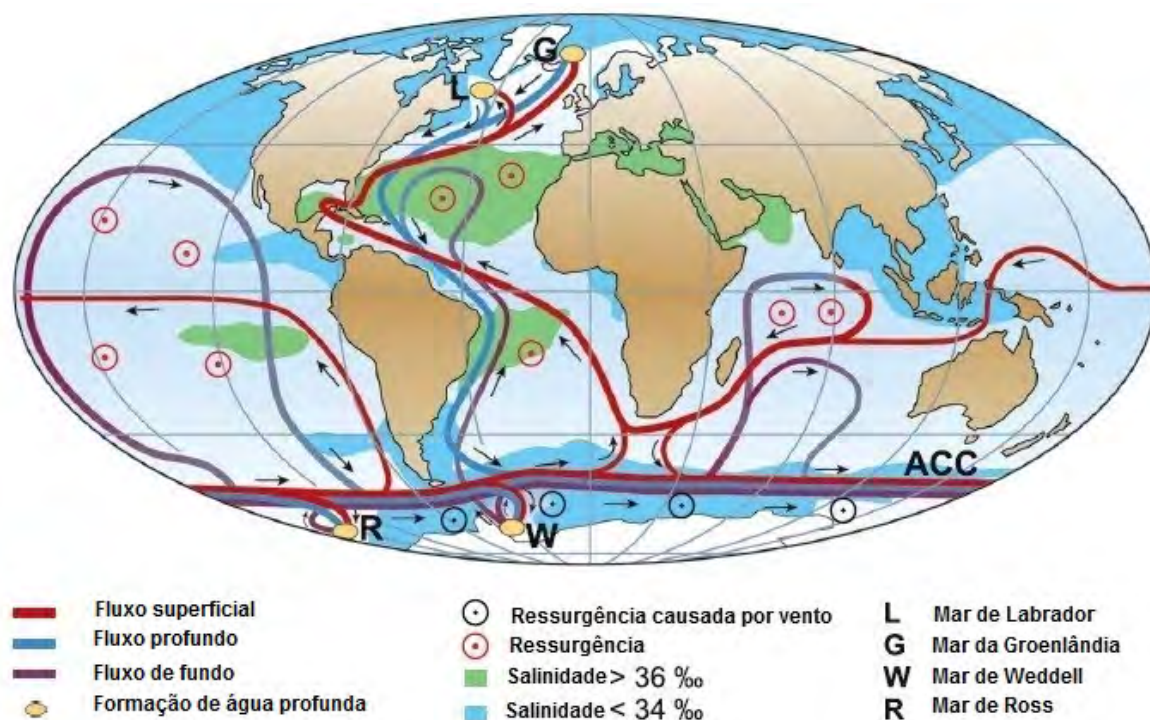


Figura 6 – Circulação termohalina global: em vermelho os fluxos superficiais; em roxo os fluxos de fundo; em azul, os fluxos profundos; degrade as mudanças de nível. Fonte: RAHMSTORF (2006) e KUHLEBRODT *et al.* (2007).

A quantidade de energia solar absorvida pelo oceano e pela atmosfera nas regiões polares é afetada pela diferença de albedo existente entre o gelo marinho, em suas várias formas, e a água (CURRY, SCHRAMM, & EBERT, 1995). Nos oceanos, o albedo do gelo marinho varia de 80% (GRENFELL, 1983) a 98% (VOWINCKEL & ORVIG, 1970) enquanto o da água varia de 10% a 15%, segundo os mesmos autores (CAVALIERI & COMISO, 2000). Desta maneira, a variação na extensão da cobertura de gelo marinho afeta diretamente o balanço de calor nas regiões polares e conseqüentemente causa alterações climáticas (CURRY, SCHRAMM, & EBERT, 1995). Sua baixa condutividade de calor reduz a troca térmica entre o oceano e a atmosfera, ocasionando impactantes alterações na circulação atmosférica (CAVALIERI & COMISO, 2000).

2.2. SOBRE A ESPESSURA DO GELO MARINHO NO HEMISFÉRIO SUL

O gelo marinho no Hemisfério Norte é intensamente estudado há muito tempo. Por ser rota de submarinos, há grande quantidade de medições, feitas por sonar, da parte submersa do gelo marinho (ROTHROCK, YU, & MAYKUT, 1999). O oceano Austral não é rota de navegação de submarinos. Os dados *in situ* sobre espessura de gelo marinho na Antártica são esporádicos, restritos e se resumem aqueles obtidos com fundeios de sonar de visada ascendente (WORBY, BUSH, & ALLISON, 2001; RENNER & LYTLE, 2007); observações a partir de navios e perfurações (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987; LANGE & EICKEN, 1991; WORBY, *et al.*, 2008); a partir de altímetro laser aerotransportado (HAAS & MARTIN, 1999); e a medições com indução eletromagnética diretamente sobre o gelo, a partir de navio, ou com sensor aerotransportado (HAAS, 1998; WORBY, GRIFFIN, LYTLE, & MASSOM, 1999; HAAS, NICOLAUS, WILLMES, WORBY, & FLINSPACH, 2008; HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN, & PFAFFLING, 2009). Por serem medidos apenas nas regiões acessíveis aos navios, geralmente se referem somente as margens do pacote de gelo marinho e representam só a porção pouco espessa da distribuição de espessura de gelo marinho (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011).

Em contraste com o que ocorre com as pesquisas sobre gelo marinho no Hemisfério Norte, onde este elemento da natureza está próximo fisicamente do dia

a dia da sociedade e desperta grande interesse científico, social e político, recebendo grande atenção destes setores, o mesmo não ocorre no Hemisfério Sul. Em especial, o conhecimento sobre a espessura do gelo marinho na Antártica desenvolve-se lentamente, mesmo com a utilização de sensoriamento remoto por satélite (KWOK, 2010). As informações existentes de borda livre e espessura do gelo marinho são feitas a partir de observações de navio e medições pontuais 'in situ' e apenas nas áreas navegáveis. Informações de terreno são fundamentais para a elaboração de algoritmos usados no processamento de informações obtidas com sensoriamento remoto e ainda representam um fator limitante na Antártica. As informações sobre a espessura do gelo marinho são cruciais para o entendimento quantitativo dos processos físicos que ocorrem nos oceanos polares e o sensoriamento remoto por satélite é um poderoso instrumento para ampliar a obtenção desta informação no tempo e no espaço (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

No Hemisfério Norte a tarefa de estimar a espessura do gelo marinho a partir de medidas de borda livre derivadas de radar altimétrico é facilitada pela existência de informações climatológicas da espessura e da densidade da cobertura de neve (WARREN, *et al.*, 1999), pelo fato de que de modo geral o gelo marinho apresenta uma borda livre positiva (i.e., acima do nível do mar) e que no verão o gelo marinho não apresenta cobertura de neve. Para o Hemisfério Sul não há climatologia da cobertura de neve e são comuns bordas livres do gelo marinho negativas, com conseqüente encharcamento e recongelamento da cobertura de neve, formando gelo de neve (LANGE, SCHLOSSER, ACKLEY, WADHAMS, & DIECKMANN, 1990). Isso dificulta as estimativas de espessura do gelo marinho a partir das elevações obtidas com radar ou laser altímetro (GILES, *et al.*, 2007).

2.2.1. Divisão regional do Oceano Austral

A fim de estudar a variabilidade regional no oceano Austral, ZWALLY *et al.*, 1983a (ZWALLY, PARKINSON, & COMISO, 1983) propuseram uma divisão em cinco setores, atualmente utilizada pelos vários autores que escrevem sobre o tema (Figura 7). Esta divisão baseia-se em características topográficas, oceanográficas e meteorológicas regionais:

a) Setor do mar de Weddell: limitado entre 60°W - 20°E. Influenciado pela barreira topográfica da Península Antártica e pelo giro de Weddell. A existência de gelo plurianual a leste da península está intimamente relacionada à sua existência. Assim, também, a ocorrência da polínias no inverno está associada aos ventos catabáticos (MARTIN, 2001) e a própria península.

b) Setor do oceano Índico: limitado entre 20°E – 90°E. A associação de ciclones com as correntes oceânicas promove uma ressurgência de água profunda relativamente morna e mais salgada, que impede o crescimento do gelo marinho possibilitando a formação de polínias (COMISO & GORDON, 1996).

c) Setor oeste do Oceano Pacífico: limitado entre 90°E – 160°E. É o mais distante do Polo Sul geográfico e de configuração de costa convexa. Apresenta grande regressão da linha de gelo no verão. O setor Pacífico apresenta as menores espessuras médias de gelo marinho no oceano Austral, devido principalmente a curta temporada de gelo e a tendência divergente da cobertura de gelo, o que causa diminuição na sua concentração (WORBY, *et al.*, 2008).

d) Setor do mar de Ross: limitado entre 160°E - 130°W. Nele o oceano Austral está mais próximo ao Polo Sul geográfico. A costa, de configuração côncava, e a presença da Plataforma de Gelo Ross, com seus ventos constantes associados a fortes tempestades catabáticas, interferem na circulação oceânica, afastando-a da costa e determinando a quantidade de água que ocorre dentro do pacote de gelo marinho próximo a esta plataforma (KWOK, COMISO, MARTIN, & DRUCKER, 2007).

e) Setor dos mares de Bellingshausen e Amundsen. Limitado entre 130°W – 60°W. A configuração da Antártica Ocidental e a Península Antártica são determinantes para a extensão e concentração do gelo marinho nesta região. A cobertura de gelo marinho neste setor tem grande correlação com a temperatura. Assim sendo, elevação da temperatura na Península Antártica têm forte impacto na redução da camada de gelo marinho observada desde o final da década de 1980 (STAMMERJOHN, DRINKWATER, SMITH, & LIU, 2003).

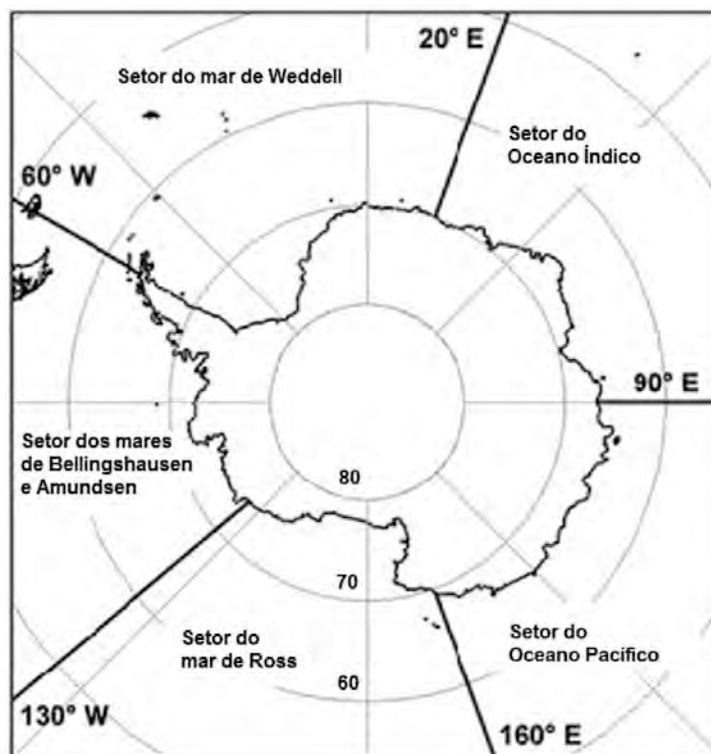


Figura 7 - Os cinco setores do Oceano Austral definidos por ZWALLY *et al.* (1983)a. Adaptado de CAVALIERI & PARKINSON (2008).

2.2.2. Crescimento e distribuição do gelo marinho

Quando a superfície da água do mar atinge a sua temperatura de congelamento (*i.e.*, $\sim -1,9^{\circ}\text{C}$), ocorrem movimentos convectivos que levam ao resfriamento da camada imediatamente subsuperficial (Figura 8). Começa então o processo de crescimento do gelo marinho com a formação de cristais de gelo muito finos, o *frazil*. O passo seguinte é a coalescência destes cristais. Se o ambiente for calmo, forma-se o gelo oleoso. Se houver vento ou ondas, e o mar estiver agitado, forma-se o *shuga*. A próxima etapa é a consolidação. Se o mar estiver calmo, forma-se o *nilas*. Caso haja vento ou mar esteja perturbado por ondas, forma-se o gelo panqueca. A sequência do espessamento se dá por crescimento termodinâmico, por empilhamento ou compressão. Durante todo o processo de formação e crescimento do gelo marinho ocorre a liberação de sal (WORBY, *et al.*, 2008).

Os processos mecânicos redistribuem o gelo marinho. Por empilhamento ou compressão formam vários tipos de cristas e quilhas que implicam no espessamento do gelo marinho. Movendo o gelo espesso, criam fraturas onde expõe águas abertas que são o ambiente de formação de gelo novo (Figura 9). Os

processos termodinâmicos, por congelamento ou derretimento, levam ao ganho ou a perda de massa de gelo. Dependendo do processo preponderante o balanço de massa é positivo ou negativo (WORBY, *et al.*, 2008).



Figura 8 – Processos de formação do gelo marinho: pela ação de fortes ventos, a água superficial atinge a temperatura de congelamento, começa a formar cristais de gelo que se aglutinam e vão espessando cada vez mais o bloco de gelo. A neve que precipita sobre o gelo, ocasionalmente contribui para o seu espessamento, seja por sofrer compactação, for encharcar e recongelar, ou por atuar como isolante térmico. Adaptado de PETIT & NORRO (2000).

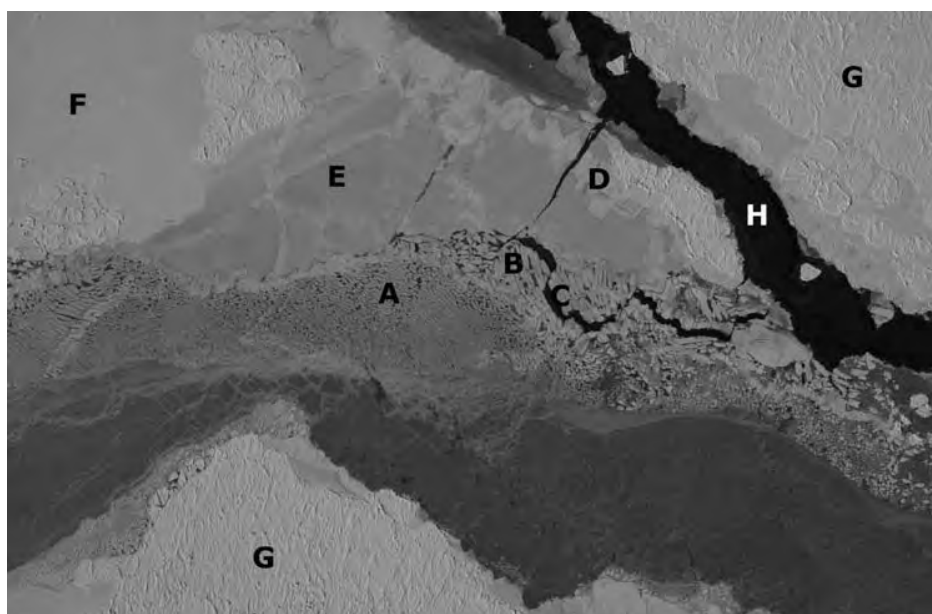


Figura 9 – Fotografia aérea da Antártica, com 1200 m x 800 m de cobertura e resolução de 0,4 m, permitindo a identificação de vários tipos de alvos no gelo marinho. (A) gelo fino partido pelo vento em pequenas peças; (B) depois recongelados juntos; e novamente fraturados formando um (C) novo canal. (D) empilhamento dentrítico em (E) nilas cinza esbranquiçado. (F) Gelo de primeiro ano pouco deformado e (G) gelo antigo deformado com diferentes coberturas de neve. E finalmente (H), gelo oleoso recém formado em um canal. Adaptado de WORBY *et al.* (2008).

Grande parte do gelo marinho da Antártica possui espessura inferior a 30cm, sendo muito sensível à troca de calor com os canais (*leads*) (WORBY & ALLISON, 1991; ALLISON & WORBY, 1994). A espessura média do gelo marinho na Antártica é de 89 cm (WORBY, *et al.*, 2008). A razão para essa espessura relativamente fina, se comparada com o gelo marinho do Ártico, consiste no fato de que o fluxo de calor no oceano Austral é 5 a 10 vezes maior do que no oceano Ártico (DELIBERTY, GEIGER, ACKLEY, WORBY, & VAN WOERT, 2011). Do mesmo modo, o oeste do mar de Weddell apresenta um fluxo de calor oceânico menor se comparado às porções leste e central deste setor (EICKEN, 1998).

O ciclo anual do gelo marinho, na maior parte da Antártica, apresenta um período de crescimento que vai de março a setembro, e um período de derretimento que vai de outubro a fevereiro. A incidência da radiação solar é responsável pelo derretimento do gelo marinho, seja pelo aquecimento direto da superfície desse gelo, ou pelo aquecimento da camada superficial do oceano que leva ao derretimento basal e das bordas dele, principalmente nos canais e polínias (DELIBERTY, GEIGER, ACKLEY, WORBY, & VAN WOERT, 2011). O derretimento do gelo marinho ocorre tanto internamente, como externamente (FELTHAM, UNTERSTEINER, WETTLAUFER, & WORSTER, 2006), o que acelera a retração da cobertura de gelo marinho no oceano Austral (GEIGER & PEROVICH, 2008).

A cobertura de gelo marinho na Antártica não é homogênea em espessura, nem é contínua. Uma complexa mistura de diferentes tipos de gelo marinho, de diferentes espessuras, cobertos por camadas de neve com grande variabilidade textural e de espessura, é intercalada por uma complexa malha de canais de águas abertas (WORBY, *et al.*, 2008). A distribuição do gelo marinho em uma determinada região, descreve a proporção de cada categoria de espessuras de gelo, e varia no tempo, de acordo com o modo com que cada tipo de gelo responde às forçantes termodinâmicas e mecânicas. De modo geral, o gelo mais espesso é mais deformado, apresentando baixa taxa de crescimento, mas tem maior peso no balanço de massa do que aquele mais fino e menos deformado com taxa de crescimento maior. Muitas propriedades físicas do gelo marinho variam de acordo com a sua espessura. Por consequência, as propriedades geofísicas de larga-escala, também variam de acordo com a abundância de cada tipo de gelo marinho (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975). Desse modo, a

espessura do gelo marinho e sua distribuição, têm importante papel nas interações com a atmosfera e o oceano, e por este motivo é de vital importância o conhecimento sobre estes aspectos do gelo marinho e sobre a sua variabilidade regional e sazonal (WORBY, *et al.*, 2008).

A espessura máxima, devida ao crescimento termodinâmico em águas calmas, atingida pelo gelo fixo anual antes de se deformar é de no máximo 2 metros na Antártica (MCGUINNESS, WILLIAMS, LANGHORNE, PURDIE, & CROOK, 2009). Mas em áreas mais dinâmicas, a espessura máxima do gelo marinho não deformado raramente ultrapassa 40 cm na Antártica Oriental (ALLISON & WORBY, 1994), 20 cm no setor do mar de Ross (JEFFRIES & ADOLPHS, 1997) e 60 cm no setor do mar de Weddell (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987). Essas taxas de crescimento termodinâmico desse gelo são determinadas pelas trocas térmicas que ocorrem nas interfaces gelo-oceano e gelo-atmosfera, pela sua história térmica, sua espessura, sua cobertura de neve, sua estrutura interna, e pela distribuição e quantidade de inclusões de salmoura (*brine*) (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975).

Em polínias costeiras (Figura 10) ocorrem as maiores taxas de crescimentos de gelo marinho na Antártica, entre 10 a 20 cm d⁻¹ (MARTIN, 2001), podendo ultrapassar estes valores em condições extremas de inverno quando os ventos catabáticos ultrapassam 40 m s⁻¹ como ocorre frequentemente na baía Buchanan (Figura 11; Figura 12; Figura 13) (ROBERTS, ALLISON, & LYTLE, 2001). Em média o crescimento do gelo marinho nas polínias (Figura 14) fica entre 4 a 8cm.d⁻¹, com igual contribuição de processos dinâmicos e termodinâmicos (BINDOFF, WILLIAMS, & ALLISON, 2001; LYTLE, *et al.*, 2001). As taxas de crescimento termodinâmico em geral, na Antártica, são muito inferiores às que ocorrem nas polínias e ficam próximas a 0,39 cm d⁻¹ (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987).

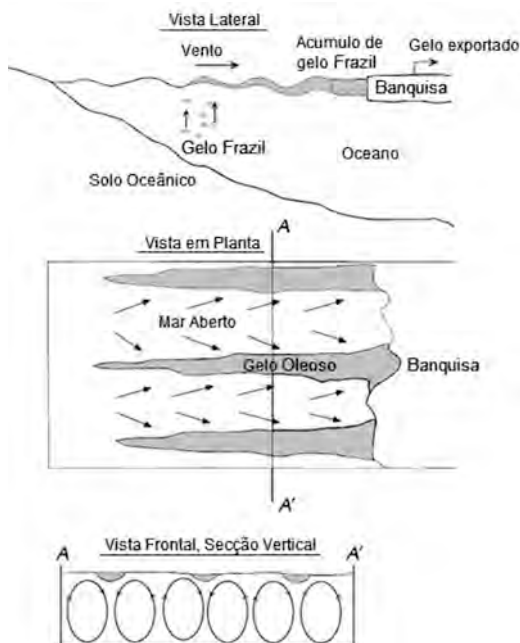


Figura 10 – Desenho esquemático de uma polínia costeira (acima) e dinâmica de propagação em vista de topo (no meio) e em corte longitudinal (abaixo) Adaptado de MARTIN (2001).

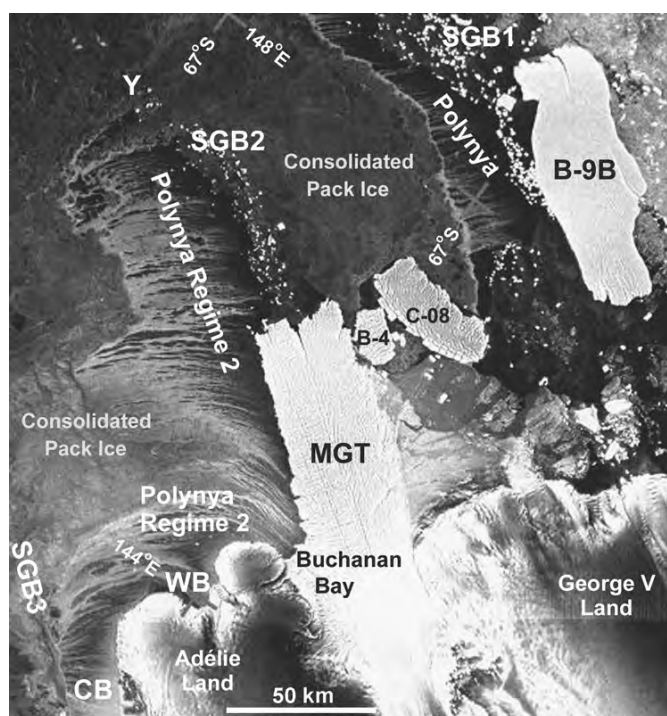


Figura 11 – Recorte de uma imagem RADARSAT SAR com resolução de 100 m da polínia da geleira Mertz, Antártica Oriental, do dia 4 de agosto de 1999. Os fortes ventos de SE neste dia geraram condições para altas taxas de crescimento de gelo marinho. O gelo é formado na forma de frazil alinhado com o vento, cujas estrias são facilmente visualizadas na imagem. O fenômeno é relatado como ‘clássica polínia “fábrica de gelo”’. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. Adaptado de BARBER & MASSOM (2007) Direitos autorais da Canadian Space Agency 1999, processada e distribuída pela Radarsat International. Direito de publicação Commonwealth of Australia.

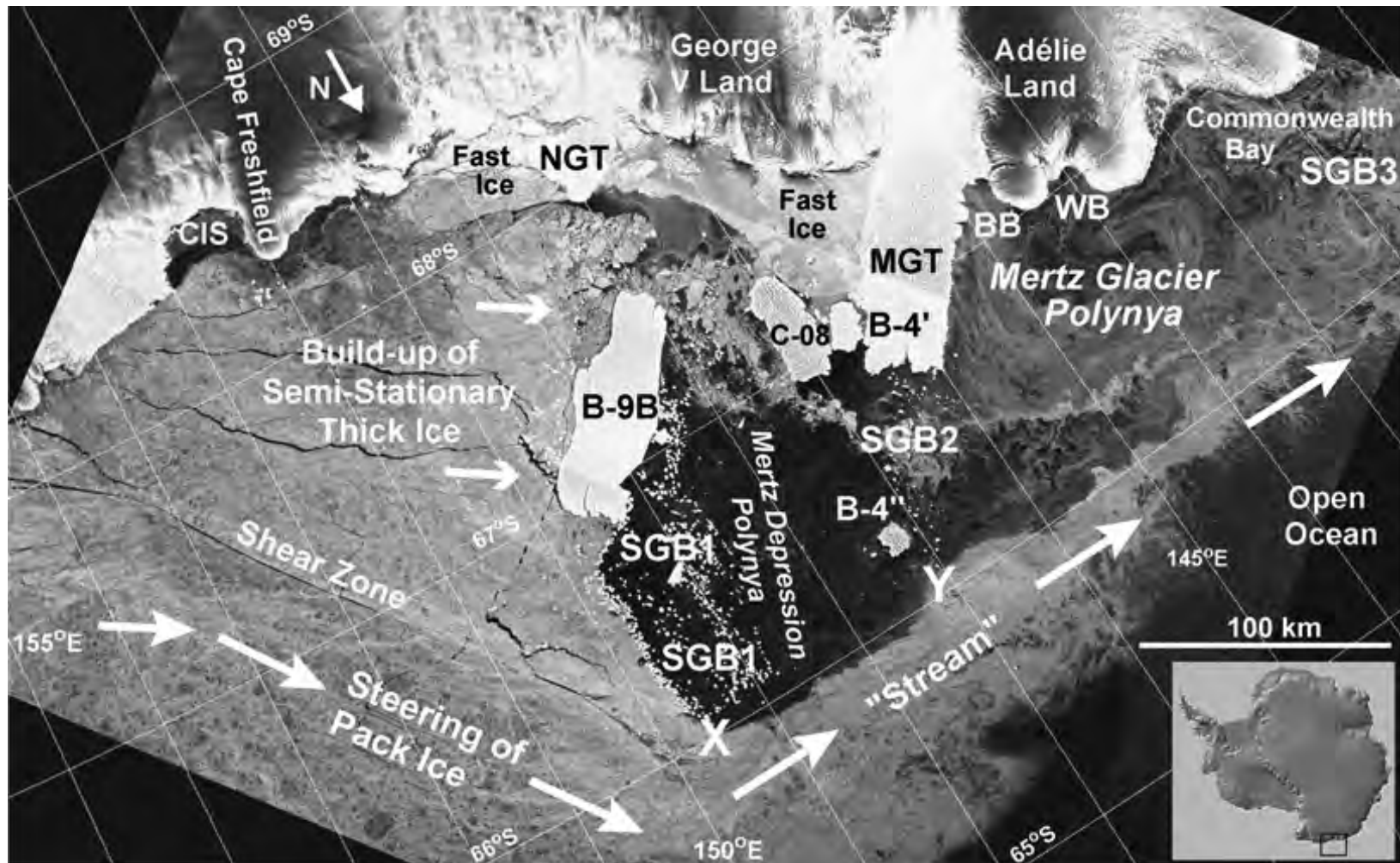


Figura 12 – Imagem RADARSAT SAR com resolução de 100 m da polínia da geleira Mertz, Antártica Oriental, do dia 8 de março de 1998. De modo geral podem ser observados os mesmos alvos da imagem anterior. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; BB é a baía Buchanan, CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. No detalhe a localização da imagem na Antártica. Adaptado de MASSOM (2003). Direitos autorais: Radarsat International 2001 e Cambridge Journals 2003.

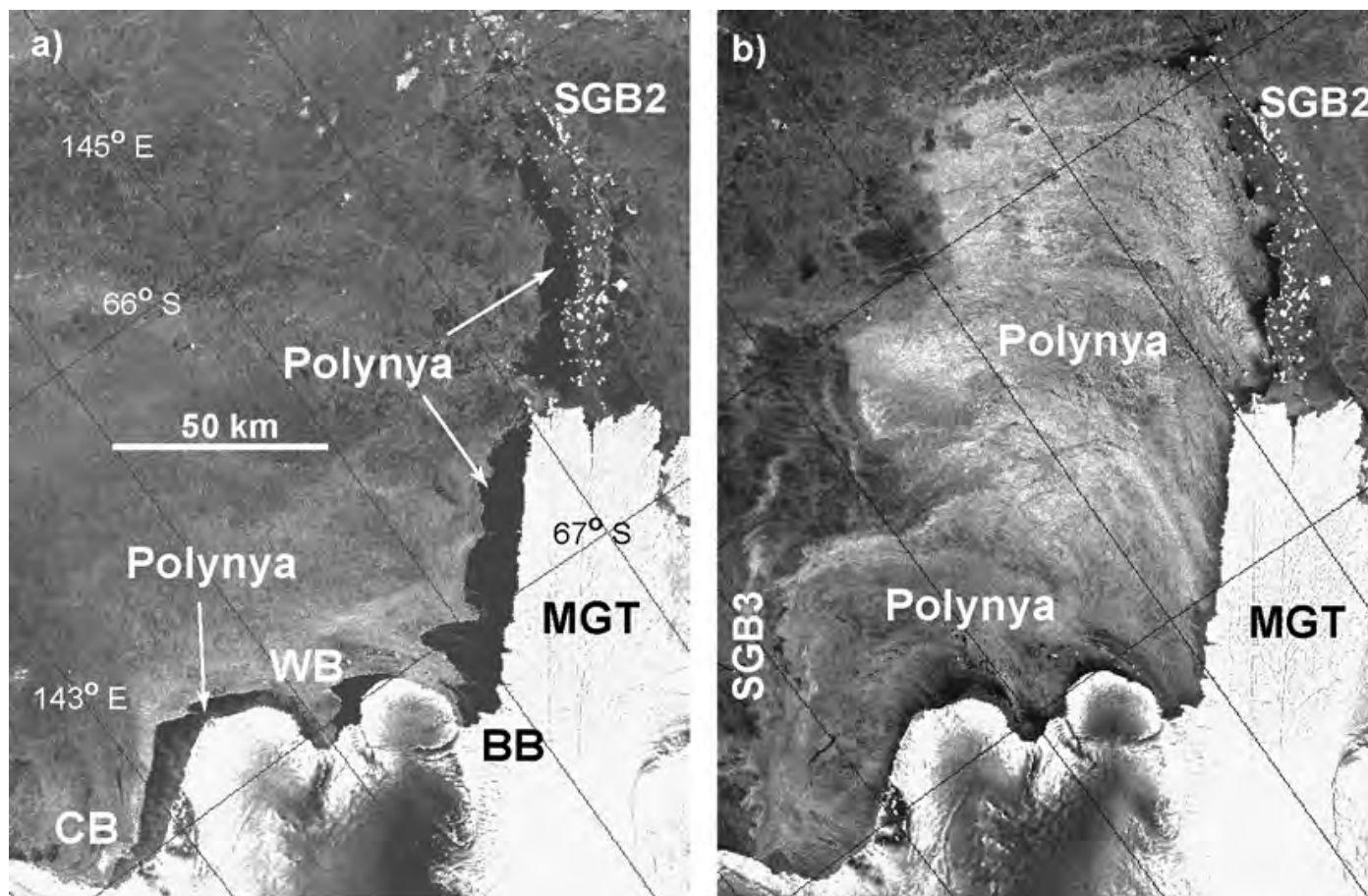


Figura 13 – Imagens SAR RADARSAT-1 com resolução espacial de 200 m da polínia da geleira Mertz, Antártica Oriental, de agosto de 1999. As imagens mostram a polínia submetida há duas distintas condições de vento: (a) ventos fracos de SW, com velocidade inferior a 5 m s^{-1} (dia 14). Observa-se em especial a presença de águas abertas e nilas, represados pela geleira Mertz e pelo grupo de pequenos icebergs aterrados (SGB2); e (b) ventos moderados de SSE, com velocidade superior a 10 m s^{-1} (dia 21). Nota-se em especial o alargamento da polínia e as estrias alinhadas com a direção do vento, resultantes da formação de gelo frazil e da rugosidade das águas abertas. O fenômeno é relatado como ‘clássica polínia “fábrica de gelo”’. B-9B, C-08, e B-4 são icebergs ancorados ao fundo; SGB1, SGB2 e SGB3 são grupos de pequenos icebergs ancorados ao fundo; MGT é a língua da geleira Mertz; CB é a baía Commonwealth; e WB é a baía Watt. Adaptado de [BARBER & MASSOM \(2007\)](#). Direitos autorais da Canadian Space Agency 1999, processada e distribuída pela Radarsat International. Direito de publicação Commonwealth of Australia.



Figura 14 – Distribuição geográfica das polínias da Antártica. W = Polínia de Weddell; M = Polínia da Elevação de Maud; e C = Polínia do Mar dos Cosmonautas. Adaptado de MARTIN (2001).

2.2.3. Importância da cobertura de neve

Estudos observacionais e de modelagem numérica da cobertura de neve do gelo marinho na Antártica sugerem que ela desempenha um papel fundamental no crescimento e derretimento sazonal do gelo marinho no oceano Austral (EICKEN, LANGE, & WADHAMS, 1994; POWELL, MARKUS, & STÖSSEL, 2005; ZHANG, 2007).

A camada de neve sofre processos de sublimação e condensação; transporte e redistribuição pelo vento; inundação pelo mar e recongelamento. A espessura de neve sublimada na Antártica é de 45 cm por ano. Essa perda se

reflete numa menor camada de gelo de neve formada quando da inundação do gelo marinho por água do mar. O gelo marinho da Antártica apresenta maior sensibilidade ao aumento da precipitação de neve do que a sua diminuição. Uma redução de 50% na precipitação de neve reduz em apenas 8% o volume de gelo marinho, enquanto um aumento de 50% na precipitação, aumenta em 30% o volume da cobertura de neve, em 180% o volume de gelo de neve, e em 20% o volume de gelo marinho. O gelo marinho da porção ocidental do Oceano Austral é mais sensível a precipitação de neve do que o gelo da porção oriental (FICHEFET & MORALES MAQUEDA, 1999).

No setor dos mares de Bellingshausen e Amundsen, a elevada taxa de precipitação e acúmulo de neve sobre o gelo marinho eleva o albedo no verão e aumenta a formação de gelo de neve, e conseqüentemente a espessura do gelo marinho. Este efeito amenizou as perdas de massa de gelo plurianual (EICKEN & LEMKE, 2001) que ocorreram a partir dos anos de 1980, nesse setor do oceano Austral, não apenas devido ao aquecimento atmosférico, como também pelo derretimento basal devido a um aumento na transferência de calor do oceano para o gelo marinho (JACOBS & COMISO, 1997).

O transporte de neve, pelo vento, para o oceano tem influência insignificante no aumento do volume de gelo marinho na Antártica (FICHEFET & MORALES MAQUEDA, 1999). Enquanto para o Ártico, os processos relacionados a cobertura de neve do gelo marinho parecem ter importância secundária na sensibilidade desta região às mudanças climáticas (HOLLAND, SERREZE, & STROEVE, 2010), para a Antártica esses processos parecem desempenhar um papel determinante (FICHEFET & MORALES MAQUEDA, 1999; MASSOM, *et al.*, 2001).

A inundação do gelo marinho provoca o encharcamento da cobertura de neve por água do mar e, ocorrendo o recongelamento, resulta na formação de gelo de neve. Esse afundamento do gelo marinho abaixo do nível do mar é provocado por vários fatores, entre eles o sobrepeso que pode ser resultante da precipitação de grande quantidade de neve (MASSOM, DRINKWATER, & HAAS, 1997), ou pela cobertura de gelo fino pela neve redistribuída pelos fortes ventos que ocorrem na Antártica (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987; LANGE, SCHLOSSER, ACKLEY, WADHAMS, & DIECKMANN, 1990; MASSOM, *et al.*, 2001; LEONARD & MAKSYM, 2011). Outra causa é o derretimento basal do gelo marinho causado pelo

fluxo de calor da água do mar na interface gelo-oceano (LYTLE & ACKLEY, 1996) que afina o gelo marinho e rebaixa a borda livre, as vezes abaixo do nível do mar, se ele for coberto por espessa camada de neve (LYTLE & ACKLEY, 2001; HAAS, THOMAS, & BAREISS, 2001; LEWIS, *et al.*, 2011). A formação de neve de gelo por encharcamento é predominante em gelo de primeiro ano (NICOLAUS, HAAS, & WILLMES, 2009).

Na Antártica, a ocorrência de ventos fortes é frequente. Esses ventos afetam tanto a distribuição espacial e a espessura de acumulação de neve devidas a precipitação direta, como por erosão em alguns locais e redeposição em outros, ou mesmo perda para a água dos canais, durante ou após a precipitação da neve (MASSOM, DRINKWATER, & HAAS, 1997). A espessura da neve sobre um determinado bloco de gelo marinho é determinada pela idade do gelo, sua história meteorológica recente e pelo seu grau de deformação, ou seja, se ocorreu uma tempestade de neve, se houve redistribuição de neve por tempestade de ventos que possa ter removido a neve de um bloco plano ou acumulado junto a uma crista (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987; LANGE & EICKEN, 1991; STURM, MORRIS, & MASSOM, 1996; NICOLAUS, HAAS, & WILLMES, 2009; TOYOTA, MASSOM, TATEYAMA, TAMURA, & FRASER, 2011; WILLMES, HAAS, & NICOLAUS, 2011).

As propriedades do gelo marinho e da sua cobertura de neve são diferentes para as duas regiões polares, principalmente no verão. Enquanto no Hemisfério Norte a cobertura de neve derrete totalmente formando lagoas de degelo (*melt ponds*), no Sul as altas taxas de precipitação e acumulação e a baixa ablação, fazem com que boa parte da cobertura de neve resista ao verão (MASSOM, *et al.*, 2001). Adicionalmente as condições de contorno fazem com que no Ártico o grande aporte de água doce sobreponha-se a uma forte picnoclina e na Antártica exista um grande fluxo de calor do oceano (NICOLAUS, HAAS, & WILLMES, 2009).

A formação de gelo de neve, por encharcamento e recongelamento, contribui significativamente para o volume total de gelo marinho (JEFFRIES, WORBY, MORRIS, & WEEKS, 1997; MAKSYM & MARKUS, 2008; WILLMES, HAAS, & NICOLAUS, 2011). Outra importante maneira de formação de neve de gelo é o metamorfismo que ocorre pela compactação da neve, seja por acumulação de neve precipitada ou transportada, seja por sobreposição de gelo marinho (NICOLAUS,

HAAS, & WILLMES, 2009) (Figura 15). O gelo de neve contribui com até 25% do volume total do gelo marinho na Antártica (HAAS, THOMAS, & BAREISS, 2001). Em testemunhos de gelo marinho, coletados nos mares de Bellingshausen e Amundsen, foram encontrados 24% de gelo de neve no inverno e 16% no verão (JEFFRIES, WORBY, MORRIS, & WEEKS, 1997).



Figura 15 – Seções verticais superficiais mostrando neve metamorfozada. (a) e (c) sobre gelo de segundo ano, e (b) sobre gelo de primeiro ano. Fonte: NICOLAUS, HAAS & WILLMES (2009).

Uma melhor compreensão das propriedades da cobertura de neve e da distribuição de sua espessura, em escalas sazonais e regionais, é um pré-requisito para melhorar a calibração de parâmetros geofísicos do gelo marinho obtidos a partir de dados medidos por satélite com sensores de micro-ondas, passivos ou ativos, assim como para as simulações em modelos regionais de gelo marinho (MASSOM, DRINKWATER, & HAAS, 1997). Apesar dos progressos realizados nas últimas três décadas em obter informações sobre área, distribuição e concentração do gelo marinho, seja com a utilização de sensores passivos de micro-ondas, ou com sensores de alta resolução na faixa do visível, infravermelho e ativos de micro-ondas, ainda nos dias de hoje, na Antártica, são apenas promissoras as tentativas de estimar a espessura do gelo marinho e de sua cobertura de neve, a partir de medições de sensores transportados por satélites (MARKUS, *et al.*, 2011).

2.2.4. Distribuição da espessura do gelo marinho

As elevações obtidas com o radar altimétrico do ERS-2, entre 1995 e 2002, foram comparadas com os dados de espessura de gelo marinho recolhidos por observações de navios, constantes do banco de dados do projeto *Antarctic Sea Ice Processes and Climate* (ASPeCt), do período 1985 a 2005, e também com

medições *'in situ'* da porção submersa do gelo marinho (WINSOR, 2001) (*ice draft*) a partir de dois fundeios de sonar com visada ascendente (ULS) realizados em áreas de diferentes espessuras de gelo. A comparação apresenta uma boa concordância e indica a possibilidade de utilização dos dados de altimetria por satélite desde que os estudos sobre densidade da neve e do gelo marinho e também sobre a penetração do radar na neve se desenvolvam para a região da Antártica (GILES, LAXON, & WORBY, 2008).

Devido às dificuldades já descritas para estimar a espessura do gelo marinho a partir de medições feitas por altímetro radar (GILES, LAXON, & WORBY, 2008), ao invés de calcular a espessura do gelo marinho, compararam os dados de elevação medidos pelo radar altimétrico do ERS-2 (Figura 17) diretamente com os dados coletados *in situ*.

Na comparação entre os dados do altímetro radar do ERS-2 e as observações de navio do ASPeCt (Figura 16), ambos revelaram que o gelo marinho no mar de Weddell é mais espesso no oeste do que no leste. A espessura do gelo no setor do Índico e no Setor do oeste do Pacífico também são menores do que no oeste de Weddell. No setor do mar de Ross ocorre gelo fino próximo à plataforma de gelo de Ross e gelo mais espesso no leste. No setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen o gelo mais espesso é encontrado junto à costa (GILES, LAXON, & WORBY, 2008).

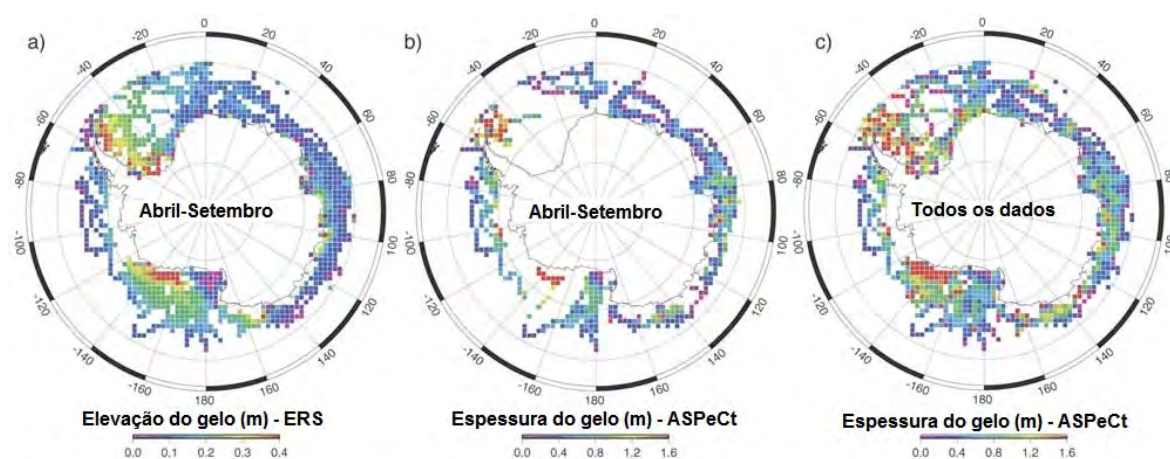


Figura 16 – Comparação entre as informações do altímetro radar do ERS-2 (a) e do banco de dados observacionais do ASPeCt (b) apresentando apenas a média para o período de crescimento do gelo marinho (abril-setembro). (c) Média de todos os dados do banco de dados observacionais do ASPeCt do período 1981 a 2005. Adaptado de GILES, LAXON & WORBY (2008).

Mensalmente, o incremento da elevação do gelo marinho se dá de forma monotônica. Para a Antártica oriental a taxa é de 9 cm.mês^{-1} , para o leste do mar de Weddell, 10 cm.mês^{-1} , e para o oeste de Weddell, 1 cm.mês^{-1} (Figura 17) (GILES, LAXON, & RIDOUT, 2008). A diferença, provavelmente, é devida a presença de gelo perene deformado no oeste de Weddell durante todo o ano, o que resulta em menor crescimento dinâmico e termodinâmico (ACKLEY, 1979). Nas outras regiões predomina gelo de primeiro ano que tem um crescimento termodinâmico em espessura mais acentuado e também maior instabilidade dinâmica apresentando maior formação de cristas (GILES, LAXON, & WORBY, 2008).

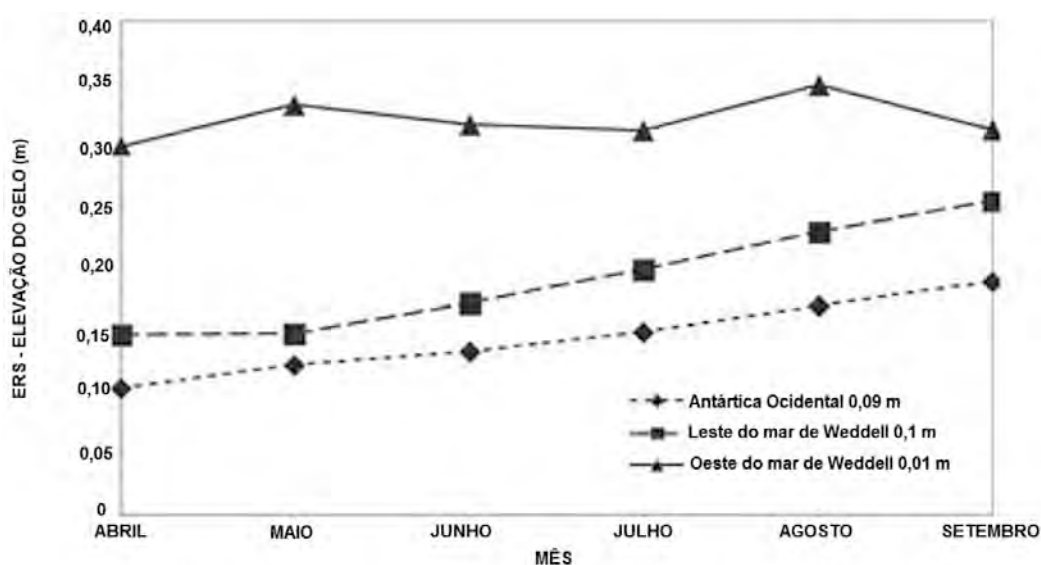


Figura 17 – Elevações médias mensais medidas pelo ERS-2 para a Antártica. Adaptado de GILES, LAXON & WORBY (2008).

As bordas livres derivadas das elevações do radar altimétrico do ERS-2 variaram mais do que as observações *in situ* do banco de dados do ASPeCt (WORBY, *et al.*, 2008). Provavelmente isso se deve a formação de neve de gelo pelo derretimento ou inundação e recongelamento da cobertura de neve, o que altera a interface percebida pelo altímetro radar (GILES, LAXON, & RIDOUT, 2008). Todavia, ainda não está determinada a forma como a neve de gelo interfere nas medições feitas pelo radar altimétrico (MASSOM, *et al.*, 2001). O mesmo ocorreu na comparação com as medições da porção submersa do gelo marinho feitas por submarino, isso leva a conclusão de que a penetração do radar na cobertura de neve na Antártica precisa ser melhor estudada (GILES, LAXON, & WORBY, 2008).

Baseado em 23.373 observações feitas a bordo de navios durante mais de duas décadas (1981–2005) e compiladas pelo *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR) no programa *Antarctic Sea Ice Process and Climate* (ASPeCt), (WORBY, *et al.*, 2008) encontraram para o período e para todo o oceano Austral uma espessura de gelo marinho média de 62 cm. Quando incluíram as cristas a média de longo período sobe para 87 cm com desvio padrão de ± 91 cm (WORBY, *et al.*, 2008).

Apesar da maior frequência de distribuição de gelo fino, que apresenta maior taxa de crescimento, é aquele mais espesso e deformado o responsável pela maior contribuição no balanço de massa do gelo marinho (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975). As propriedades do gelo marinho e suas interações com a atmosfera e com o oceano são determinadas entre outros fatores pela abundância de cada tipo de gelo (MARTINSON, 1990; LANGE & EICKEN, 1991; MARTINSON & IANNUZZI, 1998). Por esse motivo, é muito importante conhecer a sua distribuição e variabilidade regional e sazonal (WORBY, *et al.*, 2008).

O subsetor do oeste do mar de Weddell é particularmente importante por conter aproximadamente 80% do gelo marinho plurianual de todo o oceano Austral e por apresentar grande cobertura de gelo marinho durante todo o ano. Nos demais setores, tipicamente, a cobertura é representada por gelo marinho de primeiro ano que desaparece totalmente durante o verão (WORBY, *et al.*, 2008).

- **NO MAR DE WEDDELL**

Com a utilização de dados de espessura de neve obtidos pelo sensor passivo de micro-ondas *Earth Observing System - Aqua / Advanced Microwave Scanning Radiometer* (EOS AMSR-E) (COMISO, CAVALIERI, & MARKUS, 2003), foi possível estimar a espessura do gelo marinho no mar de Weddell a partir das elevações medidas pelo LiDAR do ICESat (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008). Neste caso, a espessura do gelo marinho foi estimada a partir de valores de borda livre total e da aplicação de um modelo simples de duas camadas que considera o princípio do equilíbrio hidrostático. O dado medido pelo altímetro laser é a elevação da interface neve – ar. Embora a precisão do ICESat seja de 1,5 cm (KWOK, ZWALLY, & YI, 2004) a 2 cm (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008) e a acurácia

das elevações seja de 10 cm (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008) a 15 cm (KWOK, ZWALLY, & YI, 2004), não é possível a determinação direta do valor de borda livre devido aos erros inerentes ao desconhecimento do geóide e a variabilidade temporal da superfície do oceano. Assim, os valores de borda livre total são determinados em relação a um nível de referência que são áreas de águas abertas ou de gelo muito fino. Para quatro conjuntos de dados referentes às estações de outono e primavera de 2004 e 2005 (Figura 18) houve pouca variabilidade nos valores médios de borda livre total, sendo nos outonos 28 cm e 29 cm e nas primaveras 37 cm e 35 cm, para 2004 e 2005, respectivamente. Os valores médios estimados de espessura do gelo marinho foram 133 cm e 152 cm para os outonos e 223 cm e 231 cm para as primaveras de 2004 e 2005, respectivamente. A maior variabilidade da espessura do gelo marinho em comparação à pequena variabilidade nos valores de borda livre total se deve as diferentes espessuras da neve que recobriu o gelo. A diferença sazonal nos valores de borda livre e espessura de gelo, sendo maiores na primavera do que no outono, corresponde ao esperado. Assim como, espacialmente, ocorre um aumento na borda livre e na espessura do gelo marinho em direção à península Antártica em ambas as estações e em ambos os anos (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

A espessura da neve (Figura 18) é maior no oeste do que no leste do mar de Weddell nos meses de maio e junho. Nos meses de outubro e novembro as espessuras de neve são maiores no noroeste do que no sudeste desse mar. A borda livre total aumenta de leste para oeste no mar de Weddell tanto nos meses de maio e junho, como nos meses de outubro e novembro, com os valores mais altos próximos à costa da Península Antártica. A distribuição da espessura do gelo marinho apresenta um padrão semelhante. O gelo marinho se torna mais espesso no sentido leste – oeste do mar de Weddell e os maiores valores são encontrados próximo à Península Antártica. O volume de gelo marinho cresceu 70% entre o outono e a primavera em ambos os anos com pouca variabilidade no valor absoluto. Em maio-junho foi de 5.069 km³ (2004) e 5.095 km³ (2005) crescendo em outubro-novembro para 8.574 km³ (2004) e 8.758 km³ (2005) (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

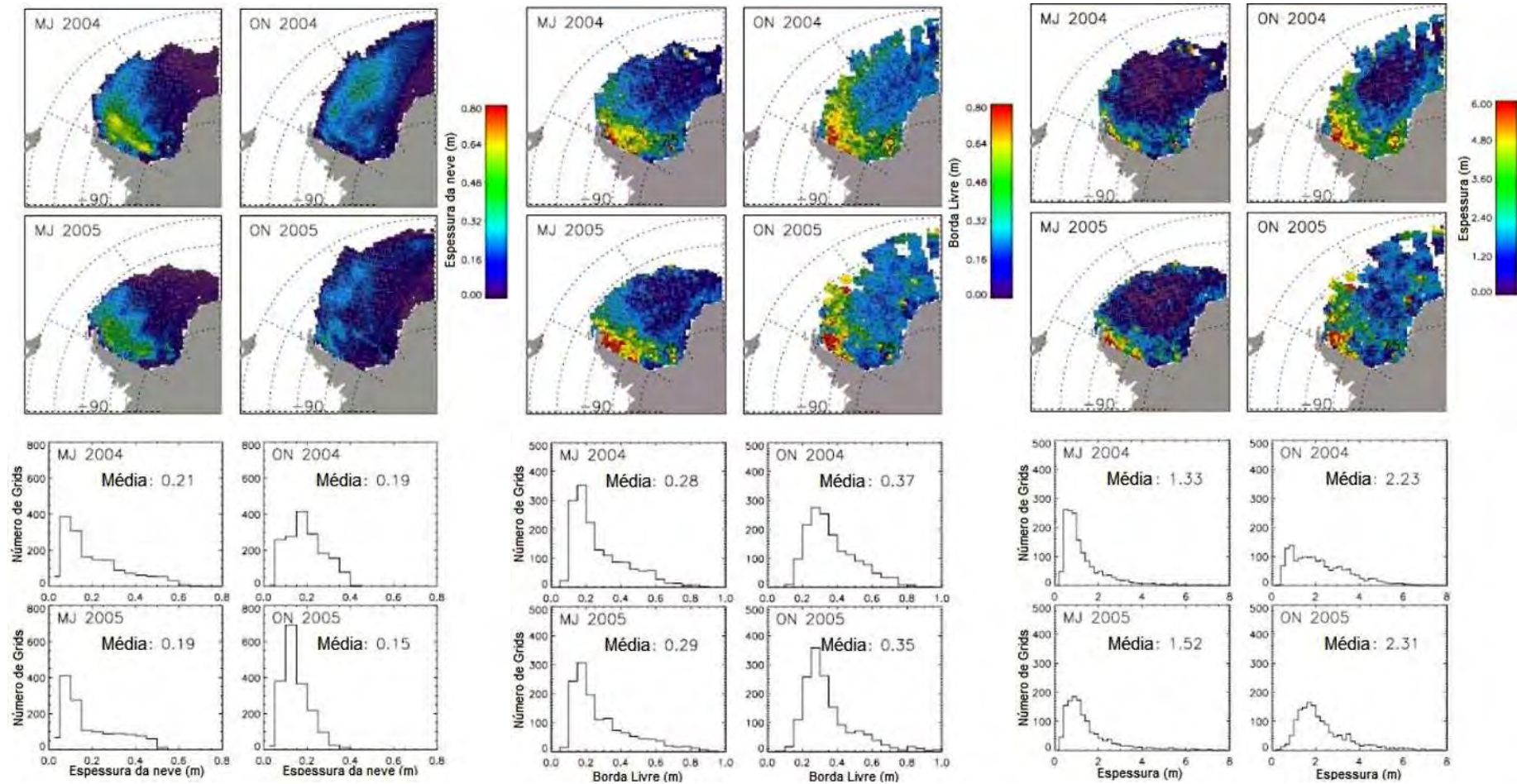


Figura 18 – Mapas e histogramas mostrando a espessura da cobertura de neve (direita), borda livre total (centro), e espessura estimada do gelo marinho (esquerda) no mar de Weddell, para os meses de maio e junho (MJ) e outubro e novembro (ON) dos anos de 2004 e 2005. Adaptado de ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008).

Poucas observações anteriores foram feitas. No final da década de 1980, entre julho e setembro de 1986, no leste do mar de Weddell foram realizadas perfurações, perfis com um sistema de radar de impulso EXTAR 100 MHz transportado por helicóptero e fotos aéreas com câmera de 70 mm para 100 m e 2.000 m de altitude. As espessuras encontradas variaram de poucos centímetros até 5 metros, com moda de 50 cm. Poucas placas de gelo plurianual medindo de 8 a 11 metros de espessura foram observadas. O tipo de gelo predominante foi o panqueca (*pancake ice*) muito concentrado em uma matriz de gelo frazil. Um gelo não deformado com espessura entre 40 cm e 60 cm e coberto por uma camada de neve entre 5 cm e 15 cm foi o padrão predominante. Erros nas amostragens podem ter subestimado a espessura das cristas de compressão (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987).

Entre outubro e novembro de 1989, no noroeste do mar de Weddell, a partir de 19 medições diretas realizadas em perfis de 100 m, em 17 diferentes blocos de gelo marinho, foi encontrada uma complexa mistura de gelo de primeiro ano, gelo de segundo ano e gelo plurianual, possivelmente trazidos de outras áreas deste mar e ali concentrados pelo giro de Weddell. A grande diferenciação entre eles reflete origens e histórias distintas. Quatro classes principais foram definidas: gelo de primeiro ano muito deformado, gelo de primeiro ano pouco deformado, gelo de segundo ano pouco deformado e gelo de segundo ano ou plurianual deformado (LANGE & EICKEN, 1991). As espessuras de gelo marinho encontradas foram duas a três vezes menores que as estimadas a partir das elevações medidas pelo ICESat. As diferenças entre as medições *in situ* e as estimadas pelo altímetro laser podem ser devidas às diferenças nos métodos de amostragem, deriva do gelo marinho, erros de medição, incertezas quanto à cobertura de neve e mudanças na espessura do gelo que possam realmente ter ocorrido no período entre as diferentes amostragens. Todavia, apesar de diferirem no valor absoluto, há concordância nas espessuras relativas. As maiores e as menores espessuras são referidas para as mesmas regiões nos diferentes estudos (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

2.2.5. Variabilidade sazonal da espessura do gelo marinho

Até o presente, o estudo mais compreensivo sobre a variabilidade sazonal e regional para o gelo marinho do oceano Austral, como um todo, se resume ao processamento e análise do banco de dados observacionais do ASPeCt (Figura 19) realizado por (WORBY, *et al.*, 2008).

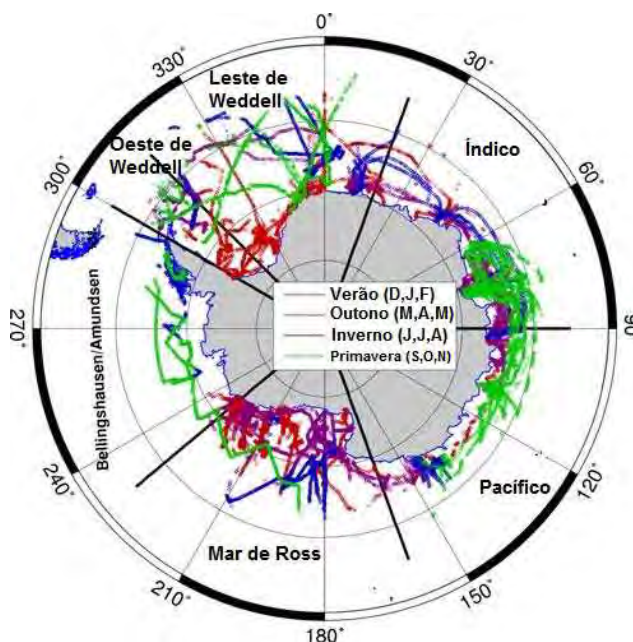


Figura 19 – Mapa representando com diferentes cores a distribuição sazonal dos 81 trajetos de navio (21.710 observações) e 2 voos de helicóptero (1.663 observações) que compõe o banco de dados observacionais do ASPeCt. Verão (dezembro, janeiro e fevereiro) em vermelho; Outono (março, abril, maio) em roxo; Inverno (junho, julho, agosto) em azul; e Primavera (setembro, outubro, novembro) em verde. Adaptado de WORBY *et al.* (2008)

Durante o verão são encontrados extremos. Apesar de ocorrer o derretimento do gelo fino e a menor concentração e extensão relativas da cobertura de gelo sobre o oceano Austral, é nesta estação do ano que se tem os maiores valores de espessura média de gelo marinho na Antártica. Assim, também, a maior variabilidade é refletida em valores de desvio padrão maior. Logo após, no outono, com o acelerado crescimento de gelo novo, o oceano Austral apresenta-se coberto predominantemente por gelo de espessura inferior a 40 cm (50% – 60%) (WORBY, *et al.*, 2008).

No inverno a concentração do gelo marinho alcança 90%. Os canais formados rapidamente congelam. E é nesse período do ano que se verifica a menor variabilidade da espessura do gelo marinho. Em algumas regiões, no inverno e

primavera, existe a ocorrência de uma distribuição bimodal como resultado da deformação da cobertura de gelo marinho.

Por serem estações de transição, o outono e a primavera apresentam concentrações de gelo semelhantes, mas regimes de gelo muito distintos (WORBY, *et al.*, 2008). No outono a presença de gelo novo menos deformado aproxima a moda da média. Na primavera o gelo está deformado resultando em valores médios maiores. O percentual de cristas é uniforme para todas as regiões e estações do ano, isso porque, a deformação ocorre nos estágios iniciais de crescimento do gelo marinho. Todavia, no oeste do mar de Weddell observa-se um percentual maior de cristas em função da presença de gelo plurianual ser também maior (WORBY, *et al.*, 2008).

A espessura da cobertura de neve mostra uma tendência geral de crescimento sazonal a partir do outono até o máximo que ocorre no verão. A cauda da distribuição de espessuras não varia significativamente entre as estações do ano, exceto no verão onde é representada por gelo relativamente espesso. Esta é a evidência de que uma parte do gelo espesso sobrevive ao degelo de verão em todas as regiões. Apesar de estarem representadas apenas as espessuras de até 4,2 m, no oeste do mar de Weddell foram observadas espessuras de gelo de até 27 m (WORBY, *et al.*, 2008).

2.2.6. Variabilidade regional do gelo marinho

No verão a extensão mínima do gelo marinho na Antártica é apenas 15% da extensão máxima que ocorre no inverno. Para determinar o balanço de massa é necessário conhecer tanto a área e a extensão como a espessura do gelo marinho. Medições de área, extensão e concentração do gelo marinho tem sido feitas com sensores de micro-ondas passivos há décadas, todavia a espessura de gelo marinho permanece pouco conhecida até o presente. A compilação e análise dos dados ASPeCt (TIMMERMANN, WORBY, GOOSSE, & FICHEFET, 2004; WORBY, *et al.*, 2008) permanecem sendo o mais completo estudo sobre a espessura do gelo marinho no oceano Austral, todavia existem ainda grandes lacunas no detalhamento regional e sazonal. As dificuldades em coletar dados *in situ* na Antártica, muito particularmente sobre do gelo marinho, demonstram que somente

com a utilização de sensores remotos poderemos ter a cobertura espacial e temporal necessária para o estudo sistemático da criosfera, especialmente do gelo marinho do oceano Austral (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011). A utilização dos dados de radar altimétrico do ERS-2 para determinação de borda livre e consequente estimativa de espessura do gelo marinho (GILES, LAXON, & WORBY, 2008) representa um avanço para o monitoramento do gelo marinho, porém os erros decorrentes da larga pegada instantânea e a penetração das ondas do radar no gelo e na neve tornam imprecisas as medidas de borda livre. É esperado que o aprimoramento do altímetro radar do CryoSat-2 permita uma estimativa mais precisa da espessura do gelo marinho (TONBOE, PEDERSEN, & HAAS, 2010).

Para o Ártico há importantes progressos em recuperar informações sobre a espessura do gelo marinho a partir de observações feitas por satélites calibradas por outros tipos de observações. O gelo marinho no Ártico tem uma dinâmica menor que a do oceano Austral e apresenta uma complexidade menor se comparados. A velocidade de deslocamento no Ártico é de aproximadamente 2 km d^{-1} , enquanto na Antártica é de até 20 km d^{-1} . No Ártico a borda livre do gelo marinho, de modo geral é positiva e há uma climatologia da espessura da cobertura de neve, facilitando a estimativa de espessura do gelo marinho. Na Antártica, é comum a ocorrência de bordas livres negativas, alagamentos de blocos de gelo com encharcamento da cobertura de neve, e recongelamento desta neve encharcada formando neve de gelo. Esses fatores criam interfaces complexas, alternando sistemas de duas e três camadas com diferentes densidades e outras propriedades físicas na maioria dos blocos de gelo marinho. Essas características têm dificultado a elaboração de algoritmos que permitam estimar a espessura do gelo marinho a partir de medições feitas por radares altimétricos (ERS-1 e 2, ENVISat e Cryosat-2) e altímetros laser (ICESat). Também não há climatologia da cobertura de neve e as estimativas feitas com sensores passivos de micro-ondas são imprecisas, pois os algoritmos atualmente existentes possuem a limitação de 50 cm de cobertura de neve, e são encontradas espessuras de neve maiores que 60 cm em várias regiões do oceano Austral (XIE, *et al.*, 2011).

2.2.6.1. Setor do mar de Weddell

A menor variabilidade regional é encontrada no oeste do mar de Weddell que é coberta por gelo marinho durante o ano todo e onde concentra-se 80% do gelo plurianual remanescente no oceano Austral. A grande percentagem de águas livres é decorrente da amostragem da polínia de Ronne em uma expedição que compõe o banco de dados, a qual foi realizada em um ano anômalo de pouco gelo, mas reflete também a grande ocorrência de águas abertas normais a esta região no verão (ACKLEY, 1979). O espessamento do gelo marinho na direção sul – norte também é uma anomalia decorrente do padrão de circulação nesta região do mar de Weddell (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987; LANGE & EICKEN, 1991). Nas demais regiões ocorre um adelgaçamento da espessura do gelo marinho no sentido norte (ALLISON, BRANDT, & WARREN, 1993; ALLISON & WORBY, 1994; WORBY, JEFFRIES, WEEKS, MORRIS, & JANÁ, 1996; JEFFRIES & ADOLPHS, 1997; ASSMANN, HELLMER, & JACOBS, 2005).

O subsetor leste do mar de Weddell é o setor do oceano Austral onde ocorre a maior extensão da cobertura de gelo marinho, atingindo mais de 2.200 km de distância do continente Antártico (GLOERSEN, *et al.*, 1993), mas as características do gelo diferem daquelas do subsetor oeste do mesmo mar. O subsetor oriental de Weddell, os setores do oceano Índico e Pacífico Oeste, mar de Ross e mares de Bellingshausen/Amundsen são semelhantes tanto em variabilidade sazonal como em espessura média anual da cobertura de gelo marinho (WORBY, *et al.*, 2008).

Utilizando 39 boias de deriva monitoradas por satélite, (HEIL & ALLISON, 1999) observaram que nesses setores há uma forte deriva do gelo marinho no sentido oeste, com velocidade de 23 cm s^{-1} , significando, $19,8 \text{ km d}^{-1}$. Essa deriva do gelo ocorre próxima ao continente Antártico e está relacionada a Corrente Costeira Antártica (Figura 20), também chamada Deriva do Vento Leste (DEACON, 1937; MATHIOT, GOOSSE, FICHEFET, BARNIER, & GALLÉE, 2011), a corrente oceânica mais ao sul do planeta, que apresenta velocidade de 10 a 20 cm s^{-1} (FAHRBACH, ROHARDT, & KRAUSE, 1992). Afastado da costa, observa-se um fluxo na direção leste (Figura 20), com velocidade de 17 cm s^{-1} , significando $15,1 \text{ km d}^{-1}$, devido a Corrente Circumpolar Antártica (HEIL & ALLISON, 1999) que apresenta velocidades médias entre 20 e 30 cm s^{-1} (GORDON, 1980).

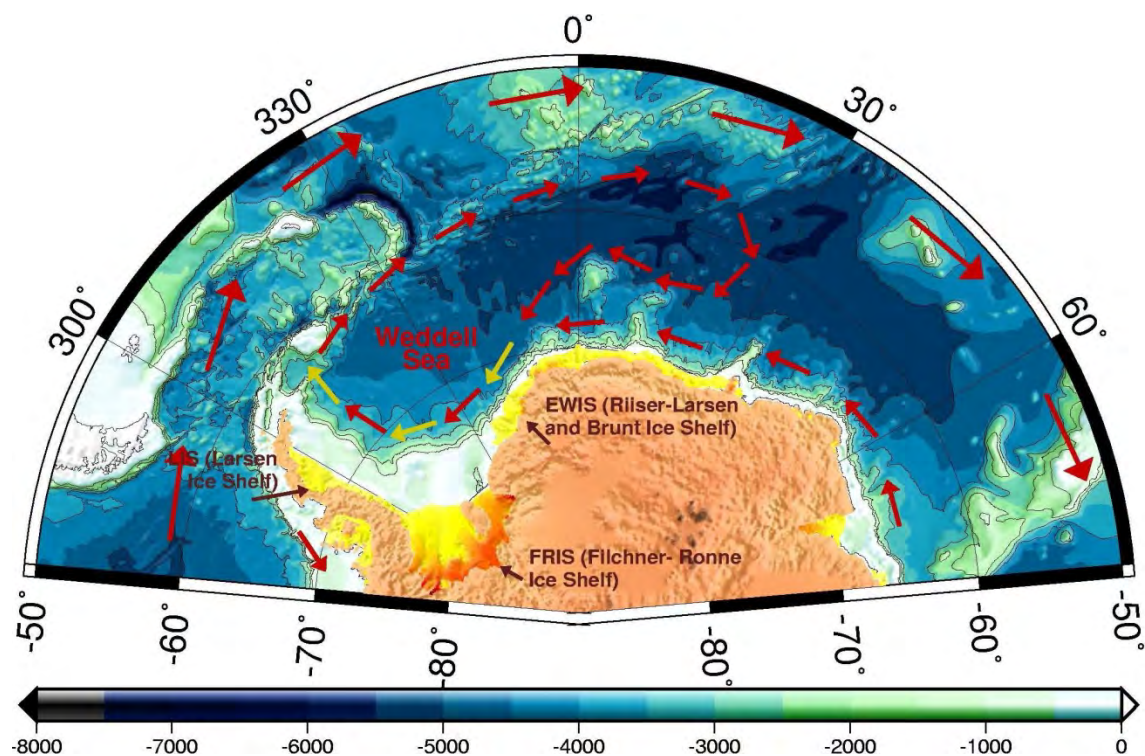


Figura 20 – Representação das principais correntes oceânicas ao redor da Antártica entre 90°W e 90°E. As setas grandes no sentido horário representam a Corrente Circumpolar Antártica. As setas pequenas no sentido anti-horário, próximo à costa representam a Corrente Costeira Antártica. No centro, envolvendo as palavras Weddell Sea, o giro ciclônico de Weddell. Fonte: THOMA, GROSFELD, MOHRHOLZ & LANGE (2005)

No mais recente estudo publicado sobre a estimativa da espessura de gelo marinho a partir da borda livre total, no mar de Weddell, a análise de dados de elevação do altímetro laser do ICESat foi ampliada para o período 2003 – 2009 utilizando toda a série de 17 missões (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011). A borda livre total foi calculada segundo (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008). Para estimar a espessura do gelo marinho a partir da espessura de borda livre, foram utilizadas as espessuras de neve obtidas com AMSR-E (COMISO, CAVALIERI, & MARKUS, 2003) e as densidades nominais de neve, água e gelo marinho.

A altura da borda livre total (Figura 21) e a espessura (Figura 22) do gelo marinho variam sazonalmente refletindo as fases de crescimento e declínio ao longo do ano. É na primavera, durante outubro e novembro que o crescimento do gelo, tanto em extensão como em espessura, atinge o seu máximo. A borda livre média varia entre 33 cm e 41 cm, e a espessura do gelo marinho entre 210 cm e 259 cm. Durante o verão o gelo marinho derrete. O gelo fino desaparece e o remanescente concentra-se principalmente no oeste do mar de Weddell. A borda

livre média varia entre 35 cm e 46 cm e a espessura média entre 148 cm e 194 cm, no final do verão. No final do outono e início do inverno a borda livre média varia entre 26 cm e 29 cm, enquanto a espessura média varia entre 132 cm e 137 cm. Para os meses de primavera as espessuras variaram entre 210 cm e 259 cm. Os padrões de distribuição espacial da espessura de gelo marinho e da elevação são semelhantes no mar de Weddell. A tendência para o período estudado não possui significância estatística devido aos elevados desvios padrões encontrados. A extensão do gelo marinho apresenta tendência de crescimento de $0,45\% \text{ a}^{-1}$ ($23.000 \pm 51.000 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$) e o volume $0,08\% \text{ a}^{-1}$ ($7.000 \pm 92.000 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011).

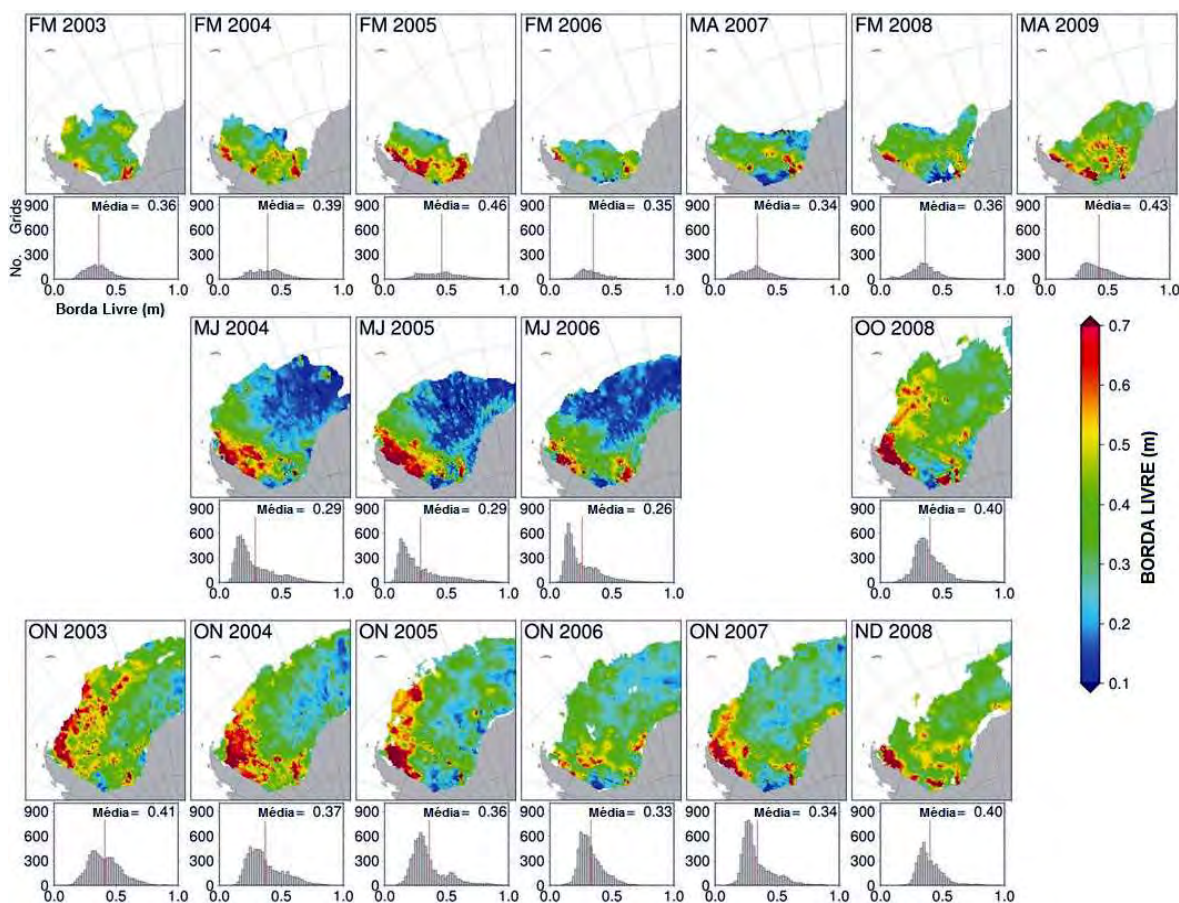


Figura 21 – Borda livre total, no mar de Weddell, calculada para 17 missões do ICESat realizadas entre 2003 e 2009. Nos histogramas a linha vermelha indica o valor médio. FM (fevereiro e março); MA (março e abril); MJ (maio e junho); OO (outubro); ON (outubro e novembro); ND (novembro e dezembro) e o ano da campanha. Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011).

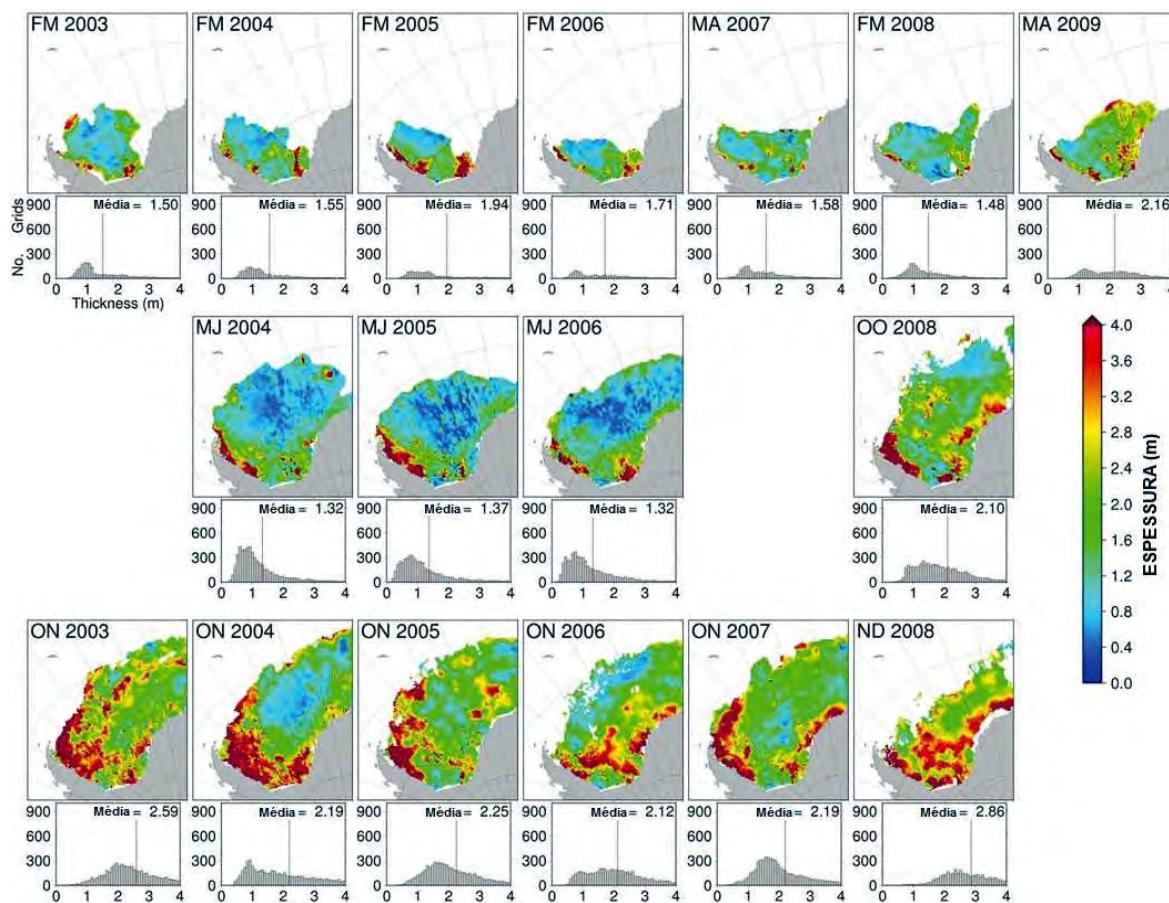


Figura 22 – Espessura do gelo marinho, no mar de Weddell, estimada a partir da borda livre total, para 17 missões do ICESat realizadas entre 2003 e 2009. Nos histogramas a linha vermelha indica o valor médio. FM (fevereiro e março); MA (março e abril); MJ (maio e junho); OO (outubro); ON (outubro e novembro); ND (novembro e dezembro) e o ano da campanha. Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011).

A espessura do gelo marinho aumenta do leste para o oeste do mar de Weddell durante todo o ano. Os valores máximos são encontrados na costa leste da península Antártica. O padrão de circulação acompanha o giro ciclônico do mar de Weddell. A maior variabilidade interanual é verificada nos meses de primavera. No noroeste do mar de Weddell, nos outonos de 2006 e 2008, ocorreu um gelo relativamente mais fino do que nos demais anos. Já na região central de Weddell no ano de 2006 as espessuras foram maiores do que nos demais anos da série estudada por (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011).

Como as estimativas da espessura do gelo marinho são feitas a partir das elevações e de valores estimados da espessura de neve, normalmente ocorrem erros (Figura 23). Uma espessura de neve subestimada implica numa superestimativa da espessura do gelo marinho, o inverso também é verdadeiro. Foram observados diferenças entre medições *in situ* e às derivadas do ICESat.

Tanto para o setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen (XIE, *et al.*, 2011), como para a Antártica Oriental, entre 115 - 130°E (WORBY, *et al.*, 2011) o ICESat superestimou a espessura do gelo marinho em 9,5% (138 cm e 126 cm) e 10,8% (174 cm e 157 cm), respectivamente. Todavia, essas diferenças podem estar relacionadas à alta velocidade de deslocamento do gelo marinho nessas duas regiões (19 km d^{-1}) que ocasiona grandes variações das elevações de borda livre. O mesmo pode não ocorrer no setor de Weddell devido às diferentes características do gelo marinho ali presente (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011). A incerteza do método é de 58 cm, para a espessura do gelo marinho, o que é considerado um valor muito alto, indicando que existe a necessidade de melhorar os conhecimentos sobre a espessura da neve, bem como sobre as densidades da neve, do gelo marinho e da água (Figura 23). YI, ZWALLY & ROBBINS (2011) observaram que a área de gelo marinho que sofre alagamento (*flooding*) no oeste do mar de Weddell, no final do verão, varia entre 20,2% e 42,8%. Esse percentual máximo é compatível com o percentual estimado anteriormente para áreas alagadas nesta região (LYTLE & ACKLEY, 1996). Na primavera, a área alagada varia entre 0,1% e 8,5%, e no outono, entre 11,4% e 19,7%. Para o inverno o percentual de área inundada é de 17,4% (WADHAMS, LANGE, & ACKLEY, 1987).

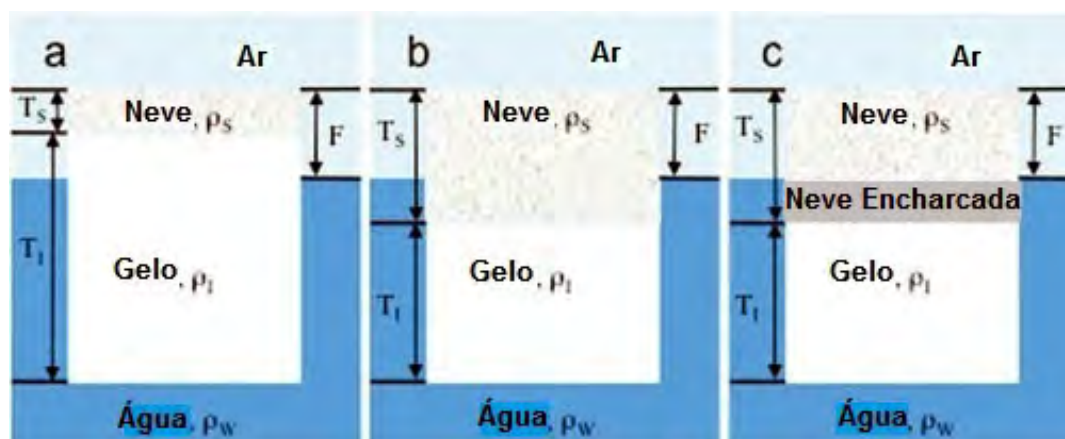


Figura 23 – Representação gráfica do gelo marinho nas três principais estruturas encontradas no oceano Austral: (a) a estrutura mais comumente encontrada é a borda livre positiva, isto é, a interface cobertura de neve / gelo marinho está acima do nível do mar; (b) frequentemente é encontrada a situação de borda livre negativa, onde a interface cobertura de neve / gelo marinho está posicionada abaixo do nível do mar, normalmente devido à grande acumulação de neve sobre o gelo marinho; (c) após um período na situação (b) que pode perdurar semanas, pode ocorrer a percolação de água do mar através do gelo marinho ou simplesmente o alagamento a partir das bordas do bloco de gelo, causando o encharcamento da camada de neve que está abaixo do nível do mar. Caso a neve encharcada congele, converte-se em gelo de neve e retorna a situação (a). Adaptado de YI, ZWALLY & ROBBINS (2011).

Medições de espessura, borda livre, profundidade e densidade da cobertura de neve, coincidentes com a passagem de satélites, continuam sendo necessárias para a calibração dos dados obtidos pelos sensores remotos para possibilitar a utilização dessas informações e expandir a cobertura espacial e temporal da coleta de tais parâmetros (YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011).

A distribuição das espessuras do gelo marinho é altamente anisotrópica com rígido padrão de variabilidade espacial norte-sul e Leste-Oeste em função de sua natureza circumpolar. O oeste do mar de Weddell e o leste do mar de Ross possuem as maiores espessuras de gelo (WORBY, *et al.*, 2008) (Figura 24).

A espessura média do gelo marinho ao sul da porção ocidental do mar de Weddell é de 1 m e a longo da costa da península Antártica as espessuras aumentam para 1,5 m a 2 m em direção ao norte, devido a associação entre a morfologia da costa e plataforma continental e a dinâmica do giro de Weddell (WORBY, *et al.*, 2008).

Próximo à costa, na porção leste do mar de Ross são encontradas espessuras semelhantes, mas como nos demais setores do oceano Austral, o espessamento se dá gradativamente no sentido norte-sul. Localmente, icebergs, línguas de gelos e polínias podem alterar este padrão aumentando ou diminuindo a espessura do gelo marinho (WORBY, *et al.*, 2008).

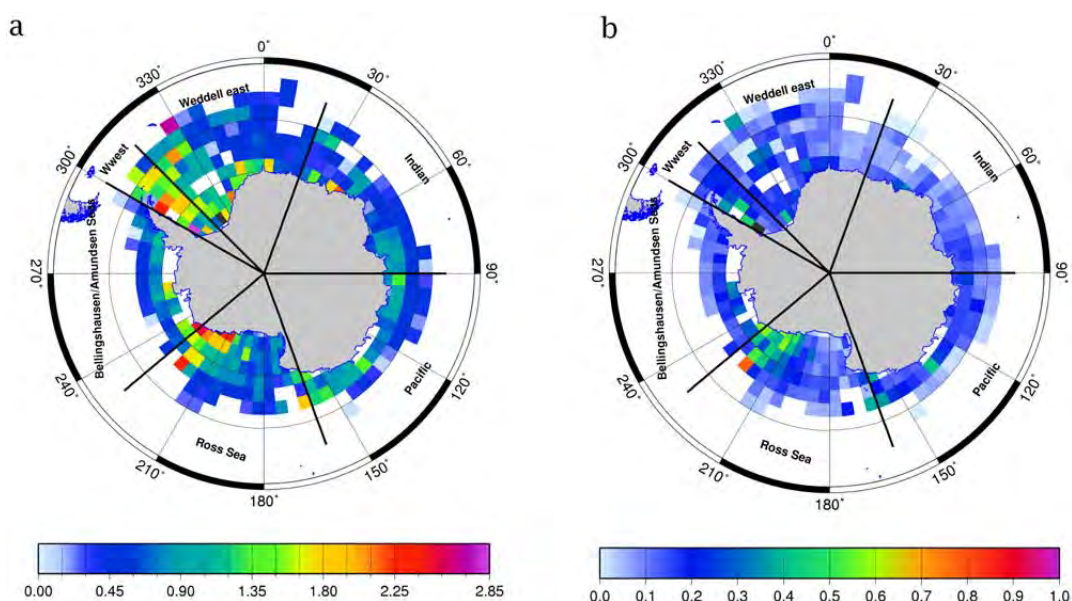


Figura 24 – Mapas da Antártica com grade de 2,5° de latitude x 5° de longitude: (a) espessura média (m) anual do gelo marinho (incluindo as cristas); e (b) espessura média (m) de neve. Foram utilizados os dados brutos incluindo as observações de água. Fonte: WORBY *et al.* (2008).

A cobertura de neve sobre o gelo marinho é muito uniforme exceto no oeste de Weddell e leste de Ross (Figura 24). Esta observação pode ser um erro oriundo das medições do ASPeCt serem referenciadas pelo nível do mar, mas pode indicar a transformação de neve em gelo de neve a partir de uma espessura máxima possível de acumulação. As observações do ASPeCt não refletem os extremos máximos de acumulação de neve que ocorrem entre fendas e entre cristas, nem as mínimas acumulações de neve no topo das cristas, por este motivo servem apenas como valores referenciais (WORBY, *et al.*, 2008).

Apesar de ser o melhor banco de dados disponível, coletados nas últimas duas décadas, as observações do ASPeCt apresentam grandes lacunas e não permitem um detalhamento da variabilidade espacial e nem de longo prazo (WORBY, *et al.*, 2008). O que se tem é uma climatologia média de grande escala e quando possível a variabilidade sazonal e de algumas regiões melhor amostradas.

Para o oceano Austral como um todo a mediana das espessuras tem 62 cm, a média é 87 cm e o desvio padrão 91 cm. Estas estatísticas gerais denotam a grande variabilidade regional e sazonal das espessuras e o alto grau de deformação do gelo marinho. A utilização de apenas um valor médio não representa corretamente a distribuição das espessuras da cobertura de gelo, por não representar a sua variabilidade em função dos processos de crescimento, deformação, metamorfismo e derretimento. Também deve ser levado em conta que diferentes observadores foram responsáveis pela coleta de dados o que implica em possível erro quando se trata de observações visuais feitas a partir de navio ou helicóptero (WORBY, *et al.*, 2008).

2.2.6.2. O setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen

O máximo de retração da cobertura de gelo no oceano Austral ocorre no mês de fevereiro, exceto nos setores do mar de Ross e dos mares de Bellingshausen/Amundsen nos quais é no mês de março (GLOERSEN, *et al.*, 1993).

A redução da extensão e área do gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen tem sido observada há décadas (COMISO & NISHIO,

2008), mas nada pode ser dito sobre a variabilidade ou tendências da espessura do gelo marinho, tanto para o setor destes mares, como para Oceano Austral em geral (XIE, *et al.*, 2011).

Usando o banco de dados observacionais de espessura de gelo marinho e sua cobertura de neve do ASPeCt para o setor de Bellingshausen/Amundsen, associado a imagens de satélite de sensores passivos e ativos de micro-ondas, medições eletromagnéticas, e perfurações, XIE *et al.* (2011) geraram um modelo para estimar a espessura de gelo marinho e calibrar informações de borda livre total, feitas a partir das elevações medidas pelo ICESat nesta área (Figura 25).

A espessura média do gelo marinho estimada com dados do ICESat foi $138 \text{ cm} \pm 70 \text{ cm}$ e a borda livre total $42 \text{ cm} \pm 24 \text{ cm}$. Considerando o gelo de primeiro ano e plurianual separadamente, a espessura do gelo marinho foi, respectivamente, $106 \pm 40 \text{ cm}$, e $159 \pm 75 \text{ cm}$; e a borda livre total foi $29 \pm 14 \text{ cm}$, e $48 \pm 26 \text{ cm}$, respectivamente. Esses resultados foram compatíveis com as medições *in situ*, possibilitando o uso de dados ICESat para estimar espessura de gelo marinho e borda livre em todo o Oceano Austral (XIE, *et al.*, 2011).

No Ártico o gelo marinho apresenta, geralmente, borda livre positiva (Modelo 1 na Figura 25) e raramente a interface neve/gelo encontra-se abaixo do nível do mar (modelo 2 na Figura 25) apresentando uma borda livre negativa para o gelo marinho. No Oceano Austral a borda livre do modelo 2 (Figura 25) pode ocorrer por meses em regiões muito frias e de gelo espesso (*i.e.*, oeste do mar de Weddell) ou por poucos dias em regiões menor frias com gelo fino (*i.e.*, leste do mar de Weddell). É muito comum em todo o oceano Austral, independente das estações do ano, do peso da cobertura de neve afundar o bloco de gelo a ponto de ocorrer um alagamento por água do mar o que faz a neve encharcar (modelo 3). Havendo o congelamento da neve encharcada (*slush*), isto é, a conversão de neve em gelo (GOLDEN, ACKLEY, & LYTLE, 1998; GOLDEN, 2001), o que ocorre no período de duas a três semanas (LYTLE & ACKLEY, 1996), ocorrerá um reequilíbrio isostático no qual a nova interface neve/gelo marinho ficará acima do nível do mar, e então a borda livre torna-se positiva, podendo ser novamente aplicado o modelo 1 (XIE, *et al.*, 2011).

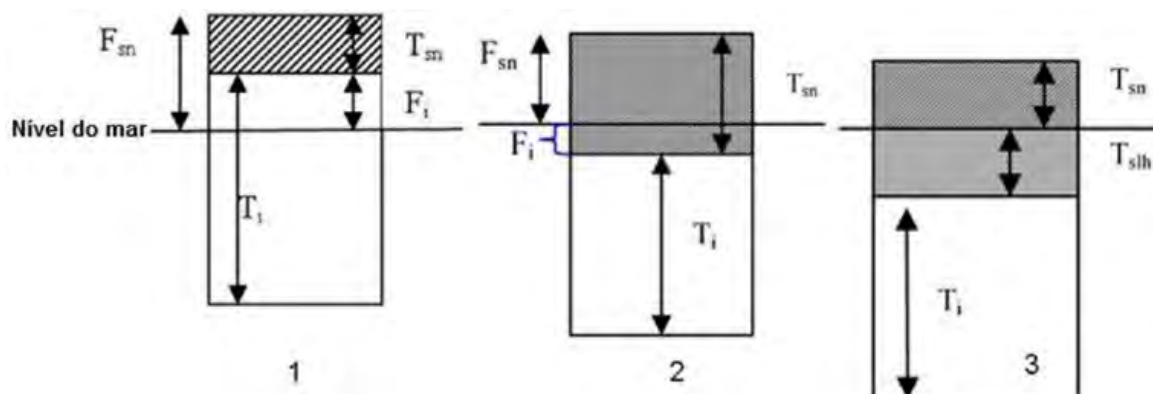


Figura 25 - Os três modelos gerais usados para estimar a espessura do gelo marinho a partir de informações de borda livre derivadas das elevações medidas por satélite, no caso o ICESat. F_{sn} é a borda livre da neve que pode ser derivada da elevação medida pelo altímetro laser do ICESat; F_i é a borda livre do gelo marinho e pode ser derivada da elevação medida pelo radar altimétrico; T_{sn} é a espessura da neve; T_i é a espessura do gelo marinho; e T_{slh} é a espessura da camada de neve encharcada. Quando existe a camada de neve encharcada (modelo 3) a espessura da neve não encharcada (T_{sn}) é igual a borda livre da neve (F_{sn}). Adaptado de XIE *et al.* (2011).

Durante a inundação do gelo marinho por água do mar, com formação de neve encharcada e também, se em fase posterior, a neve encharcada se converter em gelo, ocorrem mudanças nas propriedades eletromagnéticas do gelo em função da percolação de salmoura (GOLDEN, ACKLEY, & LYTLE, 1998). Isso altera a assinatura eletromagnética do gelo marinho, o retroespalhamento de micro-ondas. Pequenas alterações de salinidade ou temperatura modificam a microestrutura do gelo marinho, sua permeabilidade, e conseqüentemente o transporte de salmoura, água do mar, nutrientes, biomassa e calor através do gelo. Esta sensibilidade do gelo marinho a pequenas alterações do meio circundante o difere de outros alvos porosos como areia e ossos (GOLDEN, 2001).

Estudos observacionais sobre a espessura do gelo marinho na Antártica são limitados, primariamente, devido à limitação dos navios de pesquisa em quebrar o gelo marinho e assim acessar amplamente as áreas cobertas. Esta limitação é evidente, em especial, no setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen (WORBY, *et al.*, 2008).

2.3. MOVIMENTO DO GELO MARINHO E CIRCULAÇÃO OCEANOGRÁFICA

2.3.1. No Oceano Austral

A distribuição da borda livre, e conseqüentemente da espessura do gelo marinho no mar de Weddell, guarda relação com a espessura da neve acumulada sobre ele e com a concentração de gelo, e é fortemente influenciada pelo padrão de circulação oceânica, principalmente pelo giro ciclônico do mar de Weddell (Figura 26). ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008), calcularam os principais campos de velocidade do gelo marinho no mar de Weddell (Figura 27), processando dados da temperatura de brilho medida pelo AMSR-E (89 GHz) com traçadores baseados em transformada de ondeletas para rastreamento do gelo marinho.

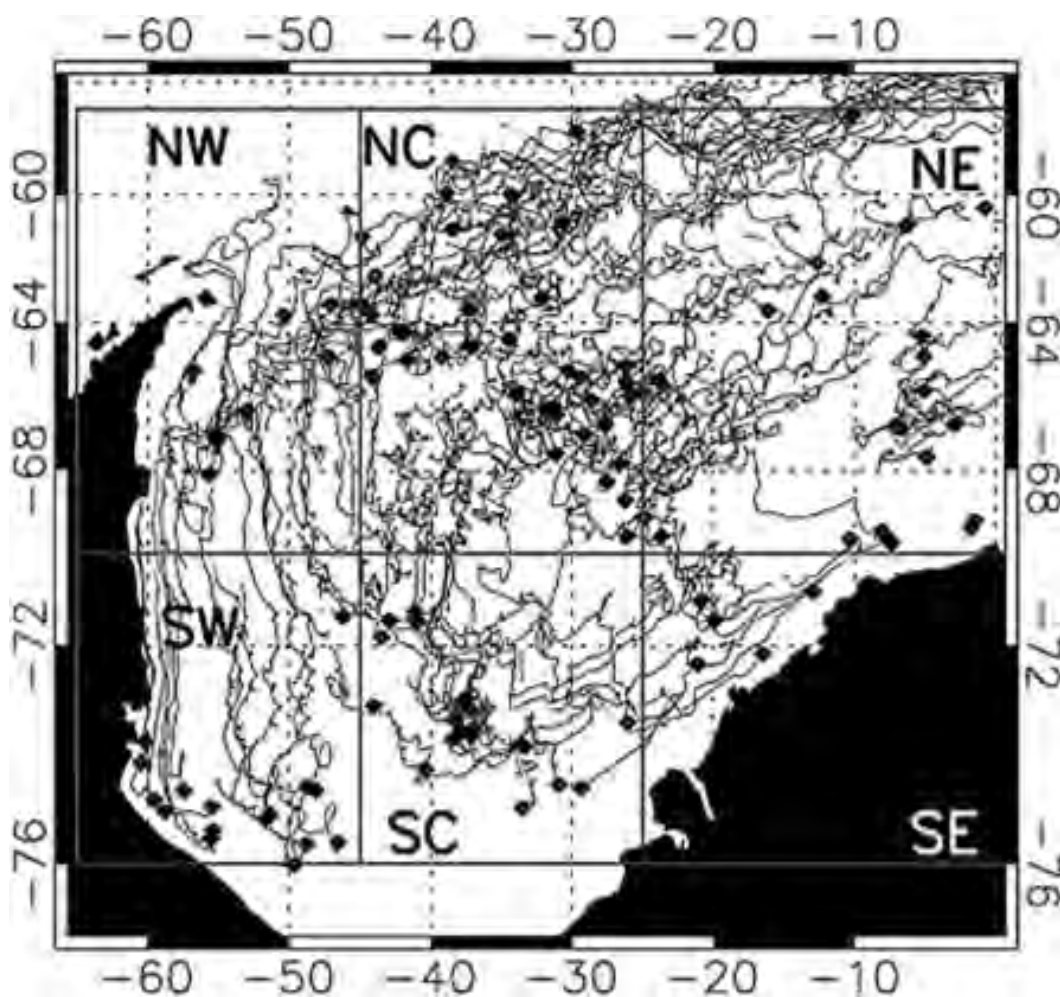


Figura 26 – Distribuição dos pontos de ativação das boias ARGO lançadas no período 1989-2005 e suas trajetórias. Pode-se ver claramente que as trajetórias seguem o padrão de circulação do giro do mar de Weddell. Fonte: (SCHWEGMANN, HAAS, FOWLER, & GERGES, 2011).

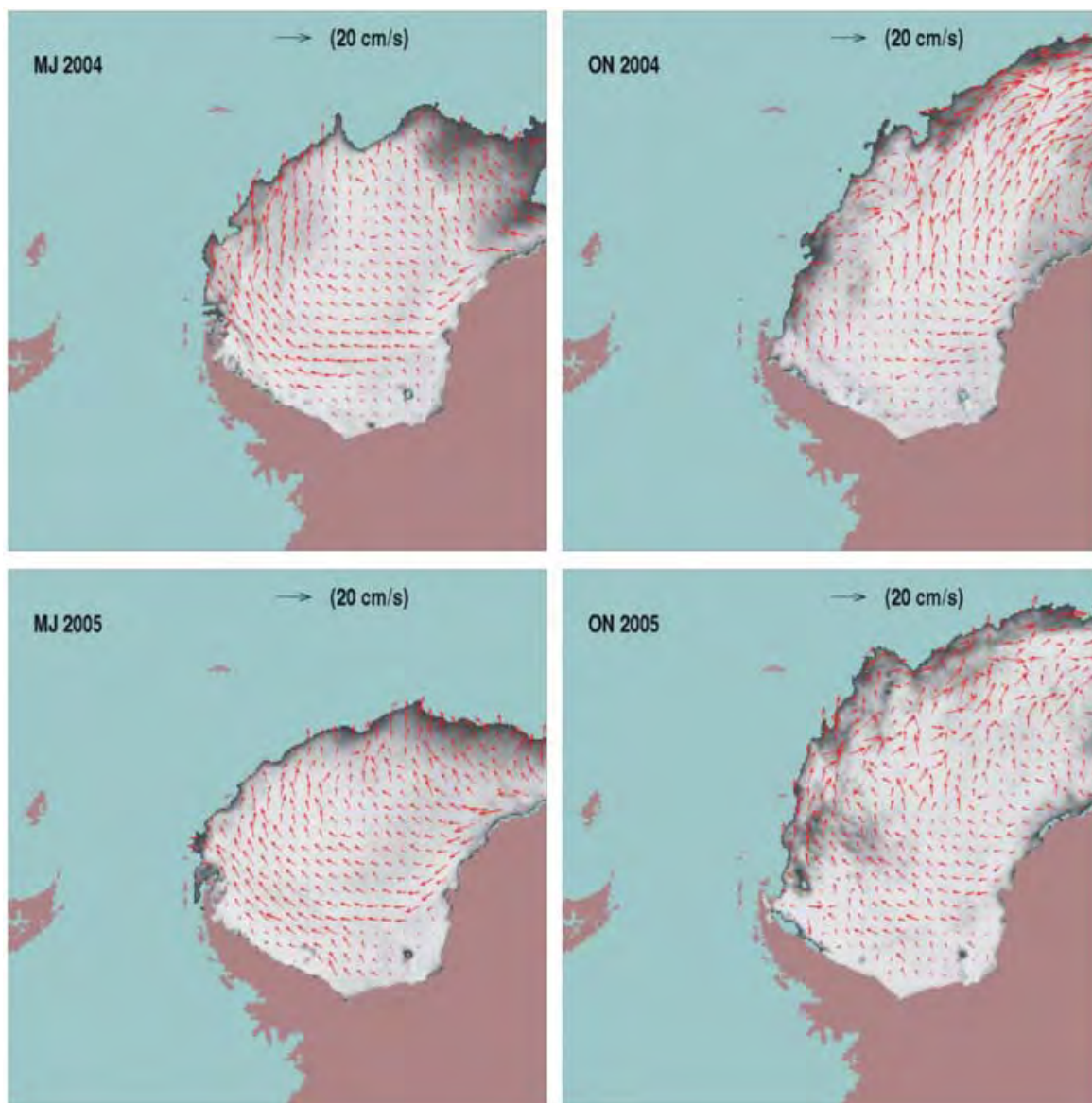


Figura 27 – Campos de velocidade média de deslocamento do gelo marinho no mar de Weddell, calculados a partir da temperatura de brilho obtida pelo AMSR-E para os períodos maio/junho (MJ) e outubro/novembro (ON) dos anos 2004 e 2005. As setas vermelhas indicam o sentido de deslocamento e sua dimensão, a amplitude da velocidade. Ao fundo, em tons de cinza as concentrações do gelo marinho superiores a 60%, sendo a cinza mais escuro as menores concentrações. Fonte: (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

Este procedimento foi desenvolvido pela NASA e tem sido utilizado para obter informações sobre a movimentação do gelo marinho no Ártico (LIU, WU, & TSENG, 1997; LIU & ZHAO, 1998), fora da estação de verão, tanto para dados de retroespalhamento medidos pelo *NASA Scatterometer* (NSCAT) (LIU, ZHAO, & WU, 1999) e pelo *Quick Scatterometer* da NASA (QuikSCAT) (ZHAO, LIU, & LONG, 2002), como pela temperatura de brilho medida pelo SSM/I e AMSR-E, e os resultados mostraram grande concordância com os obtidos por boias de deriva

Array for Real-time Geostrophic Oceanography (ARGO) (LIU, ZHAO, & LIU, 1998; GEIGER, ZHAO, LIU, & HÄKKINEN, 2000; ZHAO, LIU, & LONG, 2002; ZHAO & LIU, 2007). Aplicado ao mar de Weddell, também foi encontrada boa correlação entre as informações do SSM/I e boias do sistema ARGO (Figura 28) (SCHMITT & DRINKWATER, 2004).



Figura 28 – Comparação entre os vetores de movimento do gelo marinho obtidos pelas boias de deriva e estimados pelo satélite SSM/I. Na esquerda nota-se discrepância devida ao rápido crescimento da borda de gelo no sentido norte no ano de 1990 e ao fato das boias terem ficado próximas a borda de gelo. Na direita, nota-se uma concordância muito boa entre os vetores, em especial, próximo a península Antártica. Fonte: SCHMITT & DRINKWATER (2004).

Os campos de vetores de deslocamento (Figura 27) permitem observar claramente o sentido horário do giro de Weddell. Ao sul, observa-se que a circulação tem sentido oeste, sendo responsável por empurrar o gelo marinho contra a Península Antártica. Este efeito de represamento promovido pela península, associado a fatores oceanográficos e atmosféricos, fazem com que sejam encontradas nesta região as maiores espessuras e as mais elevadas bordas livres do gelo marinho na Antártica, nas quatro estações do ano. Este gelo espesso é transportado no sentido norte ao longo da Península Antártica, seguindo o fluxo do giro ciclônico de Weddell. No norte do mar de Weddell o fluxo toma o sentido leste e encontramos gelo plurianual, espesso e com grande elevação, transportado pelo giro de Weddell e proveniente da área de represamento a leste da península Antártica (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

O mesmo padrão de movimento do gelo marinho foi descrito para dados do SSM/I, *European Remote Sensing Satellite – 1* (ERS-1) *Synthetic Aperture Radar* (SAR) e boias ARGO do ano de 1992. A limitação de informações e a importância da região fazem com que os estudos de circulação estejam concentrados no setor

do mar de Weddell (KWOK, SCHWEIGER, ROTHROCK, PANG, & KOTTMEIER, 1998).

Sazonalmente, nos setores dos mares de Weddell e Ross, o movimento do gelo marinho está relacionado com a sua extensão e sua concentração que determinam a tensão de translação interna da cobertura de gelo, em associação com os giros ciclônicos presentes nesses setores e a intensidade de ventos. Assim, no verão, os campos de velocidade do gelo marinho são menores devido a ventos relativamente mais fracos. À medida que o inverno se aproxima (Figura 29), intensificam-se os giros ciclônicos de Weddell (Figura 27) e Ross, o movimento do gelo marinho se acelera, contornando respectivamente a costa da Península Antártica e da Terra de Victoria (*Victoria Land*) entrando na Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current, ACC*). O gelo que escapa do giro de Ross vai para o mar de Amundsen. A Corrente Costeira Antártica (*Antarctic Coastal Current, ACoC*) traz gelo perene do mar de Amundsen que encontra gelo recém formado que está sendo empurrado no sentido norte pelos fortes ventos catabáticos da plataforma de gelo de Ross. No mar de Weddell não ocorre este fenômeno de fluxo convergente e, por isso, grande parte do gelo perene sobrevive ao verão, e fica acumulado no oeste do mar de Weddell para o próximo ano (DRINKWATER & LIU, 1999).

Comparando informações do SSM/R, SSM/I e do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) com boias de deriva do sistema ARGO, nota-se que 71% das medidas do movimento do gelo marinho derivadas de satélite são subestimadas em relação às obtidas com boias ARGO. E que essa subestimação é em média de 34,5%. Apenas 10,85% dos valores derivados de satélite estão na faixa de 10% do entorno da medição das boias. Ocorrem também medidas superestimadas dos dados derivados de satélite em relação aos medidos por boias (SCHWEGMANN, HAAS, FOWLER, & GERGES, 2011). Mas os padrões de movimento do gelo marinho encontrados são compatíveis com os descritos por KWOK, SCHWEIGER, ROTHROCK, PANG & KOTTMEIER (1998), DRINKWATER & LIU (1999) e ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008).

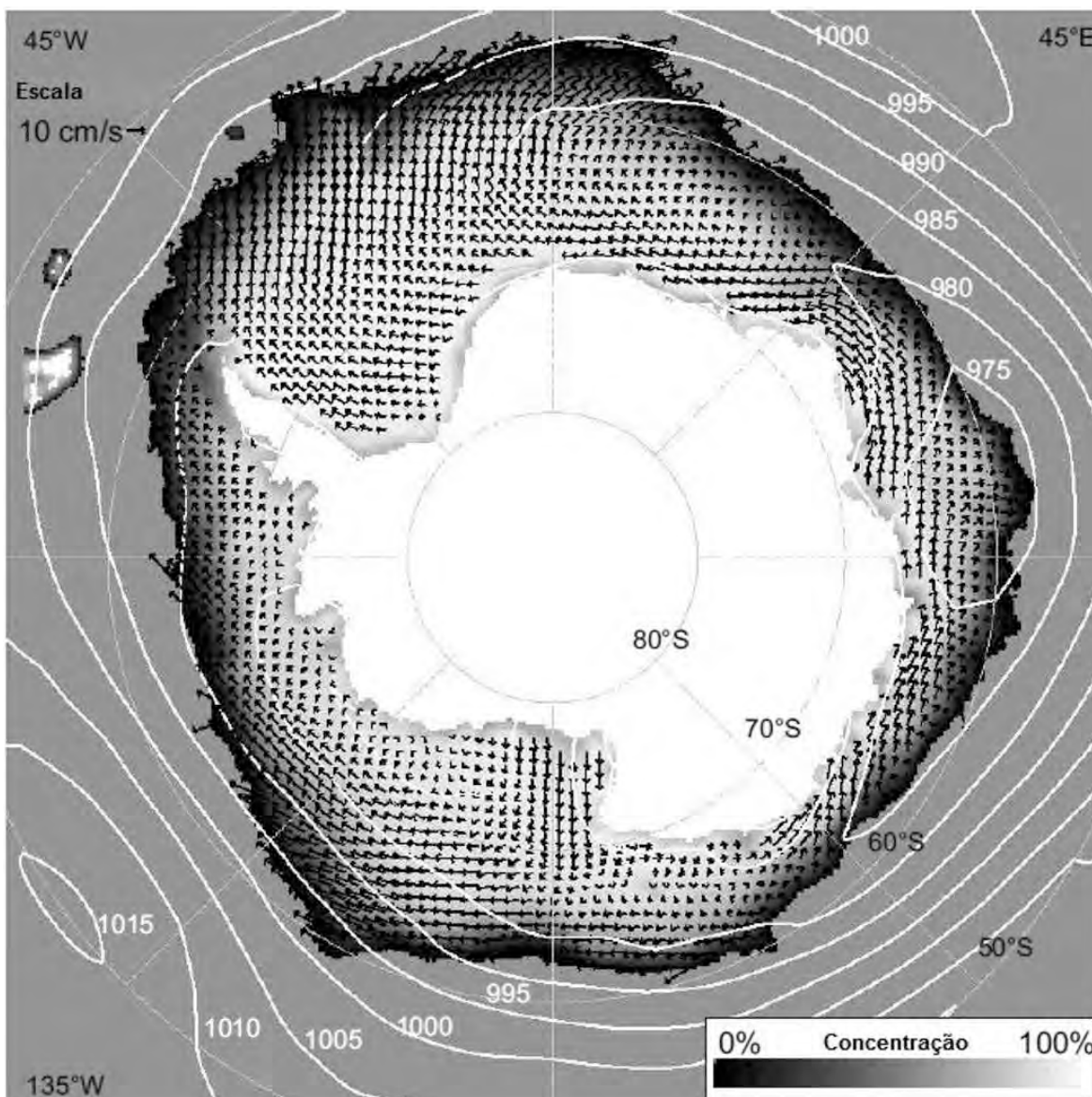


Figura 29 – Representação gráfica dos vetores de deriva do gelo marinho sobrepostos ao mapa de concentração de gelo (PELICON) e ao mapa de pressão atmosférica ao nível do mar do NCEP. Os valores apresentados são as médias para o mês de julho no período 1979-1997. Fonte: (SCHMITT, 2006).

2.4. O SENSORIAMENTO REMOTO POR SATÉLITE DO GELO MARINHO

2.4.1. Introdução

As técnicas de monitoramento do gelo marinho por meio do sensoriamento remoto, principalmente por satélite, são extremamente importantes devido à inacessibilidade das regiões polares. Dentre essas, a utilização de sensores de

micro-ondas mostra-se fundamental, pois permite a obtenção de informações de forma independente da luminosidade e da cobertura de nuvens, fatores estes bastante limitantes nas regiões de altas latitudes (WORBY & COMISO, 2004).

Os sistemas de sensoriamento remoto por satélite, com destaque para os sensores de micro-ondas ativos e passivos, são desde o início da década de 1970 (1972) os instrumentos mais importantes para mapear e monitorar o gelo marinho. Todavia, importantes parâmetros, como a espessura e a rugosidade superficial do gelo marinho, não tiveram avanços significativos por serem difíceis de estimar com o auxílio de imagens de sensores satelitais (ZWALLY, *et al.*, 2002).

Sensores como o AVHRR, que utilizam a faixa do visível e do infravermelho próximo, são úteis para estudos de temperatura superficial, albedo e cobertura de nuvens, mas a sua média resolução não permite a definição de importantes feições, como canais de navegação e cristas de compressão. Além disso, a grande incidência de nuvem nas regiões polares é outro fator limitante a sua utilização (CAVALIERI & COMISO, 2000).

As técnicas de radares passivos são as maiores fontes de dados para estudos de larga escala espacial e temporal da variabilidade da cobertura de gelo marinho. O *Electrically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR) fornecia dados diários e permitia a diferenciação entre as temperaturas de brilho do gelo e da água, possibilitando as primeiras observações das variações da extensão da cobertura de gelo marinho (CAVALIERI & PARKINSON, 1981; ZWALLY, *et al.*, 1983; PARKINSON, CAVALIERI, GLOERSEN, ZWALLY, & COMISO, 1999; PARKINSON, 2000).

O *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR) tendo maior capacidade de resolução radiométrica permitiu a distinção entre gelo de primeiro ano e gelo pluri-anual (CAVALIERI, GLOERSEN, & CAMPBELL, 1984).

O próximo avanço foram os sensores passivos de micro-ondas da série *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) que possuíam polarização vertical e horizontal possibilitando a elaboração de melhores algoritmos (MARKUS & CAVALIERI, 2000).

O *Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Science Enterprise* (AMSR-E) com sua alta resolução espacial e larga abrangência espectral permitiu obter informações mais acuradas sobre a cobertura de gelo marinho, sobre a sua

temperatura e sobre a espessura da camada de neve que cobre este gelo (MAYKUT, 1978).

A neve, sendo um isolante bastante eficiente também desempenha um papel importante no balanço de calor oceano–gelo marinho-atmosfera. A transferência de calor para a atmosfera pode ser até cem vezes maior nos canais de águas abertas, em comparação às áreas de gelo marinho coberto de neve (MAYKUT, 1978). Considerando que a área dos canais representa aproximadamente 1% da área coberta por gelo marinho, a perda de calor do oceano diretamente para a atmosfera, que ocorre nesta interface, é aproximadamente 50% da perda total de calor que ocorre na área com presença de gelo marinho nos oceanos polares (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975).

Os sensores ativos de micro-ondas, como o Radar de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture Radar*, SAR) e o Radar Avançado de Abertura Sintética (*Advanced Synthetic Aperture Radar*, ASAR), possuem uma alta resolução espacial.

Os *European Remote Sensing Satellite 1 e 2* (ERS-1 e ERS-2) orbitaram por alguns meses imageando a mesma região com defasagens de tempo de apenas vinte e quatro horas, o que possibilitou a observação de variabilidade de curto prazo da cobertura de gelo. O fator limitante para o uso de ERS SAR no monitoramento da extensão do gelo marinho foi a reduzida cobertura de cada cena, apenas 100 km (CAVALIERI & COMISO, 2000).

O RADARSAT SAR e o ENVISAT ASAR, com suas capacidades de imageamento de áreas maiores, 500 km e 400 km, respectivamente, representaram um grande avanço nas ferramentas para obtenção de dados para o estudo do gelo marinho (CAVALIERI & COMISO, 2000), ainda que a resolução temporal, 24 e 35 dias, respectivamente, não seja a desejável para eventos de variabilidade temporal de curto prazo e espacial de larga escala (DRINKWATER, 1994; WORBY & COMISO, 2004).

2.4.2. Extensão e área do gelo marinho

Vários autores têm estudado a variabilidade da extensão e da concentração do gelo marinho, tanto no Ártico como na Antártica devido a sua evidente

importância para o entendimento dos processos oceanográficos e climáticos em escala regional e global e conseqüentemente para a compreensão e previsão de mudanças climáticas globais.

A partir da década de 1970, intensificaram-se as pesquisas e o monitoramento do gelo marinho dando início a formação de séries temporais com maior cobertura espacial. Os principais investigadores da variabilidade da cobertura de gelo marinho em extensão, área e concentração utilizam dados coletados com sensores passivos de micro-ondas transportados por satélites.

Para o Oceano Austral, observa-se uma tendência ao crescimento da cobertura de gelo marinho evidenciada pelo acompanhamento dos dados coletados nas últimas três décadas (PARKINSON & CAVALIERI, 2012).

Apesar da variabilidade interanual ser bastante grande, padrões de anomalias com períodos de 3 a 5 anos de duração foram detectadas em estudos realizados com dados do período 1973-1981 (ZWALLY, PARKINSON, & COMISO, 1983). Neste estudo, as tendências indicavam uma diminuição na cobertura de gelo marinho na Antártica, exceto para o mar de Weddell, onde já se observava uma leve tendência ao crescimento nas estações de inverno, primavera e outono. No mesmo estudo, ampliando a série com dados publicados anteriormente por outros autores, era possível perceber a importância de um banco de dados com maior cobertura temporal quando o objetivo é determinar tendências.

A área do gelo marinho é o acumulado das áreas efetivamente cobertas por gelo marinho. A extensão do gelo marinho é usualmente determinada pela área onde ocorre uma cobertura superior a 15%. A concentração de gelo é o percentual da área efetivamente coberta por gelo marinho. O percentual usado para definir a extensão do gelo marinho é irrelevante (Figura 30), porque observacionalmente a área compreendida entre os percentuais de 10% e 15% é de aproximadamente 10 km apenas (ZWALLY, PARKINSON, & COMISO, 1983).

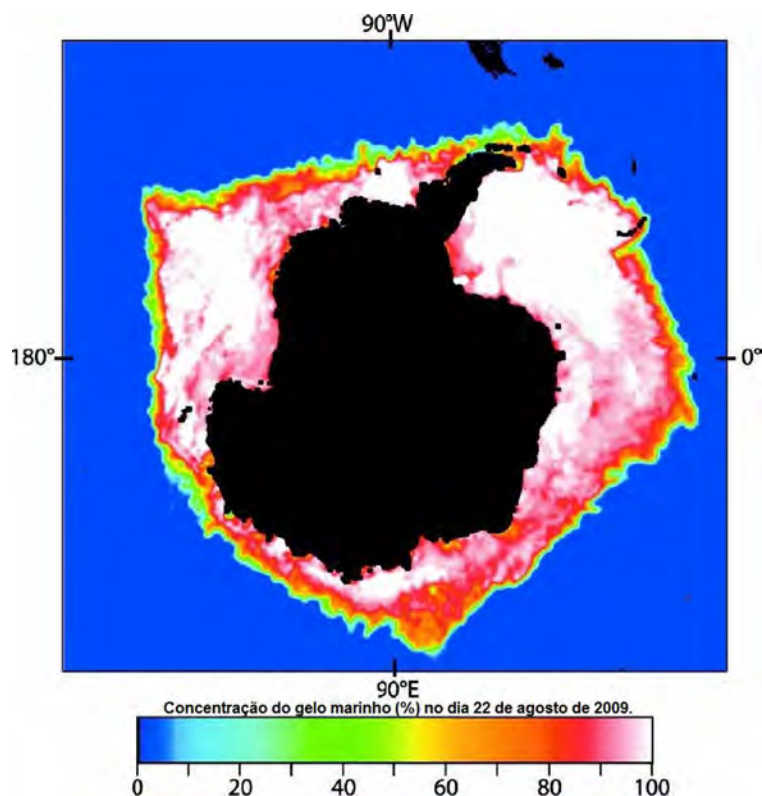


Figura 30 - Mapa de concentração de gelo marinho ao redor da Antártica em 22 de agosto de 2009. A concentração de gelo é o percentual de cobertura dentro da área de um pixel. Adaptado de ROBINSON (2010).

2.4.2.1. Amplitude das séries temporais na determinação de tendências

2.4.2.1.1. Para o Hemisfério sul

O gelo marinho do Oceano Austral circunda a continente Antártico sem contrições de contorno por continentes, como as que ocorrem no Oceano Ártico. Fatores ambientais como temperatura superficial do mar, temperatura do ar na superfície do mar, ventos, mares e correntes afetam a cobertura de gelo marinho.

A maior ou menor exposição à energia solar e as relativas variações na temperatura que ocorrem nas diferentes estações do ano são determinantes para o degelo e formação do gelo marinho. As variações na circulação atmosférica de larga escala, como o deslocamento da calha circumpolar Antártica, são as causas para a variabilidade interanual. A Corrente Circumpolar Antártica, que possui sentido horário, é a maior responsável pela redistribuição de gelo marinho entre os diferentes setores do Oceano Austral, juntamente com a Deriva do Vento Leste que

é responsável pela fração de gelo que é deslocada em sentido anti-horário (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002).

Uma variação de 1°C na temperatura do ar ao nível do mar em altas latitudes causa uma variação de 5×10^6 km² ou uma variação média na extensão da cobertura de gelo de 250 km (ZWALLY, PARKINSON, & COMISO, 1983). Para o inverno, no oceano Austral, a extensão do gelo marinho apresenta uma sensibilidade de 0,7% para uma variação de 1°C na temperatura atmosférica superficial (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002).

Para a Antártica, no período 1979-1998, observa-se que tanto a cobertura efetiva de gelo marinho que é a área realmente coberta por gelo marinho, como a extensão do gelo marinho, que é a área de espalhamento do gelo marinho limitada do oceano aberto, aumentou na razão de $1,26 \pm 0,43\%$ e $0,98 \pm 0,37\%$, respectivamente, por década. Este aumento se deu em todas as estações do ano e com mais intensidade no outono. Regionalmente o mar de Ross ($6,7 \pm 1,1\%$ década⁻¹) apresentou o maior crescimento na cobertura de gelo marinho, pois apresenta crescimento em todas as estações do ano. Em oposição, a região dos mares de Bellingshausen/Amundsen ($-9,7 \pm 1,5\%$ década⁻¹) apresentou forte diminuição geral da cobertura e apresenta tendências negativas em todas as estações do ano. O setor de Weddell ($1,4 \pm 0,9\%$ década⁻¹) e do Pacífico ($2,0 \pm 1,4\%$ década⁻¹) apresentaram tendência geral positiva e o setor do Índico ($-1,0 \pm 1,0\%$ década⁻¹) tendência levemente negativa, sendo que nesses três setores, sazonalmente, as tendências de inverno e primavera são negativas e as tendências de verão são positivas (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002).

2.4.2.2. Tendências do gelo marinho antártico no presente

O cenário atualizado para o período 1978–2006, utilizando dados AMSR-E, SSM/I e SMMR, mostra que as tendências de redução no Ártico mostram discreta aceleração e são de $-3,4\% \pm 0,2\%$ por década e $-4,0\% \pm 0,2\%$ por década para extensão e área respectivamente (COMISO & NISHIO, 2008). No Oceano Austral as tendências decadais permanecem levemente positivas: $0,9\% \pm 0,2\%$ e $1,7\% \pm 0,3\%$, para extensão e área, respectivamente. Todavia, COMISO & NISHIO (2008)

alertam que, um pequeno viés pode gerar um erro de 0,62% e 0,26% por década para o Ártico e para a Antártica, respectivamente.

ROBINSON (2010), a partir de dados retirados do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) e do *Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility* (OSISAF), fez uma análise da variabilidade sazonal e interanual do gelo marinho para os Oceanos Ártico e Austral nas últimas três décadas e observou as tendências reveladas para este período (Figura 31).

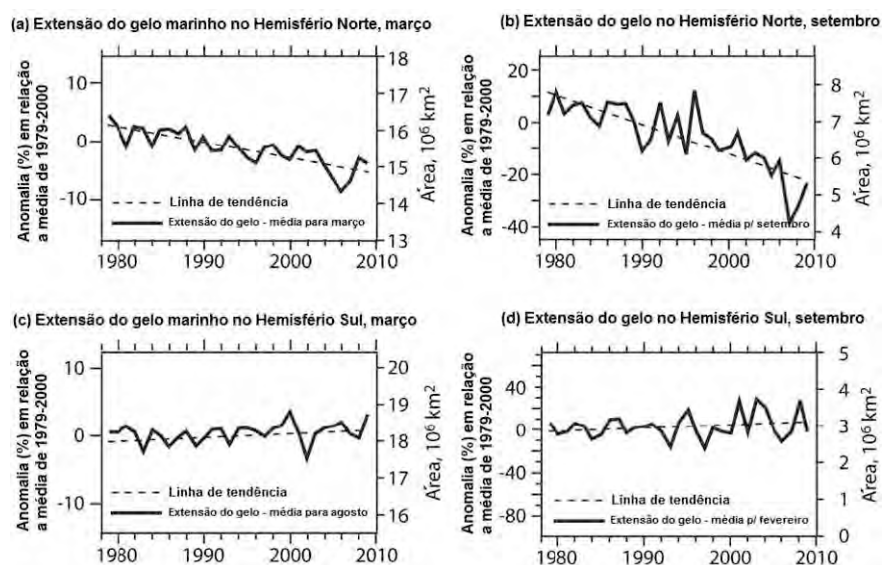


Figura 31 - Série temporal anual (linha sólida) e tendência (linha pontilhada) da extensão de gelo marinho entre 1979 e 2008 utilizando a média mensal dos meses de máximo de inverno e mínimo de verão respectivamente, sendo: (a) Oceano Ártico em março; (b) Oceano Ártico em setembro; (c) Oceano Austral em agosto; e (d) Oceano Austral em fevereiro. Gráficos elaborados utilizando dados obtidos do NSIDC por ROBINSON (2010). O eixo esquerdo são as porcentagens das anomalias em relação à climatologia média mensal do período 1979-2000 e no eixo direito o valor absoluto da anomalia em unidade de área. Adaptado de ROBINSON (2010).

Sazonalmente a extensão da cobertura de gelo marinho é menor no final do verão (setembro no Hemisfério Norte e fevereiro no Sul) e maior no final do inverno (março no HN e agosto no HS) (Figura 32; Figura 33). Existe uma forte tendência de redução na cobertura total do gelo marinho no Oceano Ártico e que esta tendência se acentuou muito na última década em especial na área de cobertura mínima que ocorre em fevereiro. Ocorreu a abertura, nunca antes observada, de passagens na porção oriental do Ártico, em 2007 e 2008 (Figura 34). Em 2007 a área de cobertura mínima foi aproximadamente metade da observada na década anterior. Já para o Oceano Austral, não foram observadas tendências claras,

apenas uma leve tendência positiva na variabilidade da cobertura de gelo marinho. Ainda assim, relata que espacialmente ocorre uma tendência de acentuada redução no setor do mar de Bellingshausen/Amundsen, aproximadamente neutra no setor do oceano Índico, e positiva nos setores oeste do Oceano Pacífico, e dos mares de Weddell e Ross (Figura 32) (ROBINSON, 2010).

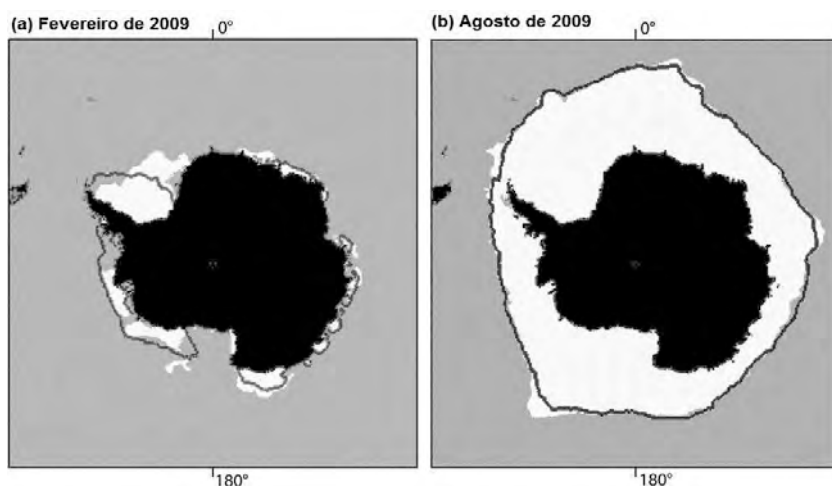


Figura 32 - Extensão mensal do gelo marinho no Oceano Austral para (a) fevereiro de 2009 (mínima de verão) e (b) agosto de 2009 (máxima de inverno). A área onde a concentração é superior a 15% está em branco. A mediana para os meses no período de 1979–2000 é a linha cinza. Fonte: ROBINSON (2010).

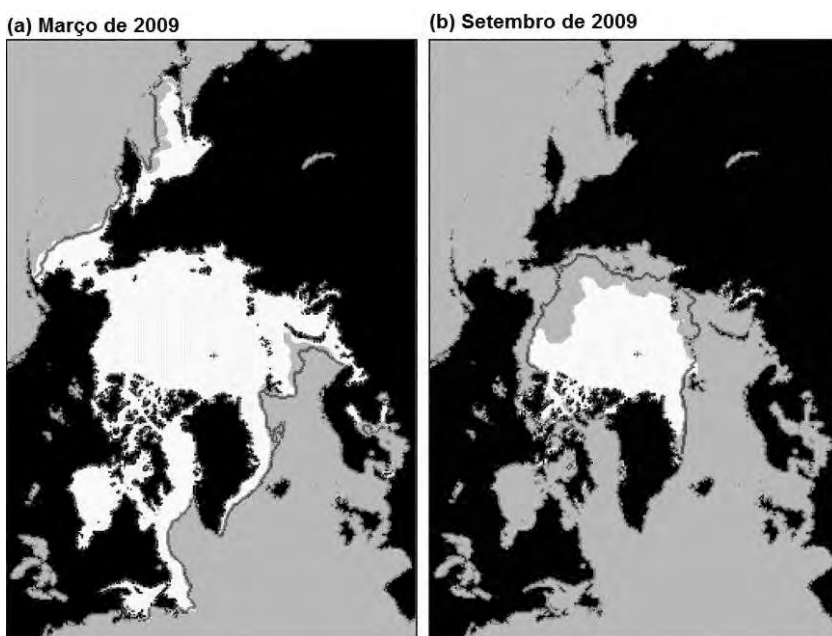


Figura 33 - Extensão mensal do gelo marinho no Oceano Ártico para (a) março de 2009 (máximo de inverno) e (b) setembro de 2009 (máximo de verão). A área em branco é onde a concentração é superior a 15%. A margem mediana para os meses no período 1979–2000 é a linha cinza. Fonte: ROBINSON (2010).

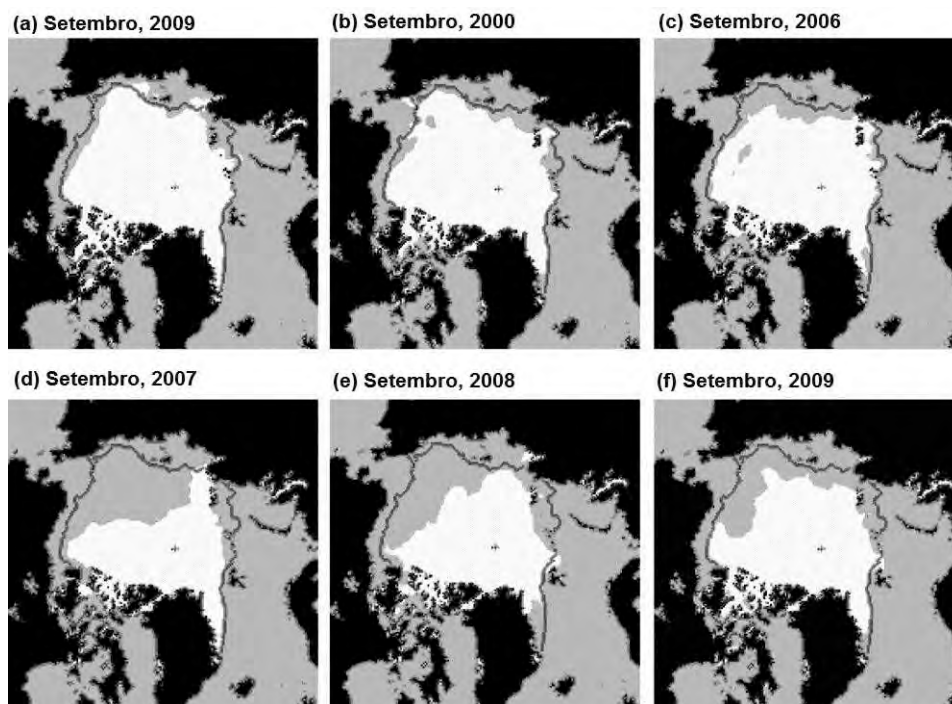


Figura 34 - Extensão do gelo marinho no mês de setembro no Oceano Ártico para os anos: (a) 1979, (b) 2000, (c) 2006, (d) 2007, (e) 2008, e (f) 2009. Observa-se a redução da mínima de verão nas últimas três décadas. Em branco, a extensão do gelo marinho nas regiões onde a concentração é maior que 15%. A linha cinza é borda mediana do gelo marinho calculada para o período 1979-2000. Fonte: ROBINSON (2010).

O aumento da precipitação de neve no oceano Austral, devido ao aquecimento atmosférico, propicia condições para o aumento da extensão do gelo marinho (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002). Com a ajuda de modelos climáticos, observa-se que com o aquecimento da atmosfera ocorre maior evaporação, que resulta em maior precipitação de neve sobre o gelo marinho, a salinidade das camadas superficiais do oceano diminui, ocorre maior estabilidade das camadas de mistura com redução do fluxo de calor para a superfície, e conseqüentemente, maior formação de gelo marinho (MANABE, SPELMAN, & STOUFFER, 1992).

Os processos oceanográficos que ocorrem no oceano Ártico sofrerão alterações que ainda não estão claras e isso terá conseqüências para a circulação termohalina e atmosférica, com conseqüências globais. À aceleração no ritmo de diminuição da cobertura do gelo marinho, soma-se uma redução da espessura do gelo e da quantidade de gelo plurianual. A cobertura de gelo marinho é vulnerável às fatores oceanográficos e a flutuações naturais atmosféricas. A redução acentuada do gelo do Oceano Ártico é causada por processos dinâmicos e

termodinâmicos associados, incluindo o pré-condicionamento da cobertura de gelo, as tendências de aquecimento regional, as mudanças na cobertura de nuvens, mudanças nos padrões de circulação atmosférica, o aumento da exportação de gelo antigo pelo Ártico, advecção de calor do Oceano Pacífico e do Atlântico Norte, o aumento do aquecimento solar do oceano, e a retroalimentação do albedo do gelo (PEROVICH & RICHTER-MENGE, 2009).

2.4.2.2.1. Tendências regionais do Oceano Austral

Entre os setores do Oceano Austral, dois apresentam situações muito contrastantes: Bellingshausen/Amundsen e Ross. O setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen apresenta uma tendência de redução de área de -5,7% por década desde o final de 1978. Em contraposição, o setor do mar de Ross mostra uma tendência de crescimento em área de 4,2% por década, excedendo em 50% em área absoluta a perda de cobertura de gelo marinho verificada em Bellingshausen/Amundsen e sendo responsável por mais de 50% do aumento verificado em todo o oceano Austral (COMISO & NISHIO, 2008).

CAVALIERI & PARKINSON (2008), utilizando a mesma série de dados SSMR e SSM/I utilizadas por ZWALLY *et al.* (2002) e estendendo-a até o final de 2006, observaram que ocorreu um pequeno aumento na tendência de crescimento da extensão do gelo marinho na Antártica durante o período de 28 anos, sendo de $1,0 \pm 0,4\%$ década⁻¹. A tendência de crescimento nos setores dos mares de Ross ($4,4 \pm 1,7\%$ década⁻¹) e Weddell ($0,8 \pm 1,4\%$ década⁻¹) e oeste do Oceano Pacífico ($1,4 \pm 1,9\%$ década⁻¹) desacelerou. Ocorreu, também, a desaceleração da tendência de redução da extensão do gelo marinho no setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen ($-5,4 \pm 1,9\%$ década⁻¹) e inverteu a tendência negativa do setor do Oceano Índico ($1,9 \pm 1,4\%$ década⁻¹). Assim como para o período 1979– 1998, as tendências da área de cobertura de gelo marinho acompanharam as tendências da extensão do gelo marinho no período estendido até 2006 (CAVALIERI & PARKINSON, 2008). A longa série de dados obtida a partir de diferentes sensores foi ajustada para diferenças máximas de 0,05% para extensão e 0,6% para área de gelo marinho pela calibração entre os dados dos diferentes

sensores durante os períodos em que eles funcionaram simultaneamente (CAVALIERI, PARKINSON, GLOERSEN, COMISO, & ZWALLY, 1999).

A área de gelo marinho é o acumulado do produto entre a concentração de gelo encontrada em um pixel e a área deste pixel. A extensão de gelo marinho é a área de espalhamento do gelo até a concentração mínima de 15% no pixel. O comportamento da área de gelo marinho geralmente apresenta a mesma tendência da extensão do gelo marinho. Assim sendo, a tendência geral para o período 1979–2006 foi de aumento da área de gelo marinho, de $9.675 \pm 2.408 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$, mas esta tendência desacelerou em comparação com os primeiros 20 anos da série ($10.860 \pm 3.720 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$). As tendências regionais são as mesmas apresentadas para a extensão, isso é, são negativas apenas no setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen. Todavia, os valores destas tendências são menores que para a extensão, o que indica uma menor compactação do pacote de gelo marinho. O setor do mar de Ross é exceção, pois apresenta uma maior compactação do pacote de gelo e conseqüentemente uma tendência maior de crescimento em comparação ao período estudado por ZWALLY *et al.* (2002) segundo CAVALIERI & PARKINSON (2008).

A diminuição nas tendências positivas dos setores do mar de Weddell, oeste do Oceano Pacífico e mar de Ross, e negativa do setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen, assim como a inversão no sinal da tendência do setor do oceano Índico, provavelmente devem-se a mudanças ocorridas em processos atmosféricos de larga escala que ocorreram no período 1998–2006 (CAVALIERI & PARKINSON, 2008). A redução dessas tendências, podem estar relacionadas à fase neutra do Índice de Oscilação Sul (IOS) que ocorreu entre 1999–2006, pois existe uma correlação positiva entre a redução da extensão do gelo marinho no setor Bellingshausen/Amundsen e a fase negativa do IOS (KWOK & COMISO, 2002). Todavia, as alterações nas tendências nos demais setores não podem ser explicadas nem mesmo pela associação de fenômenos atmosféricos complexos (CAVALIERI & PARKINSON, 2008).

Segundo ZHANG (2007), o aumento da cobertura de gelo marinho no oceano Austral pode ser explicado pelo aumento da temperatura superficial do ar e a diminuição da radiação de ondas longas, que causaria uma elevação da temperatura das camadas superficiais do oceano. Isto causa redução na formação

de gelo novo, e assim redução na quantidade de sal liberado pelo pacote deste gelo. Ocorre a estabilização da salinidade e da densidade da camada superficial do oceano. Com a estratificação termohalina em equilíbrio ocorre a redução dos movimentos convectivos e diminui o fluxo de calor ressurgente que causaria o derretimento do gelo marinho. Como o derretimento do gelo marinho é menor do que a formação de gelo novo tem-se como resultado o aumento na cobertura de gelo marinho.

A variabilidade interanual da extensão e da área de gelo marinho para o Oceano Austral como um todo é muito pequena. Todavia, nos cinco setores deste oceano, tais variabilidades interanuais são bastante notáveis. O ano de 2006 teve a maior máxima de extensão de gelo de todo o período após ter tido uma das três menores mínimas dos 28 anos.

Contrastando com a drástica redução da extensão, área e espessura do gelo marinho no Hemisfério Norte, no Oceano Austral verificamos uma tendência geral positiva de expansão do gelo marinho em extensão ($17,1 \times 10^3 \text{ km}^2.\text{ano}^{-1}$) que muito se deve ao aumento da extensão da cobertura de gelo marinho que ocorre no setor do mar de Ross ($13,7 \times 10^3 \text{ km}^2.\text{ano}^{-1}$). No Oceano Austral a tendência é o aumento da extensão do gelo marinho em todos os meses do ano, sendo a mínima em fevereiro ($9,1 \times 10^3 \text{ km}^2.\text{ano}^{-1}$) e a máxima em setembro ($24,7 \times 10^3 \text{ km}^2.\text{ano}^{-1}$). A área também aumentou ($14,9 \times 10^3 \text{ km}^2.\text{ano}^{-1}$) (CAVALIERI & PARKINSON, 2012).

Regionalmente, tanto para área como para extensão, o setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen apresenta tendências fortemente negativas ($-5,1 \pm 1,7\%.\text{década}^{-1}$ e $-5,1 \pm 1,6\%.\text{década}^{-1}$), o setor do mar de Ross tendências fortemente positivas ($5,4 \pm 1,4\%.\text{década}^{-1}$ e $5,2 \pm 1,4\%.\text{década}^{-1}$), o setor do Oceano Índico tendências levemente positivas ($3,2 \pm 1,5\%.\text{década}^{-1}$ e $3,2 \pm 1,2\%.\text{década}^{-1}$) e tendências estacionárias são observadas nos setores do Mar de Weddell ($1,3 \pm 1,1\%.\text{década}^{-1}$ e $1,2 \pm 1,1\%.\text{década}^{-1}$) e Pacífico Ocidental ($1,8 \pm 1,7\%.\text{década}^{-1}$ e $0,5 \pm 1,5\%.\text{década}^{-1}$) que apresentam, no outono e inverno tendências levemente negativas e na primavera e verão tendências fortemente positivas tanto para área como para a extensão do gelo marinho. O parâmetro espessura do gelo marinho permanece desconhecido e pouco estudado no Oceano Austral (PARKINSON & CAVALIERI, 2012).

➤ *Setor do mar de Weddell*

O ciclo anual do mar de Weddell é semelhante ao do Oceano Austral como um todo. As máximas extensões ocorrem no final do inverno (setembro) e as mínimas extensões no ápice do verão (fevereiro) verificando-se grande variabilidade interanual. Apesar de ainda apresentar uma tendência de ampliação da cobertura de gelo de $3.298 \pm 2.330 \text{ km}^2$ (CAVALIERI & PARKINSON, 2008) ela é muito menor do que a que havia até 1998 ($5.861 \pm 3.620 \text{ km}^2$) (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002). Sazonalmente, as tendências de inverno e primavera são negativas e as de verão e outono são positivas. Todavia, a tendência de primavera é significativamente menor que para o período reduzido de 20 anos. A maior parte do gelo perene encontrado no Oceano Austral pode ser encontrada no leste do mar de Weddell próximo à Península Antártica (CAVALIERI & PARKINSON, 2008), todavia, esta região tem apresentado redução na cobertura de gelo marinho remanescente no verão (ZWALLY, COMISO, PARKINSON, CAVALIERI, & GLOERSEN, 2002).

2.4.3. Sensoriamento remoto por satélite da espessura do gelo marinho

Para compreender as mudanças no balanço de massa do gelo marinho, suas interações com o oceano e a atmosfera, e finalmente projetar suas respostas às mudanças climáticas, faz-se necessária à observação de sua espessura e cinemática. Indiretamente, a observação desses parâmetros é possível com a utilização de altimetria e imageamento por satélite. Nos últimos anos, houve grande progresso na determinação da espessura do gelo marinho no Hemisfério Norte, todavia para o Hemisfério Sul ainda há muito a ser feito. Com relação à movimentação do gelo marinho, já existe uma produção científica com grande aplicabilidade, exceto para movimentação pequena escala temporal (intradiária). Normalmente a cobertura espacial é boa, mas a frequência de reamostragem é baixa devido à característica da órbita de deslocamento dos satélites (KWOK, 2010).

O monitoramento da extensão de cobertura do gelo marinho, com a utilização de sensores SSMR (1978), SSMI (1987) e AMSR-E (2002), iniciou-se há pouco mais de três décadas e é usado como indicador de mudanças neste

importante elemento da criosfera (CAVALIERI & PARKINSON, 2008; COMISO, PARKINSON, GERSTEN, & STOCK, 2008; PARKINSON & CAVALIERI, 2008).

Conhecer a variabilidade da espessura do gelo marinho é fundamental para determinar se a mudanças neste parâmetro são de origem natural ou antropogênica (LAXON, PEACOCK, & SMITH, 2003). Estudos recentes comparando dados de altímetro dos satélites ERS-1 e ERS-2 com dados de submarino (Figura 35) permitiram calcular a espessura do gelo marinho a partir da medida de borda livre. Todavia, a falta de informações de larga escala espacial e temporal não permitem a simulação numérica da variabilidade seus fatores controladores. Esses autores observam que a espessura do gelo marinho no Ártico vem diminuindo desde 1998 e concluem que isso se deve ao aumento da duração da estação sazonal de degelo e que, caso mantida poderia levar ao afinamento do gelo marinho no Hemisfério Norte.

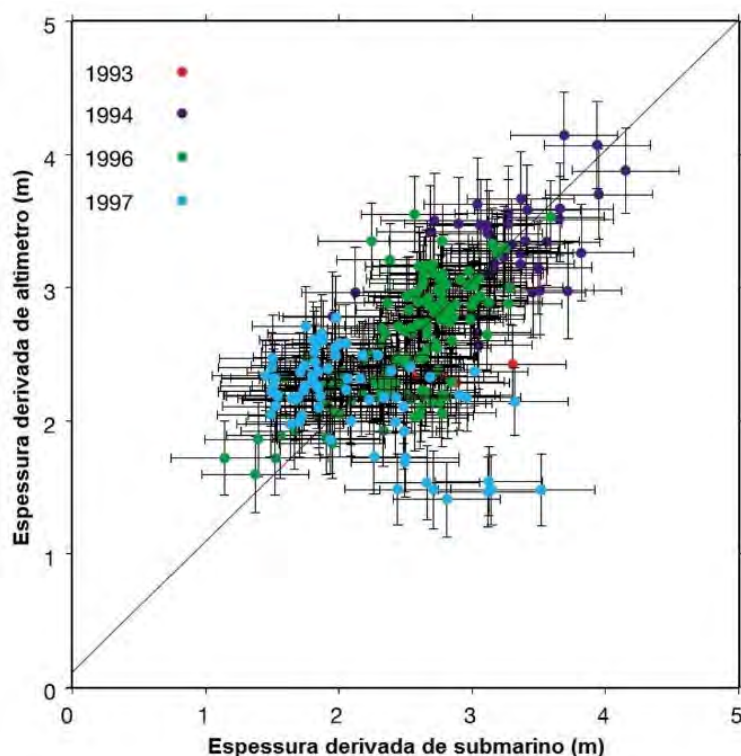


Figura 35 - Comparação entre os dados de espessura de gelo marinho derivados de medições de elevação feitas por altímetro e medições de calado feitas por submarino para o mar de Beaufort, em quatro períodos diferentes na década de 1990. Fonte: (LAXON, PEACOCK, & SMITH, 2003).

O dado obtido pelo altímetro é a elevação do gelo coberto por neve acima do nível da água, denominada borda livre total. Assumindo o equilíbrio hidrostático

(Figura 36), e usando a densidade média do gelo ($915,1 \text{ kg m}^{-3}$) e da água ($1023,9 \text{ kg m}^{-3}$) e a climatologia mensal da espessura e densidade da neve, é possível calcular a espessura do gelo marinho. A incerteza para esta aproximação é de 11 cm na espessura do gelo marinho. Uma incerteza adicional de 6 a 9 cm deve-se a variabilidade interanual da cobertura de neve (LAXON, PEACOCK, & SMITH, 2003). A densidade média padrão utilizada para neve é de 300 kg m^{-3} (KWOK, 2010). As incertezas introduzidas por essas padronizações são discutidas em GILES *et al* (2007) e KWOK & CUNNINGHAM (2008).

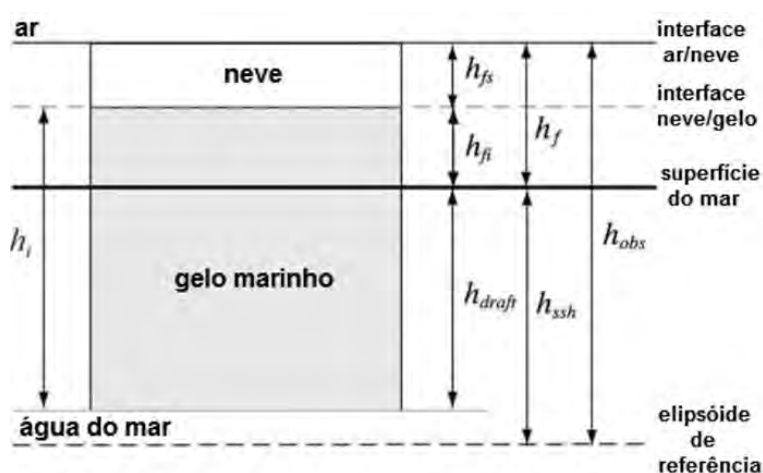


Figura 36 – Diagrama representativo dos parâmetros que compõem a determinação da espessura do gelo marinho a partir de altímetros LiDAR E RADAR. Adaptado de KWOK & CUNNINGHAM (2008).

Os estudos de variabilidade decadal e o acoplamento de informações de espessura e cinemática do gelo marinho em modelos já ocorrem para o Ártico, mas na Antártica ainda são incipientes. A utilização de satélites para a obtenção destas informações é um grande desafio. É necessária grande precisão dos dados de altimetria para que se detectem as mudanças na espessura do gelo marinho. Assim, também se faz necessária grande resolução espacial e temporal para determinar as características cinemáticas caóticas de um alvo descontínuo em movimento (KWOK, 2010).

A resposta do gelo marinho a forçantes oceânicas e atmosféricas de larga escala se dá nas fraturas que podem ter dimensões de quilômetros, tanto na largura como no comprimento. Nas imagens Radarsat SAR elas apresentam-se como descontínuas feições laminares separando regiões que apresentam movimentação uniforme. As feições são causadas por cinco processos cinemáticos básicos, quais

sejam: abertura, fechamento, cisalhamento, cisalhamento com fechamento e cisalhamento com abertura. Águas abertas são formadas em eventos de abertura, e cristas de gelo são formadas em eventos de fechamento. O gelo marinho não se deforma continuamente, como um fluido. Seu movimento ocorre em blocos separados por fraturas cujos vetores são determinados também pela interação entre blocos. Para estudos de cinemática do gelo marinho são necessárias tanto alta resolução espacial e temporal como ampla cobertura de imageamento (KWOK, 2001).

Nas zonas de água abertas, no inverno, o oceano, relativamente mais quente, entra em contato com a atmosfera, relativamente fria. A perda de calor do oceano para a atmosfera faz com que este atinja a temperatura de congelamento, formando gelo novo. Este processo libera grande quantidade de sal para a camada subsuperficial. Ocorre, então, a formação de águas mais densas que afundam. Quando ocorre o choque de duas placas de gelo, o gelo se empilha formando cristas e também afunda formando quilhas. Esses processos aumentam a interação gelo-oceano e gelo-atmosfera, respectivamente, causando alterações na extensão da cobertura de gelo, no fluxo de calor e no balanço térmico. O conhecimento em profundidade dos processos dinâmicos e termodinâmicos que envolvem a distribuição espacial e a espessura do gelo marinho é fundamental para o entendimento de sua variabilidade e comportamento frente a mudanças climáticas (KWOK, 2010).

2.4.3.1. Importância do sensoriamento remoto da espessura do gelo marinho

A espessura do gelo marinho, de modo geral, é pequena, chegando a poucos metros apenas. Isto permitiria sua medição de forma direta, mas seus locais de ocorrência são de difícil acesso e submetidos a condições climáticas muito desfavoráveis devido, especialmente, ao frio, ao vento, e a baixa umidade relativa do ar que tornam o ambiente inóspito para operações de campo. Soma-se a isto o fato de ser uma plataforma totalmente instável, movendo-se, fraturando-se, afastando-se, empilhando-se, desintegrando-se, afundando e derretendo. Assim sendo, as técnicas clássicas de perfuração do gelo para determinar a sua

espessura, permitem a obtenção de medições muito restritas tanto espacialmente como no tempo (ESA, acessado em 03 de março de 2011).

O uso de sensores remotos transportados por satélite na recuperação de informações sobre a espessura do gelo marinho e sua cobertura de neve permite ampliar a cobertura espacial e temporal da coleta de dados (WINGHAM, *et al.*, 2006; TONBOE, PEDERSEN, & HAAS, 2010). Os maiores esforços são feitos por meio de altímetros radar (GILES, LAXON, & WORBY, 2008) e laser (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008; XIE, *et al.*, 2011; YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011), estando muito mais desenvolvidos e concentrados no Hemisfério Norte (KWOK, 2010).

Para o Oceano Austral há poucos, e recentes, estudos feitos com o altímetro radar do RADARSAT (*Radar Satellite*), e com altímetro laser do ICESat, concentrados no setor dos mares de Weddell (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008; YI, ZWALLY, & ROBBINS, 2011) e Ross (WORBY, *et al.*, 2011), onde há mais observações pelo projeto ASPeCt (*Antarctic Sea Ice Processes and Climate*) que permitem comparar, aferir e calibrar os dados dos sensores remotos. Há também um estudo recente no setor dos mares de Bellingshausen/Amundsen, que é o setor do Oceano Austral que possui o menor número de observações no banco de dados do ASPeCt, visando cobrir esta lacuna (XIE, *et al.*, 2011).

Pelos estudos realizados, de forma mais intensa desde a década de 1970, já possuímos um conhecimento acumulado sobre o que está ocorrendo com a área do gelo marinho nos dois hemisférios. Porém, para calcularmos o balanço de massa do gelo marinho, precisamos conhecer muito melhor o seu parâmetro de espessura (HAAS, LE GOFF, AUDRAIN, PEROVICH, & HAAPALA, 2011).

Para o Hemisfério Norte já há um considerável volume de conhecimento científico, mesmo que recente, sobre a espessura do gelo marinho e de sua cobertura de neve. Isto se deve tanto ao fato de os mares congelados daquele hemisfério serem rotas de navegação aérea, superficial e submarina, como a necessidade de previsões climáticas, meteorológicas e da cobertura de gelo e neve sobre aqueles mares, de curto e médio período, que afetam o dia a dia das populações nórdicas (ROTHROCK, YU, & MAYKUT, 1999).

2.4.3.2. Limitações do uso de sensores remotos no estudo da espessura do gelo marinho

Ainda hoje os sensores satelitais apenas podem medir a radiação emitida ou retroespalhada pela superfície superior do gelo, na interface gelo-atmosfera, ou de uma pequena espessura da camada superior do gelo marinho. A medição da superfície inferior, na interface gelo-oceano, permanece como limitante para a determinação direta da espessura do gelo marinho por satélite. O método utilizado para estimar a espessura do gelo marinho é o de medida indireta a partir da elevação da borda livre total, considerando o equilíbrio hidrostático e a climatologia da espessura de neve para a região, como exposto por LAXON, PEACOCK & SMITH (2003). As medições de águas abertas ou gelo muito fino servem como referência para o cálculo de borda livre. Esses parâmetros são a base para o algoritmo que processará as estimativas de borda livre feitas pelo satélite CryoSat- 2 na missão de monitorar o gelo marinho e as plataformas de gelo.

2.4.3.3. Relações geométricas usadas para o cálculo de espessura do gelo marinho

A borda livre total é a altura da interface com o ar em relação à superfície do mar. Esta altura compreende a soma da espessura de neve que se acumula sobre a borda livre do gelo marinho em si. Esta equação simples se aproxima da realidade para o Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul, o metamorfismo da neve devido à percolação e congelamento de água de degelo, chuva ou inundação por água do mar não permitem o uso desta equação.

Fatores como ondulações do geóide, pressão atmosférica ao nível do mar, marés, topografia dinâmica variando no tempo e no espaço, tornam a equação complexa. A variabilidade espacial da ondulação do geóide introduz erro significativo na aproximação da espessura do gelo marinho a partir da estimativa de borda livre, já que a referência da superfície do mar nem sempre está disponível e geralmente é obtida pela interpolação de pontos de controle disponíveis (KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY, & YI, 2006).

2.4.3.4. Canais de águas abertas como nível de referência para o cálculo da elevação em mares cobertos por gelo

No Ártico, a quase totalidade dos canais de água livre tem larguras inferiores a 100 m, sendo necessário que o satélite tenha uma pegada (70 m) bem maior que a largura dos canais. Menos de 20% dos canais têm dimensões que ficam dentro da resolução dos satélites atuais. Não há estatística publicada para a Antártica, não sendo possível saber a resolução necessária para os sensores (KWOK, 2010). A diferenciação de uma emissão ou retroespalhamento de uma superfície espelhada, ou quase espelhada, para uma rugosa e facilmente percebida, todavia, quando a resolução do sensor é menor que a área especular observada ocorre um erro oriundo da interferência da elevação de gelo marinho circunvizinho ao canal. A precisão do sensor é muito importante já que são poucas as medidas de água livre que estão disponíveis. Uma média dos valores disponíveis para uma área diminui a incerteza do método (KWOK, ZWALLY, & YI, 2004).

2.4.3.5. Estimativas da espessura do gelo marinho por altímetro laser e radar

O altímetro laser mede a elevação total do alvo, que no caso pode ser a neve acumulada sobre o gelo. Assim, para este instrumento é necessário diminuir o valor da variável espessura de neve acumulada sobre o gelo para permitir o cálculo de espessura de gelo marinho a partir do dado de borda livre (GILES, *et al.*, 2007; KWOK & CUNNINGHAM, 2008). A fórmula utilizada é:

$$h_i = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) h_f - \left(\frac{\rho_w - \rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right) h_{fs} \quad (\text{LiDAR})$$

Onde:

h_i = espessura do gelo marinho

h_f = espessura total (neve + gelo)

h_{fs} = espessura da neve

h_{fi} = espessura da borda livre de gelo

ρ_w = densidade da água

ρ_i = densidade do gelo

ρ_s = densidade da neve

Quando o sensor é o radar altimétrico, ocorre a penetração da onda eletromagnética na neve e o dado obtido é muito próximo da elevação do gelo marinho (borda livre do gelo). Neste caso, há que se somar o valor relativo à variável espessura de neve acumulada sobre o gelo marinho, pois ela exerce pressão sobre o gelo e então determina a sua maior ou menor flutuabilidade (GILES, *et al.*, 2007; KWOK & CUNNINGHAM, 2008). A fórmula utilizada é:

$$h_i = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) h_{fi} - \left(\frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right) h_{fs} \quad \text{(RADAR)}$$

Essas equações consideram que para o LiDAR (*Light Detection And Ranging*) não ocorre nenhuma penetração na superfície e então a medida é a elevação máxima da interface neve/ar e, para o Radar, ocorre à penetração total na camada de neve e a elevação medida é a elevação do gelo na interface neve-gelo. Na prática isso não acontece e essas considerações são uma fonte de erro. O conhecimento da espessura de neve e sua variabilidade espacial e temporal são de extrema importância para a determinação da espessura do gelo marinho (KWOK & CUNNINGHAM, 2008; KWOK, 2010).

As limitações e incertezas, nas estimativas da espessura da neve a partir de sensores passivos de micro-ondas, como o AMSR-E, afetam a acurácia da estimativa de borda livre total e, conseqüentemente, a estimativa da espessura do gelo marinho, quando se utiliza dados de altimetria laser. Uma subestimação da espessura de neve resulta na superestimação da espessura de gelo e vice-versa. Assim, também quando a espessura de neve é superior a 50 cm, limite de penetração das micro-ondas do AMSR-E, a espessura do gelo marinho é superestimada (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008).

2.4.3.6. Importância da cobertura de neve na estimativa de espessura do gelo marinho

A importância do conhecimento da espessura e da densidade da neve é fundamental para a determinação da espessura do gelo marinho. Como não há medições rotineiras de dados em campo, outras técnicas são utilizadas para obter esta informação.

A utilização de climatologia da neve (WARREN, *et al.*, 1999) com dados de longas séries temporais de observações é uma maneira (LAXON, PEACOCK, & SMITH, 2003). Todavia, por espelhar médias de longo período e obtidas principalmente sobre gelo perene, nem sempre reflete a realidade atual da cobertura e da densidade da neve sobre o gelo marinho (KWOK, 2010).

Para o Hemisfério Norte é possível, atualmente, associar dados da densidade da neve, e estimativas diárias de sua precipitação do Centro Europeu de Previsão Meteorológica de Médio Prazo (ECMWF) para estimar a espessura de neve diária no Ártico (KWOK, *et al.*, 2009). KURTZ *et al.* (2009) propõe um método de utilização de dados climatológicos de neve acumulada sobre gelo plurianual (WARREN, *et al.*, 1999), associados com dados de espessura de neve acumulada sobre gelo de primeiro ano obtidos com AMSR-E (COMISO, CAVALIERI, & MARKUS, 2003) e dados de borda livre obtidos com ICESat (KWOK & CUNNINGHAM, 2008).

Para o Hemisfério Sul não há climatologia de neve (KWOK, 2010). Uma grande variabilidade regional e sazonal é consequência de uma menor espessura de gelo marinho e maior espessura da camada de neve sobre este gelo em comparação com o que ocorre no Ártico. A formação de gelo de neve por inundação do gelo coberto por neve, pela precipitação de chuva e neve, e pela percolação de água de degelo contribui para a alta variabilidade sazonal e regional da cobertura de neve sobre o gelo marinho na Antártica. A ocorrência de fortes ventos causa a redistribuição da neve fazendo com que, nem sempre, a espessura da camada de neve tenha relação direta com a frequência e a duração das precipitações. Devido à baixa condutividade térmica da neve em relação àquela do gelo marinho, ela altera intensamente a termodinâmica do gelo marinho afetando a acreção e ablação sazonalmente (MASSOM, *et al.*, 2001). Um modelo demonstrando a importância da cobertura de neve sobre o gelo marinho (Figura 37) foi proposto por esses autores.



Figura 37 – Esquema do efeito do aumento de precipitação de neve sobre o gelo marinho no oceano Austral, em função do aquecimento global, no sistema neve–gelo–oceano–atmosfera. Adaptado de MASSOM *et al.* (2001).

2.4.3.7. Altimetria *versus* retroespalhamento

Em um perfil obtido com altímetro, os alvos com menor elevação são as águas abertas e o gelo fino. Em uma imagem SAR, esses alvos possuem baixo retroespalhamento e são visualizados como escuros. Os dois grandes alvos indicados na imagem ENVISAT SAR (Figura 38) são evidenciados no perfil altimétrico como baixas elevações. Não há precisão na correspondência porque há 12 h de diferença entre a aquisição entre a imagem SAR e o perfil altimétrico (ZWALLY, YI, KWOK, & ZHAO, 2008). Comparações semelhantes foram feitas para o gelo marinho do Ártico, com RADARSAT SAR (Figura 39) e altímetro laser ICESat e também encontraram alta concordância nos resultados (KWOK, ZWALLY, & YI, 2004; KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY, & YI, 2006). Comparando duas imagens RADARSAT SAR do oceano Ártico (Figura 40), adquiridas em dias consecutivos, é possível perceber visualmente os efeitos da dinâmica do gelo marinho.

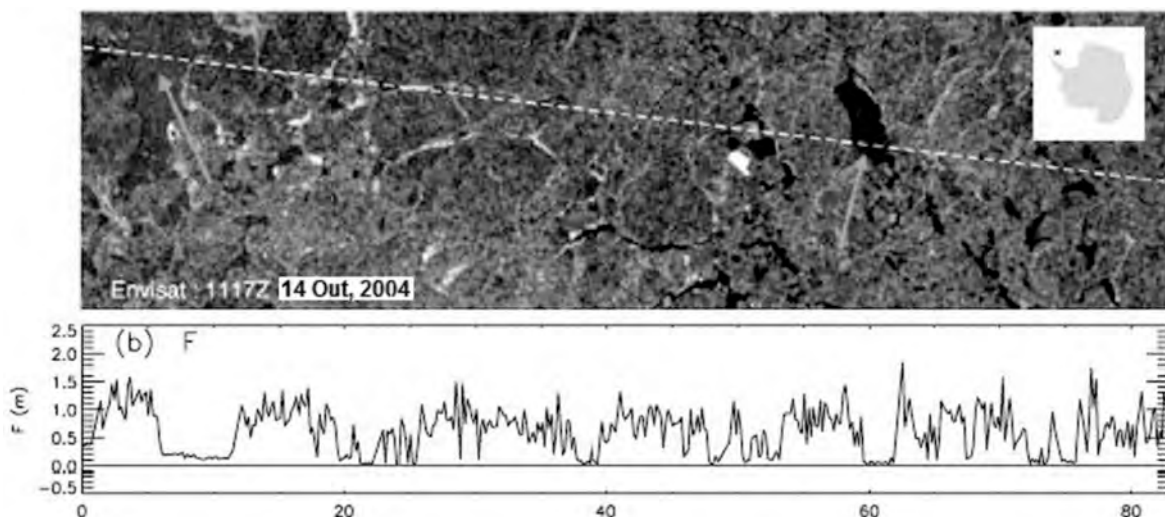


Figura 38 – Comparação entre um perfil de borda livre obtido com altímetro laser ICESat (abaixo) e uma imagem quase-coincidente ENVISAT ASAR (acima). É possível observar a boa correlação, principalmente, na distinção entre água aberta e gelo fino (baixo retroespalhamento = escuro na imagem ENVISAT); baixa elevação (no perfil do altímetro laser ICESat). A seta da esquerda indica gelo fino e a da direita, águas abertas. Fonte: ZWALLY, YI, KWOK & ZHAO (2008).

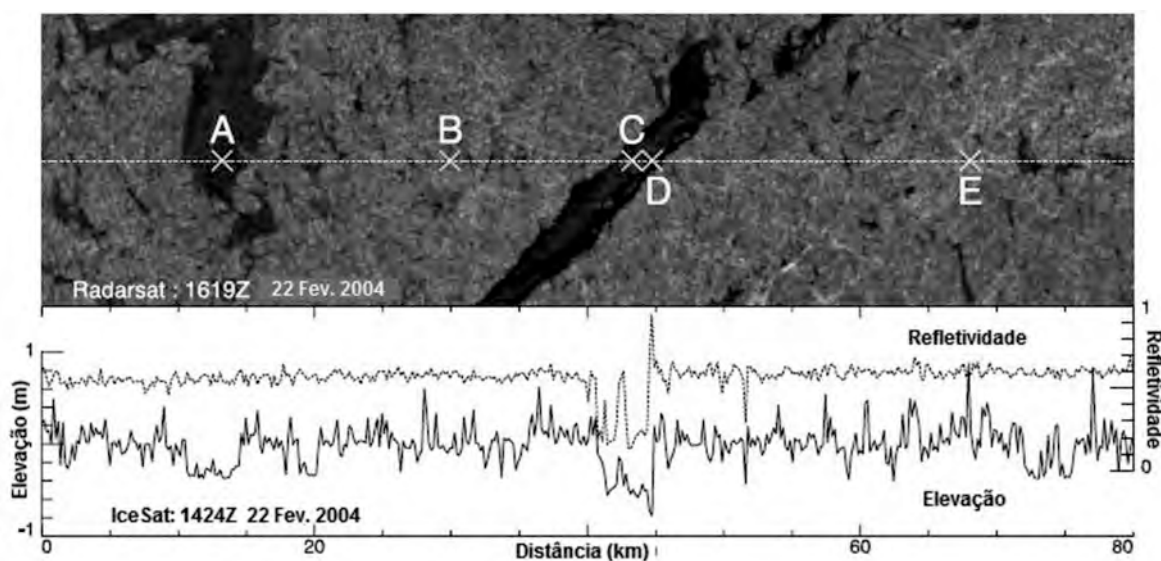


Figura 39 - Comparação entre um perfil de elevação obtido com altímetro laser ICESat (abaixo) e uma imagem quase-coincidente RADARSAT SAR (acima). É possível observar a alta correlação. (A) gelo de primeiro ano; (B) gelo pluri-anual; (C) gelo novo, (D) águas abertas; e (E) crista de compressão. Fonte: KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY & YI (2006).

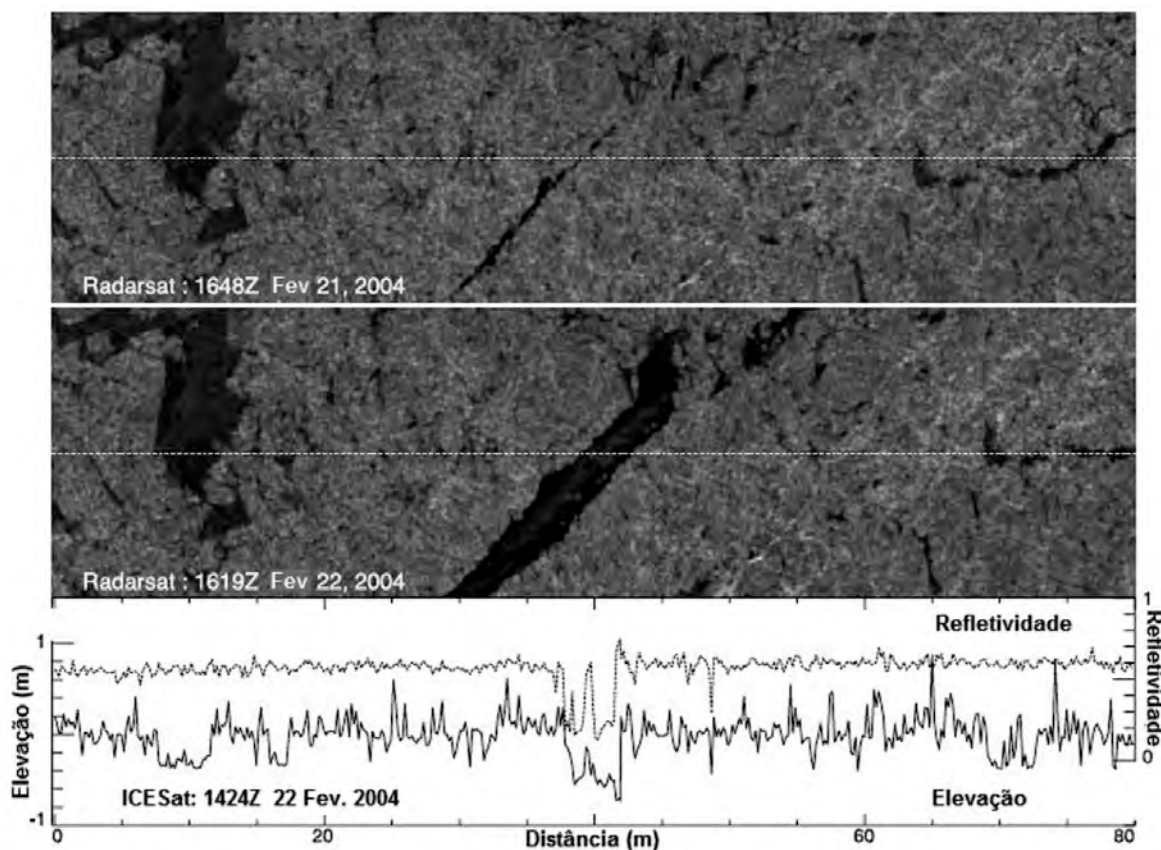


Figura 40 – Duas imagens RADARSAT SAR da mesma área do oceano Ártico, com um dia de diferença. Notam-se as modificações que ocorrem no gelo marinho no intervalo de 24 horas, em função de sua cinemática. No oceano Antártico a velocidade de deslocamento do gelo marinho (20km.d^{-1}) é dez vezes maior que no oceano Ártico e pelo fato de não ser um oceano confinado, os padrões de dispersão são muito mais complexos. Fonte: KWOK, CUNNINGHAM, ZWALLY & YI (2006).

2.4.3.8. As expectativas da comunidade científica no sensoriamento remoto do gelo marinho

A importância do gelo marinho se reflete na prioridade que a Agência Espacial Europeia dá ao sensoriamento remoto das variações de sua espessura, no programa *Ice Mission* (ESA, acessado em 03 de março de 2011).

O CryoSat-1 carregava a grande expectativa da comunidade científica de monitorar dedicadamente a cobertura de gelo do planeta em alta resolução (CryoSat Science Advisory Group, 2001). Todavia, por uma falha no seu lançamento, em outubro de 2005, ele não conseguiu entrar em órbita e caiu em algum lugar do oceano Ártico (WINGHAM, *et al.*, 2006).

O CryoSat-2, lançado em 08 de abril de 2010 é, então, o primeiro satélite europeu dedicado a monitorar a cobertura de gelo da Terra. Para isso, ele possui

uma órbita com inclinação altamente polar alcançando a latitude 88°, em ambos os hemisférios. Seu objetivo é detectar com precisão as pequenas variações na espessura do gelo marinho e das geleiras, permitindo a determinação de suas variabilidades sazonais e interanuais ([NASA Spaceflight.com](http://NASA.Spaceflight.com), 2010).

O principal sensor transportado pelo CryoSat-2 é denominado Altimetro Radar Interferométrico de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture Interferometric Radar Altimeter*, SIRAL) (WINGHAM, *et al.*, 2006).

Os altímetros radar anteriores (ERS-1, ERS-2, RADARSAT, ENVISAT) foram otimizados para monitorar os oceanos e terra, mas o SIRAL foi cuidadosamente projetado para monitorar o gelo. O período normal de emissão de pulsos de um altímetro radar é de 500 microssegundos, resultando em ecos não correlacionáveis que implicam na introdução de ruído nas medidas feitas pelo sensor, que somente podem ser removidos no processamento. O SIRAL emite um feixe de pulsos em um período dez vezes menor (50 microssegundos) o que faz com que sejam correlacionáveis e permita a separação de frequências com pequenas diferenças entre si, causadas pelo efeito Doppler que ocorre nas porções anterior e posterior do feixe de pulsos do Cryosat, permitindo a detecção de pequenas variações de elevação do terreno (WINGHAM, *et al.*, 2006).

Capítulo 3 – DADOS E MÉTODOS

3.1. INTRODUÇÃO

O capítulo de dados e métodos foi escrito de modo a oferecer ao leitor, inicialmente, um breve embasamento teórico sobre como são as técnicas e instrumentos utilizados na obtenção dos dados utilizados na tese.

Sequencialmente, são apresentados os dados disponíveis para a realização desta tese, o modo de seleção e as razões pelas quais foram selecionados os dados efetivamente usados.

Finalmente são apresentados os métodos de processamento das imagens ENVISAT ASAR WSM e dos dados de espessura do gelo marinho considerados como verdade terrestre e efetivamente utilizados.

3.2. BREVE EMBASAMENTO TEÓRICO SOBRE OS DADOS UTILIZADOS

3.2.1. Imagens de radar de abertura sintética

Radares de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture Radar*, SAR) são sensores de micro-ondas ativos. O SAR amplia a resolução da medida azimutal, isto é, na direção de deslocamento do satélite, por utilizar o efeito Doppler. Este efeito decorre de ter uma pequeníssima diferença de velocidade relativa entre o pulso eletromagnético emitido e o recebido pelo sensor. Isto se deve à pequena diferença existente entre a distância da parte do equipamento que emite o pulso e o alvo, e a distância entre o alvo e a parte do sensor que recebe o retroespalhamento (KARVONEN, 2006).

O retroespalhamento da radiação eletromagnética que é registrado pelo receptor do sensor SAR a bordo do satélite é a informação que faz parte de uma imagem radar bruta. Após a correção radiométrica, está radiação eletromagnética

retroespalhada é relacionada à área de cada pixel da imagem, ao qual se refere e é expressa como o coeficiente de retroespalhamento (σ^0 , sigma nought, sigma-zero) do pixel. O coeficiente linear de retroespalhamento é a razão entre a quantidade de energia eletromagnética que retorna ao sensor e àquela que foi emitida por ele. Comumente, o coeficiente de retroespalhamento é convertido para escala logarítmica, para acentuar as diferenças sutis do coeficiente de retroespalhamento em escala linear, e é expresso em decibéis (dB) (ELACHI, 1987; ELACHI & VAN ZYL, 2006), sendo a forma comumente utilizada nas publicações científicas.

A utilização do ENVISAT ASAR para pesquisa relativas ao gelo marinho teve como objetivo a estimativa dos parâmetros extensão, área e movimento (ESA, 2007).

A banda C é utilizada em sensores SAR, transportados pelos satélites (Radarsat 1 e 2, ENVISAT), por ter o comprimento de onda entre 38 – 75 mm, e frequências entre 8 – 4 GHz, que tornam-na capaz de propagar-se através da cobertura de nuvens, cuja presença é condição predominante em regiões polares (KARVONEN, 2010).

O modo de polarização alternado foi implementado com o objetivo de facilitar a classificação de alvos. O modo *wide swath* pode capturar uma cena com até 406 km de largura, espaçamento de pixel de 75 m e resolução de 150 m (CLOSA, ROSICH, & MONTI-GUARNIERI, 2003; ROSICH, 2003).

A polarização paralela horizontal (Co-polarização HH) é descrita como a mais eficiente para detectar alvos acima da superfície oceânica, como navios, icebergs e gelo marinho, devido a sua menor sensibilidade à rugosidade natural da superfície do mar (EVANS, 1998; BENTZ, 2006). Mudanças de espessura do gelo podem ser observadas como consideráveis alterações no retroespalhamento medido na polarização HH que chega a ser 16 vezes maior do que o retroespalhamento medido na polarização cruzada HV (ARKETT, FLETT, DE ABREU, & GILLESPIE, 2006). A polarização paralela horizontal (HH) tem um retroespalhamento até 10 dB maior que a polarização cruzada HV para gelo deformado, sendo uma poderosa ferramenta na análise visual da imagem ASAR (SCHEUCHL, *et al.*, 2004). A comparação de medições realizadas com co-polarização horizontal (HH) e vertical (VV) em relação à previsão calculada de

retroespalhamento para o mar Báltico demonstrou que ambas as co-polarizações apresentam resultados próximos ao esperado para este alvo (ULANDER, JOHANSSON, & ASKNE, 1992).

O oceano congelado apresenta uma alta variabilidade no retroespalhamento recebido pelo SAR. A presença ou ausência de vento sobre a superfície, a microestrutura do gelo e de sua cobertura de neve, sua salinidade, umidade, porosidade e rugosidade alteram o comportamento refletivo alterando o retroespalhamento medido pelo sensor (CLEMENTE-COLÓN & YAN, 2000).

Águas abertas e gelo novo possuem mais sal e menor rugosidade, apresentando comportamento especular (Figura 41), refletindo o pulso emitido pelo radar na direção oposta ao sensor, resultando em um baixo retroespalhamento. Quanto menor o retroespalhamento recebido pelo sensor, mais escura é a aparência do alvo numa imagem radar (CLEMENTE-COLÓN & YAN, 2000).

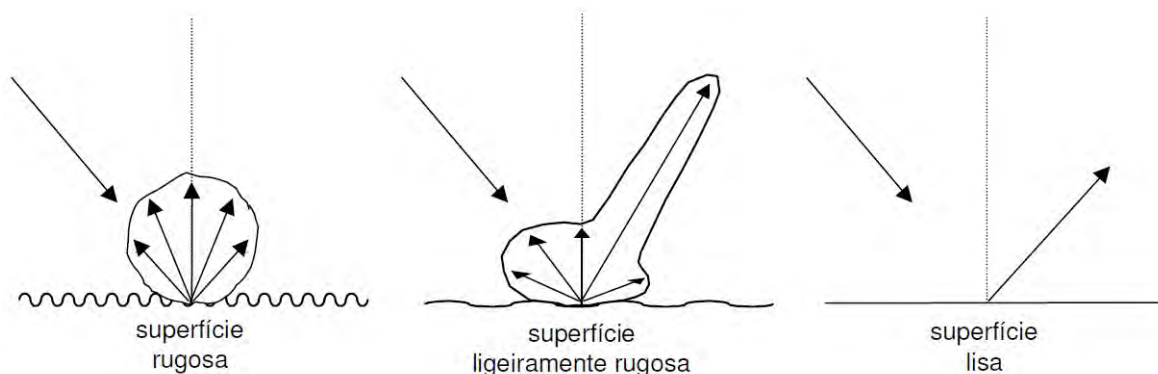


Figura 41 - Ilustração mostrando o comportamento do retroespalhamento de uma emissão do radar de abertura sintética com relação a rugosidade da superfície refletora. Da esquerda para a direita temos a representação de uma rugosidade decrescente. A superfície lisa ideal da direita possui um comportamento especular, refletindo o pulso recebido do SAR na direção divergente em relação ao sensor. Neste caso o retroespalhamento será baixo e essa superfície aparecerá escura na imagem SAR. FONTE: FREITAS, SANT'ANNA, RENNO & CORREIA (2007).

À medida que o gelo vai amadurecendo e tornando-se mais velho, vai eliminando o sal por meio da percolação das gotículas de salmoura e aumentando sua porosidade que é preenchida por ar. Também ocorrem fenômenos dinâmicos e termodinâmicos que modificam o seu padrão de reflexão. O gelo se fratura, afastando-se ou empilhando-se, cresce ou decai, verticalmente e horizontalmente, e é coberto por neve ou varrido de sua cobertura de neve pela ação de vento. A reflexão do pulso emitido pelo SAR torna-se multidirecional e o retroespalhamento

captado pelo sensor é maior. Neste caso o alvo apresenta mais brilho na imagem radar. A intensidade do brilho depende da combinação dessas variáveis do gelo maduro (CLEMENTE-COLÓN & YAN, 2000).

Contudo, existe uma dependência do retroespalhamento com relação ao ângulo de incidência do pulso do SAR (Figura 42), conforme experimento realizado no mar Báltico por MÄKYNEN, MANNINEN, SIMILÄ, KARVONEN & HALLIKAINEN (2002), quanto maior o ângulo de incidência, menor o coeficiente de retroespalhamento para gelo marinho com a mesma espessura. Estes autores notaram, porém, que o retroespalhamento de diferentes blocos de gelo marinho com a mesma espessura e para um mesmo ângulo de incidência da radiação eletromagnética não é constante, variando de local para local.

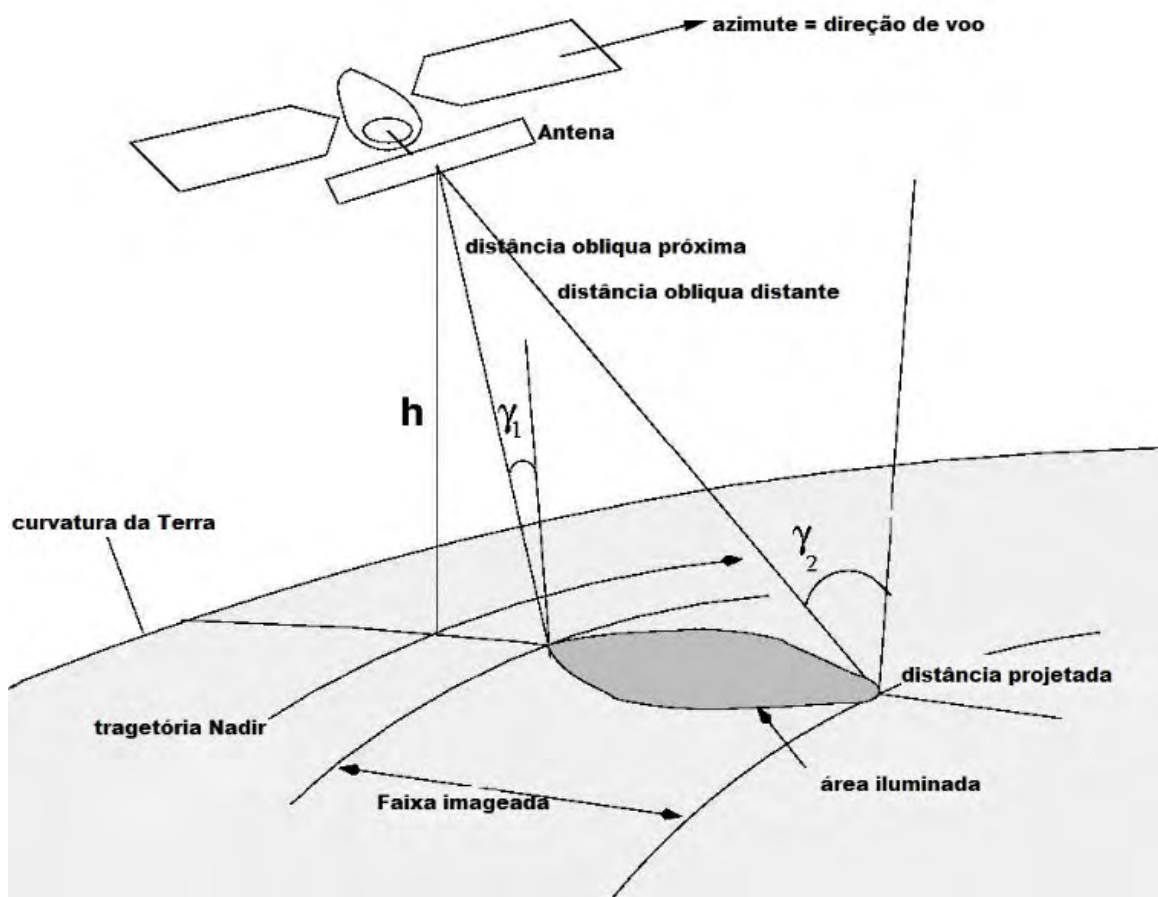


Figura 42 - Geometria do imageamento de um satélite. O ângulo de incidência (γ) que possui correlação negativa variável com o retroespalhamento é o ângulo formado entre a linha imaginária existente entre o sensor e o alvo (slant range distance) e a linha normal ao terreno. Modificado de KARVONEN (2006).

O alto retroespalhamento, detectado pelo SAR tem sido associado com gelo marinho plurianual, enquanto que o baixo retroespalhamento representa gelo marinho de primeiro ano, sem deformação (ONSTOTT, 1992).

Outra fonte de erro é a variabilidade intradiurna do retroespalhamento de um mesmo alvo. Fatores como a presença ou ausência de incidência de radiação solar direta e o ângulo de incidência desta radiação, a cobertura de nuvens e a ocorrência de ventos e ondulação do oceano, são fatores que modificam a dinâmica e a termodinâmica do gelo marinho e de sua cobertura de neve, e conseqüentemente o seu retroespalhamento (NGHIEM, *et al.*, 1998).

3.2.1.1. Efeitos do ciclo termal diurno nas assinaturas de micro-ondas do gelo marinho

Um experimento a céu aberto foi realizado pela equipe de cientistas da NASA no *Geophysical Research Facility* (GRF) do *Cold Regions Research and Engineering Laboratory* (CRREL) a fim de adquirir conhecimentos que permitissem a elaboração de algoritmos para utilização científica das informações obtidas com sensores SAR. Um dos aspectos importantes a serem levados em conta é a variabilidade do retroespalhamento do gelo marinho em função dos fenômenos internos e externos a que o gelo marinho é submetido no ciclo intradiurno. A síntese do resultados está descrita abaixo e refere-se a uma única publicação: NGHIEM (1998). O estudo merece destaque por sintetizar em um artigo fundamentos que explicam a complexidade do gelo marinho como alvo do sensoriamento remoto por radar de abertura sintética.

O estudo da polarimetria da Banda-C é de particular interesse, porque muitos dos SAR e scaterômetros transportados por satélites, como ERS, RADARSAT, e ENVISAT, foram planejados para operar na Banda-C em diferentes polarizações. A polarização HH da Banda C é mais sensível que a polarização VV às mudanças de retroespalhamento diurnas que ocorrem no gelo marinho em função das alterações na permissividade do gelo causadas pela variação térmica durante esse ciclo. Existe um sincronismo do retroespalhamento e do ciclo termal com boa correlação positiva. Para gelo marinho de 4 mm ou menos, a resposta do retroespalhamento a variações termais diurnas é caótica e de difícil compreensão.

Diurnamente o retroespalhamento tem forte correlação com a temperatura do gelo marinho e comportamento cíclico para antes e depois do pico de temperatura. Observa-se diferenças de 4 – 6 dB entre o pico e a cava das curvas de retroespalhamento de um ciclo diurno.

O retroespalhamento também apresenta o mesmo comportamento cíclico para diferentes ângulos de incidência do feixe de micro-ondas. Não há expulsão de sal para a superfície do gelo marinho. A expulsão da salmoura sempre se dá para baixo, por percolação (Figura 43). Assim sendo, a grande variação do retroespalhamento não pode ser atribuída a expulsão de salmoura para a superfície do gelo marinho. As variações de temperatura diárias não interfere na rugosidade do gelo marinho. Mesmo a formação de flores de gelo (*frost flowers*) não altera o retroespalhamento de forma significativa.

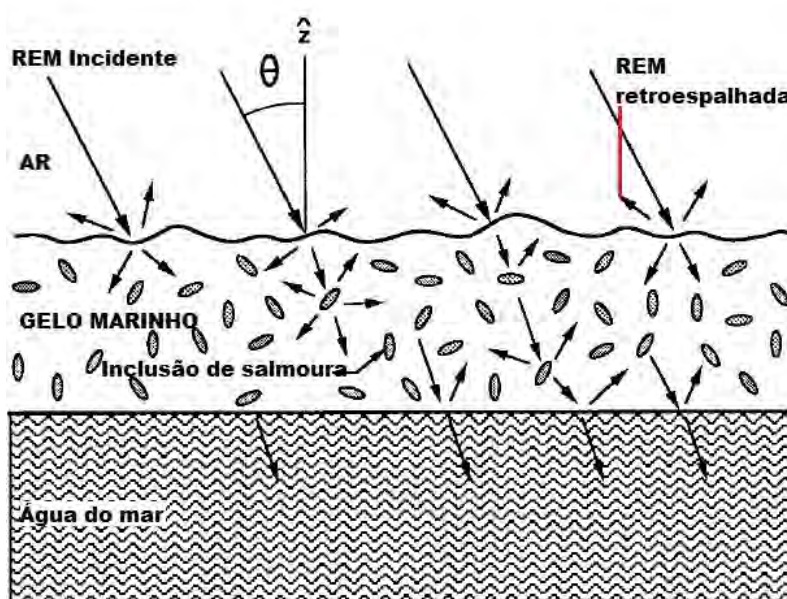


Figura 43 - Representação em modelo simplificado do modo como a radiação eletromagnética (REM) incidente se comporta em relação ao gelo marinho, atmosfera e água do mar. Modificado de NGHIEM *et al.* (1998).

A medida que as inclusões de salmoura migram, afundando no gelo marinho, ocorrem alterações no retroespalhamento. Na Banda C, a maior sensibilidade a essas variações são observadas na polarização HH em relação a polarização VV ou polarizações cruzadas HV e VH.

Variações na cobertura de nuvens e na presença e intensidade de neblina alteram a temperatura do gelo marinho e, conseqüentemente, o retroespalhamento medido. Do mesmo modo, calma ou ventos fortes e ondulações oceânicas de

várias intensidade e direções causam alterações no retroespalhamento, em especial do gelo fino.

O retroespalhamento medido durante o período de insolação é maior do que aquele medido na noite. A principal razão é que a radiação solar eleva a temperatura do gelo marinho aumentando a percolação de salmoura e a consequente liberação de sal para a água do mar.

3.2.2. Parâmetros de espessura do gelo marinho obtidos com sistema integrado de indução eletromagnética, altímetro laser transportado por helicóptero (HEM)

Os dados utilizados como verdade de campo foram obtidos por um sistema composto de sensores de indução eletromagnética, altímetro laser, e dotado de um sistema de navegação preciso DGPS (*Differential Global Positioning System*). O sistema é transportado por helicóptero que tem como plataforma de lançamento um navio quebra-gelo (Figura 44).



Figura 44 - Sistema de indução eletromagnética HEM (Helicopter EleTroMagnetic system) do AWI ao lado do helicóptero a bordo do RSV "Aurora Australis". Fonte: PFAFFLING, HAAS & REID (2004).

O sistema de indução eletromagnética (HEM) cria na sua bobina transmissora um campo de indução primário de baixa frequência que atravessa com facilidade o gelo marinho sem ser modificado e induz corrente de Foucault na água do mar logo abaixo do gelo marinho. O gelo marinho não possui boa condutividade elétrica ($0 - 50 \text{ mS m}^{-1}$), ao contrário da água do mar ($2400 - 2700 \text{ mS m}^{-1}$) (HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN, & PFAFFLING, 2009). A corrente induzida na água do mar abaixo do gelo marinho forma um campo eletromagnético secundário que se propaga através do gelo marinho e tem sua intensidade medida pela bobina receptora do sistema eletromagnético (Figura 45). A intensidade do campo secundário é diretamente relacionada com a distância entre as bobinas e a água do mar, isto é, a distância da interface gelo marinho/água do mar (KARVONEN, SIMILÄ, HAAPALA, HAAS, & MÄKYNEN, 2004).

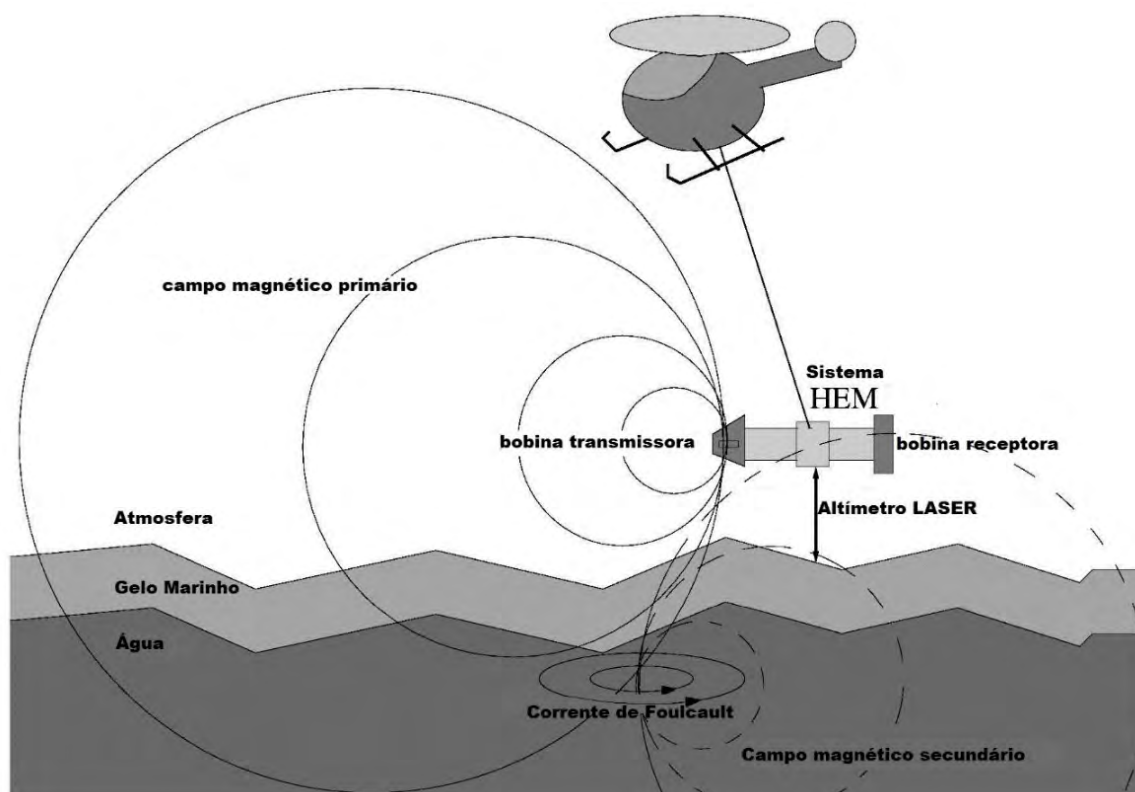


Figura 45 - Esquema do helicóptero transportando o EM-BIRD no qual estão o sistema de indução eletromagnética e o altímetro laser. Adaptado de KARVONEN (2006).

A distância entre o sistema de indução eletromagnética e a superfície do gelo marinho na interface com a atmosfera é medida pelo altímetro laser. O sistema HEM recebe a informação das duas distâncias e por subtração determina

diretamente a espessura total do gelo marinho, isto é, inclusive a espessura da cobertura de neve (HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN, & PFAFFLING, 2009) (Figura 46).

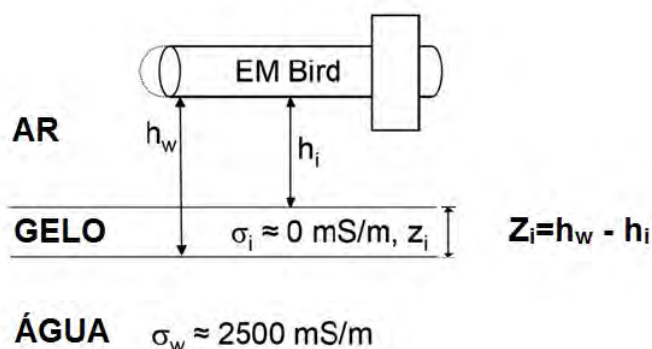


Figura 46 - Princípio da determinação da espessura total (Z_i) do gelo marinho com a utilização de um sistema EM + LASER. Na figura (h_w) é a altura do sistema em relação a interface gelo marinho-água do mar; e h_i é a altura do sistema HEM em relação a interface atmosfera-gelo marinho. Adaptado de HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN & PFAFFLING (2009).

As medições feitas por este método foram calibradas com medições feitas diretamente no gelo marinho por meio de perfurações (Figura 47) e mostraram uma acurácia de 10 cm (HAAS, *et al.*, 2009).

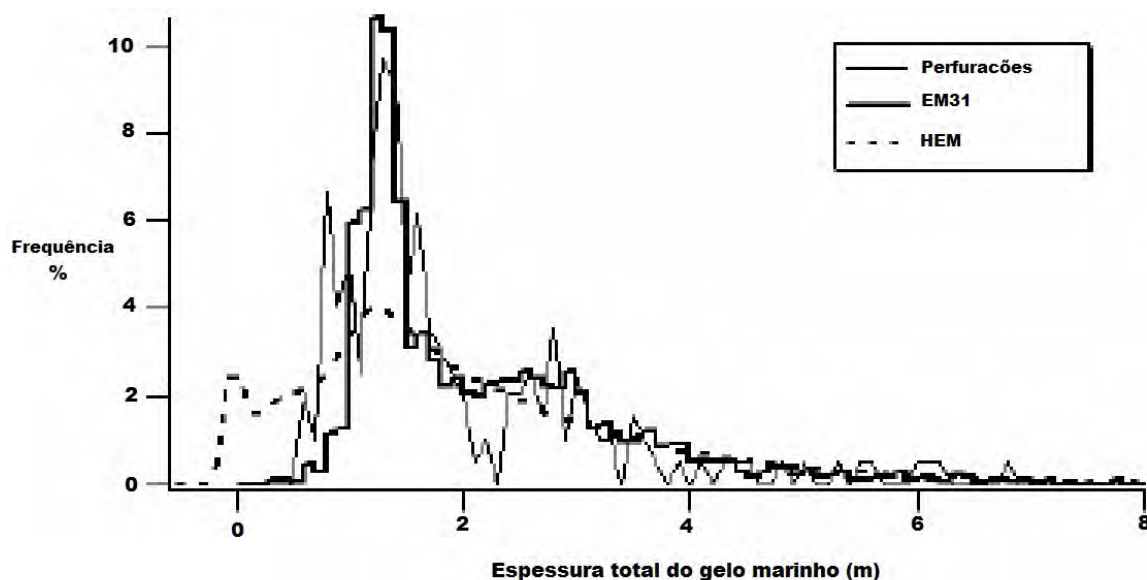


Figura 47 - Distribuição da espessura do gelo marinho obtida por perfuração (Drill holes), medição com sensor eletromagnético sobre o gelo (EM31) e aerotransportado (HEM). Podemos observar que há diferenças significativas especialmente nos canais e nas medições de gelo fino, mas no geral, a forma da distribuição é semelhante entre os métodos. Modificado de HAAS (2009).

Apenas nas cristas, onde o gelo empilhado frequentemente possui água do mar entre o gelo, a medida de espessura é subestimada e incorreta. Para efeito de estudos, mudanças abruptas para espessuras superiores a 6 m são desprezadas, pois são consideradas cristas. Foi testado que a altitude de voo ideal é entre 10 e 20 m acima da superfície do mar (Figura 48). Quando a altitude de voo supera 100 m, o sistema não recupera o sinal de retorno do campo eletromagnético secundário. A cada 15 ou 20 minutos, o helicóptero sobe acima desta altitude para calibrar o sensor, pois não há nenhuma interferência de sinal recebido da água do mar (HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN, & PFAFFLING, 2009).



Figura 48 - O helicóptero realizando um perfil com o sistema eletromagnético. Fonte: PFAFFLING (2003).

Os voos são realizados em linha reta (Figura 49) para facilitar o processamento posterior dos dados (Figura 50), em velocidades constantes (80 – 90 nós) e com pouco vento. A frequência de aquisição do sensor eletromagnético é de 10 Hz (~ 1 medida a cada 4 m de deslocamento) e do altímetro laser de 100 Hz (~1 medida a cada 40 cm de deslocamento) (HAAS, LOBACH, HENDRICKS, RABENSTEIN, & PFAFFLING, 2009).

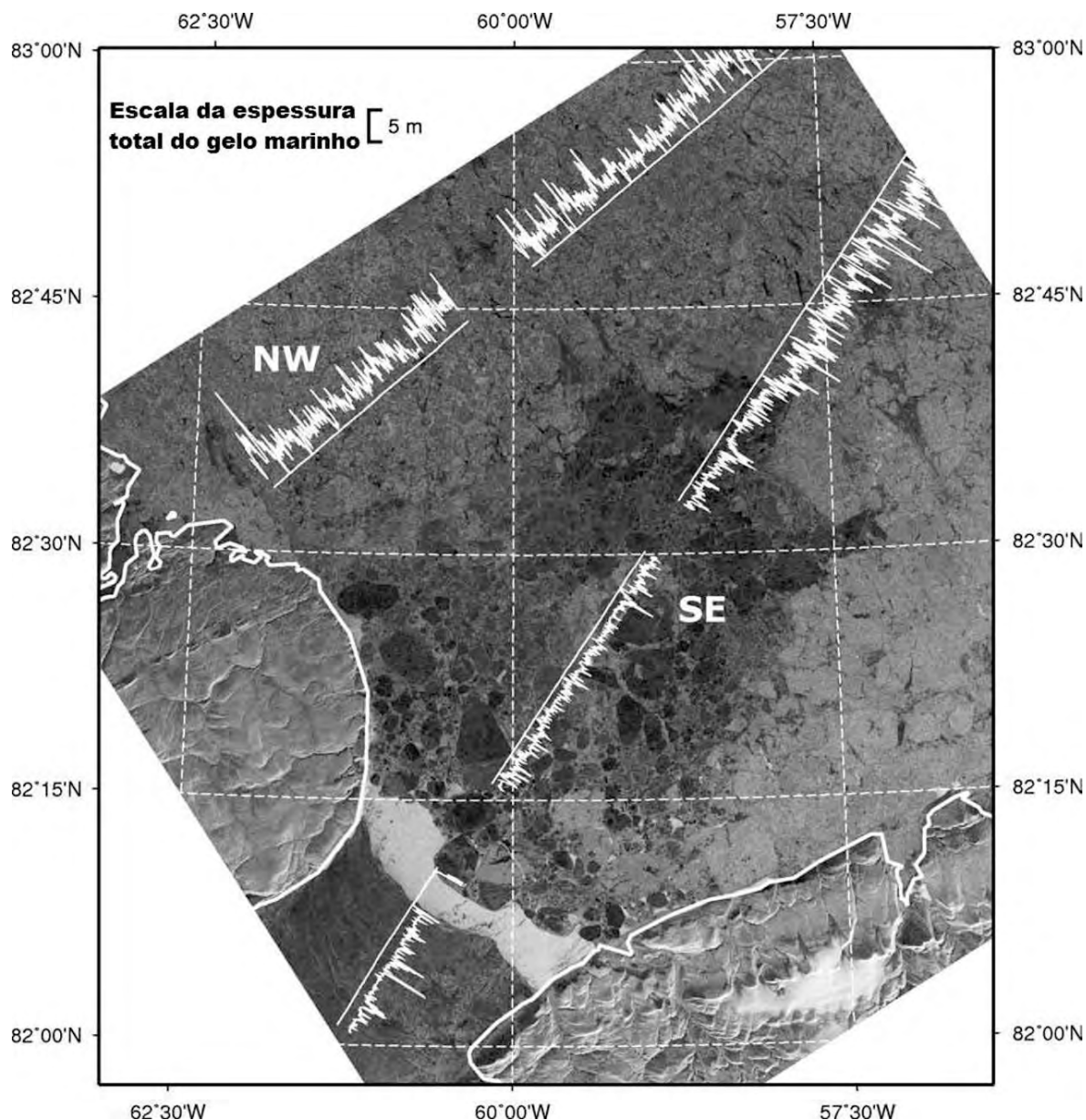


Figura 49 - Imagem SAR do mar de Lincoln e estreito de Nares, Ártico com sobreposição de um perfil de espessura do gelo marinho obtido com o sistema de indução eletromagnética. Esta é uma imagem do ENVISAT ASAR, com co-polarização HH, reamostrada para 12,5 m de resolução do pixel. A linha branca reta corresponde à trajetória do voo de helicóptero, acima dela está o gráfico do perfil da espessura do gelo marinho. Observa-se que quanto mais escuro é o pixel, menor é o retroespalhamento. FONTE: HAAS, HENDRICKS & DOBLE (2006).

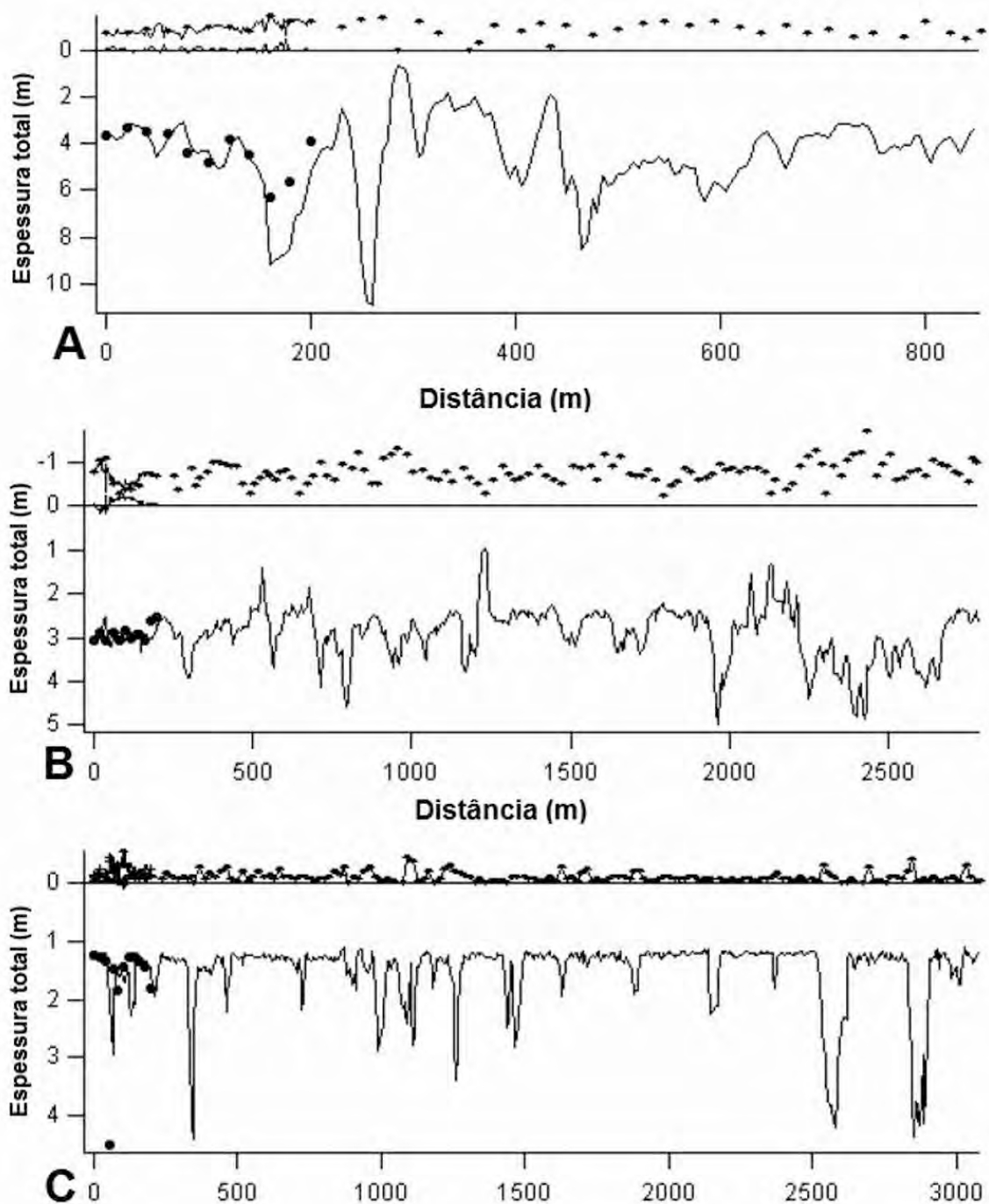


Figura 50 - Perfis obtidos com o sistema de indução eletromagnética composto pelo sensor eletromagnético, altímetro laser e DGPS, no noroeste do mar de Weddell, para: gelo marinho de segundo ano (A); gelo marinho espesso de primeiro ano (B); e gelo marinho fino de primeiro ano (C). Os gráficos mostram a espessura total do gelo (gelo mais cobertura de neve) plotada para baixo do zero. Acima do zero está a espessura de neve, com este artifício se pode ter uma noção aproximada das interfaces gelo/neve-atmosfera, e gelo-oceano. Observemos que as escalas horizontais são diferentes nos gráficos. FONTE: HAAS (2003).

3.3. FONTE DE DADOS

3.3.1. Imagens de radar de abertura sintética

A Agência Espacial Europeia (*European Space Agency*, ESA) cedeu ao *Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung* (AWI), inúmeras imagens do sensor ENVISAT ASAR, no modo abrangente (*Wide Swath Mode*, WSM), Banda C, em co-polarização horizontal (HH), relativas ao setor do mar de Weddell, desde o período imediatamente anterior até o de realização da expedição ANTXXIII-7 (Antártica XXIII, sétima etapa). As imagens cedidas para o AWI tinham o nível de processamento P1. O cruzeiro foi realizado entre 24 de agosto e 29 de outubro de 2006, ou seja, incluiu a situação de máxima cobertura de gelo marinho para o Hemisfério Sul (Setembro) e início do período de derretimento (Outubro).

O ENVISAT ASAR opera na banda C, na frequência de 5,3 GHz, com polarização HH, VV e HV, sua visada é a lateral direita e tem um ciclo de repetição de órbita de 35 dias. No modo *Wide Swath* a imagem tem polarização HH ou VV.

Uma imagem *ENVISAT ASAR Wide Swath Mode* com nível 1 de processamento é identificada em sua denominação como a anotação introdutória: ASA_WSM_1P. Esta identificação geral é complementada pela identificação da estação de recepção e tratamento de dados que processou a imagem original (ESRIN em Frascati na Itália ou Kiruna na Suécia), seguem a data e hora (UTM) de aquisição e outras informações mais específicas de cada imagem.

Uma imagem ASA_WSM_1P tem características gerais que são: correção geométrica, onde a distância inclinada (*slant range distance*) apresenta-se corrigida para distância de terreno (*ground range distance*); cada cena da imagem possui aproximadamente 400 km x 400 km de cobertura e uma imagem *strip* é composta por no máximo dez cenas, ou seja 400 km de largura e até 4000 km de extensão no sentido de deslocamento do satélite; a resolução geométrica ou resolução nominal é de 150 m x 150 m, mas o tamanho de pixel é de 75 m x 75 m (*pixel space*). Isso porque cada pixel, sendo a menor unidade geométrica de uma imagem, é totalmente preenchida por um único tom de cinza não permitindo nenhuma resolução do alvo na imagem; a resolução radiométrica é maior do que

12 ENL (*Equivalent Number of Looks*, Número Equivalente de Visadas) para todas as subfaixas; foram aplicadas correções relativas ao padrão de perdas da antena; saída de dados de 16 bits sem sinal; processamento sistemático das informações recebidas com a geração do produto quando a aquisição de dados é completada; uma cena possui aproximadamente 59 Mb (Megabytes) de informações e uma *strip* completa possui, aproximadamente, 584 Mb; o produto possui uma grade de geolocalização que é uma tabela que lista o tempo de retorno do feixe de micro-ondas, o ângulo de incidência e as posições geodésicas de latitude e longitude em diversas posições dentro da imagem. Há também a localização de cada ponto na imagem que é especificada por coordenadas linha e coluna num sistema de coordenadas de imagem (ESA, 2007a, b).

Originalmente pretendíamos realizar um estudo sobre o gelo marinho que envolvesse uma série temporal maior de imagens e que compreenderia um ciclo anual desde o início do outono de 2006, após a mínima de verão, até o final do verão de 2007. Este período incluiria o período de realização da coleta de dados que serviram de verdade de terreno e também permitiria um acompanhamento do gelo marinho que resistiu ao degelo de verão (2006), sua distribuição, movimento e variabilidade de retroespalhamento e espessura. Infelizmente, devido a problemas técnicos e perda de dados no AWI, só foi possível receber 321 imagens, das quais três foram adquiridas nos dias em que tinham sido realizados voos de helicóptero para coleta de dados de espessura do gelo marinho e destas apenas uma era quase-tempo-coincidente com o voo de helicóptero. Estas três imagens (Figura 51, Figura 52, Figura 53, Figura 54) são as imagens referência dessa tese.

Outras 16 imagens (Figura 55, Tabela 1) do período foram selecionadas por cobrirem partes das mesmas áreas das 3 imagens referência, sendo que duas, das dezesseis imagens são aproximadamente a mesma, mas foram recebidas e processadas nos dois diferentes centros da ESA e o produto resultante apresenta pequenas diferenças na área de cobertura, no restante são iguais. Foram escolhidas por permitirem a observação da evolução de feições oceanográficas.

Um fator limitante foi um problema técnico no transmissor do ENVISAT que não descarregou para as estações receptoras de terra as imagens do período 26 de setembro a 03 de outubro de 2006 no qual foram realizados cinco dos dezessete voos de helicóptero para medições da espessura do gelo marinho.

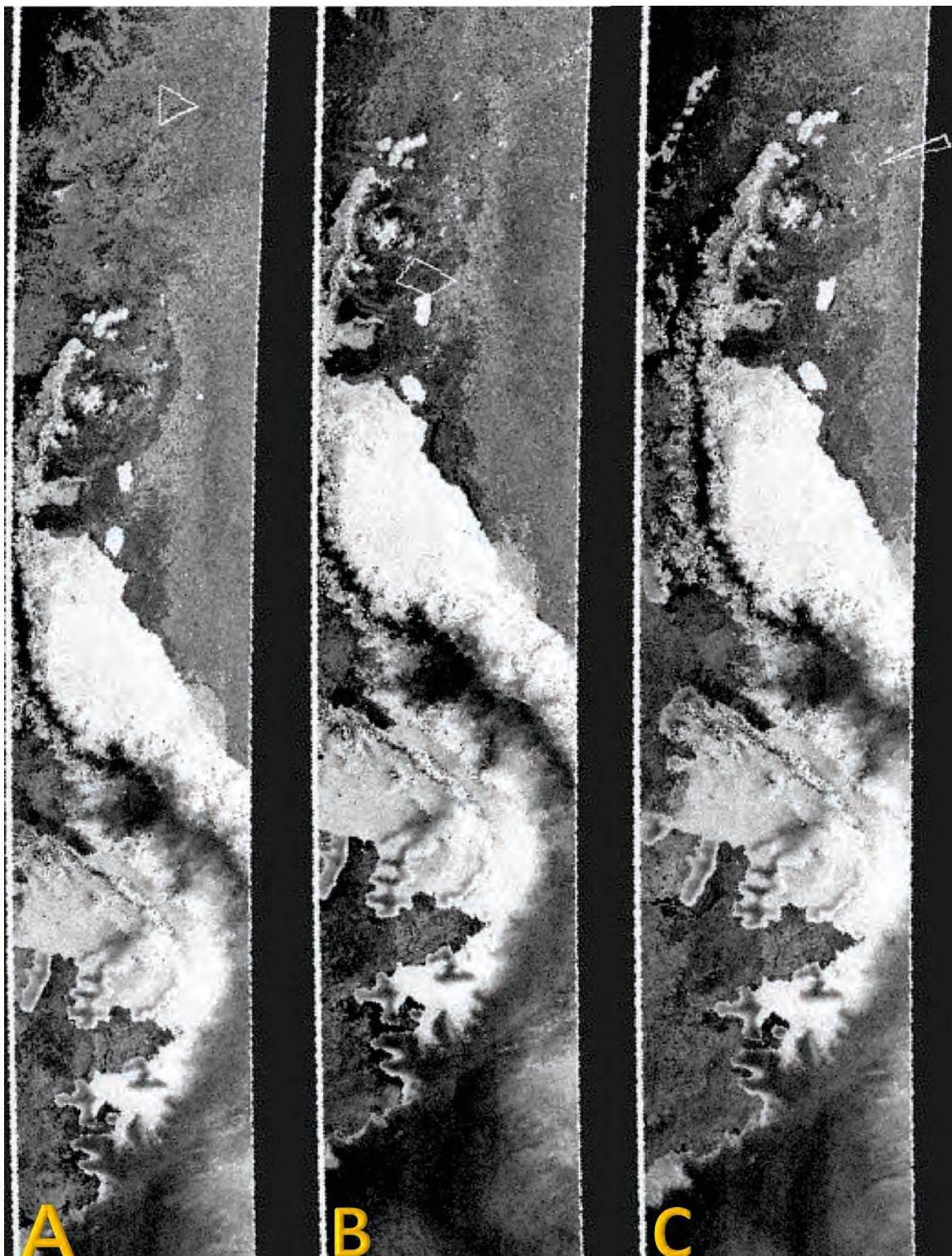


Figura 51 - As três imagens ENVISAT ASAR obtidas nos mesmos dias de realização dos voos de helicóptero. Sobrepostas as imagens estão as trajetórias dos voos realizados no mesmo dia de cada imagem: 19 de setembro de 2006 (A); 05 de outubro de 2006 (B); e 11 de outubro de 2006 (C). As imagens acima estão georeferenciadas, calibradas radiometricamente e apresentadas na escala de dB e foram reprojctadas em projeção estereográfica polar sul.

19 DE SETEMBRO DE 2006

Na [Figura 52](#) observamos toda a imagem da área de estudo, obtida no dia 19 de setembro de 2006. A imagem pré-processada foi recortada. Posteriormente a imagem original (nível P1) foi recortada e o recorte foi pré-processado. Foram retirados o retroespalhamento de ambos os recorte e também da imagem integral pré-processada e feita análise de correlação linear de Pearson. O Coeficiente de correlação linear foi igual a 1, significando uma correlação perfeita. Isso significa que é possível recortar a imagem P1 apenas na área do voo e depois realizar a correção radiométrica e a reprojeção, para depois retirar a informação de retroespalhamento. Este procedimento economiza muito tempo computacional e muito espaço em disco rígido, uma vez que, em cada etapa do processamento é gerada um novo produto de tamanho igual ou maior que a imagem que está sendo processada. Este procedimento foi feito nas demais imagens a fim de certificarmos que se aplica as demais.

Um regime de gelo muito perturbado com inúmeros comportamentos refletivos distintos é observado na [Figura 52](#). O resultado é uma correlação linear muito baixa. A regressão linear mostra um baixo coeficiente de dependência entre o retroespalhamento e a espessura deste gelo muito perturbado. A área amostrada estava próxima à borda do gelo marinho ao norte do noroeste do mar de Weddell.

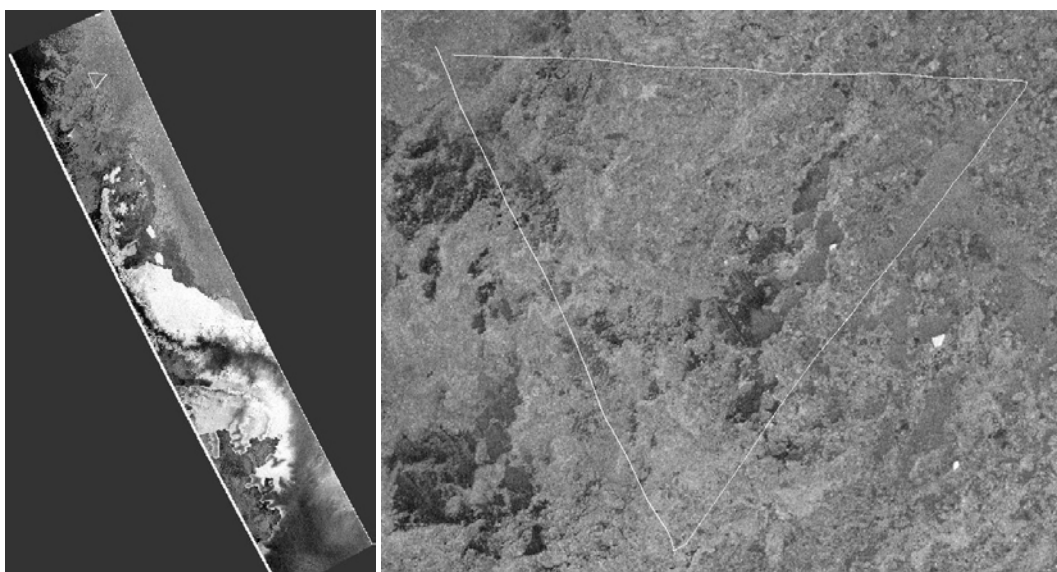


Figura 52 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 19 de setembro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre imagem e sobre o recorte.

05 DE OUTUBRO DE 2006

Na [Figura 53](#) observamos toda a imagem da área de estudo, obtida no dia 05 de Outubro de 2006. A imagem passou por todos os passos de pré-processamento da imagem anterior.

Um regime de gelo marinho pouco perturbado com padrões de comportamentos refletivos semelhantes é observado predominantemente na [Figura 53](#). A área amostrada estava próxima a península Antártica e ao sul da Ilha James Ross, local onde o gelo marinho está mais protegido da circulação oceanográfica da Corrente Costeira Antártica e do giro de Weddell.

No canto esquerdo superior é possível observar resíduos de gelo fixo que possivelmente já sofreu ação de marés. Na lateral direita se vê gelo plurianual proveniente do sul do mar de Weddell, transportado pela Corrente Costeira Antártica. Podemos observar que a trajetória do voo amostrou predominantemente gelo de primeiro ano pouco perturbado, mas também gelo fixo perturbado e gelo plurianual muito perturbado. É possível que essa estratégia de amostragem seja a responsável pelos resultados que serão apresentados e discutidos oportunamente no capítulo seguinte (4). Foi do conjunto de dados composto por essa imagem e o respectivo voo que conseguimos estabelecer as relações entre o retroespalhamento SAR e a espessura do gelo marinho.

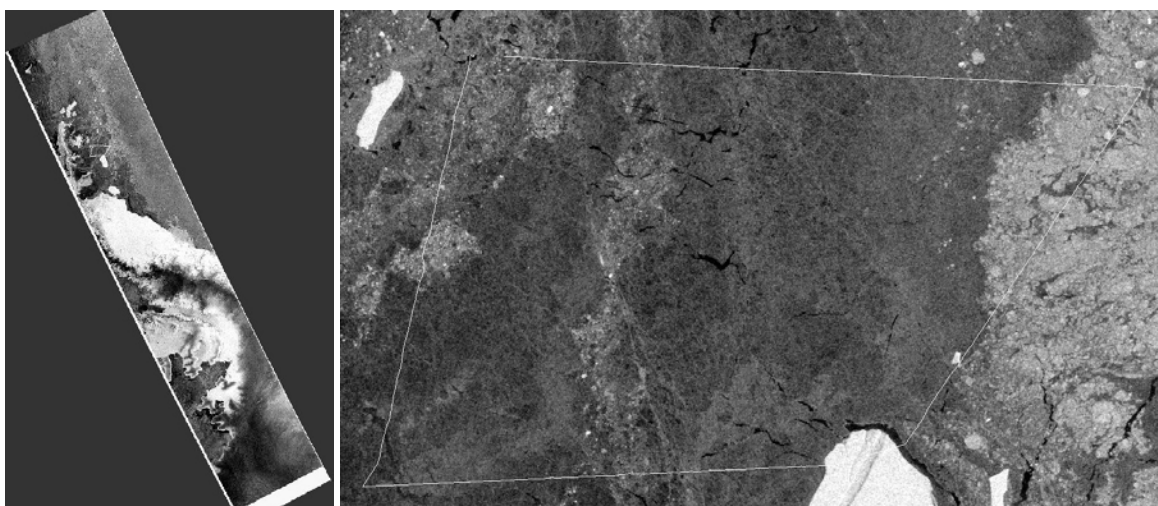


Figura 53 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 05 de outubro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre a imagem e sobre o recorte.

11 DE OUTUBRO DE 2006

Na [Figura 54](#) observamos toda a imagem da área de estudo, obtida no dia 11 de Outubro de 2006. A imagem passou por todos os passos de pré-processamento das imagens anterior.

Observamos na [Figura 54](#) que esse voo foi realizado sobre uma área de transição entre um regime de gelo marinho perturbado (no centro abaixo) e outro bastante perturbado (canto direito acima). Estes dois regimes comportam-se de forma semelhante à combinação das duas imagens anteriores. A porção menos perturbada com padrões de comportamentos refletivos semelhantes e a outra com padrões diversos. O resultado é uma correlação linear fraca.

Este encontro pode ser devido à mudança na batimetria do local ([Figura 2](#)). Notemos que exatamente neste local, acaba a plataforma externa leste da península Antártica, passando para o íngreme talude e logo para grandes profundidades.

Esta área sofre maior atuação da Corrente Costeira Antártica e do giro de Weddell que carregam gelo plurianual da região mais ao sul deste mar, no sentido horário, contornando a península Antártica, predominantemente na direção nordeste. Uma parte do gelo exportado é transportado para oeste pela Corrente Costeira Antártica em direção ao estreito de Bransfield e para os mares de Bellingshausen e Amundsen.

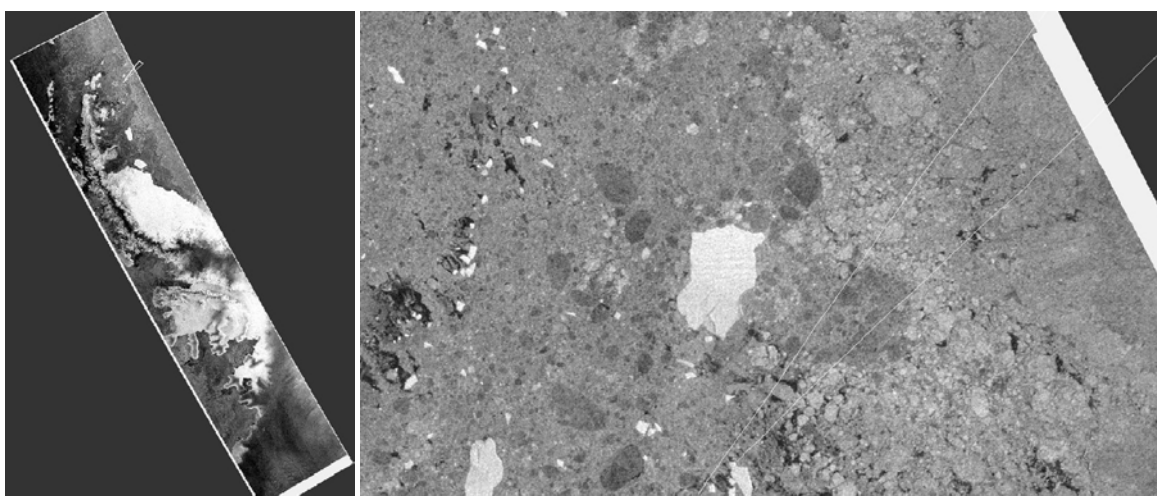


Figura 54 - Imagem ENVISAT da área de estudo obtida no dia 11 de outubro (esquerda) e o recorte ampliado da mesma imagem, contendo a área relativa ao voo realizado no mesmo dia e cuja trajetória aparece projetada sobre a imagem e sobre o recorte.

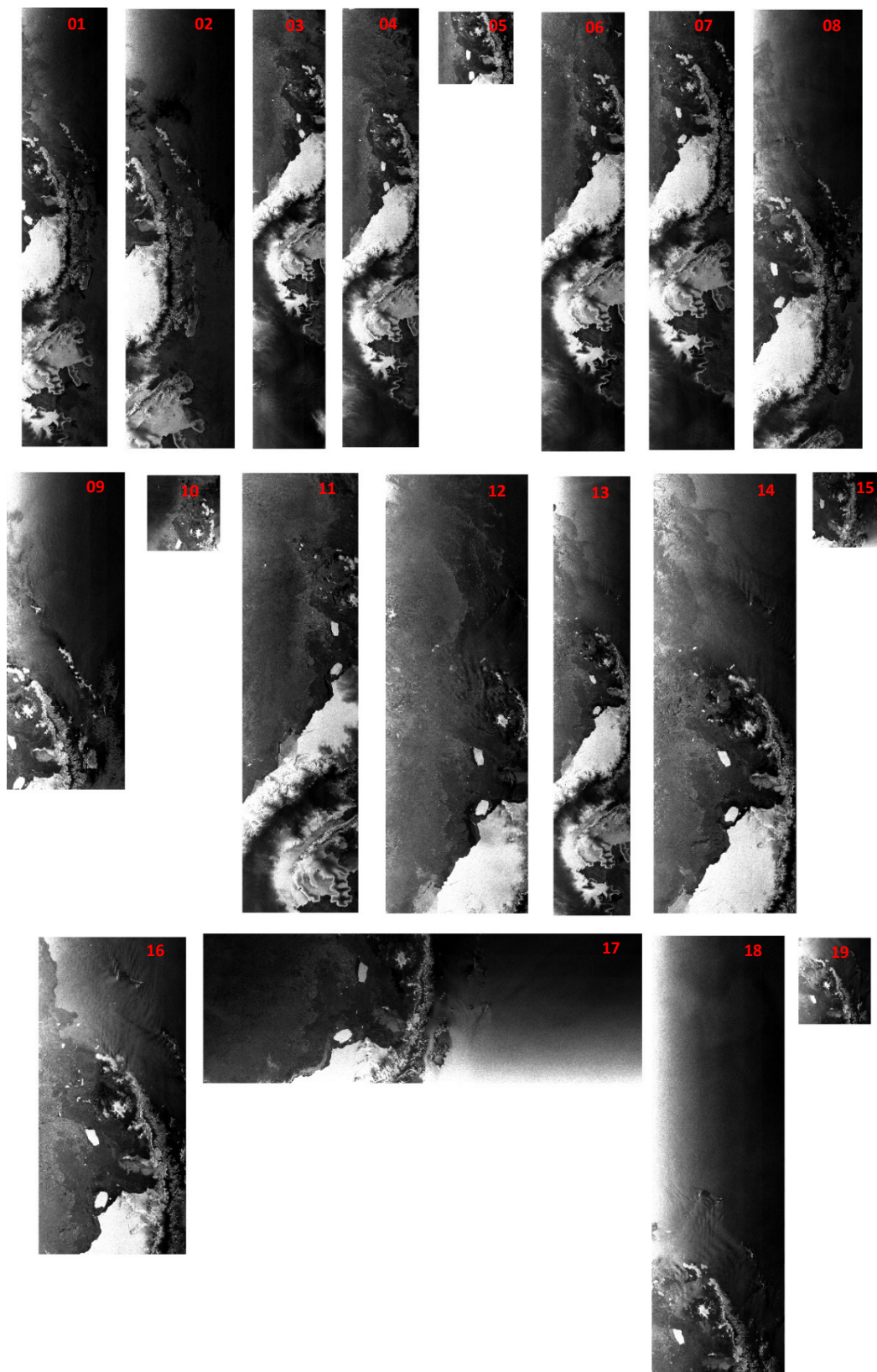


Figura 55 - As dezenove imagens ENVISAT ASAR WSM no nível de processamento 1P selecionadas para este estudo em ordem cronológica da esquerda para a direita e de cima para baixo. (Banda C, polarização HH, resolução geométrica de 150 m). Os números em vermelho identificam as imagens na [Tabela 1](#).

Tabela 1 – Lista das 19 imagens utilizadas no estudo. O número à esquerda será utilizado em algumas passagens do texto. Sentido D (descendente) e A (ascendente). Todas as imagens tem polarização HH. Em negrito as três imagens obtidas nos mesmos dias dos voos de helicóptero. Em vermelho a data da imagem no formato *aaaammdd* (a=ano, m=mês e d=dia).

Nº	NOME	SENTIDO	TRAJETÓRIA	ÓRBITA
01	ASA_WSM_1PNPDE20060912_121104_000003362051_00109_23710_1685	D	109	23710
02	ASA_WSM_1PNPDE20060915_121702_000002692051_00152_23753_2155	D	152	23753
03	ASA_WSM_1PNPDE20060916_114623_000003972051_00166_23767_2337	D	166	23767
04	ASA_WSM_1PNPDE20060919_115125_000003672051_00209_23810_2893	D	209	23810
05	ASA_WSM_1PNPDE20060922_115841_000000612051_00252_23853_3383	D	252	23853
06	ASA_WSM_1PNPDK20061005_114921_000003362051_00438_24039_6752	D	438	24039
07	ASA_WSM_1PNPDK20061011_120055_000003242052_00023_24125_7229	D	23	24125
08	ASA_WSM_1PNPDK20061014_120517_000002632052_00066_24168_7534	D	66	24168
09	ASA_WSM_1PNPDK20061017_121103_000002632052_00109_24211_7860	D	109	24211
10	ASA_WSM_1PNPDE20061018_033056_000000612052_00118_24220_4340	A	118	24220
11	ASA_WSM_1PNPDE20061018_114054_000002442052_00123_24225_4451	D	123	24225
12	ASA_WSM_1PNPDK20061021_114552_000002072052_00166_24268_8205	D	166	24268
13	ASA_WSM_1PNPDE20061024_115049_000003672052_00209_24311_4801	D	209	24311
14	ASA_WSM_1PNPDK20061024_115127_000002082052_00209_24311_8499	D	209	24311
15	ASA_WSM_1PNPDE20061027_034815_000000612052_00247_24349_5434	A	247	24349
16	ASA_WSM_1PNPDK20061027_115747_000001472052_00252_24354_8793	D	252	24354
17	ASA_WSM_1PNPDE20061030_035255_000001832052_00290_24392_0001	A	290	24392
18	ASA_WSM_1PNPDE20061030_120140_000002192052_00295_24397_0001	D	295	24397
19	ASA_WSM_1PNPDK20061030_120359_000000852052_00295_24397_9022	D	295	24397

3.3.2. Parâmetros de espessura do gelo marinho

Foram utilizados dados coletados no cruzeiro de pesquisa científica *Winter Weddell Outflow Study (WWOS)*, realizado no final do inverno e início da primavera de 2006 (24 de agosto a 29 de outubro de 2006) (Figura 56). Os dados utilizados como verdade de campo para este estudo foram obtidos por meio de um sistema composto por sensores altímetro laser e de indução eletromagnética, dotado de um sistema de navegação preciso DGPS (*Differential Global Positioning System*), transportados por helicóptero (Figura 45) denominado HEM. Foram dezessete voos de helicóptero que tiveram como plataforma de lançamento o navio de pesquisa polar alemão “*Polarstern*”, realizados no norte do mar de Weddell desde as proximidades do arquipélago das ilhas Orcadas até a região onde anteriormente existia a plataforma de gelo Larsen B, durante os meses de setembro e outubro de 2006. O resultado foi um banco de dados composto por 17 perfis do sensor eletromagnético (EM) e de altímetro laser transportados por helicóptero, realizados entre 09 de setembro e 18 de outubro de 2006 no noroeste do mar de Weddell (Tabela 2; Figura 57).

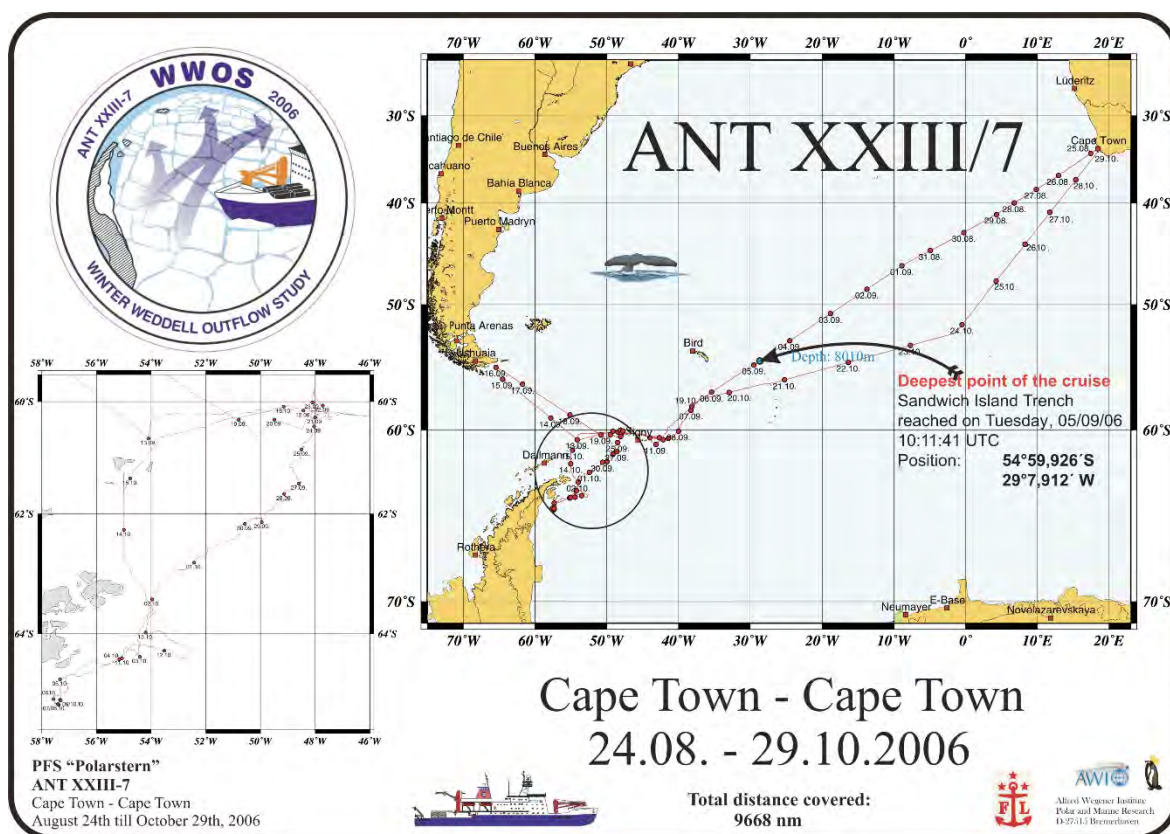


Figura 56 - Mapa original do Cruzeiro ANT XXIII/7. Fonte: LENKE e muitos outros (2009).

Tabela 2 - Data, latitude e longitude médias, distância percorrida real, número de medições do sensor HEM e hora inicial de cada voo. NE (direção nordeste); SW (direção sudoeste); LA (Larsen A); LB (Larsen B). Em negrito os dados dos três voos selecionados para o estudo.

Data do Voo	Latitude (S)	Longitude (W)	Distância (m)	Medições (HEM)	Hora (UTC)
09/09/2006	60,6171	41,2326	194.639,81	48.524	16:37
19/09/2006	60,6942	50,6578	194.941,28	52.094	13:19
20/09/2006	60,7658	49,1143	193890,59	45.653	18:48
22/09/2006	60,1971	48,0207	209.561,05	54.885	18:33
27/09/2006	61,2759	48,4810	209.319,91	51.484	19:11
30/09/2006NE	62,0529	49,6629	125.661,59	31.385	14:14
30/09/2006SW	62,4112	51,4433	199.782,59	48.407	17:18
01/10/2006	63,1199	51,9543	204.241,29	49.124	19:42
02/10/2006	63,6742	53,6054	221.701,99	53.618	12:51
03/10/2006	64,6794	54,2593	242.421,50	56.791	13:17
04/10/2006	64,5860	56,0986	209.185,04	49.560	18:56
05/10/2006	65,0378	57,4673	207.270,22	51.604	13:50
06/10/2006	64,8869	58,7677	237.698,75	55.670	14:17
10/10/2006LA	64,6416	57,9319	179.207,43	40.737	20:01
10/10/2006LB	65,2376	58,3415	195.631,48	44.668	16:17
11/10/2006	64,2229	53,3612	229393,73	51.685	17:14
18/10/2006	60,7973	42,3059	249053,37	56.191	12:13

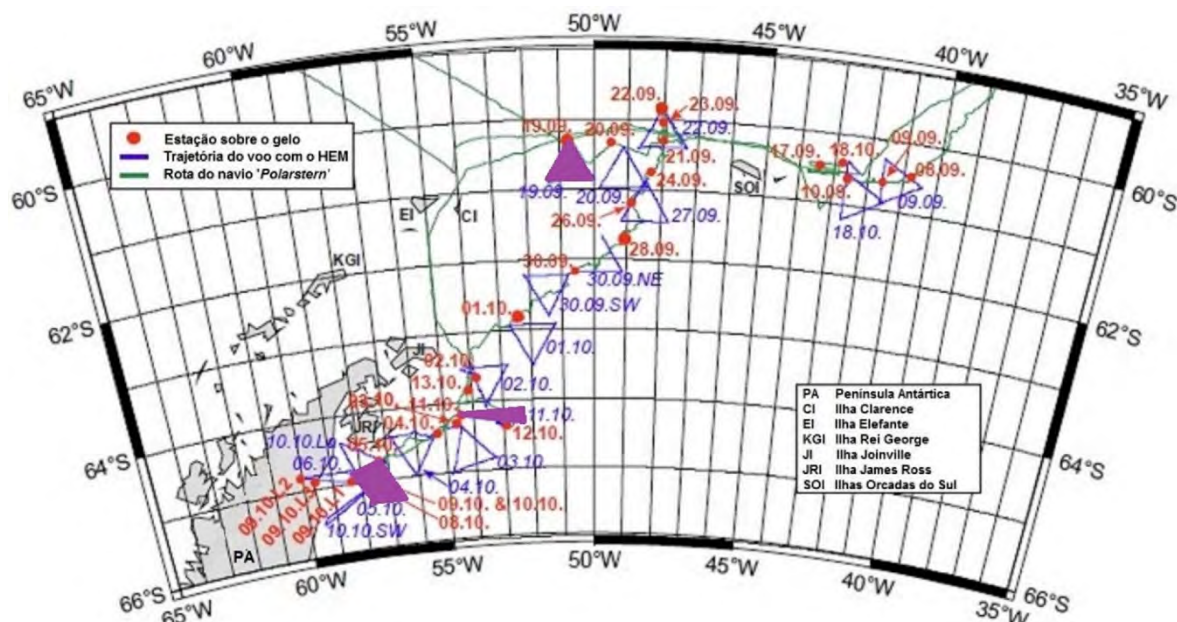


Figura 57 - Mapa com as indicações das estações de gelo, as trajetórias de voo do helicóptero transportando o HEM e a trajetória do navio, conforme as legendas internas à figura. Os números indicam o dia e mês em que foram realizados os experimentos na mesma cor do evento. Destacadas em púrpura as áreas delimitadas pelas trajetórias dos voos usados nesse estudo. Adaptado de HAAS *et al.* (2009).

Os dados de medição *in situ* sobre o gelo marinho, assim como as medições feitas por sensor eletromagnético e altímetro laser transportados por helicóptero, foram coletados pelo Dr. Christian Haas, então chefe do grupo de gelo marinho do AWI. Como parte do projeto de estágio de doutorado sanduíche realizado em 2010, os dados de espessura de gelo marinho e as imagens SAR armazenadas no AWI foram cedidas para esta tese que teve parte do seu desenvolvimento no Departamento de Ciências Atmosféricas e da Terra da Faculdade de Ciências, Universidade de Alberta (Edmonton, Canadá), sob a supervisão do Dr. Haas.

Os dados de medição da espessura do gelo marinho obtidos por meio de perfurações (pontuais) e em perfis de sensor eletromagnético transportado por trenó (aproximadamente 150 m de extensão em linha reta) não foram utilizados nesse estudo por se referirem a uma escala muito pequena, o que tornaria ainda mais difícil a tentativa de estabelecer relações entre as medidas de terreno e as medições de retroespalhamento do sensor remoto ENVISAT ASAR. Detivemo-nos nas informações obtidas com o sistema HEM transportado por helicóptero.

Ao compararmos as datas e áreas de cobertura das imagens disponíveis para o estudo, com as datas e trajetórias dos voos de helicóptero descobrimos que quatorze voos haviam sido realizados em dias para os quais não tínhamos imagens ENVISAT ASAR da mesma área do voo. Considerando as grandes velocidades de deslocamento dos blocos de gelo marinho, o seu grau de fraturamento e o deslocamento relativamente caótico dos blocos, optamos por selecionar os voos dos quais resultaram medições dos parâmetros de espessura do gelo marinho para os quais tivéssemos imagens ENVISAT ASAR WSM da área obtidas ao menos no mesmo dia do voo. Isso, significa que dos dezessete conjuntos de dados, utilizamos os dados de espessura do gelo marinho coletados nos três dias para os quais temos imagens ENVISAT ASAR WSM, que foram: 19 de setembro, 05 e 11 de outubro de 2006, cujos detalhes estão na [Tabela 3](#).

O arquivo final de cada perfil do HEM é um arquivo de fácil leitura na codificação ASCII (*American Standard Code for Information Interchange*) com cabeçalho e colunas. Cada linha é formada pelas informações referentes a uma medição do sensor eletromagnético, que são: latitude (graus), longitude (graus), hora do DGPS (hora UTC), distância percorrida (m), número de identificação da medição (unidade), espessura do gelo marinho (m) e altitude do instrumento (m).

Tabela 3 - Posição inicial e final dos vários segmentos que compõe o perfil de HEM dos dias 19 de setembro (A), 05 de outubro (B) e 11 de outubro (C) do ano de 2006. Entre cada segmento o helicóptero sobe acima de 100 m de distância do gelo para calibrar o equipamento.

(A) VOO DO DIA 19/09/2006	LATITUDE INICIAL (S)	LONGITUDE INICIAL (W)	LATITUDE FINAL (S)	LONGITUDE FINAL (W)
Segmento A	60,33407	50,77770	60,58884	50,39336
Segmento B	60,63250	50,33669	60,85153	49,98835
Segmento C	60,85469	50,00268	60,86610	50,64789
Segmento D	60,86587	50,76157	60,88443	51,31009
Segmento E	60,87856	51,34185	60,62856	51,09097
Segmento F	60,58020	51,04242	60,31417	50,78680

(B) VOO DO DIA 05/10/2006	LATITUDE INICIAL (S)	LONGITUDE INICIAL (W)	LATITUDE FINAL (S)	LONGITUDE FINAL (W)
Segmento A	64,75085	57,29393	65,01170	56,93954
Segmento B	65,06414	56,86591	65,29950	56,53730
Segmento C	65,29987	56,59201	65,29364	57,55556
Segmento D	65,24342	57,68877	64,85928	58,31618
Segmento E	64,85996	58,24917	64,72199	57,33107

(C) VOO DO DIA 11/10/2006	LATITUDE INICIAL (S)	LONGITUDE INICIAL (W)	LATITUDE FINAL (S)	LONGITUDE FINAL (W)
Segmento A	64,17557	54,61869	64,16915	53,47697
Segmento B	64,17042	53,38199	64,17115	52,33469
Segmento C	64,17188	52,30697	64,34933	52,29794
Segmento D	64,34312	52,30405	64,26941	53,48330
Segmento E	64,26251	53,55470	64,19005	54,48401

Cada perfil é composto por segmentos e no final de cada segmento o helicóptero sobe a uma altitude na qual não há mais a possibilidade de interferência eletromagnética a fim de que o sensor possa ser calibrado.

No arquivo de dados, nas colunas referentes a altitude do equipamento e espessura do gelo marinho, podem ocorrer ausência de dados (~2,81%) que normalmente se devem a manobras necessárias do helicóptero. No caso de espessura do gelo podem ocorrer valores negativos (~2,45%) devido a precisão do equipamento ser de 0,1 m.

3.4. MÉTODOS

3.4.1. Introdução

Para o monitoramento de mudanças no clima global é fundamental conhecer a distribuição da espessura do gelo marinho. Até o momento são relativamente bem conhecidos, a extensão e área da cobertura do gelo marinho e consegue-se distinguir em imagens de sensoriamento remoto as frações de águas abertas, gelo de primeiro ano e gelo plurianual. É necessário aumentar o número de categorias de espessura do gelo marinho discerníveis em produtos derivados de sensoriamento remoto orbital para aprimorar a determinação da resposta geofísica das regiões polares até mesmo à pequenas alterações climáticas globais (ONSTOTT, 1997). Passados mais de quinze anos da realização do “1997 International Geoscience and Remote Sensing Symposium”, ainda há carência de informações sobre a espessura do gelo marinho e a interpretação das relações existentes entre a espessura do gelo marinho e os valores de retroespalhamento medidas por SAR permanece uma incógnita.

3.4.2. Pré-processamento de imagens SAR

Selecionamos dentre um conjunto de imagens ENVISAT ASAR *Wide Swath Mode* disponíveis, aquelas quase-tempo-coincidentes (*quasi-time-coincident*) com perfis amostrais da espessura e borda livre do gelo marinho, realizados com sensores de indução eletromagnética e altímetro laser transportados por helicóptero no noroeste do mar de Weddell, na transição do inverno para a primavera austral de 2006. As imagens selecionadas para a extração de informações de retroespalhamento para os quais se estudou a relação com os parâmetros de espessura do gelo marinho foram adquiridas nos dias 19 de setembro, 05 e 11 de outubro de 2006 (em **negrito** na [Tabela 1](#)).

Os programas de processamento digital e análise de imagens ENVI® e NEST® foram usados para a extração do retroespalhamento medido pelo ENVISAT ASAR e para posterior associação com os dados de espessura do gelo marinho.

Alguns pré-processamentos são necessários antes de se extrair informações sobre o retroespalhamento. Utilizando a metodologia de (KARVONEN, 2006) adaptada para o processamento de imagens SAR a serem utilizadas para estudos do Oceano Austral, foram realizados os seguintes passos:

- Importação de uma imagem ENVISAT ASAR para um projeto do NEST®, passando pelas etapas de processamento de: calibração radiométrica (linear e/ou decibel) e reprojeção geométrica na projeção estereográfica polar (sul).
- Calibração radiométrica: transformando o retroespalhamento recebido pelo satélite no coeficiente de retroespalhamento, que é a média do retroespalhamento na unidade de área da imagem (pixel). Aos valor de coeficiente de retroespalhamento são atribuídos níveis de cinza. Quanto menor o coeficiente de retroespalhamento mais escuro o nível de cinza representado no pixel.

O coeficiente de retroespalhamento linear (λ) é a razão entre a energia recebida pelo sensor (P_1) e a energia transmitida (P_0) pelo ASAR.

$$\lambda = \frac{P_1}{P_0}$$

Como as diferenças dos valores de retroespalhamento são muito sutis para os alvos de sensoriamento remoto em questão, transformamos os valores dos coeficientes de retroespalhamento da escala linear para decibel (λ_{dB}) que é dez vezes o logaritmo na base 10 da razão entre a energia recebida de volta pelo sensor (P_1) e a energia inicialmente transmitida (P_0) pelo ASAR.

$$\lambda_{dB} = 10 \log_{10}(P_1/P_0)$$

- Reprojeção: a imagem é reprojeta da projeção de terreno, para uma projeção compatível com a necessidade do usuário. No nosso caso utilizamos a projeção estereográfica polar no ENVI® e a projeção estereográfica polar sul no NEST® por serem imagens do Oceano Austral (KERN, *et al.*, 2011);

Todas as imagens ENVISAT ASAR WSM utilizadas no estudo possuíam inicialmente o nível de processamento P1 e já estavam geocodificadas. Caso contrário teria sido necessário transformar as coordenadas de imagem em coordenadas geográficas com o auxílio de pontos de referência cuja posição geográfica fosse conhecida com precisão (georreferenciamento).

Todavia, para não restar dúvidas, testamos a precisão do georreferenciamento de todas as imagens utilizadas, importando o polígono da linha de costa do *Antarctic Digital Database* (ADD, <http://www.add.scar.org/>) versão 6.0 para o NEST®. Projetamos a geometria do polígono do ADD 6.0 sobre as imagens ENVISAT ASAR WSM, já calibradas e reprojadas na mesma projeção do ADD (projeção estereográfica polar sul) e verificamos um excelente ajuste das linhas de costa da Península Antártica e das ilhas circunvizinhas.

- Importamos então o arquivo de entrada com as posições do voo de helicóptero realizado no mesmo dia de aquisição da imagem referência.
- Uma vez projetada a geometria do voo sobre a imagem é possível marcar a geometria, visualizar as estatísticas dos pixels da geometria projetada sobre a imagem e copiá-las (Tabela 4). Entre os dados que ficam disponíveis estão as posições (latitude e longitude) e o valor do coeficiente de retroespalhamento (dB) de cada pixel correspondente a trajetória do voo projetada sobre a imagem. A posição (latitude e longitude do pixel) é a posição do centro do pixel pré-determinada nas preferências do NEST®.

Tabela 4 - Para cada conjunto de dados, o número total de pixels extraídos da imagens ASAR (direita); o número de pixels para os quais há ao menos uma medida de espessura do gelo marinho (centro); e o número de pixels com 23 medições de espessura ou mais(direita). Entre parênteses o número de pixels para os quais há 23 ou mais medições de espessura de gelo considerando as espessuras superiores a 2 m.

Conjunto de dados do dia	Total de Pixels	Pixels Úteis	Pixels Utilizados
19 de setembro de 2006	3659	3137	
05 de outubro de 2006	3541	3051	323 (110)
11 de outubro de 2006	4433	1842	

- Com as informações extraídas da imagem criamos uma planilha no Microsoft Office Excel®, ordenando em colunas, nessa ordem: latitude, longitude e o retroespalhamento de cada pixel extraído da imagem referência. O arquivo resultante é exportado no formato ASCII e é o arquivo de entrada referente aos pixels retirados das imagens de referência no passo seguinte.

Cabe observar que o tempo, custo computacional e a área de armazenamento necessária para cada uma das etapas de pré-processamento são elevados e interdependentes do tamanho da imagem ou recorte da imagem que será processada. Com o objetivo de otimização de tempo, custo computacional e espaço de armazenamento, realizamos o pré-processamento de uma imagem inteira e de um recorte da imagem referente aproximadamente a menor área da imagem que compreendesse a trajetória do voo. Realizamos as mesmas etapas de pré-processamento: calibração e reprojeção, importação da geometria do voo, extração dos valores de retroespalhamento e posição (latitude e longitude) de cada pixel. Realizamos uma análise de correlação linear simples entre os dados extraídos da imagem inteira processada e do recorte da mesma imagem processado da mesma forma e obtivemos uma correlação linear ótima (1). Do mesmo modo invertemos as etapas de pré-processamento, realizando inicialmente a reprojeção e posteriormente a calibração radiométrica, a importação da geometria e a extração dos valores dos pixels tanto para o imagem inteira como para o recorte e a correlação linear também foi ótima ($R=1$). Dessa forma foi possível, após os testes realizados e descritos acima, definirmos a melhor estratégia de processamento das imagens.

3.4.3. Processamento dos dados relativos a espessura de gelo marinho medidos pelo sistema HEM.

Inicialmente, analisamos visualmente cada um dos arquivos para vermos a amplitude e comportamento dos dados com os programas SURFER®, e Excel®.

Criamos então um novo arquivo a partir da extração das posições de latitude e longitude de cada ponto de medição. Este arquivo serviu como arquivo de entrada das informações da trajetória de cada voo que posteriormente foram projetadas nas

respectivas imagens ENVISAT ASAR o que possibilitou a extração dos pixels relativos a trajetória do voo.

Notamos que o arquivo com as posições de latitude e longitude que serviria de entrada de dados para projetar a trajetória do voo na imagem, são diferentes para os programas de processamento digital e análise de imagens ENVI® e NEST® (Next ESA SAR Toolbox). Ambos não possuem cabeçalho. No arquivo de entrada para o ENVI® a primeira coluna é a latitude e a segunda a longitude. Já no arquivo de entrada para o NEST® as colunas 1 e 2 devem ser preenchidas por um número qualquer positivo e inteiro, a terceira coluna é a latitude e a quarta a longitude. Todas as colunas devem ter o mesmo número de elementos.

Com o auxílio do MATLAB®, apropriamos as medições de espessura do gelo marinho feitas com o sistema HEM para cada pixel das imagens de referência adquiridas no mesmo dia de realização do respectivo voo de helicóptero. O arquivo de saída é composto de várias colunas. As três primeiras indicam a latitude, longitude e retroespalhamento do pixel ao qual se refere os pontos da trajetória do voo de helicóptero realizado no mesmo dia coletando informações sobre a espessura do gelo marinho com o sistema HEM.

As colunas seguintes contem, o número de medições realizadas sobre aquele pixel, a média, a moda, a mediana, o desvio padrão da média, a curtose, a obliquidade, o valor máximo e mínimo das medidas do HEM relativas àquele pixel.

O mesmo procedimento foi realizado com os dados de borda livre total derivados das medições das elevações do gelo marinho acima do nível do mar.

Importamos para o SURFER® as informações dos arquivos de saída do MATLAB®, tanto os relativos a espessura total do gelo marinho, como os relativos a borda livre total, e então exportamos como planilha do Microsoft® Office Excel® esta operação foi a forma mais rápida e apropriada que encontramos para transformar os separadores de milhar e fração utilizados pelo MATLAB® nos separadores utilizados por nós sem alterar a estrutura dos dados.

Cada conjunto de dados formado: pelas informações relativas a cada pixel extraído das imagens ENVISAR ASAR WSM calibradas e reprojatadas [latitude, longitude, coeficiente de retroespalhamento (linear e dB)]; e pelos parâmetros estatísticos resultantes da apropriação do valores de espessura total do gelo marinho e borda livre total do gelo marinho medidos pelo sistema HEM (número de

medidas relativas ao pixel, média, moda, mediana, desvio padrão, máximo, mínimo, curtose e obliquidade), ambos relativos ao mesmo dia e mesma área, foi colocado em uma planilha eletrônica Excel® a qual identificamos com 'original'. Este arquivo original permaneceu intocável preservando os dados de saída do MATLAB® possibilitando qualquer tipo de verificação de consistência das etapas posteriores de processamento. De cada planilha 'original' extraímos outras planilhas nas quais foram elaborados histogramas de distribuição das informações e gráficos de dispersão relacionando o retroespalhamento com os parâmetros de espessura. Determinamos as equações de regressão linear simples, exponencial, polinomial de segunda e terceira ordem entre o parâmetro dependente espessura (e borda livre) e o parâmetro independente retroespalhamento. E por fim determinamos os coeficientes de correlação, linear e não lineares, existente entre o retroespalhamento e o parâmetro de espessura do gelo marinho.

Como valores relativos à espessura do gelo marinho, foram testados todos os parâmetros de estatística descritiva relacionados anteriormente e calculados pelo MATLAB® a partir das medições realizadas dentro de cada pixel, ou seja, média, moda, mediana, desvio padrão, máximo, mínimo, curtose e obliquidade. Nosso objetivo, com isso, era testar qual descritor estatístico, relativo a espessura do gelo marinho medida para a área de um determinado pixel, apresentava melhor relação com o retroespalhamento recebido pelo ENVISAT ASAR, relativo àquele pixel. Dessa maneira poderíamos propor um modelo que permitisse estimar um parâmetro da espessura do gelo marinho a partir de um coeficiente de retroespalhamento contido em uma imagem ASAR obtida por um sensor orbital operando na banda C em co-polarização HH.

O MATLAB® torna possível processar matrizes com grande número de elementos de forma rápida e precisa, mas é possível processar e analisar matrizes com um número relativamente menor de dados com o Excel® com o mesmo rigor científico e com resultados idênticos àqueles obtidos com a utilização do MATLAB® com vantagens como o menor custo, a maior portabilidade e intimidade de utilização do programa. Ainda assim, foram realizados vários testes de cálculo com os mesmos dados de saída do experimento, com o MATLAB® e com o EXCEL® e os resultados foram rigorosamente os mesmos, particularmente para a

determinação das regressões lineares e não lineares, seus respectivos intervalos de confiança, testes de significância estatística e coeficientes de correlação.

3.4.3.1. Processamento e análise estatística

Fizemos o processamento e a análise estatística descritivo dos dados de espessura e borda livre do gelo marinho, buscando o parâmetro estatístico descritivo que permita o melhor relacionamento com o retroespalhamento medido pelo radar de abertura sintética do ENVISAT pela análise de correlação linear de Pearson (GALTON, 1888; 1889) e que permita sua modelagem por meio de regressão linear (OVERALL & SPIEGEL, 1969; SPIEGEL, SCHILLER, & SRINIVASAN, 2001).

Para o cálculo do coeficiente de Correlação Linear de Pearson temos (SPIEGEL, SCHILLER, & SRINIVASAN, 2001; LIRA, 2004):

$$\hat{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Onde:

- $\hat{\rho}$ = coeficiente de correlação linear de Pearson
- n = tamanho da amostra
- i = índice da amostra
- x_i = Valor da variável X em i
- \bar{x} = Valor da média da variável X
- y_i = Valor da variável Y em i
- \bar{y} = Valor da média da variável Y

A existência de correlação e dependência entre duas variáveis não implica, necessariamente, que haja uma relação causal direta de interdependência entre elas (SPIEGEL, SCHILLER, & SRINIVASAN, 2001).

O coeficiente de determinação r^2 tem o significado de quantificar o quanto a variável independente explica a variabilidade da variável dependente.

$$r^2 = \frac{\sum(y_{est} - \bar{y})^2}{\sum(y - \bar{y})^2}$$

Onde:

r^2 é o coeficiente de determinação, cujo valor vai de zero a um;

y_{est} é valor estimado da variável independente;

\bar{y} é valor médio da variável independente.

Alguns autores acreditam que a rugosidade da superfície do gelo marinho em escala maior possa apresentar maior possibilidade de ser relacionada com o retroespalhamento do SAR, e têm avaliado o desvio padrão, a curtose e a obliquidade das elevações do gelo para descrever a sua rugosidade (SALDERN, BUSCHE, HAAS, & DIERKING, 2004; SALDERN, BUSCHE, HAAS, & DIERKING, 2004) já que este parâmetro do gelo marinho é de difícil determinação por meio de medições diretas no terreno (FREITAS, SANT'ANNA, RENNÓ, & CORREIA, 2007).

Determinamos equações de regressão linear e não lineares, assim como, calculamos os coeficientes de correlação para cada parâmetro relativo a espessura do gelo marinho em relação ao retroespalhamento com uma análise estratificada, separando e analisando por faixas dos parâmetros de espessura. Foram realizadas as mais variadas estratificações e os resultados não foram muito promissores. Exceto para o conjunto de dados obtidos no dia 05 de outubro de 2006 para os quais encontrávamos uma moderada correlação entre os valores de retroespalhamento e espessura do gelo marinho ($r \sim 0,36$). Até esse ponto trabalhávamos com o conjunto de dados total calculados pelo MATLAB®.

Finalmente, testamos a estratificação por número de medições feitas pelo HEM dentro da área do pixel extraído da respectiva imagem e observamos que, selecionando os pixels para os quais um número maior de medidas de espessura do gelo marinho haviam sido computadas, obtínhamos uma maior correlação linear e não linear (e.g., exponencial e polinomial de segunda e terceira ordens) entre o

retroespalhamento do pixel e os parâmetros estatísticos (média, mediana e moda) representativo da espessura total do gelo marinho para o pixel. As correlações eram melhores, em ordem decrescente, para média, mediana e moda. Somente para o conjunto de dados do dia 05 de outubro de 2006 conseguimos estabelecer uma forte correlação linear ou não linear.

Para os parâmetros, valor máximo, valor mínimo, desvio padrão da média, curtose e obliquidade da amostra em nenhuma estratificação se obteve um coeficiente de correlação muito diferente de zero, portanto não conseguimos detectar correlação desses parâmetros estatísticos da espessura do gelo marinho com o retroespalhamento detectado pelo ASAR.

Com base nos experimentos, definimos que, mesmo não sendo a ideal, das várias equações que testamos, a equação resultante da regressão linear que utilizou o retroespalhamento dos pixels para os quais se tinha 23 ou mais medições de espessura total do gelo marinho, feitas pelo sistema HEM, no dia 05 de outubro de 2006, é a que possibilita o resultado mais promissor. Observamos, ainda, que o gelo marinho com espessura inferior à 2 m tem inúmeros retroespalhamentos distintos. Isso reduz a possibilidade de obtenção de uma forte correlação. A decisão foi eliminar da regressão linear pixels para os quais o valor de espessura do gelo fosse inferior a dois metros. Com isso obtivemos uma forte correlação linear entre o retroespalhamento e a espessura de gelo marinho ($r = 0,75$) (Figura 58).

Adotamos então que a equação que transformaria a informação de retroespalhamento contida nas imagens ASAR pré-processadas seria a resultante da regressão linear simples obtida com o conjunto de dados relativos ao dia 05 de outubro de 2006, com as condições limitantes acima descritas. É ela:

$$y = 0,6345x + 12,015$$

Onde:

y é a espessura total do gelo marinho;

x é o valor do coeficiente de retroespalhamento;

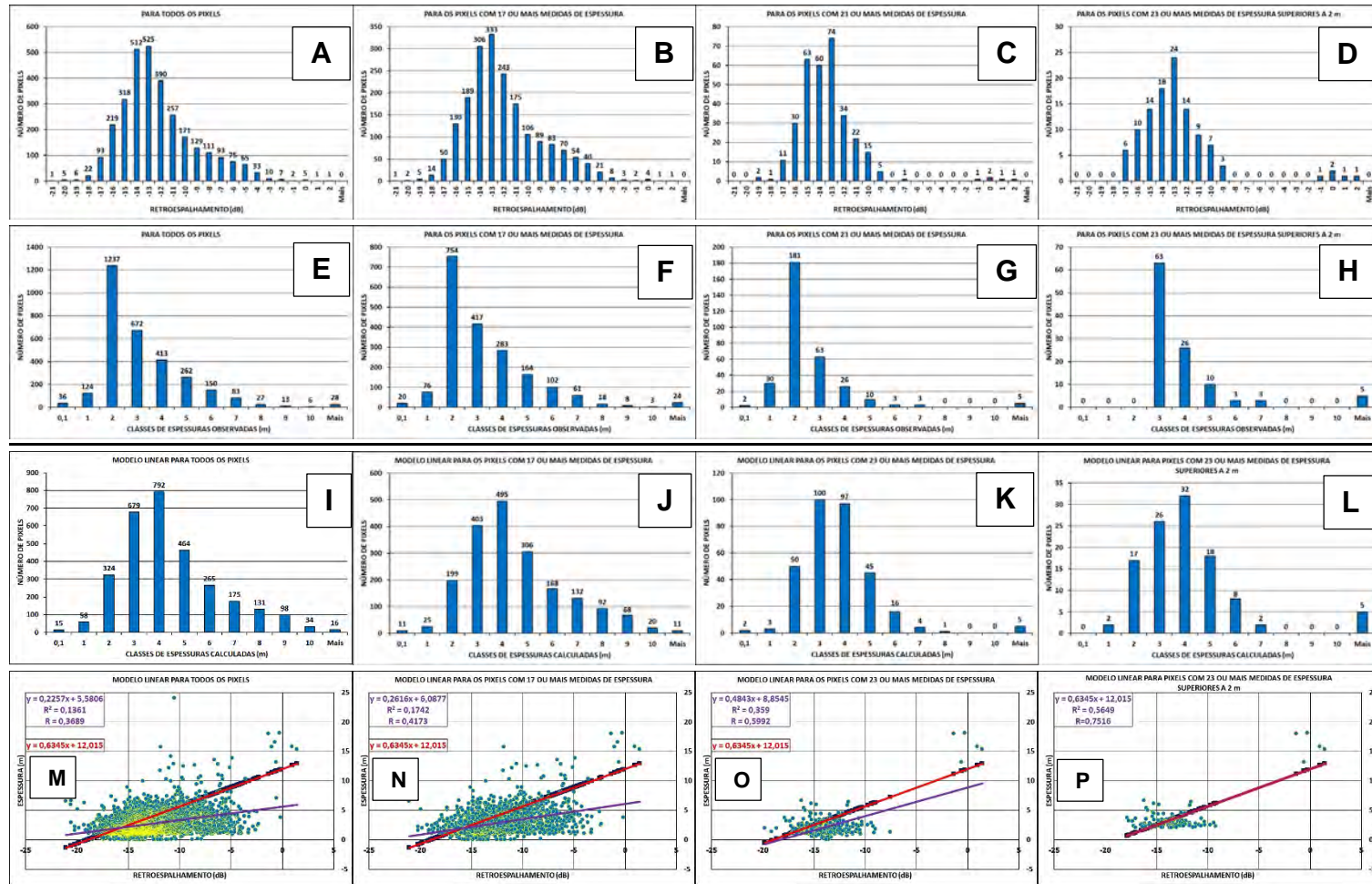


Figura 58 - Histogramas e diagramas de dispersão contendo as retas e equações de regressão linear, R^2 e R. Todos os gráficos relativos ao conjunto de dados do dia 05 de outubro de 2006. Na primeira coluna os gráficos relativos a todos os pixels extraídos da imagem para os quais há medidas de espessura de gelo marinho. Na segunda coluna os gráficos relativos aos pixels com 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. Na terceira coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo marinho. Na quarta e última coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo marinho sendo considerados aqueles com espessuras iguais ou superiores a 2 m.

A [Figura 58](#) apresenta os histogramas e gráficos de dispersão contendo as retas e equações derivadas das regressões lineares, com os seus valores de r^2 e r . Todos são relativos ao conjunto de dados do dia 05 de outubro de 2006. Na primeira coluna estão os gráficos relativos a todos os pixels extraídos da imagem. Na segunda coluna aqueles relativos aos pixels com 17 ou mais medições de espessura de gelo. Na terceira coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições. Na quarta e última coluna os gráficos relativos aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo marinho, iguais ou superiores a 2 m. Para todos os histogramas desta figura, o número indicado no eixo x se referem ao valor do limite superior da classe que representam.

Na primeira linha temos os histogramas A, B, C e D com o número de pixels de cada intervalo de retroespalhamento. O histograma “A” corresponde a todos os pixels retirados da imagem. O “B” corresponde a todos os pixels para os quais se tem 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. O “C” aos pixels para os quais se tem 23 ou mais medições de gelo feitas pelo HEM e o “D” corresponde aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo e estas sendo ≥ 2 m. Podemos observar que distribuição do número de pixels se mantêm proporcionalmente mesmo após o fatiamento. O valor modal do retroespalhamento é a classe de -13db em todos os histogramas. Notamos também que os histogramas possuem um deslocamento da curva à esquerda com uma caudal à direita. Essa caudal é associada, na literatura, a gelo plurianual, gelo espesso ou cristas de compressão.

Na segunda linha temos os histogramas E, F, G e H com o número de pixels de cada intervalo de espessura de gelo marinho medida pelo HEM. O histograma “E” corresponde a todos os pixels retirados da imagem. O “F” corresponde a todos os pixels para os quais se tem 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. O “G” aos pixels para os quais se tem 23 ou mais medições de gelo feitas pelo HEM e o “H” corresponde aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo e estas sendo ≥ 2 m. Podemos observar que o valor modal é a classe de dois metros que corresponde a espessuras $> 1 \text{ m} \leq 2 \text{ m}$. No histograma H a moda é a classe de três metros porque retiramos os pixels com espessuras $\leq 2 \text{ m}$. Notamos, novamente, que os histogramas possuem um deslocamento da curva à esquerda

com uma caudal à direita. Essa caudal é de gelo espesso é associada, na literatura, a gelo plurianual ou cristas de compressão.

Na terceira linha temos os histogramas I, J, K e L com o número de pixels de cada intervalo de espessura de gelo marinho calculadas pela equação escolhida, resultante da regressão linear com coeficiente de correlação $r = 0,75$. O histograma “I” corresponde a todos os pixels retirados da imagem. O “J” corresponde a todos os pixels para os quais se tem 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. O “K” aos pixels para os quais se tem 23 ou mais medições de gelo e o “L” corresponde aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo e estas sendo ≥ 2 m. Podemos observar que o valor modal é a classe de dois metros que corresponde a espessuras $> 1 \text{ m} \leq 2 \text{ m}$. No histograma “L” a moda é a classe de três metros porque retiramos os pixels com espessuras ≤ 2 m. Notamos, mais uma vez, que os histogramas possuem um deslocamento da curva à esquerda com uma caudal à direita. Essa caudal é de gelo espesso, como descrito anteriormente, é associada, na literatura, a gelo plurianual ou cristas de compressão. É importante observarmos que o valor modal agora é quatro metros de espessura. Isto leva a crer que a equação superestima a espessura do gelo marinho. O teste de médias quadráticas (*root mean square*, RMS) resultou que acurácia da equação é de 1,92 metro. Considerando que os modelos de elevação digital têm acurácia de dois metros, a acurácia da equação proposta está dentro do esperado.

Na quarta linha temos os gráficos de dispersão M, N, O e P dos dados de retroespalhamento *versus* a espessura do gelo marinho. O gráfico “M” corresponde a todos os pixels retirados da imagem. O “N” corresponde a todos os pixels para os quais se tem 17 ou mais medições de espessura de gelo marinho. O gráfico “O”, aos pixels para os quais se tem 23 ou mais medições de gelo feitas pelo HEM e o “P” corresponde aos pixels com 23 ou mais medições de espessura de gelo e estas sendo ≥ 2 m. A reta, a equação, r^2 e r na cor roxa são referentes aos dados originais. A reta vermelha sobreposta é a relativa a equação definida como modelo. Os pontos que compõe o gráfico de dispersão dos dados originais, são verdes com borda amarela. Os retângulos azuis sob a reta vermelha são os valores de espessura calculados pela equação da reta a partir dos valores de retroespalhamento. No gráfico “M” podemos observar a grande concentração de pontos no entorno da espessura dois metros, com inúmeros valores de

retroespalhamento. Isto fica evidenciado pelo destaque da cor amarela que é realçada pela sobreposição de informação de diferentes pixels. Nos gráficos “N” e “O” esta sobreposição diminui. As retas de regressão linear se aproximam da reta referente a equação escolhida como modelo. Nota-se no gráfico “P” que com um número reduzido de pontos (110) a distribuição ainda mantém a essência da totalidade dos dados, considerando que foram eliminados os pontos da faixa em que há muita sobreposição (≤ 2 m).

Da análise estatística da regressão linear temos que no intervalo de confiança de 95% a interseção pode variar de $12,01519279 \pm 1,44519464$ (teste- $t = 16,47958$, valor- $P = 3,00671E^{-31}$) e a declividade de $0,634499543 \pm 0,106216851$ (teste- $t = 11,84076$, valor- $P = 3,09389E^{-21}$). O valor F de significação é $3,09389E^{-21}$ para $F = 140,2035825$. Isto demonstra que a correlação linear obtida não é ao acaso. Aplicamos também o teste de Kolmogorov-Smirnov ($ksteste = 1$) que indicou que os dados têm distribuição normal. Contudo, outra análise de correlação não paramétrica, a de Spearman resultou quase nula (0,06). Isto indica que existe a possibilidade de que nosso conjunto de dados se refira à duas populações distintas e não à uma população única.

Esta foi a metodologia que possibilitou a definição de uma única equação para transformar valores de retroespalhamento em valores calculados de espessura de gelo marinho. Acreditamos que é um primeiro passo e que há muito o que pesquisar para aprimorá-la.

Com a obtenção das equações lineares, exponencial e polinomiais de segunda e terceira ordem, com coeficiente de correlação positiva mais elevados, retornamos ao processamento digital das imagens ENVISAT ASAR.

3.4.4. Processamento das imagens ASAR

Uma vez que tínhamos um conjunto de equações resultantes de regressões lineares e não lineares tornou-se possível processar e classificar as 19 imagens selecionadas inicialmente.

Decidimos utilizar o NEST[®] como o programa de processamento e análise digital de imagens padrão para todas as etapas de processamento das imagens estudadas. A constatação da qualidade do NEST[®] foi feita por meio da comparação

entre os produtos obtidos com o processamento das três imagens referência e extração das informações dos pixels relativos a trajetória dos voos de helicóptero projetadas sobre as imagens ASAR obtidas no mesmo dia.

Seguindo o padrão de processamento já descrito, todas as dezenove imagens selecionadas foram calibradas radiometricamente e reprojadas na projeção estereográfica polar sul. Com o utilitário do NEST®, *Band Maths*, aplicamos as equações às imagens e analisamos os resultados.

Como as equações das regressões polinomiais tinham seu ponto de inflexão em aproximadamente dois metros, ao serem aplicadas às imagens atribuíam valores de espessura cada vez maiores a pixels com valores de retroespalhamento inferiores a -13,625dB e -13,713dB (polinomial de segunda e terceira ordens, respectivamente), os quais correspondem de fato a gelo fino e água calma. Apesar do fato de que as equações polinomiais de segunda e terceira ordem resultarem em coeficientes de correlações maiores ($r > 0,90\%$), os resultados de suas aplicações não são, obviamente, corretos.

Com o utilitário *Band Maths* do NEST®, aplicamos a equação linear a todas as dezenove imagens transformando os valores de retroespalhamento em valores de espessura de gelo marinho. O resultado da transformação foi coerente e satisfatório, isso é, valores de baixo retroespalhamento resultaram em água e gelo fino, e à medida que o retroespalhamento aumentava, também, aumentava a espessura do gelo marinho.

Notamos, contudo, que a simples aplicação da equação linear implicava na ocorrência de espessuras negativas, calculadas para valores de retroespalhamento inferiores ao ponto de interseção da reta ao eixo da variável independente, o retroespalhamento (-18,936dB). Estabelecemos então, com o mesmo utilitário do NEST® que todos os valores negativos de espessura deveriam assumir o valor zero. O resultado, mais uma vez mostrou-se coerente com a realidade. Deve-se levar em conta que um modelo matemático não representa, integralmente, a realidade.

Imagens de radar apresentam muito ruído, gerando o efeito conhecido com sal e pimenta, polvilhando na imagem pixels com alto retroespalhamento e com baixo retroespalhamento que não correspondem ao valor do coeficiente de

retroespalhamento real. Para eliminar este ruído, faz-se necessária a utilização de filtros de ruído, o que também foi feito com o NEST® no utilitário *Image Filtering*.

O gelo marinho é um alvo de sensoriamento remoto muito complexo, como já explicado anteriormente. Quando se observa uma área de gelo marinho em uma imagem ASAR ampliada até se perceber a área individual dos pixels nota-se que, de modo geral, cada pixel possui um retroespalhamento diferente dos seus vizinho próximos. Comparamos o resultado da utilização de alguns filtros e com diferentes janelas, disponíveis no NEST®: média 3x3, média 4x4, média 5x5, mediana 3x3, mediana 5x5, passa baixa e passa alta, para determinarmos o mais adequado.

Levando em conta essas características do alvo gelo marinho e consultando a literatura optamos por um filtro não linear, o filtro de mediana com janela 5x5, cujo centro corresponde ao valor do pixel que está sendo filtrado. O ruído residual é muito reduzido e a imagem mantém a quase totalidade de suas características originais. A mediana é estatisticamente menos sensível a valores extremos do que a média e, em se tratando de gelo marinho, a determinação de um valor modal é quase impraticável.

Importamos o polígono com a linha de costa do ADD 6.0 e projetamos sua geometria com transparência de 50% sobre as imagens processadas. Nosso objetivo foi delinear claramente a área possivelmente coberta por gelo marinho. Todavia, como aplicamos a linha de costa mais atual do ADD 6.0, algumas porções das plataformas de gelo continental e de geleiras de maré, que foram alteradas após 2006 aparecem nas imagens desse estudo ultrapassando a linha de costa. Ainda assim, mantivemos a aplicação da máscara do ADD 6.0 para analisarmos, também, mudanças nas ocorridas em algumas dessas áreas de gelo continental que possuem relação direta com o oceano.

3.4.5. Classificação das imagens ASAR

Uma imagem ENVISAT ASAR WSM tem resolução radiométrica de 16 bit, isso significa que cada pixel pode ter um dos 65536 tons (níveis) de cinza (2^{16}) possíveis de serem relacionados ao coeficiente de retroespalhamento, codificado por um valor numérico (*digital number*, DN) para cada pixel que compõe a imagem.

Com o objetivo agrupar os pixels em um número menor de classes que tornassem possível a diferenciação e a identificação visual de diferentes blocos de gelo marinho com diferentes espessuras e água, realizamos a classificação pixel a pixel. Nesta, para cada intervalo de valores de espessura do gelo marinho foi atribuída uma mesma cor.

No NEST[®] é possível criar mascaras baseadas em expressões lógicas matemáticas e assim, no nosso caso, colorir com a mesma cor os pixels que possuem valores de espessura dentro de uma faixa pré-estabelecida na expressão lógica matemática. Realizamos inúmeros testes diversificando o número de classes, o intervalo de valores de espessura dentro de cada classes e diferentes paletas de cores que possibilitasses uma melhor análise e interpretação visual.

Finalmente definimos que os pixels seriam agrupados em doze classes de valores de espessura de gelo marinho. Considerando que a precisão do método de coleta das medições de espessura é de 0,1 m, a primeira classe agruparia valores de espessura de 0 a 0,1 m e seria representado por um tom escuro de azul, a segunda classe agruparia pixels com valor de espessura 0,11 a 1,0 m. Da terceira a décima primeira classes os pixels seriam agrupados de 1 em 1 metro. Quanto mais espesso o gelo representado no pixel, mais claro o tom de azul. A décima segunda classe agruparia os pixels com valor de espessura superior à 10 m e seria representada pela cor branca. Todas as 19 imagens foram classificadas com o mesmo critério.

Após classificadas, as imagem foram analisadas visualmente, foram detectadas feições estruturais e oceanográficas importantes e partimos então para a segmentação das imagens para comparar as mesmas estruturas encontradas ou a evolução temporal de uma estrutura de uma imagem para outra. As feições detectadas são descritas e explicadas no capítulo de resultados e discussão.

Percebemos então que, no NEST[®], haveria dificuldades de colocar os todos os recortes resultantes da segmentação das imagens na mesma escala geométrica e orientação em relação ao Norte geográfico. Outra limitação seria importar e classificar a carta batimétrica da região de estudo.

Com o auxílio da ferramenta de exportação do NEST[®], todas as imagens foram exportadas no formato GEOTIFF de compressão de imagens digitais aberto e que mantem as informações e dados de georreferenciamento da imagem da qual

se origina. Por estas características tem sua importação habilitada para a maioria dos programas de processamento digital de imagens.

As imagens prontas para serem classificadas, após exportadas do NEST® como GeoTIFF, foram importadas para o ArcMap®, principal componente do ESRI® ArcGIS™ que, para o nosso caso, é um programa de geoprocessamento que possibilita a classificação das imagens a partir de seus atributos, permite a importação da máscara de costa e da batimetria da região de estudo e a elaboração de mapas cartográficos, tornando a apresentação, análise e interpretação dos resultados mais robusta.

No ArcMap® inicialmente criamos uma nova camada. Logo a seguir adicionamos as dezenove imagens GeoTIFF®, o polígono da linha de costa e a batimetria do ADD. As informações adicionadas ficarão ordenadas em camadas, inicialmente na ordem de adição.

A cada adição de uma imagem, o ArcMap® oferece a possibilidade imediata de gerar as pirâmides que permitirão a rápida mudança de resolução, quando necessário.

Usamos o contraste da imagem por meio da manipulação da distribuição gaussiana (normal) dos tons de cinza. Adotamos o parâmetro de aumento do contraste de duas vezes o desvio padrão. A mudança do contraste não altera o valor do pixel.

Optamos pela classificação manual onde definimos que seriam doze classes e que elas teriam os mesmos intervalos definidos para a classificação que, anteriormente, fizemos no NEST®. O próximo passo é determinar a paleta de cores mais adequada para a classificação. O ArcMap® oferece várias paletas predefinidas e também a possibilidade de criação de uma nova paleta de cores. Optamos pela paleta em tons de azul invertida que atribui a tonalidade de azul mais escuro para o menor valor do atributo da imagem e progressivamente tons relativamente mais claros de azul para os atributos com maior valor. A única alteração que fizemos foi na classe das espessuras acima de dez metros para a qual atribuímos a cor branca.

A escolha dessa paleta parte do entendimento que o observador da imagem poderá associar facilmente o azul escuro à água calma e o branco ao gelo mais espesso e os tons de azul intermediários seguiriam a mesma lógica ([Figura 59](#)).

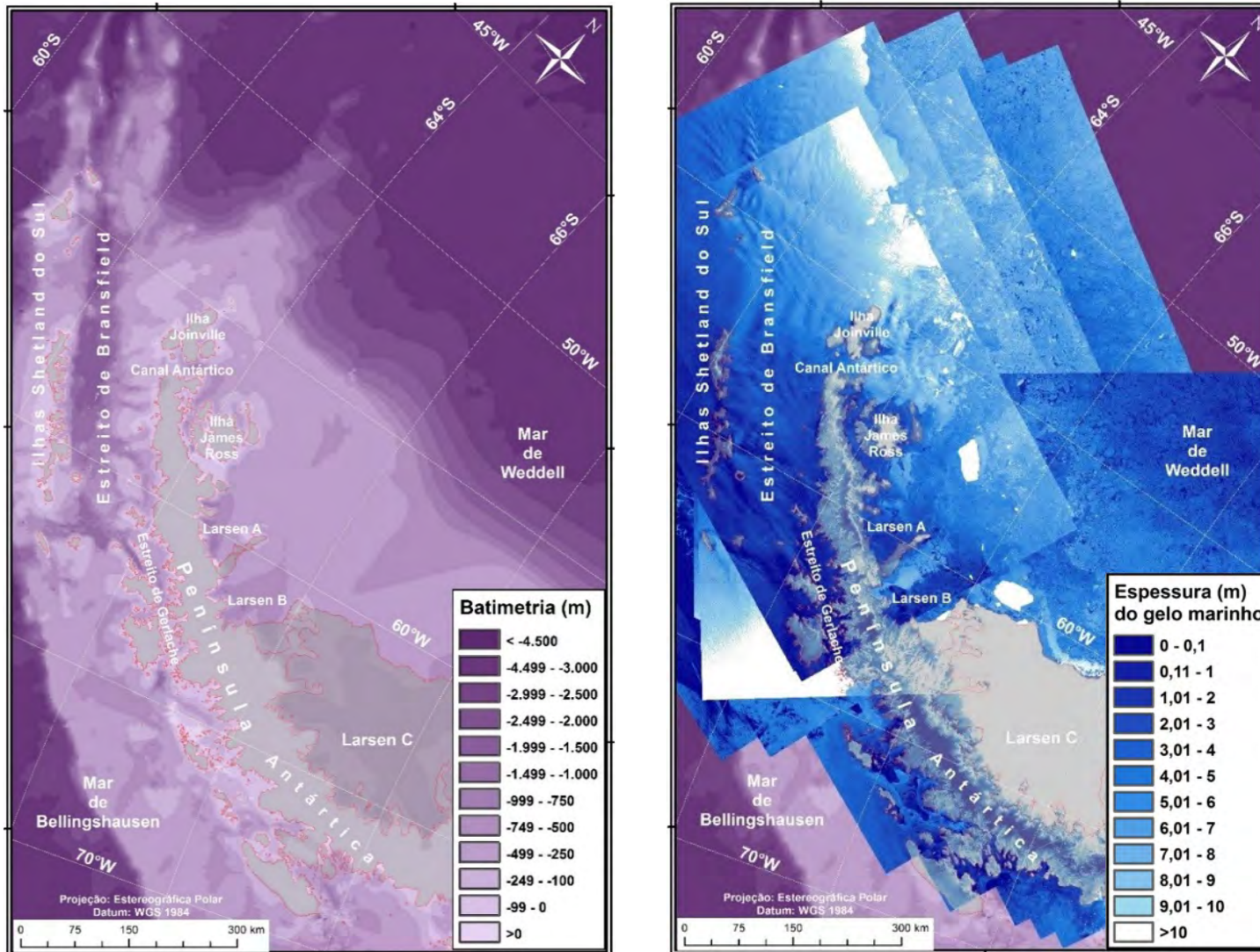


Figura 59 - Na esquerda o mapa batimétrico da região de estudo e na direita as dezenove imagens classificadas em faixas de espessura do gelo marinho projetadas sobre o mapa batimétrico. Em cinza o continente, as ilhas e as plataformas de gelo.

Na literatura, quando as imagens SAR são classificadas, o parâmetro classificado, normalmente é um regime ou tipo de gelo marinho, e outros padrões de cores são adotados (DRINKWATER, 1994; RIGNOT & DRINKWATER, 1994; DRINKWATER, 1996; DRINKWATER & LYTLE, 1997; DRINKWATER, 1997).

A batimetria também foi classificada em doze classes. O Intervalo das classes foi estabelecido de forma a dar ênfase a bacias profundas, talude, plataforma e continente. Na literatura, a paleta de cores utilizada para representar a batimetria geralmente varia de um azul intenso para grandes profundidades até um azul muito claro para áreas rasas. Considerando que, se seguissemos esse padrão, pela semelhança entre a paleta de cores adotada para caracterizar a espessura do gelo marinho e a paleta de cores usualmente utilizada para representar a batimetria, haveria uma grande possibilidade de confusão para o observador. Após testar várias paletas optamos por uma que varia de um violeta escuro até um violeta claro, representando maiores profundidades e áreas de água rasa, respectivamente (Figura 59).

3.4.6. Segmentação das imagens ASAR

Assim como havíamos feito no NEST®, após classificarmos as imagens e analisá-las visualmente, detectando feições estruturais e oceanográficas importantes, partimos para a segmentação das imagens com o objetivo de comparar as mesmas estruturas encontradas em diferentes imagens ou a evolução temporal de uma estrutura de uma imagem para outra.

O ArcMap®, como descrito anteriormente, permite a importação do polígono da linha de costa, a batimetria e todas as imagens que fazem parte do estudo, cada um deles formando uma camada de um mesmo arquivo. Com essa característica existe um vínculo de correção entre todas as camadas. Isso permite que, ao selecionarmos uma determinada área de interesse na qual detectemos uma estrutura que queiramos analisar e descrever, possamos avaliar a mesma área em todas as imagens e se for o caso exportar como mapa a mesma área de cada imagem para fins de comparação.

É possível a manipulação do mapa de forma a inserir e editar informações como: a projeção geométrica, as linhas de grade com indicação de posição

geográfica, inserir toponímias, escalas (de cores, distâncias e proporção), a indicação de norte geográfico, indicar e destacar estrutura, entre outras informações. Ainda, é possível salvar o projeto com todas as configurações e então, retornar em outro momento e fazer alterações, sem que seja necessário refazer todo o processo desde o início. Os resultados na forma de mapas podem, finalmente, ser exportados na forma de figuras, em várias resoluções e formatos convenientes, para integrarem a publicação da tese.

Capítulo 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. INTRODUÇÃO: OBSERVAÇÕES GERAIS SOBRE OS RESULTADOS

A obtenção das equações para modelar a relação existente entre a espessura do gelo marinho e o respectivo retroespalhamento medido pelo ENVISAT ASAR é, no nosso entendimento, a maior contribuição inédita do nosso trabalho. Como todos os modelos, o nosso também não reproduz o fenômeno com 100% de precisão. Contudo, considerando que buscamos relacionar um parâmetro de sensoriamento remoto de segunda ordem (retroespalhamento SAR) o qual é relacionado com a rugosidade da superfície do alvo, no caso o gelo marinho, para inferir sobre a terceira dimensão deste alvo, a sua espessura, acreditamos que nossos resultados são extremamente positivos e promissores. A determinação de uma simples equação linear a partir da detecção de que existe, nos nossos dados, uma forte correlação linear (0,75) entre os parâmetros de retroespalhamento e espessura do gelo marinho observados era considerada difícil ou mesmo impossível.

Todavia, as equações calculam a espessura do gelo marinho, a partir do valor de retroespalhamento, para cada pixel. Isso implica dizer que nossa apresentação de resultados e discussão desses resultados, não mencionará valores de espessura, pois como vimos nos capítulos iniciais o gelo marinho é um alvo de sensoriamento remoto extremamente complexo e sua variabilidade espacial muito elevada. Para falarmos em valores de espessura temos que nos focar numa escala muito pequena que nos remetesse a uma pequena área coberta por um pequeno número de pixels. As imagens inseridas nas figuras da tese estão em alta resolução o que permite que ao ler a versão digital desse trabalho, o leitor possa ampliar cada imagem ou recorte, ao nível de pixel.

De modo que, nesse capítulo descreveremos e discutiremos algumas das feições as quais observamos nos mares parcialmente congelados ao redor da extremidade da Península Antártica. A apresentação dos resultados e sua discussão traz consigo, implicitamente e de forma permanente, a menção ao

parâmetro espessura do gelo marinho e sua relação com o respectivo retroespalhamento medido.

HARTING AND SONNABEND (2009) relatam que no período de obtenção dos nossos dados, foram observados ventos de várias direções com o predomínio, alternado dos ventos de Sul e Sudoeste para Oeste e Noroeste com forças variando entre 3–9 Beaufort (Bft), e excepcionalmente chegando a 11 Bft. A temperatura variou de 0°C a -22°C. A elevação das ondas swell variou de 3–11 m e de modo geral o céu esteve totalmente encoberto, com apenas dois dias de poucas nuvens e sol. A direção do vento, assim como a temperatura e a umidade do ar foram determinadas pela presença de centros de baixa pressão atmosférica localizados na extremidade da Península Antártica que muitas vezes se deslocam para o leste, no noroeste do Mar de Weddell trazendo consigo temperaturas e umidade do ar mais elevadas, típicas do clima marítimo dominante do oeste da península Antártica. Nesses casos, pode haver precipitação de neve e fortes nevoeiros. Contudo, os centros de baixa pressão atmosférica atraem fortes ventos frios e secos, como dito anteriormente de sul e sudoeste. A chegada de anticiclones à região, provenientes de menores latitudes, causa fortes ventos de noroeste e oeste. A associação desses fatores atmosféricos causa alterações dinâmicas e termodinâmicas no gelo e no oceano, que afetam a rugosidade superficial e o respectivo retroespalhamento, como descrevemos nos capítulos anteriores.

Na Figura 60 estão dispostos em sequência cronológica, logo após o mapa batimétrico da área, as imagens que fazem parte desse estudo. Algumas são de um mesmo dia, com intervalo de aquisição, aproximado, de oito horas referentes a diferentes órbitas (ascendente ou descendente) e algumas da mesma aquisição, mas processadas nos dois diferentes centros da Agência Espacial Europeia (ESA). No primeiro caso, é possível observarmos as significativas variações intradiurna do retroespalhamento e conseqüentemente da espessura estimada pelo modelo. No segundo caso, observamos as sutis diferenças decorrentes do pré-processamento realizado com o mesmo rigor técnico e científico, por diferentes equipes. Por fim apresentamos as paletas de cores utilizadas para todas as classificações contidas no trabalho.

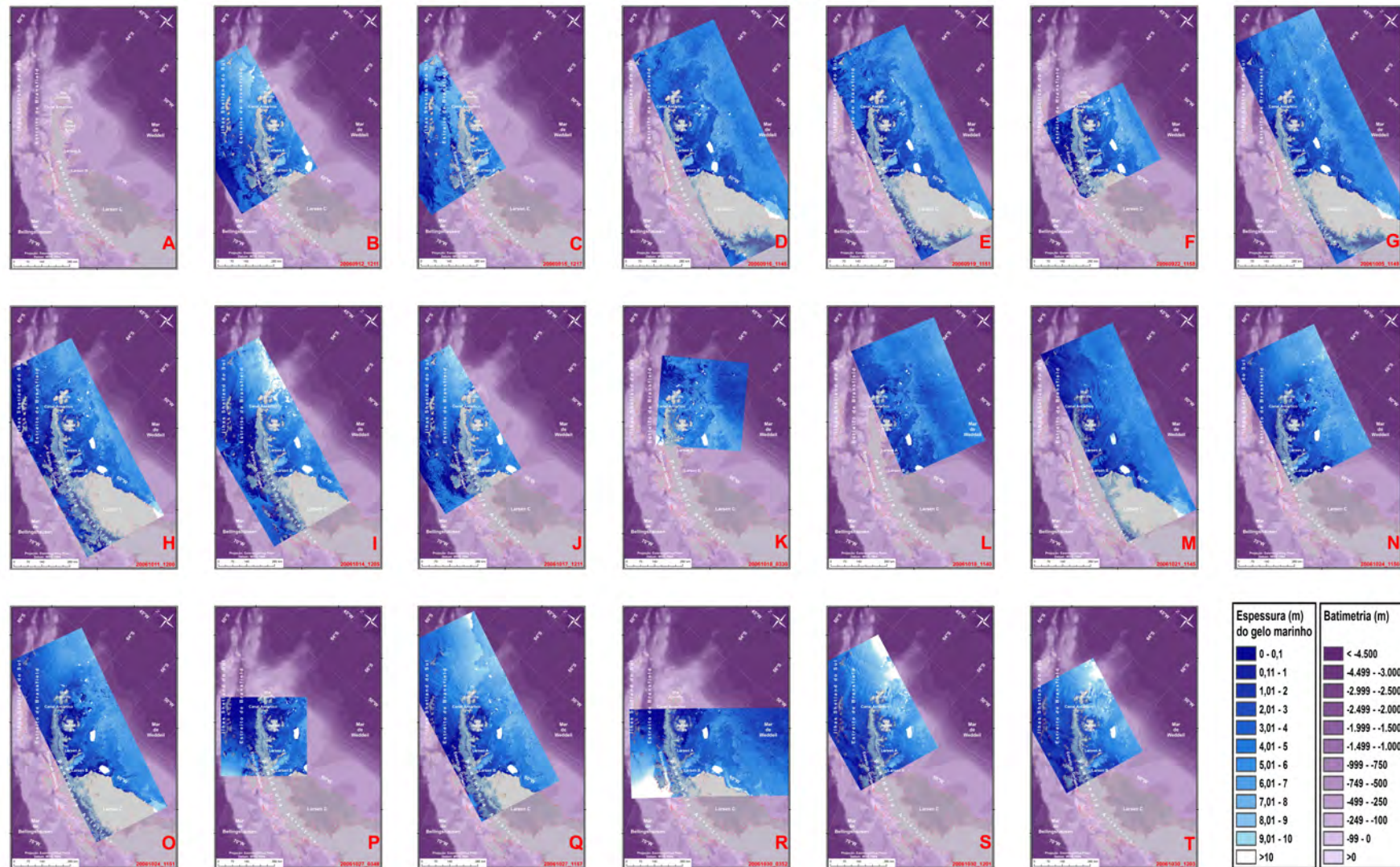


Figura 60 – O mapa batimétrico da área (letra A). As demais indicam, cronologicamente, as imagens usadas na tese e descritas na Tabela 1, sendo, respectivamente, B=1; C=2; D=3; E=4; F=5; G=6; H=7; I=8; J=9; k=10; L=11; M=12; N=13; O=14; P=15; Q=16; R=17; S=18 e T=19.

4.2. OBSERVAÇÕES DE FEIÇÕES DE DESTAQUE

Nessa seção apresentaremos os resultados e a discussão, de algumas das feições que julgamos mais importantes de serem destacadas. A percepção, análise e interpretação visual dos alvos constituintes de imagens de radar é extremamente difícil e complexa. A evolução desse trabalho é evidente, quando se compara as imagens brutas, pré-processadas, processadas, classificadas e finalmente segmentadas e ampliadas.

As imagens constantes desse estudo foram minuciosamente analisadas. Em decorrência disso, selecionamos as várias feições a seguir apresentadas.

Para águas abertas a espessura é zero metros e frequentemente são rapidamente cobertas pela formação de gelo fino com espessura de poucos milímetros.

Cristas de compressão normalmente apresentam-se como cicatrizes resultantes do choque de placas de gelo, que podem estender-se por quilômetros. Possuem uma crista e uma quilha que lhes confere uma espessura superior à da placa de gelo.

Após atingir o seu máximo crescimento no final do inverno, o gelo marinho começa a derreter, Sua espessura e o tamanho das placas de gelo diminui e conseqüentemente sua concentração é reduzida.

Icebergs são blocos de gelo continental com espessura que pode chegar a centenas de metros. Desprendem-se das plataformas de gelo, ficando à deriva ou aterrados, e transportam grandes quantidade de água doce alterando a densidade da água do mar, especialmente no seu derretimento.

Geleiras de maré tem sua estabilidade alterada pelas mudanças na concentração de gelo marinho à sua frente. A ausência do gelo marinho permite a aceleração da geleira de maré.

Vórtices oceânicos e esteiras de ondas são resultantes de instabilidades dos fluxos oceânicos e atmosféricos. São de extrema importância, tanto por alterações nas propriedades físicas e químicas na coluna de água, como pelo transporte dessas propriedades por longas distâncias. Sua capacidade de recircular nutrientes e transportá-los na sua trajetória faz com que sejam responsáveis pelo aumento de produtividade de toda a cadeia trófica.

4.2.1. Canais de águas abertas

Canais são áreas de onde o gelo marinho foi afastado expondo águas abertas nas quais normalmente forma-se gelo novo rapidamente. Apresentam-se como feições alongadas que podem se estender por várias dezenas de quilômetros (NASA, s.d.).

Os canais são formados por processos dinâmicos divergentes atuantes sobre os blocos de gelos (ZWALLY, *et al.*, 2002). A transferência de calor do oceano para a atmosfera é até cem vezes maior nos canais do que nas áreas cobertas por gelo e neve (MAYKUT, 1978). Isso faz com que apesar da área correspondente aos canais, no inverno, ser de apenas 1% da área total coberta por gelo, ela seja responsável por até 50% da perda de calor que ocorre no oceano Ártico (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975). No Oceano Austral uma complexa rede de canais ocorre entre a cobertura de gelo marinho (WORBY, *et al.*, 2008).

A detecção de canais, assim como de cristas, por meio de sensores remotos satelitais geralmente é difícil devido a largura das feições ser muitas vezes inferior a pegada e resolução dos sensores (CAVALIERI & COMISO, 2000; KWOK, 2010).

Como alvos de sensoriamento remoto, as águas abertas e gelo novo apresentam comportamento especular e, portanto, seu retroespalhamento é baixo o que faz com que, na ausência de vento forte, apareçam escuros numa imagem SAR (CLEMENTE-COLÓN & YAN, 2000).

Selecionamos a sequência de recortes apresentada na [Figura 61](#) por ser possível visualizarmos a abertura tanto de pequenos canais como de um grande canal acompanhando a batimetria na quebra da curta plataforma do arquipélago da ilha James Ross. Se observarmos as imagens, notaremos o movimento de aproximação e afastamento dos blocos de gelo na direção do arquipélago, o que sugere movimentos ondulatórios associados às mares. No dia 05/10 é possível observar que os movimentos divergentes do gelo marinho expõem águas abertas próximo a ilha Snow Hill. Essa dinâmica abre e fecha os canais até que no dia 18/10 se abre um largo e longo canal ao sul da ilha James Ross. Na imagem do dia 18/10 ocorre o aparente fechamento do canal próximo à costa sul da ilha Snow Hill, mas mantém-se aberto o canal ao sul da ilha James Ross e abre-se um canal sinusoidal

no canto superior direito da imagem, acompanhando a batimetria da quebra da plataforma das ilhas do arquipélago. No dia 21/10 o movimento divergente expõe águas abertas na diagonal que vai do canto esquerdo inferior até o canto direito superior da imagem. É possível notar que nas porções mais largas as águas abertas são rapidamente recobertas por gelo fino que se forma, provavelmente pela perda de calor devido à fortes ventos atuando nessas largas pistas, nesse caso o comportamento dessas porções de águas abertas é, ou se assemelha, ao comportamento de polínias temporárias. Na imagem do dia 24/10 observamos que os blocos de gelo se movem em direção ao arquipélago fechando o longo canal. As duas imagens do dia 27/10 nos permitem supor que o principal gerador do movimento dos blocos de gelo seja a maré. Na imagem das 03:48h os blocos de gelo afastam-se do arquipélago expondo águas abertas na área de quebra da plataforma e na imagem das 11:57h, aproximadamente 8 horas após, o movimento do gelo marinho em direção ao arquipélago fecha a maior parte do área anteriormente exposta. No dia 30/10, novamente um movimento divergente expõe uma grande área de águas abertas aproximadamente repetindo a condição do dia 21/10. Notamos porém que todo o pacote de gelo já se encontra menos concentrado, permitindo a visualização de outros canais e blocos de gelo individualizados. Nas porções mais largas das grandes áreas de água abertas, nos cantos inferior esquerdo e superior direito do mapa do dia 30/10, ainda é possível observarmos a formação de gelo novo ao que atribuímos novamente a perda de calor do oceano para a atmosfera pela ação de ventos na porção de águas abertas que oferece uma pista maior para a ação eólica.

É imprescindível observarmos a importância do relevo submarino no comportamento dinâmico do gelo marinho. Nas regiões costeiras do mar de Weddell a ação das mares diurnas e semi-diúrnas sobre o gelo marinho são amplificadas pela mudança da batimetria desde as bacias profundas, passando pela rápida elevação do fundo que ocorre no talude continental até atingir as relativamente baixas profundidades das plataformas continentais.

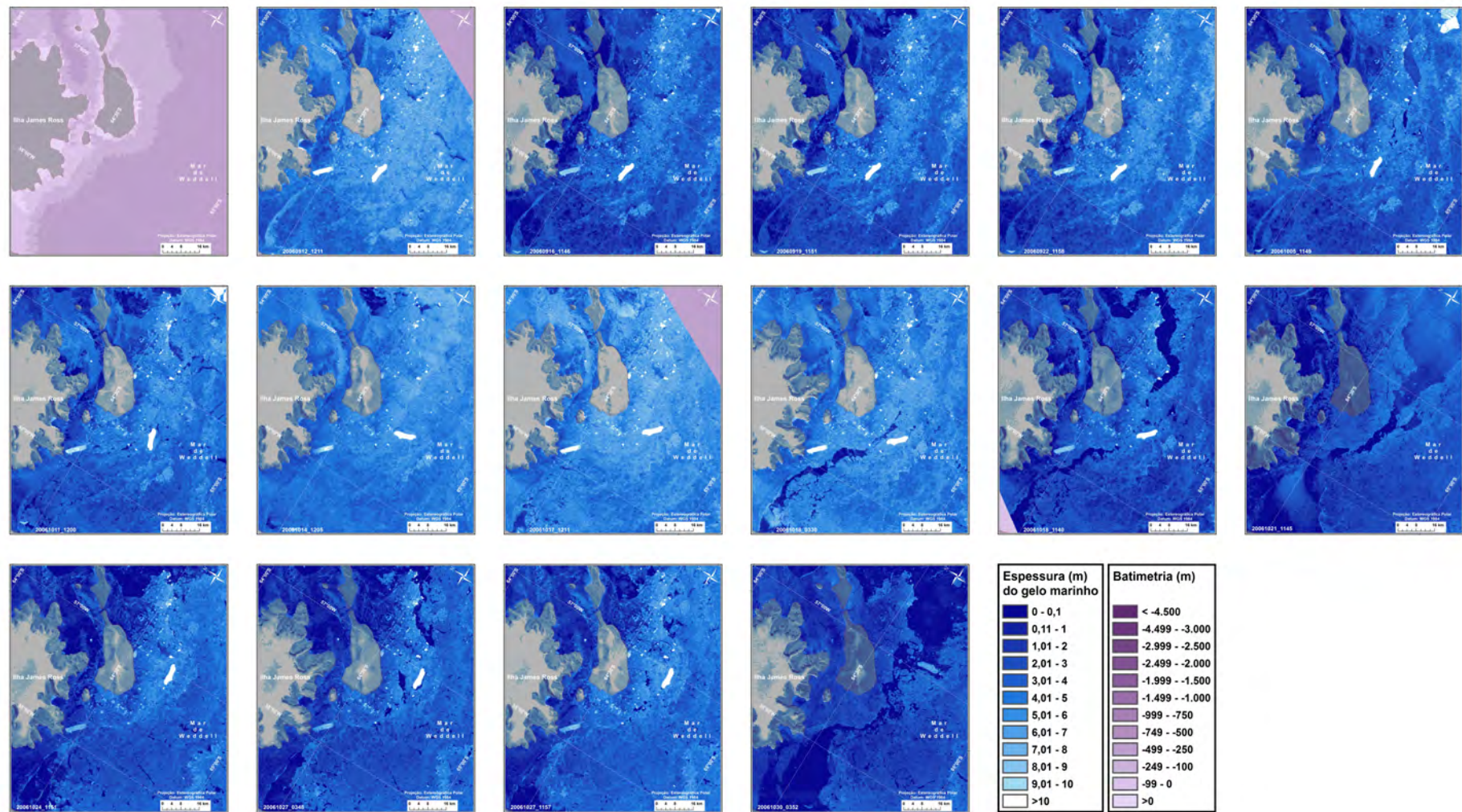


Figura 61 - Sequência cronológica das imagens recortadas na área próxima à ilha James Ross, com destaque para a abertura e fechamento de canais de águas abertas.

4.2.2. Cristas de compressão

Os movimentos convergentes das placas de gelo marinho podem resultar na formação de cristas de compressão. As cristas são formadas por uma porção elevada acima do mar, denominada vela, e outra abaixo do nível do mar, denominada quilha. As cristas podem formar linhas de até centenas de metros, com largura de dezenas de metros e altura de alguns metros. Na fase dinâmica de formação das cristas, a magnitude da deformação do gelo marinho, assim como frequência e altura das cristas, depende do estresse atmosférico e oceânico (HAAS, LIU, & MARTIN, 1999). Uma crista resultante da quebra de uma placa de gelo devido a tensão de deformação pode ter uma espessura inicial superior a 25 m (PFAFFHUBER, HENDRICKS, & KVISTEDAL, 2012).

Frequentemente ocorre a sobreposição de cristas pela ocorrência de repetidos eventos compressivos decorrentes da dinâmica do gelo marinho. Isso resulta na impossibilidade de discernir entre as cristas individuais. A sobreposição de cristas pode resultar em estruturas com extensão, largura e altura superiores as descritas acima. Para manter o equilíbrio isostático, a altura da elevação de uma crista (10%) tem uma relação com a profundidade alcançada pela quilha correspondente (90%) (GOW & TUCKER III, 1991). Para o Ártico foram mensuradas por submarinos quilhas de até 20 m de profundidade (10%), mais frequentemente elas possuem de 5 – 10 m (65%). Com rara frequência foram observadas quilhas com até 40 m ou mais (BOURKE & GARRETT, 1987). A geometria de uma crista determina que sua largura pode ser no mínimo metade da sua espessura e no máximo quatro vezes a sua espessura (PFAFFHUBER, HENDRICKS, & KVISTEDAL, 2012).

As dimensões dos canais e das cristas de compressão tornam extremamente difícil a sua detecção nas imagens SAR e mais ainda o seu acompanhamento em imagens subsequentes, especialmente tratando-se de pequenos canais ou cristas (FILY & ROTHROCK, 1986). Contudo, modificam fortemente a dinâmica e a termodinâmica do gelo marinho, afetando sua resistência à compressão, taxa de crescimento, temperatura à superfície, trocas de calor com a atmosfera, energia potencial e conteúdo de sal (THORNDIKE, ROTHROCK, MAYKUT, & COLONY, 1975). Em zona costeiras as quilhas das cristas de

compressão desempenham importante papel, pois, quando aterradas, elas ancoram o gelo fixo (*fast ice*) (MEYER, *et al.*, 2011).

O histograma de distribuição das espessuras do gelo marinho de uma área, normalmente possui uma longa calda positiva indicativa da presença de cristas de compressão (TUCKER III, PEROVICH, GOW, WEEKS, & DRINKWATER, 1992).

Quando um feixe SAR ilumina uma crista, as diferentes orientações do gelo fraturado que a compõe aumenta a probabilidade do sinal emitido pelo sensor encontrar uma superfície que gere um alto retroespalhamento, o resultado é que a crista é um alvo mais brilhante em relação ao gelo plano adjacente. É frequente a acumulação de neve a sota-vento da vela da crista, assim como a sobreposição de cristas (HUDIER & GOSSELIN, 2010).

Foram encontradas alturas de cristas de 6 m na quebra de plataforma no noroeste do mar de Weddell para o mesmo conjunto de dados utilizados nessa tese (TAN, LU, LI, & LI, 2013).

As linhas contínuas que meandram por toda a **figura 62**, mas especialmente do meio para baixo, possivelmente sejam conjuntos de cristas sobrepostas. Cristas de compressão individuais possuem larguras muito inferiores às pegadas do SAR e de modo geral seriam imperceptíveis na resolução *Wide Swath Mode*. Todavia, a extensão, a continuidade e a largura das linhas observadas são compatíveis com a literatura. A feição que observamos na parte superior direita, com alto retroespalhamento, indicando espessura de gelo superior a 10 m, também seria compatível com um conjunto de cristas sobrepostas não fosse o fato de sua largura ser de aproximadamente 1 km, para o que não encontramos referência na literatura.

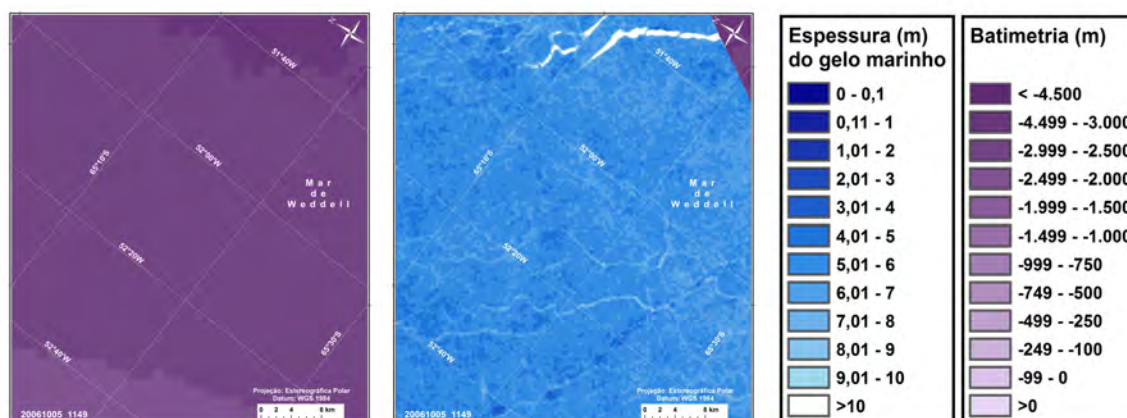


Figura 62 - Recorte de uma imagem da área de estudo permitindo a visualização de cristas formadas pela dinâmica do gelo marinho (centro) e o mapa batimétrico da área (esquerda).

4.2.3. Decaimento e desintegração do gelo marinho durante o período do experimento

Considerando-se a importância da cobertura de gelo como isolante nos processos de interação oceano-atmosfera já descritos anteriormente, é importante poder-se inferir sobre o seu processo de decaimento.

No período de degelo, que se inicia na primavera, a absorção de calor nas áreas de águas abertas pode chegar a 150 Wm^{-2} , já na placa de gelo marinho é praticamente igual a 0 Wm^{-2} , devido a diferença de albedo existente entre a água e o gelo marinho. O calor absorvido nessas áreas é aproximadamente igual ao calor latente necessário para a fusão do gelo marinho e maior que o calor retido em águas profundas. O calor absorvido pela camada superior do oceano nas áreas de águas abertas durante o período de degelo é canalizado quase em sua totalidade para o derretimento do gelo marinho (NIHASHI & OHSHIMA, 2001).

Águas abertas possuem retroespalhamentos diferentes quando sua rugosidade superficial é alterada pela ação de vento. Durante o decaimento, o retroespalhamento do gelo depende da presença ou não de gelo de primeiro ano no bloco analisado. Normalmente esse gelo tem baixo retroespalhamento se comparado ao gelo plurianual, e algumas vezes tão baixo quanto o de águas abertas (FREY, SMITH, & ALSDORF, 2003).

No mar de Weddell o adelgaçamento do pacote de gelo marinho na primavera é pequeno, isso deve-se a intensa precipitação de neve e seu pequeno derretimento (0,1 a 0,2 m) que mantém o isolamento térmico do pacote de gelo, desacelerando o seu derretimento (HELLMER, HAAS, DIECKMANN, & SCHRÖDER, 2006). No oceano Austral, na primavera, pelo fato do ar ser seco e frio, quando a cobertura de neve eventualmente derrete, imediatamente recongela, formando camadas sobrepostas de gelo de neve sobre o gelo marinho, resultando em um retroespalhamento maior (HAAS, 2001). Fatores dinâmicos causam a quebra das grandes placas de gelo marinho que no avanço da estação de decaimento pulverizam-se em pequenos pedaços de gelo que acabam por derreter totalmente no verão. O fraturamento da placa de gelo é o modo dominante de desintegração do gelo marinho neste período de pouco fluxo de calor atmosférico e oceânico que é a primavera (HELLMER, HAAS, DIECKMANN, & SCHRÖDER, 2006). Nesse período a redução da espessura do gelo marinho se deve mais ao

alagamento provocado pelo afundamento do gelo marinho devido ao peso da cobertura de neve do que ao derretimento basal (TISON, *et al.*, 2008). Conseqüentemente, segue-se ao fraturamento a dispersão dos blocos, diminuindo a concentração do gelo marinho e aumentando as áreas de águas abertas. Esse processo resulta em uma maior absorção de radiação solar pelo oceano, aumentando seu fluxo de calor e conseqüentemente, também, o derretimento lateral e basal do gelo marinho (HAAS, NICOLAUS, WILLMES, WORBY, & FLINSPACH, 2008).

Na Figura 63 observamos a zona de gelo marinho próxima a borda da sua dispersão ao largo da ilha James Ross e no início do talude. Na imagem do dia 16/09/2006 o gelo marinho está mais compacto e pode-se distinguir uma banda mais escura no lado direito da imagem, indicando um menor retroespalhamento quando comparado a banda mais clara no lado esquerdo da imagem. Possivelmente, a banda escura seja predominantemente gelo de primeiro ano e a clara, gelo plurianual. Na imagem do dia 19/09 já podemos observar sinais de movimentos divergentes da placa de gelo na faixa central da imagem. São linhas de baixo retroespalhamento que sugerem a origem da abertura de canais. Um mês depois, em 18/10 às 3:30 U.T.C., verificamos na imagem a predominância de baixo retroespalhamento, devido ao adelgaçamento da cobertura de gelo já existindo várias áreas de águas abertas (visualizadas em tons azul escuro em especial no canto direito superior e no entorno da legenda “Mar de Weddell”). Na imagem obtida em 18/10 às 11:40 U.T.C. observamos que o retroespalhamento é ainda mais baixo com o predomínio de tons escuros e que aumentou o número de áreas de águas abertas distribuídas pela a imagem. Finalmente, na imagem de 30/10, observamos que o gelo marinho já encontra-se muito fragmentado em blocos de várias dimensões separados por inúmeras áreas de águas abertas de várias dimensões, identificadas pelo tom azul mais escuro da escala.

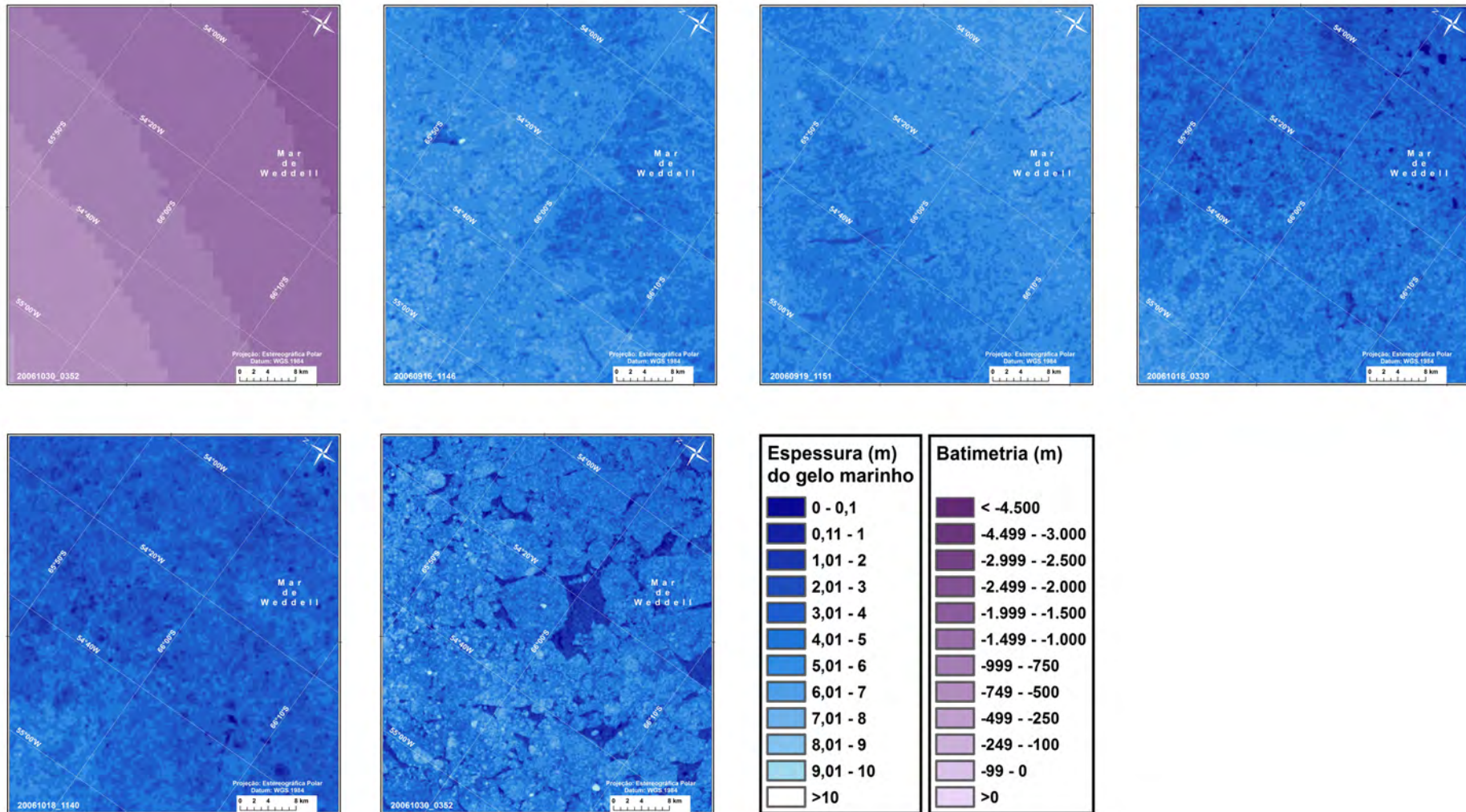


Figura 63 - Recorte de uma imagem da área ao largo da ilha James Ross, na quebra da plataforma continental, permitindo a visualização do rápido decaimento e desintegração do gelo marinho. Isso ocorre logo após o final do inverno austral na borda da área de dispersão da cobertura de gelo no noroeste do mar de Weddell.

4.2.4. Icebergs

Icebergs não são gelo marinho. Sua origem são movimentos de fratura e consequente desprendimento de pedaços de gelo de origem continental das plataformas de gelo. Posteriormente ao desprendimento o iceberg fica à deriva e sua trajetória é determinada pela resultante da ação da hidrodinâmica local na sua porção submersa e da ação do vento na porção emersa que atua como uma vela.

O desprendimento de icebergs gigantes, com dezenas de quilômetros de eixo não é frequente, mas devido as suas dimensões podem ter seu ciclo de existência facilmente monitorados por satélite. Alguns ficam aterrados ou retidos aproximadamente na mesma posição devido a batimetria do fundo oceânico por longos períodos. Outros derivam lentamente.

Icebergs pequenos e médios são muito abundantes e transportam grande volume de água doce para áreas distantes daquelas de desprendimento. Desde 1999, icebergs de médio e pequeno porte desprendidos das plataformas de gelo do Mar de Weddell foram marcados com a implantação de boias dotadas de GPS. Isso permitiu que fosse observado que parte deles permanece nesse mar, que existe duas rotas de exportação, uma a oeste do arquipélago das Ilhas Orcadas do Sul e outro a leste do arquipélago das ilhas Sanduiche do Sul e que a concentração e o tipo do gelo marinho tem papel determinante na deriva dos icebergs (SCHODLOK, HELLMER, ROHARDT, & FAHRBACH, 2006). Dos icebergs marcados na área por nós analisada (Figura 64), àqueles mais próximos a costa e que estavam rodeados principalmente de gelo de primeiro ano, deslocaram-se mais lentamente ($4,3 \text{ km dia}^{-1} \pm 3,7 \text{ km dia}^{-1}$) do que aqueles mais a leste, na margem ou rodeados por gelo plurianual ($7,9 \text{ km dia}^{-1} \pm 4,8 \text{ km dia}^{-1}$). As trajetórias por nós observadas são compatíveis com as relatadas por SCHODLOCK (2009).

HELLMER *et al.* (2009; 2011) concluíram que provavelmente devido ao grande aporte de água doce decorrente do processo de derretimento dos inúmeros icebergs aterrados na região da plataforma continental do noroeste do mar de Weddell, esse local, possivelmente, não está contribuindo, como anteriormente, para a formação de águas de fundo, as quais transbordam pelos vales profundos que cortam a cordilheira Scotia do Sul, inundando o assoalho do oceano mundial (SCHODLOK, HELLMER, & BECKMANN, 2002).

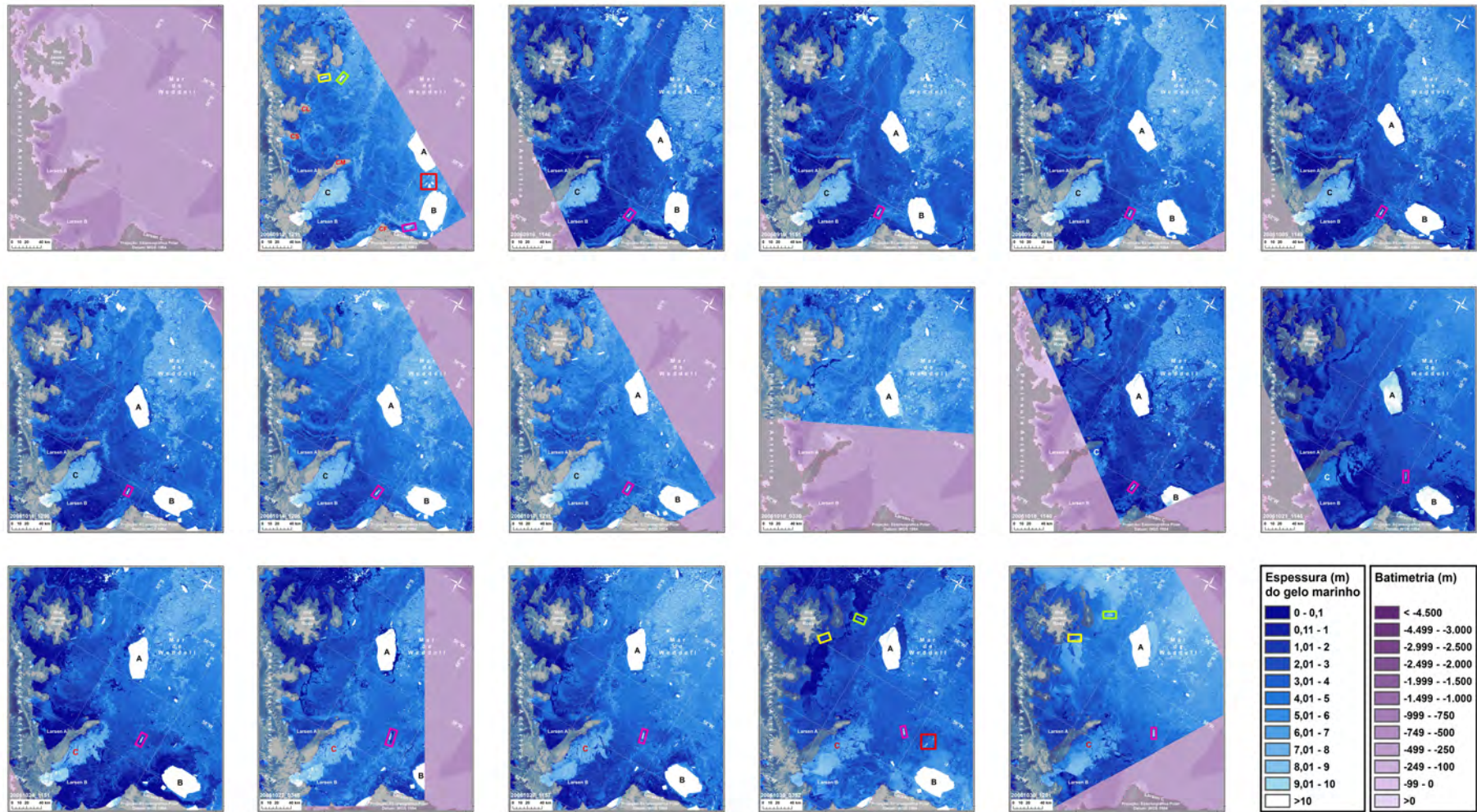


Figura 64 - Sequência cronológica dos recortes das imagens disponíveis para a região noroeste do mar de Weddell próximo a Península Antártica.

A [Figura 64](#) é composta por uma sequência de recortes das imagens da área da plataforma continental do noroeste do mar de Weddell, aproximadamente do extremo da Península Antártica até o limite entre as plataformas de gelo Larsen B e C. Essa figura contém várias feições, algumas das quais são discutidas em detalhe em outras seções. Sua apresentação oferece uma visão de contexto para aquelas mais detalhadas. Assim como nas demais seções, é extremamente importante observarmos o mapa batimétrico da área que está sendo discutida. A batimetria e a morfologia da linha de costa são determinantes para os fenômenos dinâmicos que ocorrem com o gelo flutuante. No quartil superior esquerdo do mapa do dia 12/09 podemos identificar nos retângulos amarelo e verde dois pequenos icebergs cuja trajetória acompanhamos, também, na sequência de imagens da [Figura 65](#). No quartil inferior direito da imagem podemos observar dois grandes icebergs indicados pelas letras 'A' e 'B'. A letra 'C' indica um acúmulo de gelo que pode ser gelo marinho plurianual ou gelo continental liberado pelo sistema da geleira Hektoria (discutido no item 4.2.5.). O retângulo púrpura destaca outro pequeno iceberg cujo comportamento acompanharemos na sequência de imagens da [Figura 64](#). No quadrado vermelho está contida a área em destaque na [Figura 66](#) e que é detalhadamente discutida a seguir nessa seção. Os destaques feitos na [Figura 64](#) são para mostrar o contexto de sub-mesoescala, em que se encontram os elementos discutidos nas subseções específicas dessa seção. Os cabos destacados nos pares de letras vermelhas são: Cabo Longing (CL), Cabo Sobral (CS), Cabo Marsh (CM), e Cabo Framnes (CF). Os mapas possuem todos os seu elementos iguais e as imagens foram todas processadas da mesma maneira o que permite as suas comparações. A maneira de entender e interpretar a [Figura 64](#) é observar os movimentos relativos de cada um dos alvos listados acima quando comparados os diferentes recortes que encontram-se em sequência cronológica. Os cabos parecem ser o limite de ancoragem do gelo fixo. Observando já a imagem do dia 12/09 é possível notarmos fraturas côncavas na placa de gelo, na junção do gelo fixo com o gelo de primeiro ano. As fraturas tendem a acompanhar a batimetria do local o que pode sugerir que sua origem primordial sejam movimentos devidos a maré. Os fenômenos de maré têm sido objeto de estudos em larga e meso-escala, fundamentalmente com a utilização de modelos, e como normalmente ocorre, um fator limitante desta técnica são as condições de contorno relativas a infinidade de

variáveis contidas em regiões costeiras. Isso explica o fato de que os artigos e teses publicados são omissos ou superficiais quando relatam os resultados de modelagem para zonas costeiras, como é o caso de marés para a área de estudo. Contudo, os movimentos de afastamento (divergentes) e aproximação (convergentes) que geram as fraturas no gelo marinho, expondo áreas de águas abertas, e que logo a seguir fecha os canais, movimento que pode ser observado também na trajetória de pequenos icebergs e na concentração e dispersão do gelo plurianual (tom de azul mais claro), sugerem que possivelmente seja o fenômeno de maré a causa. Por outro lado, notamos um fluxo principal no sentido de SW para NE que, sobre a plataforma e descrito como sendo devido a Corrente Costeira Antártica (ACoC). Esse movimento devido a ACoC move a massa de gelo e alguns icebergs na direção da extremidade da Península Antártica a partir de onde, uma pequena parte continua no giro anticiclônico da ACoC e a maior parte segue para o leste juntando-se ao giro ciclônico de Weddell. Um detalhe que deve ser notado é o fato de que icebergs de áreas superficiais semelhantes e ocorrendo em área geográficas próximas podem apresentar comportamento de deslocamento distinto.

Concentrando nossa atenção no iceberg 'A', observamos que no dia 12/10 ele encontra-se a aproximadamente 30 km a nordeste do iceberg 'B'. No dia 16/09 ele se deslocado para norte sobre o meridiano de 58°W. O mesmo observamos nas imagens dos dias 19/09 e 22/09. Notemos que o iceberg 'A' deriva para norte junto ao gelo de primeiro ano e tendo como obstáculo no seu lado leste a massa de gelo plurianual. Essa massa de gelo plurianual apresenta deslocamento no sentido noroeste se aproximando da costa da península e comprimindo o gelo de primeiro ano contra o gelo fixo (tom de azul mais escuro, junto a costa). Esse movimento convergente pode ser observado nas imagens dos dia 16,19 e 22/09. A partir da imagem do dia 05/10 notamos que o iceberg 'A', juntamente com a massa de gelo plurianual espessa desloca-se para nordeste, afastando-se da costa da Península Antártica. Esse movimento divergente gera canais de águas abertas de conformação côncava visualizados no cabos CL, CS, CM e CF que entendemos serem os ancoradouros do gelo fixo. Com um olhar treinado podemos definir que com o movimento divergente dos blocos de gelo plurianual, abrem-se canais de águas abertas desde o canal Antártico até a frente da plataforma de gelo Larsen C. Na imagem do dia 11/10 podemos notar que um novo movimento de convergência

aproxima os blocos de gelo plurianual da costa, novamente comprimindo o gelo de primeiro ano e reduzindo ou mesmo fechando as áreas de águas abertas. Nesse último período o iceberg 'A' praticamente não apresenta deslocamento para norte, apenas gira ciclonicamente sobre o próprio eixo. No dia 14 o iceberg 'A' e o gelo plurianual se deslocam para o leste o que leva, novamente, ao aparecimento de áreas de águas abertas aproximadamente nos mesmos locais onde foram observados anteriormente. No dia 17/10 observamos que o iceberg 'A' se deslocou para nordeste e que o gelo de primeiro ano está se partindo e fica mais evidente de que os cabos são os ancoradouros do gelo rápido que é o que resta, relativamente, indeformado. Nessa imagem não se pode observar o gelo plurianual. Na imagem do dia 18/10 às 3:30 U.T.C. podemos observar que ocorreu uma movimentação inversa do iceberg 'A' para sul sobre o meridiano de 58° W. Na verdade, ocorreu um movimento de todo o gelo marinho para sul e que pode ser evidenciado pela abertura de um grande canal de águas abertas ao sul da ilha James Ross. Essa feição foi discutida na seção 4.2.1. (Figura 61). Na imagem das 11:40 U.T.C. do mesmo dia 18/10, aproximadamente 8 horas depois, podemos observar que o gelo marinho moveu-se para nordeste. Esse movimento causou uma redução na largura do canal de águas abertas localizado ao sul da ilha James Ross, mas abriu várias outras áreas de águas abertas. Na verdade, podemos notar um largo canal quase contínuo desde o canal Antártico até a plataforma de gelo Larsen C, mostrando, novamente e em especial nas proximidades do arquipélago da ilha James Ross que a batimetria é determinante para a abertura de canais. No dia 21/10 observamos que tanto o iceberg 'A' como o gelo de primeiro ano e o plurianual moveram-se para sudeste, aumentando as áreas de águas abertas. Ocorreu uma mudança brusca no padrão do retroespalhamento. É possível que nesse período, além do efeito de maré, tenha ocorrido um evento de tempestade com ventos muito fortes. No dia 24 observamos que o deslocamento do iceberg 'A' e do gelo de primeiro ano e plurianual retoma o sentido nordeste, reduzindo as áreas de águas abertas. Notamos, também, que o número de áreas de águas abertas aumentou muito entre os blocos de gelo, devido ao seu decaimento que resulta em uma menor concentração de bloco. Na verdade, desde a imagem do dia 18/10 já é possível observar a redução na espessura do gelo marinho nessa área, pois, claramente os tons de azul se tornaram mais escuros, indicando classes de menor espessura. Na

imagem do dia 27/10 às 3:48 U.T.C, observamos que apesar do iceberg 'A' estar posicionado mais para nordeste, o gelo marinho se deslocou como num giro anticiclônico com uma porção se deslocando para o sul, no embaiamento da extinta plataforma Larsen A e para o nordeste à leste da ilha Snow Hill, o que propiciou o surgimento de canais de águas abertas. Na imagem do mesmo dia 27/10 às 11:57 U.T.C. é possível notar que tanto o iceberg 'A' como o gelo marinho deslocaram-se para o norte, causando a redução ou fechamento dos canais de águas abertas. Na imagem do dia 30/10 às 03:52 U.T.C. observamos novamente um deslocamento do iceberg 'A' e um grande deslocamento do gelo marinho plurianual e de primeiro ano para sul com a ampliação das áreas de águas abertas. O evento parece uma réplica do que ocorreu no dia 21/10, isso nos faz supor que possa ter ocorrido um evento de tempestade associado a evento de maré. Na imagem do mesmo dia 30/10 às 12:01 U.T.C. é possível perceber que o iceberg 'A' deslocou-se para o norte, mas que o gelo marinho continua se deslocando para o sul, ampliando a área de águas abertas. Interpreta-se que provavelmente ventasse muito no dia 30/10 pois além do deslocamento do gelo marinho para o sul ser grande, o retroespalhamento das áreas de águas abertas é alto possivelmente devido ao aumento da rugosidade da superfície da água gerada por ventos fortes. O iceberg 'B', ao contrário do 'A' permanece quase que na mesma posição ao longo de todo o período, apresentando um movimento anticiclônico de rotação sobre o próprio eixo provavelmente causado pelo fato de estar aterrado num constritor da batimetria e sofrer a ação de cisalhamento na tangente mais distante da costa pela ACoC, e um movimento orbital (translacional) associado ao primeiro possivelmente causado pelo efeito de maré, associado ao não à ventos fortes, que geram movimento tanto no eixo norte-sul como no eixo leste-oeste.

Com relação ao pequeno iceberg que evidenciado no retângulo púrpura, observamos que no dia 12/09 ele se encontra muito próximo (~10 km) da borda no extremo norte da plataforma de gelo Larsen C, entre ela e o iceberg 'B'. Na imagem seguinte (16/09) ele aparece aproximadamente 40 km para o norte, mantendo-se ao redor de 10 km distante do Cabo Framnes, e apresentando rotação anti-horária. Esse deslocamento acompanha o deslocamento dos icebergs 'A' e 'B' que parecem ser devido a associação de maré e corrente (ACoC). No dia 19/09 move-se pouco (~5 km) para norte e mantém o giro anticiclônico. Observando os icebergs 'A' e 'B',

bem como a grande massa de gelo pluri-anual que moveram-se em direção a costa da península, comprimindo o gelo de primeiro ano contra o gelo fixo, parece-nos que a ação da maré foi predominante. A mesma condição se repete no dia 22/09 quando se observa que tanto o pequeno iceberg como o 'A', 'B' se moveram muito pouco em direção a costa da PA. Uma outra possibilidade é que no período tenha soprado permanentemente um vento do quadrante sul, cujo efeito já estava atenuado no dia 22/09. Na imagem do dia 05/10 notamos um movimento divergente de todo o gelo à deriva o que causa o aparecimento de áreas de águas abertas desde a costa da ilha Snow Hill até a porção observável da plataforma de gelo Larsen C. É possível notar o papel dos cabos na ancoragem do gelo fixo e que nesse dia parte do gelo espesso 'C', nas proximidades do Cabo Marsh apresentou movimento divergente permitindo a abertura de um canal. Na imagem do dia 11/10, uma movimentação de todo o gelo flutuante para norte, reduziu os áreas de águas abertas, praticamente fechando os canais. A partir daí o gelo de primeiro ano vai se fragmentando cada vez mais de maneira que na imagem do dia 21/10, provavelmente devido a fortes ventos todo o gelo flutuante aparece afastado da costa, separado do gelo fixo por amplas áreas de águas abertas. O pequeno iceberg encontra-se numa posição à sudeste da posição anterior, aproximadamente 20 km. A massa de gelo espesso 'C' se fragmenta em aproximadamente 50%. Essa fragmentação de 'C', provavelmente aliviou a contensão do gelo despreendido pelo sistema da geleira Hektoría. Isso faz com que na imagem do dia 24/10 se possa observar um leque de dispersão do gelo liberado pelo sistema da geleira Hektoría se propagando em direção ao local onde havia a massa de gelo 'C', e ocupando parte do gelo anteriormente ali localizado. O pequeno iceberg parece ter entrado na corrente costeira e aparece, aproximadamente 20 km ao norte da posição anterior. Nas imagem do dia 27/10 o leque de gelo oriundo do sistema da geleira Hektoría se propagou mais em direção a 'C' enquanto o pequeno iceberg que mantém a sua rotação anticiclônica pouco se deslocou para o norte devido a um novo movimento que fez a grande massa de gelo flutuante se dirigir para a costa da PA. Finalmente no dia 30/10, provavelmente devido a fortes ventos provenientes da PA, o gelo flutuante é empurrado para sudeste, ocasionando a abertura de grandes áreas de águas abertas. O pequeno iceberg também desloca-se para sudeste e o gelo liberado pelo sistema da geleira

Hektoria, que se propagava em leque, se desprende da enseada onde o sistema da geleira Hektoria libera o gelo e parece se incorporar a massa de gelo 'C'. Esse fato sugere, que a massa de gelo 'C', possa ser formada por gelo continental despreendido do sistema da geleira Hektoria. Todavia, observando imagens de outros sensores operando na faixa do visível, disponíveis para a área, observamos que a massa de gelo 'C' pode ser encontrada no mesmo local, o que nos leva a avaliar, também, a possibilidade de que seja gelo plurianual remanescente do verão, transportado por corrente para o embaiamento da extinta plataforma de gelo Larsen B e retido pela faixa residual da plataforma que se estende desde a costa até a Ilha Robertson. Os últimos alvos a serem discutidos são os dois pequenos icebergs que estão destacados pelos retângulos amarelo e verde no quadrante superior esquerdo, ao sul da ilha James Ross. Essencialmente, observamos que o iceberg destacado pelo retângulo amarelo permanece, aproximadamente na mesma posição ao longo de todo o período, devido provavelmente a estar ancorado no fundo. Como podemos observar no mapa batimétrico, o local onde o iceberg estacionou é raso (<100 m). No mesmo mapa batimétrico observamos que o iceberg contido no retângulo verde encontra-se em área mais profunda (~250 m) e provavelmente não esteja ancorado ao fundo ficando à deriva e apresentando deslocamento compatível com os eventos descritos anteriormente, seguindo a Corrente Costeira Antártica em direção ao extremo da península Antártica junto com o gelo marinho de primeiro ano. Durante a trajetória podemos verificar que realiza um giro anticiclônico sobre o seu próprio eixo. Os detalhes relativos ao comportamento desses dois pequenos icebergs podem, também, ser observados de forma ampliada na [Figura 65](#).

Finalmente, o retângulo vermelho indica a área das imagens que é apresentada na [Figura 66](#). Não encontramos, nem mesmo no sítio do United States Geological Survey, nenhuma referência a presença de ilhas nessa posição geográfica. Todavia, os alvos destacados estiveram fixos na mesma posição ao longo de toda a série temporal de imagens desse estudo. Na [Figura 64](#) é possível observar a forte dinâmica oceanográfica da região, assim como, o comportamento do gelo marinho e de icebergs de vários tamanhos que não se mantiveram estáticos como os alvos descritos na [Figura 66](#).

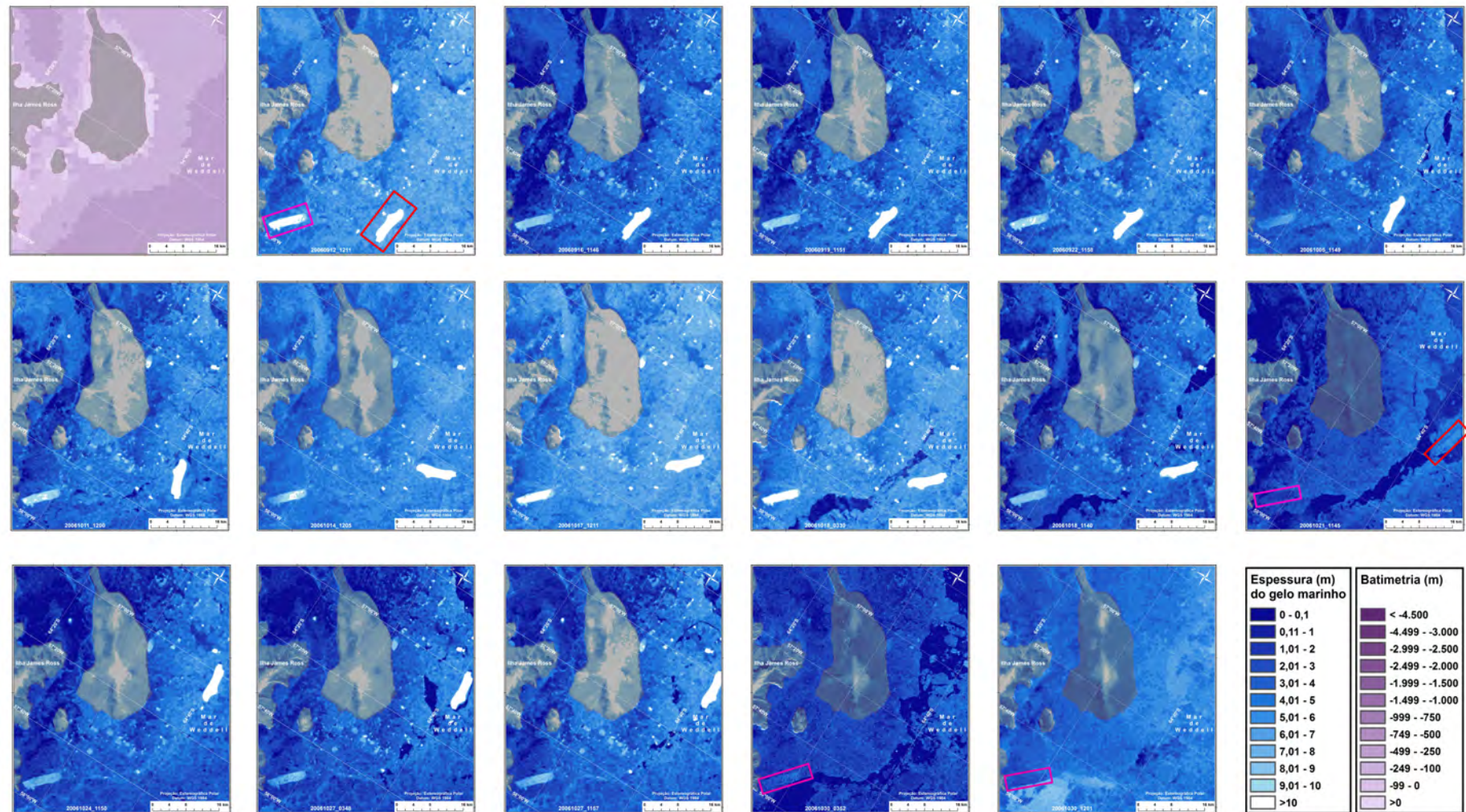


Figura 65 - Sequência cronológica das imagens cortadas na área próxima à ilha James Ross, com destaque para a movimentação de dois pequenos icebergs.

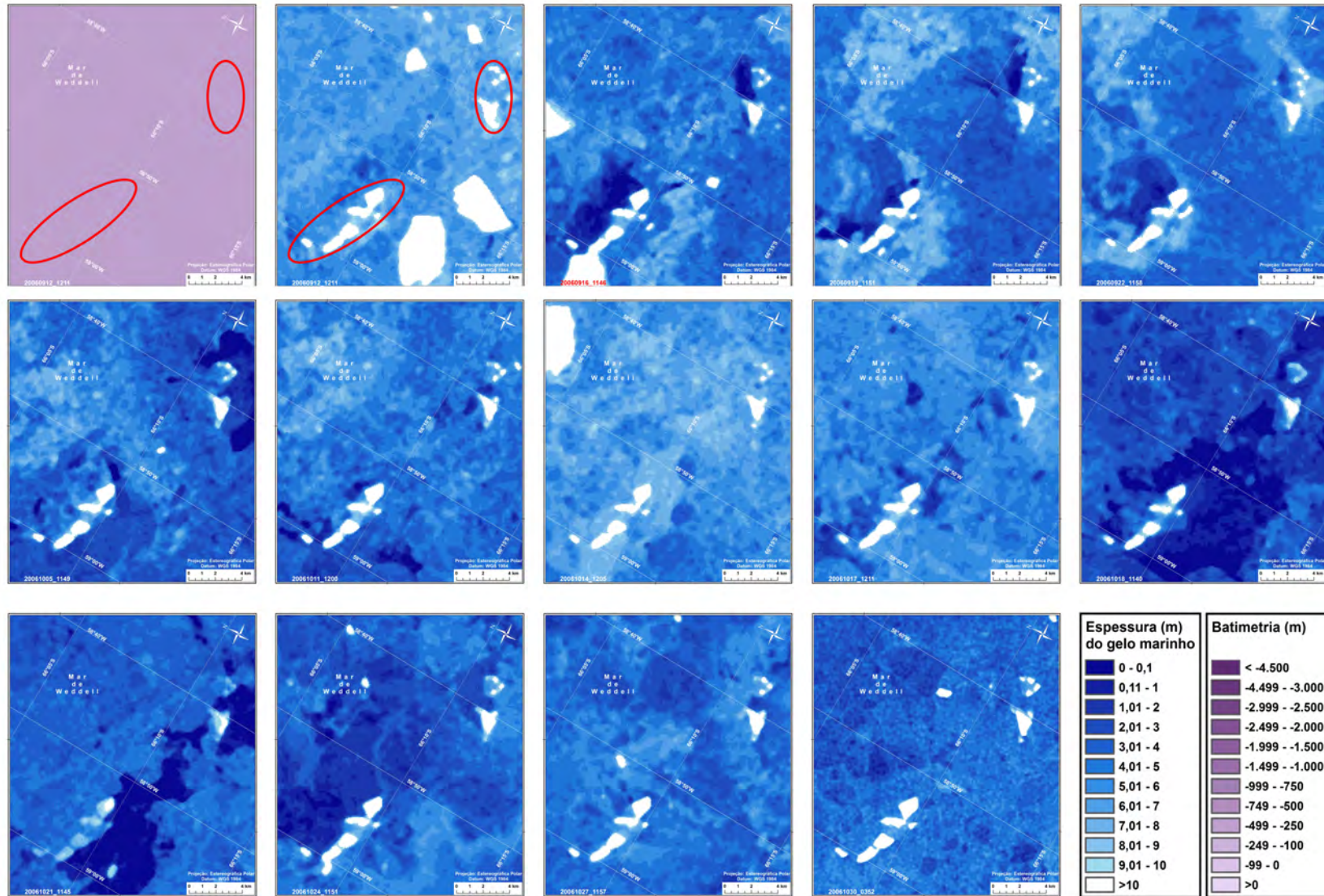


Figura 66 - Sequência cronológica dos recortes das imagens disponíveis para a região costeira à plataforma de gelo Larsen C. Em foco, um conjunto de alvos fixos por 49 dias que provavelmente trate-se de icebergs aterrados.

Na **Figura 66** observamos a sequência cronológica dos recortes das imagens disponíveis para a região costeira à plataforma de gelo Larsen C. Tem-se como foco um conjunto de alvos que se mantiveram nas mesmas posições ao longo de toda a sequência de imagens. Esses alvos possuem dimensões relativamente pequenas se comparadas os demais icebergs que se encontravam nessa área de forte dinâmica oceanográfica. A profundidade local é de aproximadamente 380 m.

Na imagem do dia 12/09/2006 destacamos com elipses vermelhas os alvos que são objeto dessa secção pois se mantiveram estacionários ao longo dos 49 dias, intervalo para o qual possuímos imagens. Na parte de cima da elipse superior observamos uma estrutura em forma da letra C e abaixo uma forma aproximadamente triangular. Na elipse inferior observamos quatro alvos que juntos fazem lembrar um tubarão. Na porção superior a cabeça e as nadadeiras ventrais e na porção inferior o corpo e a nadadeira caudal. Podemos observar que fora da elipse inferior há dois icebergs próximos ao canto inferior esquerdo da figura e que acima da elipse superior há vários icebergs. Na imagem do dia 16/09 podemos observar que os icebergs que estavam próximos da elipse superior já não encontram-se mais na área do recorte e que surge uma área de águas abertas ao norte do alvo em forma da letra C. O mesmo ocorre a norte dos alvos contidos na elipse inferior. Além do aparecimento de águas abertas podemos observar que o iceberg que estava posicionado mais a direita do alvo, moveu-se para o norte e essa movimentação se deu pela direita do alvo. É possível ainda observar que o iceberg que estava posicionado a esquerda do alvo inferior também moveu-se e nesse caso, evidentemente pela esquerda do alvo na direção norte, sendo que no recorte aparece abalroando o 'corpo do tubarão'. O fato dos dois icebergs terem contornado o alvo por lados opostos, sugere que o alvo tem profundidade suficiente para dividir o fluxo de modo a gerar movimento divergente do icebergs entre si e em relação ao 'tubarão'. Próximo a nadadeira peitoral inferior observamos um pequeno iceberg. Na imagem do dia 19/09 esse pequeno iceberg moveu-se para oeste em direção a "cauda do tubarão". A dispersão da área de águas abertas sugere que o fluxo superficial continua sendo para norte e que o pequeno iceberg esta contornando o alvo inferior acompanhando o ramo esquerdo do fluxo dividido pelo alvo. No dia 22/09 constatamos que um pequeno iceberg encontra-se entre os dois alvos contidos na elipse superior. Abalroando a 'nadadeira inferior do tubarão'

encontramos outro pequeno iceberg, mas que os alvos contidos nas duas elipses se mantêm estáticos, assim como nas imagens do dia 05/10 e 11/10. Na imagem do dia 14/10 observamos que o iceberg que contornou o alvo inferior pela esquerda reaparece na cena o que nos sugere uma mudança no seu sentido de deslocamento que fez com que se reaproximasse dos alvos que temos em foco. As imagens dos dias 18/10 e 21/10 corroboram com isso pois aparecem águas abertas ao sul dos alvos fixos. Na porção inferior da imagem, rodeado de águas abertas, podemos observar um pequeno iceberg que aparecerá na imagem do dia 24/10 abalroando o alvo inferior ao tentar contorná-lo por oeste. A nova mudança no sentido do fluxo (para norte) também pode ser observada pelo fato das áreas de águas abertas terem se movido para o norte dos alvos fixos. As imagens dos dias 27/10 e 30/10 nos mostram os alvos fixos que inicialmente limitamos nas elipses vermelhas nas mesmas posições iniciais.

Fatores como a distribuição dos alvos ser ao longo de uma linha, o alvo mais a leste ter a forma de letra C e a profundidade local ser 380 m, nos sugere que poderia se tratar de um pequeno e desconhecido arquipélago de origem vulcânica. A forma de “C” sugere uma ilha de uma caldeira de vulcão, semelhante a ilha Deception. O *British Antarctic Survey* cita 15 ilhas ‘inexistentes’ ao redor da Antártica relatadas por navegadores. Há ilhas que emergiram em meses nos cinturões vulcânicos do Pacífico e Índico, e ilhas do mar Mediterrâneo que surgiram e desapareceram rapidamente devido a sua constituição geológica e ao efeito erosivo do mar. O limitador dessa hipótese é o fato de não haver relato de vulcanismo recente nessa área, sendo mais provável que sejam icebergs aterrados em elevações não descritas nos bancos de dados batimétricos, como os descritos por LUCKMAN, PADMAN & JANSEN (2010).

O que podemos afirmar é que, os alvos em questão estiveram na mesma posição por 49 dias, foram abalroados por icebergs e estiveram sujeitos à forte dinâmica oceanográfica à uma profundidade de aproximadamente 380 m. Supomos que promovem uma divisão do fluxo oceanográfico (HASEGAWA, YAMAZAKI, LUEK, & SEURONT, 2004; CALDEIRA, MARCHESIELLO, NEZLIN, DIGIACOMO, & McWILLIAMS, 2005; SANDULESCU, HERNÁNDEZ-GARCÍA, LÓPEZ, & FEUDEL, 2006; JOHNSTON & READ, 2007) capaz de influenciar o deslocamento de icebergs em diferentes trajetórias para contorná-los.

A **Figura 67** é uma sequência cronológica de recortes de imagens da área do canal Antártico. Embora essa área permaneça praticamente não amostrada no inverno, há evidências de um fluxo com sentido norte no canal Antártico (*Antarctic Sound*) (SAVIDGE & AMFT, 2009). Um fluxo de águas densas e salinas cuja formação ocorre na plataforma continental do noroeste do mar de Weddell poderia fluir para o estreito de Bransfield através do canal Antártico, apenas no inverno (VON GYLDEFELDT, FAHRBACH, GARCÍA, & SCHRÖDER, 2002). O canal Antártico apresenta condições batimétricas para que esse fluxo de águas densas chegue ao estreito de Bransfield onde participaria na formação de água de fundo da bacia central do estreito (GORDON, MENSCH, DONG, SMETHIE JR., & BETTENCOURT, 2000). Mesmo que os trabalhos acima se refiram a circulação de fundo no canal Antártico, elas são as informações de que dispomos para discutir a **Figura 67** e também porque nos utilizamos de icebergs para discutir a circulação observada na análise das imagens SAR.

No recorte do dia 12/09/06 há um círculo vermelho dentro do qual estão dois pequenos icebergs que podem ser observados nos demais recortes. No mapa de batimetria podemos observar que o local onde esses icebergs encontram-se é aproximadamente a isóbata de 200 m. No dia 15/09 podemos observar que um dos icebergs moveu-se em direção ao estreito de Bransfield. No dia 16/09 os dois pequenos icebergs contidos no círculo vermelho encontram-se na mesma posição do dia anterior e no retângulo vermelho observamos a aproximação de outros icebergs na direção do canal. Na imagem de 19/09 observamos no círculo vermelho que os dois icebergs permanecem ancorados e a seta vermelha indica a trajetória que vários icebergs que observamos aproximarem-se do canal, agora já estão adentrando. Passaram-se três dias e o deslocamento dos icebergs que adentram ao canal foi de aproximadamente 25 km. Podemos notar o aumento das áreas de águas abertas provavelmente decorrente do aumento da velocidade do fluxo da placa de gelo e as diferentes larguras do canal devidas a conformação das linhas de costa de ambos os lados. No dia 22/09 notamos que o círculo contendo os dois pequenos icebergs mantém-se estacionário e que os demais icebergs provenientes do mar de Weddell deslocaram-se mais 20 km, aproximadamente. A seta vermelha continua a indicar a possível trajetória de fluxo dos icebergs e do gelo marinho.

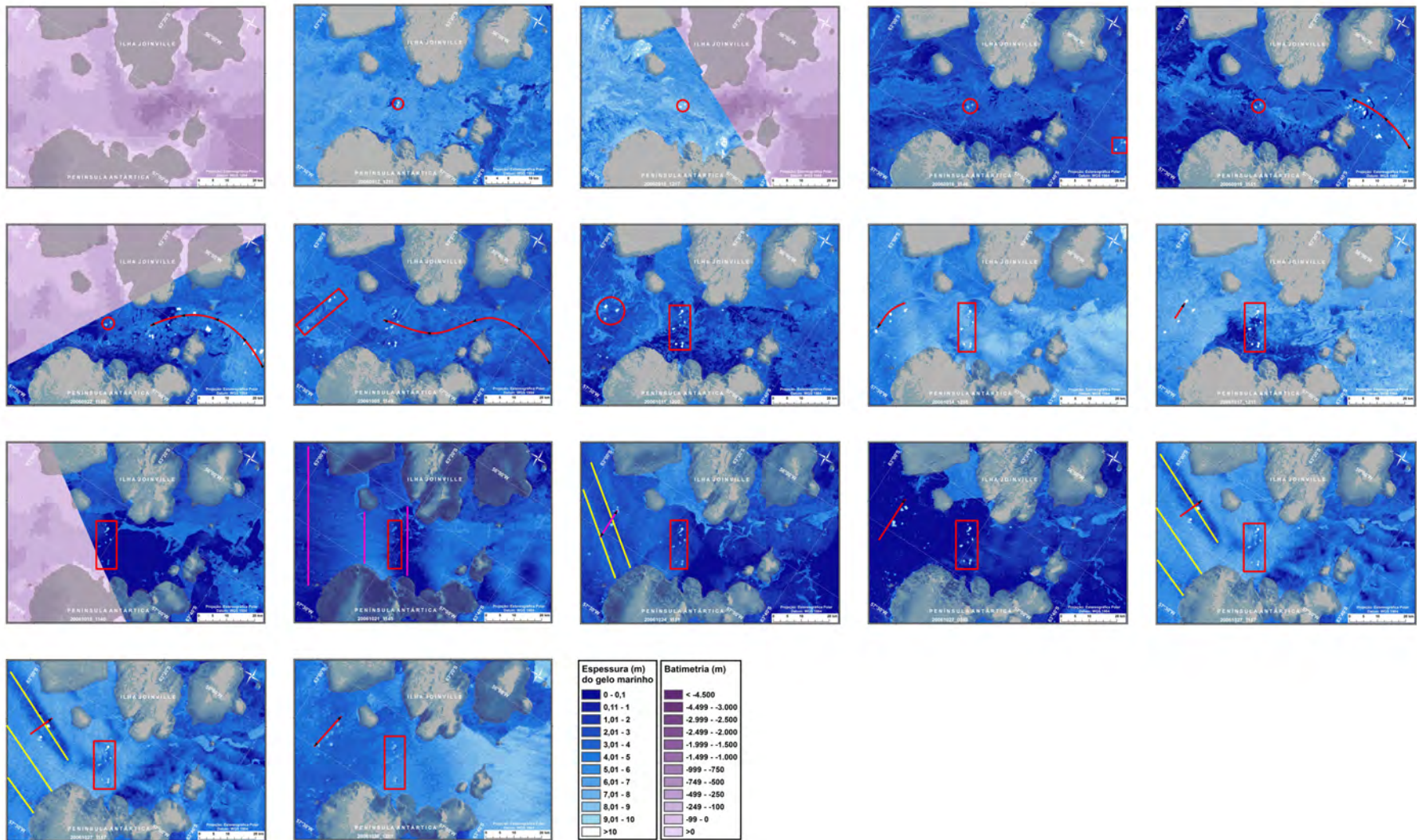


Figura 67 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área do canal Antártico.

A próxima imagens disponível é do dia 05/10, treze dias após. A trajetória dos icebergs indicada pela seta vermelha é compatível com a descrita para o fluxo de águas densas produzidas na plataforma continental do noroeste do mar de Weddell e que é exportada para a bacia Central do estreito de Bransfield nos trabalhos acima citados. Poderemos observar que nas imagens seguintes os icebergs que agora estão alinhados na mesma secção do canal onde estavam ancorados os dois pequenos icebergs indicados pelo círculo vermelho, ficarão ancorados nessas posições, provavelmente devido a batimetria do local. No retângulo vermelho observamos o posicionamento de três pequenos icebergs cujo deslocamento seguiremos nas imagens seguintes. Na imagem do dia 11/10 e nas imagens seguintes, observaremos no retângulo vermelho que o conjunto de icebergs nele contidos permanecerão estacionários. No círculo vermelho observamos que os três icebergs que anteriormente estavam distribuídos em linha, agora encontram-se próximos e agrupados em formação triangular e seus deslocamentos foram em sentidos distintos. Isso nos sugere a captura por um vórtice cuja visualização não é possível nessa imagem. No dia 14/10 os icebergs acima citados deslocam-se para oeste e seu alinhamento volta a ser aproximadamente linear, isso indica que deslocam-se numa linha de fluxo, mas com velocidades distintas, sugerindo que são de dimensões diferentes e portanto oferecem diferentes resistências ao deslocamento. No dia 17/10 observamos que um dos icebergs deslocou-se aproximadamente 7 km para o leste enquanto os demais permaneceram no mesmo local. Ou seja, uma mudança no sentido da circulação superficial e provavelmente esse iceberg tenha altura inferior aos demais. Na imagem do dia 18/10, as 3:30 U.T.C., o mesmo iceberg aparece numa posição mais a leste e tornam-se perceptíveis na imagem, faixas de diferente retroespalhamento oblíquas, cujo sentido indicamos com as setas púrpura. Essas faixas longitudinais apresentam diferentes retroespalhamentos entre si e provavelmente indicam a propagação de ondas de grande amplitude que influenciam a rugosidade da superfície do mar gerando um retroespalhamento diferente nas suas cavas e cristas. O sentido oblíquo da percepção da chegada da onda deve-se provavelmente a difração da onda em função da linha de costa da península Antártica, reforçando a ideia de que o que se vê na imagem deve-se a um movimento ondulatório. A observação da imagem do dia 18/10 11:40 U.T.C.

nos sugere a possibilidade de que a ondulação tenha se propagado superficialmente no canal, no sentido do mar de Weddell, pois, podemos notar que a área de águas abertas se ampliou muito e que as plumas de gelo próximas a ilha Joinville aparentemente moveram-se neste sentido. A mesma formação de faixa de diferentes retroespalhamentos aparece na imagem do dia 21/10, dessa vez chegam aparentemente paralelas a costa propagando-se dentro do canal Antártico no sentido do mar de Weddell. As linhas púrpuras pretendem indicar a linha central de cada faixa. Entendemos que estas feições realmente existem e podem ser visualizadas em mesoescala na secção de esteiras de ondas. Na imagem do dia 24/10 novamente observamos as faixas de diferente retroespalhamento propagando-se obliquamente a linha de costa e os icebergs apresentando pequeno deslocamento em relação a imagem anterior. Na imagem do dia 27/10 às 3:48 U.T.C. observamos o deslocamento dos icebergs no sentido leste e vasta área de águas abertas e gelo fino preenchendo o canal Antártico. Na imagem seguinte do mesmo dia 27/10, às 11:57 U.T.C., observamos que os icebergs deslocaram-se mais para leste e novamente observamos as faixas que sugerem ondas chegando obliquas à linha de costa. Na última imagem, do dia 30/10, observamos que os icebergs contidos no retângulo continuam estacionados no mesmo local e que os outros icebergs posicionados no limite do canal com o estrito moveram-se em sentidos opostos adquirindo novamente uma posição de alinhamento.

A partir da observação da **Figura 67** constatamos que o fluxo predominante no canal Antártico é no sentido do mar de Weddell para o estreito de Bransfield, contudo, a ação de ondas de longo período causadas possivelmente por marés e ventos no estreito de Bransfield podem inverter o sentido do fluxo, ao menos na desembocadura do canal, ou seja, na sua área de contato com o EB.

4.2.5. Liberação de gelo por geleiras de maré

Muitas das geleiras que fluem para a costa formam plataformas de gelo que flutuam sobre o mar. De modo geral o sistema formado entre as geleiras e as plataformas de gelo é estável, sendo que essa estabilidade pode ser abalada pela elevação da temperatura do ar, além de mudanças dinâmicas das geleiras. Quando a temperatura do ar se eleva ocorre o derretimento da superfície da geleira. A água

de derretimento superficial da geleira assentada sobre o terreno infiltra através de pequenas fendas alcançando a porção basal da geleira na interface com a rocha sobre a qual ela está apoiada (ZWALLY, *et al.*, 2002). Essa água diminui o atrito existente entre a base da geleira e a rocha acelerando o deslocamento da geleira para o mar. Em condições normais este fenômeno é sazonal e acaba com o final da estação de derretimento no final do verão (PIMENTEL & FLOWERS, 2011).

Todavia, a superfície da plataforma de gelo também derrete pela ação do verão e a água resultante do derretimento infiltra nas fendas da plataforma de gelo aprofundando as fissuras. Com o tempo, o peso da plataforma e o movimento de flexão causado pela dinâmica oceanográfica (*e.g.*, marés) parte a plataforma de gelo liberando para o oceano grandes blocos de gelo de origem continental que são os icebergs (PRITCHARD & VAUGHAN, 2007; MAIR, 2012).

Quando uma plataforma de gelo se desintegra, sua atuação na retenção da descarga da geleira desaparece. O desaparecimento do obstáculo que a plataforma de gelo representava, somada a atuação direta da água do mar sobre a frente da geleira, permite a aceleração do deslocamento da geleira em direção ao mar e a descarga de gelo para o oceano (PRITCHARD & VAUGHAN, 2007; MAIR, 2012).

Podemos observar um destes eventos de aceleração da descarga de geleiras na Figura 68. A sequência cronológica dos recortes, visa mostrar o sistema da geleira Hektoria, formado pelas geleira Hektoria (H), Green (G) e Evans (E). Nas imagens disponíveis para o mês de setembro e até meados de outubro de 2006, podemos observar que: a pequena plataforma de gelo resultante da descarga do sistema da geleira Hektoria está retida pelo acúmulo de gelo plurianual e pelo gelo fixo que encontra-se na área anteriormente ocupada pela plataforma de gelo Larsen B; a partir da imagem do dia 21 de outubro com o início do decaimento do gelo marinho ocorre a aceleração das geleiras do sistema Hektoria com a perda de massa de gelo para o oceano e conseqüentemente a drástica redução da bacia de descarga do sistema da geleira Hektoria. Podemos observar no mapa de batimetria que a área mais degradada do sistema da geleira Hektoria corresponde a área mais profunda o que pode indicar a penetração profunda de um fluxo de água do mar que pode ter atuado, adicionalmente, como agente de tensão no sistema da geleira Hektoria.

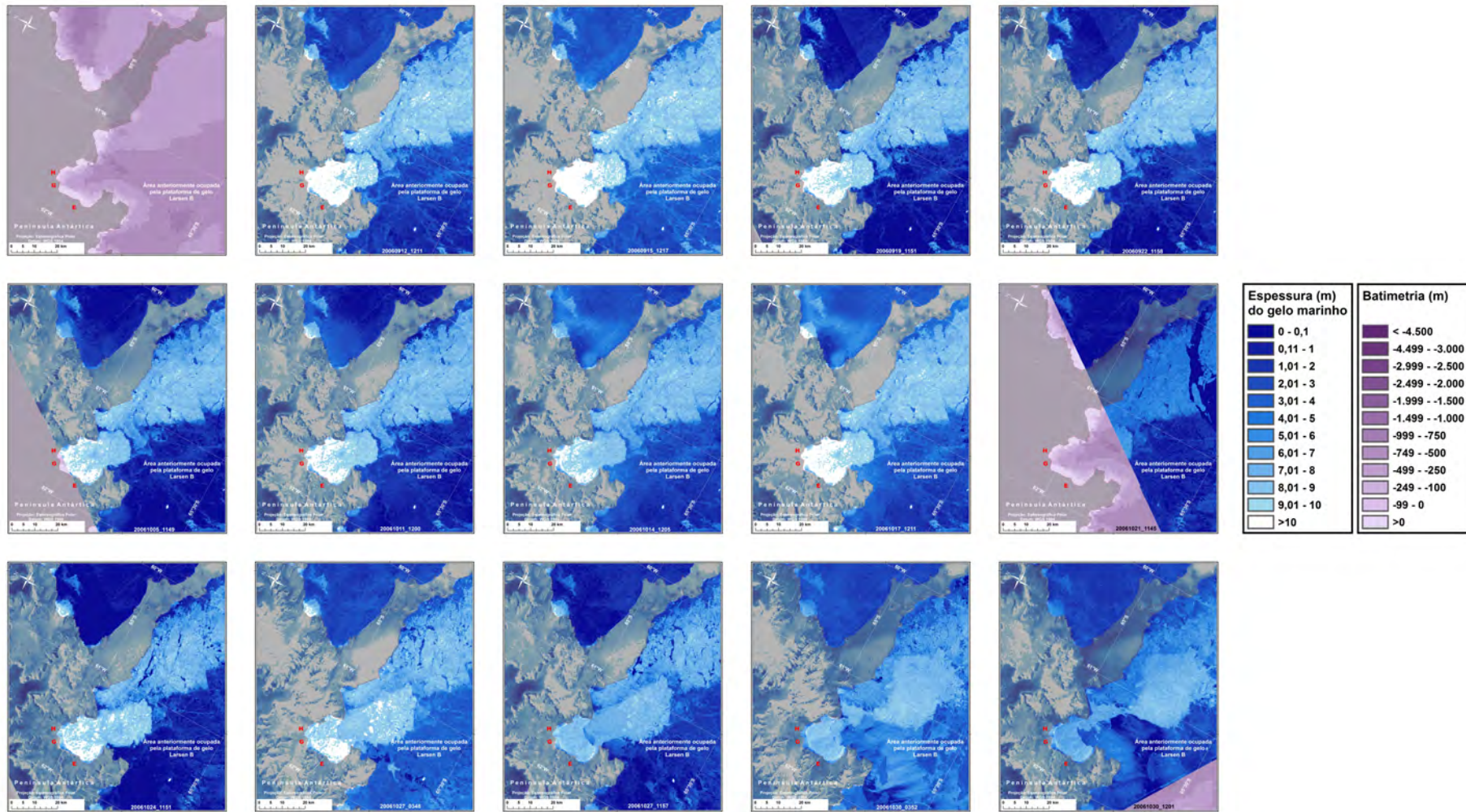


Figura 68 - Sequência cronológica dos recortes das imagens da área anteriormente ocupada pela plataforma de gelo Larsen B focalizando na descarga das geleiras Hektoria, Green e Evans.

O derretimento superficial da geleira é visualizado na mudança do retroespalhamento transformado em classes de espessura de gelo. O sistema da geleira Hektoria na fase estável apresenta-se predominantemente branco e na fase de aceleração da descarga já é visualizado num tom azulado. Informações bem mais completas sobre o sistema da geleira Hektoria podem ser obtidas em SANTOS (2012).

4.2.6. Desprendimento de iceberg da plataforma de gelo Larsen C

Um dos aspectos relevantes relacionados a presença ou ausência do gelo marinho é a sua atuação na estabilização das plataformas de gelo da Antártica. Como sabemos, as plataformas de gelo têm sua origem nas geleiras continentais, as quais estão apoiadas em rocha, e se propagam para o mar como uma placa de gelo flutuante. Frequentemente desprendem-se das plataformas grandes blocos de gelo, os icebergs. Esse é um fenômeno normal que não possui, obrigatoriamente, relação com mudanças climáticas. Todavia, a desintegração abrupta e de grandes proporções de uma plataforma de gelo, ou de grande parte dela deve-se, ao menos em parte, a um aquecimento anômalo (SCOTT & SIMMON, 2009) e causam uma aceleração na descarga das geleiras que a formam (WILLIAMS, HINDMARCH, & ARTHURN, 2012).

A presença de gelo marinho contribui para a estabilização de uma plataforma de gelo por suprimir as ondulações do oceano que causam a flexão e aceleram a quebra da plataforma, assim como por resfriar a camada de ar que corre sobre ele diminuindo a perda de calor da plataforma. O derretimento do gelo marinho não contribui diretamente para a elevação do nível do mar, todavia, sua ausência ou redução facilita a desintegração das plataformas de gelo e por conseguinte a aceleração da descarga de gelo das geleiras para o oceano. Essa massa de gelo lançada ao mar pelas geleiras causa a elevação do nível do mar, proporcionalmente ao volume de gelo liberado (SCOTT & SIMMON, 2009).

Modeladores acreditam que a causa da estabilidade da plataforma de gelo Larsen C pode estar na presença de gelo marinho na base da plataforma formado provavelmente por supercongelamento da água do mar de Weddell no contato com a base da plataforma. A falha desse processo poderia, também ser uma das causas

da desintegração da plataforma de gelo Larsen B. Todavia essa estabilidade da plataforma de gelo Larsen C pode ser interrompida caso ocorra uma incursão de Água Profunda Modificada de Weddell (*Modified Weddell Deep Water, MWDW*) na cavidade sob a PGLC, reduzindo, então, o congelamento basal de água do mar na base da PGLC (HOLLAND, CORR, VAUGHAN, JENKINS, & SKVARCA, 2009).

Outros fatores apontam para uma possível fragilidade da estabilidade da plataforma de gelo Larsen C. O adelgaçamento da PGLC observado nas últimas duas décadas, a movimentação da isoterma de -9°C (temperatura limite de manutenção de plataformas de gelo) aproximando-se da PGLC e o padrão de fraturas e fendas na frente da PGLC. As fraturas na frente da geleira indicam o eminente desprendimento de icebergs. A alteração da linha alongada da frente da PGLC propiciaria uma aceleração dos demais setores da plataforma que atingiriam uma distribuição de velocidades similar àquela da plataforma de gelo Larsen B logo antes de sua desintegração (JANSEN, *et al.*, 2010).

Os processos que resultam no desprendimento de icebergs das plataformas de gelo ainda precisam ser melhor compreendidos na sua totalidade. Há contudo dois processos já observados e bem estudados, um é o derretimento superficial da plataforma de gelo, no qual a água infiltra por fraturas e fendas que são cada vez mais aprofundadas até o ponto de ruptura da plataforma e desprendimento do bloco de gelo. O outro fenômeno, que pode estar associado ou não ao primeiro, é a sequência de flexuras causadas por ondulações da água do mar na plataforma de gelo flutuante. As flexuras causariam fraturas que sucessivamente são aumentadas até o ponto de ruptura e desprendimento do iceberg. Até hoje, nenhuma previsão de desprendimento de iceberg acertou com razoável precisão a ocorrência do evento (REN, LESLIE, & LYNCH, 2012).

Na Figura 69 observamos o processo de fraturamento de parte da plataforma Larsen C na área prevista pelos modeladores citados e pelos motivos explicados acima. Notamos fendas transversais a direção de deslocamento (azuladas) presentes na zona fraturada da plataforma (branca). No oceano adjacente ao futuro iceberg ocorre a abertura de canais ou polínias temporárias, característica do afastamento do gelo marinho devido aos movimentos ondulatórios que flexionam a placa de gelo que está por se desprender.

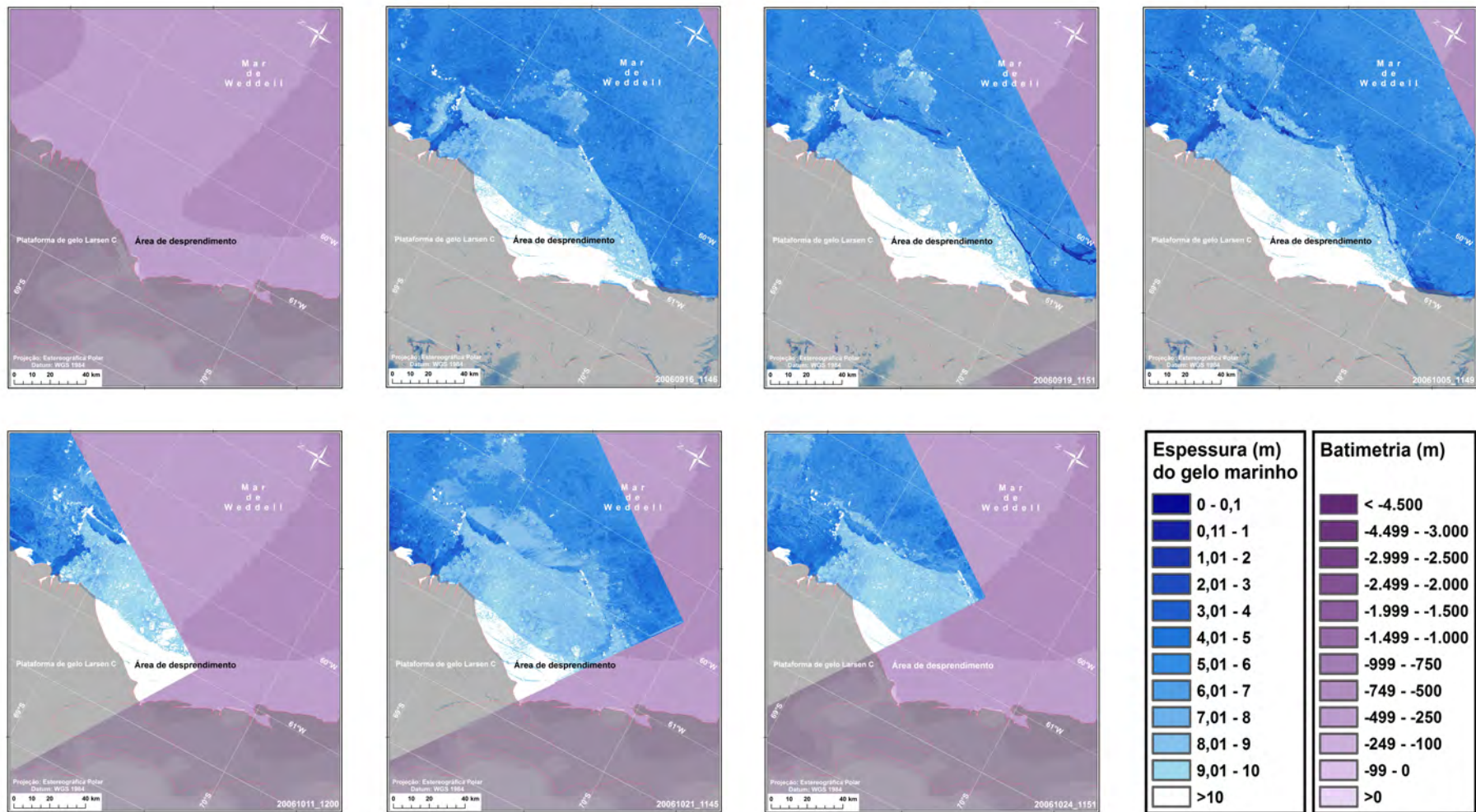


Figura 69 - Sequência cronológica de recortes de imagens de uma área da plataforma de gelo Larsen C em processo de desprendimento de um iceberg.

Sabemos que a plataforma de gelo Larsen C se partiu na área observada devido ao fato de ela já não constar mais como linha de costa na máscara atual do ADD, a qual utilizamos.

Cabe ainda observar que no local do bloco que está se desprendendo há a indicação no mapa de batimetria de uma depressão que se propaga em direção ao talude e que pode ampliar o efeito elástico e termodinâmico pela possibilidade de uma intrusão de MWDW ou outra massa de água relativamente quente.

4.2.7. Esteiras de ondas nas ilhas Shetland do Sul

A formação de esteiras ao longo de ilhas é modelada como a perturbação de um fluido causado por um obstáculo. Esteiras são fenômenos físicos que ocorrem quando um barco navega contra um fluxo de água, quando um avião, um pássaro ou mesmo um inseto voa rompendo o ar. Da mesma forma, quando um fluido seja ele atmosférico ou oceânico encontra um obstáculo no seu caminho pode formar uma esteira. A forma, a dimensão e a duração da esteira tem estreita relação com a viscosidade do fluido e a velocidade relativa do deslocamento.

Esses fluxos turbulentos causados no oceano devido à presença de ilhas gera movimentos verticais ascendentes e descendentes no fluido que disponibiliza para a camada superficial do oceano nutrientes que são transportados pelos vórtices associados as esteiras, fertilizando o oceano, aumentando a produtividade primária e o restante da cadeia trófica. Outro aspecto relevante é a segurança da navegação. Mudanças abruptas nas condições meteorológicas podem trazer ventos fortes que geram esteiras e vórtices que tem causado muitos acidentes com embarcações de pesca na costa da Noruega (BARSTAD & ADAKUDLU, 2011).

A observação de esteiras de mesoescala é quase que restrita a utilização de sensores remotos, pois a observação com medições *in situ* é extremamente difícil de ser executada.

As esteiras formadas no oceano à jusante de uma ilha podem ser devidas as deformações de uma corrente oceânica, de ondas oceânicas de longo período e de fluido atmosférico, nesse caso, quando encontra ilhas com alto relevo. O vento ao encontrar uma montanha entra em processo turbulento com movimentos ascendentes e descendentes como acontece no oceano. Essa turbulência atua

sobre o oceano a sota-vento da ilha atuando na formação de esteiras e vórtices (XIE, LIU, LIU, & NONAKA, 2001; JIMÉNEZ, SANGRÀ, & MASON, 2008).

Outro fator importante a considerar é que o grau de simetria da esteira está relacionada a forma da ilha e a posição de ataque do fluido (LAZAR, *et al.*, 2010; PAN, HUANG, TONG, & BAO, 2012). Em arquipélagos o processo é ainda mais complexo devido interação das várias e diferentes esteiras devido à disposição da ilhas, suas diferentes formas, tamanhos e relevo (CALDEIRA, MARCHESIELLO, NEZLIN, DIGIACOMO, & McWILLIAMS, 2005; WELLS, VOSPER, WEBSTER, ROSS, & BROWN, 2008; KERSALÉ, DOGLIOLI, & PETRENKO, 2011).

Modelos normalmente simbolizam as ilhas como volumes perfeitos: cilindros, barras, pirâmides (DONG, MCWILLIAMS, & SHCHEPETKIN, 2007; AFANASYEV, RHINES, & LINDAHL, 2008; ORTEGA, GIRARDI, & SILVESTRINI, 2012) ou, em um conjunto de ilhas, consideram apenas os efeitos daquela mais significativa (LANE, SHARMAN, FREHLICH, & BROWN, 2006) ou ainda consideram um arquipélago como um único obstáculo (SANDULESCU, HERNÁNDEZ-GARCÍA, LÓPEZ, & FEUDEL, 2006) obtendo resultados com as devidas aproximações. Na realidade, mesmo pequenas ilhas interferem e interagem na turbulência geradas no fluxo dos fluidos por ilhas maiores, como ocorre no arquipélago da Madeira o que leva a necessidade de um conhecimento não só do relevo como da batimetria do arquipélago (CALDEIRA & SANGRÀ, 2012).

O estreito de Bransfield é uma das áreas marítimas antárticas mais densamente estudadas, devido: a sua acessibilidade, às favoráveis condições da cobertura de gelo marinho e a existência de inúmeras fontes logísticas, em especial no arquipélago das Shetland do Sul (GARCÍA, *et al.*, 2002). Na figura 70 identificamos a localização geográfica das principais ilhas e passagens no estreito de Bransfield que são mencionadas nesta e na próxima subseção (4.2.7 e 4.2.8.).

Na Figura 71, o mapa de batimetria da região do estreito de Bransfield nos mostra a existência de plataforma continental relativamente mais ampla ao norte das ilhas Shetland do Sul e estreita ao sul do arquipélago. Segundo o *Antarctic Digital Database*, as ilhas do arquipélago apresentam relevo montanhoso.

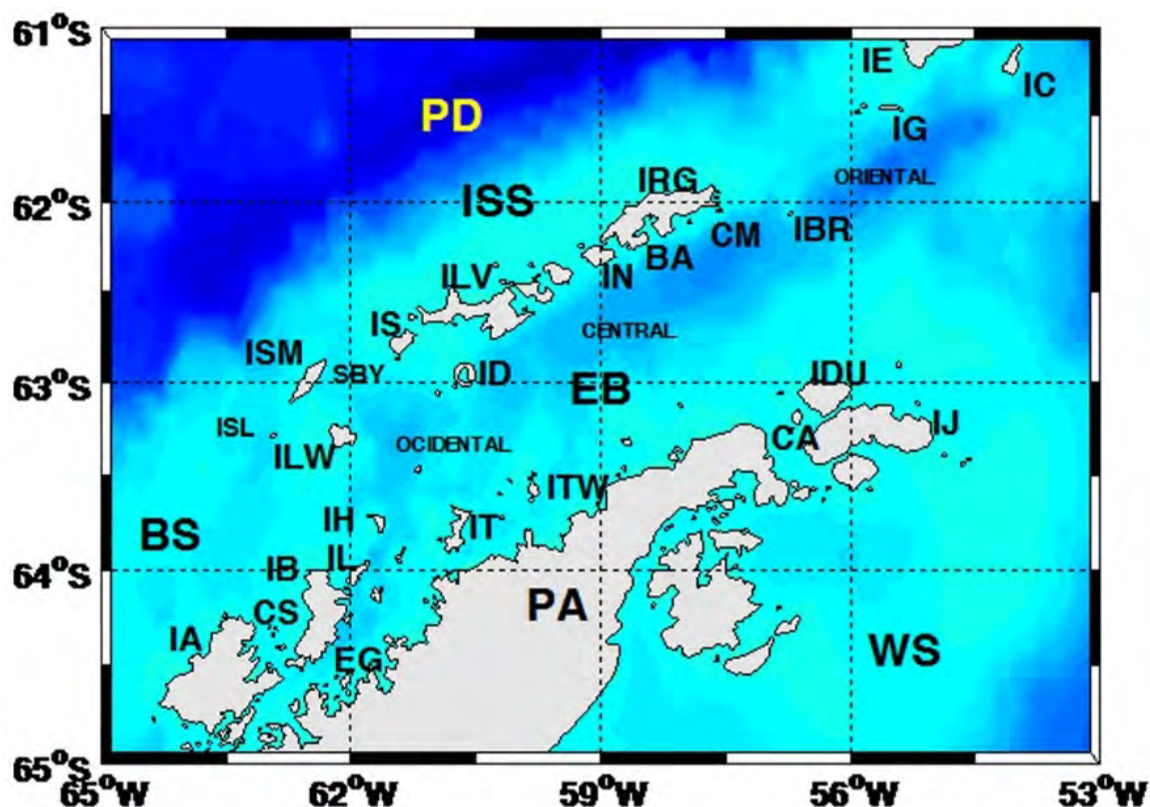


Figura 70 - Localização Geográfica das principais ilhas e passagens no estreito de Bransfield: ilha Elefante (IE), ilha Clarence (IC), ilha Gibbs (IG), baía Oriental (ORIENTAL), ilha Bridgeman (IBR), cabo Melville (CM), ilha Rei George (IRG), Baía do Almirantado (BA), ilha Nelson (IN), ilha D'Urville (IDU), ilha Joinville (IJ), canal Antártico (CA), passagem de Drake (PD), mar de Weddell (WS), ilhas Shetland do Sul (ISS), baía Central (CENTRAL), ilha Livingston (ILV), ilha Snow (IS), ilha Deception (ID), estreito de Bransfield (EB), ilha Tower (ITW), baía Ocidental (OCIDENTAL), ilha Smith (ISM), estreito de Boyd (SBY) ilha Low (ILW), ilhas South (ISL), ilha Hoseason (IH), ilha Liège (IL), ilha Trinity (IT), mar de Bellingshausen (BS), ilha Brabant (IB), canal de Scholaert (CS), estreito de Gerlache (EG), ilha Anvers (IA), península Antártica (PA). FONTE: DUARTE (2006).

Na imagem do dia 05/10 observamos que se propagam a partir do arquipélago das ilhas Shetland do Sul no sentido de noroeste para sudeste. A assimetria das esteiras acompanha a das ilhas e são visíveis na área livre de gelo ou coberta com gelo fino, tornando-se pouco perceptíveis quando encontram áreas cobertas por gelo. Podemos observar que ocorre interação das esteiras da ilha Elefante e Clarence. Contudo, a corrente superficial parece ser suficiente para empurrar os icebergs marcados para o leste visto que na imagem do dia 11/10, quando as esteiras não são tão intensas estes icebergs encontram-se posicionados a oeste aparentemente seguindo um fluxo de entrada no estreito de Bransfield.

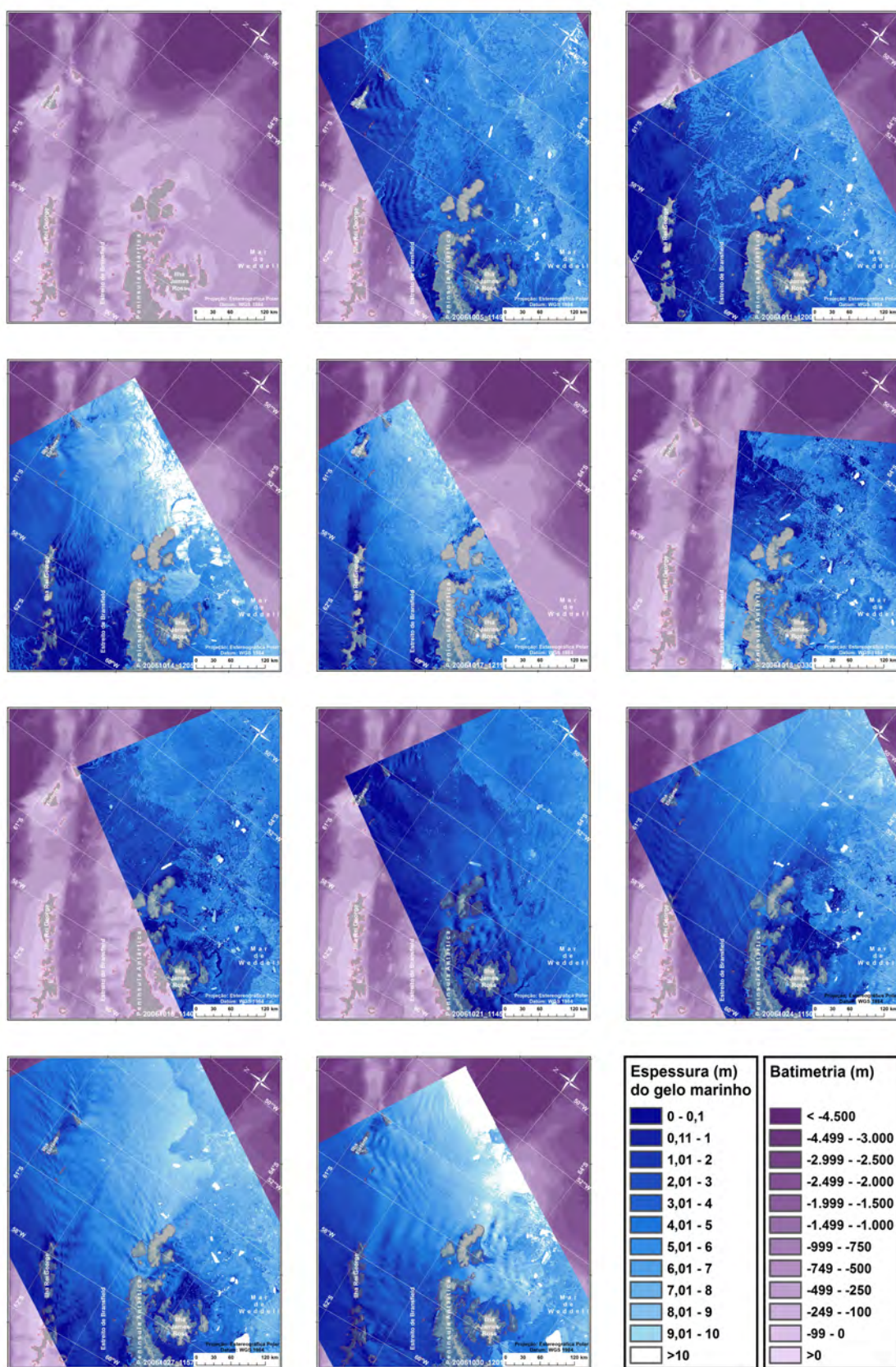


Figura 71 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área do estreito de Bransfield mostrando a ocorrência de esteiras de ondas nas ilhas do arquipélago das Shetland do Sul e extremidade da Península Antártica.

Na imagem do dia 14/10 observamos novamente as esteiras surgindo a partir das ilhas Shetland do Sul aproximadamente no mesmo sentido do dia 05/10, mas aparentemente com intensidade diferente. É possível observar que as esteiras interagem entre si e que isso provoca mudanças de sentido na sua propagação. Na imagem do dia 17/10 aparecem esteiras aparentemente mais atenuadas e com sentido de propagação acompanhando o alinhamento das ilhas o que faz com que o ramo esquerdo apareça fora do estreito de Bransfield e apenas o direito apareça dentro do estreito. Na imagem do dia 21/10 percebemos a ocorrência de esteiras tanto nas ilhas Shetland do Sul como no ilhas próximas da extremidade da Península Antártica o sentido de propagação é noroeste para sudeste. Na imagem do dia 24/10 as esteiras aparecem novamente propagando-se alinhadas com o eixo do arquipélago da ISS e nota-se na costa da extremidade da Península Antártica uma difração de ondas provavelmente pertencentes a esteira da ilha Livingston. Na imagem do dia 27/10 às 03:48 U.T.C. observa-se que que o estreito de Bransfield aparentemente está numa situação de calma, que a área da bacia Central encontra-se quase que totalmente livre de gelo marinho, o qual aparece na costa da Península Antártica e da linha imaginária entre a ilha Livingston e a península para oeste em direção ao estreito de Gerlache. Na imagem do mesmo dia 27/10, às 11:57 U.T.C., nota-se novamente a ocorrência de esteiras propagando-se no sentido oeste – leste e podendo ser percebido não somente nas ilhas do arquipélago das Shetland do Sul, mas também nas ilhas próximas a extremidade da Península Antártica. Na imagem do dia 30/10, às 03:52 U.T.C., observamos esteiras propagando-se a partir das ilhas mais a oeste do arquipélago das ISS. As esteira podem ser observadas em todas as ilhas Shetland do Sul e na ilha Joinville e vizinhas propagando-se num sentido próximo ao Norte – Sul.

Ao contrário do que entendemos ser o fenômeno gerador dos vórtices descritos na respectiva secção, no caso das esteiras observadas nesta secção acreditamos que sejam devidas primariamente a ocorrência de fortes ventos, dos quadrantes sul e oeste, cujo fluxo é perturbado pelas montanhas existentes nas ilhas, transferindo parte de sua energia para o mar à sota-vento do obstáculo, criando as esteiras. Essas esteiras não são simétricas, pois as ilhas não possuem forma simétrica e verifica-se a interação entre as esteiras devido a extensão de suas propagações e a proximidade entre as ilhas. A ação desses ventos afeta a

distribuição do gelo marinho no interior do estreito de Bransfield e a distribuição e concentração do gelo marinho e de icebergs provenientes do mar de Weddell e que nessa região continuam seu giro horário ou entram no estreito de Bransfield no sentido anti-horário. Outros fenômenos igualmente importantes são a Corrente Circumpolar Antártica, que passa por fora do estreito de Bransfield no sentido Oeste-Leste e as correntes e amplitudes de marés que são significativas nessa região.

4.2.8. Vórtices

O sensoriamento remoto por satélite facilita a detecção de vórtices e outras feições oceanográficas quando comparado às técnicas convencionais de amostragem oceanográfica (GOWER & APEL, 1986) como as medições diretas de intensidade e direção de correntes marinhas, contudo a interpretação dessas feições em imagens SAR não é fácil (IVANOV & GINZBURG, 2002).

Vórtices influenciam o ambiente de várias formas e em várias escalas espaciais por transportar propriedades físicas, químicas e biológicas de forma anômala por longas distâncias, até mesmo entre diferentes bacias oceânicas, agitando e misturando a água na sua trajetória, influenciando os fluxos físicos e biogeoquímicos entre o oceano e a atmosfera (CENEDESE, ADDUCE, & FRATANTONI, 2005).

Em condições análogas àquelas encontradas no estreito de Bransfield observou-se que a aceleração do fluxo de água que ocorre através das estreitas passagens existente entre ilhas podem, ocasionalmente, gerar vórtices ciclônicos, enquanto a interação do fluxo com a própria ilha pode gerar vórtices anticiclônicos (RICHARDSON, 2005; DONG & McWILLIAMS, 2007).

Os vórtice movem-se, de modo geral, para oeste, exceto em poucas regiões com intensa advecção para o leste, como é o caso da Corrente Circumpolar Antártica, onde se propagam na direção leste. A energia contida nos vórtices intensifica as correntes por onde se desloca (AFANASYEV, RHINES, & LINDAHL, 2008).

Tanto o oceano como a atmosfera são fluidos que ao encontrarem um obstáculo, como uma ilha ou uma montanha, sofrem uma perturbação que pode

resultar no fenômeno conhecido como rua de vórtices ou vórtices de von Karman. A explicação física desse processo é complexa, mas essencialmente consiste numa sequência linear de vórtices espirais que alternadamente possuem comportamento de rotação ciclônico e anticiclônico. De maneira simplificada a explicação para a formação dos vórtices é que quando o fluido encontra um obstáculo no caminho ocorre um aumento da pressão das partículas do fluxo. A pressão aumenta no sentido da borda livre do fluxo para a porção que colide com o objeto. O aumento da pressão resulta na diminuição da velocidade das partículas o que faz com que aumente sua interação com as partículas que continuam vindo no fluxo em direção ao obstáculo. Na porção mais larga do obstáculo o fluxo dividido volta a se concentrar. Quanto mais distante do obstáculo maior a velocidade das partículas do fluido e menor a resistência que elas impõe às partículas do fluxo atrás delas. A combinação das diferenças de resistência e velocidade relativas das partículas do fluxo fazem com que o fluxo tome uma configuração aproximada de um “V” divergindo a partir do obstáculo e formando o que se conhece como esteira. Mas ao passar pelo obstáculo as partículas do fluxo voltam a ter uma diminuição da pressão e contornam o obstáculo, isso leva ao dobramento das linhas de fluxo umas sobre as outras e a formação de um padrão turbulento de vórtices que se propaga atrás do obstáculo. A maior ou menor propensão à formação de um fluxo turbulento (número de Reynolds) está associada inversamente a viscosidade do fluido (GES DISC, 2013).

Os vórtices são detectados pelo radar de abertura sintética, em condições de ventos de fraco a moderados, porque a turbulência do vórtice atenua a rugosidade da superfície (JOHANNESSEN, ROED, & WAHL, 1993) e conseqüentemente o retroespalhamento o que faz com que tornem-se visíveis linhas de contorno escuras (JOHANNESSEN, *et al.*, 1996). A atenuação do retroespalhamento se dá pela suspensão e concentração de filme biológico ou óleo à superfície do mar e pela mudança na estabilidade da interface ar-mar (ALPERS, *et al.*, 2013).

Observamos na [Figura 72](#) recortes das imagens do dia 12 e 15 de setembro de 2006 em diferentes escalas, mas todas na projeção estereográfica polar sul. A [Figura 72](#) mostrar a ocorrência de um sistema de vórtices no eixo da bacia central do estreito de Bransfield e propor possíveis causas para a sua ocorrência.

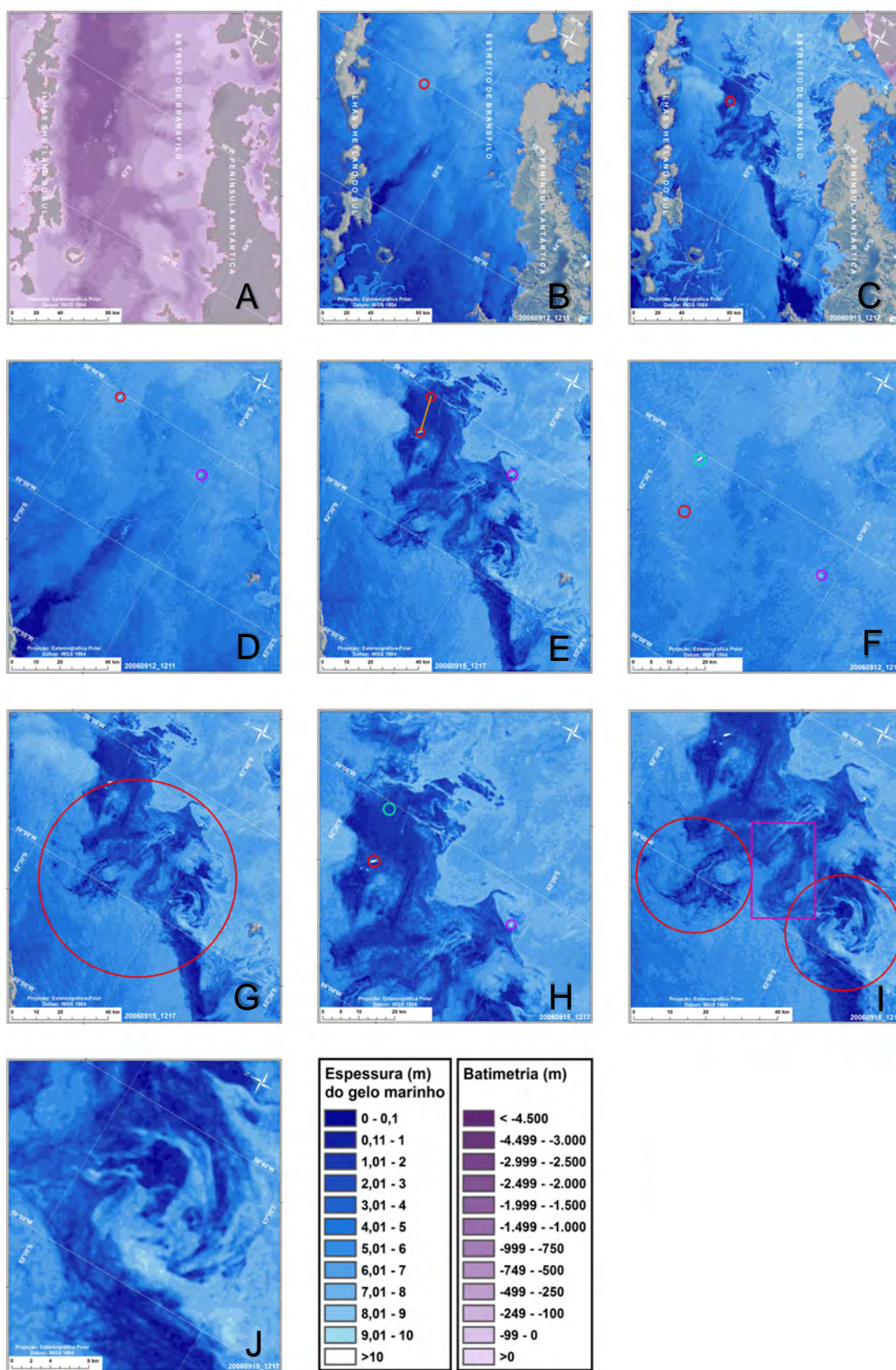


Figura 72 - Sequência cronológica de recortes de imagens da área central do estreito de Bransfield durante a formação de vórtices oceanográficos.

No mapa “A” vemos a área compreendida pelas bacias central e ocidental do estreito de Bransfield e suas batimetrias. Nos mapas “B” e “C” podemos observar, respectivamente, o recorte das imagens do dia 12 e 15 de setembro de 2006. Na imagem do dia 12 de setembro observamos o estreito de Bransfield numa condição de relativa homogeneidade na sua cobertura de gelo. No canto inferior esquerdo do mapa podemos observar a entrada de um fluxo de gelo novo (frazil ou shuga) no estreito de Bransfield e uma zona alongada de baixo retroespalhamento partindo da ilha Livingston na direção do canal Antártico. O círculo vermelho destaca um pequeno iceberg. No recorte do dia 15 de setembro observamos uma área escura no eixo do estreito de Bransfield. Essa área de baixo retroespalhamento interpretamos como uma estrada de vórtice de Karman, provavelmente causada pela passagem de um fluxo de fluido oceânico pelas ilhas Shetland do Sul. Esse fluxo é evidenciado pela propagação das plumas que no dia 12 de setembro estavam apenas adentrando no estreito de Bransfield e que na imagem do dia 15 já aparecem ao redor da ilha Deception. O iceberg indicado pelo círculo vermelho moveu-se na direção oposta aproximadamente 15 km, pois foi capturado pelo vórtice anticiclônico. As imagens seguintes (“D” e “F”; “E” e “G”) são ampliações da área, neles podemos observar no círculo vermelho o iceberg que sofre a influência do sistema de vórtices de Karman e no círculo purpura um outro pequeno iceberg que no mesmo intervalo de tempo não foi dragado pelo sistema de vórtice e mantém-se aproximadamente na mesma posição. No mapa “H” destacamos com o grande círculo vermelho o núcleo do sistema de vórtices. No mapa “I” destacamos no círculo à esquerda o vórtice anticiclônico, no retângulo a área de interação do vórtice anticiclônico com o vórtice ciclônico e no grande círculo vermelho à direita o vórtice ciclônico. Na imagem “J” destacamos o vórtice ciclônico na sua porção mais característica.

O estreito de Bransfield localizado a oeste da Península Antártica é uma região altamente produtiva para todos os níveis tróficos: fitoplâncton; zooplâncton, principalmente de krill; aves e mamíferos (ZHOU, NIILER, ZHU, & DORLAND, 2006).

Jatos e vórtices de mesoescala no Oceano Austral desempenham um papel importante no transporte e retenção de nutrientes, metais e organismos da biota. Os mecanismos determinantes dos jatos e vórtices de mesoescala são complexos,

associada com a forçante por vento de mesoescala, instabilidades hidrodinâmicas e baroclínicas, topografia e dinâmica quase-geostrófica enquanto a escala desses fenômenos é determinada pelo raio interno de deformação de Rossby (R_i) o qual, em altas latitudes é de 5–15 km, o que é muito menor do que em baixas latitudes. Esses elementos de mesoescala associados à geografia da região (*e.g.*, baías, fiordes, canais, estreitos e ilhas) e das feições da batimetria como cânions, elevações e baixios, tornam os campos de correntes oceanográficas da região da Península Antártica extremamente complexos (ZHOU, NIILER, ZHU, & DORLAND, 2006).

O padrão de circulação dos estreitos de Bransfield e Gerlache mudam sazonalmente, mas de maneira geral a corrente de Gerlache possui sentido leste e adentra ao estreito de Bransfield até a ilha Tower onde encontra águas provenientes do mar de Weddell em sentido contrário, soma-se a elas e passa a ter sentido oeste entrando na corrente de Bransfield que é uma corrente ciclônica (sentido horário) que apresenta maior intensidade no seu membro que costeia as ilhas do arquipélago das Shetland do Sul e que tem sentido leste. Vórtices são frequentes e, assim como as correntes, são geostróficos (ZHOU, NIILER, & HU, 2002).

Recente estudo descreve um sistema de três vórtices anticiclônicos gerado por instabilidades na corrente de Bransfield na interface da frente de Bransfield com a frente da Península Antártica, na bacia central de Bransfield. O raio desses vórtices mede aproximadamente 10 km, muito próximo ao valor do raio interno de deformação de Rossby para essa região e propagando-se de 80 a 300 m de profundidade. Sua origem é explicada por um cisalhamento entre as duas frentes que compõe a corrente de Bransfield (SANGRÀ, *et al.*, 2011).

No artigo desses autores, existe um vórtice ciclônico, próximo ao vórtice ciclônico mais ocidental, e que é representado na figura 9 do referido artigo, mas que não é nem mesmo citado no texto do artigo. Esse vórtice ciclônico possui as mesmas dimensões dos vórtices anticiclônicos e está posicionado em frente a ilha Livingston numa posição muito semelhante àquela em que observamos o sistema descrito nessa seção.

O sentido alongado da área de influência do sistema de vórtices que descrevemos e seu posicionamento no eixo central da bacia central do estreito de

Bransfield provavelmente se deve a influência da interface entre a frente de Bransfield e a frente da Península, na área de contato dos dois sentidos do fluxo ciclônico da corrente de Bransfield.

Com apenas uma imagem é possível apenas compreender que o que visualizamos é um sistema de dois vórtices. Que um deles é ciclônico e o outro anticiclônico e que o raio de ambos se aproxima de 10 km.

Capítulo 5 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES

5.1. INTRODUÇÃO

No ano de 2007, quando o projeto dessa tese foi escrito, a comunidade científica dedicada ao estudo do impacto das mudanças climáticas e ao papel desempenhado pelos oceanos nos processos decorrentes do aquecimento global tinha especial interesse em ampliar o conhecimento sobre a espessura do gelo marinho, em particular aquele que cobre o Oceano Austral e, mais especificamente, no mar de Weddell onde, reconhecidamente, ocorre a formação do maior volume de Água Antártica de Fundo. Esta é, posteriormente, exportada para o oceano mundial desempenhando um papel determinante na regulação térmica do planeta. É no oeste do mar de Weddell, também, o lugar onde ocorre a maior área de gelo que resiste ao degelo de verão no Oceano Austral, denominado de gelo plurianual.

A escassez de informações sobre a espessura do gelo marinho antártico deve-se a sua quase inacessibilidade, especialmente no inverno, e ao fato do Oceano Austral não ser rota habitual de navios e submarinos os quais, no Hemisfério Norte, contribuem muito para o conhecimento da espessura desse gelo.

Os poucos dados existentes sobre a espessura do gelo marinho no Oceano Austral foram obtidos por perfuração de blocos selecionados durante campanhas científicas; por medições quase pontuais realizadas por sonares de visada ascendente fundeados; por estimativas da espessura do gelo marinho partido pela ação de navios quebra-gelo dotados de câmeras fotográfica fixadas em suas proas; e mais recentemente por meio de medidas de espessura total desse gelo realizadas por sensores eletromagnéticos e altímetro laser aerotransportados por aviões ou helicópteros.

Nesse contexto, a utilização de sensoriamento remoto por satélite, em especial a utilização de altímetros radar e laser, reúnem as melhores expectativas da comunidade científica para obter informações sinóptica sobre a espessura do gelo marinho, para todas as estações do ano, no Oceano Austral. Para tal, é

imprescindível pesquisas que traduzam a informação do sensor remoto em valor de espessura do gelo. É fundamental pesquisar a neve que cobre o gelo marinho, principalmente sua espessura e densidade, visto que mesmo as melhores medições ainda refletem a espessura total do gelo marinho, incluída a sua cobertura de neve (COMISO J. , 2010).

O fracassado lançamento do CryoSat I; a interrupção no funcionamento do satélite ICESAT I (2009); o término da atividade dos ERS1 (2000) e ERS2 (2011); o tempo necessário para o lançamento e operacionalização do CryoSat II (2010); e principalmente a disponibilidade de imagens ENVISAT ASAR WSM quase-tempo-coincidentes com medições realizadas com o sistema composto por sensor eletromagnético e altímetro laser transportados por helicóptero durante a sétima perna da campanha Antarktika 23 (ANT23/7), realizada pelo *Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung* (AWI) no noroeste do Mar de Weddell e no Estreito de Bransfield durante a transição do inverno para a primavera de 2006, despertaram a curiosidade de testar a hipótese de ser possível estabelecer relações entre a espessura do gelo marinho e o respectivo retroespalhamento medido pelo ENVISAT ASAR.

5.2. PROGRAMAS UTILISADOS PARA O PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS E PARA A EXTRAÇÃO DE VALORES DE RETROESPALHAMENTO

Com o propósito de utilizar as informações de retroespalhamento contidas nas imagens ENVISAT ASAR WSM para inferir sobre a espessura do gelo marinho, foram investigadas maneiras de extrair relações entre o retroespalhamento relativo às imagens quase-tempo-coincidentes e os alvos imageados nos mares do entorno da Península Antártica. O pré-processamento básico, de ajustamento geométrico e posicionamento cartográfico, realizado pela equipe no AWI, conferiu às imagens um ótimo corregristo e georreferenciamento. Assim, foi possível aplicar a correção radiométrica a um recorte da imagem e reprojeta-lo obtendo economia de tempo computacional e o mesmo resultado obtido ao aplicar a correção radiométrica, a posterior reprojeção em toda a imagem e, finalmente, proceder a reamostragem.

O programa de computador de acesso livre, desenvolvido para a Agência Espacial Europeia, NEST[®] apresenta vantagem sobre o ENVI[®] na extração dos

pixels da imagem SAR quase-tempo-coincidente, por realizar a projeção sobre a imagem da geometria da trajetória do voo do helicóptero que transportou o sistema eletromagnético de maneira mais precisa. Após comparação de resultados, verificou-se que o NEST[®] apresenta desempenho tão bom quanto outros programas pagos (e.g., ENVI[®]) em todas as etapas de processamento das imagens ENVISAT ASAR WSM utilizadas neste estudo. Com a utilização do NEST[®], a projeção geométrica recomendada é a estereográfica polar sul.

Os pixels não foram reamostrados em subpixels, mantendo seu tamanho original de 75 metros de lado e resolução espacial de 150 metros. Para eliminar o ruído típico registrado nas imagens radar utilizou-se um filtro de mediana de janela móvel com dimensões de matriz de cinco pixels horizontais por cinco pixels verticais (5x5) que elimina os ruídos indesejáveis e mantém de maneira satisfatória as informações do alvo imageado.

A classificação das imagens por meio de classes com intervalos estabelecidos por critério de decisão arbitrado resultou satisfatória para este estudo, por possibilitar a distinção visual entre água, diferentes espessuras de gelo marinho e feições oceanográficas e glaciológicas costeiras. Todavia, por não gerar mapas para a apresentação dos resultados, foi necessário exportar os produtos do processamento das imagens no formato GeoTIFF, e realizar novamente a classificação no módulo ArcMAP[®] do programa computacional ArcGIS[®]. Como produto final foram gerados mapas detalhados, adequados a interpretação e a apresentação das informações analisadas e discutidas na tese.

5.3. RELAÇÕES ENTRE O RETROESPALHAMENTO DAS IMAGENS DE RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA E A ESPESSURA TOTAL DO GELO MARINHO, NO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL

A apropriação da espessura total do gelo marinho para cada pixel da imagem quase-tempo-coincidente a partir da comparação da posição de DGPS do dado de espessura total do gelo marinho obtida com o HEM, com a posição do centro do pixel relativo extraído da imagem ENVISAT ASAR WSM quase-tempo-coincidente, permitiu a análise dos parâmetros estatísticos da espessura total do gelo marinho dentro de cada pixel.

Embora a rugosidade da superfície do alvo seja o principal fator de determinação do retroespalhamento, os parâmetros estatísticos classicamente relacionados com a rugosidade, ou seja, o desvio padrão, a curtose e a obliquidade, não apresentaram nenhuma correlação com o retroespalhamento do pixel. Em ordem decrescente, os coeficientes de correlação (linear, exponencial e polinomial de ordem ' n ') mais altos foram obtidos para os valores da média das espessuras totais do gelo marinho, da mediana e da moda. Também foram feitas análises com os valores máximos e mínimos, os quais não apresentaram correlação com o retroespalhamento relativo ao pixel amostrado. Conclui-se que, o parâmetro representativo da espessura total do gelo marinho para um pixel é o valor da média das espessuras totais desse, na área do oceano congelado, contida na área desse pixel da imagem para o qual se possui um valor de retroespalhamento.

A obtenção de equações representativas das regressões linear, exponencial e polinomial de ordem ' n ' entre o retroespalhamento do pixel e o parâmetro estatístico calculado para todas as medidas de espessura total do gelo marinho contidas na área desse pixel, também se deu a partir da análise das mais diversas combinações possíveis (e.g., seleção dos pares de dados relativos aos pixels com ' n ' medidas de espessura de gelo, com ' n ' variando em toda a amplitude de distribuição, ou seja, de 1 a 33 medidas de espessura internas ao pixel). Do universo total de pixels retirados da imagem, referentes a projeção da trajetória do voo de helicóptero, somente aqueles que continham vinte e três ou mais medições de espessura total de gelo marinho feitas pelo sensor HEM contribuíam para que houvesse uma moderada correlação ($r = 0,58$) entre o retroespalhamento e a espessura total do gelo marinho.

Nos histogramas de frequência das espessuras totais de gelo marinho é possível observar que a moda está na classe de dois metros. Nos gráficos de dispersão dos valores de retroespalhamento e da espessura do gelo marinho, observa-se que para espessura próximas à classe modal dos histogramas há uma infinidade de diferentes valores de retroespalhamento. Pixels com espessura de gelo de, aproximadamente, 2 metros apresentam valores de retroespalhamento desde -28 dB até valores superiores a 0 dB. Isso reduz a possibilidade de se estabelecer uma forte correlação entre o retroespalhamento dos pixels e as medidas de espessura do gelo relativas a cada pixel. Assim, para a determinar as

equações de regressão, usou-se apenas os pixels que contêm vinte e três ou mais medições dessa espessura de gelo marinho e cujos valores são superiores a dois metros. Com o novo subconjunto de dados observou-se a existência de correlações fortes ($r > 0,6$) e muito fortes ($r > 0,9$). Das últimas são obtidas regressões polinomiais de segunda e terceira ordem e regressões exponenciais. Todavia, a utilização dessas equações para classificar as imagens resulta em valores de espessura calculada de gelo marinho erradas. Os pontos de inflexão das curvas em aproximadamente dois metros fazem com que os valores de retroespalhamento baixos (< -16 dB) resultem em valores calculados de espessura do gelo elevados (> 2 m), incompatíveis com o conhecimento acumulado na literatura. Conclui-se, então, que a regressão linear é, dentre todas, a que melhor resulta em valores calculados de espessura de gelo marinho, embora o coeficiente de correlação ($r \sim 0,75$) seja inferior ao das regressões polinomiais ($r > 0,92$) e exponencial ($r > 0,80$).

Testes para apurar a significância estatística dos resultados obtidos com a aplicação da equação linear, como o teste de Kolmogorov-Smirnov, determinaram que nossa amostra possuía uma distribuição normal, a qual se poderia proceder um teste t-student, o qual determinou que nossos resultados são estatisticamente significantes com 95% e 99% de confiabilidade, pela análise de variância (ANOVA).

5.4. DETERMINAÇÃO DA EQUAÇÃO PARA INFERIR SOBRE A ESPESSURA DO GELO MARINHO A PARTIR DO VALOR DE RETROESPALHAMENTO

A comunidade científica dispõe, agora, de uma equação capaz de inferir sobre o valor da espessura total média do gelo marinho contido na área de um pixel, a partir do retroespalhamento relativo a aquele pixel componente de uma imagem ENVISAT ASAR WSM, é ela:

$$y = 0,6345x + 12,015$$

Onde:

y é a espessura total do gelo marinho;

x é o valor do coeficiente de retroespalhamento;

A significância estatística dessa equação tem confiabilidade entre 95% e 99%, obtida a partir de um conjunto de dados que apresentavam uma forte correlação linear ($r > 0,60$). Ou seja, um resultado robusto e estatisticamente confiável. Uma análise do valor quadrático médio aplicada ao conjunto de dados formado pela espessura média medida do gelo marinho na área de cada pixel e o valor da espessura média calculada pela equação linear, resultou em um valor de acurácia para a nossa equação de 1,91 metro em um intervalo com amplitude de aproximadamente 19 metros (entre as espessuras mínimas e a máximas observadas para o gelo marinho). O valor de acurácia do nosso modelo é superior ao dos melhores modelos de elevação digital (e.g., *RAMP DEM*) amplamente utilizados na cartografia e que é de 2 metros.

A partir da obtenção dessa equação foram estabelecidas classes com intervalos de valores de espessura total média calculada e procedeu-se a classificação das imagens selecionadas para esta tese. Os intervalos das classes de espessura do gelo marinho foram estabelecidos com o propósito de separar uma classe para água (0 m – 0,1 m, considerando que a precisão do sensor eletromagnético é de 0,1 m) e outras 11 classes para o gelo marinho com intervalos de 1 metro cada, exceto a primeira que agrupou gelo no intervalo $> 0,1 \text{ m} - 1 \text{ m}$. Cada imagem classificada foi analisada para detectar feições oceanográficas e glaciológicas relevantes. A área de ocorrência da feição de interesse foi ampliada e recortada, de modo a permitir descrevê-la e contextualizá-la. Mapas que possibilitam a localização, a escala espacial, a data, a imagem origem a qual se refere, a projeção cartográfica, a relação com o norte verdadeiro, e o *Datum* utilizado foram elaborados.

5.5. IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES NO MAR COBERTO DE GELO MARINHO

Foram selecionadas as feições julgadas visualmente mais perceptíveis e possíveis de explicar e que estão listadas logo abaixo. Levamos em conta a importância da feição e os possíveis fenômenos oceanográficos relacionados como causa ou consequência. Foram selecionados e explicados: a abertura e o fechamento dos canais de águas abertas; as cristas de compressão; o decaimento e a desintegração do gelo marinho durante o experimento que se iniciou no inverno

e avançou no início da primavera de 2006; a presença, detectibilidade e os movimentos de icebergs em função de ventos, marés e correntes oceânicas; a influência da presença do gelo marinho para as descargas de geleiras de maré; a contribuição dos fenômenos oceanográficos para o fraturamento que leva a desintegração de plataformas de gelo; as esteiras de ondas e os vórtices formados pela ação de ventos e correntes oceânicas em função da existência e presença de ilhas oceânicas.

A determinação da equação, a classificação do alvo e a descrição das feições que se destacaram a partir de então, reafirma o quão imprescindível é a utilização de imagens satelitais para os estudos glaciológicos e oceanográficos em altas latitudes.

Concluimos que é possível estabelecer relações e inferir sobre a espessura total do gelo marinho a partir de valores de coeficiente de retroespalhamento medidos por radar de abertura sintética transportado por satélite.

Havia, contudo, uma questão que precisava ser investigado: não existiam pixels, selecionados para a análise, com valores de retroespalhamentos compreendidos aproximadamente no intervalo entre -5 dB e 0 dB. Voss e outros (2003) propuseram que para sensores passivos de micro-ondas, retroespalhamentos inferiores à -11dB eram relativos a gelo de primeiro ano e valores superiores eram relativos a gelo plurianual. A correlação não paramétrica de Spearman mostrou-se fraca, ($r = \sim 0,06$). Isso pode indicar que a forte correlação linear que obtivemos é representativa de dois blocos de dados distintos e não uma correlação de todos os dados analisados. Poderia, então, tratar-se de duas populações distintas (e.g., gelo de primeiro ano e gelo plurianual) que não deveriam ser analisadas conjuntamente; ou que, pelo fato de haver apenas um conjunto de dados disponíveis para esse estudo, não amostramos pixels com a combinação de valores de retroespalhamento e de espessura total média de gelo marinho compreendidos no intervalo sem dados.

A análise não paramétrica de Kolmogorov-Smirnov indicou que a distribuição dos dados utilizados nesta tese pode ser considerada como normal e que há aderência entre o conjunto de dados utilizados. Assim, essa análise permite supor que o intervalo de informações ausente não tenha sido amostrado e não, necessariamente, que se trate de duas populações distintas.

5.7. CONCLUSÃO

Os resultados desta tese são robustos, significantes e confiáveis estatisticamente e representam um primeiro passo para inferir-se sobre a espessura do gelo marinho a partir de valores de retroespalhamento.

5.6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

É importante que a equação apresentada nesta tese seja testada em um conjunto de dados coletados do Oceano Ártico, em outras regiões do Oceano Austral e para todas as estações do ano. Também será importante comparar resultados calculados por essa equação com resultados calculados por outros cientistas pela altimetria do IceSat e do Cryosat em imagens tempo-coincidentes da mesma área.

BIBLIOGRAFIA

- ACKLEY, S. F. (1979). Mass-balance aspects of Weddell Sea pack ice. *Journal of Glaciology*, 24(90), pp. 391-405.
- AFANASYEV, Y. D., RHINES, P. B., & LINDAHL, E. G. (2008). Vortices and Rossby waves in cylinder wakes on a parabolic β -plane observed by altimetric imaging velocimetry. *Physics of fluids*, 20(086604), pp. 1-9. doi:10.1063/1.2968451
- AHLERT, S. (2005). Variações Morfológicas do Campo de Gelo da Ilha Brabant, Antártica. *Dissertação de Mestrado - Mestrado em Sensoriamento Remoto - UFRGS*, 1, 116. Porto Alegre: Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto.
- ALLISON, I., & WORBY, A. (1994). Seasonal changes of sea-ice characteristics off East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 20(1), pp. 195-201.
- ALLISON, I., BRANDT, R. E., & WARREN, S. G. (1993). East Antarctic sea ice: albedo, thickness distribution, and snow cover. *Journal of Geophysical Research*, 98(C7), pp. 12417-12429.
- ALPERS, W., BRANDT, P., LAZAR, A., DAGORNE, D., SOW, B., FAYE, S., . . . BREHMER, P. (2013). A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. *Remote Sensing of Environment*, 129, pp. 132 - 143. doi:10.1016/j.rse.2012.10.032
- ARAUJO, E. C. (2009, maio). DGPS – Uma revolução tecnológica na aviação agrícola brasileira - completará 15 anos. *Revista Aviação Agrícola*, 1(1), 22-23.
- ARKETT, M., FLETT, D., DE ABREU, R., & GILLESPIE, C. (2006). Sea ice type and open water discrimination for operational ice monitoring with RADARSAT-2. *IEEE*, pp. 1631-1634.
- ASSMANN, K. M., HELLMER, H. H., & JACOBS, S. S. (2005). Amundsen sea ice production and transport. *Journal of Geophysical Research*, 110(C12013), pp. 1-17.
- BARBER, D. G., & MASSOM, R. A. (2007). The role of Sea Ice in Arctic and Antarctic Polynyas. In J. W. SMITH, & D. G. BARBER (Eds.), *Polynyas: Windows to the World* (Elsevier Oceanography Series, 74 ed., pp. 1-54). Amsterdam: Elsevier.

- BARSTAD, I., & ADAKUDLU, M. (2011, October). Observation and modelling of gap flow and wake formation on Svalbard. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, pp. 1731–1738. doi:10.1002/qj.782
- BECKMANN, A., & PEREIRA, A. F. (2003). Lateral tidal mixing in the antarctic marginal seas. (J. Wilkin, Ed.) *Ocean Dynamics*, 53, pp. 21 - 26. doi:10.1007/s10236-002-0020-9
- BELCHANSKY, G. I., DOUGLAS, D. C., & PLATONOV, N. G. (2004). Duration of the Arctic sea ice melt season: regional and interannual variability. *Journal of Climate*, 17, pp. 67-80.
- BENTZ, C. M. (2006). *Reconhecimento automático de eventos ambientais costeiros e oceânicos em imagens de radares orbitais*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- BINDOFF, N. L., WILLIAMS, G. D., & ALLISON, I. (2001). Sea-ice growth and water-mass modification in the Mertz Glacier polynya, East Antarctica, during winter. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 399-406.
- BOURKE, R. H., & GARRETT, R. P. (1987). Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Regions Science and Technology*, 13, pp. 259 - 280.
- BREIVIK, L., CARRIERES, T., EASTWOOD, S., FLEMING, A., GIRARD-ARDHUIN, F., KARVONEN, J., . . . TONBOE, R. (2009, September 21-25). Remote sensing of sea ice. In J. Hall, D. E. Harrison, & D. Stammer (Ed.), *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society. 2*. Venice: ESA Publication WPP-306.
- CALDEIRA, R. A., & SANGRÁ, P. (2012). Complex geophysical wake flows: Madeira Archipelago case study. *Ocean Dynamics*, 62, pp. 683–700. doi:10.1007/s10236-012-0528-6
- CALDEIRA, R. A., MARCHESIELLO, P., NEZLIN, N. P., DIGIACOMO, P. M., & McWILLIAMS, J. C. (2005). Island wakes in the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research*, 110(C11012), pp. 1 - 20. doi:10.1029/2004JC002675
- CALLEGARI-JACQUES, S. M. (2003). *Bioestatística: princípios e aplicações*. Porto Alegre: Artmed.
- CAVALIERI, D. J., & COMISO, J. C. (2000). *Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the the AMSR-E sea ice algorithm, revised December 1*. Goddard Space Flight Center, Landover, Maryland, USA.

- CAVALIERI, D. J., & PARKINSON, C. L. (1981). Large-scale variations in observed antarctic sea ice extent and associated atmospheric circulation. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 2323-2336.
- CAVALIERI, D. J., & PARKINSON, C. L. (2008). Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C07004), pp. 1-19.
- CAVALIERI, D. J., & PARKINSON, C. L. (2012). Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere*, pp. 881-889. doi:10.5194/tc-6-881-2012
- CAVALIERI, D. J., GLOERSEN, P., & CAMPBELL, W. J. (1984). Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 89(D4), pp. 5355-5369.
- CAVALIERI, D. J., PARKINSON, C. L., GLOERSEN, P., COMISO, J. C., & ZWALLY, H. J. (1999). Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), pp. 15803-15814.
- CENEDESE, C., ADDUCE, C., & FRATANTONI, D. M. (2005). Laboratory experiments on mesoscale vortices interacting with two islands. *Journal of Geophysical Research*, 110(C09023), pp. 1 - 15. doi:10.1029/2004JC002734
- CLEMENTE-COLÓN, P., & YAN, X. (2000). Low-backscatter ocean features in synthetic aperture radar imagery. *John Hopkins Apl. Technical Digest*, 21(1), pp. 116-121.
- CLOSA, J., ROSICH, B., & MONTI-GUARNIERI, A. (2003). The ASAR Wide Swath mode products. *IEEE*, pp. 1118-1120.
- COMISO, J. (2010). *Polar Oceans from Space* (Vol. 41). (L. A. MYSAK, & K. HAMILTON, Eds.) New York Dordrecht Heidelberg London: Springer. doi:10.1007/978-0-387-68300-3
- COMISO, J. C., & GORDON, A. L. (1996). Cosmonaut polynya in the Southern Ocean: structure and variability. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8), pp. 18297-18313.
- COMISO, J. C., & NISHIO, F. (2008). Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *Journal of Geophysical Research*, 113(C02S07), pp. 1-22.

- COMISO, J. C., CAVALIERI, D. J., & MARKUS, T. (2003). Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), pp. 243-252.
- COMISO, J. C., PARKINSON, C. L., GERSTEN, R., & STOCK, L. (2008). Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 35(L01703), pp. 1-6.
- CONVEY, P., BINDSCHADLER, R., DI PRISCO, G., FAHRBACH, E., GUTT, J., HODGSON, D. A., . . . ACCE, C. (2009). Review: Antarctic climate change and the environment. *Antarctic Science*, 21(6), pp. 541-563.
- COOK, A. J., & VAUGHAN, D. G. (2010, February 2). Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, pp. 77–98.
- CryoSat Science Advisory Group. (2001). *CryoSat Calibration & Validation Concept*. London.
- CURRY, J. A., SCHRAMM, J. L., & EBERT, E. E. (1995). Sea ice-albedo climate feedback mechanism. *Journal of Climate*, 8, pp. 240-247.
- DEACON, G. (1937). The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Rep.*, 15, pp. 3-122.
- DELIBERTY, T. L., GEIGER, C. A., ACKLEY, S. F., WORBY, A. P., & VAN WOERT, M. L. (2011). Estimating the annual cycle of sea-ice thickness and volume in the Ross Sea. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1250-1260.
- DINNIMAN, M. S., KLINK, J. M., & SMITH JR., W. O. (2007). Influence of sea ice cover and icebergs on circulation and water mass formation in a numerical circulation model of the Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 112(C11013), pp. 1-13. doi:10.1029/2006JC004036
- DONG, C., & McWILLIAMS, J. C. (2007). A numerical study of island wakes in the Southern California Bight. *Continental Shelf Research*, 27, pp. 1233–1248. doi:10.1016/j.csr.2007.01.016
- DONG, C., MCWILLIAMS, J. C., & SHCHEPETKIN, A. F. (2007). Island wakes in deep water. *Journal of Physical Oceanography*, 37, pp. 962 - 981. doi:10.1175/JPO3047.1
- DRINKWATER, M. R. (1994). Airborne and satellite SAR investigations of sea-ice surface characteristics. In M. IKEDA, & F. DOBSON (Eds.), *Oceanographic Applications of Remote Sensing* (p. 22p.).

- DRINKWATER, M. R. (1994). Application of SAR measurements in ocean-ice-atmosphere interaction studies. In M. IKEDA, & F. DOBSON (Eds.), *Oceanographic Applications of Remote Sensing*.
- DRINKWATER, M. R. (1996). Active microwave radar observations of Weddell sea ice. *Antarctic Research Series*.
- DRINKWATER, M. R. (1997). Satellite Microwave Radar Observations of Antarctic Sea Ice. In C. TSATSOLIS, & R. KWOK (Eds.), *Recent advances in the analysis of SAR for remote sensing of the polar oceans* (p. 57p.). New York: Springer-Verlag.
- DRINKWATER, M. R., & LIU, X. (1999). Active and passive microwave determination of the circulation and characteristics of Weddell and Ross sea ice. *Proceedings IGARSS'99 - IEEE, 1*, pp. 314-316.
- DRINKWATER, M. R., & LIU, X. (acessado online em 06 de maio de 2011). ERS satellite microwave radar observations of antarctic sea-ice dynamics. *ESA - Earthnet Online*.
- DRINKWATER, M. R., & LYTLE, V. I. (1997, June 15). ERS-1 radar and field-observed characteristics of autumn freeze-up in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research, 102*(C6), pp. 12593-12608. doi: 10.1029/97JC00437
- DUARTE, V. S. (2006). Estrutura e variabilidade interanual das massas de água no estreito de Bransfield (Antártica) durante os verões austrais de 2003 e 2004. *Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre*, pp. 1-143.
- EICKEN, H. (1998). Deriving modes and rates of ice growth in the Weddell Sea from microstructural, salinity and stable-isotope data. *Antarctic Research Series, 74*(Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability), pp. 89-122.
- EICKEN, H., & LEMKE, P. (2001). The response of polar sea ice to climate variability and change. In J. L. LOZÁN, H. GRASSL, & P. HUPFER (Eds.), *Climate of 21 st century: Changes and risks*. (pp. 206-211). Hamburg, Germany: GEO.
- EICKEN, H., LANGE, M. A., & WADHAMS, P. (1994). Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Annales Geophysicae, 12*, pp. 80-93.
- ELACHI, C. (1987). *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*. Wiley.

- ELACHI, C., & VAN ZYL, J. (2006). *Introduction To The Physics and Techniques of Remote Sensing* (2^o ed.). Hoboken, New Jersey: John Wiley Sons.
- ESA. (2007). *EnviSat ASAR Product Handbook*. European Space Agency.
- ESA. (2007). *The ASAR User Guide*. European Space Agency.
- ESA. (acessado em 03 de março de 2011). *CryoSat - ESA's ice mission*.
- EVANS, D. L. (1998). *Applications of imaging radar data in Earth Science investigations*. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G., & KRAUSE, G. (1992). The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea. *Polar Biology*, 12(1), pp. 171-182.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G., SCHEELE, N., SCHRÖDER, M., STRASS, V., & WISOTZKI, A. (1995). Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Marine Research*, 53(4), pp. 515-538.
- FELTHAM, D. L., UNTERSTEINER, N., WETTLAUFER, J. S., & WORSTER, M. G. (2006). Sea ice is a mushy layer. *Geophysical Research Letters*, 33(L14501), pp. 1-4.
- FICHEFET, T., & MORALES MAQUEDA, M. A. (1999). Modelling the influence of snow accumulation and snow-ice formation on the seasonal cycle of the Antarctic sea-ice cover. 15, pp. 251-268.
- FILY, M., & ROTHROCK, D. A. (1986). Extracting sea ice data from satellite SAR imagery. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, GE-24, pp. 849 - 854.
- FRANCO, B. C., MATA, M. M., PIOLA, A. R., & GARCIA, C. A. (2007). Northwestern Weddell Sea deep outflow into the Scotia Sea during the austral summers of 2000 and 2001 estimated by inverse methods. *Deep-Sea Research I*, pp. 1815–1840. doi:10.1016/j.dsr.2007.06.003
- FREITAS, C. C., SANT'ANNA, S. J., RENNÓ, C. D., & CORREIA, A. H. (2007). Utilização de imagens de Radar de Abertura Sintética na classificação de uso e ocupação do solo. <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/08.10.18.20>>. São José dos Campos, SP, Brasil: INPE.
- FREY, K. E., SMITH, L. C., & ALSDORF, D. E. (2003). Controls on Eurasian coastal sea ice formation, melt onset and decay from ERS scatterometry: regional contrasts and effects of river influx. *International Journal of Remote Sensing*, pp. 1 - 33. doi:10.1080/0143116031000101684

- GALTON, F. (1888). Co-relations and their measurements, chiefly from anthropometric data. *Proceedings of Royal Society of London*, 45, pp. 135-145.
- GALTON, F. (1889). Correlations and their measurement, chiefly from anthropometric data. *Nature*, 39, p. 238.
- GARCÍA, M. A., CASTRO, C. G., RÍOS, A. F., DOVAL, M. D., ROSÓN, G., GOMIS, D., & LÓPEZ, O. (2002). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the western Bransfield Strait and Gerlache Strait during austral summer 1995/96. *Deep-Sea Research II*, pp. 585-602.
- GARZOLI, S. L., & BARINGER, M. O. (2007). Meridional heat transport determined with expandable bathythermographs - Part II: South Atlantic transport. *Deep-Sea Research I*, 54, pp. 1402-1420.
- GARZOLI, S. L., & MATANO, R. (2011). The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1837-1847.
- GEIGER, C. A. (1996). Investigation of dynamic sea ice processes in the Weddell Sea during 1992. *Doctor of Philosophy Thesis*, pp. 1-325.
- GEIGER, C. A., & PEROVICH, D. K. (2008). Springtime ice motion in the western Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Research II*, 55, pp. 338-350.
- GEIGER, C. A., ACKLEY, S. F., & HIBLER, I. W. (1997). Year-round pack ice in the Weddell Sea, Antarctica: response and sensitivity to atmospheric and oceanic forcing. *Annals of Glaciology*, 25, pp. 269-275.
- GEIGER, C. A., ZHAO, Y., LIU, A. K., & HÄKKINEN, S. (2000). Large-scale comparison between buoy and SSM/I drift and deformation in the Eurasian Basin during winter 1992-1993. *Journal of Geophysical Research*, 105(C2), pp. 3357-3368.
- GES DISC. (2013, 02 07). *Science focus: Von Karman Vortices*. Retrieved from NASA GES DISC - Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/education-and-outreach/additional/science-focus/ocean-color/vonKarman_vortices.shtml
- GILES, K. A., LAXON, S. W., & RIDOUT, A. L. (2008). Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum. *Geophysical Research Letters*, 35(L22502), pp. 1-4.
- GILES, K. A., LAXON, S. W., & WORBY, A. P. (2008). Antarctic sea ice elevation from satellite radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 35(L03503), pp. 1-5.

- GILES, K. A., LAXON, S. W., WINGHAM, D. J., WALLIS, D. W., KRABILL, W. B., LEUSCHEN, C. J., . . . RANEY, R. K. (2007). Combined airborne laser and radar altimeter measurements over the Fram Strait in May 2002. *Remote Sensing of Environment*, 111, pp. 182-194.
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W. J., CAVALIERI, D. J., COMISO, J. C., PARKINSON, C. L., & ZWALY, H. J. (1993). Satellite passive microwave observations and analysis of Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987. *Annals of Glaciology*, 17, pp. 149-154.
- GOLDEN, K. M. (2001). Brine percolation and the transport properties of sea ice. *Annals of Glaciology*, 33, pp. 28-36.
- GOLDEN, K. M., ACKLEY, S. F., & LYTLE, V. I. (1998). The percolation phase transition in sea ice. *Science*, 282, pp. 2238-2241.
- GORDON, A. L. (1980). Comments on Southern Ocean near-surface circulation and its variability. *Annals of Glaciology*, 1, pp. 57-61.
- GORDON, A. L. (2001). Bottom water formation. In J. STEELE, S. THORPE, & K. TUREKIAN (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 334-340). New Haven, Connecticut, U.S.A.: Elsevier Sciences Ltd.
- GORDON, A. L., MENSCH, M., DONG, Z., SMETHIE JR., W. M., & BETTENCOURT, J. (2000, May 15). Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins. *Journal of Geophysical Research*, 105(C5), pp. 11337 - 11346.
- GORDON, A. L., VISBECK, M., & HUBER, B. (2001). Export of Weddell Sea Deep and Bottom Water. *Journal of Geophysical Research*, 106(C5), pp. 9005-9017.
- GOW, A. J., & TUCKER III, W. B. (1991). Physical and dynamic properties of sea ice in the polar oceans. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory Monograph 91-1*, pp. 1 - 53.
- GOWER, J. R., & APEL, J. R. (1986). *Opportunities and problems in satellite measurements of the sea*. Paris: UNESCO.
- GRENFELL, T. C. (1983). A theoretical model of the optical properties of sea ice in the visible and near infrared. *Journal of Geophysical Research*, 88(C14), pp. 9723-9735.
- Grupo de Trabalho I do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas. (2007). *Mudanças do Clima 2007: A Base das Ciências Físicas*. Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas - IPCC 2007.

- HAAS, C. (1998). Evaluation of ship-based electromagnetic-inductive thickness measurements of summer sea-ice in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *Cold Regions Science and Technology*, 27, pp. 1-16.
- HAAS, C. (2001). The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 69-73.
doi:10.3189/172756401781818301
- HAAS, C. (2003). Dynamics versus thermodynamics: the sea ice thickness distribution. In D. N. THOMAS, & G. S. DIECKMANN (Eds.), *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology* (Vol. 1, pp. 82-111). Blackwell Science Ltd.
- HAAS, C., & MARTIN, T. (1999). Retrieval of Antarctic sea-ice pressure ridge frequencies from ERS SAR imagery by means of in situ laser profiling and usage of neural network. *International Journal of Remote Sensing*, 20(15), pp. 3111-3123.
- HAAS, C., FRIEDRICH, A., LI, Z., NICOLAUS, M., PFAFFLING, A., & TOYOTA, T. (2009). Regional variability of sea ice properties and thickness in the northwestern Weddell Sea obtained by in-situ and satellite measurements. In *Winter Weddell Outflow Study (WWOS) – ANT XXIII/7 - Cruise Report* (pp. 1-36). Bremenhaven: Epic.
- HAAS, C., HENDRICKS, S., & DOBLE, M. (2006). Comparison of the sea ice thickness distribution in the Lincoln Sea and adjacent Arctic Ocean in 2004 and 2005. pp. 1-19.
- HAAS, C., LE GOFF, H., AUDRAIN, S., PEROVICH, D., & HAAPALA, J. (2011). Comparison of seasonal sea-ice thickness change in the Transpolar Drift observed by local ice mass-balance observations and floescale EM surveys. *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 1-6.
- HAAS, C., LIU, Q., & MARTIN, T. (1999). Retrieval of Antarctic sea-ice pressure ridge frequencies from ERS SAR imagery by means of in situ laser profiling and usage of a neural network. *International Journal of Remote Sensing*, 20(15 - 16), pp. 3111-3123. doi:10.1080/014311699211642
- HAAS, C., LOBACH, J., HENDRICKS, S., RABENSTEIN, L., & PFAFFLING, A. (2009). Helicopter-borne measurements of sea ice thickness, using a small and lightweight, digital EM system. *Journal of Applied Geophysics*, 67, pp. 234-241.

- HAAS, C., NICOLAUS, M., WILLMES, S., WORBY, A., & FLINSPACH, D. (2008). Sea ice and snow thickness and physical properties of an ice floe in the western Weddell Sea and their changes during spring warming. *Deep-Sea Research II*, 55, pp. 963-974.
- HAAS, C., THOMAS, D. N., & BAREISS, J. (2001). Surface properties and processes of perennial Antarctic sea ice in summer. *Journal of Glaciology*, 47(159), pp. 613-625.
- HARTIG, R., & SONNABEND, H. (2009). Weather conditions. In P. LEMKE (Ed.), *The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2006 (ANT-XXIII/7)* (pp. 12-15). Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institut Für Polar Und Meeresforschung - Helmholtz-Gemeinschaft.
- HASEGAWA, D., YAMAZAKI, H., LUEK, R. G., & SEURONT, L. (2004). How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(L16303), pp. 1- 4. doi:doi:10.1029/2004GL020143
- HEIL, P., & ALLISON, I. (1999). The pattern and variability of Antarctic sea-ice drift in the Indian Ocean and western Pacific sectors. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), pp. 15789-15802.
- HEIL, P., ALLISON, I., & LYTLE, V. I. (1996). Seasonal and interannual variations of the oceanic heat flux under a landfast Antarctic sea ice cover. *Journal of Geophysical Research*, 101(C11), pp. 25741-25752.
- HELLMER, H. H., HAAS, C., DIECKMANN, G. S., & SCHRÖDER, M. (2006, May 2). Sea ice feedbacks observed in western Weddell Sea. *EOS, Transactions*, 87(18), pp. 173 - 184.
- HELLMER, H. H., HUHN, O., GOMIS, D., & TIMMERMANN, R. (2011). On the freshening of the northwestern Weddell Sea continental shelf. *Ocean Science*, pp. 305–316. doi:doi:10.5194/os-7-305-2011
- HELLMER, H. H., VAN CASPEL, M., MACRANDER, A., OLBERS, D., SELLMANN, L., MATA, M. M., . . . SCHODLOK, M. (2009). Water mass variability in the north-western Weddell Sea: A continuation of the DOVETAIL project. In P. LEMKE (Ed.), *The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2006 (ANT-XXIII/7)* (pp. 16-23). Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institut Für Polar Und Meeresforschung - Helmholtz-Gemeinschaft.
- HIBLER III, W. D. (1979). A dynamic thermodynamic sea ice model. *Journal of Physical Oceanography*, 9, pp. 815-846.
- HIBLER III, W. D. (1980). Modeling a variable thickness sea ice cover. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 1943-1973.

- HOLLAND, M. M., SERREZE, M. C., & STROEVE, J. (2010). The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Climate Dynamics*, 34, pp. 185-200.
- HOLLAND, P. R., CORR, H. F., VAUGHAN, D. G., JENKINS, A., & SKVARCA, P. (2009). Marine ice in Larsen Ice Shelf. *Geophysical Research Letters*, 36(L11604), pp. 1 - 6. doi:10.1029/2009GL038162
- HUDIER, E., & GOSELIN, J. (2010). Impact of daily melt and freeze patterns on sea ice large scale roughness features extraction. In P. I. Riccio (Ed.), *Geoscience and Remote Sensing, New Achievements* (pp. 497 -). Rijeka, Croatia: InTech.
- HUHN, O., HELLMER, H. H., RHEIN, M., RODEHACKE, C., ROETHER, W., SCHODLOK, M. P., & SCHRÖEDER, M. (2008). Evidence of deep- and bottom-water formation in the western Weddell. *Deep-Sea Research II*, 55, pp. 1098-1116.
- IVANOV, A. Y., & GINZBURG, A. I. (2002). Oceanic eddies in synthetic aperture radar images. *Proceedings of Indian Academy of Science - Earth Planetary Science*, 111(3), pp. 281 - 295.
- JACOBS, S. S. (2004). Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarctic Science*, 4, pp. 427-437.
- JACOBS, S. S., & COMISO, J. C. (1997). Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *Journal of Climate*, 10(4), pp. 697-709.
- JANSEN, D., KULESSA, B., SAMMONDS, P. R., LUCKMAN, A., KING, E. C., & GLASSER, N. F. (2010). Present stability of the Larsen C ice shelf, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 56(198), pp. 593 - 600.
- JEFFRIES, M. O., & ADOLPHS, U. (1997). Early winter ice and snow thickness distribution, ice structure and development of the western Ross Sea pack ice between the ice edge and the Ross Ice Shelf. *Antarctic Science*, 9(2), pp. 188-200.
- JEFFRIES, M. O., WORBY, A. P., MORRIS, K., & WEEKS, W. F. (1997). Seasonal variations in the properties and structural composition of sea ice and snow cover in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 43(143), pp. 138-151.
- JIMÉNEZ, B., SANGRÀ, P., & MASON, E. (2008). A numerical study of the relative importance of wind and topographic forcing on oceanic eddy shedding by tall, deep water islands. *Ocean Modeling*, 22, pp. 146–157. doi:10.1016/j.ocemod.2008.02.004

- JOHANNESSEN, J. A., ROED, L. P., & WAHL, T. (1993). Eddies detected in ERS-1 SAR images and simulated in reduced gravity model. *International Journal of Remote Sensing*, 14(11), pp. 2203-2213. doi:10.1080/01431169308954029
- JOHANNESSEN, J. A., SHUCHMAN, R. A., DIGRANES, G., LYZENGA, D. R., WACKERMAN, C., JOHANNESSEN, O. M., & VACHON, P. W. (1996, March 15). Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, 101(C3), pp. 6651-6667.
- JOHNSON, L. G., VANNEY, J., ELVERHOI, A., & LABRECQUE, J. L. (1981). Morphology of the Weddell Sea and southwest Indian Ocean. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 34 (6), pp. 264-272.
- JOHNSTON, D. W., & READ, A. J. (2007). Flow-field observations of a tidally driven island wake used by marine mammals in the Bay of Fundy, Canada. *Fisheries Oceanography*, 16(5), pp. 422–435. doi:10.1111/j.1365-2419.2007.00444.x
- KARVONEN, J. (2006). *Compaction of C-band Synthetic Aperture Radar based sea ice information for navigation in the Baltic Sea* (Vol. 1). Helsinki, Finland: Helsinki University of Technology.
- KARVONEN, J. (2010). C-band sea ice SAR classification based on segmentwise edge features. *Geoscience and Remote Sensing, New Achievements*, 129-146.
- KARVONEN, J., SIMILÄ, M., HAAPALA, J., HAAS, C., & MÄKYNEN, M. (2004). Comparison of SAR data and operational sea ice products to EM ice thickness measurements in the Baltic Sea. *IEEE*, pp. 1-4.
- KAY, J. E., L'ECUYER, T., GETTELMAN, A., STEPHENS, G., & O'DELL, C. (2008). The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum. *Geophysical Research Letters*, 35(L08503), pp. 1-5.
- KERN, S., OZSOY-CICEK, B., WILLMES, S., NICOLAUS, M., HAAS, C., & ACKLEY, S. (2011). An intercomparison between AMSR-E snow-depth and satellite C- and Ku-band radar backscatter data for Antarctic sea ice. *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 279-290.
- KERR, R., HEYWOOD, K. J., MATA, M. M., & GARCIA, C. E. (2012). On the outflow of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model. *Ocean Science*, 8, pp. 369-388. doi:10.5194/os-8-369-2012

- KERR, R., MATA, M. M., & GARCIA, C. A. (2009). On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water masses. *Antarctic Science*, 21(4), pp. 383-400.
- KERR, R., WAINER, I., & MATA, M. M. (2009). Representation of the Weddell Sea deep water masses in the ocean component of the NCAR-CCSM model. *Antarctic Science*, 21 (3), pp. 301-312. doi:10.1017/S0954102009001825
- KERSALÉ, M., DOGLIOLI, A. M., & PETRENKO, A. A. (2011). Sensitivity study of the generation of mesoscale eddies in a numerical model of Hawaii islands. *Ocean Science*, 7, pp. 277–291. doi:10.5194/os-7-277-2011
- KING, J. C., & COMISO, J. C. (2003). The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 30 (2)(1040), pp. 1-12. doi:10.1029/2002GL015580
- KUHLBRODT, N. T. (2007). On the driving processes of the Atlantic Meridional Overtuning Circulation. *Reviews of Geophysics*, 45(RG2001), pp. 1-32.
- KUHLBRODT, T., GRIESEL, A., MONTOYA, M., LEVERMANN, A., HOFMANN, M., & RAHRMSTORF, S. (2007). On the driving processes of the Atlantic Meridional Overtuning Circulation. *Reviews of Geophysics*, 45(RG2001), pp. 1-32.
- KURTZ, N. T., MARKUS, T., CAVALIERRI, D. J., SPARLING, L. C., KRABILL, W. B., GASIEWSKI, A. J., & SONNTAG, J. G. (2009). Estimation of sea ice thickness distribution through the combination of snow depth and satellite laser altimetry data. *Journal of Geophysical Research*, 114(C10007), pp. 1-16.
- KWOK, R. (2000). Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27(6), pp. 775-778.
- KWOK, R. (2001). Deformation of the Arctic Ocean sea ice cover between November 1996 and April 1997: a survey. In J. P. DEMPSEY, & H. H. SHEN (Eds.), *Proceedings of IUTAM Symposium on Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics* (pp. 315-322). Dordrecht: Kluwer Academic.
- KWOK, R. (2005). Ross sea ice motion, area flux, and deformation. *Journal of Climate*, 18(18), pp. 3759-3776.
- KWOK, R. (2008). Summer sea ice motion from the 18 GHz channel of AMSR-E and the exchange of sea ice between the Pacific and Atlantic sectors. *Geophysical Research Letters*, 35(L03504), pp. 1-6.

- KWOK, R. (2009). Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas: 1979–2007. *Journal of Climate*, 22, pp. 2438-2457.
- KWOK, R. (2010). Satellite remote sensing of sea-ice thickness and kinematics: a review. *Journal of Glaciology*, 56, pp. 1129-1140.
- KWOK, R., & COMISO, J. C. (2002). Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15, pp. 487-501.
- KWOK, R., & CUNNINGHAM, G. F. (2008). ICESat over Arctic sea ice: estimation of snow depth and ice thickness. *Journal of Geophysical Research*, 113(C08010), pp. 1-17.
- KWOK, R., & CUNNINGHAM, G. F. (2010). Contribution of melt in the Beaufort Sea to the decline in Arctic multiyear sea ice coverage: 1993–2009. *Geophysical Research Letters*, 37(L20501), pp. 1-5.
- KWOK, R., & UNTERSTEINER, N. (2011, Abril). The thinning of Arctic sea ice. *Physics Today*, 36-41.
- KWOK, R., COMISO, J. C., MARTIN, S., & DRUCKER, R. (2007). Ross Sea Polynyas: Response of ice concentration retrievals to large areas of thin ice. *Journal of Geophysical Research*, 112(C12012), pp. 1-13.
- KWOK, R., CUNNINGHAM, G. F., WENSNAHAN, M., RIGOR, I., ZWALLY, H. J., & YI, D. (2009). Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *Journal of Geophysical Research*, 114(C07005), pp. 1-16.
- KWOK, R., CUNNINGHAM, G. F., ZWALLY, H. J., & YI, D. (2006). ICESat over Arctic sea ice: Interpretation of altimetric and reflective profiles. *Journal of Geophysical Research*, 111(C06006), pp. 1-20.
- KWOK, R., SCHWEIGER, A., ROTHROCK, D. A., PANG, S., & KOTTMEIER, C. (1998). Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoys motions. *Journal of Geophysical Research*, 103(C4), pp. 8191-8214.
- KWOK, R., ZWALLY, H. J., & YI, D. (2004). ICESat observations of Arctic sea ice: A first look. *Geophysical Research Letters*, 31(L16401), pp. 1-5.
- LANE, T. P., SHARMAN, R. D., FREHLICH, R. G., & BROWN, J. M. (2006, September). Numerical simulations of the wake of Kauai. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(9), pp. 1313 - 1331.
doi:10.1175/JAM2405.1

- LANGE, M. A., & EICKEN, H. (1991). The sea ice thickness distribution in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 96(C3), pp. 4821-4837.
- LANGE, M. A., SCHLOSSER, P., ACKLEY, S. F., WADHAMS, P., & DIECKMANN, G. S. (1990). Oxygen-18 concentrations in sea ice of Weddell Sea, Antarctica. 36(124), pp. 315-323.
- LAXON, S., PEACOCK, N., & SMITH, D. (2003). High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature*, 425, pp. 947-950.
- LAZAR, A., STEGNER, A., CALDEIRA, R., PENNEL, R., DONG, C., DIDELLE, H., & VIBOUD, S. (2010). Vortex asymmetry in island wakes. *Proceedings of the HYDRALAB III Joint User Meeting* (pp. 1- 4). Hannover: Hydralab III.
- LEMKE, P., & Others, m. (2009). *The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2006 (ANT-XXIII/7)*. Reports on Polar and Marine Research, Bremerhaven, Bundesrepublik Deutschland.
- LEONARD, K. C., & MAKSYM, T. (2011). The importance of wind-blow snow redistribution to snow accumulation on Bellingshausen Sea ice. *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 271-278.
- LEWIS, M. J., TISON, J. L., WEISLING, B., DELILLE, B., ACKLEY, S. F., BRABANT, F., & XIE, H. (2011). Sea ice and snow cover characteristics during the winter-spring transition in the Bellingshausen Sea: An overview of SIMBA 2007. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1019-1038.
- LINDSAY, R. W., & ZHANG, J. (2005). The thinning of Arctic sea ice, 1988–2003: Have we passed a tipping point? *Journal of Climate*, pp. 4879-4894.
- LIRA, S. A. (2004). *Análise de correlação: abordagem teórica e de construção dos coeficientes com aplicações*. Curitiba: Universidade Federal do Paraná.
- LIU, A. K., & ZHAO, Y. (1998). Sea ice motion from wavelet analysis of satellite data. *The Proceedings of The Eighth (1998) International OFFSHORE AND POLAR ENGINEERING CONFERENCE, III*, pp. 30-35.
- LIU, A. K., WU, S. Y., & TSENG, W. Y. (1997). Wavelet analysis of satellite images for coastal monitoring. *Geoscience and Remote Sensing*, 4, pp. 1441-1443.
- LIU, A. K., ZHAO, Y., & LIU, T. (1998). Sea-ice motion derived from satellite agree with buoys observations. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 79(30), pp. 353-359.

- LIU, A. K., ZHAO, Y., & WU, S. Y. (1999). Arctic sea ice drift from wavelet analysis of NSCAT and special sensor microwave imager data. *Geophysical Research Letters*, 104(C5), pp. 11529-11538.
- LIU, J., & CURRY, J. A. (2004). Recent Arctic sea ice variability: connections to the Arctic Oscillation and ENSO. *Geophysical Research Letters*, 31(L09211).
- LUCKMAN, A., PADMAN, L., & JANSEN, D. (2010). Persistent iceberg groundings in the western Weddell Sea, Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 114, pp. 385-391. doi:10.1016/j.rse.2009.09.009
- LYTLE, V. I., & ACKLEY, S. F. (1996). Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: convective and conductive transfer processes. *Journal of Geophysical Research*, 101(C4), pp. 8853-8868.
- LYTLE, V. I., & ACKLEY, S. F. (2001). Snow-ice growth: a fresh-water flux inhibiting deep convection in the Weddell Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 45-60.
- LYTLE, V. I., WORBY, A. P., MASSOM, R., PAGET, M. J., ALLISON, I., WU, X., & ROBERTS, A. (2001). Ice formation in the Mertz Glacier polynya, East Antarctica, during winter. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 368-372.
- MACDONALD, A. M. (1998). The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Progress in Oceanography*, 41, pp. 281-382.
- MAIR, D. (2012). Glaciology : Research update I. *Progress in Physical Geography*, 36(6), pp. 813 – 832. doi:10.1177/0309133312460265
- MAKSYM, T., & MARKUS, T. (2008). Antarctic sea ice thickness and snow-to-ice conversion from atmospheric reanalysis and passive microwave snow depth. *Journal of Geophysical Research*, 113(C02S12), pp. 1-18.
- MÄKYNEN, M. P., MANNINEN, T., SIMILÄ, M. H., KARVONEN, J., & HALLIKAINEN, M. T. (2002). Incidence angle dependence of the statistical properties of C-band HH-polarization backscattering signatures of the Baltic sea ice. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, 40(12), pp. 2593-2605.
- MANABE, S., SPELMAN, M. J., & STOUFFER, R. J. (1992). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂, part II, Seasonal response. *Journal of Climate*, 5, pp. 105-126.

- MARKUS, T., & CAVALIERI, D. J. (2000). An enhancement of NASA Team Sea Ice Algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(3), pp. 1387-1398.
- MARKUS, T., KOTTMEIER, C., & FAHRBACH, E. (1998). Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity. *Antarctic Research Series*, 74(Antarcti Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability), pp. 273-292. doi:10.1029/AR074p0273
- MARKUS, T., MASSOM, R., WORBY, A., LYTLE, V., KURTZ, N., & MAKSYM, T. (2011). Freeboard, snow depth and sea-ice roughness in East Antarctica from in situ and multiple satellite data. *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 242-248.
- MARSHALL, G. J., ORR, A., VAN LIPZIG, N. P., & KING, J. C. (2006). The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, 19, pp. 5388-5404.
- MARTIN, S. (2001). Polynyas. In J. H. STEELE, S. A. THORPE, & K. K. TUREKIAN (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 2241-2247). New Haven, Connecticut, U.S.A.: Elsevier Science Ltd.
- MARTIN, S. (2001). Polynyas. In Gayathri (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 1-7). Academic Press.
- MARTINSON, D. G. (1990). Evolution of the Southern Ocean winter mixed layer and sea ice: open ocean deepwater formation and ventilation. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7), pp. 11641-11654.
- MARTINSON, D. G., & IANNUZZI, R. A. (1998). Antarctic ocean-ice interaction: implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Gyre. *Antarctic Research Series*, 74, pp. 243-271.
- MASSOM, R. A. (2003). Recent iceberg calving events in the Ninnis Glacier region, East Antarctica. *Antarctic Science*, 15(2), pp. 303-313.
- MASSOM, R. A. (2003). Recent iceberg calving events in the Ninnis Glacier region, East Antarctica. *Antarctic Science*, 15 (2), pp. 303-313. doi:10.1017/S0954102003001299
- MASSOM, R. A., DRINKWATER, M. R., & HAAS, C. (1997). Winter snow cover on sea ice in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1), pp. 1101-1117.
- MASSOM, R. A., EICKEN, H., HAAS, C., JEFFRIES, M. O., DRINKWATER, M. R., STURM, M., . . . ALLISON, I. (2001). Snow on Antarctic sea ice. *Reviews of Geophysics*, 39(3), pp. 413-445.

- MATHIOT, P., GOOSSE, H., FICHEFET, T., BARNIER, B., & GALLÉE, H. (2011). Modelling the variability of the Antarctic Slope Current. *Ocean Science Discussions*, 8, pp. 1-38.
- MAYKUT, G. A. (1978). Energy exchange over young sea ice in the Central Arctic. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 83(C7), pp. 3646-3658.
- MCGUINNESS, M. J., WILLIAMS, M. M., LANGHORNE, P. J., PURDIE, C., & CROOK, J. (2009). Frazil deposition under growing sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 114(C07014), pp. 1-11.
- MCKEE, D. C., YUAN, X., GORDON, A. L., HUBER, B. A., & DONG, Z. (2011). Climate impact on interannual variability of Weddell Sea Bottom Water. *Journal of Geophysical Research*, 116, pp. 1-17.
doi:10.1029/2010JC006484
- MEYER, F. J., MAHONEY, A. R., EICKEN, H., DENNY, C. L., DRUCKENMILLER, H. C., & HENDRICKS, S. (2011). Mapping arctic landfast ice extent using L-band synthetic aperture radar interferometry. *Remote Sensing of Environment*, 115, pp. 3029 - 3043. doi:10.1016/j.rse.2011.06.006
- MORRIS, E. M., & VAUGHAN, D. G. (2003). Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. In E. DOMACK, A. LEVENTER, A. BURNETT, R. BINDSCHADLER, P. CONVEY, & M. KIRBY (Eds.), *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. (Antarctic Research Series ed., Vol. 79, pp. 61-68). Washington, D. C., USA: AGU. doi:doi:10.1029/AR079p0061
- MUENCH, R. D., & GORDON, A. L. (1995). Circulation and transport of waters along the western Weddell Sea margin. *Journal of Geophysical Research*, 100(C9), pp. 18503-18515.
- MUENCH, R. D., PADMAN, L., HOWARD, S. L., & FAHRBACH, E. (2002). Upper ocean diapycnal mixing in the northwestern Weddell Sea. *Deep-Sea Research II*, 49, pp. 4843-4861.
- NASA Spaceflight.com. (2010). *Russian Dnepr rocket launches with CryoSat-2*. (http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/gcs_2011_en.html)
- NASA. (n.d.). *Using satellite RADAR imagery to study the polar regions*. (<http://southport.jpl.nasa.gov/polar/sarimages.html>)
- NAVEIRA GARABATO, A. C., McDONAGH, E. L., STEVENS, D. P., HEYWOOD, K. J., & SANDERS, R. J. (2002). On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Deep-Sea Research II*, 49, pp. 4715-4742.

- NGHIEM, S. V., KWOK, R., YUEH, S. H., GOW, A. J., PEROVICH, D. K., HSU, C., . . . GRENFELL, T. C. (1998). Diurnal thermal cycling effects on microwave signatures of thin sea ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1), pp. 111-124.
- NICOLAUS, M., HAAS, C., & WILLMES, S. (2009). Evolution of first-year and second-year snow properties on sea ice in the Weddell Sea during spring-summer transition. *Journal of Geophysical Research*, 114(D17109), pp. 1-17.
- NIHASHI, S., & OHSHIMA, K. I. (2001, August 15). Relationship between ice decay and solar heating through open water in the Antarctic sea ice zone. *Journal of Geophysical Research*, 106(C8), pp. 16767 - 16782.
- ONSTOTT, R. G. (1992). SAR and Scatterometer signatures of sea ice. In F. D. Carsey (Ed.), *Microwave Remote Sensing of Sea Ice Geophysical Monograph 68*. Washington, DC, USA: American Geophysical Union Books Board.
- ONSTOTT, R. G. (1997). Results of satellite and in-situ remote sensing measurement and modeling studies of arctic sea ice which support the monitoring of changes in the global climate. (S. Tammy I, Ed.) *Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS '97.*, 3, pp. 1294 - 1296. doi:10.1109/IGARSS.1997.606427
- ORSI, A. H., JOHNSON, G. C., & BULLISTER, J. L. (1999). Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. 43, pp. 55-109.
- ORSI, A. H., WHITWORTH III, T., & NOWLING JR., W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, 42 (5), pp. 641-673.
- ORTEGA, M. A., GIRARDI, R. M., & SILVESTRINI, J. H. (2012). A numerical study of the wake behind a blunt-trailing-edged body. Part 2: The topology of the flow. *International Journal for numerical methods in fluids*, 69, pp. 29 - 56. doi:10.1002/flid.2533
- OVERALL, J. E., & SPIEGEL, D. K. (1969). Concerning Least Squares Analysis of experimental data. *Psychological Bulletin*, 72(5), pp. 311-322.
- PAN, Z., HUANG, J., TONG, Y., & BAO, H. (2012). Wake synthesis for shallow water equation. (C. BREGLER, P. SANDER, & M. WIMMER, Eds.) *Computer Graphics Forum*, 31(7), pp. 2029 - 2036. doi:10.1111/j.1467-8659.2012.03195.x
- PARKINSON, C. L. (2000). Variability of Arctic sea ice: the view from space, an 18-year record. *Arctic*, 53(4), pp. 341-358.

- PARKINSON, C. L., & CAVALIERI, D. J. (2008). Arctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C07003), pp. 1-28.
- PARKINSON, C. L., & CAVALIERI, D. J. (2012). Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere*, pp. 871-880. doi:10.5194/tc-6-871-2012
- PARKINSON, C. L., CAVALIERI, D. J., GLOERSEN, P., ZWALLY, H. J., & COMISO, J. C. (1999). Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), pp. 20837-20856.
- PEREIRA, A. F. (2001, Dezember 13). Numerical investigation of tidal processes and phenomena in the Weddell Sea, Antarctica. *Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften*, 1- 151 (133). Bremerhaven, Deutschland: Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung.
- PEREIRA, A. F., BECKMANN, A., & HELLMER, H. H. (2002, July). Tidal mixing in the southern Weddell Sea: results from a three-dimensional model. *Journal of Physical Oceanography*, 32(7), pp. 2151 - 2170. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<2151:TMITSW>2.0.CO;2
- PEROVICH, D. K., & RICHTER-MENGE, J. A. (2009). Loss of sea ice in the Arctic. *Annual Review of Marine Science*, 1, pp. 417-441.
- PEROVICH, D. K., RICHTER-MENGE, J. A., JONES, K. F., & LIGHT, B. (2008). Sunlight, water, and ice: extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(L11501), pp. 1-4.
- PEROVICH, D., MEIER, W., TSCHUDI, M., GERLAND, S., & RICHTER-MENGE, J. (2012, 12 03). Arctic Report Card - Sea ice. Retrieved 03 15, 2013, from www.arctic.noaa.gov/reprtcards/seaice.html
- PETERSON, B. J., McCLELLAND, J., CURRY, R., HOLMES, R. M., WALSH, J. E., & AAGAARD, K. (2006). Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle. *Science*, 313 (5790), pp. 1061-1066.
- PETIT, B., & NORRO, A. (2000). Seasonal evolution of sea ice and oceanic heat flux in the Weddell Sea. 27, pp. 37-52.
- PFAFFHUBER, A. A., HENDRICKS, S., & KVISTEDAL, Y. A. (2012). Progressing from 1D to 2D and 3D near-surface airborne electromagnetic mapping with a multisensor, airborne sea-ice explorer. *Geophysics*, 77, pp. 1-9. doi:10.1190/GEO2011-0375.1

- PFAFFLING, A. (2003). Electromagnetic methods to measure sea ice thickness. AWI - Sea Ice Group.
- PFAFFLING, A., HAAS, C., & REID, J. E. (2004). Empirical inversion of HEM data for sea ice thickness mapping. *Near Surface 2004 - 10th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, (pp. 1-4). Utrecht, The Netherlands.
- PFEFFER, W. T., HARPER, J. T., & O'NEEL, S. (2008). Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-Century sea-level rise. *Science*, pp. 1340 - 1343. doi:10.1126/science.1159099
- PIMENTEL, S., & FLOWERS, G. (2011). A numerical study of hydrologically driven glacier dynamics and subglacial flooding. *Proceedings of the Royal Society A*, 467, pp. 537 – 558. doi:10.1098/rspa.2010.0211
- POWELL, D. C., MARKUS, T., & STÖSSEL, A. (2005). Effects of snow depth forcing on Southern Ocean sea ice simulations. *Journal of Geophysical Research*, 110(C06001), pp. 1-10.
- PRITCHARD, H. D., & VAUGHAN, D. G. (2007). Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 112(F03S29), pp. 1- 10. doi:10.1029/2006JF000597
- RAHMSTORF, S. (2006). Thermohaline Ocean Circulation. In S. A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 1-10). Amsterdam: Elsevier.
- RAHMSTORF, S. (2007). A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, pp. 368 - 370. doi:10.1126/science.1135456
- REN, D., LESLIE, L. M., & LYNCH, M. J. (2012). Verification of model simulated mass balance, flow fields and tabular calving events of the Antarctic ice sheet against remotely sensed observations. *Clymate Dynamics*, pp. 1 - 20. doi:10.1007/s00382-012-1464-3
- RENFREW, I. A., KING, J. C., & MARKUS, T. (2002). Coastal polynyas in the southern Weddell Sea: Variability of the surface energy budget. *Journal of Geophysical Research*, 107, pp. 1-16. doi:10.1029/2000JC000720
- RENNER, A. H., & LYTLE, V. (2007). Sea-ice thickness in the Weddell Sea, Antarctica: a comparison of model and upward-looking sonar data. *Annals of Glaciology*, 46(1), pp. 419-427.
- RICHARDSON, P. L. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II*, 52, pp. 429 - 463. doi:10.1016/j.dsr2.2004.11.001

- RICHARDSON, P. L. (2008). On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. *Progress in Oceanography*, 76, pp. 466-486.
- RIGNOT, E., & DRINKWATER, M. R. (1994). Winter sea-ice mapping from multi-parameter synthetic-aperture radar data. *Journal of Glaciology*, 40(134), pp. 31-45.
- RIGOR, I. G., WALLACE, J. M., & COLONY, R. L. (2002). Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *Journal of Climate*, 15, pp. 2648-2663.
- RINTOUL, S. R., HUGHES, C., & OLBERS, D. (2001). The Antarctic Circumpolar Current System. In G. SIEDLER, J. CHURCH, & J. GOULD (Eds.), *Ocean Circulation and Climate* (pp. 271-302). Academic Press.
- ROBERTS, A., ALLISON, I., & LYTLE, V. I. (2001). Sensible- and latent-heat-flux estimates over the Mertz Glacier polynya, East Antarctica, from in-flight measurements. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 377-348.
- ROBERTSON, R. (2001). Internal tides and baroclinicity in the southern Weddell Sea: 1. Model description. *Journal of Geophysical Research*, 106(C11), pp. 27001 - 27016.
- ROBERTSON, R. (2001). Internal tides and baroclinicity in the Southern Weddell Sea: 2. Effects of the critical latitude and stratification. *Journal of Geophysical Research*, pp. 27017 - 27034.
- ROBERTSON, R. (2005). Baroclinic and barotropic tides in the Weddell Sea. *Antarctic Science*, 17(3), pp. 461–474. doi:10.1017/S0954102005002890
- ROBERTSON, R., VISBECK, M., GORDON, A. L., & FAHRBACH, E. (2002). Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. *Deep-Sea Research II*, 49(21), pp. 4791-4806.
- ROBINSON, I. S. (2010). *Discovering the ocean from space: The unique applications of satellite oceanography*. Berlin Heidelberg: Springer - Verlag.
- ROSICH, B. (2003). ASAR image and Wide Swath Mode optimizations and product quality update. *Proceedings of ENVISAT Validation Workshop* (p. 16). Frascati: ESA.
- ROTHROCK, D. A., PERCIVAL, D. B., & WENSNAHAN, M. (2008). The decline in arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data. *Journal of Geophysical Research*, 113(C05003), pp. 1-9.
- ROTHROCK, D. A., YU, Y., & MAYKUT, G. A. (1999). Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, 26(23), pp. 3469-3472.

- ROTHROCK, D. A., ZHANG, J., & YU, Y. (2003). The Arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3, 3038), pp. 1-10.
- SALDERN, C., BUSCHE, T., HAAS, C., & DIERKING, W. (2004). Analysis of sea ice roughness and thickness variation for improvement of SAR ice type classification., (p. 1).
- SALDERN, C., BUSCHE, T., HAAS, C., & DIERKING, W. (2004). Analysis of sea ice surface roughness and thickness profiles for improvement of SAR ice type classification. pp. 1-6.
- SANDULESCU, M., HERNÁNDEZ-GARCÍA, E., LÓPEZ, C., & FEUDEL, U. (2006). Kinematic studies of transport across an island wake, with application to the Canary islands. *Tellus*, 58A, pp. 605–615. doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00199.x
- SANGRÀ, P., GORDO, C., HERNÁNDEZ-ARENCEBIA, M., MARRERO-DÍAZ, A., RODRÍGUEZ-SANTANA, A., STEGNER, A., . . . PICHON, T. (2011). The Bransfield current system. *Deep-Sea Research I*, 58, pp. 390-402. doi:10.1016/j.dsr.2011.01.011
- SANTOS, V. L. (2012). Estudo da dinâmica de geleiras de maré do Nordeste da Península Antártica através de imagens SAR de alta resolução. *Dissertação de mestrado*, pp. 1-86.
- SAVIDGE, D. K., & AMFT, J. A. (2009). Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of shipboard ADCP transects. *Deep-Sea Research I*, 56, pp. 1633–1655. doi:10.1016/j.dsr.2009.05.011
- SCAMBOS, T., BOHLANDER, J., SHUMAN, C., & SKVARCA. (2004). Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31(L18402), pp. 1-4.
- SCAMBOS, T., FRICKER, H. A., LIU, C., BOHLANDER, J., FASTOOK, J., SARGENT, A., . . . WU, A. (2009). Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, pp. 51-60.
- SCAR. (1989). *The role of Antarctic in global change*. Scientific Committee on Antarctic Research. Cambridge: ICSU Press.
- SCHEUCHL, B., CAVES, R., FLETT, D., DE ABREU, R., ARKETT, M., & CUMMING, I. (2004). ENVISAT ASAR AP data for operational sea ice monitoring. *IEEE*, pp. 2142-2145.

- SCHMITT, C. (2006). *Interannual variability in Antarctic sea ice motion*. Baden-Baden, Germany: Universität Karlsruhe.
- SCHMITT, C., & DRINKWATER, M. (2004). *Atlas of Antarctic sea ice drift: data quality check*.
- SCHODLOK, M. (2009). Iceberg drifter deployment (freshwater export in the northwestern Weddell Sea. In P. Lemke (Ed.), *The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2006 (ANT-XXIII/7)* (Vols. 586-2009). Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institut Für Polar Und Meeresforschung - Helmholtz-Gemeinschaft.
- SCHODLOK, M. P., HELLMER, H. H., & BECKMANN, A. (2002). On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. *Deep-Sea Research II*, pp. 4807–4825.
- SCHODLOK, M. P., HELLMER, H. H., ROHARDT, G., & FAHRBACH, E. (2006). Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations. *Journal of Geophysical Research*, 111(C06018), pp. 1-14.
doi:doi:10.1029/2004JC002661
- SCHWEGMANN, S., HAAS, C., FOWLER, C., & GERGES, R. (2011). A comparison of satellite-derived sea-ice motion with drifting-buoy data in the Weddell Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 103-110.
- SCHWEIGER, A. J., ZHANG, J., LINDSAY, R. W., & STEELE, M. (2008). Did unusually sunny skies help drive the record sea ice minimum of 2007? *Geophysical Research Letters*, 35(L10503), pp. 1-6.
- SCOTT, M., & SIMMON, R. (2009, April 20). *Sea ice: feature articles*. (NASA - Earth Observatory:
<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/SeaIce/printall.php>)
- SEIDOV, D., BARRON, E., & HAUPT, B. J. (2001). Meltwater and the global ocean conveyor: northern versus southern connections. *Global and Planetary Change*, 30, pp. 257-270.
- SERREZE, M. C., WALSH, J. E., CHAPIN III, F. S., OSTERKAMP, T., DYURGEROV, M., ROMANOVSKY, V., . . . BARRY, R. G. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *CLimatic Change*, 46, pp. 159-207.
- SILVA, T. A., & BIGG, G. R. (2005). Computer-based identification and tracking of Antarctic icebergs in SAR images. *Remote Sensing of Environment*, 94, pp. 287-297. doi:10.1016/j.rse.2004.10.002

- SIMÕES, J. C. (2004). Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, pp. 119-154.
- SPEICH, S., BLANKE, B., & CAI, W. (2007). Atlantic meridional overturning circulation and the Southern Hemisphere supergyre. *Geophysical Research Letters*, *34*(L23614), pp. 1-5.
- SPIEGEL, M., SCHILLER, J., & SRINIVASAN, A. (2001). *Probability and Statistics* (Vol. 1). (M. LEVAN, Ed.) MCGRAW-HILL.
- STAMMERJOHN, S. E., DRINKWATER, M. R., SMITH, R. C., & LIU, X. (2003). Ice-atmosphere interactions during sea-ice advance and retreat in the western Antarctic Peninsula region. *Journal of Geophysical Research*, *108*(3329), pp. 1-27.
- STROEVE, J. C., MASLANIK, J., SERREZE, M. C., RIGOR, I., MEIER, W., & FOWLER, C. (2011). Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010. *Geophysical Research Letters*, *38*(L02502), pp. 1-6.
- STURM, M., MORRIS, K., & MASSOM, R. (1996). A description of the snow cover on the winter sea ice of the Amundsen and Ross Seas. *Antarctic Journal of the United States*, *30*(1-4), pp. 21-24.
- SUMMERHAYES, C. (2009). The Antarctic environment in the global system. In J. TURNER, R. BINDSCHADLER, P. CONVEY, G. DI PRISCO, E. FAHRBACH, J. GUTT, . . . C. SUMMERHAYES, *Antarctic Climate Change and the Environment*. Cambridge, UK: Scientific Committee on Antarctic Research.
- TAN, B., LU, P., LI, Z., & LI, R. (2013). Form drag on pressure ridges and drag coefficient in the northwestern Weddell Sea, Antarctica, in winter. *Annals of Glaciology*, *54*, pp. 133 - 138. doi:doi:10.3189/2013AoG62A092
- THOMA, M., GROSFELD, K., MOHRHOLZ, C., & LANGE, M. A. (2005). Modelling ocean circulation and ice-ocean interaction in the southern Weddell Sea. *FRISP Report*, 16.
- THORNDIKE, A. S., ROTHROCK, D. A., MAYKUT, G. A., & COLONY, R. (1975). The thickness distribution of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, *80*, pp. 4501 - 4513.
- THORNDIKE, A. S., ROTHROCK, D. A., MAYKUT, G. A., & COLONY, R. (1975). The Thickness Distribution of Sea Ice. *Journal of Geophysical Research*, *80*(33), pp. 4501-4513. doi:doi:10.1029/JC080i033p04501

- TIMMERMANN, R., GOOSE, H., MADEC, G., FICHEFET, T., ETHE, C., & DULIÈRE, V. (2005). On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice–ocean model. *Ocean Modelling*, 8, pp. 175-201.
- TIMMERMANN, R., WORBY, A., GOOSSE, H., & FICHEFET, T. (2004). Utilizing the ASPeCt sea ice thickness data set to evaluate a global coupled sea ice–ocean model. *Journal of Geophysical Research*, 109(C07017), pp. 1-10.
- TISON, J.-L., WORBY, A., DELILLE, B., BRABANT, F., PAPADIMITRIOU, S., THOMAS, D., . . . HAAS, C. (2008). Temporal evolution of decaying summer first-year sea ice in the Western Weddell Sea, Antarctica. *Deep-Sea Research II*, 55, pp. 975–987. doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.021
- TONBOE, R. T., PEDERSEN, L. T., & HAAS, C. (2010). Simulation of the CryoSat-2 satellite radar altimeter sea ice thickness retrieval uncertainty. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36(1), pp. 55-67.
- TOYOTA, T., MASSOM, R., TATEYAMA, K., TAMURA, T., & FRASER, A. (2011). Properties of snow overlying the sea ice off East Antarctica in late winter, 2007. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1137-1148.
- TUCKER III, W. B., PEROVICH, D. K., GOW, A. J., WEEKS, W. F., & DRINKWATER, M. R. (1992). Physical properties of sea ice relevant to remote sensing. In F. D. CARSEY (Ed.), *Microwave Remote Sensing of Sea Ice - Geophysical Monograph 68* (pp. 9 - 28). Washington, D. C., U.S.A.: American Geophysical Union. doi:doi:10.1029/GM068
- TUCKER III, W. B., WEATHERLY, J. W., EPPLER, D. T., FARMER, L. D., & BENTLEY, D. L. (2001). Evidence for rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980's. *Geophysical Research Letters*, 28(14), pp. 2851-2854.
- TURNER, J. (2009). The instrumental period. Temperature changes. In J. TURNER, R. BINDSCHADLER, P. CONVEY, G. DI PRISCO, E. FAHRBACH, J. GUTT, . . . C. SUMMERHAYES, *Antarctic Climate Change and the Environment* (pp. 195-202). Cambridge, UK: Scientific Committee on Antarctic Research.
- ULANDER, L. M., JOHANSSON, R., & ASKNE, J. (1992). C-band radar backscatter of Baltic sea ice: theoretical predictions compared with calibrated SAR measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 13(13), pp. 2447-2468.

- VAN LIPZIG, N. P., MARSHALL, G. J., ORR, A., & KING, J. C. (2008). The Relationship between the Southern Hemisphere Annular Mode and Antarctic Peninsula summer temperatures: analysis of a high-resolution model climatology. *Journal of Climate*, 21, pp. 1649-1668.
- VAUGHAN, D. G., & DOAKE, C. M. (1996, January 25). Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379, pp. 328-331.
- VAUGHAN, D. G., MARSHALL, G. J., CONNOLLEY, W. M., PARKINSON, C., MULVANEY, R., HODGSON, D. A., . . . TURNER, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60, pp. 243-274.
- VON GYLDENFELDT, A., FAHRBACH, E., GARCÍA, M. A., & SCHRÖDER, M. (2002). Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Research II*, 49, pp. 4743–4766.
- VOWINCKEL, E., & ORVIG, S. (1970). The climate in the north polar basin, in Climate of Polar Regions. *World Survey of Climatology*, 14, pp. 129-252.
- WADHAMS, P., LANGE, M. A., & ACKLEY, S. F. (1987). The ice thickness distribution across the Atlantic Sector of the Antarctic Ocean in midwinter. *Geophysical Research Letters*, 92(C3), pp. 14535-14552.
- WARREN, S. G., RIGOR, I. G., UNTERSTEINER, N., RADIONOV, V. F., BRYAZGIN, N. N., ALEKSANDROV, Y., & COLONY, R. (1999). Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 12, pp. 1814-1829.
- WELLS, H., VOSPER, S. B., WEBSTER, S., ROSS, A. N., & BROWN, A. R. (2008). The impact of mountain wakes on the drag exerted on downstream mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, pp. 677–687. doi:10.1002/qj.242
- WILLIAMS, C. R., HINDMARCH, R. C., & ARTHURN, R. J. (2012). Frequency response of ice streams. *Proceedings of The Royal Society A*, 468, pp. 3285–3310. doi:10.1098/rspa.2012.0180
- WILLMES, S., HAAS, C., & NICOLAUS, M. (2011). High radar-backscatter regions on Antarctic sea-ice and their relation to sea-ice and snow properties and meteorological conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 32(14), pp. 3967-3984.
- WILLMES, S., HAAS, C., NICOLAUS, M., & BAREISS, J. (2009). Satellite microwave observations of the interannual variability of snowmelt on sea ice in the Southern Ocean. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 114(C03006), pp. 1-13.

- WINGHAM, D. J., FRANCIS, C. R., BAKER, S., BOUZINAC, C., BROCKLEY, D., CULLEN, R., . . . WALLIS, D. W. (2006). CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research*, 37, pp. 841-871.
- WINSOR, P. (2001). Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990s. *Geophysical Research Letters*, 28(6), pp. 1039-1041.
- WMO. (2011). *Provisional statement on the status of the global climate*. World Meteorological Organization (WOM):
http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/gcs_2011_en.html.
- WORBY, A. P., & ALLISON, I. (1991). Ocean-atmosphere energy exchange over thin, variable concentration Antarctic pack ice. *Annals of Glaciology*, 15, pp. 184-190.
- WORBY, A. P., & COMISO, J. C. (2004). Studies of the Antarctic sea ice edge and ice extent from satellite and ship observations. *Remote Sensing of Environment*, 92, pp. 98-111.
- WORBY, A. P., BUSH, G. M., & ALLISON, G. M. (2001). Seasonal development of the sea-ice thickness distribution in East Antarctica: measurements from upward-looking sonar. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp. 177-180.
- WORBY, A. P., GEIGER, C. A., PAGET, M. J., VAN WOERT, M. L., ACKLEY, S. F., & DELIBERTY, T. L. (2008). Thickness distribution of Antarctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 113(C05S92), pp. 1-14.
- WORBY, A. P., GRIFFIN, P. W., LYTLE, V. I., & MASSOM, R. A. (1999). On the use of electromagnetic induction sounding to determine winter and spring sea ice thickness in the Antarctic. *Cold Regions Science and Technology*, 29, pp. 49-58.
- WORBY, A. P., JEFFRIES, M. O., WEEKS, W. F., MORRIS, K., & JANÁ, R. (1996). The thickness distribution of sea ice and snow cover during late winter in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 101(C12), pp. 28441-28455.
- WORBY, A. P., STEER, A., LIESER, J. L., HEIL, P., YI, D., MARKUS, T., . . . ZWALLY, J. (2011). Regional-scale sea-ice and snow thickness distributions from in situ and satellite measurements over East Antarctica during SIPEX 2007. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1125-1136.
- XIE, H., ACKLEY, S. F., YI, D., ZWALLY, H. J., WAGNER, P., WEISSLING, B., . . . YE, K. (2011). Sea-ice thickness distribution of the Bellingshausen Sea from surface measurements and ICESat altimetry. *Deep-Sea Research II*, 58, pp. 1039-1051.

- XIE, S., LIU, W. T., LIU, Q., & NONAKA, M. (2001, June 15). Far-reaching effects of the hawaiian islands on the Pacific Ocean-Atmosphere System. *Science*, 292, pp. 2057 - 2060.
- YI, D., ZWALLY, H. J., & ROBBINS, J. W. (2011). ICESat observations of seasonal and interannual variations of sea-ice freeboard and estimated thickness in the Weddell Sea, Antarctica (2003-2009). *Annals of Glaciology*, 52(57), pp. 43-51.
- YU, Y., MAYKUT, G. A., & ROTHROCK, D. A. (2004). Changes in the thickness distribution of Arctic sea ice between 1958-1970 and 1993-1997. *Journal of Geophysical Research*, 109(C08004), pp. 1-13.
- ZHANG, J. (2007). Increase Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions. *Journal of Climate*, 20, pp. 2515-2529.
- ZHANG, J., LINDSAY, R., STEELE, M., & SCHWEIGER, A. (2008). What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007? *Geophysical Research Letters*, 35(L11505), pp. 1-5.
- ZHAO, Y., & LIU, A. K. (2007). Arctic sea-ice motion and its relation to pressure field. *Journal of Oceanography*, 63, pp. 505-515.
- ZHAO, Y., LIU, A. K., & LONG, D. G. (2002). Validation of sea ice motion from QuickSCAT with those from SSM/I and buoy. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(6), pp. 1241-1246.
- ZHOU, M., NIILER, P. P., & HU, J. (2002). Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. *Deep-Sea Research I*, 49, pp. 267–280.
- ZHOU, M., NIILER, P. P., ZHU, Y., & DORLAND, R. D. (2006). The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Research I*, 53, pp. 1244–1252. doi:10.1016/j.dsr.2006.04.003
- ZWALLY, H. J., ABDALATI, W., HERRING, T., LARSON, K., SABA, J., & STEFFEN, K. (2002, July 02). Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297, pp. 218 - 221. doi:10.1126/science.1072708
- ZWALLY, H. J., COMISO, J. C., PARKINSON, C. L., CAMPBELL, W. J., CARSEY, F. D., & GLOERSEN, P. (1983). Antarctic sea ice, 1973-1976 satellite passive microwave observation. *NASA Special Publication*, 1-206.
- ZWALLY, H. J., COMISO, J. C., PARKINSON, C. L., CAVALIERI, D. J., & GLOERSEN, P. (2002). Variability of Antarctic sea ice 1979-1998. *Journal of Geophysical Research*, 107(3041), pp. 1-21.

- ZWALLY, H. J., PARKINSON, C. L., & COMISO, J. C. (1983). Variability of Antarctic sea ice and changes in carbon dioxide. *Science*, 220(4601), pp. 1005-1012.
- ZWALLY, H. J., SCHUTZ, B., ABDALATI, W., ABSHIRE, J., BENTLEY, C., BRENNER, A., . . . THOMAS, R. (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34, pp. 405-445.
- ZWALLY, H. J., YI, D., KWOK, R., & ZHAO, Y. (2008). ICESat measurements of sea ice freeboard and estimates of sea ice thickness in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 113(C02S15), pp. 1-17.