

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E  
METEOROLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**MARIA ELIZA SOTILLE**

**AVANÇO E RETRAÇÃO DE ÁREA GLACIAL NO EXTREMO  
NORTE DA PENÍNSULA TRINITY, ANTÁRTICA,  
ENTRE 1988 E 2015**

Porto Alegre

2015

MARIA ELIZA SOTILLE

**AVANÇO E RETRAÇÃO DE ÁREA GLACIAL NO EXTREMO  
NORTE DA PENÍNSULA TRINITY, ANTÁRTICA,  
ENTRE 1988 E 2015**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, para a obtenção do Título de Mestre em Sensoriamento Remoto.

Área de concentração: Sensoriamento Remoto Aplicado

**ORIENTADOR:**

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

**Banca Examinadora:**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Dejanira Luderitz Saldanha (PPGSR/UFRGS)

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino (POSGea/UFRGS)

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Kátia Kellem da Rosa (POSGea/UFRGS)

Porto Alegre

2015

Sotille, Maria Eliza

AVANÇO E RETRAÇÃO DE ÁREA GLACIAL NO EXTREMO  
NORTE DA PENÍNSULA TRINITY, ANTÁRTICA, ENTRE 1988 E  
2015 / Maria Eliza Sotille. -- 2015.

89 f.

Orientador: Ulisses Franz Bremer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em  
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-  
Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-  
RS, 2015.

1. Geleiras. 2. Antártica. 3. Áreas livres de  
gelo. I. Bremer, Ulisses Franz, orient. II. Título.

*Dedico aos meus pais,  
pelo incansável apoio.*

## AGRADECIMENTOS

Ao professor Ulisses Franz Bremer pela orientação e todo o suporte durante todo o período do mestrado, por construir junto comigo a ideia do trabalho e pelas dicas valiosas na realização dessa dissertação.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade, à CAPES pela concessão da bolsa durante esses dois anos e ao Centro Polar e Climático (CPC) por disponibilizar toda a sua estrutura para o preparo deste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto e aos seus professores, especialmente à Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Rita de Cássia Marques Alves, essencial no meu egresso ao programa, colocando-se à disposição sempre que necessário.

Agradeço minha família por me dar todo o incentivo possível, aos meus pais por possibilitarem esse período voltado aos estudos, aos meus irmãos, especialmente minha irmã, por estarem sempre ao meu lado, incentivando o aperfeiçoamento. Eu não poderia agradecer vocês o suficiente.

Agradeço a todos os amigos que me acompanharam nessa fase, os amigos de casa e os da capital (sem esquecer do meu “*roommate*”), pela amizade e encorajamentos que fizeram dessa etapa um momento de aprendizado não apenas acadêmico.

Aos colegas do Sensoriamento Remoto e do CPC pela convivência, amizade e por toda a ajuda no preparo do trabalho, principalmente os colegas André Medeiros Andrade e Bijeesh Kozhikkodan Veetil.

Aos professores Denise Fontana e Jefferson C. Simões pela participação na banca de qualificação e aos professores Dejanira Luderitz Saldanha, Francisco Eliseu Aquino e Kátia Kellem da Rosa pela participação na banca de defesa.

## RESUMO

Essa dissertação realizou o levantamento das variações nas frentes das geleiras no extremo norte da Península Trinity, na Antártica, através da utilização de técnicas de Sensoriamento Remoto. Foram mapeados os avanços e as retrações ocorridas nas frentes das geleiras da área, bem como as áreas livres de gelo da região, no período de 27 anos entre 1988-2015. Os resultados foram complementados com dados de temperatura média do ar para a região. A base de dados utilizou de 8 imagens do satélite Landsat (sensores TM, ETM+ e OLI/TIRS), além de dados da base de dados digitais da Antártica (ADD), o Mosaico de Imagens Landsat da Antártica (LIMA), e o modelo digital de elevação para a Península Antártica (APGDEM). Os dados de temperatura utilizados são provenientes da base antártica Esperanza (ARG), adquiridos através do READER. As linhas de frente das geleiras foram obtidas através de métodos automáticos e manuais de geoprocessamento. Foram realizadas classificações não-supervisionadas e supervisionadas na aquisição dessas, transformando-as em vetores e unindo-as a delimitação das bacias de drenagem glacial disponibilizada pelo ADD, formando, assim, o conjunto de geleiras com a sua posição de frente para cada ano das imagens (1988, 2000, 2006, 2011 e 2015). As áreas livres de neve e gelo foram obtidas através de classificação supervisionada. As classificações foram validadas através do índice Kappa, obtendo resultados satisfatórios. O total da área de estudo é de aproximadamente 1.450 km<sup>2</sup> e conta com 32 bacias de drenagem glacial, destas, 3 possuem nome, as geleiras de maré Arena, Depot e Mondor. Com análises desde do o período de 1988, observou-se uma perda de massa de gelo da área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, enquanto que o ganho total foi de aproximadamente 10 km<sup>2</sup>, resultando em uma diminuição de  $\pm 40$  km<sup>2</sup> (ou seja, em torno de  $\pm 2,7$  % da área total). No período entre 1988 e 2000 (maior intervalo das investigações) a área perdeu  $\pm 25,1$  km<sup>2</sup> de gelo em suas frentes. Entre 2000 e 2006 o recuo foi de  $\pm 12,2$  km<sup>2</sup> e entre 2006 e 2011 de 5,0 km<sup>2</sup>. Já o período de 2011-2015 foi o único a apresentar avanços maiores que retrações, com um aumento de área de  $\pm 2,5$  km<sup>2</sup> ( $\pm 0,16\%$ ). As geleiras Depot e Mondor apresentaram comportamento de retração, sendo que a geleira Depot não apresentou nenhum avanço dentro dos períodos, já a geleira Arena apresentou avanços e retrações em todos os intervalos, permanecendo praticamente inalterada. A área livre de gelo e neve aumentou em aproximadamente  $\pm 18$  km<sup>2</sup>, ou seja, um acréscimo de  $\pm 114\%$  em relação a área livre de neve e gelo de 1988. Os maiores aumentos se deram entre os anos 1988 e 2000, no ano de 1988 a área representava  $\pm 15,91$  km<sup>2</sup>, passando para  $\pm 37,54$  km<sup>2</sup> em 2000 e  $\pm 37,90$  km em 2006, no ano de 2011 observou-se uma diminuição, com área de  $\pm 28,32$  km<sup>2</sup>, sendo que em 2015 a área voltou aos valores anteriores,  $\pm 34,09$  km<sup>2</sup>. A avaliação da temperatura do ar observada em Esperanza entre 1964-2014 mostra um aumento de 1,45°C.

**Palavras-chaves:** Geleiras, áreas livres de gelo, Antártica.

## ABSTRACT

This dissertation conducted a survey of variations of ice fronts in glaciers positions on the northern tip of the Trinity Peninsula by using remote sensing techniques. Advances and retreats of glaciers were mapped, as well as ice-free areas in the 27-year period between 1988-2015, and the results were complemented with air temperature data for the region. The database used eight satellite images from Landsat (TM, ETM + and OLI/TIRS sensors). In addition, it was used the Antarctica Digital Database (ADD) data, the Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), and the digital elevation model Antarctic Peninsula 100 m Digital Elevation Model (APGDEM). The temperature data used come from the Antarctic station Esperanza (ARG), acquired through READER. The glaciers ice fronts positions were obtained through automatic and manual methods. Unsupervised and supervised classifications were performed in the acquisition of these, turning them into vectors and uniting them with the delimitation of glacial drainage basins provided by ADD, thus forming the set of glaciers with its front position for each year of images (1988, 2000, 2006, 2011 and 2015). The ice-free areas were obtained by supervised classification. The classifications were validated through the Kappa index, obtaining satisfactory results. The total study area is approximately 1,450 square kilometers and has 32 glacial drainage basins, these, three are named glacier (Arena, Depot and Mondor), all three tidewater glaciers. In the period of analysis, since 1988, there has been a loss of mass of ice area of approximately 50 square kilometers, whereas the total gain was only  $\pm 10$  square kilometers, resulting in an overall decrease of approximately  $\pm 40$  square kilometers (i.e.  $\pm 2,7\%$  of the total area). Between 1988-2000 (the wider range of investigations), the area lost  $\pm 25.1$  square kilometers of ice on its fronts, from 2000 to 2006 there was a decrease of  $\pm 12.2$  km<sup>2</sup>, and between 2006 to 2011 others  $\pm 5.0$  km<sup>2</sup>; the 2011-2015 interval was the only one to show advances greater than retreats with a  $\pm 2.5$  sq km increase in the area ( $\pm 0.16\%$ ). The Depot and Mondor glaciers showed retreat behavior, and Depot did not show any advance within the periods, the Arena glacier showed advances and retreats in all intervals, remaining virtually unchanged. The ice-free area increased by approximately 18 square kilometers, that is, a  $\pm 114\%$  increase over the 1988 snow/ice free area. The largest increases were given in the years 1988-2000, in 1988 the area represented  $\pm 15.91$  km<sup>2</sup>, reaching  $\pm 37.54$  km<sup>2</sup> in 2000 and  $\pm 37.90$  km<sup>2</sup> in 2006, in 2011 there was a decrease, with an area of  $\pm 28.32$  square kilometers, and in 2015 the area returned to its previous values,  $\pm 34.09$  km<sup>2</sup>. The air temperature evaluation in Esperanza observed in 1964-2014 years show an increase of 1.45 ° C

**Keywords: Glaciers, ice-free areas, Antarctica.**

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
1.1 Objetivo Geral .....	14
1.2 Objetivos Específicos .....	14
1.3 Justificativa.....	14
<b>2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA AREA DE ESTUDO</b>	<b>16</b>
2.1 Antártica .....	16
2.2 Península Antártica.....	17
2.2.1 Deglaciação na Península Antártica .....	18
2.2.2 Flutuações de temperatura e mudanças em área glacial .....	19
2.3 Hope Bay .....	21
<b>3. ESTRUTURA E DINÂMICA GLACIAL</b>	<b>25</b>
3.1 Aspecto geral de geleiras .....	25
3.2 Transformação de neve para gelo glacial .....	26
3.3 Zonas superficiais de geleira .....	27
3.4 Dinâmica de avanço e retração de área glacial.....	28
<b>4. SENSORIAMENTO REMOTO DA CRIOSFERA</b>	<b>30</b>
4.1 Princípios básicos .....	30
4.2 Propriedades da neve e do gelo .....	31
4.3 Propriedade das nuvens .....	33
4.4 Plataformas e sensores imageadores para a Criosfera.....	34
4.4.1 Sensores Ópticos para feições glaciais específicas.....	35
4.4.2 Sensores Ativos .....	35
4.5 Uso de Imagens multiespectrais para monitoramento de área glacial.....	36
4.5.1 Uso de imagens Landsat .....	36
4.6 Erros e correções inerentes a aquisição das imagens .....	40



4.7 Classificação de imagens.....	41
4.8 Modelo digital de elevação.....	43
<b>5. MATERIAL E METODOS</b>	<b>44</b>
5.1 Base de Dados .....	44
5.1.1 Imagens de Satélite.....	45
5.1.2 Dados Topográficos.....	46
5.1.3 Dados de Temperatura.....	48
5.2 Métodos e Técnicas .....	49
5.2.1 Pré-processamento das Imagens .....	49
5.2.2 Georreferenciamento .....	50
5.2.3 Delimitação das feições .....	53
5.2.4 Medições das áreas .....	55
5.2.5 Verificação dos dados de temperatura da região .....	56
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>57</b>
6.1 Delimitação das feições .....	57
6.1.1 Áreas de costa.....	57
6.1.2 Áreas livres de gelo .....	60
6.1.4 Bacias de drenagem .....	62
6.2 Variações de frente de gelo na ponta da península Trinity.....	63
6.2.1 Geleiras Arena, Depot e Mondor.....	66
6.2.1.1 Geleira Arena .....	66
6.2.1.1 Geleira Depot .....	68
6.2.1.1 Geleira Mondor .....	70
6.3 Variações das áreas livres de gelo .....	72
6.4 Variações de temperatura da região.....	74
6.5. Relação das variações das áreas glaciais, áreas livres de gelo e mudanças climáticas .....	78
<b>7. CONCLUSÃO</b>	<b>82</b>
<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>83</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 Zonas morfológicas do continente Antártico .....	16
Figura 2.2: Localização da Península Trinity na Península Antártica, ampliada na Figura 2.3. .....	17
Figura 2.3 Localização da área de estudo na Península Trinity, ampliada na Figura 2.4 .....	21
Figura 2.4: Localização da a área de estudo.....	22
Figura 2.5: Geleira Depot em Hope Bay, maio de 2009 .....	23
Figura 2.6: Entrada de Hope Bay, maio de 2009.....	23
Figura 3.1: Aspecto das geleiras.....	25
Figura 3.2: Etapas da metamorfização da neve e densidade. ....	26
Figura 3.3: Zonas superficiais de geleira.....	27
Figura 4.1: Reflectância espectral da neve conforme o tamanho do grão.....	31
Figura 4.2: Transmissão atmosférica e localização das bandas espectrais do ASTER e do LANDSAT. ....	32
Figura 4.3 Reflectância de nuvens e neve entre os comprimentos de onda 0,4 a 2,5 $\mu\text{m}$ .....	34
Figura 4.4: Reflectância da neve e gelo do satélite Landsat.....	38
Figura 5.1: Modelo digital de elevação para a área de estudo.....	46
Figura 5.2 Modelo digital de elevação da Península Antártica .....	47
Figura 5.3: Imagem do ano de 2006 (A) original, com linhas de falha do sensor e (B) corrigida.....	49
Figura 5.4: Imagem do ano de 2006 (A) original, com linhas de falha do sensor e (B) sobreposta. ....	50
Figura 5.5: Imagens Landsat co-registradas, a primeira imagem do ano de 2000 foi utilizada como base para o georreferenciamento, em vermelho os pontos de controle. ....	51
Figura 5.6: Etapas das classificações.....	53

Figura 6. 1: Etapas da aquisição da linha de costa através da classificação não-supervisionada da cena de 2000. (A) Cena RGB 321, (B) Classificação não-supervisionada, (C) Vetorização e (D) Linhas de costa.....	57
Figura 6.2: Classificação não-supervisionada (A) e supervisionada (B) da imagem do ano de 2011, contendo plumas de gelo. ....	58
Figura 6.3 Polígonos de costa dos anos 1988, 2000, 2006, 2011 e 2015. ....	59
Figura 6. 4: Classificação supervisionada RGB 543 visando delimitação de rochas da imagem 2006-2. (A) Cena RGB 543, (B) Classificação supervisionada, (C) Áreas classificadas como rocha e (D) Áreas livres de gelo. ....	60
Figura 6.5 Polígonos das áreas livres de gelo dos anos 1988, 2000, 2006, 2011 e 2015. ....	61
Figura 6.6: Processos na obtenção de bacias de drenagem e rede de drenagem. ....	62
Figura 6.7: Bacias de drenagem, segundo o ADD. ....	62
Figura 6.8: Variações nas frentes de gelo do extremo norte da península Trinity .....	63
Figura 6.9: Variações nas frentes de gelo na península Tabarin. ....	64
Figura 6.10: Variações nas frentes de gelo na Baía Duse. ....	65
Figura 6.11: Variações nas frentes de gelo da geleira Arena. ....	66
Figura 6.12: Avanços e retrações nas frentes de gelo da geleira Arena. ....	67
Figura 6.13: Variações nas frentes de gelo da geleira Depot. ....	68
Figura 6.14: Retrações nas frentes de gelo da geleira Depot.....	69
Figura 6.15: Variações nas frentes de gelo da geleira Mondor. ....	70
Figura 6.16: Avanços e retrações nas frentes de gelo da geleira Mondor. ....	71
Figura 6.17: Variações nas áreas livres de gelo na área de estudo. ....	72
Figura 6. 18: Variações nas áreas livres de gelo em View Point. ....	73
Figura 6.19: Variações nas áreas livres de gelo em Brown Bluff. ....	73
Figura 6.20: Variações nas áreas livres de gelo na baía Esperança. ....	74
Figura 6.21: Variações das temperaturas anuais na base Esperanza. ....	75
Figura 6.22: Variações das temperaturas de verão na base Esperanza. ....	76
Figura 6.23: Variações das temperaturas para 50 anos na base Esperanza. ....	78
Figura 6.24: Avanços e retrações de área glacial no extremo norte da península Trinity.....	79
Figura 6.25: Espacialidade das mudanças no extremo norte da p. Trinity entre 1988- 2015...79	
Figura 6.26 Variações das áreas glaciais e a média de temperatura de janeiro e fevereiro.....	80
Figura 6.27 Variações das áreas livres de gelo e a média de temperatura de janeiro e fev.....	81

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1: Características das bandas dos sensores TM e ETM+ do Landsat:.....	38
Tabela 2: Principais aplicações do Landsat para o mapeamento de geleiras. ....	39
Tabela 3: Características das bandas do sensor OLI/TIRS do Landsat-8.....	40
Tabela 4: Imagens do sensor Landsat utilizadas: .....	45
Tabela 5: RMS resultante do co-registro das cenas:.....	52

## LISTA DE ABREVIATURAS

<b>ADD</b>	Antarctic Digital Database
<b>APGDEM</b>	Antarctic Peninsula 100 m Digital Elevation Model
<b>BAS</b>	Serviço Britânico Antártico
<b>BEDMAP</b>	Improved Ice Bed, Surface and Thickness Datasets for Antarctica
<b>CPC</b>	Centro Polar e Climático
<b>ETM</b>	Mapeador Temático Avançado
<b>GDEM</b>	Global Digital Elevation Model
<b>GloVis</b>	Visualizador Global do Serviço Geológico dos Estados Unidos
<b>GTS</b>	Sistema Global de Telecomunicações
<b>IPCC</b>	Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas
<b>LIMA</b>	Mosaico de Imagens Landsat da Antártica
<b>MAXVER</b>	Máxima Verossimilhança
<b>MDE</b>	Modelo Digital de Elevação
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NDSI</b>	Índice de Diferença Normalizada de Neve
<b>NSIDC</b>	Centro Nacional de Informações sobre Neve e Gelo
<b>PA</b>	Península Antártica
<b>OLI</b>	Operacional Terra Imager
<b>SCAR</b>	Comitê Científico sobre Pesquisa Antártica
<b>RAMP</b>	RADARSAT Antarctic Mapping Project
<b>READER</b>	Reference Antarctic Data for Environmental Research
<b>SLC</b>	Espelho Corretor de Linha
<b>TM</b>	Mapeador Temático
<b>USGS</b>	Serviço Geológico dos Estados Unidos
<b>ZSNU</b>	Zona Superficial de Neve Úmida

## 1. INTRODUÇÃO

A criosfera é um subsistema da Terra que engloba toda a neve e gelo presente na superfície terrestre. Esses componentes podem ser encontrados na criosfera em várias formas, incluindo: cobertura de neve, lagos e rios congelados, gelo marinho, geleiras de altitude, mantos de gelo e *permafrost* (SIMÕES, 2004). As três principais regiões da criosfera do mundo são a Antártica, o Oceano Ártico, e os ambientes de neve extrapolar e de montanha (SLAYMAKER e KELLY, 2007), que abrangem aproximadamente 10% da superfície emersa do planeta (i.e., 15,9 milhões de km<sup>2</sup>) (SIMÕES, 2004) e desempenham papel vital e central nas mudanças que ocorrem no ambiente da Terra (SLAYMAKER e KELLY, 2007).

A criosfera tem influência sobre o clima global e os meios de subsistência humanos, regiões da Terra são influenciadas por processos criosféricos e sua integração no clima do planeta (JEZEK, 2013), nos meios de subsistência humanos a influência da criosfera é significativa, mudanças na distribuição espacial e temporal deste subsistema influenciam o fluxo de água nos principais rios do mundo (ESCALANTE-RAMIREZ *et al.*, 2012), dentre outros fatores.

As observações da criosfera necessárias para prever a variabilidade futura na cobertura de gelo da Terra e da sua interação com outros sistemas terrestres devem ser feitas em escalas espaciais e temporais proporcionais. Dessa forma, as tecnologias de sensoriamento remoto aéreas e orbitais com alcance global possuem um papel-chave na aquisição de dados necessários para compreender os processos físicos importantes e interações do sistema Terra que governam a evolução da criosfera (JEZEK, 2013). Além disso, os ambientes criosféricos possuem uma relativa inacessibilidade quanto à investigação humana, principalmente devido ao seu afastamento geográfico e regime térmico extremo (SLAYMAKER & KELLY, 2007), as dificuldades logísticas para o desenvolvimento de trabalhos de campo nesses ambientes são consideráveis, assim, o uso dos recursos de sensoriamento remoto para a realização de estudos nessas áreas são frequentemente empregados (BAMBER e KWOK, 2004), com a utilização de dados de diferentes sensores em função dos propósitos de estudo (MASLANIK e BARRY, 1990).

Entre as várias partes da criosfera as geleiras desempenham o papel mais importante em estudos de mudanças climáticas, uma vez que as recessões das geleiras podem ser indicadoras de mudanças climáticas globais (OERLEMANS *et al.*, 1998; WESSELS *et al.*, 2002; AMBINAKUDIGE, 2010). Neste sentido, a Península Antártica (PA) possui características geográficas que a tornam um importante controlador do clima, da circulação

marinha e da dinâmica glacial da Antártica Ocidental (KING e TURNER, 1997), com condições locais que causam alta variabilidade climática, que a tornam propensa às mudanças ambientais. O ambiente glacial da PA tem respondido com rapidez às variações, destacando-se como área para o monitoramento a fim de compreender as mudanças e as respostas em suas massas de gelo (BARRETT *et al.*, 2009).

### **1.1 Objetivo Geral**

Monitoramento de avanço e retração de área glacial no extremo norte da Península Trinity nos últimos 27 anos (1988-2015).

### **1.2 Objetivos Específicos**

- Mapear as variações das frentes das geleiras.
- Delimitar as áreas livres de gelo da região.
- Verificar a relação entre as temperaturas médias interanuais do ar e as variações das frentes das geleiras.

### **1.3 Justificativa**

A Península Antártica é o setor mais quente da Antártica e apresenta uma tendência de aquecimento regional consistente (VAUGHAN *et al.*, 2001). Estima-se que a temperatura atmosférica superficial da região tenha aumentado desde 1950, sendo que as maiores tendências de aquecimento ocorrem nas partes oeste e norte da península (TURNER *et al.*, 2009), sendo indicada, em escala global, como uma das áreas mais sensíveis às mudanças do clima (TURNER *et al.*, 2009) e onde o aquecimento regional ocorreu de forma mais intensa nas últimas décadas (IPCC, 2014).

As consequências desta mudança climática incluem a desintegração de plataformas de gelo em ambos os lados da península, mudanças nos sistemas glaciais e alterações no meio biótico da região (VAUGHAN *et al.*, 2001), e ainda, ao longo das últimas décadas, as geleiras da Península Antártica vêm apresentando uma resposta rápida as mudanças do clima regional

(IPCC, 2014), recuando rapidamente e essencialmente desaparecendo (SCAMBOS *et al.*, 2000).

O derretimento da neve e do gelo contribui para a elevação do nível médio dos mares e para variações climáticas, estima-se que forças motrizes subjacentes desses processos podem gerar mudanças nos padrões de circulação dos oceanos, nos sistemas de pressão atmosférica, além do aumento da temperatura média global (VAUGHAN *et al.*, 2001).

Devido a esses fatores a Península Antártica foi selecionada pelo IPCC como uma das oito regiões chaves para se realizar investigações detalhadas sobre variações ambientais e suas relações com parâmetros climáticos.

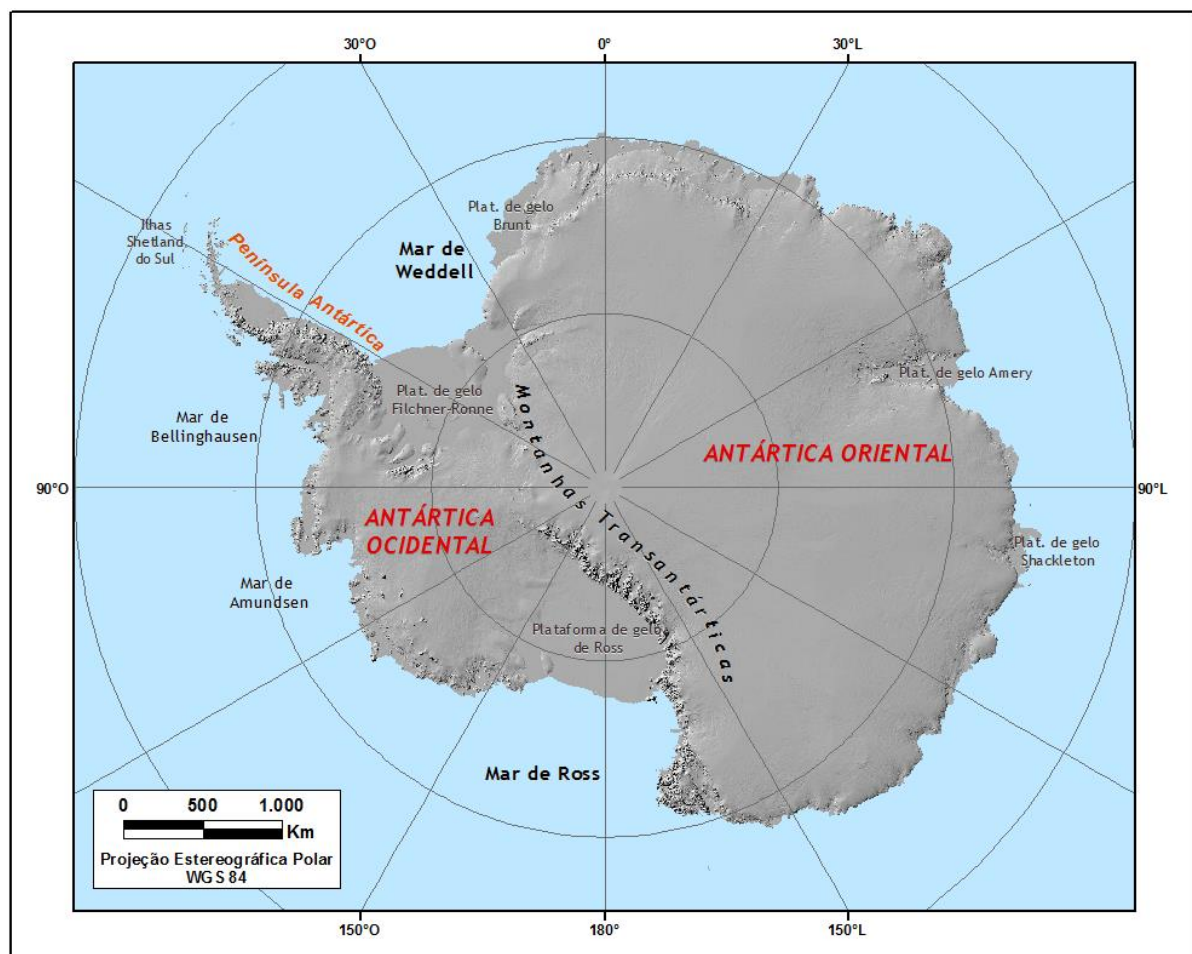


## 2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 Antártica

A Antártica é um continente de quatorze milhões de quilômetros quadrados, cercado de oceano e quase que na totalidade coberto por uma camada de gelo com uma espessura média que ultrapassa dois mil metros (SIMÕES *et al.*, 1995). É o continente com a maior elevação média da Terra (TURNER *et al.*, 2009). Durante o inverno a área antártica coberta por gelo é ampliada em torno de dezoito milhões de quilômetros quadrados com o congelamento superficial dos oceanos circundantes (PARKINSON, 2002).

Turner *et al.* (2009), afirmam que o manto de gelo antártico é composto de três zonas morfológicas distintas: Antártica Oriental, Antártica Ocidental e Península Antártica (Figura 2.1). De acordo com Slaymaker e Kelly (2007) a área da Antártica Oriental corresponde a 83% do manto.

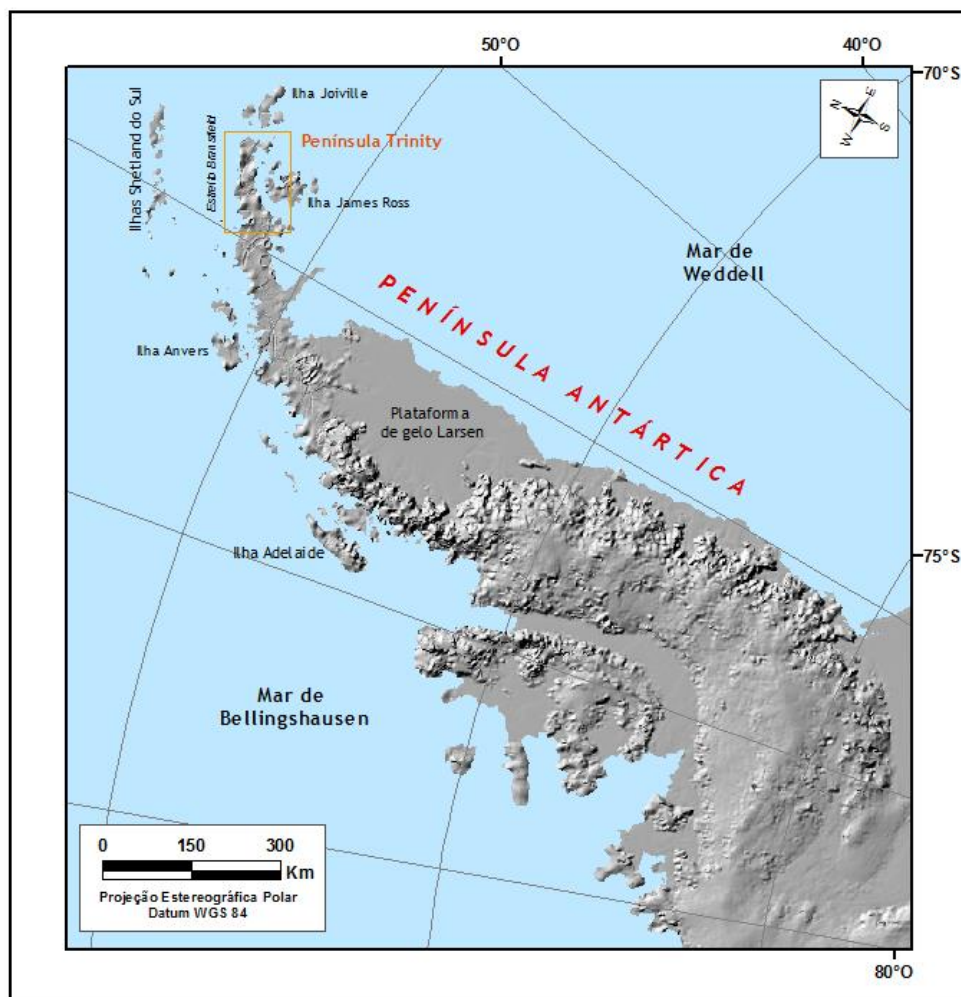


**Figura 2.1** Zonas morfológicas do continente Antártico. Fonte: ADD

## 2.2 Península Antártica

A Península Antártica (Fig. 2.2) compreende a parte do continente que se estende de forma mais proeminente ao norte do manto de gelo da Antártica, atingindo latitudes mais baixas do que o resto do continente e é fortemente influenciada pelo oceano circundante. A península é uma estreita região montanhosa, possui largura média de 70 km e mais de 2.500 km de extensão norte-sul e sua altitude média é de 1.500 m (TURNER et al., 2009).

O manto de gelo que cobre a Península Antártica é consideravelmente diferente dos mantos de gelo da Antártica Oriental e Ocidental. A Península Antártica possui calotas de gelo menores e mais finas, e se caracteriza por apresentar um sistema montanhoso de geleiras que fluem de regiões de alta altitude (platôs), a leste e oeste da península. Essas geleiras podem fluir para plataformas de gelo ou possuírem términos aterrados ou flutuantes (geleiras de maré).



**Figura 2.2:** Localização da Península Trinity na Península Antártica, ampliada na Figura 2.3. Fonte: ADD

O escoamento é dado no sentido do mar e através de geleiras consideradas relativamente estreitas, porém íngremes e velozes. A topografia da Península Antártica condiciona geleiras de montanhas íngremes e com presença marcante de fendas (COOK, 2014). Ao longo da costa oeste, as geleiras entre a península Trinity (63°S) e George VI Sound (70°S) possuem na sua maioria término no mar, enquanto que mais ao Sul as geleiras correm para mantos de gelo. Ao longo da costa leste, as geleiras ao norte de 66°S são na sua maior parte de geleiras de maré e mais ao sul elas alimentam a plataforma de gelo Larsen (COOK, 2014).

Ao contrário dos mantos de gelo Oriental e Ocidental onde a perda de massa ocorre primariamente através de icebergs que se desprendem das plataformas de gelo – processo responsável por 75-85% da perda de gelo dos mantos (PATERSON, 1994), na Península Antártica o processo de perda de massa ocorre principalmente por derretimento em função das altas temperaturas de verão. É a complexa relação entre geleiras e clima, onde a temperatura do ar acaba por se elevar acima do ponto de congelamento causando derretimento de neve e gelo na superfície da geleira (TURNER *et al.*, 2009). Este derretimento seguido pelo escoamento é responsável pela maior parte da ablação em muitas geleiras (PATERSON, 2010).

### **2.2.1 Deglaciação na Península Antártica**

A superfície da Península Antártica apresentou nos últimos 100 anos uma tendência de aquecimento que é superior em muitas vezes à tendência de aquecimento global, com um aquecimento regional entre 2,5 e 3,0°C nos últimos 55 anos, mais intenso quando comparado a outras regiões do planeta (IPCC, 2014), e sendo superior, ainda, aos registros de temperatura do ar de estações meteorológicas de outras regiões antárticas nesse mesmo período (MORRIS & VAUGHAN, 2003).

Dentre outras consequências, essa tendência de aquecimento gerou mudanças em sistemas glaciais da Península Antártica, observadas principalmente nas últimas duas décadas, como a retração de frentes de geleiras, desintegração de plataformas de gelo e redução da área coberta por gelo marinho sazonal (ARIGONY-NETO, 2006).

As geleiras da Península Antártica apresentaram rápida resposta ao aquecimento regional e uma tendência de retração das geleiras se estende por toda a península, Davies (2012) separou os recuos ocorridos nas geleiras do norte da Península Antártica em três fases distintas: 1988-1995: I) período estável de plataformas de gelo (possivelmente com

afinamento e algum derretimento precoce plataformas de gelo); II) 1995-2001: o período de desintegração de plataformas de gelo e reajuste rápido de geleiras tributárias de plataformas de gelo às novas condições de limite; e III) 2001-2009: retração de todas as geleiras em resposta ao aumento das temperaturas atmosféricas e oceânicas.

Em estudo publicado em 2005, Cook *et al.* analisaram o comportamento de 244 geleiras de maré - que possuem término no oceano – utilizando dados de imagens aéreas e de satélite de meados da década de 1950 em diante, concluindo que 87% das geleiras apresentaram retração em suas frentes.

King *et al.* (2003) descreveram as diferenças de condições climatológicas e ambientais entre as partes ocidental e oriental da Península Antártica, sendo que a parte oeste da Península Antártica é influenciada pelo mar de Bellinshausen com ciclo de temperatura anual típico de regiões marítimas, e a parte leste é afetada pela baixa pressão sobre o leste do Mar de Weddell possuindo o ciclo de temperatura anual típico de regiões continentais. Segundo Cook *et al.*, 2014, a diferença clara no padrão espacial de perda de gelo entre os lados leste e oeste da PA pode ser explicada em função da localização das plataformas de gelo, sendo que as geleiras que alimentavam as plataformas de gelo Larsen A e B tiveram um recuo rápido após o desaparecimento das plataformas.

As retrações são nítidas também nas ilhas periféricas do continente, conforme estudos de Simões *et al.* (1999) nas ilhas Rei George, Ahlert *et al.* (2002) na ilha Nelson e Beck *et al.* (2003) na ilha Joinville, entre outros autores. Essas retrações de geleiras são acompanhadas também pela fragmentação parcial de plataformas de gelo, como a Larsen e Prince Gustav, no leste da península e de Wordie, George VI e Wilkins a oeste. É estimado que esses acontecimentos estejam associados a um conjunto de fatores, como a elevação da temperatura atmosférica, diminuição da extensão e da espessura do gelo marinho e o aumento do período de derretimento (dias por ano), registrado a partir do final da década de 1970 (SCAMBOS *et al.*, 2000).

### **2.2.2 Flutuações de temperatura e mudanças em área glacial**

As causas para as mudanças recentes na camada de gelo da Antártica incluem mudanças climáticas, aumento de precipitações e mudanças na temperatura do oceano. As mudanças regionais recentes também começaram a ter um efeito direto e imediato sobre as partes costeiras da camada de gelo, sendo a PA uma área notável (COOK *et al.* 2005).

Diversos autores apontam as variações de temperatura no norte do continente, comprovando uma tendência de aquecimento desde 1947, Ferron *et al.* (2004), analisaram séries temporais contínuas da temperatura do ar, média anual e sazonal, na ilha Rei George para o período de 1947–1995, verificando uma elevação de 1,1°C em 49 anos, apontando no mesmo estudo, que na estação Faraday/Vernadsky registrou-se um aumento de 2,5°C para o mesmo período. Considera-se por Ferron *et al.* (2004) que as áreas situadas a norte da Península Antártica possuem maior significância estatística para a tendência de aquecimento, onde a variabilidade de temperatura é menor do que no resto da região.

Estudos de Turner *et al.* (2005); Vaughan *et al.* (2003), apontam que as médias de temperaturas anuais da Península Antártica, desde os primeiros registros, subiram rapidamente, com um aumento total de cerca de 2,8°C – o que faz da PA a região com aquecimento mais rápido do Hemisfério Sul. Esse aquecimento da atmosfera em toda a Península Antártica tem sido amplamente documentado ao longo das últimas décadas (King e Harangozó, 1998; King, 1994; Harangozo *et al.*, 1994; Skvarca *et al.*, 1998; Vaughan *et al.*, 2003; Morris e Vaughan, 2003; Marshall *et al.*, 2006; Mulvaney *et al.*, 2012).

As taxas encontradas na PA são significativamente maiores do que a média global e as taxas do resto do continente antártico (VAUGHAN *et al.*, 2003). Durante os anos 1958-2000 o aquecimento na costa oeste da Península Antártica chegou a 0,63°C/10 anos na estação Rothera e 0,67°C/10 anos na estação de Faraday, 4 e 2 graus abaixo de Esperanza, respectivamente, onde foi observado um aumento de temperatura ligeiramente menor de 0,42°C/10 anos.

Análises mais antigas de dados climáticos da baía Esperança, considerada por Holdgate (1964) na fronteira entre as condições marítimas e continentais, e situada a norte da plataforma de gelo Larsen, mas aberta para o leste e para os efeitos do Mar de Weddell, apontam que as temperaturas médias mensais da área durante um período de quatro anos eram sistematicamente inferiores a áreas 2° de latitude mais ao sul, mas na costa oeste da Península (PEPPER, 1954).

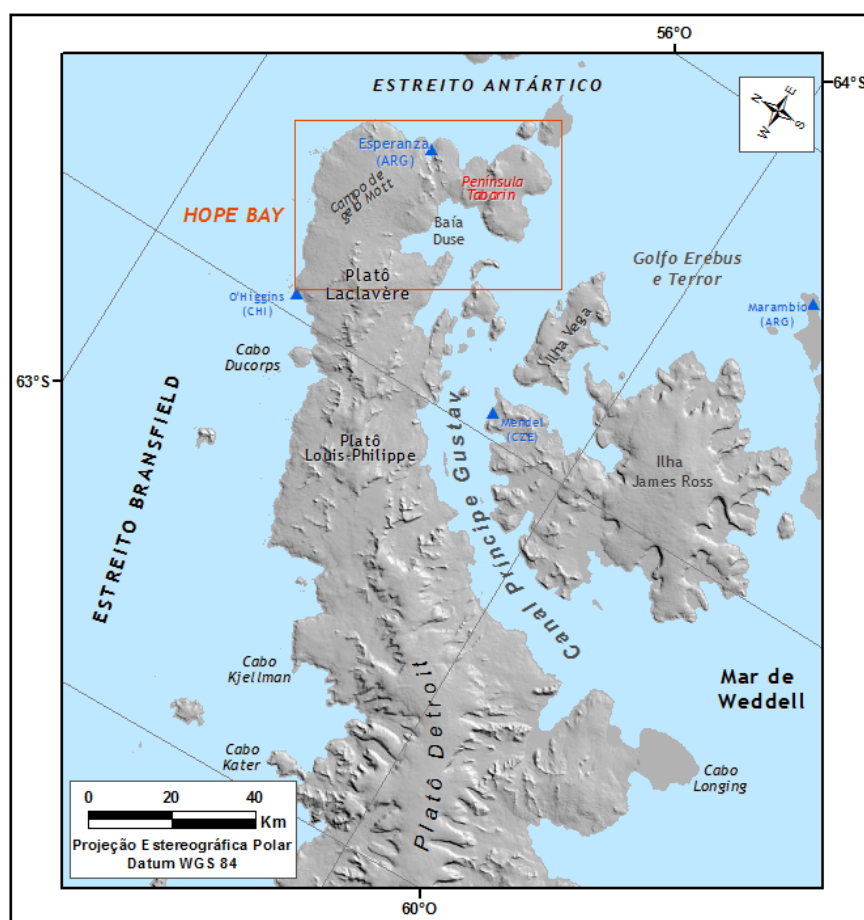
Um ponto-chave do aquecimento, é, que, enquanto o aquecimento na PA é mais forte nos meses de inverno, o aquecimento no verão também é estatisticamente significativo e tem sido suficiente para provocar um aumento substancial no derretimento de superfície em várias plataformas de gelo. Na costa oeste da PA, o aquecimento no verão tem sido suficiente para elevar o número de dias com temperatura positiva em 74% (VAUGHAN, 2006). Essas mudanças, e consequente aumento do derretimento tem causado grandes impactos sobre o ambiente Península Antártica, e sua ecologia (VAUGHAN, 2003).

### 2.3 Península Trinity

A Península Trinity ( $63^{\circ}37' S$   $58^{\circ}20' O$ ) é a porção setentrional da Península Antártica, localizada entre as latitudes  $60^{\circ}$  a  $65^{\circ} S$  e longitude  $52^{\circ}$  a  $67^{\circ} O$ . A área estende-se a nordeste por cerca de 130 km da linha imaginária que liga o Cabo Kater e o Cabo Longing (SCAR, 2015), limite sudoeste da península, e é separada da ilha James Ross pelo canal Príncipe Gustav.

A altitude da península alcança 2000m, sendo morfologicamente separada em costa leste e oeste pelos platôs Detroit, Louis-Philippe e Laclavère, na área no extremo norte localiza-se o campo de gelo Mott, essa área, a nordeste do platô Laclavère, diferencia-se do resto da península, marcada pela presença de montanhas elevadas, característica da PA.

Recuos significativos têm sido encontrados em toda a região, Davies *et al.* (2012) encontraram mais recuos na costa leste da península Trinity do que na costa oeste entre 1988-2009, sendo que entre 1988-2001, 90% das geleiras na região estavam em retração, e entre 2001-2009 a retração atingiu 79% das geleiras (DAVIES, 2012).



**Figura 2.3** Localização da área de estudo na Península Trinity, ampliada na Figura 2.4

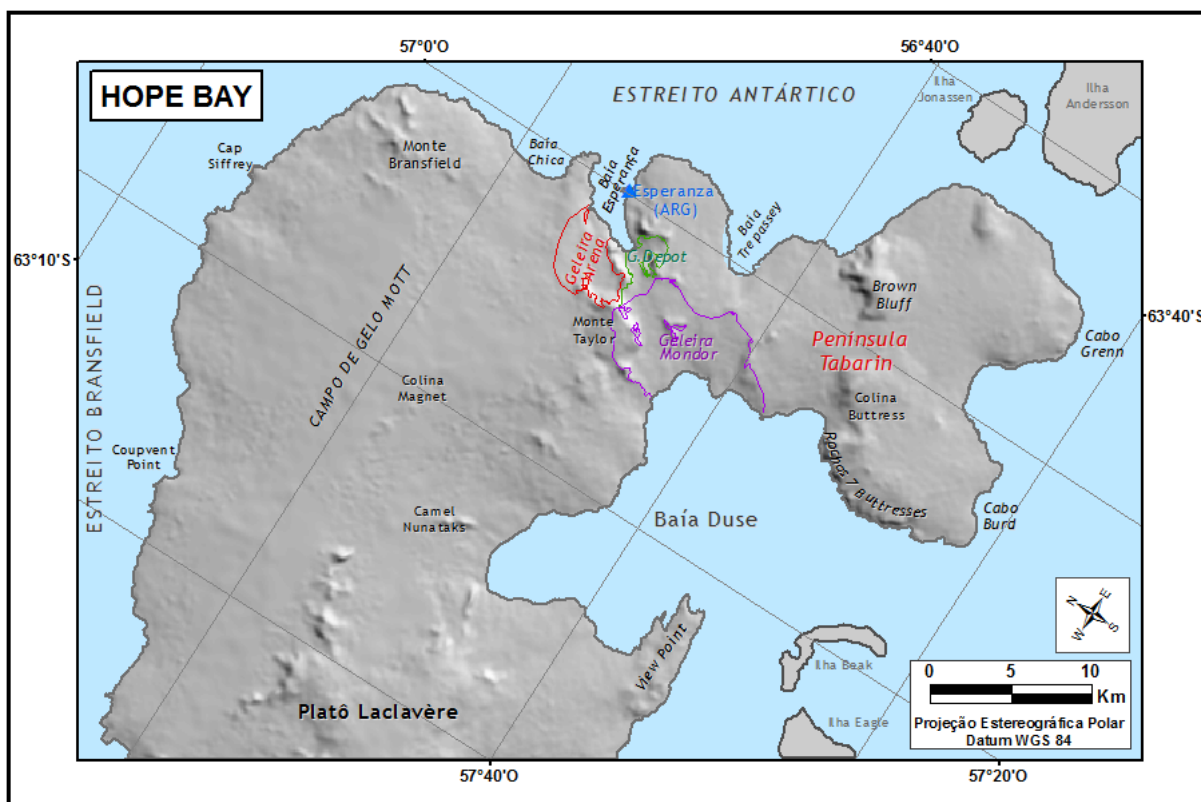
## 2.4 Hope Bay

A área de estudo (Fig. 2.3) localiza-se no extremo norte da península Trinity, entre as latitudes  $63^{\circ}14'$  e  $63^{\circ}39'$  Sul e longitudes  $56^{\circ}59'$  e  $57^{\circ}37'$  Oeste. A área está incluída na Antártica Marítima (ØVSTEDAL & SMITH, 2001) e é separada das ilhas Bransfield, Joinville e Dundee pelo Estreito Antártica ou *Antártic Sound*.

A área engloba a península Tabarin, a baía Duse, as geleiras Arena, Depot e Mondor, além da base antártica Esperanza (ARG).

A península Tabarin, cuja altitude média é de 250 m, estende-se 25 km ao sul do istmo de 11 km de largura entre a baía Esperança ou *Hope Bay* e a baía Duse, que separa a península Tabarin do corpo principal da PA (DEL VALLE, 2001), essa depressão que marca o limite norte é preenchida pelas as geleiras Mondor e a Depot.

A baía Duse é rodeada em três lados pela península Trinity. As frentes de gelo dessa área são formadas pelo gelo que flui da parte oriental do platô Laclavère, do setor sul do campo de gelo Mott, parte ocidental da península Tabarin, e da geleira Mondor, a única geleira com nome a fluir para a baía Duse (FERRIGNO, 2001).



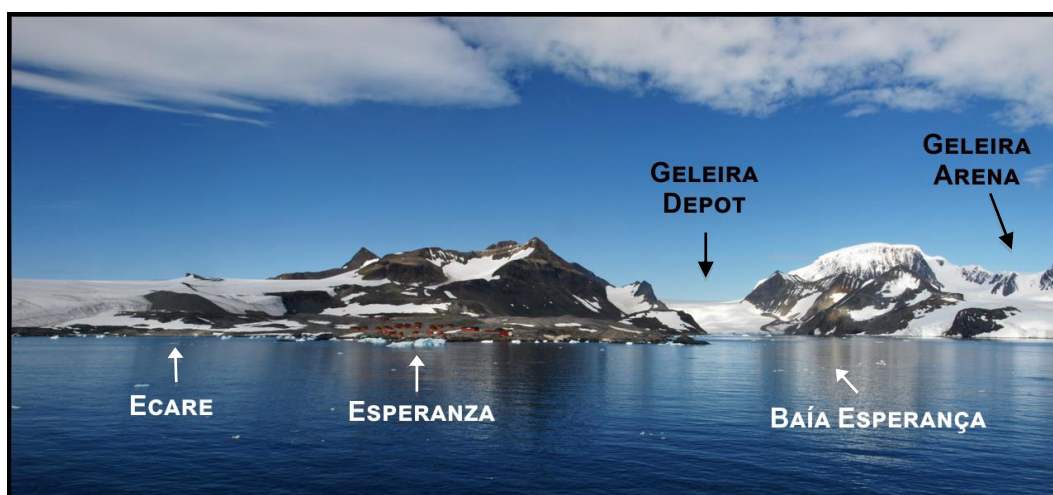
**Figura 2.4:** Localização da área de estudo.

As geleiras Arena, Depot e Mondor são geleiras de maré (possuem seus terminos no oceano) e são as únicas da área que possuem nome, as outras geleiras são consideradas “geleiras sem nome”. A geleira Arena é uma geleira de cerca de 6 km de comprimento, que flui a nordeste do monte Taylor para a baía Esperança, 4 km a sudeste da ponta Sheppard. A geleira Mondor, com 6 km de comprimento, flui do topo da geleira Depot para a baía Duse. Já a geleira Depot é uma geleira de vale, flanqueada por morainas laterais, ela possui uma geleira de vale tributária, a geleira Kenney, e termina numa falésia de gelo ao entrar na baía Esperança (Figura 2.4).



**Figura 2.5:** Geleira Depot em Hope Bay, maio de 2009. Fonte: <https://flic.kr/p/6mbjB5>

Na área da baía Esperança encontra-se a base antártica Esperanza ( $63^{\circ}23'S$   $56^{\circ}59'O$ ) (Figura 2.5), da Argentina, e a base de verão ECARE ( $63^{\circ}24' S$   $56^{\circ}58' O$ ), do Uruguai.



**Figura 2.6:** Entrada de Hope Bay, maio de 2009. Fonte: <https://flic.kr/p/6m7awD>



A exemplo do continente, a maior parte da área de estudo é coberta por neve e gelo, sendo que áreas costeiras isoladas se tornam livres de neve e gelo devido ao derretimento dos meses de verão. Em toda a Península Antártica, as áreas livres de neve/gelo são escassas e restritas a poucos promontórios (TILBROOK, 1967), porém considera-se que essas podem ser expandidas em função de um clima mais quente (FASSNACHT, 2012).

### 3. ESTRUTURA E DINÂMICA GLACIAL

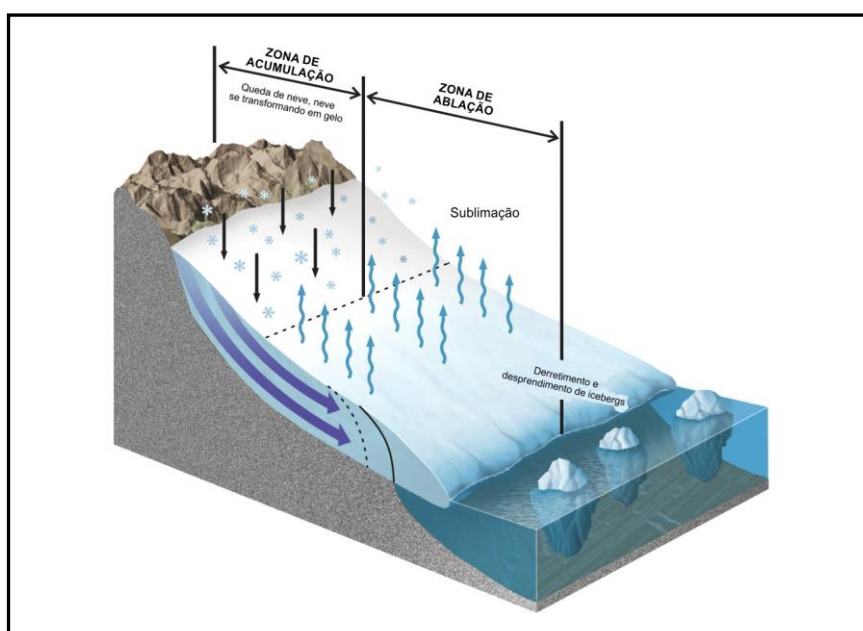
#### 3.1 Aspecto geral de geleiras

Geleiras são massas de neve e gelo que se deslocam continuamente de um ponto mais alto para outro mais baixo da superfície (SIMÕES *et al.*, 2004). As geleiras começam a se formar quando a neve permanece na mesma área durante todo o ano, acumulando o suficiente para se transformar em gelo.

As geleiras (Fig. 3.1) encontram-se normalmente em um estado de equilíbrio dinâmico, com ganho de massa na sua área de acumulação (parte mais elevada) e perda de massa na sua área de ablação (parte inferior). Estas duas áreas são separadas pela linha de equilíbrio (REES, 2006).

A acumulação, de acordo com Simões (2004), são os processos pelo qual a neve, o gelo e a água são adicionados a uma geleira, e inclui processos de precipitação direta de neve, gelo ou chuva, condensação de gelo a partir de vapor de água, transporte de neve e gelo para uma geleira e avalanches.

Já a ablação são os processos pelo qual a neve, o gelo ou a água são perdidos por uma geleira, que inclui derretimento, evaporação, erosão eólica, perda de gelo por avalanches ou pelo desprendimento de icebergs (SIMÕES, 2004). É um evento anual com magnitude sazonal ocorrendo com maior intensidade durante o período do verão, com alto potencial de influenciar na dinâmica dos ecossistemas terrestres.

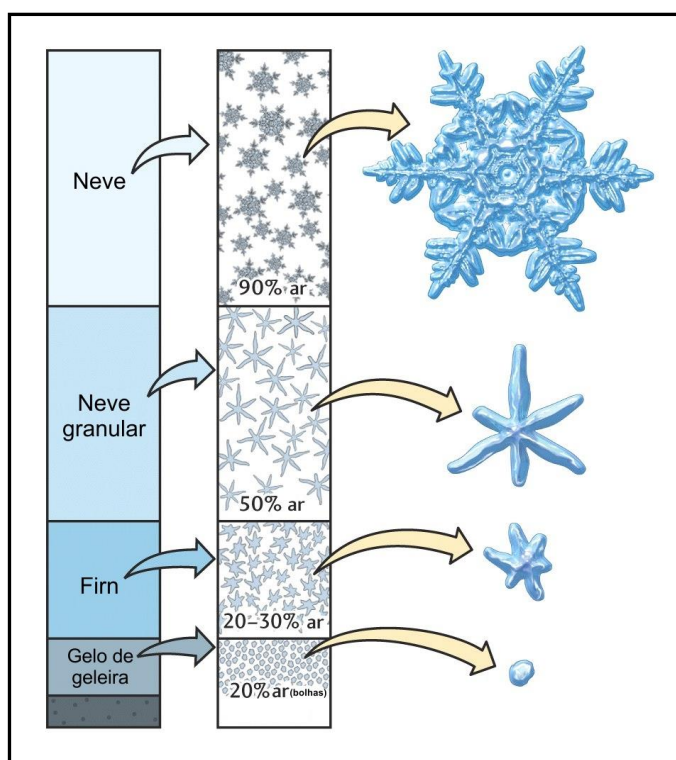


**Figura 3.1:** Aspecto das geleiras. Adaptado de: Schott (2014)

### 3.2 Transformação de neve para gelo glacial

A neve é transformada em gelo em uma geleira por uma variedade de mecanismos. Estes incluem sedimentação mecânica, sinterização (na zona de neve seca), recongelamento da água de degelo e recongelamento de gelo sublimou (REES, 2006).

A cada ano, novas camadas de neve comprimem as camadas anteriores, esta compressão obriga a neve para re-cristalizar. Gradualmente, os grãos crescem e os bolsões de ar entre os grãos ficam menores, fazendo com que a neve lentamente se compacte e aumente em densidade. Essa densidade aumenta com a profundidade. Uma vez que o processo de transformação tenha começado, o material é referido como “*firn*”. O *firn* geralmente tem uma densidade maior do que  $0.55 \text{ Mg m}^{-3}$ , e é o estágio intermediário entre a neve e o gelo (REES, 2006). Segundo Simões (2004) o limite entre a neve e o *firn* não é bem definido, geralmente é identificado por características tais como cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (ou seja, ainda é permeável). No entanto, uma vez que a densidade aumenta acima de cerca de  $0.83 \text{ Mg m}^{-3}$  esta conexão é fechada, as bolhas de ar ficam presas e o *firn* torna-se gelo glacial. O tamanho do grão nas geleiras geralmente aumenta com a profundidade, tipicamente de 0,5 a 1 mm perto da superfície a alguns milímetros em maiores profundidades, podendo atingir até 5 mm (REES, 2006).



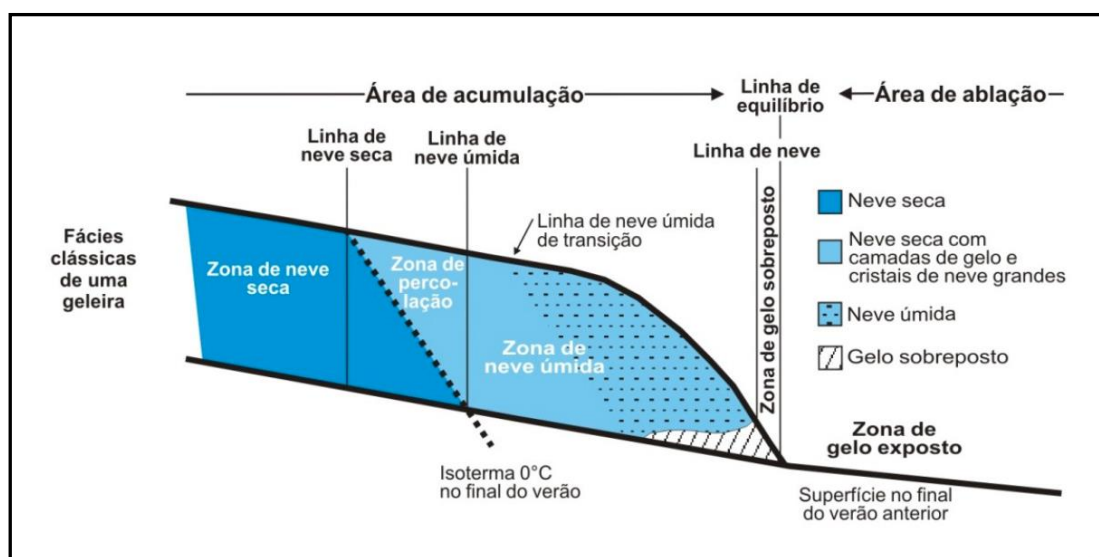
**Figura 3.2:** Etapas da metamorfização da neve e densidade. Adaptado de Hambrey (1994).

### 3.3 Zonas superficiais de geleira

As condições físicas de uma geleira são variáveis em diferentes pontos da mesma, possuindo características e processos melhores entendidos quando analisados de acordo com a posição de seus componentes estratigráficos (BREMER, 1998)

Assim, as geleiras são divididas em área de acumulação e área de ablação, sendo que a primeira pode ser dividida em zonas superficiais de neve e gelo (ZSNG) como Cuffey e Paterson (2010) descrevem:

- **Zona de neve seca:** não ocorre derretimento, mesmo no verão. Ocorrem nesta zona apenas processos de metamorfismo na estrutura da neve. O limite entre a zona de neve seca e a zona de percolação é chamada de linha de neve seca;
- **Zona de percolação:** algum derretimento ocorre na superfície, no verão. Pode haver percolação da água em uma certa distância dentro da neve a temperaturas abaixo de 0°C antes de congelar;
- **Zona de neve úmida:** compreende toda a neve depositada desde o final do verão anterior e que atingiu a temperatura de 0°C. Todo pacote de neve está saturado de água. O limite da linha de neve úmida para a linha de gelo sobreposto é dado pela linha de neve;
- **Zona de gelo sobreposto:** constituída de várias lentes, camadas e glândulas de gelo, formadas em função do derretimento que ocorre no pacote de neve na superfície, onde a água percola alguns metros e recongela.



**Figura 3.3:** Zonas superficiais de geleira. Fonte: Adaptado de Cuffey e Paterson (2010).

### 3.4 Dinâmica de avanço e retração de área glacial

Como visto, a cada ano uma geleira ganha gelo da queda de neve, mas também perde gelo em função de derretimento e outros processos. Se os ganhos e as perdas não são iguais, o tamanho da geleira, ou seja, suas dimensões e massa de gelo que ela contém, mudará ao longo do tempo (CUFFEY e PATERSON, 2010).

As geleiras recuam ou avançam periodicamente, dependendo da quantidade de acumulação de neve ou evaporação ou de fusão que ocorre. Estes recuos e avanços referem-se apenas à posição do termino da geleira. Mesmo recuando, a geleira ainda se deforma e se move encosta abaixo. Para a maioria das geleiras, os recuos e avanços são ocorrências bastante lentas, exigindo anos ou décadas para ter um efeito significativo. No entanto, quando as geleiras recuam rapidamente, o movimento pode ser visível ao longo de alguns meses ou anos.

Quando as condições climáticas permanecem constantes a geleira estará em estado de equilíbrio, com a acumulação das novas camadas de neve e gelo sendo exatamente compensadas pelo fluxo descendente e pela ablação ao longo do período de um ano. Nessas condições, uma geleira permanece do mesmo tamanho e forma, com o termino estacionário.

Quando o clima geral flutua, causando variações no clima local (tais como a temperatura média, a cobertura de nuvens, direção do vento, precipitação, etc.), o balanço de massa fica fora do seu equilíbrio. A massa de neve e gelo adicionada à parte superior da geleira não é igual a massa que perde por ablação na parte inferior. O balanço de massa é considerado positivo quando há um ganho líquido de massa de gelo e negativo quando há uma perda líquida (CUFFEY e PATERSON, 2010).

Dessa forma, em climas mais quentes em que o derretimento total de uma geleira aumenta ao longo de um ano, e aumentando significativamente com as temperaturas de verão, o balanço de massa de superfície se torna negativo. Esse processo ocorre principalmente em geleiras que correm para baixas altitudes ou quando as camadas de gelo se expandem em direção a baixas latitudes. Com aumento do derretimento, o recuo das geleiras é impulsionado conforme o clima esquenta.

O clima mundial está mudando de uma maneira contínua, com flutuações aparentemente aleatórias de ano para ano sobreposto a tendências de longo prazo, essas alterações são refletidas em variações na extensão de geleiras. Apesar dos avanços e recuos de diferentes geleiras estarem, em geral, de maneira síncrona, nota-se que em algumas áreas as geleiras estão avançando, enquanto outras estão recuando. As diferenças nos climas locais de

geleiras individuais podem ser responsáveis por algumas das diferenças de comportamento. (CUFFEY e PATERSON, 2010).

No entanto, mesmo impostas ao mesmo clima, diferentes geleiras experimentam diferentes mudanças de queda de neve e derretimento, isso porque cada geleira tem a sua própria distribuição de área de superfície com a altitude. Além disso, as geleiras também são diferentes umas das outras em características como tamanho, inclinação e substrato, os quais determinam como flui uma geleira.

A reação de uma geleira a uma mudança de clima depende do regime de escoamento, que se desenvolve ao longo do tempo como parte da resposta. As temperaturas por si só não determinam este derretimento, e outros fatores estão envolvidos neste processo, como a velocidade do vento, umidade, nuvens, nevascas, características de superfície e outras variáveis. Além disso, seus efeitos são, em parte, interdependentes, dessa forma a retração glacial não pode ser associada a somente um fator, como o aquecimento atmosférico, sendo que o balanço de massa de uma geleira está vinculado à integração de uma grande gama de parâmetros (CUFFEY e PATERSON, 2010).

O monitoramento de geleiras vem sendo uma atividade coordenada internacionalmente desde 1894 (HAEBERLI, 1998), inicialmente esse monitoramento era realizado através de medições de campo, após décadas muitos programas nacionais utilizam técnicas de sensoriamento remoto para mapear geleiras, obtendo assim um mapeamento quase completo e preciso das geleiras da Terra, com iniciativas como o GLIMS trazendo os resultados desses estudos em um único conjunto de dados (RAUP, 2015).

Dessa forma, o sensoriamento remoto vem sendo fundamental para medir vários parâmetros de geleiras, incluindo a localização, extensão da área e mudanças na área, massa e mudança de volume, velocidade do gelo, distribuição de área de geleira mais de elevação e outros.

## **4. SENSORIAMENTO REMOTO DA CRIOSFERA**

### **4.1 Princípios básicos**

Em termos gerais, sensoriamento remoto da criosfera pode ser interpretado como a coleta de informações sobre a cobertura de neve, geleiras, gelo marinho e mantos de gelo sem que haja contato físico com os mesmos, através de observações aéreas ou orbitais da radiação eletromagnética.

Possivelmente, a característica mais significativa dos dados de imagem num sistema de detecção remota é o comprimento de onda, ou faixa de comprimentos de onda, usado no processo de aquisição de imagem. Apesar de medir a radiação solar refletida da superfície terrestre, os sistemas de sensoriamento remoto não conseguem registrar imagens em todas as faixas de ondas eletromagnéticas, isso devido ao espalhamento das partículas e a absorção atmosférica significativa (RICHARDS e JIA, 2006).

Os sensores remotos para estudos da criosfera podem ser passivos, onde a radiação é de ocorrência natural, ou ativos, onde a radiação é gerada pelo próprio instrumento.

Nos sensores passivos a energia emitida ou refletida pela superfície da Terra é medida usando um sensor, acoplado em uma aeronave ou plataforma espacial, e utilizada para construir uma imagem da superfície terrestre. A imagem gravada é, em muitos aspectos, semelhante à visão que temos da superfície da Terra desde um avião, embora os comprimentos de onda usados no sensoriamento remoto são muitas vezes fora do alcance da visão humana. O sistema de detecção passiva enquadra o sensoriamento remoto óptico, no qual as imagens são resultado do imageamento nas regiões do espectro eletromagnético do visível e infravermelho médio e próximo (RICHARDS e JIA, 2006).

Nos sensores ativos, há instrumentos cujo principal objetivo é medir a distância entre o sensor e a superfície da Terra através da medição do tempo de pulsos de radiação curtos que vão até a superfície e seu retorno. E instrumentos que, de modo semelhante aos sistemas passivos, a energia é irradiada a partir de uma plataforma sobre a superfície da Terra. O instrumento ilumina a superfície da Terra e analisa o sinal que voltou a ele, e é através da medição da energia dispersa que os dados da imagem são gravados (REES, 2006). Os sistemas que utilizam esta abordagem podem ser classificados como radares imageadores, uma vez que operam na parte microondas do espectro eletromagnético e são cada vez mais utilizados em estudos da criosfera.

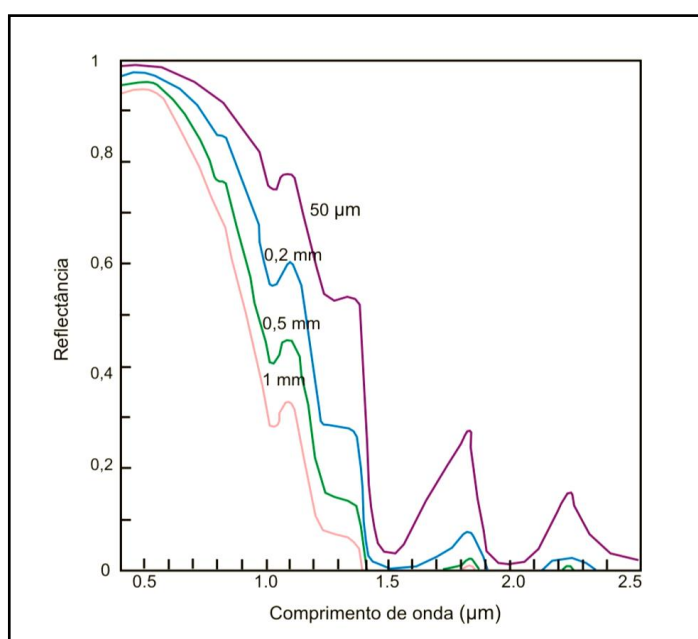
Do ponto de vista da manipulação e análise de dados, as propriedades importantes em um raster são o número e a localização das bandas espectrais fornecidas pelo sensor, a resolução espacial, descrita como o tamanho do pixel, e a resolução radiométrica, o intervalo e número de valores de brilho (REES, 2006).

O sensoriamento remoto da criosfera progrediu ao longo das últimas décadas, nos ajudando a compreender a sua distribuição mundial, assim como, variações e tendências na cobertura de neve, gelo do mar e geleiras. Essa eficiente ferramenta para o monitoramento da dinâmica glacial, tem grande papel na avaliação rápida de geleiras em áreas de difícil acesso, como a Antártica (AMBINAKUDIGE, 2012).

## 4.2 Propriedades da neve e do gelo

A radiação solar que chega à superfície terrestre pode ser absorvida, transmitida ou refletida em proporções diferentes ao longo do espectro eletromagnético. A neve e o gelo são caracterizados por apresentarem: 1) refletividade alta (albedo), em comprimentos de onda visíveis (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ); 2) refletividade média no infravermelho próximo (0,8-2,5  $\mu\text{m}$ ); 3) refletividade baixa e alta emissividade no infravermelho termal (2,5-14  $\mu\text{m}$ ); e 4) baixa absorção e alta dispersão na faixa das microondas (REES, 2003).

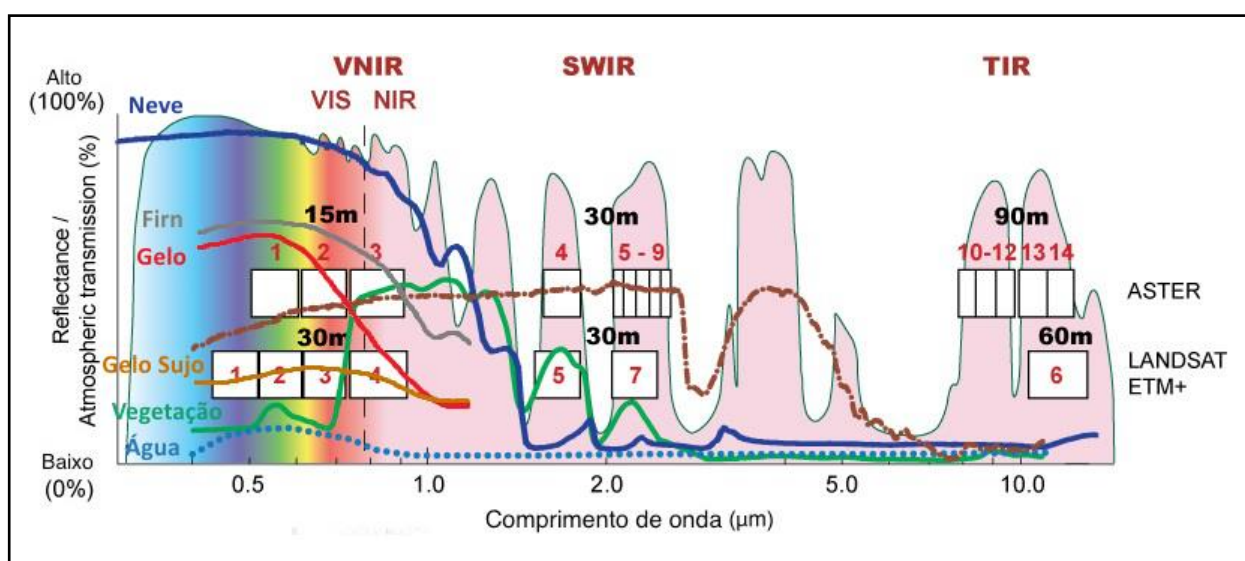
As propriedades ópticas de neve são uma função de um conjunto de propriedades, grãos de gelo constituintes (Fig. 4.1), partículas de impurezas e água em estado líquido (AMBINAKUDIGE, 2012).



**Figura 4.1:** Reflectância espectral da neve conforme o tamanho do grão. Fonte: Choudhury e Chang, 1979.



A reflectância da neve recentemente precipitada é maior nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo (Fig. 4.2). O comportamento espectral da neve muda com a transformação do cristal de neve para gelo, e o aumento dos grãos de neve causa diminuição na reflectância, dessa forma, o *firn*, neve parcialmente compactada, possui de 25 a 30% menos reflectância do que a neve menos densa. O gelo de geleiras possui alta reflectância nos comprimentos de onda do azul (0,4-0,5  $\mu\text{m}$ ) e verde (0,5-0,6  $\mu\text{m}$ ). No entanto, no vermelho (0,6-0,7  $\mu\text{m}$ ) a reflectância de gelo é próximo de zero (AMBINAKUDIGE, 2012).



**Figura 4.2:** Transmissão atmosférica e localização das bandas espectrais do ASTER e do LANDSAT.

Fonte: Adaptado de Kääb, 2010.

O gelo limpo e compactado possui menor reflectância na faixa do verde e vermelho, adquirindo em função disso sua tonalidade azul, e apresentando reflectância próximo dos 90%, com rápido decaimento nos comprimentos de onda do infravermelho. O gelo limpo apresenta comportamento idêntico, contudo com reflectância entre 60% e 70% na faixa do visível. O gelo sujo reflete muito mais as propriedades do material incorporado a massa glacial, o que faz com que a reflectância no visível esteja na faixa de 20%.

Nas geleiras aonde há presença de detritos a reflectância reduzirá significativamente (PELLIKA e REES, 2010). Na absorção de impurezas, a reflectância é afetada somente no comprimento de onda do visível (WARREN, 1982) onde, de acordo com Zhou *et al.* (2008) há uma considerável diferença entre a absorção do gelo e de sedimentos (PETSCH, 2014)

As propriedades de reflectância espectral de neve também dependem do tempo e da estação do ano. A reflectância diminui com o passar dos anos e com os ciclos de derretimento

e congelamento e com a incorporação de outros materiais. Assim, a neve tem alto albedo (0,8-0,97), enquanto gelo sujo tem baixo albedo (0,15-0,25) (AMBINAKUDIGE, 2012).

Conforme a neve derrete durante o verão reduz-se o albedo, que é a razão entre a radiação refletida de uma superfície e a radiação incidente nessa superfície.

A reflectância da neve e do gelo, medida usando técnicas de sensoriamento remoto, é a característica que ajuda a delinear os limites das geleiras e classificar vários tipos de superfície da criosfera (PELLIKA e REES, 2010).

A alta reflectância da neve, em comparação com o gelo, facilita a separação dos mesmos, sendo a distinção mais clara perto de 1,55 e 1,75  $\mu\text{m}$ , portanto, uma razão de bandas espectrais no visível (VIS) e do infravermelho de ondas curtas (SWIR) é comumente utilizada no mapeamento automatizado de neve e gelo (AMBINAKUDIGE, 2012).

O Índice de Diferença Normalizada de Neve (NDSI) calculado como  $(\text{VIS} - \text{SWIR}) / (\text{VIS} + \text{SWIR})$ , para separar a neve e o gelo das áreas mais escuras, como rochas e solos. Se o valor for superior a 0,4, presume-se que há cobertura de neve no chão (DOZIER, 1984).

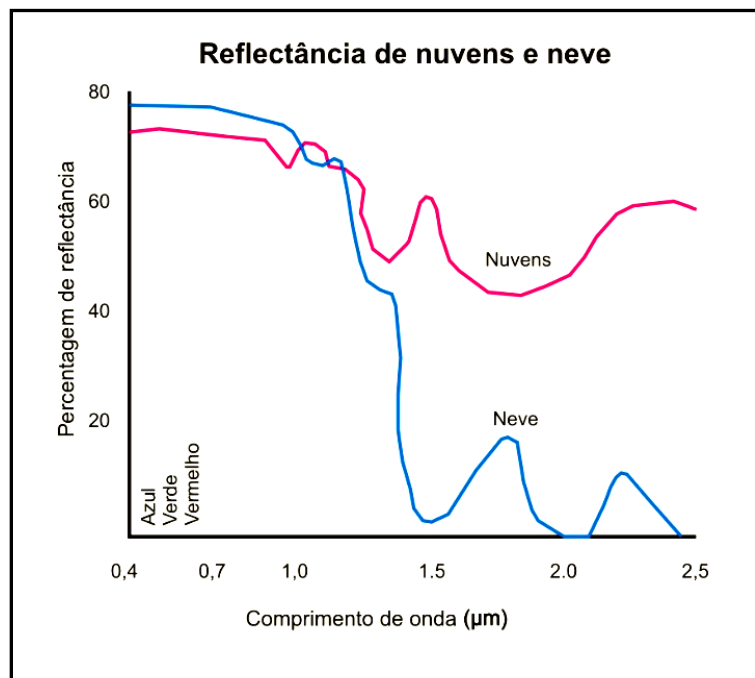
Razão de bandas como Landsat TM (Mapeador Temático) 3/5 ou 4/5 também são úteis no mapeamento áreas glaciais. A razão 4/5 é mais apropriado para mapeamento de gelo limpo de geleira (PAUL & KAAB, 2001), enquanto que 3/5 funciona melhor em áreas de sombra e com cobertura leve de detritos (ANDREASSEN *et al.*, 2002). Ambos, NDSI e os métodos de proporção, têm resultados robustos semelhantes em mapeamento de geleiras e são recomendados (AMBINAKUDIGE, 2012).

### 4.3 Propriedade das nuvens

Um dos desafios geralmente encontrados no mapeamento da neve através do sensoriamento remoto é a discriminação entre neve e nuvens, sendo muitas vezes difícil de distingui-las quando uma única imagem é usada.

As nuvens, em geral, possuem reflectância semelhante à da neve em comprimentos de onda abaixo de 1  $\mu\text{m}$  na região do infravermelho próximo (Fig. 4.3). Nos dados de satélite do visível, as nuvens geralmente podem ser distinguidas da neve devido à sua textura. Nuvens podem ser mais quentes ou mais frias do que a superfície de neve, por isso não se pode distinguir de forma confiável nuvens de neve nos comprimentos de onda termais. A discriminação automática entre neve e nuvens é possível com uma banda de comprimento de onda entre 1,55 e 1,75  $\mu\text{m}$ , onde a neve e as nuvens têm assinaturas espectrais diferentes,

sendo as nuvens mais brilhantes do que a neve (VALOVICIN, 1976; CRANE & ANDERSON, 1984; DOZIER, 1984).



**Figura 4.3** Reflectância de nuvens e neve entre os comprimentos de onda 0,4 a 2,5 μm. Fonte: JENSEN, 2009.

#### 4.4 Plataformas e sensores imageadores para a Criosfera

Os sensores imageadores captam a radiação eletromagnética proveniente da superfície terrestre através de sistema de varredura (*whiskbroom* ou *pushbroom*). O dado gerado por este tipo de sensor é na forma de uma imagem, composta por milhares de pontos ordenados em linhas e colunas, com diferentes resoluções.

A Resolução refere-se à habilidade que um sistema sensor possui para distinguir objetos na superfície da Terra e implica em quatro aspectos:

- Resolução espacial: tamanho do menor elemento individualizado pelo sensor;
- Resolução espectral: número e a dimensão (tamanho) das bandas espectrais;
- Resolução radiométrica: sensibilidade do sensor, variações no nível de energia;
- Resolução temporal: frequência com que o sensor registra uma determinada área.

Os principais critérios na escolha de um sensor de uma plataforma de satélite são a resolução temporal e espacial, o número de bandas espectrais, área de cobertura e condições climatológicas (PETSCH, 2014).

O uso específico de um sensor remoto na aquisição de informações de superfícies glaciais depende da faixa do espectro eletromagnético, dos objetivos do estudo, da época do ano e das características técnicas do equipamento (AHLERT, 2005).

#### **4.4.1 Sensores Ópticos para feições glaciais específicas**

- Geomorfologia glacial e o monitoramento de geleiras: recomendado o uso de sensores que apresentem boa resolução espacial, como o TM e ETM+ (Mapeador Temático Avançado) da série LANDSAT, os sensores HRV (Alta-Resolução Visível) e HRG (Alta-Resolução Geométrica) da série SPOT (Sistema de estágio de observação da Terra), o LISS III (Sensor Imageador Linear por Auto-Varredura) do programa IRS (Sensoriamento Remoto Indiano), o CCD (Dispositivo de Carga Acoplada) do CBERS (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres) e o ASTER (Radiômetro Espacial Avançado de Emissões Térmicas e Reflexão), a bordo do satélite TERRA.
- Plataformas de gelo e o interior do continente antártico: AVHRR (Radiômetro Avançado de Resolução Muito Alta) da serie NOAA (Agência Nacional de Oceanos e Atmosfera dos EUA) e, mais recentemente, o sensor MODIS (Espectroradiômetro de Resolução Moderada de Imagens), a bordo dos satélites TERRA ou ACQUA
- Para estudos detalhados em pequenas áreas, como as áreas livres de gelo, é necessário o uso de imagens de alta resolução espacial, característica obtida com os sensores IKONOS e QUICKBIRD (AHLERT,2005)

#### **4.4.2 Sensores Ativos**

- SAR - Radar de Abertura Sintética no ERS (Satélites de Sensoriamento Remoto Europeu) e o RADARSAT; GLAS (Sistema de Altimetria Geocientífica Laser) a bordo do satélite ICESat (Satélite de Gelo, Nuvem e Elevações Terrestres), do CRYOSAT, satélite da ESA (Agência Espacial Europeia) e do LASER (Amplificação da Luz por Emissão Estimulada de Radiação)

#### **4.5 Uso de Imagens multiespectrais para monitoramento de área glacial**

O uso de imagens de sensoriamento remoto é uma das ferramentas mais eficientes no monitoramento da dinâmica glacial na Antártica. As informações obtidas remotamente são as principais fontes de dados para mapeamentos e na análise de aspectos morfológicos das geleiras (AHLERT, 2005).

Dados de satélite de média resolução tornaram-se disponíveis para estudos da criosfera com o lançamento de sensores espaciais como: Landsat MSS, TM e ETM+ e ASTER a bordo do Terra (RACOVITEANU et al., 2008). O aumento da disponibilidade de imagens de satélite com resolução espacial e temporal adequada, com cobertura quase global e custos financeiros baixos permitem estender as medições de parâmetros de geleira em áreas maiores e intervalos de tempo mais longos. (AMBINAKUDIGE, 2012)

Os sensores ópticos detectam radiação solar nas bandas do espectro eletromagnético do visível (VIS) e do infravermelho próximo (NIR), comprimentos de onda 0,35-2,5  $\mu\text{m}$  e do infravermelho termal (TIR), comprimentos de onda 8-14  $\mu\text{m}$ . (REES, 2003).

A capacidade destes sensores para aquisição de dados em resoluções espaciais de 10m para 90m no modo multiespectral, com faixas de imageamento relativamente grandes (185 km para o Landsat) e tempos curtos de revisita (16 dias para ASTER), torna-as úteis para o mapeamento regular de geleiras sobre áreas extensas (RACOVITEANU et al., 2008).

Diferentes métodos de mapeamento de geleiras podem ser encontrados na literatura. Eles podem ser divididos em 3 grupos: a) delimitação manual do contorno da geleira, b) razão de bandas de imagens de satélites, e c) várias técnicas de classificação supervisionada e não-supervisionadas.

Mudanças na área e na posição do término de geleira vêm sendo amplamente utilizados como indicadores de uma resposta por parte das geleiras em função das forças climáticas. Esses dois parâmetros são relativamente fáceis de extrair de imagens de satélite multiespectrais.

##### **4.5.1 Uso de imagens Landsat**

Os dados de imagens do Landsat tem sido uma das principais fontes de dados para pesquisas da criosfera. As imagens Landsat providenciam, desde o início da série, um meio para registrar a presença e as características de gelo em áreas remotas (MEIER, 1973).

Imagens Landsat têm sido usadas para estudar as mudanças em geleiras, incluindo mudanças no término da geleira, geleiras de maré e geleiras de vale e de montanha. Williams *et al.* (1997) descobriram que, sob muitas circunstâncias, as medições de imagens Landsat de final de verão podem quantificar mudanças no término da geleira, do início de 1970 até o presente. Como as mudanças de posição de término de geleiras e calotas polares ocorrem, muitas vezes, em escala de tempo de anos ou décadas é passível que elas sejam estudadas utilizando dados Landsat (BINDSCHADLER *et al.* 2001).

As cenas dos satélites do Landsat fornecem precisão sistemática radiométrica e geométrica, ainda as cenas Landsat da Antártica são processadas a um nível L1Gt que emprega o modelo de elevação digital (DEM) do RADARSAT, o *Antarctic Mapping Project* (RAMP V2 DEM), para a exatidão topográfica, disponibilizando, assim, imagens ortorretificadas.

O Landsat foi o primeiro sistema de recursos terrestres de satélite projetado para fornecer cobertura global da superfície da Terra em uma base regular e previsível. Uma das maiores forças do Landsat é a sua longa história e arquivo quase contínuo de missões, concebido para complementar e continuar outro.

A série do Landsat iniciou em 1972, os três primeiros Landsats carregavam um scanner multiespectral (MSS), com resolução espacial de 80m, altitude de 920km, resolução temporal de 18 dias, órbita polar ou quase polar e sincronia com o Sol, fazendo com que as imagens fossem obtidas aproximadamente no mesmo horário (09:30), eliminando influências de posicionamento angular do Sol.

A órbita do Landsat foi selecionada de acordo com as seguintes características:

- circular, permitindo que imagens de diferentes regiões tivessem a mesma resolução;
- imageamento cíclico, garantindo uma observação periódica e repetitiva;
- heliosíncrona, mantendo constante as condições de iluminação da superfície;

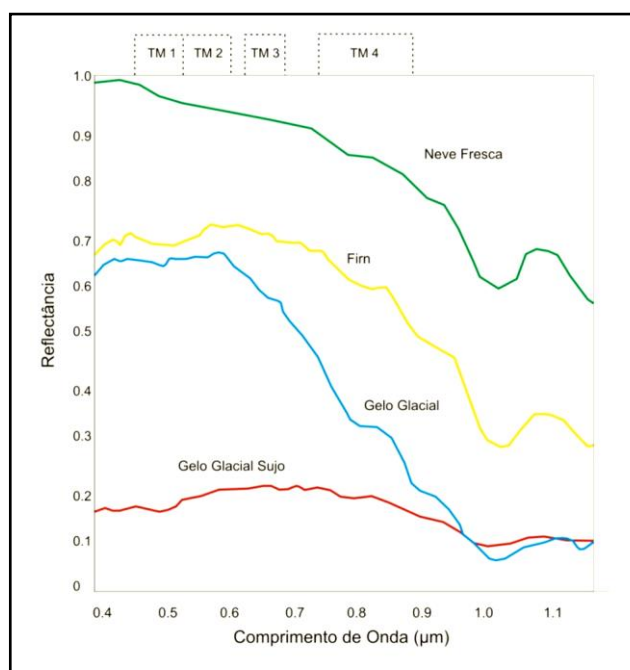
Os Landsat 4, lançado em 1982 e Landsat 5, lançado em 1984, fazem parte da segunda geração de Landsats e carregam o *Thematic Mapper* (TM), com resolução espacial de 28.5m, altitude de 705 km, dados com 8 bits de resolução radiométrica com intervalo de revisita de 16 dias. O Landsat 6, lançado em 1993, não foi colocado em órbita com sucesso e se perdeu ao longo do Oceano Atlântico.

O Landsat 7, lançado em 1999, carrega o *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), que conta com aprimoramentos como: banda pancromática de 15m (banda 8) abrangendo os comprimentos de onda ópticos, maior resolução espacial (60 m) da banda térmica (TIR), e um aumento de 50% na resolução radiométrica.

**Tabela 1:** Características das bandas dos sensores TM e ETM+ do Landsat:

Banda	Comprimento de Onda ( $\mu\text{m}$ )	Resolução TM	Resolução ETM+
1	0.45-0.52 (Azul)	30m	30m
2	0.52-0.60 (Verde)	30m	30m
3	0.63-0.69 (Vermelho)	30m	30m
4	0.76-0.90 (NIR)	30m	30m
5	1.55-1.75 (SWIR)	30m	30m
6	10.4-12.5 (TIR)	120m	60m
7	2.08-2.35 (SWIR-2)	30m	30m
8	0.52-0.90 (PAN)	-	15m

As bandas espectrais do TM (Fig. 4.4) apresentam reflectância da neve elevada para neve fresca na região do visível, enquanto uma queda nítida ocorre no infravermelho próximo. As bandas TM 1, 2 e 3 são sensíveis à concentração de sedimentos na superfície da neve, podendo ser utilizada para identificar e mapear geleiras. (DOZIER *et al.* 1981). A reflectância nas TM 2 e TM 3 é bastante semelhante à TM 1, porém em menor intensidade. Na banda TM 4 a reflectância da neve é menor do que nas TM 2 e 3, sendo, porém, mais sensível ao tamanho do grão. As bandas TM 1-4 podem ser usadas para distinguir a neve do *firn* e fácies de gelo, devido à diminuição da reflectância da cobertura de neve para gelo de geleira.

**Figura 4.4:** Reflectância da neve e gelo do satélite Landsat. Fonte: (Cuffey e Paterson, 2010).

A reflectância situa-se perto de 0,6 para gelo de geleira e cerca de 0,2 para gelo sujo na faixa do visível, mas aumenta um pouco no infravermelho (ZENG *et al.* 1984). Assim, as bandas TM do VIS são adequadas para a separação de gelo (limpo) e gelo “sujo”. O gelo glacial tem uma reflectância maior que o gelo recongelado na região do visível, enquanto o oposto ocorre na região de infravermelho (WHINTER, 1993).

A banda 5 pode ser usada para discriminar neve de nuvens, pois o gelo glacial limpo absorve quase toda a radiação, enquanto as regiões cobertas de neve aparecem em cinza muito escuro. A neve pode ainda ser discriminada das nuvens em uma composição de falsa cor com as bandas TM 5, 4 e 3.

A banda TM 6 é do infravermelho térmico (TIR) e registra a emissão térmica da superfície. A TM 7 é muito similar à banda TM 5 no que diz respeito às características relacionadas à geleira. Entretanto, a relação sinal-ruído nessa extremidade do espectro eletromagnético é muito alta e resulta em erros de classificação (REES, 2006).

Os dados do Landsat são úteis para identificar e medir a extensão das zonas de uma geleira, separando as zonas úmidas e secas pelo comportamento espectral, mas a ocorrência de neve fresca e/ou poluentes pode limitar a análise (WILLIAMS JR. *et al.*, 1991). Gelo e neve podem ser distintos pela diferença de refletividade em bandas individuais ou através de razões de bandas, sendo que a reflectância é menor para gelo exposto e aumenta significativamente na linha de neve. Na Tabela 2 apresenta-se as metodologias aplicadas em estudos glaciológicos associadas ao Landsat.

**Tabela 2:** Principais aplicações do Landsat para o mapeamento de geleiras. Fonte: SANCHES, adaptado de Paul e Hendriks, 2010b).

<b>Banda</b>	<b>Aplicação</b>
<b>1 (Azul)</b>	Identificação de neve/gelo em setores de sombra, mapeamento de lagos glaciais
<b>2 (Verde)</b>	NDSI (neve), identificação de neve/gelo em setores de sombra
<b>3 (Vermelho)</b>	Razão de bandas, NDVI (vegetação)
<b>4 (NIR)</b>	Razão de bandas, NDVI e NDWI (água)
<b>5 (SWIR)</b>	Principal banda usada na classificação automática (razão, NDSI)
<b>6 (TIR)</b>	Alternativa a banda 5 em áreas cobertas por fina camada de poeira vulcânica
<b>7 (SWIR-2)</b>	Similar a banda 5, porém ruidosa em áreas de sombras
<b>8 (Pan)</b>	Delineação manual, identificação de detritos nas geleiras A criação de uma máscara de geleira ocorre tipicamente através da avaliação



Em maio de 2003 o sensor ETM+ começou a apresentar falhas no sistema e passou a operar com o espelho corretor de linha (SLC) desligado. Suas imagens passaram a apresentar linhas de falhas de dados, sendo, porém, ainda úteis e mantendo as mesmas correções radiométricas e geométricas dos dados coletados antes da falha do SLC.

No início de 2013 foi lançado o Landsat 8, plataforma que opera com dois instrumentos imageadores: *Operacional Terra Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) e conta com 11 bandas espectrais, apresentadas na Tab. 3.

A adição de duas novas bandas espectrais para o sensor OLI, enquanto similares às do sensor ETM+ do Landsat 7, proporcionam um aprimoramento desse sensor. Ainda, o instrumento TIRS coleta dados em duas bandas espectrais para o comprimento de onda anteriormente coberto por uma única banda.

**Tabela 3:** Características das bandas do sensor OLI/TIRS do Landsat-8. Fonte: NASA:

<b>Banda</b>	<b>Comprimento de Onda (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Resolução (m)</b>
<b>1</b>	0.43-0.45 (Costeira)	30
<b>2</b>	0.45-0.51 (Azul)	30
<b>3</b>	0.53-0.59 (Verde)	30
<b>4</b>	0.64-0.67 (Vermelho)	30
<b>5</b>	0.85-0.88 (NIR)	30
<b>6</b>	1.57-1.65 (SWIR)	30
<b>7</b>	2.11-2.29 (SWIR-2)	30
<b>8</b>	0.50-0.68 (Pan)	15
<b>9</b>	1.36-1.38 (Cirrus)	30
<b>10</b>	10.60-11.19 (TIR-1)	100
<b>11</b>	11.50-12.51 (TIR-2)	100

#### 4.6 Erros e correções inerentes a aquisição das imagens

As imagens adquiridas por sensores remotos, por conterem erros geométricos e radiométricos inerentes ao processo de aquisição (MORAES NOVO, 2010), necessitam passar por uma série de correções para que possam ser utilizadas. O pré-processamento das imagens de sensores orbitais inclui uma série de operações que são realizadas antes da análise das imagens (CAMPBELL, 2006). Esta etapa visa corrigir imperfeições e deficiências na imagem original (MATHER, 2004).

Os erros radiométricos originam-se de falhas instrumentais e limitações próprias do processo de imageamento (MORAES NOVO, 2010). Os erros geométricos são causados por diversos fatores: posicionamento do satélite, movimento da Terra, curvatura da Terra, largura da faixa imageada etc. (MORAES NOVO, 2010)

A correção geométrica envolve a modelagem da relação entre a imagem e o sistema de coordenadas da superfície da Terra, é um processamento matemático que visa atribuir coordenadas vinculadas a um sistema cartográfico. O georreferenciamento atribui propriedades de escala e de projeção de um sistema cartográfico adequado às informações digitais. Esse processo é realizado com a definição de pontos de controle (GCP), que são pontos do terreno (com coordenadas bem definidas) correspondentes a pontos reconhecidos na imagem a ser referenciada. Porém, nas regiões recobertas por gelo e com poucos pontos de controle no terreno esse procedimento torna-se complexo.

A seleção de pontos de controle em áreas glaciadas deve-se restringir somente aos locais livres de gelo, na medida em que a superfície glacial é dinâmica. Dessa forma, não devem ser utilizadas como pontos de controle para o georreferenciamento feições como as linhas de fendas, ou pequenas elevações decorrentes de irregularidades no substrato, apesar destas feições aparentarem ocorrer nos mesmos locais em imagens com datas diferentes. É necessária cautela também em relação às áreas livres de gelo, sendo que parte dessas se encontram junto à linha de costa, pequenas penínsulas podem ter sua extremidade variável em função da variação da maré. As áreas de contato rocha/gelo/oceano estão sujeitas, ainda, às variações da extensão do gelo (AHLERT, 2005).

Nas imagens da série TM/ETM+ do Landsat necessita-se apenas uma imagem correspondente com alguns pontos de controle, pois a órbita do Landsat tem estado estável por mais de 20 anos (REES, 2010).

O georreferenciamento pode ser realizado através do co-registro de imagens, onde registra-se as imagens de trabalho a uma imagem base com georreferenciamento preciso, utilizando-se de pontos de controle adquiridos manualmente ou automaticamente.

#### **4.7 Classificação de imagens**

A classificação multiespectral de imagens é o processo de atribuir a cada pixel da imagem uma determinada classe. Pode-se atribuir com base em observações no próprio pixel e em sua vizinhança.

Na interpretação digital, a maioria das técnicas-padrão de classificação disponível apresenta algoritmos de classificação com habilidade para extrair informações e capacitados a fazer generalizações no uso da informação espectral. O algoritmo irá reconhecer todos os pixels e associá-los estatisticamente a uma classe temática previamente definida, essa definição se dá pela seleção de amostras de treinamento.

A classificação baseia-se no agrupamento de valores de intensidade espectral (nível de cinza) de cada pixel, representados pelos números digitais presentes na imagem. Dessa forma cada pixel será associado para a classe temática com a qual ele terá maior semelhança e, portanto, maior probabilidade de ele pertencer.

A classificação da imagem segue os seguintes passos (SCHOWENGERDT, 1997):

- Extração das feições: transformar as imagens multiespectrais em uma imagem temática, onde características espectrais ou características espaciais idênticas são agrupadas;
- Treinamento: extração de valores, associados ao pixel, utilizados na função de discriminação (este processo pode ser automático ou não);
- Categorização: associar cada pixel da imagem a uma categoria temática.

O resultado de uma classificação é uma imagem temática, na qual os pixels classificados são representados por símbolos gráficos ou cores, associados a uma classe definida pelo usuário.

A classificação automática de imagens multiespectrais visa à categorização de todos os pixels da imagem, de acordo com o uso e cobertura da Terra distinguindo as composições de diferentes materiais superficiais. Os valores de nível de cinza de cada pixel são agrupados e associados a um tipo de cobertura da superfície terrestre imageada. A distinção entre os padrões de uso da terra é possível graças ao comportamento espectral específico dos objetos ao longo do espectro eletromagnético.

Em sensoriamento remoto, tradicionalmente, as técnicas de classificação de imagens são agrupadas em três categorias gerais: supervisionada, não-supervisionada e híbrida (LILLESAND & KIEFER, 2000):

- Supervisionada: o usuário orienta a classificação das classes temáticas através da aquisição de amostras; para que a classificação seja bem sucedida, é fundamental que as amostras de treinamento sejam homogêneas e representativas das classes de interesse. As técnicas supervisionadas mais comuns são: máxima verossimilhança (MAXVER) e o método do paralelepípedo;

- Não-supervisionada: quando o usuário não possui conhecimento prévio das classes temáticas presentes na imagem, deixando que o algoritmo as defina. Este procedimento permite que o analista conheça a distribuição de pixels por classes espectrais;
- Híbrida: utiliza em conjunto, as duas abordagens citadas anteriormente.

#### 4.8 Modelo digital de elevação

A utilização de modelos digitais de elevação (MDE) é de fundamental importância em estudos no ambiente antártico. O conhecimento da topografia da superfície é essencial para um uso aprimorado dos dados de sensoriamento remoto da Antártica (LIU *et al.*, 2001).

Os dados de elevação possibilitam detectar e delimitar feições superficiais como os limites das bacias de drenagem glacial, que dependem de um MDE com resolução espacial adequada, direção do fluxo do gelo, bem como dados de altura da linha de neve e dados de espessura de gelo, para calcular a velocidade de deformação de gelo e dar uma medida das condições do relevo basal (MASSOM, 2006). Essa interpretação pode se dar com imagens acopladas com o modelo digital de elevação do terreno.

As principais bases topográficas da Antártica são:

- RADARSAT *Antarctic Mapping Project* (RAMP): primeiro mapeamento de alta resolução de todo o continente da Antártida, combina dados topográficos de uma variedade de fontes para fornecer uma cobertura consistente de toda a Antártida. A versão 2 melhora a versão original, incorporando novos dados topográficos, correções de erros, cobertura estendida e outras modificações (LIU, 2001).
- Bedmap: composto por três conjuntos de dados: elevação da superfície, espessura do gelo e topografia do substrato. Foram utilizados dados de diversas fontes para a elaboração de dados topográficos com maior resolução, maior cobertura e maior precisão.
- Modelo Digital de Elevação Global (ASTER GDEM): baseado em imagens do sensor ASTER, dados originais precisos para as regiões costeiras da Península Antártica, mas contêm grandes erros em outras regiões (COOK, 2012).

## 5. MATERIAL E METODOS

### 5.1 Base de Dados

A pesquisa científica realizada na Antártica passa por uma base de dados que seja confiável e consistente (*Antarctica Digital Database* [ADD], 2013), sabe-se, porém que a precisão dos dados nesta área é muito menor comparada as fontes de dados para outras áreas do planeta.

Uma das principais fontes de dados para o continente, e utilizada neste trabalho, é o banco de dados do ADD do SCAR (*Comitê Científico sobre Pesquisa Antártica*). Este banco consiste em uma compilação de dados topográficos do continente Antártico, derivado de uma ampla variedade de fontes e com o objetivo de fornecer os melhores dados disponíveis atualmente na Antártica. Estas informações geográficas incluem dados de linha de costa, informações sobre plataformas de gelo, delimitação de áreas com rochas em exposição, dados de elevação e localização de estações de pesquisa (ADD, 2013). Os dados são disponibilizados gratuitamente através do site [www.add.scar.org](http://www.add.scar.org), em uma variedade de formatos, na projeção Estereográfica Polar, com o paralelo padrão 71°S e o meridiano central 0°.

Outra fonte de dados disponível para a Antártica é o Mosaico de Imagens Landsat da Antártica (LIMA), um mosaico de imagens do ETM+, criado a partir de mais de 1.000 cenas ETM+ com cobertura de nuvens de 0 a 10% e com resolução espacial de 15m. Com uma precisão de aproximadamente 50 metros, o LIMA é uma fonte georreferenciada, ampla e precisa para o mapeamento da Antártica. O LIMA foi desenvolvido em apoio ao Ano Polar Internacional (IPY 2007-2008) através de um esforço internacional dos institutos USGS, BAS (Serviço Antártico Britânico) e pela NASA, com financiamento da *National Science Foundation* (NSF). Pesquisadores e do público em geral podem baixar o LIMA sem nenhum custo, com disponibilidade de *download* para as bandas 3, 2 e 1.

Ainda, o Centro Polar e Climático (CPC) da UFRGS conta com um número grande de cartas geográficas da Antártica, com uma seção de cartas exclusivas para a Península Antártica. Estas cartas desenvolvidas por institutos como o BAS, USGS e IfAG (Instituto Alemão de Geodesia Aplicada), bem como por pesquisadores do próprio CPC, desempenharam uma importante função tanto na definição da área de estudo, como no conhecimento da mesma.

### 5.1.1 Imagens de Satélite

Para este estudo foram selecionadas 10 cenas de diferentes missões do Landsat entre os anos de 1988 e 2015, sendo 2 imagens TM do Landsat-5, 6 imagens ETM+ do Landsat-7 e 2 imagens OLI-TIRS do Landsat-8. Para os anos 2006 e 2011 uma imagem adicional foi adquirida visando contornar as falhas de linha do sensor, e no ano de 2015 adquiriu-se uma adicional de 2014 para contornar a cobertura de nuvens.

Na maioria das datas uma cena foi suficiente para a cobertura total da área de estudo, porém em dois períodos de tempo foi necessária a aquisição de duas imagens parciais da área de estudo, para a criação de um mosaico.

**Tabela 4:** Imagens do sensor Landsat utilizadas:

Satélite	Sensor	Data da Imagem	Nuvens (Máx)
Landsat 4-5	TM	29/02/1988	20%
Landsat 4-5	TM	29/02/1988	20%
Landsat 7	ETM+	29/02/2000	21%
Landsat 7	ETM+	21/02/2006	1%
Landsat 7	ETM+	05/02/2006	74%
Landsat 7	ETM+	19/02/2011	26%
Landsat 7	ETM+	27/01/2011	14%
Landsat 7	ETM+	27/01/2011	65%
Landsat 8	OLI/TIRS	04/12/2014	51%
Landsat 8	OLI/TIRS	06/02/2015	46%

Todas as imagens foram adquiridas através do website <http://glovis.usgs.gov> do Visualizador Global do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS GloVis), uma ferramenta online de pesquisa e seleção de dados de satélite, que permite o acesso e a aquisição a todas as imagens disponíveis do Landsat de forma gratuita.

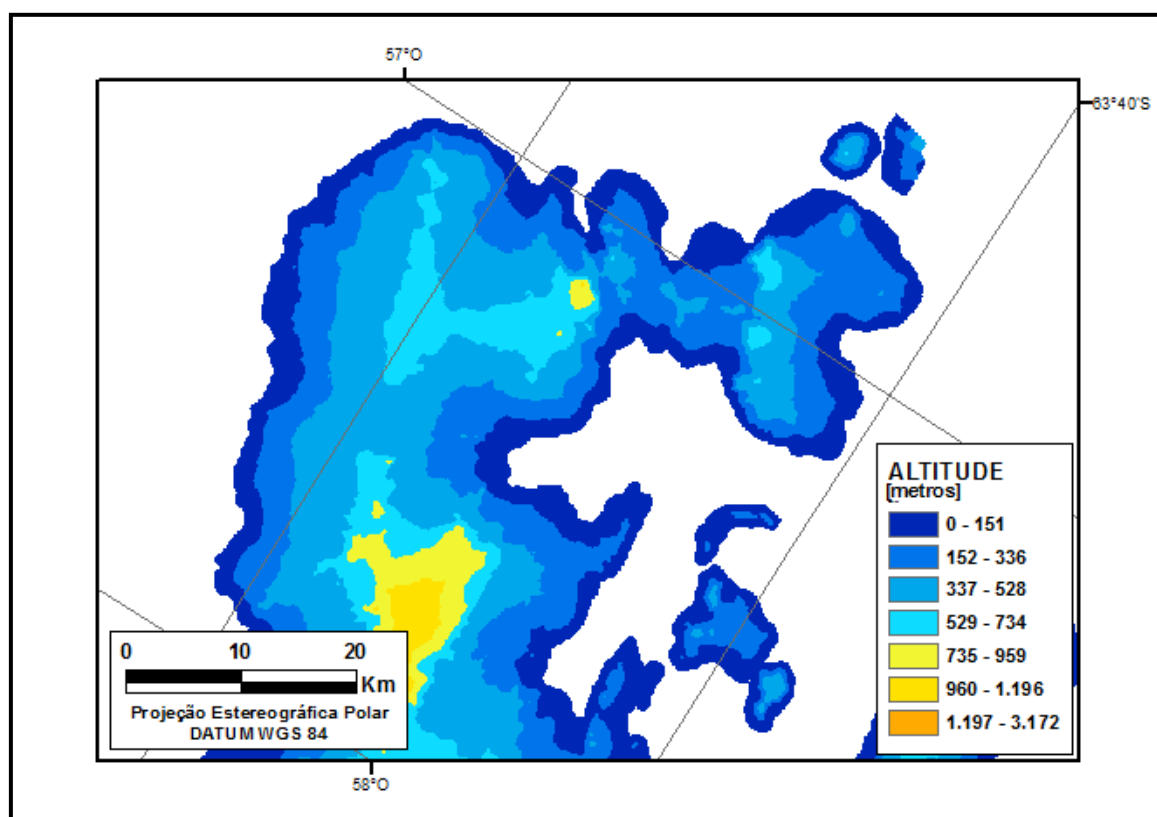
As imagens passaram por um processo de seleção de acordo com um critério temporal. Optou-se por adquirir imagens apenas do período de ablação, de derretimento de gelo, que ocorre durante os meses de dezembro a fevereiro. Outro critério utilizado foi em relação à cobertura de nuvens, deu-se preferência por selecionar imagens com a menor cobertura de nuvens possível, ou imagens onde as nuvens não atingiam a área de estudo.

### 5.1.2 Dados Topográficos

Quanto as informações de terreno, a base de dados topográficos utilizada foi a *Antarctic Peninsula 100 m Digital Elevation Model (APGDEM)* de Cook *et al.* (2012), modelo digital de elevação (MDE) que fornece uma resolução espacial de 100m para topografia da superfície da Península Antártica, o período de cobertura do modelo é de 2000 a 2009.

O APGDEM é derivado do *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model (GDEM)*, modelo de alta resolução, com cobertura quase global, que constitui em informações altimétricas derivadas do estéreo-par de imagens do sensor ASTER. Porém, como o modelo original do GDEM contém distorções em regiões de neve e cobertas de gelo, um método de correção foi aplicado por Cook *et al.* (2012), reduzindo significativamente os erros e sendo, portanto, considerado adequado para estudos topográficos na Península Antártica (COOK *et al.*, 2012)

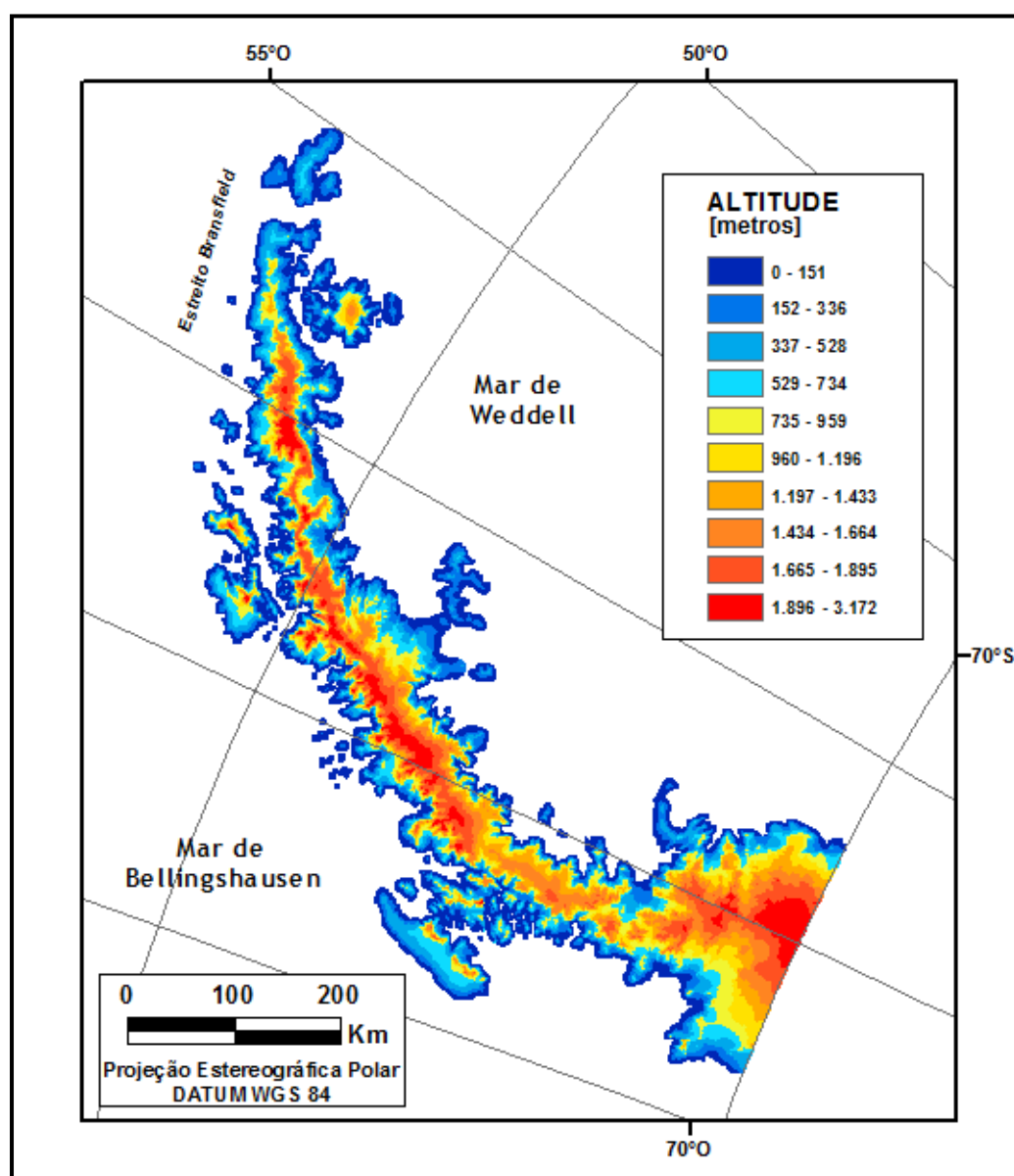
Através do modelo obteve-se dados sobre a topografia da área de estudo (Fig. 5.1).



**Figura 5.1:** Modelo digital de elevação para a área de estudo. Fonte: <http://nsidc.org/data/NSIDC-0516>

O conjunto de dados, desenvolvido utilizando um novo método, especificamente para suavizar regiões errôneas, tem uma diferença média de elevação -4 metros ( $\pm 25$  m raiz do erro quadrático - RMSE), quando comparados com dados do Satélite de Nuvem, Gelo e Elevações Terrestres (ICESat) (NSIDC, 2012) e -13m, ( $\pm 97$  m RMSE) quando comparado ao GDEM, embora as precisões de elevação sejam menores para regiões de picos de montanhas e encostas íngremes (COOK *et al.*, 2012).

O APGDEM abrange de 63°S até 70°S de latitude (Fig. 5.2). Disponível no formato GeoTIFF, o MDE foi adquirido gratuitamente no *site*: <http://nsidc.org/data/nsidc-0516.html>.



**Figura 5.2** Modelo digital de elevação da Península Antártica. Fonte: <http://nsidc.org/data/NSIDC-0516>



### 5.1.3 Dados de Temperatura

Com objetivo de pesquisar as variações de temperatura da região buscou-se os dados de temperatura da área. Foram obtidos dados referentes às médias de temperatura mensal registrados desde 1953 e disponibilizados pelo projeto READER (*Reference Antarctic Data for Environmental Research*) do SCAR. O projeto tem o objetivo de criar um conjunto de dados de elevada qualidade e de longo prazo, são disponibilizados dados mensais e anuais das médias de temperatura da superfície terrestre e do ar. Os dados estão disponíveis para download através do *site*:

<http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/Esperanza.All.temperature.html>

Grande parcela desse conjunto de dados desta base vêm de registros obtidos a partir das estações de pesquisa antárticas e estações meteorológicas automáticas, no caso da área de estudo a maior parte dos dados vem da estação nacional argentina Esperanza, para ser incluído, os registros de uma estação devem se estender por 25 anos, embora não necessariamente em um período contínuo, ou estar atualmente em operação e ter operado nos últimos 10 anos, são utilizados apenas os dados das estações com funcionamento durante todo o ano.

Ainda, uma menor parte dos dados vêm de mensagens CLIMAT, e dados recentes, período de 2009 em diante, que foram obtidos junto ao Sistema Global de Telecomunicações (GTS) – estes considerados como valores preliminares, 2010 a 2015. Devido à variedade de fontes que constituem o banco de dados, estes são apresentado em uma tabela em diferentes cores, que indicam a sua origem.

Os dados do intervalo selecionado neste trabalho constituem em 81% de dados provenientes da estação Esperanza, 15% são ainda considerados dados preliminares, 2,5% são dados de média onde não foram obtidas todas as temperaturas diárias e 1,3% de mensagens CLIMAT.

Quanto a possíveis erros no banco de dados, o READER aponta que como qualquer conjunto de dados este pode conter erros, inclusive em função das observações serem provenientes de diversas de fontes, tendo cada uma a sua própria probabilidade de erro, porém, a base é continuamente revista à medida que mais observações são adquiridas.

Por ser um banco de dados amplo, o READER possibilita uma análise referente à tendência de temperatura para todos os anos dentro do intervalo temporal das imagens de satélite da área de estudo, bem como as variações de temperatura para cada estação do ano.

## 5.2 Métodos e Técnicas

### 5.2.1 Pré-processamento das Imagens

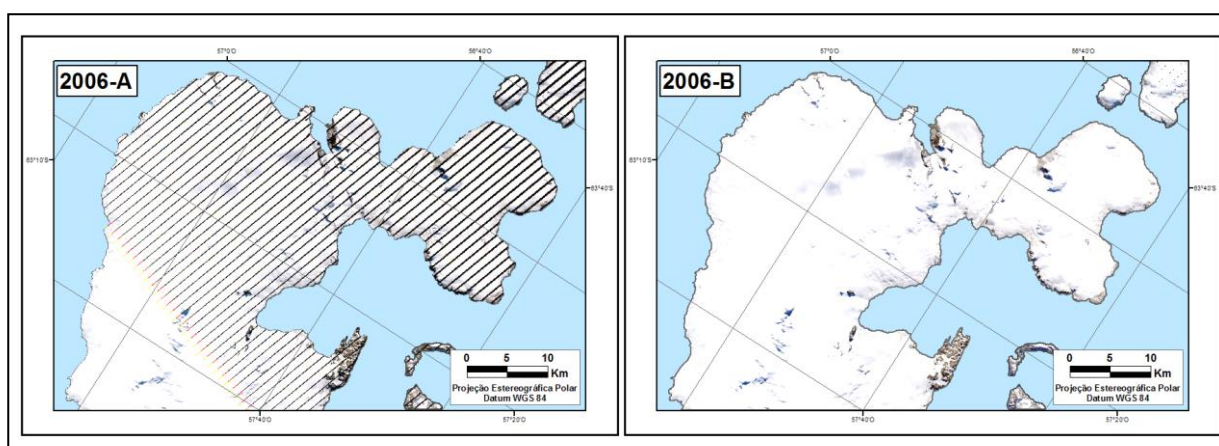
As imagens foram inicialmente unidas em uma composição de bandas, sendo utilizadas as bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio. A banda pancromática, disponível apenas nas imagens dos sensores ETM+ e OLI/TIRS, foi fusionada com as bandas multiespectrais destes sensores, melhorando a qualidade visual da imagem e mesmo tempo preservando a informação espectral – ao incrementar os detalhes da imagem aumenta-se a capacidade de discretização dos alvos superficiais.

Nos anos de 1988 e 2011 não se obteve cobertura total da área de estudo através de uma única cena, sendo necessária a criação de um mosaico com duas cenas de cada ano.

As imagens do sensor OLI/TIRS foram reprojetaadas para a projeção Estereográfica Polar, mesma projeção das imagens do TM e ETM+, assim como a base de dados do ADD utilizada neste trabalho, o procedimento de reamostragem se deu por convolução cúbica e transformação rigorosa, considerados métodos mais precisos (KEYS, 1981). Optou-se por realizar, também, uma conversão radiométrica nessas imagens, de 16-bits para 8-bits, obtendo um conjunto de dados com características semelhantes.

Posteriormente, as imagens foram recortadas através de um *subset* para aérea de interesse, para melhor identificação da área de estudo, bem como para diminuir o tempo de processamento das mesmas.

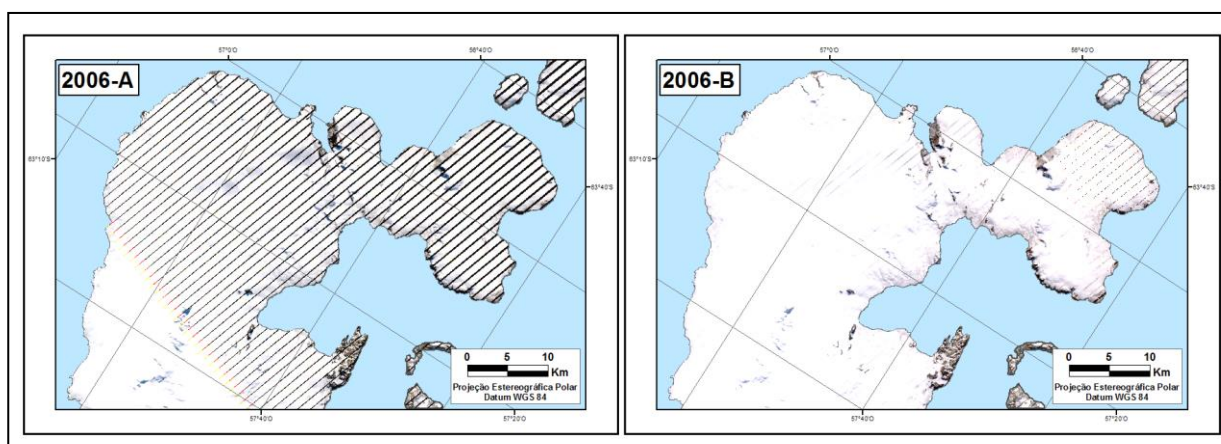
Por fim, as imagens do sensor ETM+ dos anos 2006 e 2011 passaram por correções nas linhas relativas a falha do sensor (Fig. 5.2).



**Figura 5.3:** Imagem do ano de 2006 (A) original, com linhas de falha do sensor e (B) corrigida.

Esta técnica, conhecida como *destripe*, foi realizado no *software* ERDAS IMAGINE 2013 através da ferramenta *Focal Analysis*, que avalia a região dos pixels vizinhos ao pixel de interesse melhorando a imagem apenas esteticamente, pois não há busca por precisão científica neste procedimento.

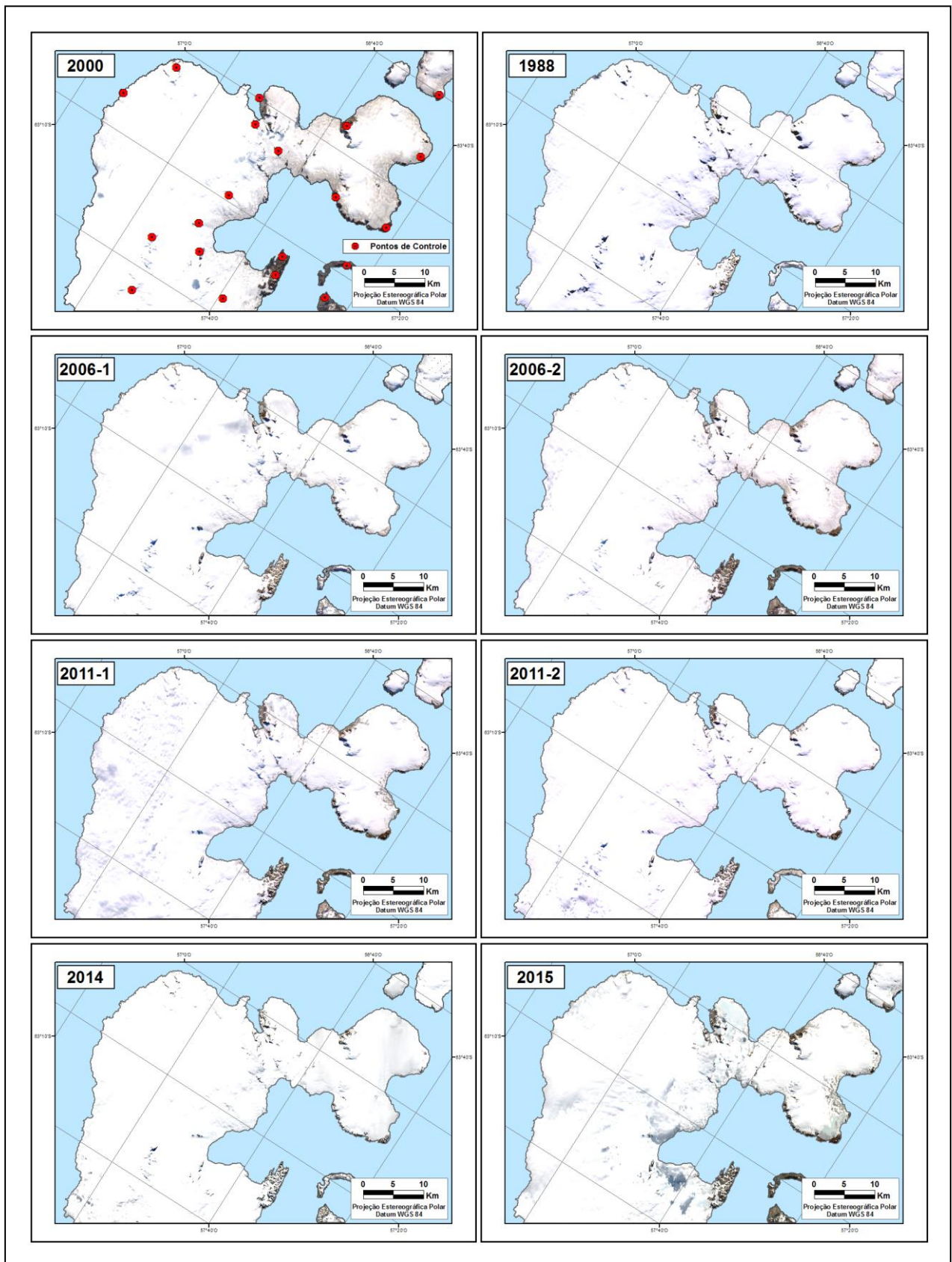
As imagens com *stripes* passaram ainda pelo processo de sobreposição de cenas (Fig. 5.3), utilizando-se de duas imagens do mesmo período, porém de datas diferentes, com o objetivo de preencher as linhas de falha do sensor com dados verdadeiros, diferentemente dos dados criados pelo *destripe*. A extração de informações ocorre nas imagens sobrepostas, com dados reais, e a apresentação dos dados, ocorre nas imagens corrigidas, com aparência superior.



**Figura 5.4:** Imagem do ano de 2006 (A) original, com linhas de falha do sensor e (B) sobreposta.

### 5.2.2 Georreferenciamento

O georreferenciamento foi realizado através do co-registro de imagens, utilizou-se como base para o registro das imagens uma cena do Landsat 7 ETM+, de 29 de fevereiro de 2000, georreferenciada a mesma imagem pertencente mosaico do LIMA. Optou-se por utilizar a imagem original, adquirida através do GLOVIS, em contrapartida a do LIMA, devido à melhor qualidade da imagem original e sua semelhança as outras imagens a serem georreferenciadas, pois a imagem do LIMA apesar da alta resolução apresenta uma leve perda de qualidade (Fig. 5.4).



1  
**Figura 5.5:** Imagens Landsat co-registradas, a primeira imagem do ano de 2000 foi utilizada como base para o georreferenciamento, em vermelho os pontos de controle.

O registro das imagens foi realizado no software ArcMap 10.2, onde os pontos de controle foram selecionados nas imagens a serem georreferenciadas e posicionados à correspondente localização na imagem espacialmente referenciada, a imagem base.

A seleção de pontos de controle em áreas cobertas por neve e gelo passa por algumas restrições devido as mudanças temporais da cobertura de gelo, assim, seguindo a recomendação que os pontos sejam selecionados preferencialmente em áreas livres de gelo, deu-se prioridade, neste trabalho, à seleção dos pontos em locais com solo/rocha aparente e a áreas montanhosas.

Desta forma foram selecionados uma série de 20 pontos de controle de fácil identificação, distribuídos por toda a área de estudo, além de ilhas vizinhas, a fim de evitar distorções na imagem. Esses pontos foram assinalados às imagens conforme as características das mesmas, dos 20 pontos utilizou-se entre 10 e 15 para o georreferenciamento de cada imagem. Obtidas as coordenadas dos pontos de controle, utilizou-se o modelo matemático polinomial de primeira ordem para efetuar o ajustamento da imagem.

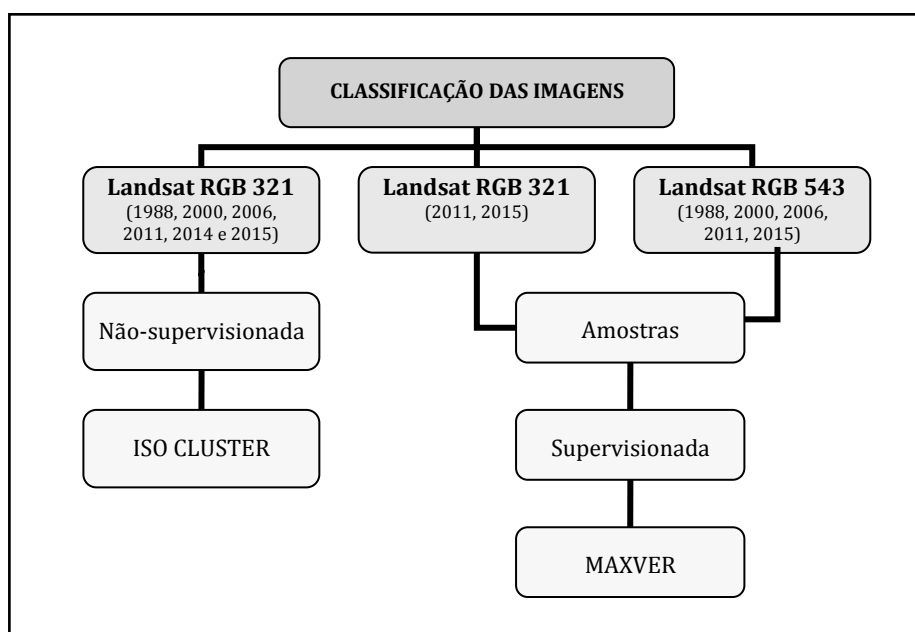
Os valores de RMS (Erro Médio Quadrático por pixel) do georreferenciamento de cada imagem foram menores de 0,50, conforme mostra a tabela 5. A reamostragem das imagens se deu por meio do interpolador do Vizinho Mais Próximo, indicado para o registro entre duas imagens da mesma origem.

**Tabela 5:** RMS resultante do co-registro das cenas:

Ano	RMS
1988	0,48
2000	0,10
2006	0,36
2006-2	0,11
2011	0,13
2011-2	0,34
2014	0,30
2015	0,28

### 5.2.3 Delimitação das feições

A delimitação das frentes de geleiras e áreas livres de gelo foram obtidas de maneira automática e manual dos dados das composições RGB 321 e RGB 543 das imagens de 1988, 2000, 2006, 2011, 2014, 2015.



**Figura 5.6:** Etapas das classificações.

O procedimento automatizado foi realizado através de uma sequência de classificações de imagens, essa técnica de classificação atribui classes de materiais para cada pixel em uma imagem, sendo passo essencial no processo de criar um mapa com as características da área.

Assim, inicialmente foi realizada uma classificação não-supervisionada da composição de bandas RGB 321, para a obtenção das linhas de costa. Essa classificação é realizada por meio de um ISO CLUSTER, sendo que a técnica usa uma seleção dos pixels pelos picos dos histogramas, que, quando identificados, todos os possíveis valores são associados ao pico mais próximo, e as classes tendem a cair no ponto médio entre os picos (EASTMAN, 2006). A classificação não-supervisionada não requer amostras das classes de interesse, sendo definida apenas a quantidade de classes a serem geradas, cabendo ao *software* agrupar os pixels dentro destas classes estabelecidas. Assim, foram estabelecidas 2 classes de interesse, visando a obtenção de uma discretização entre as classes mais visualmente opostas da imagem: neve/gelo e oceano.

Posteriormente foi realizada, uma classificação supervisionada de bandas RGB 321, com o objetivo de diferenciar área de gelo e pluma de gelo, para melhor delimitação entre as feições. A operação foi realizada nas imagens dos anos de 2011, 2014 e 2015, sendo que apenas estas continham esta característica. Foram selecionadas 3 classes de interesse, sendo neve, oceano e pluma de gelo, e o número de amostras adquiridas em cada classe foi de 10.

Visando obter as áreas livres de gelo da área, outra classificação supervisionada foi realizada, utilizando-se das bandas do VIS, NIR e SWIR, na composição de bandas RGB 543. Nesta composição falsa-cor as áreas de rocha aparecem com maior destaque, sendo apresentadas em tons vermelhos, já o gelo limpo de geleira e a neve se apresentam em uma cor que vai de azul-claro a ciano. Essa composição possibilita distinguir a neve e o gelo das nuvens ou rochas devido à diferença na reflectância do gelo e da neve no VNIR e SWIR em comparação com os outros materiais. Neste procedimento foram selecionadas 5 classes de interesse, visando obter uma discriminação entre neve/gelo, oceano, rocha, nuvem e sombra. Estas classes foram obtidas em cada imagem sendo que o número de amostras adquiridas para cada classe foi de 15.

Para as classificações supervisionadas utilizou-se do classificador da máxima verossimilhança (MAXVER), que consiste na classificação da imagem ponto a ponto, a partir de classes estabelecidas pelo usuário. (ROSA, 2009). Este método no formato “pixel a pixel” considera a ponderação das distâncias entre as médias dos níveis digitais das classes das amostras de treinamento, que são obtidas de um conjunto de pixels que representam um tipo específico de alvo com características espectrais comuns entre si (NOVO, 2011).

As classificações foram realizadas no software ArcMap 10.2 através das ferramentas do *Spatial Analyst: Iso Cluster Unsupervised Classification* e *Maximum Likelihood Classification*, e os valores obtidos no índice Kappa foi de 0,71, 0,81, 0,73, 0,90, 0,85, 0,80 para as classificações não-supervisionadas e 0,91, 0,87, 0,80, 0,82, 0,60 para as classificações supervisionadas dos anos 1988, 2000, 2006, 2011, 2014 e 2015 respectivamente. Para as 2 classificações dos anos 2011, 2014 e 2015 o índice foi de 0,94, 0,81, 0,82. Segundo Landis e Koch (1977) valores entre 0,61 e 0,80 são considerados substanciais, e valores entre 0,8 e 1 são satisfatórios

As classificações passaram pela aplicação de uma filtragem através do “Filtro Predominante” (*Majority Filter*) do ArcMap 10.2, que visa suavizar e eliminar dados errôneos da cena ao reduzir o número de pixels isolados. O Filtro utiliza uma máscara para realizar uma varredura na imagem, pixel a pixel, agrupando os pixels isolados de acordo com as informações dos pixels vizinhos, neste trabalho utilizou-se uma janela 3x3, para suavizar as

bordas e melhorar as imagens classificadas esteticamente. Posteriormente, as imagens foram transformadas em vetores.

Por fim, outros produtos de sensoriamento remoto foram utilizados para a correções manuais nos dados, nas linhas de costa e áreas livres de gelo utilizou-se imagens NDSI, auxiliando na delimitação dos alvos, ainda, a banda do SWIR foi utilizada para melhor identificar e discriminar as áreas com nuvens. Nas imagens com *stripes* as linhas de costa foram corrigidas utilizando-se de 2 imagens de cada ano, sobrepostas nas linhas de falhas.

#### 5.2.4 Medições das áreas

As áreas foram medidas com base nos arquivos vetoriais, gerados a partir das classificações, com a criação de polígonos de costa para cada ano das imagens (1988, 2000, 2006, 2011, 2015) possibilitando a obtenção da área para cada um dos anos investigados, neste trabalho optou-se por utilizar a medição em km<sup>2</sup>.

Á área das geleiras foram obtidas através da união das linhas de costa de cada ano aos limites das bacias de drenagem, já mapeados e disponibilizados na forma de vetores pelo ADD. Dessa forma, criou-se polígonos para cada geleira com a mudança apenas para a posição de suas frentes, de acordo com cada ano das imagens.

Através destes polígonos pode-se calcular o tamanho das áreas das geleiras, bem como as variações ao longo do intervalo dos anos. As áreas de avanço e retração para cada intervalo foram adquiridas através da ferramenta “Apagar” (*Erase*) do ArcMap 10.2, essa técnica cria uma feição ao sobrepor um polígono de entrada a um polígono com características a serem apagadas. Assim, somente as áreas externas do polígono de entrada (que não se enquadram nas características a serem apagadas) são copiados para a feição de saída. Dessa foram, ao sobrepor um polígono de costa de um ano a um polígono de costa de um ano seguinte obtém-se apenas as áreas que retraíram, já o contrário obtém as áreas que avançaram.

Esse mapeamento das mudanças na área da geleira baseado na repetição das medidas da geleira é simples em teoria (RAUP, 2015), com a criação dos mapas das imagens, e a extração dos vetores do processo de classificação das imagens.

Essa mesma metodologia foi utilizada nas áreas livres de gelo, que também tiveram suas áreas medidas através dos polígonos gerados.

Devido ao fato da maioria das geleiras da área não possuírem nome, foi atribuído um número para cada geleira, a fim de auxiliar no controle das medições, e posterior apresentação dos resultados.



### **5.2.5 Verificação das médias de temperatura do ar da região**

Os dados de temperatura foram analisados para um intervalo de 30 anos (1985-2015), dentro do intervalo das imagens de satélite. Os dados foram organizados em tabelas e separados por estações climáticas do ano – foi dado destaque para o período do verão, que se estende de dezembro a fevereiro, apresentando as médias para cada mês do período.

Como os dados para a área contemplam apenas médias mensais, sem dados diários, foram calculadas as médias de temperatura para cada estação climática do ano, bem como as médias anuais de todo o intervalo, para o período de verão, sendo apresentado ainda o comportamento das temperaturas médias para cada mês. Para o cálculo das médias anuais deixou-se de fora o ano de 2015 tendo em vista a ausência de dados para o ano atual.

Foram acrescentadas linhas de tendência linear e de média móvel. A linha de tendência linear geralmente mostra que algo está aumentando ou diminuindo com uma taxa fixa, já a linha de tendência de média móvel suaviza as flutuações dos dados, de modo a mostrar um padrão ou uma tendência com maior clareza.

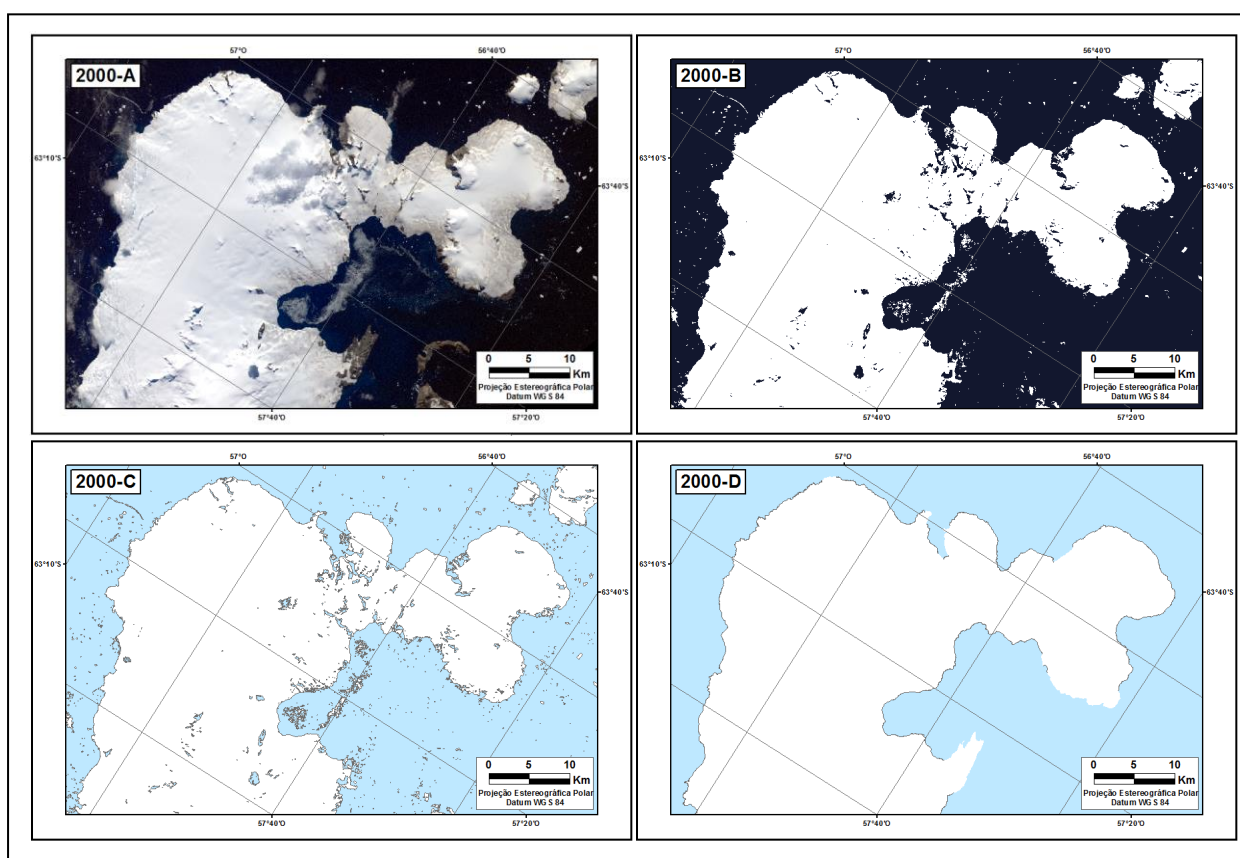
## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1 Delimitação das feições

A delimitação das feições da área, com a obtenção de linha de costa e frente de geleiras visou primeiramente a extração automática dos dados, com posterior correção manual. Apresenta-se aqui os resultados obtidos nas classificações.

#### 6.1.1 Áreas de costa

Para a delimitação das linhas de costa, adquiridas no primeiro momento visando a delimitação entre áreas de gelo e oceano, a classificação não-supervisionada obteve resultados satisfatórios para as imagens de 1988, 2000, 2006, 2011-1 e 2014. A técnica permitiu a delimitação automática da linha de costa em grandes regiões das imagens, sendo que falhas se deram em função das áreas livres de gelo e áreas de sombra. Como nessas áreas já se previa a não diferenciação através desse método, elas foram delimitadas posteriormente.



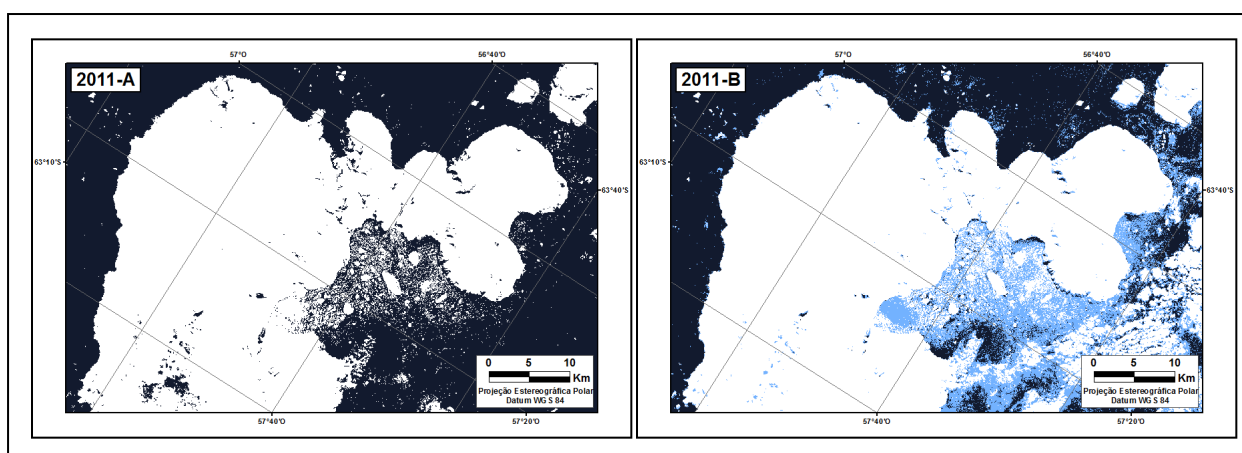
**Figura 6. 1:** Etapas da aquisição da linha de costa através da classificação não-supervisionada da cena de 2000. (A) Cena RGB 321, (B) Classificação não-supervisionada, (C) Vetorização e (D) Linhas de costa.

Considera-se que a técnica aplicada foi sucedida na proposta de adquirir uma delimitação entre neve/gelo e oceano, de acordo com Paul (2001), as abordagens de classificação não-supervisionada tendem a ser bem sucedidas em terrenos relativamente homogêneos com coberturas que apresentam relativamente poucas características da paisagem.

Nas imagens dos anos de 2011-2 e 2015, com presença de pluma de gelo (Figura 6.2), o mesmo método foi aplicado, porém, como já previsto as áreas com pluma de gelo seriam classificadas na mesma classe das áreas de gelo, não sendo possível a delimitação da costa nessas áreas específicas. O apontamento de mais classes também não obteve bons resultados sendo descartado, corroborando a afirmação de Paul (2001) sobre a classificação não-supervisionada em terrenos com inúmeras características apresentarem muitas vezes problemas de classificação. Assim, manteve-se o método de classificação não-supervisionada apenas para a obtenção do mapeamento de algumas áreas das imagens, e aplicando outras técnicas para as áreas mais complexas.

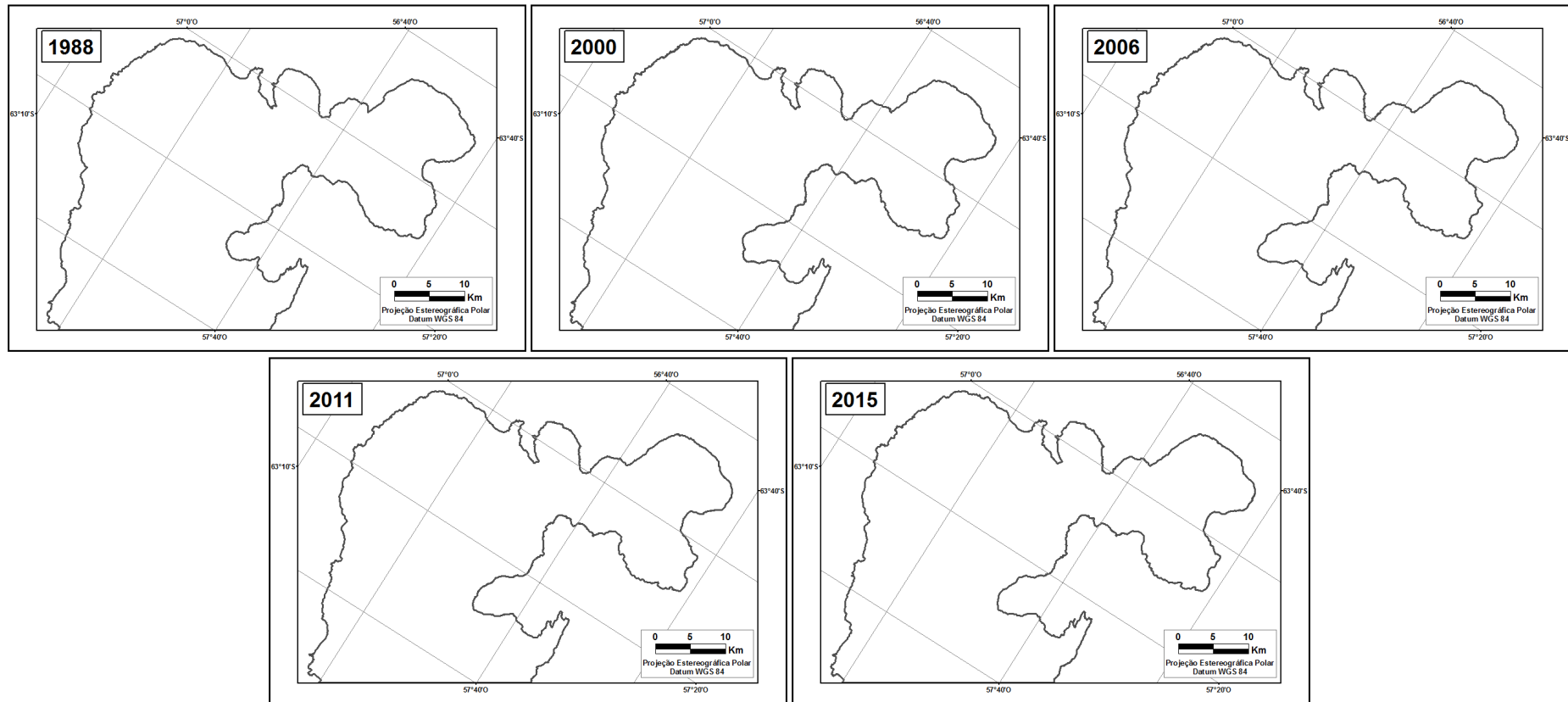
O método utilizado para auxiliar na delimitação dessas áreas, foi o da classificação supervisionada, aplicada nessas imagens visando a delimitação entre as feições neve/gelo e pluma de sedimentos, auxiliando na delimitação entre as mesmas. Ainda, pequenas correções manuais foram necessárias na delimitação dessas áreas, nas áreas em que a classificação não obteve uma diferenciação entre os alvos.

A Figura 6.2 mostra a delimitação das feições através dos dois métodos, no primeiro com a classificação não-supervisionada de 2 classes, e no segundo com a classificação supervisionada de 3 classes, com o destaque para as áreas de pluma de gelo.



**Figura 6.2:** Classificação não-supervisionada (A) e supervisionada (B) da imagem do ano de 2011, contendo plumas de gelo.

Como resultado obteve-se as linhas de costa para cada um dos 5 anos das imagens:

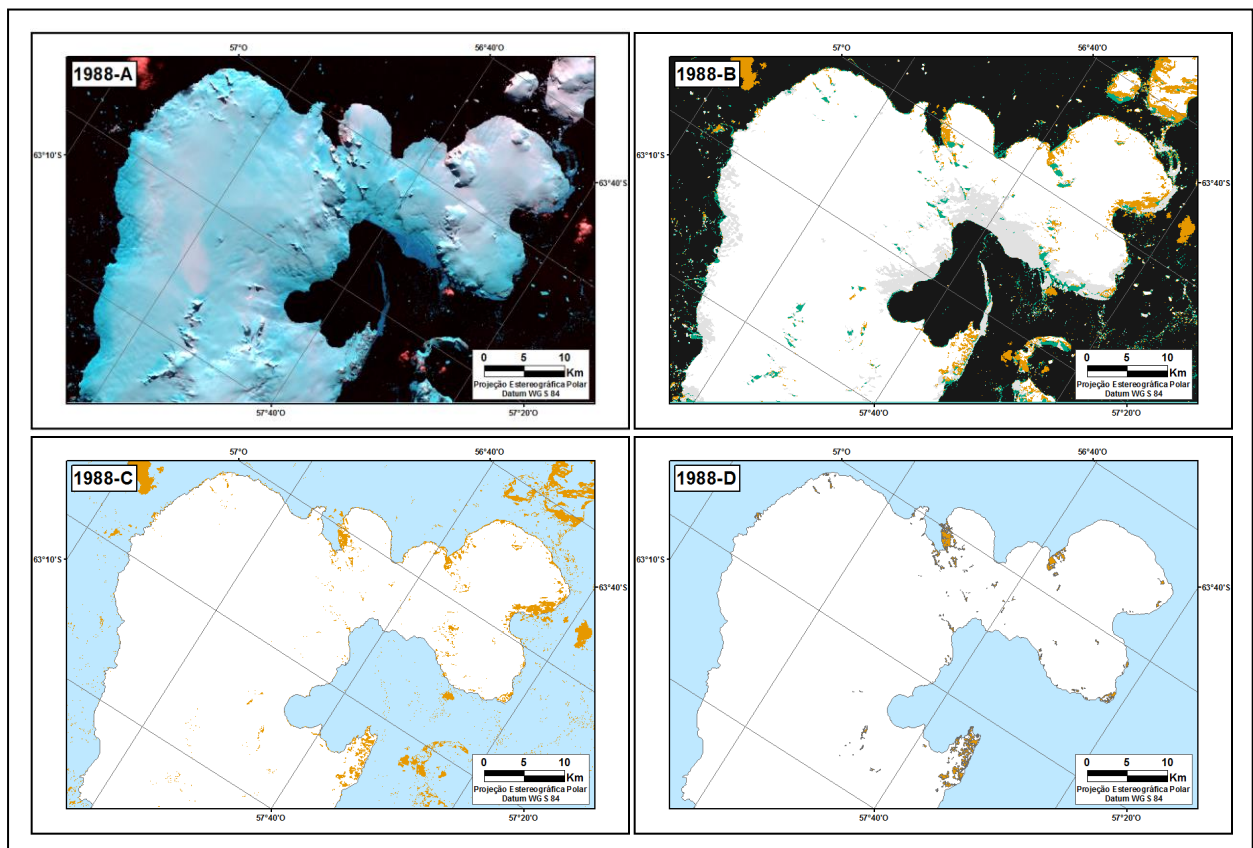


**Figura 6.3** Polígonos de costa dos anos 1988, 2000, 2006, 2011 e 2015.

### 6.1.2 Áreas livres de gelo

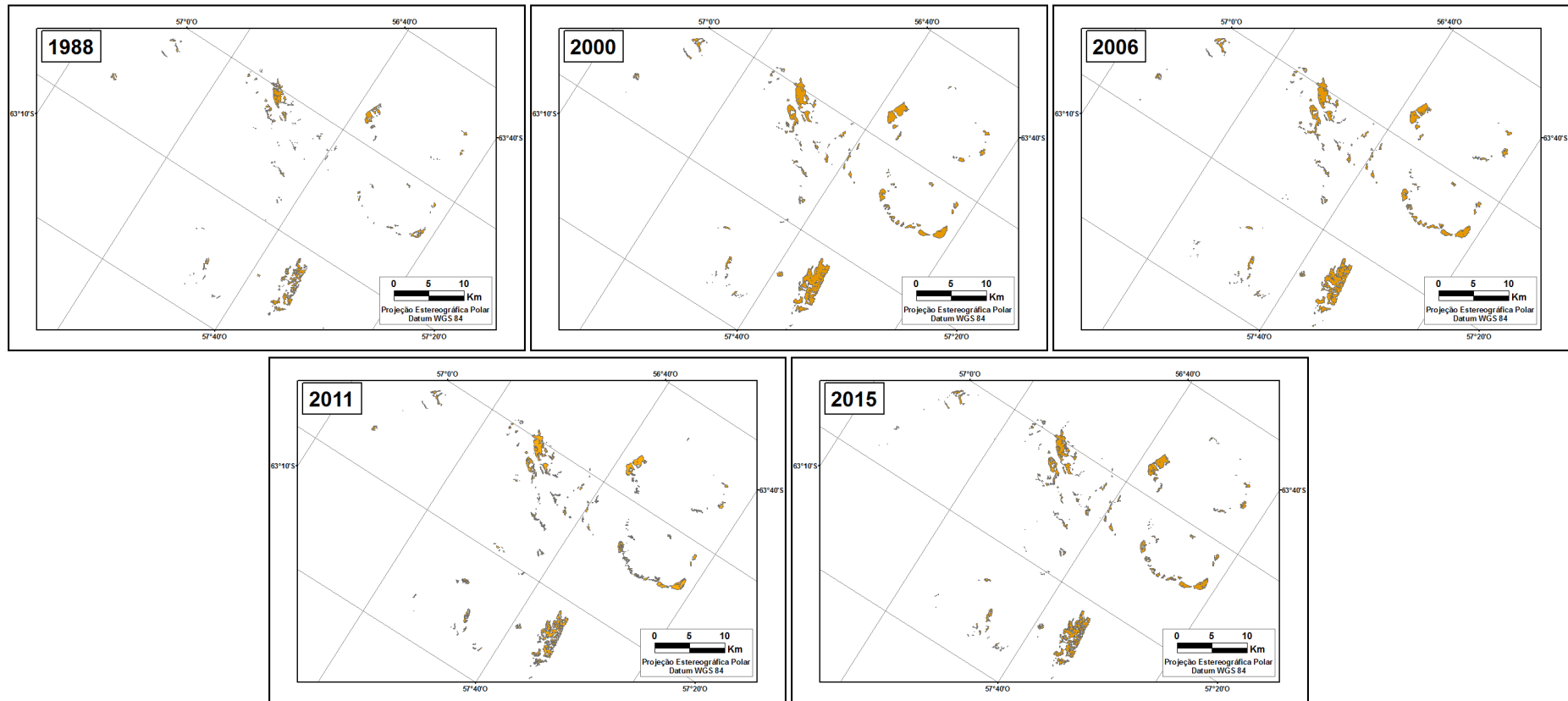
A classificação supervisionada para a delimitação das áreas livres de gelo, com a necessidade de apontar áreas de interesse a fim de evitar erros na classificação dos dados, obteve resultados satisfatórios, sendo possível mapear automaticamente a maior parte destas áreas.

Os maiores erros da classificação se deram em função das áreas com nuvens, como já previsto essas áreas foram, muitas vezes, associadas às áreas livres de gelo, sendo necessária uma correção manual detalhada desses dados, a fim de eliminar as áreas com classificações errôneas. Devido ao fato de a maior parte das imagens selecionadas conterem baixa cobertura de nuvens, ou estas estarem localizadas fora da área de estudo, a correção dos dados foi facilitada, ressalta-se a importância do conhecimento visual e do comportamento espectral dos alvos da área pelo operador, evitando a má seleção ou exclusão de dados. Outros erros menores de classificação se deram em função das áreas com rocha exposta, mas em áreas com sombra, nestas áreas também foi necessária uma correção manual.



**Figura 6. 4:** Classificação supervisionada RGB 543 visando delimitação de rochas da imagem 2006-2. (A) Cena RGB 543, (B) Classificação supervisionada, (C) Áreas classificadas como rocha e (D) Áreas livres de gelo.

Como resultado obteve-se as áreas livres de gelo para cada um dos 5 anos das imagens:

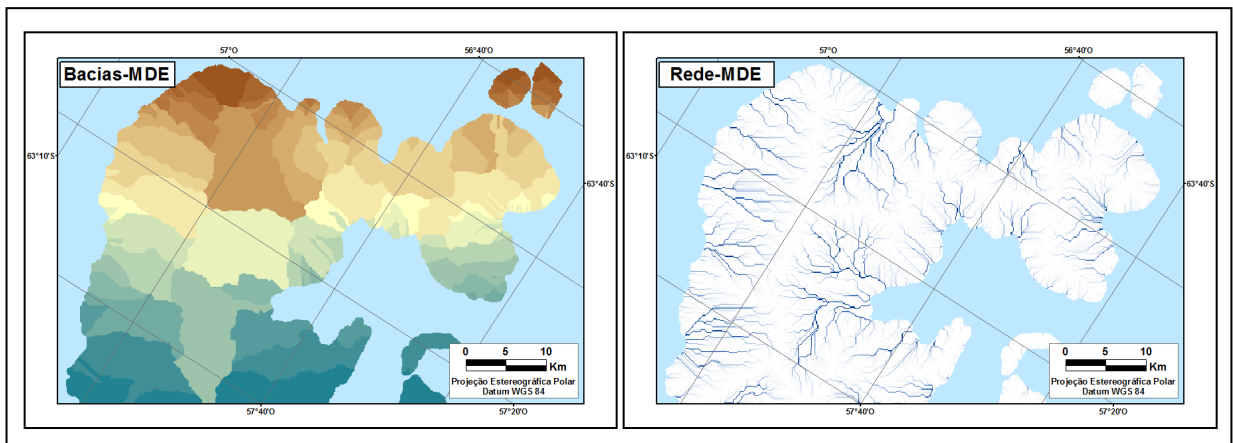


**Figura 6.5** Polígonos das áreas livres de gelo dos anos 1988, 2000, 2006, 2011 e 2015

### 6.1.4 Bacias de drenagem

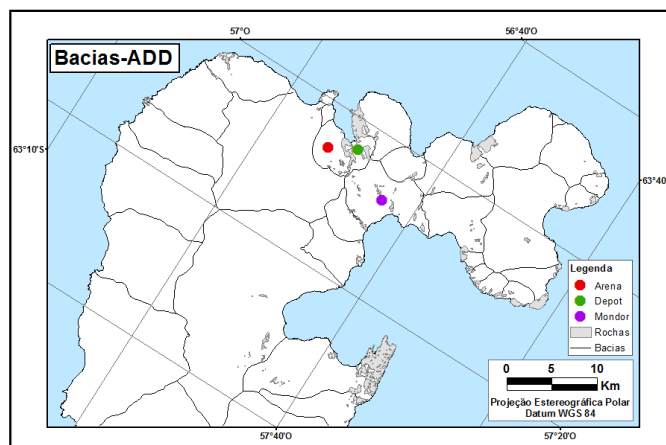
A delimitação das bacias de drenagem da área foi estabelecida a partir de um conjunto com dados, especialmente do ADD, que já possuía uma delimitação das feições da área.

O modelo digital de elevação com resolução de 100m foi utilizado para extração de direção de fluxo e da rede de drenagem da área através do conjunto de ferramentas Hidrologia do ArcMap 10.2, que possibilita geração automática da rede de drenagem.



**Figura 6.6:** Processos na obtenção de bacias de drenagem e rede de drenagem.

Com estas informações pode-se obter as bacias de drenagem. Dentro do mesmo conjunto de ferramentas, elas são delineadas dentro da janela de análise, identificando linhas de cume entre bacias. Os dados gerados de forma automática para as bacias de drenagem apresentam, muitas vezes, dados superestimados e bacias fora do limite da área, sendo necessária uma correção, como já existem dados para as bacias de drenagem da área de estudo optou-se por seguir, na delimitação das bacias, os vetores já disponibilizados pelo ADD, mapeados por Cook *et al.* 2012.



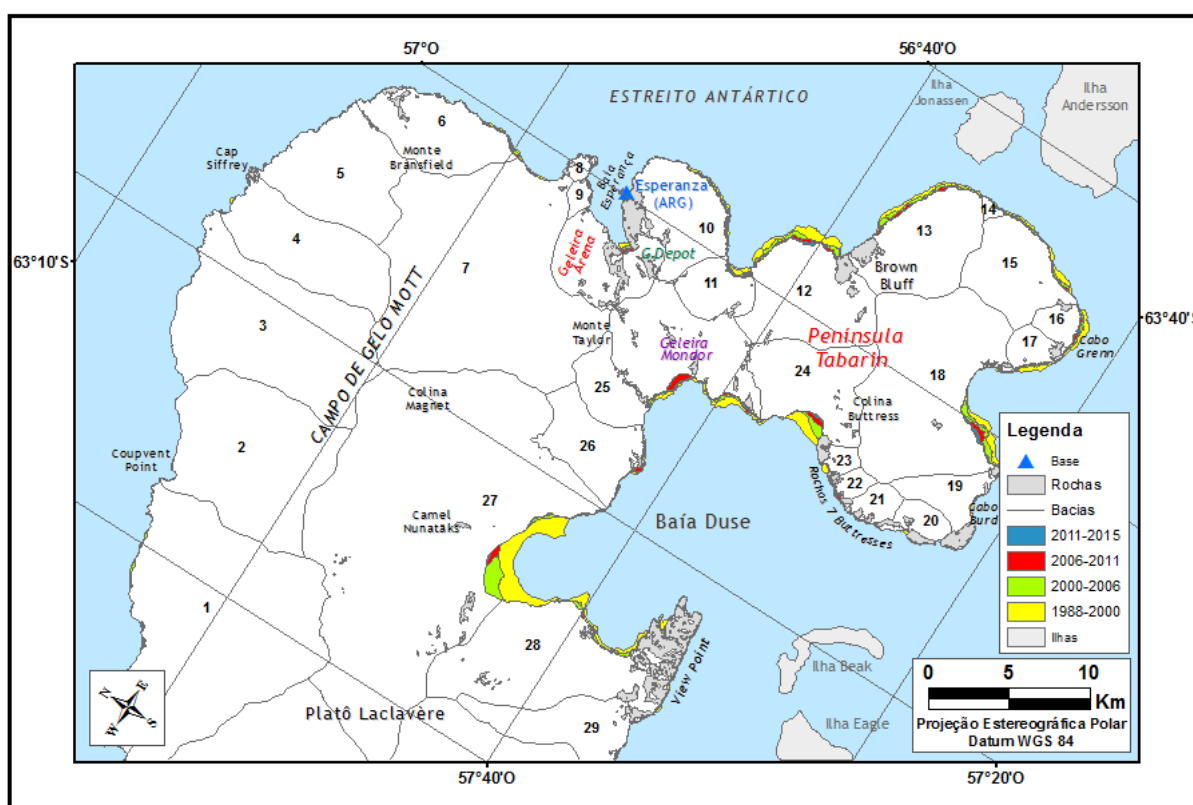
**Figura 6.7:** Bacias de drenagem, segundo o ADD.

## 6.2 Variações de frente de gelo no extremo norte da Península Trinity

Uma significativa variação glacial foi detectada na área nos últimos anos (Fig 6.6), em que as taxas de recuo são mais expressivas do que as taxas de avanço das frentes das geleiras.

Entre o 1988-2000 a área perdeu  $\pm 25,1 \text{ km}^2$  de gelo somente em suas frentes, nota-se que este é o maior intervalo das investigações, período de 12 anos. Na sequência dos anos, em investigações com intervalos mais curtos, a área continuou a diminuir, entre 2000-2006 o recuo foi de  $\pm 12,2 \text{ km}^2$ , e entre 2006-2011 de  $\pm 5,0 \text{ km}^2$ . Diferentemente, no período entre 2011-2015, a área avançou ganhando  $\pm 2,5 \text{ km}^2$  de massa.

Em termos de área, o recuo total entre 1988-2015 foi de  $\pm 39,8 \text{ km}^2$ , em porcentagem estes números representam uma retração total de  $\pm 2,7\%$ , sendo,  $\pm 1,7\%$  em 1988-2000,  $\pm 0,83\%$  entre 2000-2006,  $\pm 0,34\%$  em 2006-2011, e um aumento de  $\pm 0,17\%$  em 2011-2015.



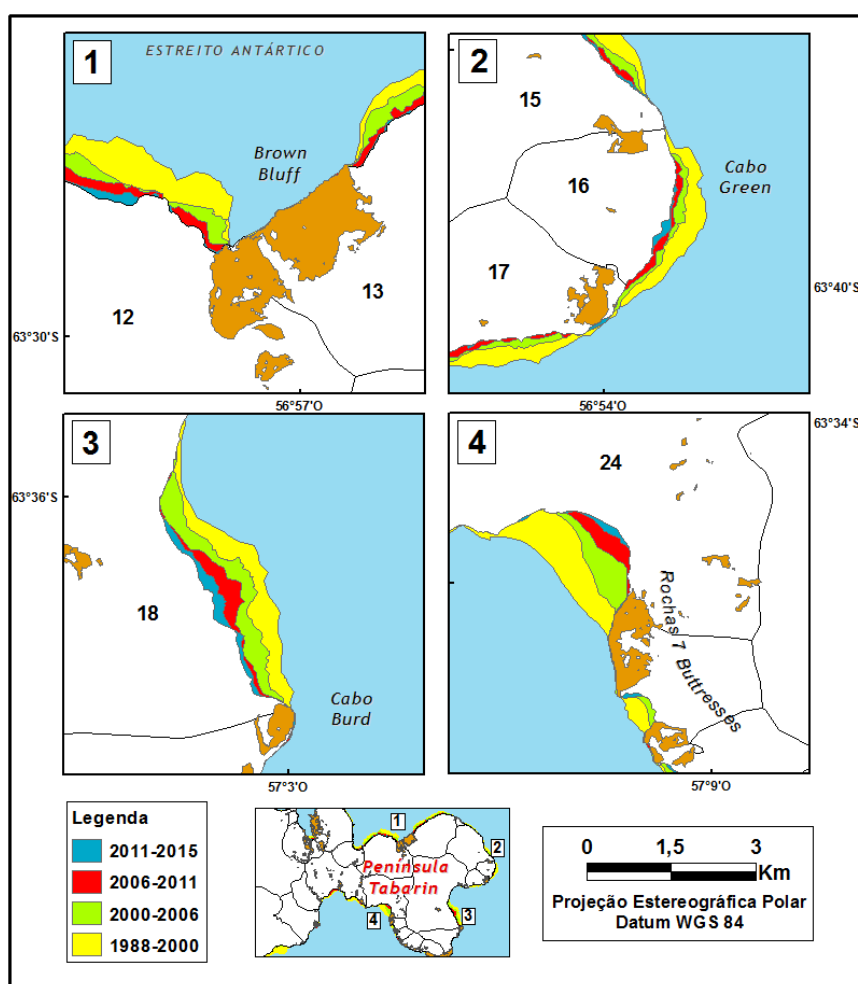
**Figura 6.8:** Variações nas frentes de gelo do extremo norte da península Trinity

A porção leste do norte da Península Trinity apresentou recuo maior do que a área a oeste, onde muitas áreas não mostraram mudanças. Essa mudança mais significativa na parte leste já foi apontada em estudos de Cook *et al.* (2014), que apontou que as geleiras no leste da PA mostram consideravelmente maiores mudanças relativas médias do que aqueles a oeste.



Na Península Tabarin, além das geleiras conhecidas da região, pode-se destacar outras 4 áreas que apresentaram consideráveis mudanças em suas frentes, as geleiras 12, 13, 15, 16, 17, 18 e 24 (Fig. 6.7). Nos arredores do *Brown Bluff*, as duas geleiras apresentaram tendências de recuo, tendo a geleira 12 perdido  $\pm 9\%$  e a geleira 13,  $\pm 7\%$  de sua área. As 4 geleiras na faixa entre o Cabo Green e o Cabo Burd também apresentaram comportamento de retração, com diminuição de  $\pm 4\%$ ,  $\pm 6\%$ ,  $\pm 20\%$  e  $\pm 13\%$  nas geleiras 15, 16, 17 e 18, respectivamente, para o período 1988-2015. Mais à frente, ao lado do rochedo *7 Buttresses* a geleira 24 apresentou  $\pm 7\%$  de retração em suas frentes.

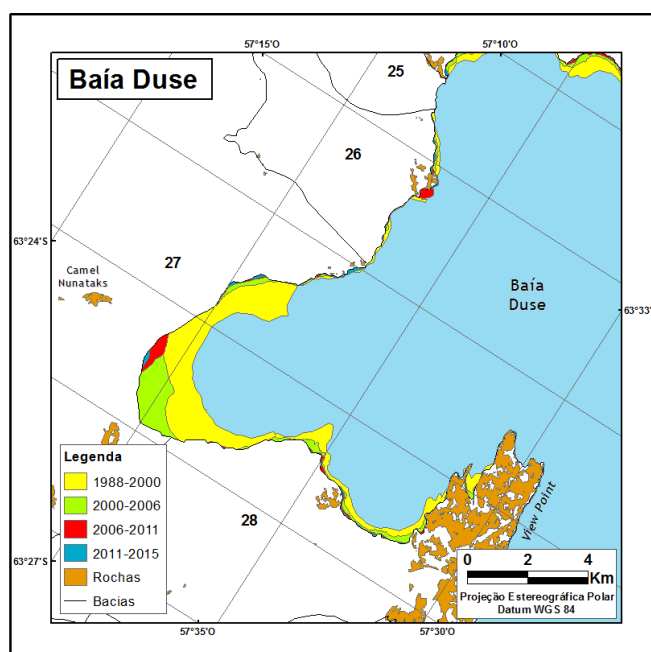
Em combinação, essas 7 geleiras perderam  $\pm 17,66 \text{ km}^2$  de área, sendo a área total das geleiras em 1988 de  $\pm 256,89 \text{ km}^2$ , isso resulta em uma diminuição de  $\pm 6,9\%$  da área.



**Figura 6.9:** Variações nas frentes de gelo na península Tabarin.

Na área da baía Duse, próximo a *View Point* foram monitoradas 4 geleiras (25, 26, 27, 28) (Fig. 6.8), vizinhas à geleira Mondor e alimentadas pelo campo de gelo Mott, onde retrações foram observadas em três das geleiras.

Nas geleiras 26 e 27 as perdas foram em torno de 3%, a geleira 27 com  $\pm 252,32 \text{ km}^2$  de área em 1988 passou a  $\pm 242,70 \text{ km}^2$  em 2015, no entanto no período de 2006-2015 a geleira apresentou pouca variação, sendo que entre 2011-2015 a geleira avançou levemente. A geleira 28 apresentou um recuo de  $\pm 6,2\%$  em sua área, passando de  $\pm 64,98 \text{ km}^2$  em 1988 para  $\pm 61,73 \text{ km}^2$ ,  $\pm 60,80 \text{ km}^2$ ,  $\pm 60,47 \text{ km}^2$ ,  $\pm 60,92 \text{ km}^2$ , nos anos de 2000, 2006, 2011 e 2015, novamente percebe-se um aumento de área entre os anos 2011 e 2015, ressalta-se que para essa área, em função da presença de nuvens na imagem de 2015, algumas frentes foram obtidas da imagem de 2014, do início do verão e não do final, como as outras, o que poderia justificar os avanços. Na geleira 25, houve avanço de  $\pm 0,06 \text{ km}^2$ , onde sua área passou de  $\pm 14,09 \text{ km}^2$  para  $\pm 14,15 \text{ km}^2$ .



**Figura 6.10:** Variações nas frentes de gelo na Baía Duse.

Em estudo de Ferrigno *et al.* (2003), sobre mudanças costeiras na PA entre os anos de 1947-2000, foram realizadas 70 medições na área baía Duse, sendo constatadas apenas 3 avanços, as outras medições mostraram recuo frontal, atingindo o máximo de  $\pm 1,2 \text{ km}$  entre 1947-1956,  $\pm 1,2 \text{ km}$  entre 1956-1977,  $\pm 1,7 \text{ km}$  entre 1977-1988, e  $\pm 1,3 \text{ km}$  em 1988-1997. Os autores indicam que os maiores recuos ocorreram entre 1977-1988 e 1988-1997, sendo que após esse período a retração seguiu, porém em um ritmo mais lento. Ao analisar as taxas obtidas por esse estudo percebe-se maiores avanços entre 1988-2000, sendo as taxas seguintes bastante inferiores. Comparando períodos iguais ( $\pm 10$  anos), as frentes das geleiras nesse setor perderam o dobro de frente entre 1988-2000 do que entre 2000-2011, o que corrobora a tese de Ferrigno *et al.* (2003) de que a retração continuou, mas em ritmo mais lento.

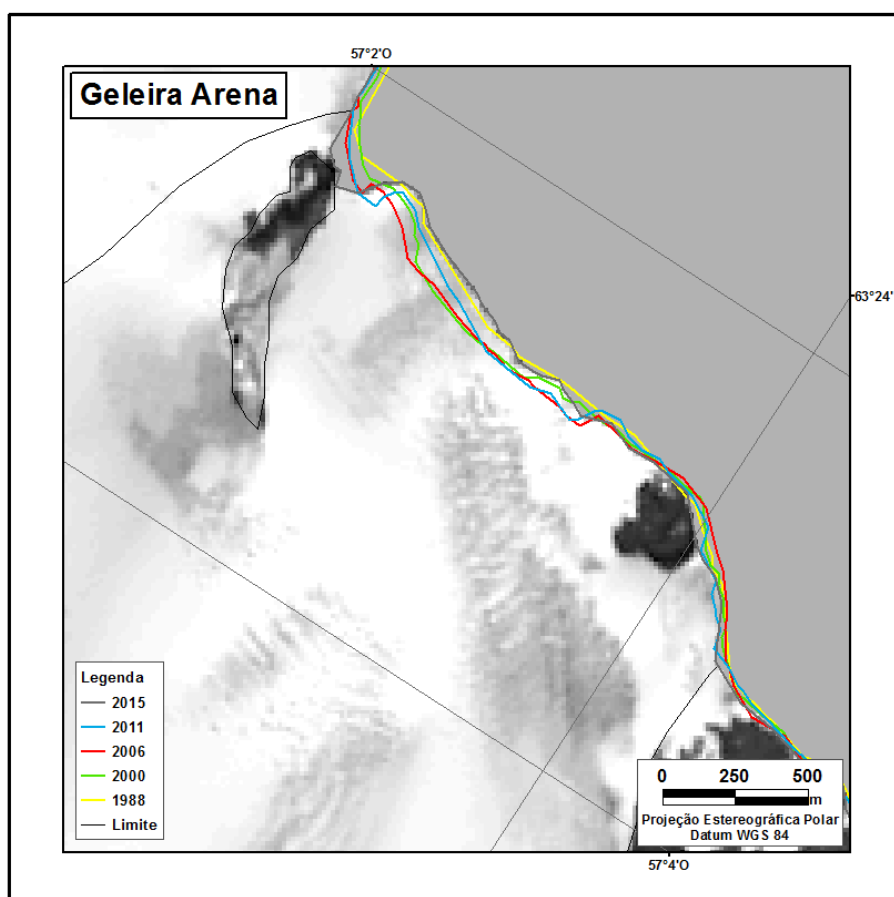
## 6.2.1 Geleiras Arena, Depot e Mondor

### 6.2.1.1 Geleira Arena

A geleira Arena (Fig 6.9) foi a geleira que apresentou as menores taxas de variações ao longo dos últimos 27 anos quando comparada as geleiras Depot e Mondor.

A área da geleira variou levemente durante os anos investigados, recuando de  $\pm 16,18$  km<sup>2</sup> em 1988 para  $\pm 16,11$  km<sup>2</sup> em 2000 e  $\pm 16,08$  km<sup>2</sup> em 2006, após esse período a geleira passou a ganhar área, avançando para  $\pm 16,10$  km<sup>2</sup> em 2011 e atingindo  $\pm 16,13$  km<sup>2</sup> em 2015.

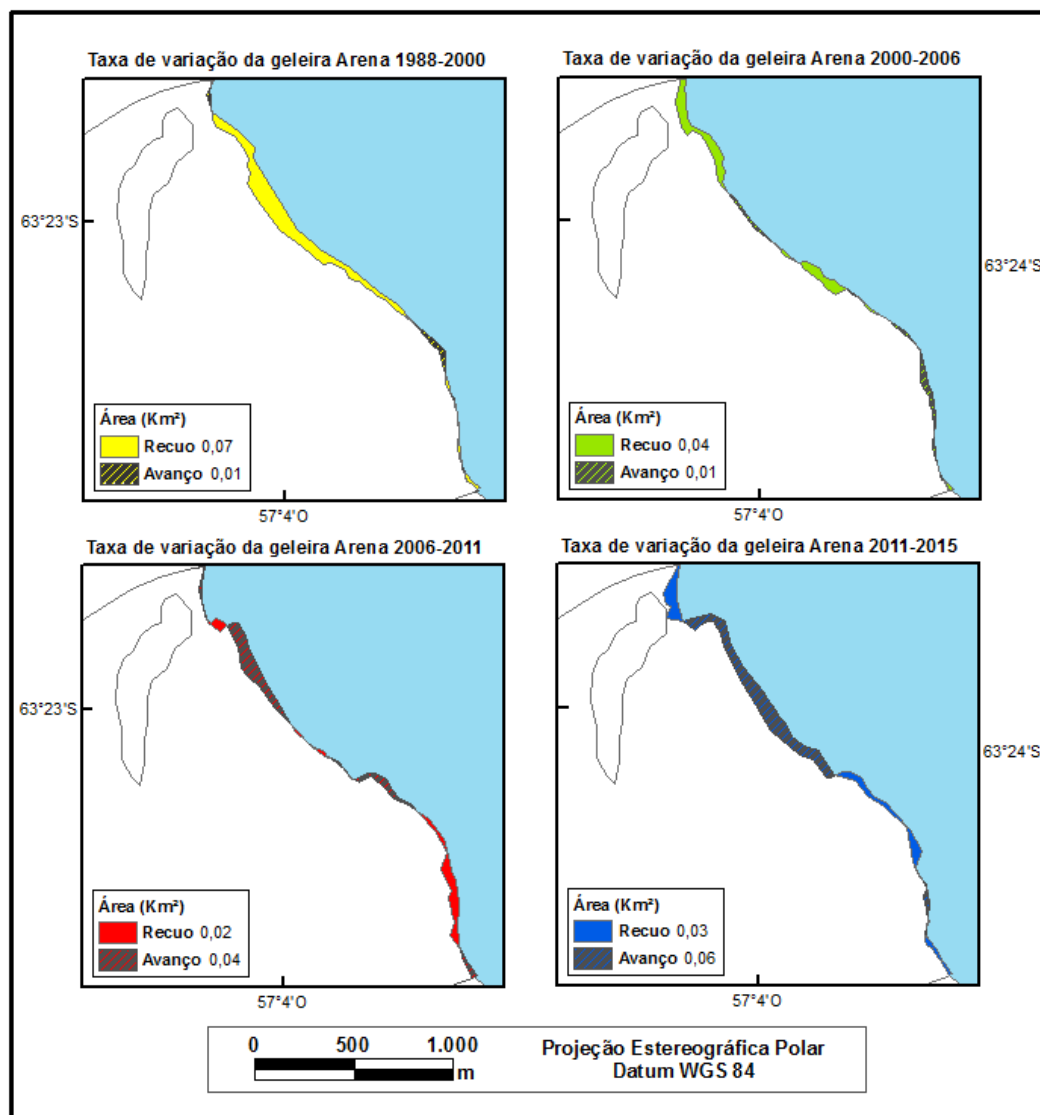
Os resultados mostram uma perda de área de  $\pm 0,6\%$  dentro do período de 18 anos de retração, e um ganho de  $\pm 0,3\%$  de área dentro do período de 9 anos de avanço, sendo a variação total da geleira no intervalo de anos investigados de  $\pm 0,3\%$  de perda.



**Figura 6.11:** Variações nas frentes de gelo da geleira Arena.

A geleira Arena, apesar de ter períodos distintos de maior retração (1988-2006) e maior avanço (2006-2015), apresentou uma dinâmica de avanços e retração. As taxas de

variações dentro dos 4 períodos investigados comprovam que a geleira perdeu e ganhou área dentro de todos os intervalos (Fig 6.10), sendo que a taxa de recuo em 1988 ( $\pm 0,07 \text{ km}^2$ ) se assemelha à taxa de avanço em 2015 ( $\pm 0,06 \text{ km}^2$ ).



**Figura 6.12:** Avanços e retrações nas frentes de gelo da geleira Arena.

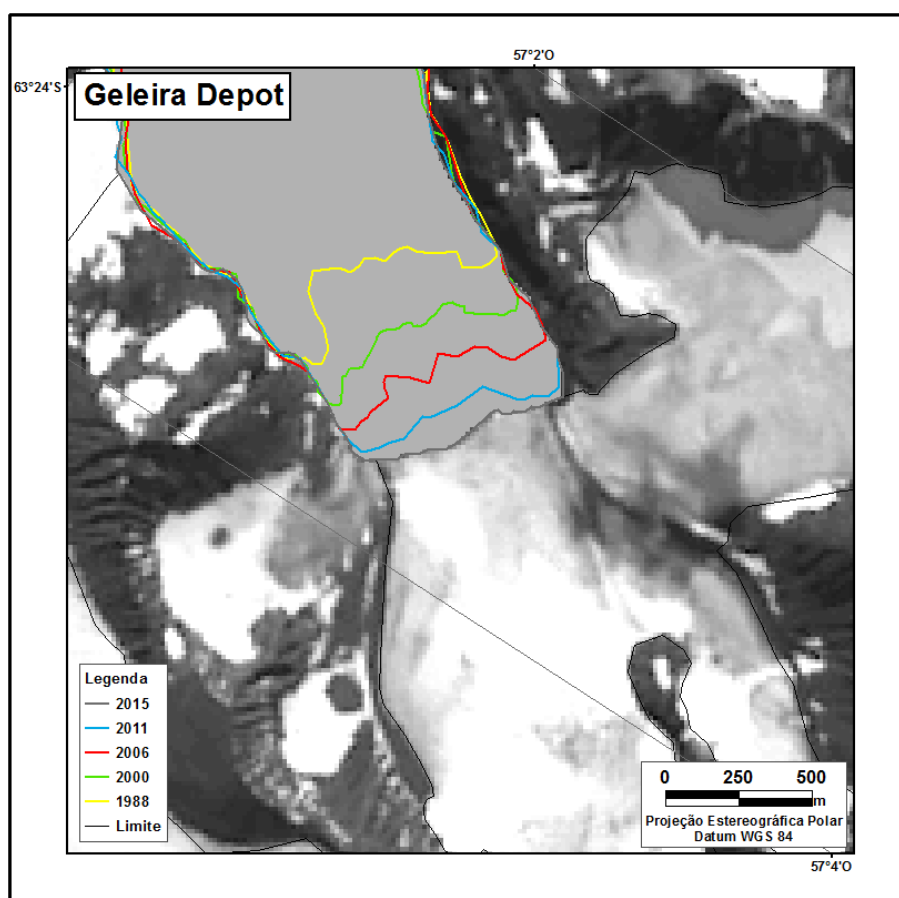
Este comportamento de avanço da geleira é diferente dos resultados obtidos até então, que a mostravam em regime de retração. Em estudo de 1961, Koerner cita a geleira Arena como a mais ativa da área e observa um recuo cerca de 130m entre 1955-1959. Este autor cita que a geleira nesse período avançava consideravelmente durante o inverno, para em seguida, perder massas de gelo durante os verões, através de desprendimentos. Outro estudo, de Cook *et al.* (2005) apontou retrações na geleira Arena de 229m, entre os anos 1954 e 2000.

### 6.2.1.1 Geleira Depot

A geleira Depot (Fig 6.11) apresentou um comportamento de recuo no período investigado, não tendo apresentado comportamento de avanço para os intervalos analisados. A geleira perdeu nos últimos 27 anos em torno de  $\pm 6,8\%$  de área, somente em suas frentes.

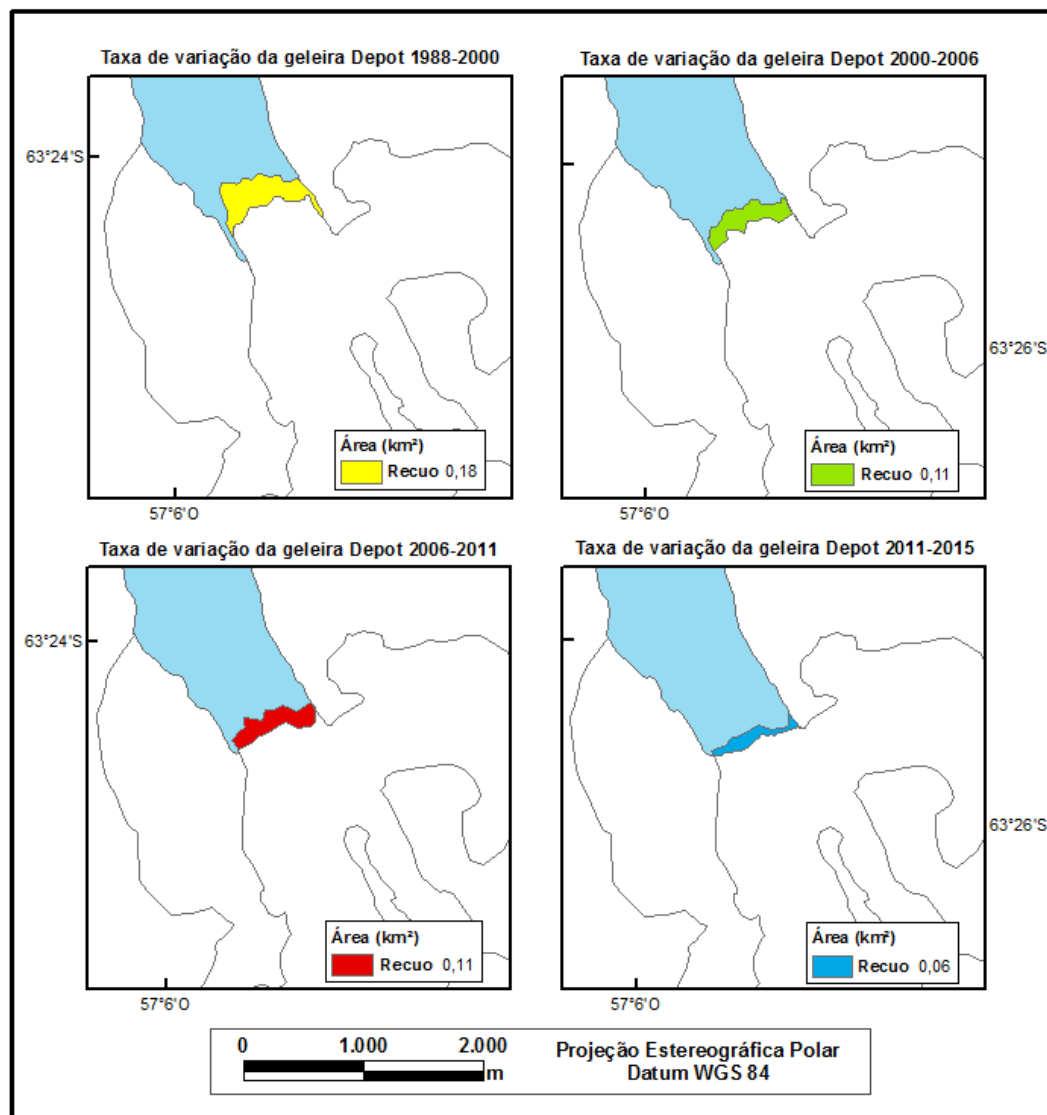
Os números para a retração ocorrida na geleira, em termos de área, apontam que ela retraiu de  $\pm 6,60 \text{ km}^2$  em 1988 para  $\pm 6,43 \text{ km}^2$  em 2000, passando para  $\pm 6,32 \text{ km}^2$  em 2006,  $\pm 6,21 \text{ km}^2$  em 2011 e  $\pm 6,15 \text{ km}^2$  em 2015. Os intervalos de retração da geleira são de  $\pm 2,58\%$  entre 1988-2000,  $\pm 1,71\%$  no período de 2000-2006,  $\pm 1,74\%$  em 2006-2011 e  $\pm 0,97\%$  entre 2011-2015.

Ao comparar intervalos de tempo equivalentes, verifica-se que a retração ocorrida entre 1988 a 2000, onde a área retraiu  $\pm 0,17 \text{ km}^2$  ( $\pm 2,6\%$ ), é idêntica a retração ocorrida entre o período 2006-2015,  $\pm 0,17 \text{ km}^2$  ( $\pm 2,7\%$ ), e semelhante a retração no período de 2000 a 2011, onde o recuo foi de  $\pm 0,22 \text{ km}^2$  ( $\pm 3,4\%$ ), esses dados apresentam as tendências de retração para essa geleira dentro dessas escalas de décadas.



**Figura 6.13:** Variações nas frentes de gelo da geleira Depot.

Das 3 geleiras da área, a geleira Depot foi a única geleira que não apresentou nenhum tipo de avanço em suas frentes de gelo dentro dos intervalos estudados, tendo mostrado comportamento apenas de retração (Fig 6.12). Estima-se que a geleira tenha perdido, em média,  $\pm 600\text{m}$  em sua frente de gelo, no período entre 1988 e 2015.



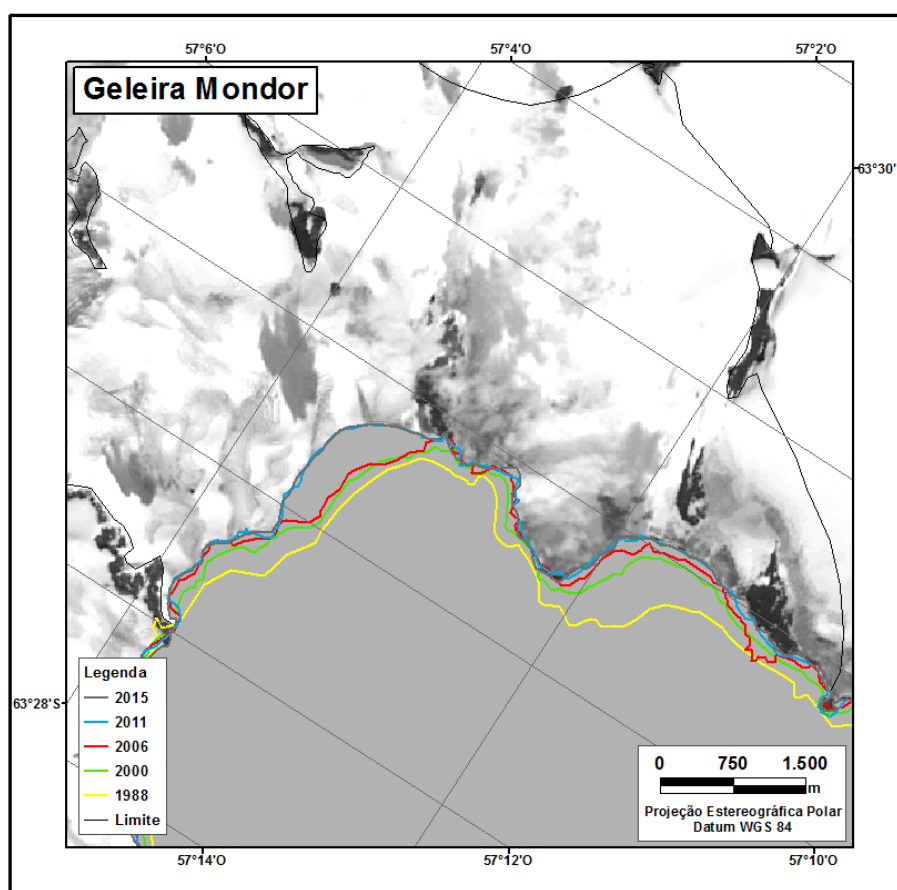
**Figura 6.14:** Retrações nas frentes de gelo da geleira Depot.

Estudos anteriores para esta geleira, como o de Koerner (1961) mostram que houve uma mudança muito pequena nessa geleira entre 1903 e 1945. O autor considera que nesse período a geleira encontrava-se perto do equilíbrio, já entre os anos 1945 e 1960 houve uma retração de 75-90 m ( $\pm 10$  m). Cook *et al.* (2005) em estudo sobre as geleiras de maré de toda a Península Antártica, apontou retrações na geleira Depot entre os anos 1954 e 2000, encontrando retrações de  $\pm 479\text{m}$ .

### 6.2.1.1 Geleira Mondor

Na Geleira Mondor (Fig 6.13) o comportamento de retração foi consideravelmente mais expressivo quando comparado ao comportamento de avanço, tendo como resultado uma diminuição da geleira de  $\pm 3,22 \text{ km}^2$  entre os anos de 1988 a 2015, esse valor representa uma diminuição de  $\pm 7\%$  de sua área em 1988.

Dentro dos intervalos de anos analisados, a área da geleira que em 1988 era de  $\pm 46 \text{ km}^2$  recuou para  $\pm 44,36 \text{ km}^2$  em 2000,  $\pm 43,78 \text{ km}^2$  em 2006,  $\pm 42,81 \text{ km}^2$  em 2011 e  $\pm 42,78 \text{ km}^2$  em 2015, isso representa recuos de  $\pm 3,6\%$ ,  $\pm 1,3\%$ ,  $\pm 2,2\%$ ,  $\pm 0,1\%$ , nos intervalos 1988-2000, 2000-2006, 2006-2011 e 2011-2015, respectivamente.

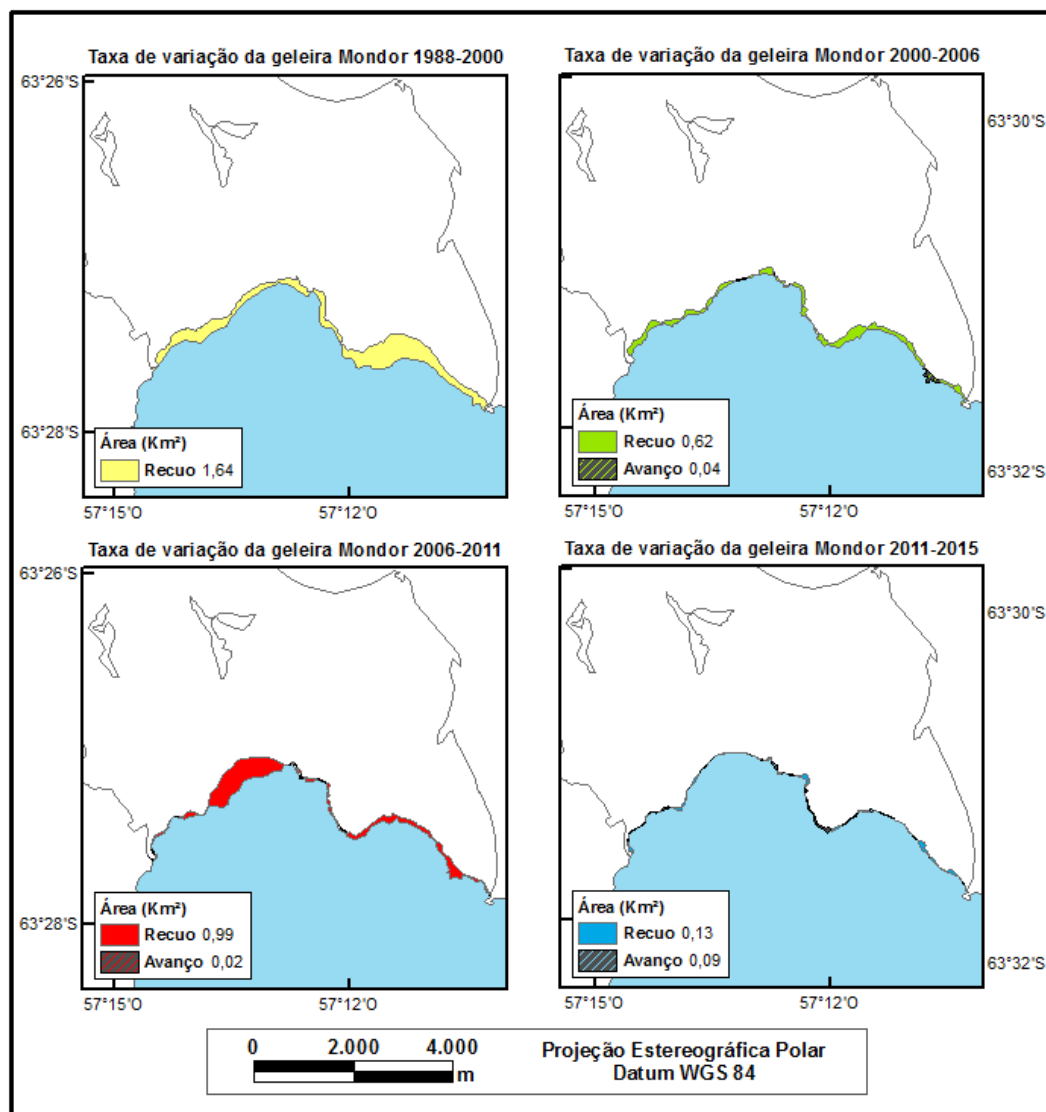


**Figura 6.15:** Variações nas frentes de gelo da geleira Mondor.

Apesar de apresentar altas taxas de retração, a geleira ao longo dos anos, no período de verão, apresentou algumas taxas de avanço (Fig 6.14), sendo o período entre 1988-2000 o único a apresentar somente taxas de recuo sem a presença de avanço da geleira.

Nos outros intervalos a geleira começou a apresentar alguns avanços. No período entre 2000-2011 as taxas de avanços ainda se apresentaram bastante inferiores quando comparados

às taxas de recuo do mesmo período, sendo somente no período entre 2011-2015 encontradas taxas de retração e avanço mais próximas, obtendo-se  $\pm 0,12$  km<sup>2</sup> de recuo e  $\pm 0,09$  km<sup>2</sup> de avanço, o que causou uma desaceleração na taxa em que a geleira vinha retraindo.



**Figura 6.16:** Avanços e retrações nas frentes de gelo da geleira Mondor.

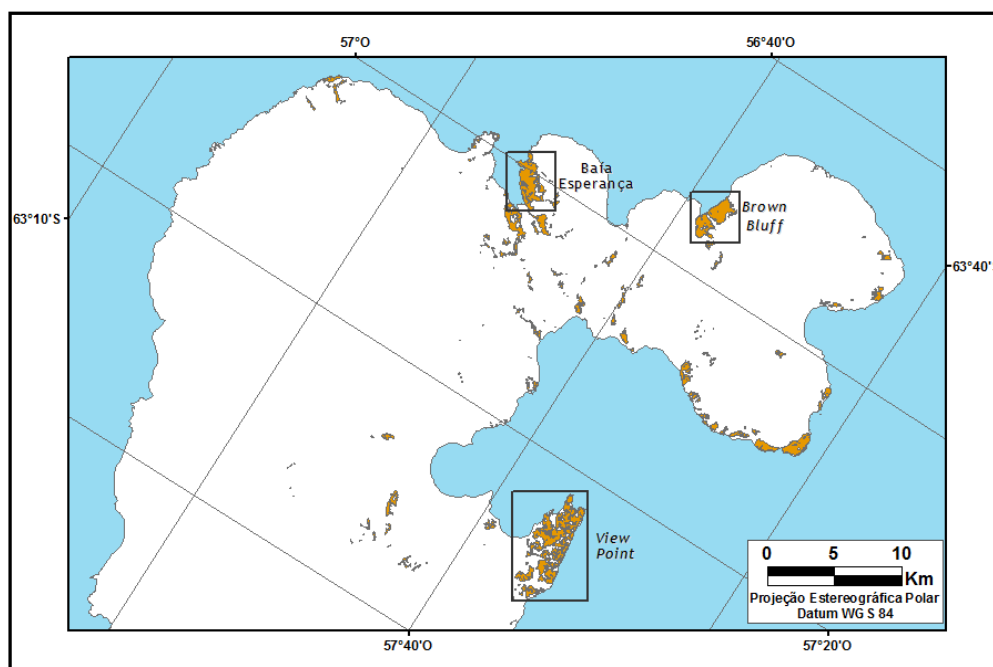
A geleira Mondor, em estudos anteriores, já tinha apresentado uma taxa de recuo expressiva, Cook *et al.* (2005), apontaram retrações nas suas frentes entre os anos 1946 e 2000 de 666m. Através da mesma metodologia, as taxas encontradas para a geleira nesse estudo foram de  $\pm 400$ m para o período de 1988-2015.



### 6.3 Variações das áreas livres de gelo

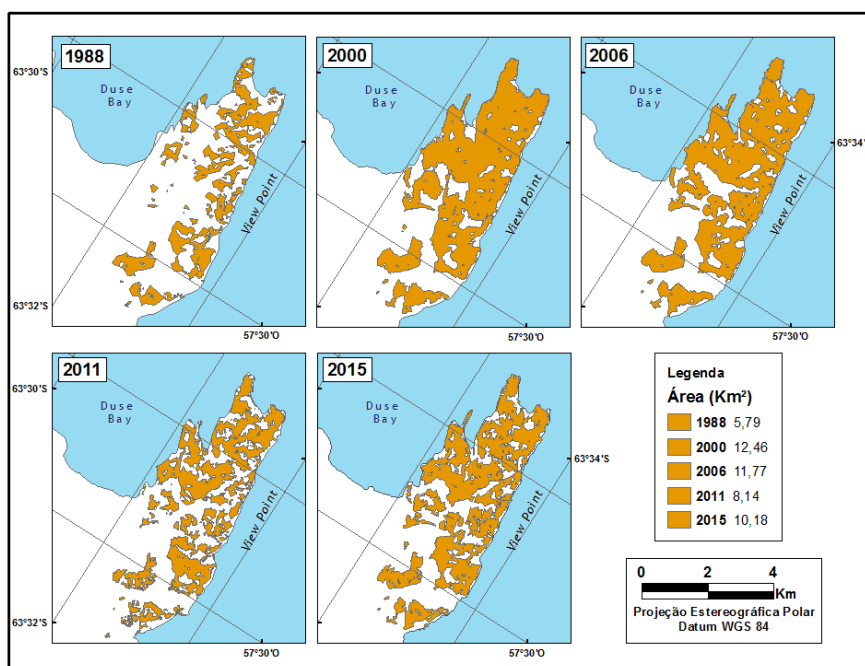
A área livre de gelo da área de estudo (Fig 6.15) no ano de 1988 era de  $\pm 15,91 \text{ km}^2$ , enquanto no ano de 2000 ela já representava  $\pm 37,54 \text{ km}^2$ , em 2006 a área livre de gelo atingiu o valor de  $\pm 37,90 \text{ km}^2$ . Em 2011 a área oscilou, diminuindo para  $\pm 28,32 \text{ km}^2$ , essa diferença pode estar relacionada a presença de neve remanescente do inverno, ou produto de precipitações internas no(s) dia(s) que antecederam a obtenção da imagem, pois em 2015 os valores obtidos foram próximos aos de 2000 e 2006, com a área livre de gelo de  $\pm 34,09 \text{ km}^2$ . Com base nestes valores, constata-se que ao longo dos últimos 27 anos a área livre de gelo aumentou em  $\pm 114\%$  na ponta da península Trinity em relação a sua área de gelo em 1988.

Ao analisar detalhadamente as três áreas com as maiores presenças de rocha exposta, encontrou-se taxas de variação semelhantes em *View Point* e *Brown Bluff*, enquanto que as taxas de mudança na baía Esperança foram relativamente menores.



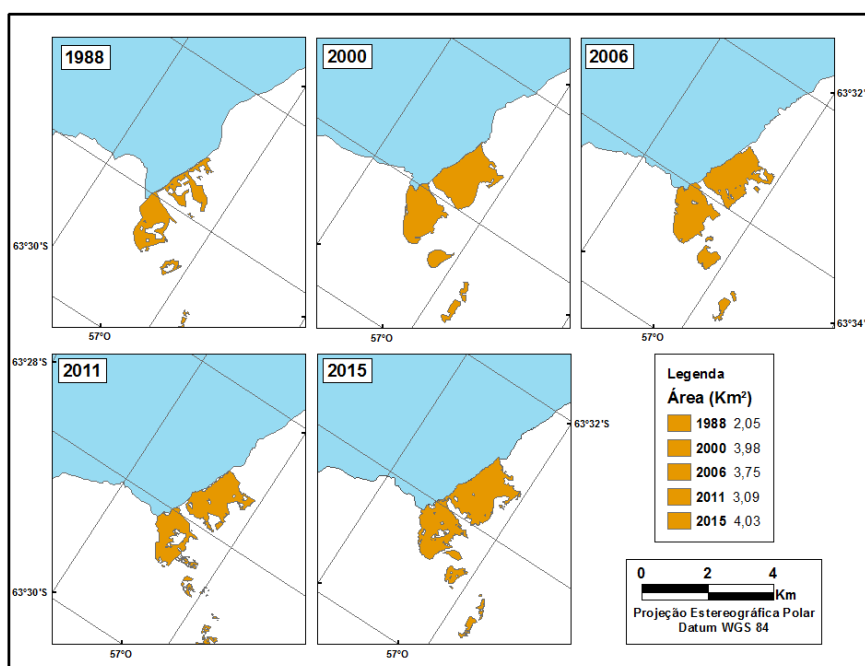
**Figura 6.17:** Variações nas áreas livres de gelo na área de estudo.

*View Point* (Fig 6.16) é a maior área com a presença de solo exposto. No local a área livre de gelo que em 1988 representava  $\pm 5,79 \text{ km}^2$  passou para  $\pm 12,46 \text{ km}^2$  em 2000, mais que dobrando sua extensão em um período de 12 anos. No ano de 2006 a área livre de gelo obteve números similares, variando para  $\pm 11,77 \text{ km}^2$ . A exemplo da totalidade, um decréscimo foi encontrado em 2011, onde ela diminuiu em  $\pm 3,63 \text{ km}^2$  (31%), se estabelecendo em  $\pm 8,14 \text{ km}^2$ , para logo atingir números maiores em 2015, onde chegou a  $\pm 10,17 \text{ km}^2$ .



**Figura 6. 18:** Variações nas áreas livres de gelo em View Point.

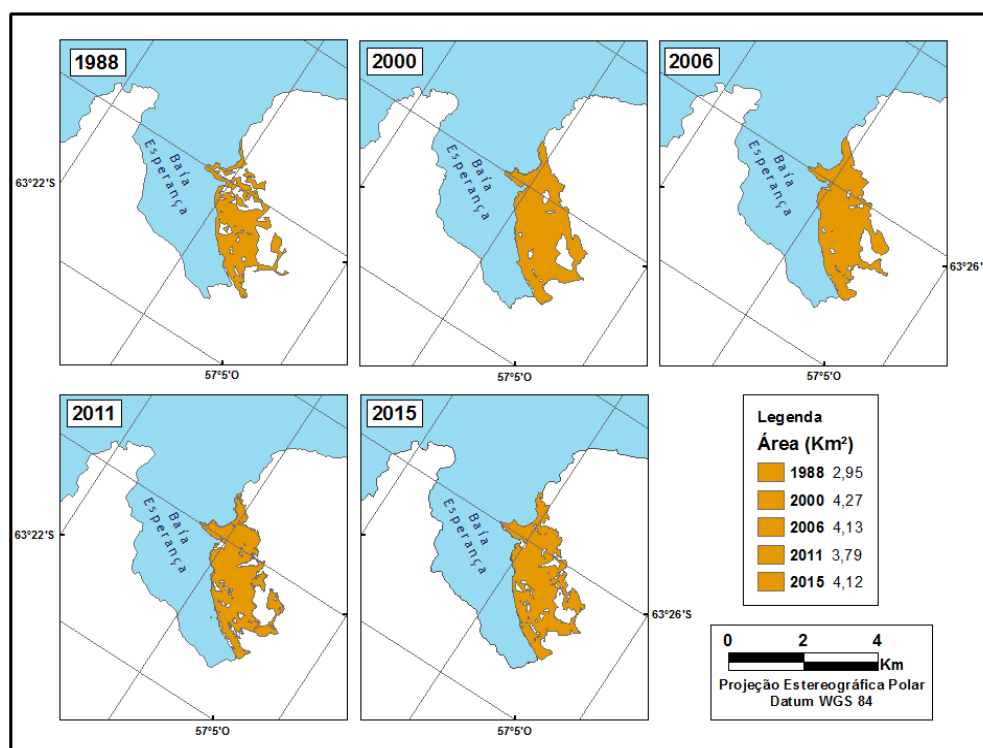
Na área livre de gelo em *Brown Bluff* (Fig 6.17), um comportamento similar de variação ao longo dos anos foi encontrado, a área em 1988 era de  $\pm 2,04$  km<sup>2</sup> e, semelhante a *View Point*, praticamente dobrou de tamanho em 2000, atingindo  $\pm 3,98$  km<sup>2</sup> e variando para  $\pm 3,74$  em 2006. Em 2011 a área livre de gelo diminuiu para  $\pm 3,08$  km<sup>2</sup>, um decréscimo de 18%, e aumentou em 2015, atingindo  $\pm 4,02$  km<sup>2</sup>.



**Figura 6.19:** Variações nas áreas livres de gelo em Brown Bluff.

No total, as áreas livres de gelo de *View Point* e *Brown Bluff* aumentaram em  $\pm 75\%$  e  $\pm 97\%$ , respectivamente, seus tamanhos em relação a 1988.

Já na área livre de gelo na baía Esperança (Fig 6.18), as de taxas variação foram menos expressivas que as obtidas em *View Point* e *Brown Bluff*. No local, a área livre de gelo em 1988 era de  $\pm 2,95$  km<sup>2</sup>, e semelhante a *View Point*, a área aumentou no ano de 2000, passando a  $\pm 4,27$  km<sup>2</sup> e teve uma pequena variação em 2006, ficando com  $\pm 4,13$  km<sup>2</sup>. Uma leve diminuição foi encontrada em 2011 ficando em  $\pm 3,79$  km<sup>2</sup>, para aumentar em 2015, ficando com  $\pm 4,12$  km<sup>2</sup>, dessa forma a área livre de gelo da baía Esperança aumentou em  $\pm 39\%$  de seu tamanho em 1988.



**Figura 6.20:** Variações nas áreas livres de gelo na baía Esperança.

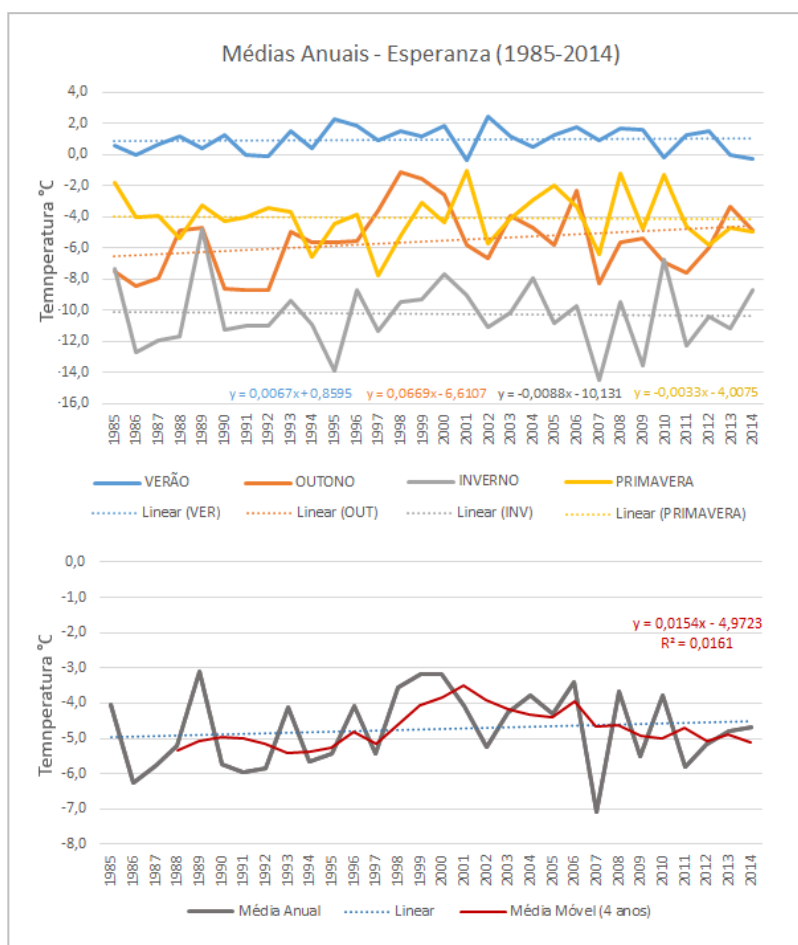
#### 6.4 Variações de temperatura da região

As médias de temperatura mensais do ar registradas nos últimos 30 anos na Base Esperanza apresentam tendências diferentes de mudanças na temperatura do ar em função das estações climáticas (Fig 6.19).

O período do outono antártico (março-maio) tem sido caracterizado por uma diminuição significativa na temperatura durante as décadas mais recentes, com a exceção da Península Antártica e algumas estações costeiras onde a temperatura aumentou (KEJNA,

2003). Os dados de Esperanza mostram uma elevação da temperatura para o período de  $0,67^{\circ}\text{C}/10$  anos, essa elevação faz com que a temperatura do outono se aproxime das tendências de temperatura para a primavera.

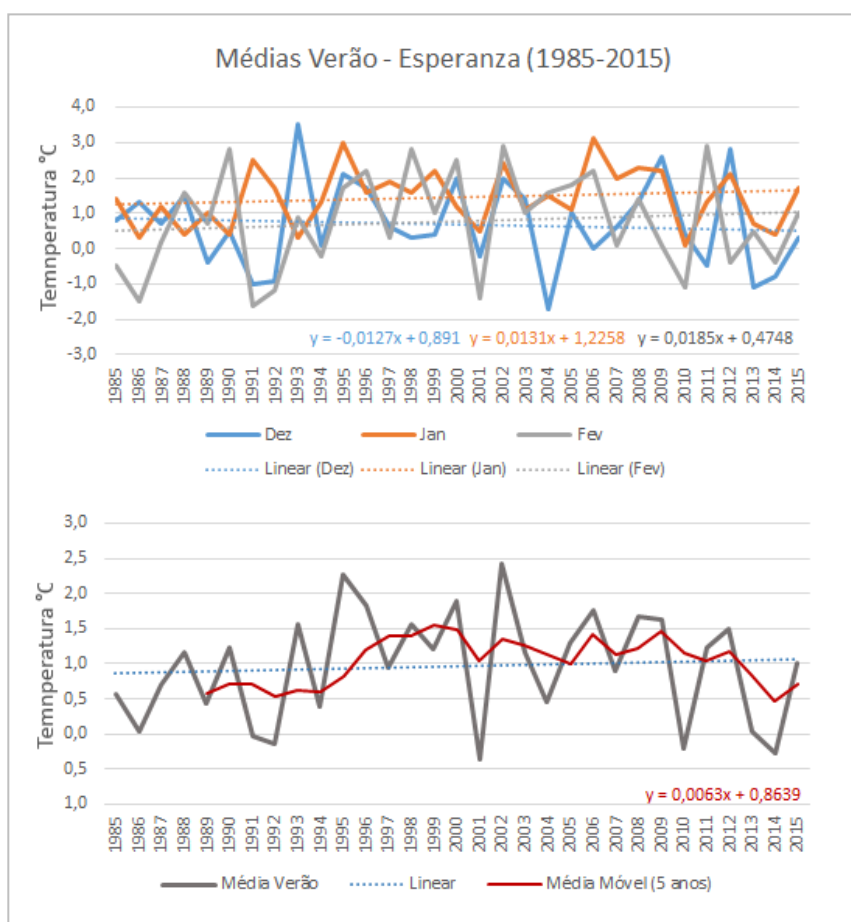
Já durante o período do inverno antártico (junho-agosto) a temperatura apresentou uma leve diminuição, de  $-0,09^{\circ}\text{C}/10$  anos em Esperanza, diferente do que tem sido apontado em estudos de tendência mais amplos para a área (Turner *et al.*, 2005), que geralmente apontam elevações de temperatura do ar na PA para o período do inverno.



**Figura 6.21:** Variações das temperaturas anuais na base Esperanza.

A estação da primavera da Península Antártica é caracterizada por não apresentar muitas mudanças na tendência de temperatura (KEJNA, 2003), sendo que as poucas mudanças são de pequenos decréscimos de temperatura, como os já encontrados por Kejna em Esperanza, de  $-0,04^{\circ}\text{C}/10$  anos durante o período de 1956-2000, para o intervalo 1985-2015 desse estudo ocorre uma diminuição semelhante da temperatura de  $-0,03^{\circ}\text{C}/10$  anos, com a linha de tendência se estabelecendo na faixa de  $-4^{\circ}\text{C}$ .

No período das imagens de satélite, o verão antártico (dezembro-fevereiro), onde as temperaturas na PA são frequentemente acima dos 0°C (BARRAND *et al.*, 2013), observou-se temperaturas médias na faixa de -0,5 a 2°C para a área (Fig 6.20). No mês de dezembro observou-se uma diminuição da temperatura do ar de -0,13°C/10 anos, com médias de temperatura na faixa dos -1 a 3°C. Os aumentos apresentaram-se para janeiro e fevereiro, sendo janeiro o mês que apresentou aumento mais alto de temperatura, de 0,18°C/10 anos, onde a temperatura chegou a aproximar-se dos 2°C nos últimos anos, já no mês de fevereiro o aumento foi um pouco menor, de 0,13°C/10 anos, com médias de temperaturas entre -2 a 3°C.



**Figura 6.22:** Variações das temperaturas de verão na base Esperanza.

Assim, na média dos três meses nota-se um leve aumento da temperatura de 0,06°C/10 anos, em outros estudos, como o de Kejna, 2003, para Esperanza foram encontrados aumentos de 0,35°C/10 anos para o período de 1956-2000.

Diferentemente do que aponta a maioria dos trabalhos sobre a Península Antártica, onde geralmente encontra-se um aumento da temperatura do ar em cada estação do ano, nessa investigação do extremo norte da PA nos últimos 30 anos verificou-se um maior aumento nas

temperaturas do outono e um menor aumento nas temperaturas de verão. Já as diminuições foram de pequenos decréscimos nos períodos da primavera e inverno.

Ao analisar os dados dentro de períodos primavera-verão e outono-inverno, percebe-se que, como já apresentado em outros trabalhos (Turner *et al.*, 2005; Vaughan *et al.*, 2001), as maiores mudanças de temperatura ocorreram na estação outono-inverno, em que na região da Península Antártica a temperatura aumentou, e onde já foi apontada por Stark, 1994 uma intensificação especial de aquecimento com tendência 2,5 vezes maior do que no verão (STARK, 1994).

A média móvel anual para o período, com intervalo de 5 anos, demonstra um aumento de temperatura entre os anos de 1998-2003, e em seguida uma oscilação e um decréscimo da temperatura, aproximando-se nos últimos anos das temperaturas do início da década de 90. Já a média móvel do período do verão apresenta período de aumento de temperatura a partir da metade da década de 90, oscilando de 2000 a 2012 e apresentando uma diminuição a partir deste ponto. Nas duas médias móveis percebe-se um aumento e diminuição, sendo que o período do verão apresentou um período de aumento mais abrangente.

Devido ao fato deste conjunto de dados de 30 anos não apresentarem valores tão expressivos como os encontrados em outros estudos ou um padrão claro de comportamento, foi realizada uma nova investigação de tendência de temperatura, utilizando um intervalo maior de dados com a investigação de um período de 50 anos (Fig. 6.21).

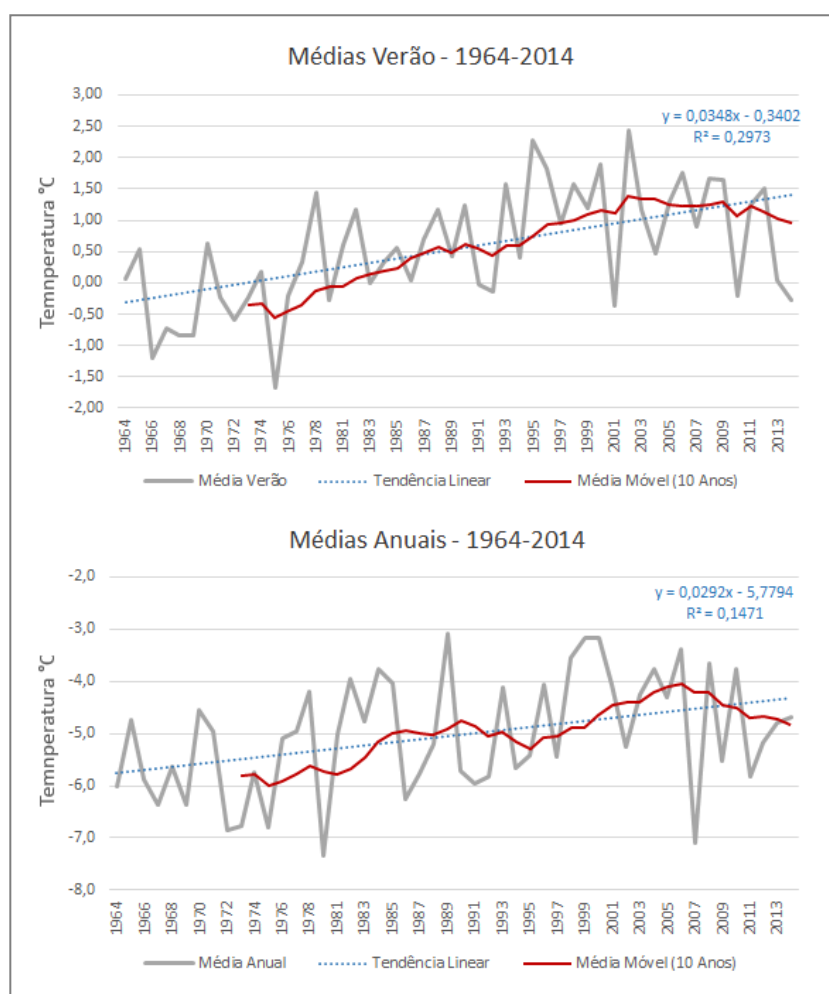
Essa adição de mais 20 anos de dados gerou gráficos mais representativos, com linhas de tendência e médias móveis apresentando um padrão de aumento das temperaturas mais claro, obtêm-se também nessa série uma maior fidelidade das linhas de tendência quando comparadas aos dados reais, com correspondência de 29% e 14%.

Para as médias móveis, com intervalo de 10 anos, percebe-se padrões mais claros de aumento e diminuição das temperaturas, no período de verão percebe-se um aumento com pequenas oscilações, porém de forma geral verifica-se um aumento contínuo até 2002, a partir desse período a temperatura se estabiliza e diminui suavemente.

Para o período anual, a série de 50 anos traz períodos mais claros de aumento, que começa no início década de 80 estendendo-se até o início da década de 90. Deste período até 2000 a temperatura diminui, aumentando novamente até 2010, e diminuindo na sequência. Esses períodos alternando frios e quentes, foram documentados por King (1994), que apontou que a década de 1950 era relativamente fria, seguido por condições relativamente quentes no início década de 1970 e de condições de frio durante 1975 e 1982, com temperaturas relativamente elevadas nos anos seguintes, afirmando que o grau de variabilidade na

temperatura do ar interanual sobre a Península Antártica (com maior variabilidade em junho e setembro) é maior do que em áreas vizinhas.

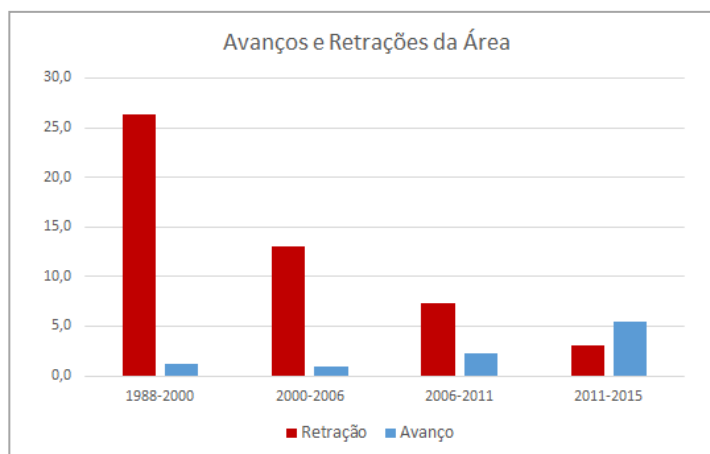
As médias de temperatura apresentam aumentos de  $0,35^{\circ}\text{C}/10$  anos para o período do verão, e  $0,29^{\circ}\text{C}/10$  anos para o ano todo, números condizentes com outros estudos, como o de Kenja (2005), que encontrou tendências de  $0,42^{\circ}\text{C}/10$  anos entre 1958-2000 para Esperanza.



**Figura 6.23:** Variações das temperaturas para 50 anos na base Esperanza.

### 6.5. Relação das variações das áreas glaciais, áreas livres de gelo e mudanças climáticas

Os resultados encontrados apresentam taxas de retração significativamente maiores que as de expansão para a área no período de 1988 a 2015, sendo que os valores obtidos para a retração da área foram de  $\pm 50 \text{ km}^2$ , enquanto os avanços foram de  $\pm 10 \text{ km}^2$ . A Figura 6.22 traz a representação das retrações e avanços entrados dentro de cada intervalo das imagens.

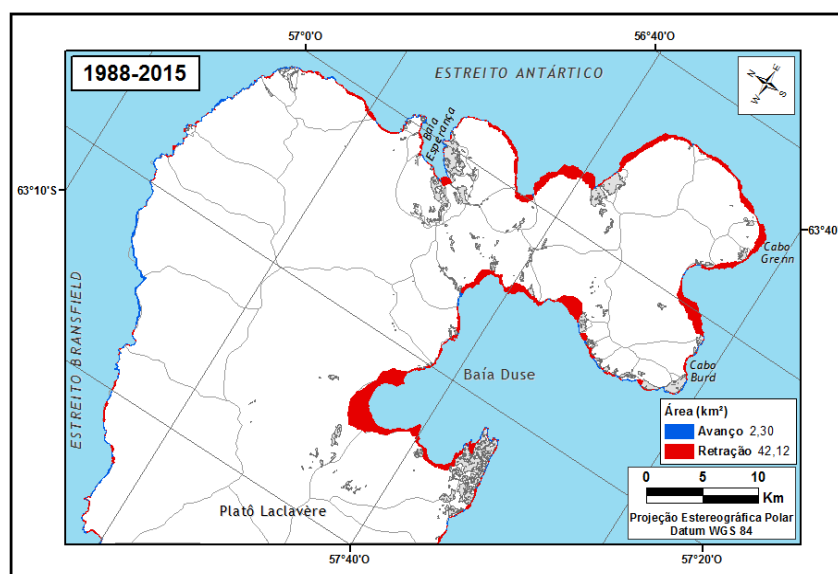


**Figura 6.24:** Avanços e retrações de área glacial no extremo norte da península Trinity

Percebe-se que 1988-2006 foi o período de maior taxa de recuo de frente das geleiras do norte da Península Antártica, sendo que esse período de quase 20 anos representou aproximadamente 80% da retração ocorrida. Já o período 2006-2015 foi responsável por aproximadamente 75% dos avanços encontrados.

Os valores apresentados mostram uma tendência geral de recessão das geleiras no norte da Península Antártica, sendo que os resultados confirmam tendências relatadas em estudos anteriores em áreas no entorno de Hope Bay, como nas ilhas Shetland do Sul (Simões *et al.*, 1999) e na ilha James Ross (Skvarca *et al.*, 1995).

Observa-se também que, apesar de a área como um todo apresentar taxas altas de recuo, taxas de avanço também foram observadas, principalmente na porção norte/noroeste da área, que permaneceu praticamente inalterada (Fig. 6.23).



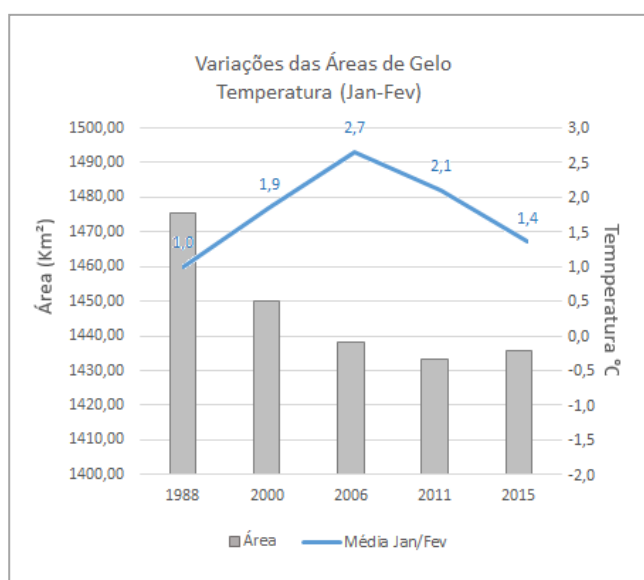
**Figura 6.25:** Espacialidade das mudanças no extremo norte da península Trinity entre 1988 e 2015



Essas geleiras, expostas ao Estreito Bransfield, apresentam recessões e avanços menores nas suas frentes do que as geleiras a sul/sudeste expostas ao setor do Mar de Weddell. Na Península Antártica um padrão diferente de comportamento já vem sendo apontado por outros autores, que encontraram mudanças relativas maiores nas geleiras da costa leste do que aquelas a oeste, como Cook *et al.*, (2005) em estudo de 244 geleiras da PA encontraram 32 avançando, todas da costa oeste, e Rau *et al.*, 2004, cujas observações sugerem uma estabilidade dinâmica relativa nos sistemas glaciais deste setor.

Dentro da mesma área se encontram geleiras retraindo e avançando, porém, vários estudos (Cook *et al.*, 2005), apontam taxas de avanço consideravelmente menores em relação as de recuo. Neste trabalho isto se aplica para o período 1988-2011 como apontam os resultados, no período 2011-2015 percebe-se uma estabilidade maior da área, com taxas de avanço levemente maiores. Ainda, esse aumento pode ser explicado em função de neste período ter-se usado uma imagem do início do verão para a obtenção da área, em contraste das outras imagens, que foram obtidas no final do verão.

A Figura 6.24 traz a representação da área glacial obtida para cada ano das imagens de satélite e a média da temperatura do ar para os meses de janeiro e fevereiro, sendo que 90% das imagens foram obtidas dentro desses 2 meses.

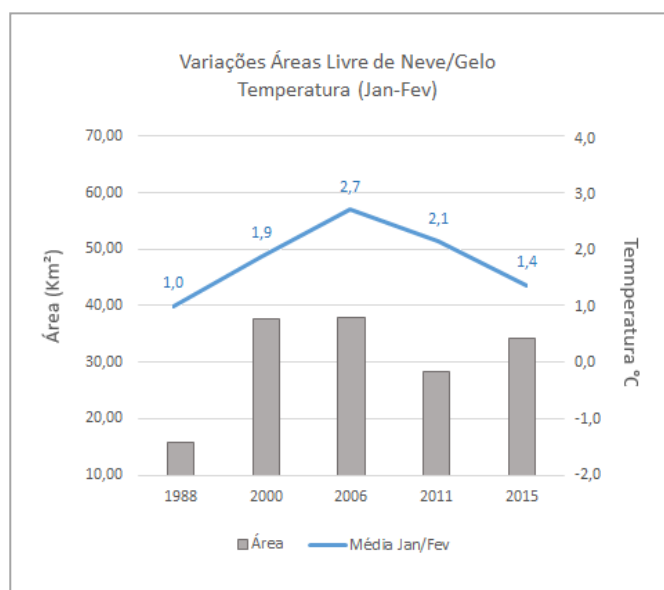


**Figura 6.26** Variações das áreas glaciais e a média de temperatura dos meses de janeiro e fevereiro

Percebe-se uma diminuição clara da área no período 1988-2006 em conjunto com um aumento expressivo das médias de temperatura, o ano de 2001 apresenta uma diminuição relativamente menor da área bem como uma leve diminuição de temperatura, já o ano de 2015

onde um avanço de área foi encontrado um avanço observa-se também uma diminuição maior na média da temperatura do ar. Porém, as geleiras que possuem suas frentes no mar estão sujeitas, além da temperatura atmosférica, à força oceanográfica e a topografia sub-glacial (VAN DER VEEN, 2002). Essas geleiras possuem uma dinâmica associada à ação marinha e apresentam respostas mais complexas às mudanças, e conseqüentemente, suas taxas de recuo podem não ser linearmente associadas às alterações climáticas de curto tempo em massas de gelo (PFEFFER, 2003). Assim, à medida que são influenciados por outros fatores externos, como o aquecimento da superfície nos mares (MEREDITH & KING, 2005), padrões de circulação oceânica e aumento no acúmulo de precipitação e neve (TURNER *et al.*, 2005, THOMAS *et al.*, 2008), considera-se difícil isolar uma causa clara do recuo.

Quanto às áreas livres de gelo da área da área de estudo, em 1988 estas representavam 1,08% do total da área, passando para 2,59%, 2,64%, 1,98%, e 2,37% em 2000, 2006, 2011 e 2015, respectivamente.



**Figura 6.27** Variações das áreas livres de gelo e a média de temperatura dos meses de janeiro e fevereiro

Observa-se um aumento significativo dessas áreas após 1988, que apresenta a média menor de temperatura do intervalo, e um comportamento similar das áreas para 2000 e 2006, sendo o aumento de temperatura apontado relativamente maior. Já o ano de 2011 com uma variação muito maior da área livre de gelo apresenta apenas uma diminuição leve de temperatura. No ano de 2015 a área aumenta e volta a valores perto dos observados entre 2000-2006, porém a temperatura apresenta diminuição. Nesse gráfico das áreas livres de neve e gelo, ao contrário do gráfico das frentes das geleiras, as variações das áreas e as médias de temperaturas não apresentam um padrão.

## 7. CONCLUSÃO

Utilizando-se dos dados do satélite Landsat foi possível a obtenção das linhas de frente das geleiras para os 5 anos investigados, bem como para as áreas livres de neve e gelo entre 1988 e 2015. Foi possível criar um mapa temático, cuja posterior transformação em vetores facilitou o processo de obtenção das frentes de gelo. Através do modelo digital de elevação foi possível verificar as bacias e a rede de drenagem da área, posteriormente optou-se por utilizar a delimitação já disponibilizada pelo ADD, consideravelmente difundida.

A classificação-supervisionada das áreas livres de neve e gelo de toda a área mostrou-se mais complexa principalmente em função da cobertura de nuvens, porém os mapas temáticos obtidos facilitaram a delimitação automática dessas áreas.

Através da delimitação e vetorização das imagens foi possível verificar as mudanças ocorridas na área e apontar uma diminuição na área glacial de 39,8 km<sup>2</sup> durante o período entre 1988 e 2015, o que representa uma retração de 2,7% das frentes de gelo da área. Ainda, foi possível apontar um aumento nas áreas livres de gelo de 114% entre 1988 e 2015, com ganho de área livre de gelo de 18,2 km<sup>2</sup>.

A verificação dos dados de temperatura para a área auxiliou na discussão dos resultados das geleiras e áreas livres de gelo, verificou-se que os aumentos nas temperaturas médias dos meses do verão dos anos das imagens se assemelham com as diminuições das áreas de gelo, e a diminuição de temperatura apontada entre 2011-2015 vem em conjunto com um aumento de área no intervalo. Seria, porém, interessante a obtenção de dados diários de temperatura, podendo verificar a quantidade de dias com temperaturas acima de 0°C dentro do período do verão.

Os resultados para o período 1988-2015 apontam para redução considerável das frentes das geleiras e aumento das áreas livres de gelo e neve. Considera-se, dessa forma, que a retração apontada na área seja o provável resultado de uma combinação de fatores, possivelmente do aquecimento atmosférico, da intensificação do derretimento do gelo, da elevação da temperatura das águas do oceano e da diminuição da espessura e duração do gelo marinho.

## REFERÊNCIAS

ADD. **SCAR Antarctic Digital Database**. Version 6.0. In: <http://www.add.scar.org/>. 2013

AHLERT, S. **Variações morfológicas do campo de Gelo da Ilha Brabant, Antártica**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto. Porto Alegre, BR-RS. 2005.

AHLERT, S.; ARIGONY NETO, J.; SIMÕES, J. C. **Monitoramento da calota de gelo da ilha Nelson, Shetlands do Sul**. In: Programa e Resumos do X Seminário sobre Pesquisa Antártica, 2002, São Paulo, SP. Anais. São Paulo, p. 23. 2002

AMBINAKUDIGE, S. e JOSHI, K. Remote Sensing of Cryosphere In: ESCALANTE-RAMIREZ, Boris. (Org.). **Remote sensing - Applications**. Rijeka: INTECH, p. 369-380. 2012.

BAMBER, J. L. e KWOK, R. Remote-sensing techniques. In: Bamber, J.L. & Payne, A. J. (Ed.). 2004. **Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 59-113. 2004.

BARRAND, N.E.; Vaughan, D.G.; Steiner, N.; Kuipers Munneke, P.; van den Broeke, M.R.; Tedesco, M.; Hosking, J.S. **Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modeling**. Journal of geophysical research. Earth surface, volume 118, p. 1-16. 2013

BARRETT, B.; NICHOLLS, K. W.; MURRAY, T.; SMITH, A. M.; VAUGHAN, D. G. **Rapid recent warming on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from borehole thermometry**. Geophysical Research Letters, v. 36 (2), p. 12-22. 2009.

BINDSCHADLER *et al.*, R. **Glaciological applications with Landsat-7 imagery: early assessments**. Remote sensing of environment, v. 78, n. 1, p. 163-179. 2001.

BOCKHEIM, J. G.; HALL, K. **Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica**. In: Periglacial Research. South African Journal of Science. n 98, p. 82-90. 2002.

BREMER, U. F. **Morfologia e bacias de drenagem da cobertura de gelo da Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto. Porto Alegre, BR-RS. 1998.

CAMPBELL, J.B. **Introduction to Remote Sensing**. 4ª Edição. Taylor & Francis, London. 2006

COOK, A.J.; Vaughan, D.G.; Luckman, A.J.; Murray, T. **A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s**. *Antarctic Science*, 26 (06). 614-624. 2014

COOK, A. J., Murray, T., Luckman, A., Vaughan, D.G. and Barrand, N.E. **Antarctic Peninsula 100m Digital Elevation Model Derived from ASTER GDEM**. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Disponível para download em: <http://nsidc.org/data/nsidc-0516.html>. 2012

COOK, A. J., Murray, T., Luckman, A., Vaughan, D.G. and Barrand, N.E. . **A new 100m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment**. *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 129–142, doi:10.5194/essd-4-129-2012.

COOK, A. J., Fox, A.J., Vaughan, D.G. and Ferrigno, J.G. **Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century**. *Science*, 308, 541–545. 2005

CRANE, R. G. & ANDERSON, M. R. **Satellite discrimination of snow/cloud surfaces**. *Int.1. Remote Sens.* 5:213-223. 1984

CUFFEY, K. M. e PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers**. Oxford, Elsevier Science, 4ª edição, p. 740. 2010.

DAVIES, B.J., Carrivick, J.L., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., & Smellie, J.S., 2012. **Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009**. *The Cryosphere* 6, 1031-1048. 2012

DEL VALLE, R.A., MORELLI, J.R. & RINALDI, C.A. **Geology of new localities on Tabarin Peninsula, northern Antarctic Peninsula**. *Antarctic Science* 13(3): 323-328. 2001

DOZIER, J.; SCHNEIDER, S. R.; MCGINNIS, D. F. Jr. **Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow**. *Water Resources Research*, v. 17, n.4, p. 1213-1221. 1981.

DOZIER, J. **Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper**. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* GE- 22:323-328. 1984

FERRIGNO, J.G., Cook, A.J., Foley, K.M., Williams, R.S, Jr., Swithinbank, C., Fox, A.J., Thomson, J.W. and Sievers, J. (2006). **Coastal-change and glaciological map of the Trinity Peninsula and South Shetlands area, Antarctica: 1843-2002**: U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series Map I-2600-A, 1 sheet, scale 1:1,000,000, with pamphlet.

FERRON, F. A.; SIMÕES, J. C.; AQUINO, F. E.; SETZER, A. W. **Air temperature time series for King George Island, Antarctica**. Pesquisa Antártica Brasileira, n. 4, p. 155-169. 2004.

HARANGOZO S., COLWELL S. AND KING J. **Interannual and long-term air temperature variability in the Southern Antarctic Peninsula from a reconstructed record for eastern Alexander Island**. In: Sixth Conference on Climate Variations, Nashville. Preprints volume Boston: American Meteorological Society, p. 250–251. 1994

HOLDGATE, M. W. **Terrestrial ecology in the maritime Antarctic**. (In Carrick, R., and others, ed. Biologie antarctique. Paris, 2-8 septembre [1962. Comptes-reldus. [Edited by R. Carrick, M. W. Holdgate, J. Prevost.] Paris, Hermann, p. 181- 94. 1964

HAEBERLI, W. **Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring**. Into the second century of world glacier monitoring: prospects and strategies. UNESCO, Paris, 56: p. 35–51. 1998

IPCC. **Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 688. 2014

IPCC. **Climate Change 2014: Synthesis Report**. 2014

IPCC. **Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2013

IPCC. **Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2007

JEZEK, K. **Airborne and Space-borne Remote Sensing of Cryosphere**. Earth System Monitoring, by Orcutt, John, ISBN 978-1-4614-5683-4. Springer Science Business Media New York, p. 701. 2013

KÄÄB, A.; HUGGEL, C.; PAUL, F.; WESSELS, R.; RAUP, B.; KIEFFER, H.; KARGEL, J. **Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications**. In: Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space. p. 43-53. 2002.

KEJNA, M. **Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958–2000**. Polish Polar Research, 24, 99–126. 2003

KEYS, R.G. **Cubic Convolution Interpolation for Digital Image Processing**. IEEE Transactions on Acoustics, Speech and Signal Processing, 29:6, 1153 – 1160. 1981

KING J.C. & HARANGOZO S.A. **Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes**. Ann Glaciol 27: 571–575. 1998

KING, J.C., COMISO, J.C. **The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula**. Geophys. Res. Lett. 30 (2), 1040. 12-1-12-4. 2003

KING, J. C.; TURNER, J. **Antarctic Meteorology and Climatology**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 409. 1997.

KING, J. C., TURNER, J., MARSHALL, G. J., CONNOLLEY, W.M., LACHLAN-COPE, T.A. **Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records**. Antarct. Res. Ser. 79, 17-30. 2003

LANDIS, J. R.; KOCH, G. G. **The measurement of observer agreement for categorical data**. *Biometrics*. v. 33, n. 1. 1977.

LILLESAND, T. M., KIEFER, R. W. **Remote Sensing and Image Interpretation**, John Wiley & Sons. 2000.

LIU, H., K. JEZEK, B. LI, AND Z. ZHAO. **Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2**. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. <http://dx.doi.org/10.5067/PXKC81A7WAXD>. 2001.

LIU, H., K.C. JEZEK, B. LI & Z. ZHAO. **RADARSAT Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2**. Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center. 2001

LIU, H., K.C. JEZEK & B. LI. **Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: a geographic information system based approach**. J. Geophys. Res., 104(B10), 23,199–23,213. 1999

MARSHALL, G. J., ORR, A., VAN LIPZIG, N.P.M. and KING, J.C. **The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures**. Journal of Climate, 19 [20], 5388-5404. 2006

MASLANIK, J.A; BARRY, R.G. **Remote sensing in Antarctica and the Southern Ocean: applications and developments**. Antarctic Science Vol. 2, No 2, p. 105-121, 1990

MATHER, P. **Computer Processing of Remotely-Sensed Images: An Introduction**. Wiley, Chichester. 2004.

MEIER, M. F. **Evaluation of ERTS imagery for mapping and detection of changes in snowcover on land and on glaciers.** In: Symposium on significant results obtained from the earth resources technology satellite-1, NASA SP-327 (pp. 863–875). Washington, DC: NASA. 1973

MORAES NOVO, E. **Sensoriamento Remoto - Princípios e Aplicações.** 4ª Ed. Editora: Edgard Blucher. 2010

MORRIS, E. M. e VAUGHAN, D. G. **Spatial and Temporal Variation of Surface Temperature on the Antarctic Peninsula And The Limit of Viability of Ice Shelves,** in Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives (eds E. Domack, A. Levente, A. Burnet, R. Bindshadler, P. Convey and M. Kirby), American Geophysical Union, Washington, D. C. 2003

MULVANEY, R., ABRAM, N.J., GAGAN, M.K., HINDMARSH, R.C.A., ARROWSMITH, C. FLEET, L., TRIEST, J., SIME, L.C., ALEMANEY, O. e FOORD, S. **Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history.** Nature 489, 141-144. 2012

ØVSTEDAL, D.O.; LEWIS-SMITH, R.I. **Lichens of Antarctica and South Georgia: guide to their identification and ecology.** Cambridge: Cambridge University Press. 2001

PARKINSON, C.L. **Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-1999.** Annals of Glaciology, Vol. 34, Maryland-Estados Unidos, pp. 435– 440. 2002

PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers.** Oxford, Pergamon. Elsevier Science, 480p. 1994

PAUL *et al.*, F. **A new ESA project to map the world's glaciers and ice caps from space.** EARSeL eProceedings, v. 8, n. 1, p. 11-25. 2009.

PAUL, F; Huggel, C; Kääh, A; Kellenberger, T. **Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolution data sets.** EARSeL eProceedings, 2: p. 15-21. 2003.

PELLIKA, P.; REES, W.G. **Glacier parameters monitored using remote sensing.** In: PELLIKA, P.; REES, W.G. (eds.). Remote Sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers. Londres, CRC Press, p. 41–66. 2010

PEPPER J. **The meteorology of the Falkland Islands and dependencies 1944-1950.** Publ. Falkland Islands Depend. Survey, London, p. 249. 1954

PETSCH, C. **Sensoriamento remoto da calota de gelo da ilha Renaud – Antártica.** Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geografia. Porto Alegre, BR-RS. 2014.



RACOVITEANU, A. E., Williams, M. W., and Barry, R. G. **Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya.** *Sensors*, 8, p. 3355–3383. 2008.

RAUP, B. H., Andreassen, L. M., Bolch, T. and Bevan, S. **Remote sensing of glaciers, in Remote Sensing of the Cryosphere** (ed M. Tedesco), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. 2015.

RAUP, B.H., KÄÄB, A., KARGEL, J.S., BISHOP, M.P., HAMILTON, G., LEE, E., PAUL, F., RAU, F., SOLTESZ, D., KHALSA, S.J.S., BEEDLE, M. & HELM, C. **Remote Sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project.** *Computers and Geosciences* 33: p. 104–125. 2007

REES, W.G. **Remote sensing of snow and ice.** Taylor & Francis. 2003

RICHARDS, J. A.; JIA, X. **Remote sensing digital image analysis: an introduction.** Fourth Edition. New York: Springer Verlag, 431p. 2006.

SCAMBOS T.A., HULBE, C., FAHNESTOCK, M., BOHLANDERT, J. **The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula.** *Journal of Glaciology*, 46(154): p. 516-530. 2000

SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research). **Composite Gazetteer of Antarctica.** In: [https://www1.data.antarctica.gov.au/aadc/gaz/scar/display\\_name.cfm?gaz\\_id=132882](https://www1.data.antarctica.gov.au/aadc/gaz/scar/display_name.cfm?gaz_id=132882)  
Acessado em: Julho/2015

SCHOWENGERDT, R. A. **Remote sensing, models and methods for image processing.** 2. ed. San Diego: Academic Press. pp: 389-474. 1997

SKVARCA. P., RACK. W., ROTT, H. & IHARZIHAL & DONINGELO. T. **Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula.** *Ann. Glaciol.* 27. 628432. 1998

SLAYMAKER, O. KELLY, R.E.J. **The cryosphere and global environmental change.** Blackwell Publishing. 2007.

SIMÕES, J.C. **Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos.** *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4. p. 119-154. 2004.

TILBROOK, P. J. **Arthropod Ecology in the Maritime Antarctic**, in *Entomology of Antarctica* (ed J. L. Gressitt), American Geophysical Union, Washington, D. C. 1967

TURNER, J. et al. **Antarctic Climate Change and the Environment**. Cambridge, UK, Scientific Committee on Antarctic Research, p. 1-32. 2009.

TURNER, J., et al., **Antarctic climate change during the last 50 years**, *Int. J. Climatol.*, 25, 279-294. 2005.

VALOVCIN, F. R., **Snow/cloud discrimination**, Rep. AFGL-TR-76-0174, Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, MA. 1976.

VAUGHAN, D. G., **Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance**, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 38, 147-152. 2006.

VAUGHAN, D. G., et al., **A synthesis of remote sensing data on Wilkins Ice Shelf, Antarctica**, *Ann. Glaciol.*, 17, 211-218. 1993.

VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; KING, J. C.; MULVANEY, R. **Climate change - devil in the detail**. *Science*, 293, p. 1777-1779. 2001

VAUGHAN, D. G. et al. **Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula**. *Climatic Change*, 60, p. 243-274. 2003.

ZENG, Q., CAO, C.M., FENG, X., LIANG, F., CHEN, X., & SHENG, W. **Study on spectral reflection characteristics of snow, ice and water of northwest China**. In B. Goodison (Ed.), *Hydrological applications of remote sensing and remote data transmission* (pp. 451-462). IAHS Publication No. 145. 1984

ZHOU, C.; DONGCHENA, E.; WANG, Z.; SUN J. **Remote sensing application in Antarctic inland areas**. In: *The International Archives of the Photogrammetry, Beijing. Workshop...* 2008, vol. 27. 2008

WARREN, S. G. **Optical properties of snow**. *Reviews of Geophysics*. *Space Phys.*, vol. 20(1), p. 67-89. 1982.

WILLIAMS, R., HALL, D., SIGUROSSON, O., & CHIEN, Y. **Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-92**. *Ann. Glaciol.*, 24, 72-80. 1997.

WINTHER, J-G. **Landsat TM derived and in situ summer reflectance of glaciers in Svalbard**. *Polar Research* 12(1), 37-55. 1993.