

Revista Brasileira de Cartografia (2015) N<sup>o</sup> 67/3: 569-589  
Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto  
ISSN: 1808-0936

## **IDENTIFICAÇÃO E MONITORAMENTO DE ICEBERGS EM IMAGENS ADVANCED SYNTHETIC APERTURE RADAR NO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL, ANTÁRTICA**

*Icebergs Identification and Tracking using Advanced Synthetic Aperture Radar  
(ASAR) Images in the Northwest of Weddell Sea, Antarctic*

**Lorena L. Collares<sup>1</sup>, Mauricio M. Mata<sup>1</sup>, Jorge Arigony Neto<sup>2</sup>  
& Rodrigo Kerr<sup>1</sup>**

**<sup>1</sup>Universidade Federal do Rio Grande - FURG**  
**Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC), Instituto de Oceanografia**  
Av. Itália km 8, Rio Grande, RS, 96203-900, Brasil.  
lorenaoceano@gmail.com, {mauricio.mata, rodrigokerr}@furg.br

**<sup>2</sup>Universidade Federal do Rio Grande - FURG**  
**Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LACRIO), Instituto de Oceanografia**  
Av. Itália km 8, Rio Grande, RS, 96203-900, Brasil  
jorgearigony@furg.br

*Recebido em 02 de Fevereiro, 2014/ Aceito em 15 de Março, 2014*  
*Received on February 02, 2014/ Accepted on March 15, 2014*

### **RESUMO**

A identificação e o monitoramento de um iceberg foi realizada ao longo de uma série de imagens *Advanced Synthetic Aperture Radar* - ASAR, durante 261 dias do ano de 2009, através de uma metodologia de classificação de imagens. O iceberg derivou aproximadamente 1357 km com uma velocidade média de 5,2 km d<sup>-1</sup>, descrevendo uma trajetória desde o oeste do mar de Weddell até o interior do estreito de Bransfield, na extremidade da Península Antártica. A deriva do iceberg evidenciou a circulação oceânica ciclônica do estreito de Bransfield. A partir da análise de sua trajetória, em conjunto com a observação de variação da sua área superficial, foi possível associar a deriva deste iceberg com as principais correntes e frentes oceânicas do entorno da extremidade da Península Antártica. A região do estreito de Bransfield demonstrou ter maior influência sobre a desintegração do iceberg, tanto por fraturamento como por derretimento da estrutura de gelo, resultando numa diminuição da área superficial do iceberg de ~80%. O presente estudo demonstrou que a utilização de imagens ASAR é uma ferramenta eficaz na observação do deslocamento de icebergs, auxiliando na investigação qualitativa sobre a circulação oceânica em altas latitudes.

**Palavras chaves:** Iceberg, ASAR, Mar de Weddell, Estreito de Bransfield, Classificação de Imagens.

### **ABSTRACT**

The identification and tracking of an iceberg was performed using an image classification methodology along a series of *Advanced Synthetic Aperture Radar* – ASAR images, during 261 days in 2009. The iceberg drifted approximately 1357 km with an average speed of 5.2 km d<sup>-1</sup>, describing a trajectory from the western Weddell sea to the interior of

the Bransfield strait, near the tip of the Antarctic Peninsula. The iceberg drift depicted the cyclonic ocean circulation of the Bransfield Strait. Through the analysis of the iceberg's trajectory and the variation of its surface area it was possible to associate the drift of the iceberg with some of the main oceanic currents and fronts around the tip of the Antarctic Peninsula. The Bransfield Strait area was found to have greater influence on the iceberg disintegration, both from melting and fracturing of the ice structure, resulting in a decrease in the iceberg surface area of ~ 80%. The current study shows that the use of ASAR images is an effective tool for observing the displacement of icebergs, assisting in qualitative works of ocean circulation at high latitudes.

**Keywords:** Iceberg, ASAR, Weddell Sea, Bransfield Strait, Images Classification.

## 1. INTRODUÇÃO

Os icebergs representam uma distinta feição no oceano Austral. Durante o verão a elevação da temperatura média da atmosfera origina fendas que acarretam no fraturamento nas plataformas de gelo e glaciares da região Antártica. Segundo Willians *et al.*, (1999), grandes icebergs sofrem fraturas e são responsáveis por originar icebergs de proporções menores. Em sua maioria, os icebergs têm comprimento de poucas centenas de metros (~200 e 300 m), podendo ocorrer também a formação de grandes estruturas de gelo, que alcançam centenas de quilômetros, tais como os icebergs denominados por A-38B (150 km × 50 km, JANSEN *et al.*, 2007) e B-15A (126 km × 27 km, TURNBULL *et al.*, 2010). Para uma maior segurança da navegação, o conhecimento do efeito na estrutura termohalina, e o balanço de calor e de água doce nos oceanos estimulam os estudos do movimento e distribuição dos icebergs no oceano Austral (e.g. ROMANOV *et al.*, 2008).

As correntes oceânicas, a batimetria, o gelo marinho e o vento determinam a trajetória e a deriva dos icebergs. Desta forma, informações sobre a distribuição e a concentração destes grandes blocos de gelo podem auxiliar no melhor entendimento da circulação oceânica e atmosférica nas regiões polares (RADIKEVICH & ROMANOV, 1995; ROMANOV *et al.*, 2008), assim como no balanço de massa destas regiões. Uma vez que a maior parte da massa dos icebergs encontra-se abaixo da superfície da água, essas feições movem-se predominantemente sob a influência das correntes oceânicas. Com estas considerações, a deriva de icebergs pode ser um método útil para o estudo das correntes superficiais e de subsuperfície dos oceanos em regiões subamostradas (WILLIAMS, 1999).

Dependendo da natureza e origem das plataformas de gelo e de sua interação com o oceano, estas dão origem a icebergs de espessuras variáveis. A espessura média de um iceberg depende da espessura da frente da geleira que o originou (GLADSTONE *et al.*, 2001). Segundo Gladstone *et al.* (2001), a espessura dos icebergs no mar de Weddell varia em média entre 150 e 550 m, sendo sugerido pelos autores o valor médio de 250 m de espessura para icebergs com ao menos um dos eixos horizontais com comprimento maior que 330 m. Apesar dos impactos potenciais que o derretimento de icebergs pode causar, pouco é conhecido sobre seus aspectos dinâmicos e cinemáticos, tais como as trajetórias predominantes dos icebergs e a quantidade de água doce de derretimento que é exportada para o oceano adjacente. De acordo com Jenkins (1991) e Jansen *et al.*, (2007), o derretimento e desintegração de icebergs é uma função complexa que envolve: (i) as dimensões e (ii) geometria dos icebergs e (iii) a temperatura atmosférica e oceânica e (iv) salinidade do ambiente ao redor.

Em direção a latitudes menores e com maior temperatura é esperado o aumento significativo da entrada de água doce nos oceanos devido ao maior derretimento e erosão das bordas dos icebergs. A velocidade de deriva do iceberg e a velocidade relativa entre o oceano e os icebergs são também importantes variáveis para a determinação da intensidade de derretimento, pois influenciam a troca turbulenta entre o gelo dos icebergs e o oceano (JENKINS, 1991; JANSEN *et al.*, 2007).

A observação da trajetória de icebergs, a estimativa de velocidade média, a desintegração (por quebra e derretimento) e o fluxo para o oceano são de fundamental importância para a compreensão dos processos oceanográficos e glaciológicos em altas latitudes. Este trabalho

descreve uma metodologia para detecção de icebergs de tamanho médio através de imagens de *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR) avaliando um estudo de caso específico para inferir os principais fatores que influenciam na sua deriva e variação de área superficial durante o processo de desintegração.

## 2. ÁREA DE ESTUDO

O mar de Weddell (Figura 1) é uma das principais áreas fontes de formação de massas de água profundas e densas do planeta, sendo apontado como a principal área de ventilação das regiões abissais do oceano mundial (e.g. SCHODER & FAHRBACH, 1999; MUENCH & HELLMER, 2002; KERR *et al.*, 2012). Este é um dos locais de maior produção da Água de Fundo Antártica (AABW; CARMACK, 1977; ORSI *et al.*, 1999; SEBILLE *et al.*, 2013). De acordo com ORSI *et al.* (1993) a circulação no mar de Weddell é caracterizada por um giro ciclônico alongado, sendo orientado na direção SW-NE e denominado como Giro de Weddell. O padrão de ventos em superfície gera as principais correntes que integram o Giro de Weddell, sendo que a deriva do vento de leste (*East Wind Drift*)

dá origem a uma estreita corrente no entorno do continente com direção oeste e praticamente circumpolar, denominada de Corrente Costeira Antártica (DEACON, 1979 e 1982).

A Corrente Costeira Antártica determina o regime oceanográfico em torno de todo o continente Antártico, onde as massas de águas oceânicas interagem com as plataformas de gelo (FAHRBACH *et al.*, 1992). De acordo com von Gyldenfeldt *et al.* (2002), as águas de plataforma recentemente ventiladas deixam o noroeste do mar de Weddell (Figura 2) próximo a extremidade da Península Antártica e, possivelmente, se espalham nos mares regionais do oceano Austral dirigindo-se para o estreito de Bransfield, Bacia Powel, mar de Scotia e arredores das ilhas Orcadas do Sul.

O estreito de Bransfield (EB) é uma das áreas do oceano Austral mais densamente estudada devido a sua fácil acessibilidade geográfica e as condições favoráveis de gelo marinho (GARCÍA *et al.*, 2002). De acordo com LÓPEZ *et al.* (1999), este estreito é um corpo de água semi-fechado com aproximadamente 50.000 km<sup>2</sup> de extensão e localizado entre as ilhas Shetland do Sul e a Península Antártica (Figura 1).

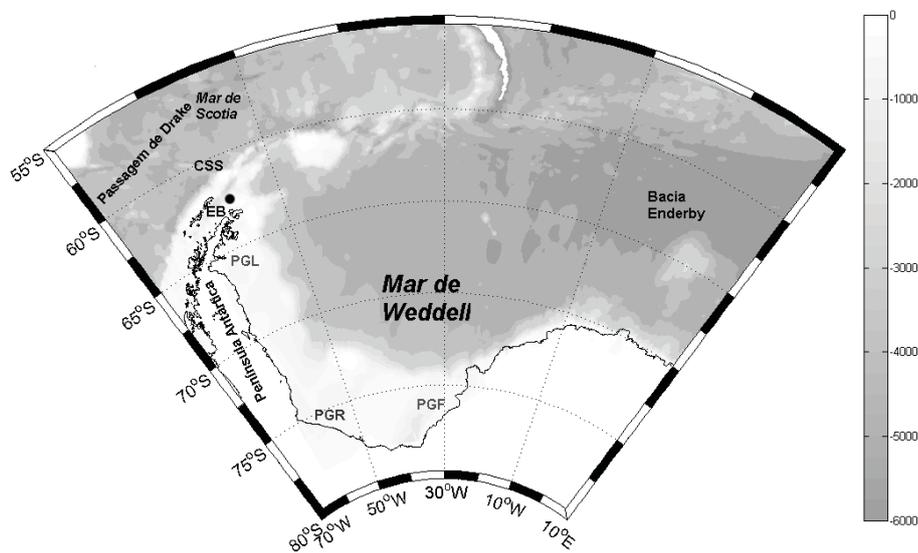


Fig. 1 - Mapa batimétrico (m) do mar de Weddell e adjacências. Localização da Cordilheira Scotia do Sul (CSS); Plataforma de Gelo Larsen (PGL); Plataforma de gelo Ronne (PGR); Plataforma de Gelo Filchner (PGF); estreito de Bransfield (EB).

Do ponto de vista geomorfológico, o estreito de Bransfield compreende três bacias oceânicas profundas, sendo que cada uma é conectada a outra por uma elevação que limita

a profundidade em 1000 m. Estas bacias são denominadas de: Ocidental, Central e Oriental, sendo separadas pelas elevações das ilhas Deception e Bridgeman (PRIETO *et al.*, 1998;

IMBO *et al.*, 2003). A bacia ocidental está conectada ao mar de Bellingshausen através do estreito de Gerlache e outras passagens mais a oeste das ilhas Shetland do Sul (LOPEZ *et al.*, 1999; GARCIA *et al.*, 2002), enquanto que à leste a bacia tem livre comunicação com os mares de Weddell e Scotia do Sul (LOPEZ *et al.*, 1999). O estreito de Gerlache é limitado

pela costa oeste da Península Antártica e pelo arquipélago Palmer. A conexão entre o estreito de Gerlache e o mar de Bellingshausen ocorre por uma soleira com cerca de 350 m de profundidade (GÁRCIA *et al.*, 2002).

Lopez, *et al.* (1999) indicaram que a hidrografia no estreito de Bransfield é controlada pela interação de dois diferentes fluxos: (i)

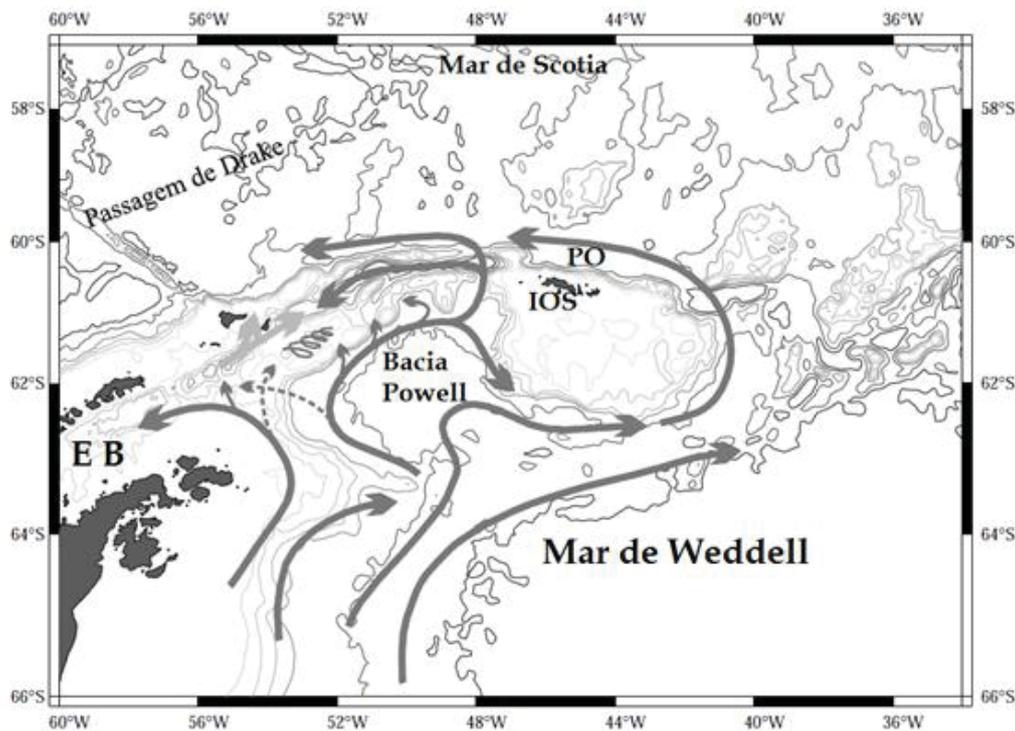


Fig. 2 - Trajetória de correntes superficiais sugeridas na zona de transição entre a Bacia Powell e o mar de Scotia. Adaptada de von GYLDENFELDT *et al.* (2002). Em destaque o estreito de Bransfield (EB), ilhas Orcadas do Sul (IOS), Passagem Orcadas (PO).

a água relativamente quente e menos salina proveniente do mar de Bellingshausen (que entra por passagens mais a oeste das ilhas Shetland do Sul) e (ii) a água fria e salina do mar de Weddell (que entra próximo a ilha de Joinville). Uma estrutura frontal resulta do encontro desses dois fluxos, denominada de Frente de Bransfield (GRELOWSKI *et al.*, 1986; NIILER *et al.*, 1991, SANGRA *et al.*, 2011). A Frente de Bransfield é associada a um jato baroclínico importante conhecido como corrente de Bransfield (LÓPEZ, *et al.*, 1999), estendendo-se da Bacia Ocidental ao longo do sul das ilhas Shetland do Sul pelo talude continental, até a bacia Oriental. Este jato interage com a topografia e gera numerosas estruturas de mesoescala conhecidas como vórtices oceânicos.

No estreito de Bransfield existe uma circulação ciclônica com um forte fluxo orientado leste-nordeste ao longo da margem sul das ilhas Shetland do Sul, e outro fluxo mais fraco e largo com orientação sudoeste ao longo da borda da Península Antártica (SAVIDGE *et al.*, 2009). A porção oeste do jato, nordeste ao sul das ilhas Smith, é denominada Jato de Bransfield (GÁRCIA *et al.*, 2002).

Durante os meses de maio e junho o gelo marinho começa a se formar primeiramente ao longo da Península Antártica, se espalhando para o norte e cobrindo o estreito de Bransfield. Esta área permanece totalmente coberta por gelo até meados de outubro, quando o gelo marinho começa a retrair (GRIFFITH & ANDERSON, 1989). Em contraste com outras áreas do oceano

Austral, o avanço do gelo marinho no estreito de Bransfield é relativamente abrupto (i.e. poucas semanas), enquanto a retração é gradual (i.e. vários meses) (LEVENTER *et al.*, 1996).

### 3. HISTÓRICO

Diferentes métodos de observação de icebergs foram utilizados ao longo do tempo para o entendimento desta componente da criosfera (GLADSTONE & BIGG, 2002). Atualmente, imagens radar de alta e média resolução *Synthetic Aperture Radar – SAR* e *Advanced Synthetic Aperture Radar – ASAR* (SILVA & BIGG, 2005; LUCKMAN *et al.*, 2010; GILES *et al.*, 2011) e plataformas de coleta de dados (PCDs) rastreadas pelo sistema ARGOS instaladas sobre os icebergs têm permitido uma visão mais clara e precisa sobre a dinâmica e cinemática dos icebergs no entorno do continente Antártico (e.g. SCHODLOK *et al.*, 2006).

As imagens de micro-ondas obtidas por meio SAR têm se apresentado como uma forma eficaz de sensoriamento remoto por satélite para a detecção de pequenos e médios icebergs (VIEHOFF & LI 1995; WILLIS *et al.*, 1996, YOUNG *et al.*, 1997). Seu sucesso, em grande parte, é devido à sua alta resolução espacial, tendo como característica um forte sinal de retroespalhamento para a marcação dos icebergs (WILLIAMS *et al.*, 1999). Além disso, as imagens SAR são disponíveis também durante períodos noturnos e geralmente não são afetadas por cobertura de nuvens. Isto fomenta a utilização desta ferramenta para estudos em regiões de difícil acesso, como as polares.

Silva & Bigg (2005) utilizaram um algoritmo para identificar e monitorar pequenos e médios icebergs em três imagens SAR (com 12.5 m de resolução) durante o inverno austral. O método consistia de segmentação automática, classificação dos objetos como icebergs e não icebergs (com limite de  $\geq -9.24$  decibéis para identificação das feições com icebergs), e rastreamento dos icebergs entre as imagens. A fase de classificação necessitava da intervenção do usuário, pois os icebergs não se apresentam sempre uma classe distinguível das outras feições da imagem (como o gelo marinho). Após esta etapa os icebergs eram rastreados entre as imagens de acordo com a semelhança de forma e de tamanho. O método automático

apresentou limitações, apesar de ter identificado corretamente  $\pm 69\%$  dos icebergs das imagens, no entanto superestimou o número de feições identificadas como icebergs.

Gladstone & Bigg (2002) monitoraram icebergs (200 a 10000 m) em duas áreas do mar de Weddell através de imagens SAR durante aproximadamente um mês (com intervalos de 3 a 6 dias). A metodologia consistia de separação de 8-9 imagens para cada período de observação; identificação manual dos icebergs na área de estudo (através da homogeneidade do sinal de retroespalhamento, comprimento e perímetro); aplicação de um programa para rastrear os icebergs identificados na primeira imagem nas seguintes; inspeção visual para confirmar a movimentação ou não dos icebergs. Entretanto, os icebergs que sofreram alteração de sinal de retroespalhamento, mudança de forma e se deslocavam rapidamente apresentavam dificuldade de serem identificados automaticamente nas imagens seguinte.

Jansen *et al.*, (2007) utilizaram diversos sensores remotos para acompanhar a trajetória e decaimento do iceberg A-38 B, desde sua ruptura da plataforma de gelo Ronne em 1998 até seu encalhe próximo a ilha Georgia do Sul em 2004. Grandes mudanças em sua área exposta foram observadas através de perfis de sensores altimétricos. Os resultados deste monitoramento evidenciaram que o decaimento do iceberg A-38 B foi governado principalmente pela erosão basal do gelo, causado pela diferença de temperatura e fricção com as correntes oceânicas.

Nos últimos anos a instalação de rastreadores satelitais tem despontando como uma forma precisa de do monitoramento de icebergs. Schodlok *et al.* (2006) instalaram 52 PCDs em icebergs em diferentes áreas do mar de Weddell. Através da análise das trajetórias puderam estimar as velocidades de deslocamento e as principais rotas em que os icebergs se deslocavam, relacionando com o a circulação oceânica local e a concentração de gelo marinho.

No entanto, apesar destes avanços, a principal fonte de dados sobre icebergs pequenos e médios (200 m a 10 km de comprimento horizontal) no entorno da Antártica ainda ocorre através de observações tomadas a bordo de navios (ORHEIM, 1985, HAMLEY & BUDD, 1986). Adicionalmente aos esforços observacionais, as trajetórias de icebergs a partir das principais

áreas de *calving* no entorno da Antártica têm sido simuladas por modelos dinâmicos e termodinâmicos (e.g., GLADSTONE *et al.*, 2001).

Alguns experimentos têm sido realizados para determinar a trajetória das correntes superficiais no entorno da península Antártica. HEYWOOD *et al.* (2004) através de dados hidrográficos e análises de características de massas de água propuseram esquematicamente as principais rotas de destino das correntes que fluem a leste da península e deixam o mar de Weddell. Em 2007 Thompson *et al.* (2009) realizaram um experimento em que lançaram 40 derivadores de superfície a leste da península ao longo de diferentes isóbatas (desde áreas rasas até profundas). Os resultados demonstraram que os derivadores seguiram diferentes trajetórias, de acordo com as correntes que fluíam sobre essas diferentes feições batimétricas, corroborando a descrição das feições encontradas por Heywood *et al.* (2004). Savidge (2009), analisando dados de correntometria no interior do estreito de Bransfield, relacionou o fluxo com direção sudoeste, na borda oeste da Península Antártica, sendo pertencente à Corrente Costeira Antártica.

Finalmente, no estreito de Bransfield existe uma circulação ciclônica com um forte fluxo orientado de leste para nordeste ao longo da margem sul das ilhas Shetland do Sul, e outro fluxo mais fraco e largo com orientação sudoeste ao longo da borda da Península Antártica (SAVIDGE *et al.*, 2009).

Alguns sinais de alterações nas águas profundas e de fundo já têm sido notados no entorno do continente Antártico. Aoki *et al.* (2005) observaram alteração de salinidade nas propriedades da Água de Fundo de Adelie, entre 1990-2003 no setor antártico australiano. Garcia & Mata (2005) analisaram dados de seções hidrográficas do National Oceanographic Data Center (NDOC) para a região do estreito de Bransfield e observaram a tendência de aumento de temperatura e diminuição da salinidade das águas profundas e de fundo dessa região entre os anos 1980-2005.

Azaneu *et al.* (2013) estudando as tendências das propriedades hidrográficas das águas de fundo do entorno da Antártica através de dados hidrográficos, coletados entre 1958-2010, observou que as massas de água

densas formadas próximas as plataformas tem demonstrado tendências de diminuição de salinidade e de temperatura, enquanto no oceano aberto a AABW demonstrou tendência de aumento de temperatura sem alteração da salinidade.

Desta forma, o presente estudo pretende contribuir com os avanços do entendimento da circulação superficial no entorno de Península Antártica através da identificação de icebergs em imagens ASAR.

## 4. DADOS E MÉTODOS

A descrição dos dados utilizados neste trabalho ocupa a primeira parte desta seção, mais especificamente os dados obtidos a partir das imagens *Advanced Synthetic Aperture Radar* – ASAR. Posteriormente, é descrito o pré-processamento das imagens e a metodologia para a identificação e monitoramento do iceberg ao longo da série de imagens disponíveis.

### 4.1 Imagens ASAR

O sensor ASAR é um radar de abertura sintética que opera na banda C (5,3 GHz com comprimento de onda de ~5,6 cm) (ESA, 2002). O sensor esteve a bordo do satélite ENVISAT, em órbita desde 28 de março de 2002 até 8 de abril de 2012 quando sua missão foi finalizada (<http://www.esa.int>). Esse instrumento é uma versão aprimorada do instrumento SAR, que operava nos satélites ERS-1 (1991 até 2000) e ERS-2 (1995 até 2011). O ASAR pertence à classe dos sensores ativos, *i.e.*, aqueles que emitem a sua própria energia na forma de radiação eletromagnética (neste caso na faixa das micro-ondas) e medem o retorno do sinal emitido (retroespalhamento). Este sinal é emitido em pulsos pré-determinados, e a partir do conhecimento do ângulo de incidência, da intensidade e do tempo de retorno do sinal uma série de informações é derivada.

O ASAR é um sensor de visada lateral que possui uma antena de 10 m de comprimento e opera em cinco modos distintos, com resoluções que variam de 25 m a 1 km. Neste trabalho são utilizadas imagens do modo *Wide Swath Mode* (WSM) (Tabela 1). O WSM é baseado na técnica de ScanSAR, isto é, o alargamento da faixa de imageamento através de cinco sub-faixas imageadas (ao longo de uma trajetória de 400

km). Isso é possível através do uso da abertura sintética de pares de antenas (que é orientável eletronicamente em altitude) simulando uma antena maior do que a antena física do sensor.

Tabela 1: Especificações das Imagens ASAR utilizadas

Modo	WSM
Faixa Imageada (range x azimute)	400 x 400 km
Orbitas	Ascendente e Descendentes
Polarização	C-HH
Incidência Nominal	15° - 45°
Resolução Espacial Nominal (range x azimute)	150 x 150 m
Espaçamento entre os Pixels (range x azimute)	75 x 75 m
Espaçamento Pixels Re-amostrados (range x azimute)	37.5 x 37.5 m

Como resultado obtém-se imagens originalmente com resolução espacial nominal de 150 m (Tabela 1). No entanto, devido à super-amostragem dos pixels, utilizando a tecnologia de *multilooks*, o resultado é que o espaçamento de cada pixel da matriz, referente à imagem original, possui a metade da resolução espacial nominal, *i.e.* 75 m (Tabela 1). Essa tecnologia não altera a resolução espacial original da imagem (ou seja, não são identificáveis feições com menos de 150 m). Ao se re-projetar a imagem original para uma projeção escolhida, o programa *Next Esa Sar Toolbox* (NEST®, desenvolvido pela Agência Espacial Europeia-ESA) novamente re-amostra o tamanho dos pixels da imagem, de forma a ajustar esta à projeção. Assim, o espaçamento dos pixels resultante na imagem utilizada para detectar o iceberg foi de 37,5 m × 37,5 m (Tabela 1). A faixa de terreno imageado a cada passagem do sensor é de aproximadamente 400 × 400 km (Tabela 1).

A resolução temporal do satélite é de 35 dias (Tabela 1). Durante este período, porém, existem faixas imageadas sobrepostas devido às diferentes passagens do satélite e órbitas. Isto permite o estudo de uma mesma área

através de imagens de diferentes cenas do globo, diminuindo o intervalo de observação, *i.e.*, aumentando a resolução temporal. Dessa forma, podemos monitorar o iceberg com menor intervalo de tempo entre as imagens.

As imagens SAR utilizam uma fonte de radiação artificial (SILVA & BIGG, 2005), podendo resultar na interferência entre as componentes do sinal de retroespalhamento. Este fenômeno leva a uma grande variabilidade do sinal recebido, que é comumente descrito como *speckle* ou ruído. Esta é uma característica inerente ao sinal de retroespalhamento do radar e que dificulta a análise da imagem, devendo ser minimizada durante a fase de processamento das imagens.

O processamento das imagens ASAR, realizado para a identificação dos icebergs, deve passar pelas etapas de calibração radiométrica, filtragem do ruído, co-registro (para um mosaico que abrange toda a área de estudo) e aplicação de uma máscara costeira. Para estas etapas de pré-processamento foi utilizado o programa NEST® (ESA, 2012), que é um programa com diferentes ferramentas para leitura, pós-processamento, análise e visualização das imagens de nível 1 das missões SAR, incluindo ERS-1 e ERS-2, e ASAR do ENVISAT. Posteriormente foi aplicada a etapa de segmentação, para o cálculo da área e do deslocamento entre as posições do iceberg.

#### 4.1.1 Pré-Processamento

As seguintes etapas foram seguidas para o pré-processamento das imagens ASAR:

##### 4.1.1.1 Calibração Radiométrica

Foram aplicados os algoritmos implementados pelo NEST® para converter os valores de intensidade do retroespalhamento (Figura 3A) do sinal para valores em decibéis (dB, Figura 3B). Esta conversão foi baseada na metodologia de ROSICH & MEADOWS (2004) para imagens ASAR WSM (ESA, 2010), sendo esta transformação necessária para a correção de uma série de efeitos radiométricos (principalmente o ângulo de incidência do radar, a constante de calibração absoluta, a perda por espalhamento, e o ganho pelo padrão da antena) para a obtenção de imagens com o coeficiente de retroespalhamento em *ground range* (uma vez que, devido à visada lateral deste sensor, a imagem obtida está em

*slant range*), que refletem as propriedades físicas dos objetos iluminados.

#### 4.1.1.2 Filtragem do ruído *Speckle*

A filtragem é realizada para atenuar o efeito do ruído nas imagens de radar e facilitar a interpretação e classificação (Figura 3C). O filtro aplicado foi o de mediana com janela móvel de 5 x 5 pixels. Segundo ARIGONY NETO (2006) o filtro mediana, além de apresentar alta eficiência computacional, é um dos métodos mais eficientes no processamento de imagens SAR para a classificação de zonas superficiais de neve e gelo. Este filtro possui duas características principais na redução do ruído *speckle*: (i) preserva mudanças abruptas de sinal, o que não danifica os limites das feições imageadas; (ii) é relativamente rápido quando comparado com outros filtros.

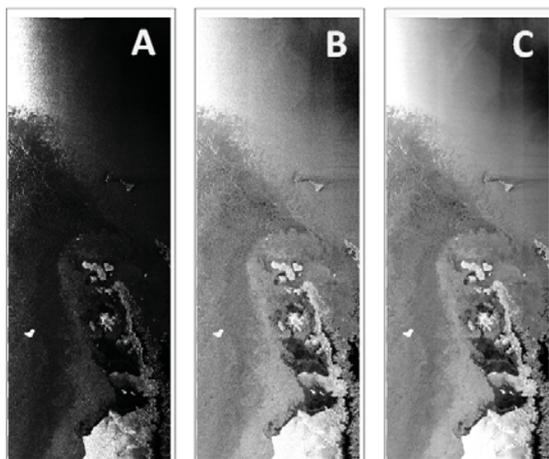


Fig. 3 - (A) Imagem bruta de intensidade do sensor ASAR do dia 14/06/2009; (B) imagem após calibração radiométrica; (C) imagem após filtragem do ruído.

#### 4.1.1.3 Co-Registro

Para padronizar a área de estudo foi realizado o co-registro das imagens. Confeccionando-se primeiramente um mosaico (Figura 4), em um sistema de coordenadas conhecido, de três imagens que cobriam a área de interesse. Posteriormente, todas as imagens que já haviam sido pré-processadas pelos métodos acima descritos foram co-registradas para este mosaico (Figura 5), através dos operadores GCP e WARP do programa NEST®.

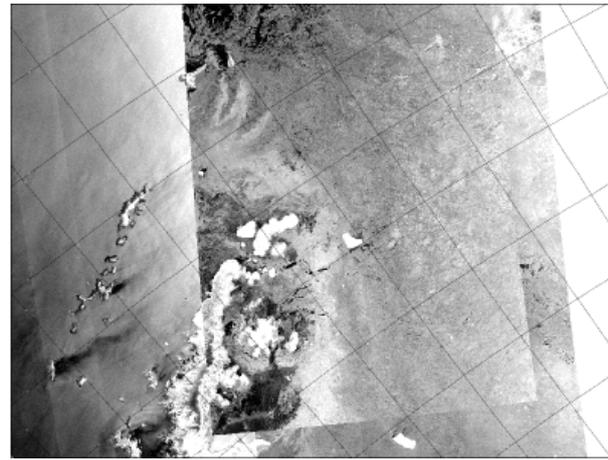


Fig. 4 - Mosaico de 3 imagens ASAR, formando uma área maior para o co-registro das imagens.

O programa NEST® alinha as imagens (do mosaico e as que serão co-registradas) através da criação de um conjunto de Ground Control Points (GCP) que são uniformemente espaçados na imagem original (mosaico). Em seguida estes GCP da imagem original são mapeados nas imagens que serão co-registradas, pareando as imagens. Desta forma, cada pixel da imagem de co-registada representa o mesmo ponto na superfície da Terra, que a imagem principal (no caso, o mosaico). O RMS deste procedimento está em torno de um pixel e o método de reamostragem utilizado foi o *Nearest Neighbour*.

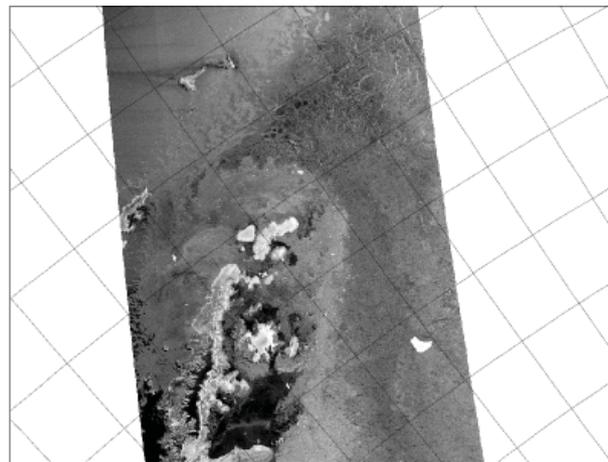


Fig. 5 - Imagem do dia 14/06/2009 co-registrada para o mosaico.

#### 4.1.1.4 Máscara Costeira

As regiões costeiras possuem grandes áreas cobertas por plataformas de gelo e neve, formando áreas homogêneas, o que pode ser erroneamente identificado como um iceberg,

devido aos altos valores de retroespalhamento encontrado nestas áreas. A aplicação da máscara continental (Figura 6) sobre as imagens também foi realizada através do programa NEST®. Para isso, foi confeccionado um arquivo com o formato da linha de costa da Península Antártica e algumas ilhas que se localizam no seu entorno, sendo aplicado sobre as imagens retirando-se, assim, a região costeira continental e ilhas da imagem final.

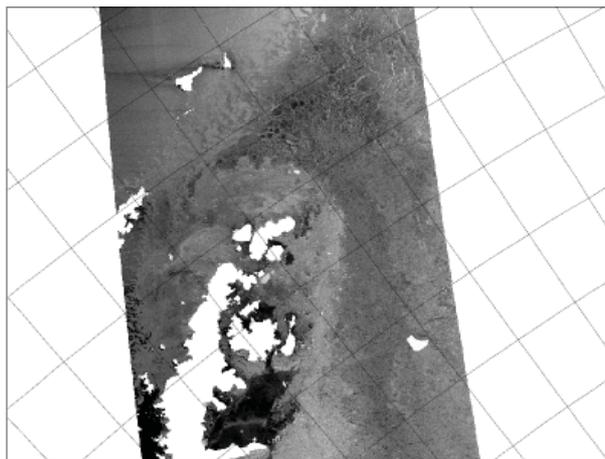


Fig. 6 - Imagem ASAR com aplicação de máscara sobre as áreas continentais da imagem do dia 14/06/2009.

#### 4.2 Identificação do Iceberg

Segundo Gladstone & Bigg (2002), icebergs em imagens SAR normalmente fornecem um sinal de retroespalhamento mais brilhante que qualquer outra feição do oceano Austral. Entretanto, os icebergs não precisam exibir sempre um contraste positivo comparado ao fundo da imagem. O vento causa rugosidades na superfície da água e isso acarreta em um valor do coeficiente de retroespalhamento muito alto, que é dependente da orientação da direção do vento relativo à direção da visada do radar. A média do coeficiente de retroespalhamento da imagem também aumenta à medida que o gelo marinho se parte em menores frações.

Os icebergs apresentam, geralmente, um forte sinal de retroespalhamento quando sua superfície é composta de neve fina e seca, que é uma condição típica nas regiões costeiras próximas ao continente Antártico durante os meses de inverno (WILLIAMS *et al.*, 1999). No entanto, a presença de (a) água de derretimento proveniente da superfície do iceberg ou (b)

neve fresca com alto teor de umidade cobrindo icebergs e regiões adjacentes podem degradar o sinal de retroespalhamento. Isso acarreta na diminuição do contraste do iceberg em relação à sua vizinhança, podendo ser um problema maior na detecção de pequenos icebergs (GLADSTONE & BIGG, 2002). Sendo assim, a separação do sinal de retroespalhamento dos objetos de interesse e o seu entorno não é uma tarefa que pode ser resolvida apenas com a determinação de uma faixa específica de sinal de retroespalhamento.

Neste contexto, a interpretação do sinal de retroespalhamento pela neve e gelo pode ser considerada complexa, pois o sinal de radar, além de depender das características do sensor (*i.e.* banda, polarização e geometria de aquisição), depende também das propriedades elétricas (*i.e.* constante dielétrica, estado físico, conteúdo de água líquida e de impurezas) e geométricas (*i.e.* tamanho e forma dos grãos, rugosidade da superfície, espessura das camadas e estratigrafia) da neve e do gelo (e.g. MASSOM & LUBIN, 2006; ARIGONY-NETO, 2006). Para tanto, foi desenvolvida uma metodologia que tenta resolver esses problemas e ao mesmo tempo identificar e rastrear o iceberg através da separação em classes, de acordo com a média do sinal de retroespalhamento da imagem, com os seguintes processos: identificação visual e aplicação de um algoritmo de classificação de imagens não supervisionado *K-means* (SEBER, 1984; SPATH, 1985) para segmentação dos pixels referentes ao iceberg.

A identificação visual do iceberg foi realizada em uma série de imagens ASAR disponíveis para o ano de 2009 (Figura 7, e o iceberg identificado em destaque na Figura 8), com o armazenamento da posição central do iceberg em cada imagem para futura identificação na imagem classificada.

A segmentação consiste em separar a imagem ASAR pré-processada em diferentes classes. Para isso foi aplicado o algoritmo de classificação de imagens *K-means* que fornece uma classificação dos pixels de uma imagem de acordo com o número de classes pré-estabelecida. Esta classificação é baseada em análise e comparações entre os valores numéricos dos dados. Desta maneira, o algoritmo fornece automaticamente uma classificação, sem a

necessidade de nenhuma supervisão, ou seja, sem nenhuma pré-classificação existente. Por causa desta característica, o *K-means* é considerado um algoritmo de classificação não supervisionado. Para realizar essa tarefa este algoritmo necessita de um número de classes para agrupamento dos dados (MENESES & SANO, 2012).

Observou-se que o melhor parâmetro para o estabelecimento do número de classes, a ser aplicado ao algoritmo *K-means*, é a média do sinal de retroespalhamento dos pixels da imagem a ser classificada. Assim sendo, foram definidos os intervalos indicados na Tabela 2. Dessa forma, buscou-se a preservação do formato do iceberg através de um número de classes que preservasse suas bordas, evitando a sua erosão superficial e até mesmo a identificação de outras feições sobre o mesmo iceberg (causadas pelo degelo de algumas partes superficiais) e a máxima discriminação das outras feições da imagem como placas de gelo marinho e outros icebergs próximos (com o sinal de retroespalhamento semelhante).

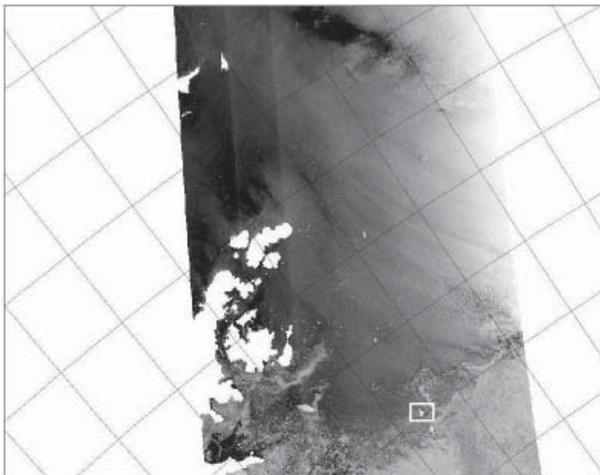


Fig. 7 - Identificação visual do iceberg na imagem do dia 14/03/2009, em destaque no retângulo branco.

Através da observação dos intervalos estipulados na Tabela 2 para definição do número de classes, foi evidenciado que quanto maior for a média de retroespalhamento da imagem (*i. e.*, há a presença de um maior número de pixels claros na imagem), maior será o número de classes necessários para separação dos pixels pertencentes ao icebergs das outras feições da imagem. Isto ocorre porque a classificação

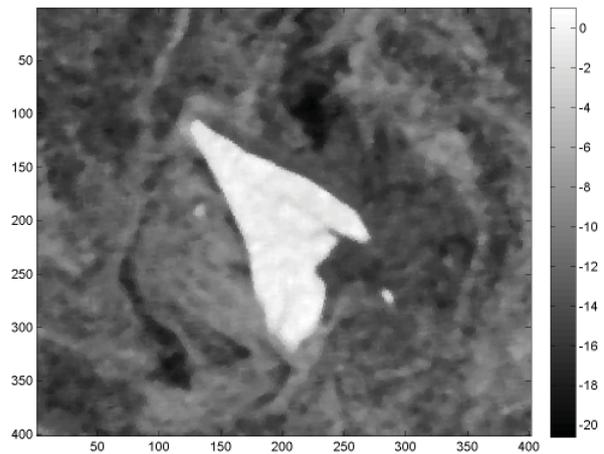


Fig. 8 - Imagem do iceberg identificação visualmente em destaque na imagem do dia 14/03/2009.

retorna muitos segmentos que correspondem às zonas homogêneas da imagem. Estas zonas correspondem a altos sinais de retroespalhamento que não são icebergs (e.g., placas sobrepostas de gelo marinho), mas poderiam ser identificadas como tais. Entretanto, estas placas não mantêm uma assinatura espectral marcante ao longo da série temporal de imagens, pois degradam seu sinal de retroespalhamento facilmente conforme as condições ambientais atuantes (e.g. degelo superficial).

Tabela 2: Intervalos de Classes para segmentação da Imagem ASAR

Média de Retroespalhamento da Imagem	Número de Classes para segmentação da Imagem
$\leq -12$ dB	3
$> -12$ & $< -7$ dB	4
$\geq -7$ & $< -5$ dB	5
$\geq -5$ dB	6

Na Figura 9 pode ser observada a classe correspondente ao iceberg, anteriormente identificado de forma visual na imagem ASAR do dia 14/03/2009. Já na Figura 10 pode-se ver o iceberg segmentado das demais feições da imagem. A Figura 10 apresenta os pixels pertencentes ao iceberg identificados, a partir dos quais os dados de interesse são extraídos e as informações armazenadas (e.g., posição,

perímetro, área total, eixo maior e menor), o que permite o acompanhamento de sua trajetória e a observação das alterações que este iceberg apresenta ao longo da série de imagens.

Para garantir maior confiabilidade em relação aos dados de identificação e posicionamento foram estabelecidos os seguintes critérios de identificação:

- Manutenção do tamanho de pelo menos um dos eixos horizontais, aceitando uma variação de até 12% (adaptado de GLADSTONE & BIGG, 2002);
- Enquadramento dos pixels do iceberg na classe de mais alto sinal de retroespalhamento da imagem;
- Identificação do iceberg enquanto houvesse imagens disponíveis, mesmo que não pertencesse a mesma geometria (exatamente a mesma área imageada do globo terrestre em imagens subsequentes), assim aumentando o número de imagens disponíveis e permitindo acompanhar pequenas mudanças nos icebergs ao longo de períodos inferiores a 35 dias (período em que o ENVISAT recobre exatamente uma mesma faixa do globo).

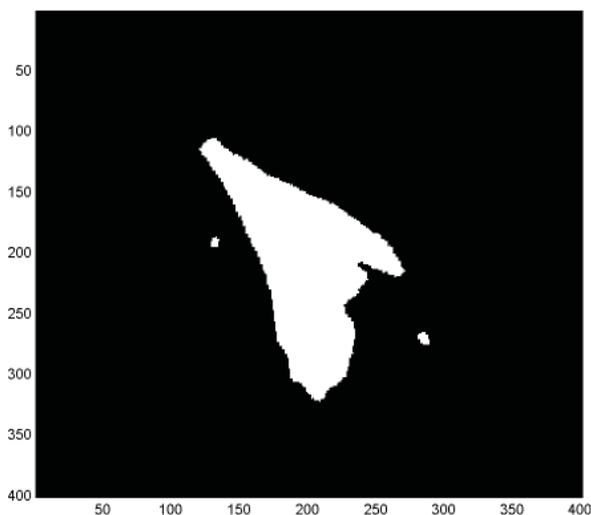


Fig. 9 - Imagem classificada, com os pixels pertencentes ao iceberg detectado.

## 5. RESULTADOS

Os resultados obtidos através da metodologia aplicada serão apresentados nesta seção. A trajetória é descrita desde que o iceberg foi identificado no mar de Weddell (a leste da

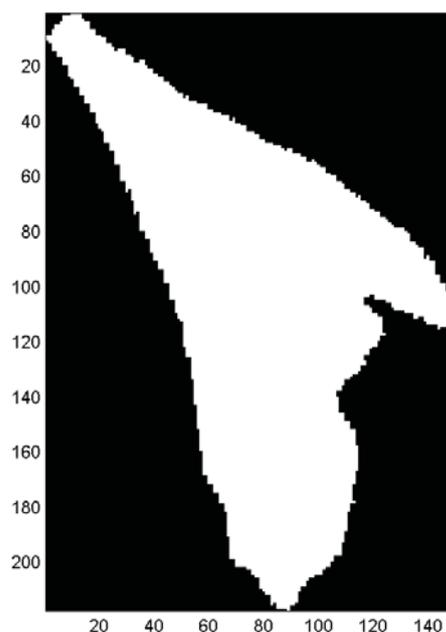


Fig. 10 - Iceberg segmentado do restante da imagem.

plataforma de gelo Larsen) pela primeira vez (05/03/2009), até sua última posição identificável nos arredores da ilha Rei George, no estreito de Bransfield (20/11/2009). Posteriormente é analisada a identificação e desintegração deste iceberg ao longo da trajetória.

### 5.1. Trajetória percorrida

Através da segmentação das imagens ASAR e identificação da estrutura de interesse pode-se acompanhar um iceberg por 261 dias, além de possibilitar a investigação de outros processos oceanográficos, como a associação da deriva deste iceberg de forma qualitativa com as trajetórias de algumas das principais correntes superficiais e frentes oceânicas que circundam a Península Antártica. O monitoramento foi realizado entre o dia 5 de março de 2009 e 20 de novembro de 2009. A Figura 11 representa a trajetória descrita pelo iceberg, que começou a sudoeste da Península Antártica e derivou ao longo de águas relativamente rasas contornando a extremidade da Península, penetrando o interior do estreito de Bransfield e alcançando o estreito de Gerlache, totalizando uma distância de deriva de 1.357 km. O iceberg apresentou uma velocidade média de 5,2 km dia<sup>-1</sup>, porém em alguns períodos a velocidade média foi de 29,3 km dia<sup>-1</sup>.

Em sua localização inicial, a leste da Península Antártica (~66°S, posição 1, Figura 13), o iceberg apresentava uma área superficial de aproximadamente 16,9 km<sup>2</sup> (Figura 12). Sua deriva inicial, em direção a oeste (com alguns desvios), acompanhou a isóbata de ~500 m. Entre a posição 9 e 10 (Figura 11), o iceberg derivou para uma isóbata mais rasa com cerca de 300 m, acompanhando a Corrente Costeira Antártica ao longo das águas rasas até a posição 15, quando alcançou o extremo norte da Península. A partir deste ponto, desviou-se para sudoeste (posição 17), ainda acompanhando a mesma isóbata, e contornou a extremidade da Península derivando para o interior do estreito que Bransfield. Até a posição 18, sua área superficial não apresentou variação significativa (Figura 12) e as pequenas oscilações da área superficial observadas na Figura 13 são devido à agregação do gelo marinho nas bordas do iceberg ou contato entre icebergs.

A partir da posição 19 o iceberg deslocou-se no centro do estreito de Bransfield, em direção sudoeste, acompanhando a Frente de Talude Antártico. O iceberg manteve sua área superficial inicial sem grandes variações até a posição 24. No entanto, a partir da posição 25 (Figura 11) este bloco de gelo aproxima-se do estreito de Gerlache e começa a fragmentar-se (Figura 14). No dia 25 de julho de 2009 (posição 26) o iceberg já apresentava uma área superficial ~45% menor do que sua área inicial (Figura 14). Esta grande perda de massa que ocorreu próximo ao estreito de Gerlache (identificada em dois eventos nas posições 25 e 26, Figura 11 e Figura 14) deve-se, ao desgaste que o bloco de gelo sofreu ao longo de sua trajetória, além de estar exposto às temperaturas mais elevadas (tanto do ar como da água) oriundas da Passagem de Drake e mar de Bellingshausen. Mesmo tendo perdido grande massa de gelo este iceberg continuou sendo identificável pelas imagens ASAR, através dos critérios estabelecidos para sua detecção

Após os episódios de grande degradação da área superficial o iceberg continuou seu deslocamento até alcançar seu limite mais ao sul (posição 35) próximo à ilha Brabant, retornando ao estreito de Bransfield, em

direção a noroeste. Na posição 40 (Figura 11) o iceberg deixa de acompanhar as águas rasas e segue sobre os canais deste estreito com profundidades superiores a 1000 m, na Bacia Central, até a posição 44, próximo às ilhas Rei George e já no “lado quente” da Frente de Bransfield. Nesta posição sua área superficial é de aproximadamente 20% da inicial.

O deslocamento da trajetória do iceberg no interior do estreito de Bransfield evidencia o padrão ciclônico, indicado na literatura, para esta região, demonstrando que o acompanhamento de icebergs é uma maneira simples de determinar o padrão de circulação oceânica superficial em altas latitudes, onde a acessibilidade a dados *in situ* é limitada.

## 5.2 Identificação e Desintegração do Iceberg

A identificação do iceberg foi realizada com êxito em 44 de 46 imagens ASAR disponíveis para o ano de 2009. As imagens onde o iceberg pode ser identificado cobriram o período de 261 dias, com intervalo médio de seis dias entre imagens. No entanto, ocorreram períodos de até 22 dias sem imagens disponíveis em que o iceberg pudesse ser detectado. Na Figura 12 pode-se observar a variação de área superficial do iceberg. Nota-se que até o início do mês de julho de 2009 a área superficial apresentava apenas pequenas oscilações, devido ao contato do iceberg com gelo marinho com alto sinal de retroespalhamento e o contato entre icebergs, como pode ser visto na posição 12 da Figura 13.

Nesta mesma figura, pode-se notar que o iceberg mantém a forma e o tamanho semelhantes entre as imagens das Posições 1, 12 e 24 (durante o período de 05 de março a 24 de julho de 2009). No entanto, a partir deste período houve uma grande perda de massa, como pode ser observado nas posições 25 e 26 da Figura 14. Além disso, pode-se observar na Figura 13, que o iceberg é, satisfatoriamente, distinguível das demais feições da imagem pela metodologia aplicada. Somente quando outros icebergs ou gelo marinho, com valor semelhante de retroespalhamento, se encontram muito próximo ao iceberg a técnica é incapaz de identificar a estrutura do iceberg de maneira independente das outras feições.

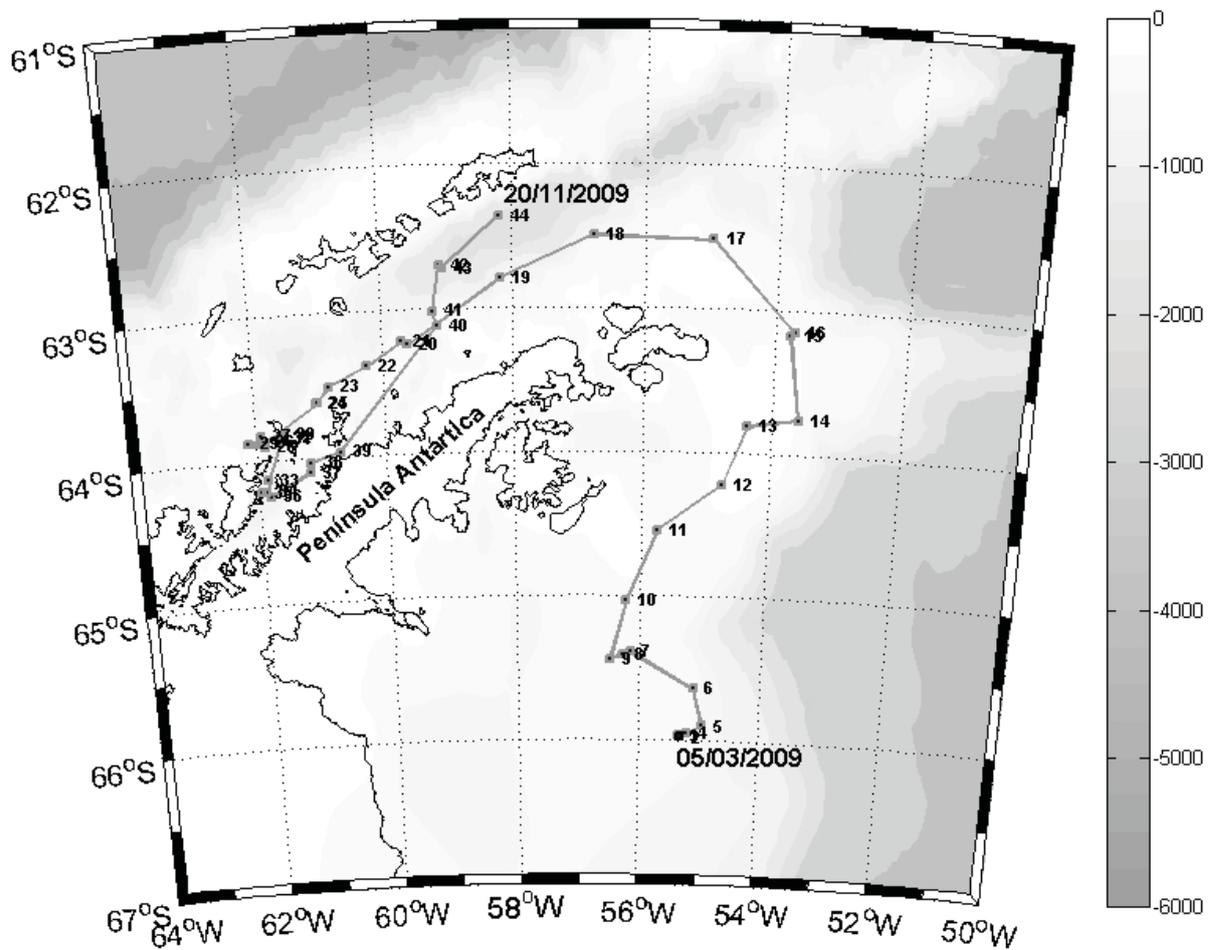


Fig. 11 - Trajetória de iceberg acompanhado através de imagens ASAR, do dia 05/03/2009 a 20/11/2009, sobre a batimetria (m).

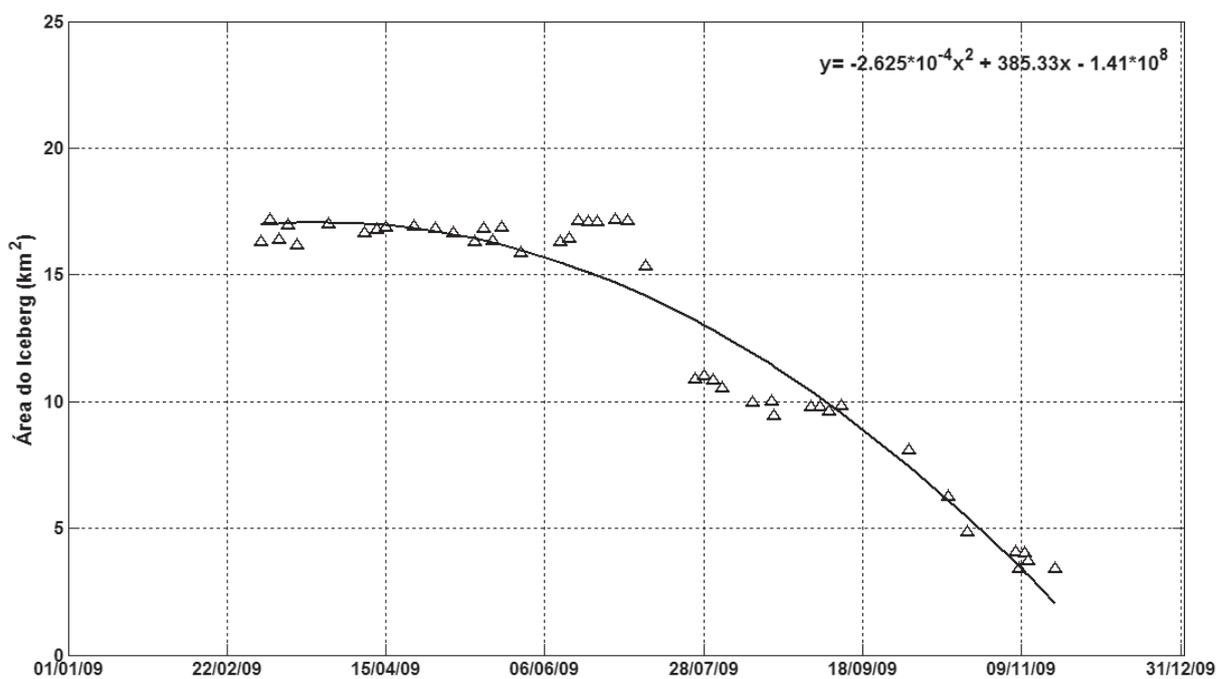


Fig. 12 - Série temporal de variação da área superficial (triângulos) e curva indicando a tendência de variação da área ao longo da trajetória.

Na Figura 14, pode-se notar as imagens do iceberg após dois eventos de grande perda de massa. A primeira grande perda ocorreu entre os dias 3 e 9 de julho de 2009 (posição 25, Figura 14), com variação no formato e do iceberg e redução de  $\sim 11\%$  da sua área superficial em relação à detecção anterior no dia 3 de julho de 2009 (posição 24; Figura 13). Na imagem posterior (posição 26), nota-se uma significativa

perda de massa, diminuindo a área do iceberg em mais de  $\sim 34\%$ , em relação a posição 24 (Figura 13). Estas duas grandes variações de área associadas às quebras decorrentes de rachaduras profundas no bloco de gelo. A partir desta posição a degradação da área superficial do iceberg foi gradativa, sem perda de massa pronunciada, estando associada ao degelo gradual das bordas do iceberg.

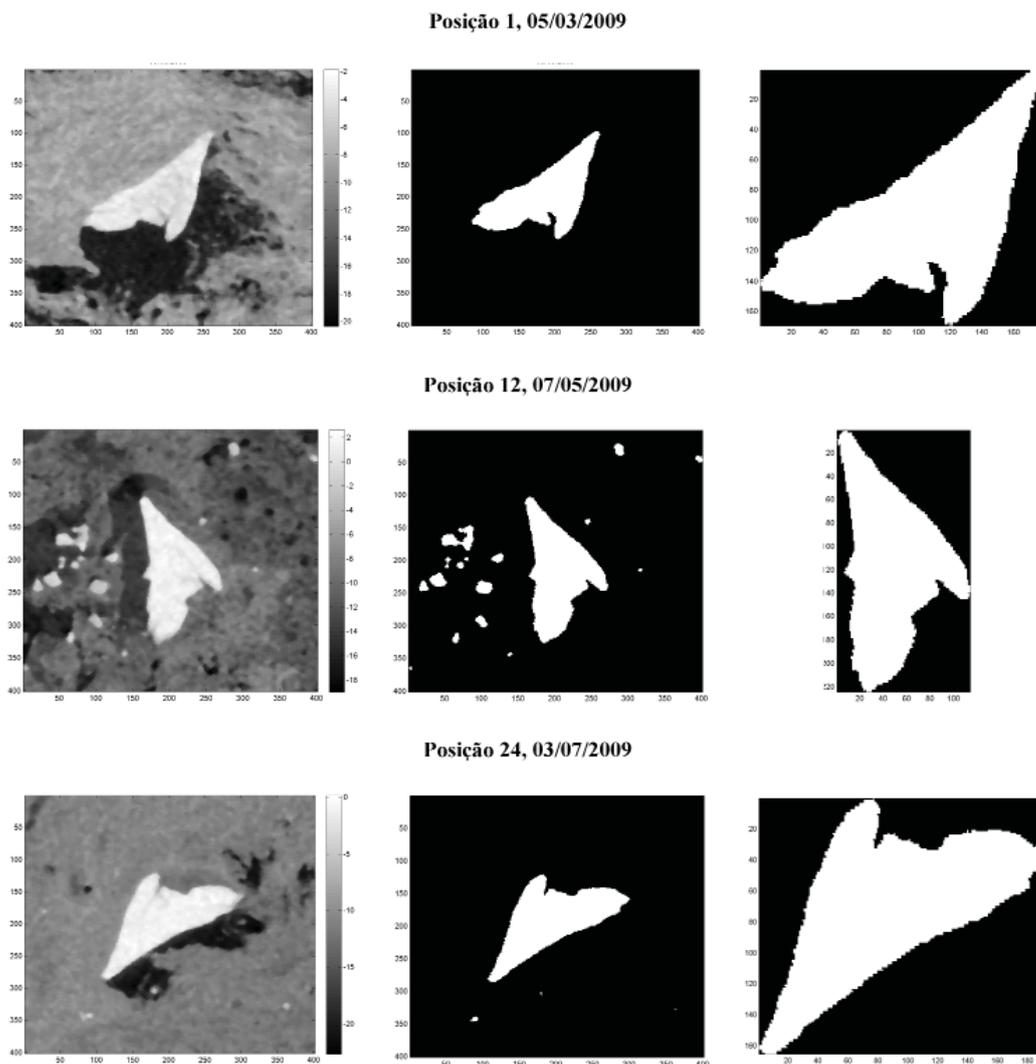


Fig. 13 - Identificação do iceberg em diferentes posições ao longo da trajetória. Na primeira coluna encontra-se o iceberg em destaque nas imagens ASAR, na segunda coluna evidencia-se a classe de imagem correspondente aos pixels do iceberg, e na terceira coluna encontra-se o iceberg identificado e segmentado das outras feições da imagem.

Também é possível notar a partir da análise visual das imagens ASAR ao longo das posições (Figura 13 e Figura 14) e da trajetória do iceberg (Figura 11) que a perda de massa ocorreu quase que em sua totalidade no estreito de Bransfield. Enquanto este bloco de gelo derivava no mar

de Weddell sua área superficial permaneceu aproximadamente constante. Isso indica que as condições ambientais (temperatura do ar e da água) desta região deve ter influenciado a diminuição drástica no tamanho do iceberg, resultando em uma perda de área superficial

total de aproximadamente 80%. Considerando que este iceberg teria uma espessura média de 250 m (GLADSTONE *et al.*, 2001), isto significou uma injeção em torno de  $3,2 \times 10^9 \text{ m}^3$  de massa de gelo continental dentro do estreito de Bransfield. Embora não se confirme sua origem com as imagens disponíveis, este iceberg foi identificado, primeiramente, no mar de Weddell, atuando como *input* de água doce continental na região do estreito de Bransfield.

Em alguns casos a detecção do iceberg não ocorreu corretamente, como pode ser observado na imagem 1 e 2 da Figura 15. No primeiro caso, Imagem 1, pode-se notar que a borda da imagem cobre parte da feição identificada como o iceberg de interesse. Além disso, os pixels claros do limite da imagem são classificados

como pertencentes à mesma classe da feição identificada como o iceberg. Isso demonstra um problema de identificação deste tipo de superfície próximo aos limites da imagem.

Outro problema que foi encontrado na detecção deste tipo de superfície está associado à degradação da área superficial do iceberg (Imagem 2, Figura 15), sendo impossível identificar a feição de interesse através da metodologia utilizada. O sinal de retroespalhamento do iceberg, em geral, corresponde aos mais altos valores em dB (pixels claros) na imagem. No entanto, quando a superfície está coberta com água de degelo (devido a aumento da temperatura) ou com neve fresca, este sinal é alterado, não refletindo o coeficiente de retroespalhamento esperado para a feição.

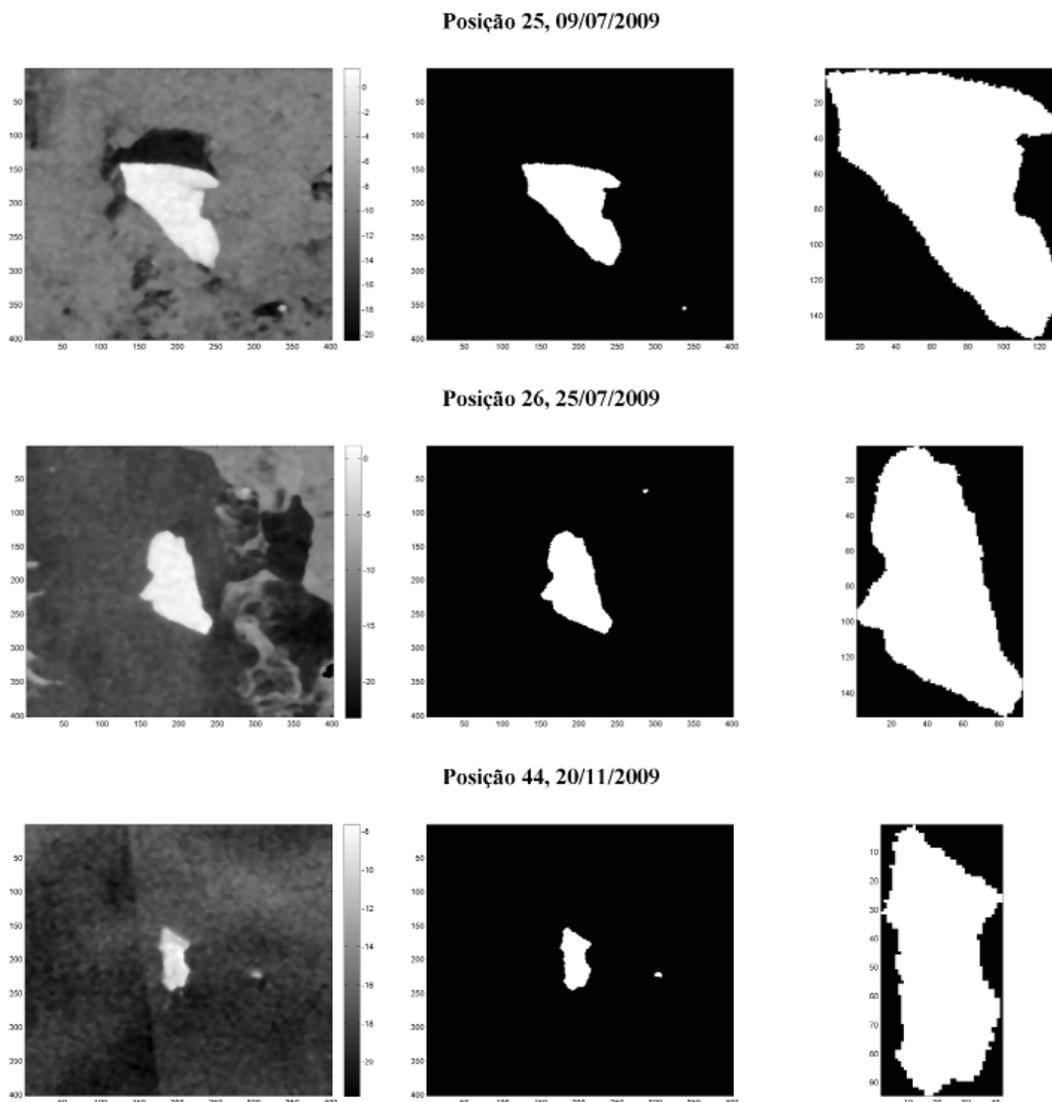


Fig. 14 - Identificação do iceberg após eventos de fraturamento. Na primeira coluna encontra-se o iceberg em destaque nas imagens ASAR, na segunda coluna evidencia-se a classe de imagem correspondente aos pixels do iceberg, e na terceira coluna encontra-se o iceberg identificado e segmentado das outras feições da imagem.

Imagem 1, 03/05/2009

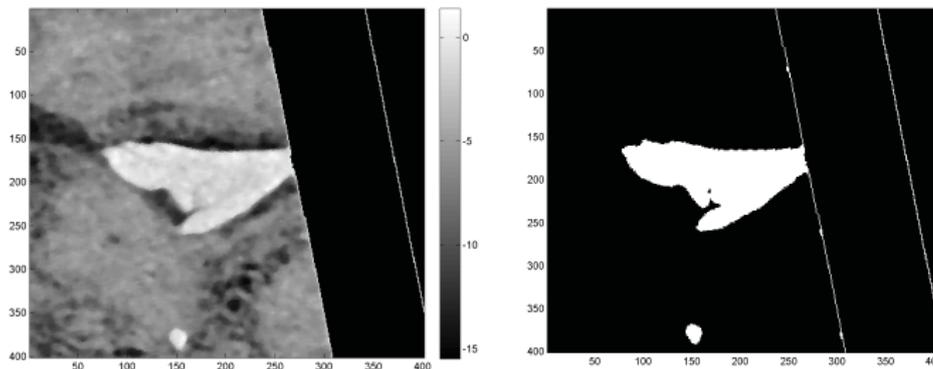


Imagem 2, 21/11/2009

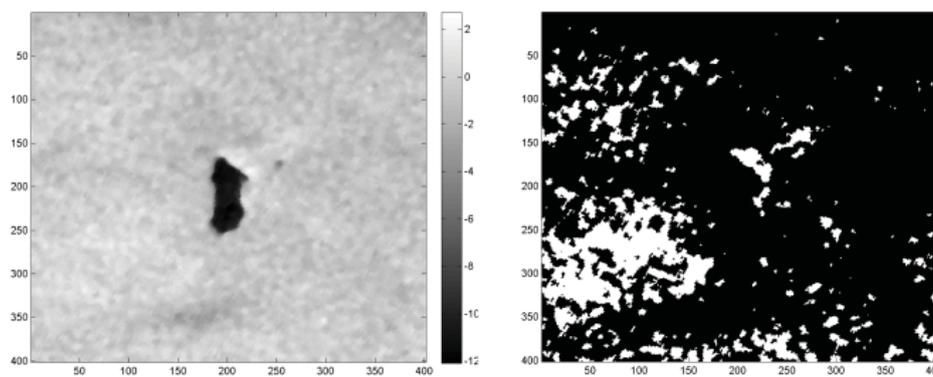


Fig. 15 - Icebergs com problemas de detecção. A Imagem 1 representa o iceberg coberto pela borda da imagem e a Imagem 2 representa a degradação do sinal na superfície do iceberg. Na coluna da esquerda imagem original e na coluna da direita imagem classificada.

## 6. DISCUSSÃO

Nesta seção serão discutidos, primeiramente, os principais fatores que influenciaram na trajetória e velocidade de deriva do iceberg. Posteriormente, será discutida a desintegração do iceberg monitorado, relacionando este processo aos principais sistemas de correntes e frentes oceânicas do entorno da extremidade da Península Antártica (mar de Weddell e estreito de Bransfield).

### 6.1 Trajetória

A análise da trajetória do iceberg monitorado evidencia claramente a circulação de água rasa sobre a plataforma continental no noroeste do mar de Weddell e no estreito do Bransfield (Figura 11). Este padrão de circulação foi identificado pelos resultados de Heywood *et al.* (2004). Segundo estes autores, a circulação sobre a plataforma continental é dominada pela

Corrente Costeira Antártica, que transporta aproximadamente 1 Sv em direção ao estreito de Bransfield. A Corrente Costeira Antártica é um fluxo rápido sobre a plataforma continental e está geralmente associada com a frente das plataformas de gelo (JACOBS, 1991), sendo em alguns locais (e.g. plataforma continental estreita) indistinguível da Frente de Talude. Por este motivo, a deriva deste iceberg pode estar associada tanto ao fluxo da Corrente Costeira Antártica (HEYWOOD *et al.*, 1998) como à Frente de Talude Antártico em direção ao estreito de Bransfield. Os autores ainda sugerem que esta corrente pode continuar na direção sudoeste ao longo costa oeste da Península Antártica, conforme constatado na trajetória da deriva do iceberg analisado (Figura 11).

Thompson *et al.* (2009), analisaram a trajetória de boias de deriva lançadas sobre a plataforma continental Antártica e concluíram

que há transporte do lado leste para oeste da Península, adentrando o interior do estreito de Bransfield. Nesta região, as principais trajetórias de circulação indicam seguir em direção sudoeste próximo a quebra de plataforma e sobre a plataforma continental. Segundo estes autores, este fluxo está associado a Frente de Talude Antártico, embora outros estudos (e.g. HEYWOOD *et al.*, 2004 e SAVIDGE & AMFT, 2009) tenham associado este fluxo à Corrente Costeira Antártica.

Thompson *et al.* (2009) também demonstraram que derivadores de superfície introduzidos no leste do estreito de Bransfield podem recircular em direção a Cordilheira Scotia do Sul ao longo da corrente de contorno oeste do estreito de Bransfield. Zhou *et al.* (2006) demonstraram que a região ao norte do estreito de Bransfield apresenta uma forte corrente de contorno oeste ( $\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$ ). Isto pode explicar o fato do iceberg (Figura 11), após ter derivado até próximo à ilha Brabant (sudoeste do estreito de Bransfield) ter mudado de direção para noroeste. É possível que este iceberg tenha sido aprisionado em um vórtice, já que esta região apresenta vórtices ciclônicos relatados em diferentes estudos (e.g. ZHOU *et al.*, 2002; HEYWOOD *et al.*, 2004 e THOMPSON *et al.*, 2009) e tenha sido reconduzido para norte pela Corrente Costeira de Contorno Oeste do estreito de Bransfield. Ali, atingiu as proximidades das ilhas Shetland do Sul, onde foi identificado pela última vez, evidenciando o padrão ciclônico dessa região, descrito por Palmer *et al.* (2012) e Sangrá *et al.* (2011).

## 6.2 Velocidade de Deriva

O valor encontrado de  $5,2 \text{ km d}^{-1}$  para a velocidade média de deslocamento do iceberg está próximo aos encontrados na literatura para a mesma área de estudo, embora neste trabalho tenha sido analisada apenas a velocidade de deslocamento de um iceberg. Schodlok *et al.* (2006) estimaram a velocidade média de deslocamento de icebergs acompanhados por plataformas de coleta de dados e relataram que icebergs que derivaram próximos a Península Antártica tiveram velocidades médias de  $2,9 \pm 4,3 \text{ km dia}^{-1}$ . Gladstone & Bigg (2002) estimaram na região sudoeste do mar de Weddell, em um local sobre a plataforma continental (próximo

a plataforma de gelo Larsen), a velocidade média de deslocamento para norte de icebergs, paralelamente à costa, de aproximadamente  $4,3 \text{ km dia}^{-1}$ . A partir de estudos numéricos, Gladstone *et al.* (2001) buscaram representar e auxiliar no entendimento das trajetórias dos icebergs no entorno do continente Antártico. No entanto, próximo a Península Antártica o modelo não representou satisfatoriamente as trajetórias dos icebergs, principalmente em locais próximos as plataformas de gelo.

## 6.3 Desintegração do Iceberg

Como foi observado na Figura 12, aproximadamente 80% da área superficial do iceberg monitorado através das imagens ASAR foi desintegrada por fraturamento e derretimento ao longo de sua trajetória, principalmente no interior do estreito de Bransfield. Isto pode ser explicado por características do próprio iceberg e do ambiente em que ele se encontrava. Em altas latitudes, a entrada de água doce no oceano é esperada devido ao derretimento e fraturamento de icebergs por fluxos de correntes de maior temperatura. A velocidade de deriva ou a velocidade relativa entre as correntes oceânicas e o iceberg são também fatores relevantes para a intensidade de derretimento, tal como a troca turbulenta entre o iceberg e o oceano (JENKINS, 1991, JANSEN *et al.*, 2007).

De acordo com JANSEN *et al.* (2007), o fraturamento de icebergs pode estar conectado à erosão basal do próprio bloco de gelo. Esta gera fraturas até a zona de transição entre o gelo de alta densidade (parte inferior do iceberg, onde o gelo é mais compactado devido a anos de acúmulo nas plataformas de gelo) e o de baixa densidade (região superficial, onde a neve e o gelo estão menos compactados). Conforme observado na trajetória do iceberg, este derivou na região do estreito de Bransfield onde ocorrem intrusões de águas mais quentes do mar de Bellingshausen e da própria Passagem de Drake, que encontram águas frias e salinas do mar de Weddell, gerando a Frente de Bransfield (GARCÍA *et al.*, 2002), o que pode ter colaborado com a maior desintegração do iceberg nesta região, pois este parece estar no lado quente da frente o que justificaria sua maior perda de massa (devido ao contato com águas de maior temperatura). Além disso, esta região possui velocidades de

correntes elevadas ( $> 40 \text{ cm s}^{-1}$ ; ZHOU *et al.*, 2002 e ZHOU *et al.*, 2006), o que pode ocasionar uma troca turbulenta mais intensa entre o iceberg e as águas oceânicas.

Convém ressaltar que o estreito de Bransfield é caracterizado pela presença de divergência de fluxos (com fluxo para sul na região leste e central do estreito e fluxo para norte na região oeste) e vórtices ciclônicos (HEYWOOD *et al.*, 2004, ZHOU *et al.*, 2002, THOMPSON *et al.*, 2009). Isto pode levar ao maior cisalhamento entre as correntes e os icebergs nesta região, acarretando em um derretimento basal e lateral acentuado e conseqüentemente fragmentando o iceberg. Portanto, pode-se inferir que a deriva do iceberg em águas mais quentes no estreito de Bransfield pode ter promovido a desintegração mais rápida do bloco de gelo em comparação ao período em que este iceberg derivava no mar de Weddell, onde não foi identificada variação significativa de sua área superficial (Figura 12).

Apesar da diluição de icebergs não promover o aumento do nível do mar (pois estes são oriundos das plataformas de gelo, já flutuantes sobre no oceano) o aporte de água doce oriundo dos icebergs pode atuar na diluição de águas da plataforma continental que, normalmente possuem uma forma mais salina. Como estas são precursoras das águas densas exportadas da região Antártica para menores latitudes, o resultado é a diluição, *i.e.* diminuição da salinidade da Água de Fundo Antártica. Essa diluição pode, potencialmente, afetar a circulação abissal como um todo. Alguns destes sinais já foram encontrados no setor Australiano do oceano Austral (AOKI *et al.*, 2005) e, preliminarmente, no próprio estreito de Bransfield (GARCIA & MATA, 2005; AZANEU *et al.*, 2013).

## 7. CONCLUSÃO

Através da aplicação de uma metodologia de classificação de imagens ASAR pode-se identificar e monitorar satisfatoriamente a trajetória de um iceberg ao longo de um período de 261 dias. Durante esse período foi possível estimar a velocidade média de deriva, observar as principais variações de área superficial do iceberg associadas com a sua trajetória, além de relacionar a deriva deste iceberg com as

principais correntes e frentes do entorno da Península Antártica.

Além disso, esse monitoramento mostrou-se uma ferramenta útil de acompanhamento de correntes superficiais em altas latitudes, de forma qualitativa, onde há limitações de dados *in situ* enviados nos períodos de verão. Neste sentido foi possível associar a trajetória do iceberg a alguns dos principais sistemas de correntes e frentes no noroeste do mar de Weddell e estreito de Bransfield. Através da análise da deriva do iceberg monitorado foi possível observar sua trajetória nas águas da Corrente Costeira Antártica no mar de Weddell e penetração no estreito de Bransfield em direção a sudoeste até próximo ao estreito de Gerlache, sendo reconduzido até próximo às ilhas Shetland do Sul, podendo ser observada a circulação oceânica ciclônica desta região.

A partir da análise da variação de área superficial do iceberg nas imagens ASAR em conjunto com a sua trajetória foi possível identificar que a região do estreito de Bransfield teve maior influência sobre sua desintegração, tanto por fraturamento como por derretimento da estrutura de gelo. Isto deve ter ocorrido possivelmente pelas maiores velocidades de correntes desta região, que ocasionou maior atrito com as bordas do iceberg, além de maiores temperaturas da água e do ar encontradas nesta região.

Também é de grande importância o desenvolvimento de um dispositivo automatizado para que um maior número de icebergs possa ser identificado e conseqüentemente auxiliar em estimativas mais precisas na identificação de correntes e fluxo de massa para esta região do oceano Austral.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho é uma contribuição das atividades do Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL, [www.goal.furg.br](http://www.goal.furg.br)) e do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT-CRIOSFERA; 573720/2008-8). O GOAL é financiado pelo Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), Ministério do Meio Ambiente (MMA), Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e o Conselho de Pesquisa e Desenvolvimento Científico (CNPq, grants nº 520189/2006-0; 556848/2009-

8; 405869/2013-4). Especificamente, este estudo contribuiu com as atividades do projeto SOS-Climate (*Southern Ocean Studies for understanding Global Climate Issues*), que foi a principal contribuição da oceanografia brasileira ao IV Ano Polar Internacional (API, 2007-2009), integrando o projeto *cluster* do API denominado CRAC-ICE (*Collaborative Research into Antarctic Calving and ICEberg Evolution*). As imagens ASAR utilizadas foram fornecidas pela ESA através do projeto *EO-derived products in support of climate change impact studies on the Antarctic Peninsula and Svalbard - interaction of glaciers, climate, terrestrial and marine ecosystems as well as the atmosphere (ESA IPY AO proposal Nr. 4032)*.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AOKI, S.; RINTOUL, S.R.; USHIO, S.; WATANABE, S.; BINDOFF, N.L.; Freshening of the Adélie Land Bottom Water near 140°E. **Geophysical Research LETTERS**, VOL. 32, doi:10.1029/2005GL024246, 2005.
- ARIGONY-NETO, J. Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula - a centerline approach combining satellite and GIS data. Freiburg. **Tese de Doutorado**, Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs). 136 p. 2006.
- AZANEU, M.; KERR, R.; MATA, M.M. ; GARCIA, C. A. E. . Trends in the deep Southern Ocean (1958–2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, VOL. 118, 4213–4227. 2013
- BALLANTYNE, L.; LONG, D.G. A Multidecadal Study of the Number of Antarctic Icebergs Using Scatterometer Data. **Geoscience Sensing Symposium**, v.5, 3029-3031. 2002.
- CARMACK, E. C.; FOSTER T. D. On the flow of water out of the Weddell Sea. **Deep-Sea Research**, v.22, 711–724. 1975
- CARMARCK, E. C. Water characteristics of Southern Ocean south of the Polar Front. In: Angel, M. (Ed.) *A Voyage of Discovery*, George Deacon 70th Anniversary Volume, **Pergamon Press**, Oxford, p 15-41. 1977.
- DEACON, G. R. E. The Weddell Gyre. **Deep-Sea Research**, v 26, p 981-995. 1979.
- DEACON, G. E.R. Physical and biological Zonation in the Southern Ocean. **Deep-Sea Research**, v 29, 01-15. 1982.
- ESA. **EnviSAT ASAR** product handbook, Issue 1.1, 1 December. 2002.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G.; KRAUSE, G. The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea. **Polar Biology**. v.12, 171 - 182. 1992.
- GARCIA, C.A.E.; MATA, M. M. Deep Water Variability in the Central Basin of the Bransfield Strait, **Antarctica. Exchanges** (Hamburg. Print), v. 10, n.4, p. 48-50, 2005.
- GARCIA, M.A.; CASTRO, C.G.; RIOS, A.F.; DOVAL, M.D.; ROSON, G.; GOMIS, D.; LOPEZ, O. 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**, v.49, 585–602. 2002.
- GILES, A.B.; MASSOM, R.A.; HEIL, P.; HYLAND, G. Semi-automated feature-tracking of East Antarctic sea ice from Envisat ASAR imagery, **Remote Sensing of Environment** v.115,2267–2276. 2011.
- GLADSTONE, R.M.; BIGG, G.R.; NICHOLLS, K.W. Iceberg trajectory modelling and meltwater injection into the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.106, 19 903–19 915. 2001.
- GLADSTONE, R.; BIGG, G. R. Satellite tracking of icebergs in the Weddell sea. **Antarctic Science**, v.14, 278– 287. 2002.
- GRELOWSKI, A.; MAJEWICZ, A.; PASTUSZACK, M. Mesoscale hydrodynamic processes in the region of the Bransfield Strait and the southern part of the Drake Passage during BIOMASS-SIBEX 1983/84. **Polish Polar Research**, v. 7, 353–369. 1986.
- GRIFFITH, T. W.; ANDERSON, J. B. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. **Marine Geology**, v.85, 181-204. 1989.
- GYLDENFELDT, A. B.; FAHRBACH, E.; GARCIA, M. A.; SCHRÖDER, M. Flow

- variability at the tip of the Antarctic Peninsula. **Deep-Sea Research II**, v. 49, 4743-4746. 2002
- HAMLEY, T.C.; BUDD, W.F. Antarctic iceberg distribution and dissolution. **Journal of Glaciology**, v.32, 242–251. 1986.
- HEYWOOD, K. J.; LOCARNINI, R. A.; FREW, R. D.; DENNIS, P. F.; KING, B. A. Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, S. S. Jacobs and R. F. Weiss, Eds. **Antarctic Research Series**, Vol. 75, Amer. Geophys. Union, 203–214. 1998.
- HEYWOOD, K. J.; NAVEIRA GARABATO, A. C.; STEVENS, D. P.; MUENCH, R. D. On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front. **J. Geophys. Research.**, v.109, C06021, 2004.
- IMBO, Y.; DE BATIST, M.; CANALS, M.; PRIETO, M. J.; BARAZA, J. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. **Marine Geology**, 193, 235-252. 2003.
- JACOBS, S. S. On the nature of the Antarctic Slope Front. **Marine Chemistry**, v.35, 9–24. 1991.
- JANSEN, D.; SCHODLOK, M.; RACK, W. Basal melting of A-38B: A physical model constrained by satellite observations. **Remote Sensing of Environment**, v.111, 195–203. 2007.
- JENKINS, A. A one dimensional model of ice shelf–ocean interaction. **Journal of Geophysical Research**, v.96(C11). 20671–20677. 1991.
- LEVENTER, A.; DOMACK, E.; ISHMAN, S. E.; BRACHFELD, S.; MCCLENNEN, C.; MANLEY P. L. Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota, **GSA Bulletin**, v.108, 1626-1644. 1996.
- KERR, R.; HEYWOOD, K. J.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E. On the outflow of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model. **Ocean Science**, v. 8, p. 369-388, 2012.
- LÓPEZ, O.; GARCÍA, M.A.; GOMIS, D.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfeld Strait (Antarctica). **Deep-Sea Research I**, v.46, 1755-1778. 1999.
- LUCKMAN, A.; PADMAN, L.; JANSEN, D. Persistent iceberg groundings in the western Weddell Sea, Antarctica, **Remote Sensing of Environment**, v.114, 385–391. 2010.
- MASSOM, R.; LUBIN, D. **Polar Remote Sensing. Volume II: Ice Sheets**. Chichester, Springer-Verlag. 426 p. 2006.
- MENESES P.R.; SANO E.E.; Classificação pixel a pixel de imagens. MENESES P. R.; ALMEIDA. T.; Org(s), **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília, UNB, 2012,191-206.
- MUENCH, R. D.; HELLMER, H.H. The internacional DOVETAIL Program. **Deep-Sea Research II**, v. 49, 4711-4714. 2002.
- NIILER, P.; AMOS, A.; HU, J.H. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. **Deep-Sea Research**, v. 38 943-059. 1991.
- ORHEIM, O. Iceberg discharge and the mass balance of Antarctica. *Glaciers, ice sheets and sea level: Effect of a CO2-induced climatic change*, **Report of a workshop held in Seattle**, Washington, September 13–15, 210–215. 1985.
- ORSI, A. H.; NOWLIN JR. W. D.; WHITWORTH III, T. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. **Deep-Sea Res. I**, v.40, 169–203. 1993.
- ORSI, A. H.; JOHNSON, G. C.; BULLISTER, J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. **Prog. Oceanog.**; v.43, 55–109. 1999.
- PALMER, M.; GOMIS, D.; FLEXAS, M.; JORDA, G.; JULLION, L.; TSUBOUCHI, T.; GARABATO, A. N.; Water mass pathways and transports over the South Scotia Ridge west of 50°W. **Deep-Sea Research I**, v. 59, 8–24. 2012.
- Press, W.H.; Flannery, B. P.; Teukolsky, S. A.; Vetterling, W. T. **Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing**, second edition, 1992
- PRIETO, M.; CANALS, M.; ERCILLA, G.; DE BATIST, M. Structure and geodynamic evolution

- of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. **Marine Geology**, v.149, 17-38. 1998.
- RADIKEVICH, V. M.; ROMANOV, Y. A. Using observations of iceberg drift for determining currents in the Pacific sector of the Southern Ocean, **Oceanology**, v.35, 130– 139. 1995.
- ROMANOV, Y.A.; ROMANOVA, N.A.; ROMANOV, P. Distribution of icebergs in the Atlantic and Indian ocean sectors of the Antarctic region and its possible links with ENSO. **Geophysical Research Letters**, v. 35. 2008.
- ROSICH, B.; MEADOWS, P. Absolute calibration of ASAR Level 1 products generate with PF-ASAR. Franscati (Rome): **European Space Agency**. 27 p. 2004.
- SANGRÀ, P.; Gordo, C.; Arencibia, M. H.; Díaz, A.M.; Santana, A.R.; Stegner, A., Marrero, A.M.; Pelegrí, J.L.; Pichon, T. The Bransfield current system. **Deep-Sea Research**, doi:10.1016/j.dsr.2011.01.011. 2011.
- SAVIDGE, D. K.; AMFT, J. A. Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of ship board ADCP transects. **Deep-Sea Research I**, v.56, 1633–1655. 2009.
- SCHODLOK, M. P.; HELLMER, H. H.; ROHARDT, G.; FAHRBACH, E. Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 11. 2006.
- SCHRODER, M.; FAHRBACH, E. On the structure and the transport of the eastern Weddell Gyre. **Deep Sea Research II**, 46, 501 -527. 1999.
- SEBER, G. A. F. **Multivariate Observations**. NJ: John Wiley & Sons, Inc.; Hoboken, 671, 1984.
- SEBILLE, E.; SPENCE, P.; MAZLOFF, M.R.; ENGLAND, M.H.; RINTOUL, S.R.; SAENKO, O.A.; Abyssal connections of Antarctic Bottom Water in a Southern Ocean State Estimate. **Geophysical Research Letters**. v. 40. 2177–2182. 2013.
- SILVA, T. A. M.; BIGG, G. R. Computer-based identification and tracking of Antarctic icebergs in SAR images. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, 287-297. 2005.
- SPATH, H. Cluster Dissection and Analysis: Theory, FORTRAN Programs, Examples. Translated by J. Goldschmidt. New York: **Halsted Press**, 1985.
- THOMPSON, A. F.; HEYWOOD, K. J.; THORPE, S. E.; RENNER, A. H. H.; TRASVINA, A. Surface circulation at the tip of the Antarctic Peninsula from drifters. **Journal of Physical Oceanography**, v.39, 3-26. 2009.
- TURNBULL, I. D. Drift of large tabular icebergs in response to atmospheric surface pressure gradients, an observational study. **Antarctic Science**, 1-10. 2010.
- VIEHOFF, T.; LI, A. Iceberg observations and estimation of submarine ridges in the western Weddell Sea. **International Journal of Remote Sensing**, v.16(17), 3391–3408. 1995.
- WILLIAMS, R. N.; REES, W. G.; YOUNG, N. W. A technique for the identification and analysis of icebergs in synthetic aperture radar images of Antarctica. **International Journal of Remote Sensing**, v.20, 3183 - 3199. 1999.
- WILLIS, G.J.; MACKLIN, J. T.; PARTINGTON, P. G.; TELEKI, K. G.; REES, W. G.; WILLIAMS, R. G. Iceberg detection using ERS-I synthetic aperture radar. **Int. J Remote Sensing**, 17 (9), 1777-1795. 1996.
- YOUNG, N. W.; ANDHYLAND, G. Applications of time series of microwave backscatter over the Antarctic region. **Proceedings of the Third ERS Scientific Symposium**, 1007 - 1014. 1997.
- ZHOU, M.; NIILER, P.P.; HU, J.-H. Surface current in the Bransfield and Gerlache Straits measured by surface Lagrangian drifters. **Deep-Sea Research I**, v.46, 267–280. 2002.
- ZHOU, M.; NIILER, P. P.; ZHU, Y.; DORLAND, R. D. The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. **Deep-Sea Research I**, v.53, 1244–1252. 2006. Site: [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Envisat/ESA\\_declares\\_end\\_of\\_mission\\_for\\_Envisat](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Envisat/ESA_declares_end_of_mission_for_Envisat)