

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

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

**Variações na velocidade de fluxo de geleiras de maré da
Península Antártica entre os períodos 1988-91 e 2000-03**

Aline Barbosa da Silva

Orientador:

Dr. Jorge Arigony Neto

Comissão Examinadora:

Dr. Cláudio Wilson Mendes Júnior

Dra. Rosemary Vieira

Rio Grande

2012

Aline Barbosa da Silva

**Variações na velocidade de fluxo de geleiras de maré da
Península Antártica entre os períodos 1988-91 e 2000-03**

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

Orientador:

Dr. Jorge Arigony Neto

Rio Grande
2012

*Dedico esta dissertação aos
meus Pais Cleide e Barbosa,
pois só cheguei onde
cheguei com o amor
e apoio deles!*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador Dr. Jorge Arigony Neto, por acreditar em mim, pelos conselhos, dicas e orientações que de muito me valeram. Porque sem elas eu não teria chegado aqui.

Aos meus pais Cleide Eli e José Barbosa, que sempre apoiaram tudo que decidi pra minha vida, sempre ao meu lado, sem sombra de dúvida são as melhores pessoas que conheço e sou muito feliz por ser filha deles, amor incondicional. Ao meu querido irmão Diego, companheiro fiel e acima de tudo meu grande amigo. Ao Cleber que sempre foi como um irmão pra mim, sempre que precisei pude contar com ele. A minha família e aos meus avôs Iraci e Manoel, Maria e Epitácio.

Aos meus amigos de infância Adriana Araújo, Patrícia Queiroz, e Renan Amorim, e as grandes amigas Juliana Kayano, Juliana Capellari.

Ao Cassius Oliveira, que esteve ao meu lado à maior parte deste tempo, que me ajudou nas emoções, nas horas boas e difíceis, aguentou minha ausência e as crises que a conclusão me causou. Pois foi meu amigo, irmão, conselheiro e companheiro.

Ao Luiz Felipe, pela ajuda que tão foi solicitada, e ele sempre disposto, muito amigo. Aos amigos que fiz no LaCrio, um ambiente jovem e descontraído. A querida Joyce Ávila, não só pela ajuda, mais pela amizade. A Virgínia Santos com quem morei e Juliana Costi que além da bela amizade que fiz sou muito grata por conviver tão bem com elas, fizeram dos meus dias cassineiros uma bela experiência de vida, pela companhia e amizade. Ao Adriano Lemos e Christian Gobel pelas ajudas no matlab, o Adriano foi muito especial em ajudar, os dois foram muito amigos. Ao Claudio Mendes pela ajuda, dicas, conselhos e tudo mais que lhe foi solicitado, que de bom grado sempre foi atendido. Ao Cleidir Bicca e Cristiano Medeiros pela amizade, pelas dicas e conselhos, e pelas ajudas com o computador. E a Amália Detoni com quem também morei e fui muito amiga.

Ao LaCrio (Laboratório de Monitoramento da Criosfera), a Furg (Universidade Federal do Rio Grande), ao Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica pela oportunidade, aos professores do programa, e a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa concedida.

Aos membros da banca, por terem aceitado avaliar e contribuir com esta dissertação.

RESUMO

Na Península Antártica, a recente sequência de eventos de retração de frentes de geleiras, além da desintegração e fragmentação de plataformas de gelo, indicaram que as massas de gelo dessa região estão reagindo rapidamente à tendência de mudanças nas temperaturas oceânica e do ar superficial. O objetivo deste estudo foi estimar variações ocorridas na velocidade de fluxo de geleiras de maré dessa península durante os períodos 1988-1991 e 2000-2003, nos seus setores nordeste, noroeste, centro-oeste, Baía Marguerite e plataforma de gelo Larsen C. Essas variações de velocidade foram estimadas por meio da aplicação do algoritmo de correlação cruzada do programa IMCORR em imagens multitemporais LANDSAT TM/ETM+. Além disso, dados de temperatura média mensal oceânica e do ar superficial dos modelos OCCAM e ERA-Interim, respectivamente, incluindo dados anômalos desses modelos, relativos ao verão austral, foram usados na análise da influência desses parâmetros na velocidade de fluxo das geleiras da área de estudo. Com base na análise comparativa desses dados, constatou-se que as variações das temperaturas oceânica e do ar superficial podem estar influenciando na velocidade de fluxo das geleiras de diferentes setores da Península Antártica. A ocorrência de meses com temperaturas médias mais altas na década de 1990 em relação à de 2000 contribuiu para o deslocamento mais rápido do fluxo das geleiras durante esse período anterior, exceto para o setor noroeste. No setor nordeste da Península Antártica foi estimada uma velocidade média de fluxo superficial de $0,24 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1991, enquanto que em 2000-2002, esta foi significativamente menor, de $0,06 \pm 0,02 \text{ md}^{-1}$. O setor noroeste apresentou uma velocidade média de fluxo das geleiras de $0,10 \pm 0,005 \text{ md}^{-1}$, entre 1989 e 1990, e de $0,22 \pm 0,13 \text{ md}^{-1}$, entre 2000 e 2001. No setor centro-oeste, a velocidade média foi de $1,06 \pm 0,86 \text{ md}^{-1}$, entre 1989 e 1991, e de $0,84 \pm 0,78 \text{ md}^{-1}$, entre 2000 e 2001. Na Baía Marguerite, a velocidade média foi de $1,28 \pm 0,77 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1989, marcado por temperaturas médias próximas a 0°C no mar de Bellingshausen, enquanto que no período 2000-2001, com temperaturas médias próximas a -2°C , foi estimada uma velocidade média de $0,23 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$. Finalmente, na plataforma de gelo Larsen C, a velocidade média de fluxo das geleiras oscilou de $0,80 \pm 0,20 \text{ md}^{-1}$, em 1988-1989, para $0,15 \pm 0,10 \text{ md}^{-1}$, em 2000-2003.

ABSTRACT

In the Antarctic Peninsula, the recent events of retreat of glacier fronts, disintegration and break-up of ice shelves, indicated that ice masses in this region are reacting rapidly to the increasing trend in oceanic and surface air temperatures occurred during the last decades. This study aimed to estimate variations in ice flow velocity of tidal glaciers, during periods 1988-91 and 2000-03, in northeastern, northwestern and midwestern sectors of this peninsula, including Marguerite Bay and Larsen C ice shelf. These ice flow velocities were estimated by the application of a cross-correlation algorithm of IMCORR software in multitemporal LANDSAT images acquired from TM and ETM+ sensors. Moreover, monthly mean oceanic and air temperature data from OCCAM and ERA-Interim models, respectively, including anomalous data from austral summers, were used to analyze the influence of these parameters in changes of ice flow velocity of glaciers in the study area. Based on comparative analysis of these data, it was found that variations in oceanic and surface air temperatures may be influencing the glacier velocity vectors in different sectors of the Antarctic Peninsula. The occurrence of months with higher mean temperatures in 1990s than in 2000s contributed to a faster glacier flowing during this former period. The estimated mean surface glacier velocity in the northeastern sector of the Antarctic Peninsula was $0.24 \pm 0.12 \text{ md}^{-1}$ in the period 1988-1991, while in 2000-2002 it was significantly lower, of $0.06 \pm 0.02 \text{ md}^{-1}$. In the northwestern sector of this peninsula, mean glacier velocity was $1.06 \pm 0.86 \text{ md}^{-1}$, between 1989 and 1991, and $0.84 \pm 0.78 \text{ md}^{-1}$, between 2000 and 2001. In the midwestern sector, the mean velocity was $1.06 \pm 0.86 \text{ md}^{-1}$ in the period 1989-1991, and $0.84 \pm 0.78 \text{ md}^{-1}$ in the period 2000-2001. In Marguerite Bay, the mean velocity was $1.28 \pm 0.77 \text{ md}^{-1}$ in the period 1988-1989, characterized by temperatures near 0°C in the Bellingshausen Sea, while in the period 2000-2001, with mean temperatures close to -2°C , the mean glacier velocity was significantly lower, of $0.23 \pm 0.12 \text{ md}^{-1}$. Finally, in Larsen C ice shelf, the mean velocity ranged from $0.80 \pm 0.20 \text{ md}^{-1}$, between 1988 and 1989, to $0.15 \pm 0.10 \text{ md}^{-1}$, between 2000 and 2003.

SUMÁRIO

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract.....	v
Sumário	vi
Lista de figuras.....	vii
Lista de tabelas.....	x
Lista de Abreviaturas e siglas	xii
Lista de Símbolos	xiii
1. Introdução	13
1.1 Motivação	14
1.2 Objetivos	15
1.3 Área de estudo	15
2. Dinâmica das geleiras	18
2.1 Fluxo das geleiras	20
2.2 Parâmetros que influenciam a velocidade de fluxo das geleiras	28
3. Materias e Métodos.....	29
3.1 Imagens LANDSAT TM e ETM+	29
3.2 Geleiras selecionadas para a análise da velocidade de fluxo	33
3.3 Pré-processamento das imagens	36
3.4 Extração de vetores de deslocamento das geleiras	39
3.5 Parâmetros meteorológicos	44
3.6 Parâmetros oceanográficos	46
4. Resultados e Discussões	47
4.1 Variações na velocidade de fluxo das geleiras da Península Antártica	47
4.2 Influência da temperatura oceânica e do ar superficial na velocidade de deslocamento das geleiras	71
5. Conclusões.....	76
6. Referências Bibliográficas	78

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Localização da área de estudo no continente antártico (retângulo vermelho).....16
- Figura 2.1: Curvas de ablação e acumulação no balanço de massa anual de uma geleira, onde o balanço de massa do inverno é positivo e o balanço de massa do verão é negativo. Se o balanço do inverno e do verão forem iguais, então o balanço de massa dessa geleira será igual a zero e ela não se movimentará..19
- Figura 2.2: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira.....21
- Figura 2.3: Elementos do sistema de drenagem de uma geleira. A - lagos supraglaciais. B - fluxo de superfície. C - Zonas próximas do limite do *firm*. D - Moulins em túneis de drenagem subglacial (por escala a régua tem 10 m de altura). E - fendas no gelo que drenam água. F - fraturas com água. G - túneis subglaciais que aglutinam e saem na frente da geleira. H - Escape da geleira, proveniente de túneis e também de ressurgência de águas subterrâneas.....23
- Figura 2.4: Perfil longitudinal de uma geleira de montanha. As setas indicam a direção de fluxo da geleira, de A para B. A letra X indica uma coluna vertical de uma unidade horizontal de área, com 100 metros de altura.....24
- Figura 2.5: Tipos de fluxo do gelo resultantes de diferentes tipos de fendas que se formam na superfície de uma geleira.....27
- Figura 3.1: Área de recobrimento das cenas LANDSAT (polígonos vermelhos), selecionadas para a análise da variação da velocidade de fluxo de geleiras.....33
- Figura 3.2: Localização das geleiras da Península Antártica selecionadas para a análise de sua velocidade de fluxo.....35
- Figura 3.3: Imagem sem filtragem (a) e com aplicação de um filtro passa-alta 3x3 (b). Na figura 3.3b, as feições foram realçadas com a aplicação desse tipo de filtro.....38
- Figura 3.4: Exemplo do pico de correlação entre dois pares de imagens, sendo (a) a imagem de referência e (b) a imagem de busca. A área a ser buscada deverá ser maior do que a de referência. A janela de referência (a) se desloca pixel a pixel na região analisada e uma superfície gerada pelos valores de correlação cruzada representa a variação destes valores em

toda região de busca. O pico, nesta superfície, está posicionado sobre o ponto P'. Dessa forma, pode-se concluir que a feição P teve seu homólogo encontrado na posição P' e a distância d é o deslocamento desta feição no intervalo temporal existente entre a aquisição das duas imagens.....	40
Figura 3.5: Exemplo dos vetores de deslocamentos gerados a partir do programa de correlação cruzada IMCORR.	43
Figura 3.6: Temperatura do ar superficial a 2 m da superfície. Os dados estão na resolução disponibilizada pelo ECMRWF (1,5° x 1,5°) (A) e foram interpolados pelo método bilinear, com grade de 200 x 200 m (B).....	45
Figura 4.1: Localização dos setores selecionados para o estudo da velocidade de fluxo de geleiras da Península Antártica.....	48
Figura 4.2: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária de geleiras do setor nordeste da Península Antártica, entre 1989 e 1990.....	49
Figura 4.3: Vetores de deslocamento com a velocidade da geleira Sjøergren, representados pela cor preta (velocidade média diária de 0,15 metros), e da geleira Boydell, com vetores na cor verde (velocidade média diária de 0,34 metros). Esses vetores foram extraídos a partir do par de imagens LANDSAT TM de 1989 e 1990	51
Figura 4.4: Média diária e desvio-padrão da velocidade de fluxo de geleiras do setor nordeste da Península Antártica, entre 2001 e 2002.....	52
Figura 4.5: Vetores de deslocamento com a velocidade de fluxo da geleira Sjøergren, representado pela cor preta (velocidade média diária de 0,08 metros), e da geleira Boydell, com seus vetores na cor verde (velocidade média diária de 0,04 metros). Esses vetores foram calculados a partir do par de imagens LANDSAT ETM+ de 2001 e 2002.....	54
Figura 4.6: Vetores de deslocamento com a velocidade de fluxo das geleiras Edgeworth (representados na cor preta e com velocidade média diária de 0,100 m), Bombardier (cor verde e com velocidade média diária de 0,040 m) e Dinsmoor (cor vermelha e com velocidade média diária de 0,046 m). Esses vetores foram calculados a partir do par de imagens LANDSAT ETM+ de 2001 e 2002.....	55
Figura 4.7: Média e desvio padrão da velocidade média diária de fluxo do setor noroeste da Península Antártica, em 1988 e 1989.....	57
Figura 4.8: Média e desvio-padrão da velocidade de fluxo diária do setor noroeste em 2001.....	58

Figura 4.9: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária do setor centro-oeste da Península Antártica, de 1989 a 1991.....	60
Figura 4.10: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor centro-oeste em 2001.....	62
Figura 4.11: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Baía Marguerite nos anos de 1988 e 1989.....	65
Figura 4.12: Média de velocidade diária com desvio padrão do setor Baía Marguerite no ano de 2001.....	66
Figura 4.13: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Larsen C em 1988 e 1989.....	68
Figura 4.14: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Larsen C no período 2001-2003.....	70
Figura 4.15: Temperatura média oceânica (°C) dos verões de 1989-1990, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.....	72
Figura 4.16: Anomalias de temperatura do oceano °C dos verões de 1989-1990, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.....	73
Figura 4.17: Temperatura média do ar superficial (°C) dos verões austrais de 1989-1990, 1990-1991, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.....	74
Figura 4.18: Anomalias de temperatura do ar superficial (°C) dos verões austrais de 1989-1990, 1990-1991, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.....	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Características do sensor TM a bordo dos satélites LANDSAT 4 e 5...	30
Tabela 3.2: Características do sensor ETM+ a bordo do satélite LANDSAT 7.....	30
Tabela 3.3: Imagens LANDSAT utilizadas para a análise de correlação cruzada...	32
Tabela 3.4: Erro médio quadrático e pontos de controle dos pares de imagens selecionados.....	37
Tabela 3.5: Exemplo dos dados de saída do programa Imcorr.....	42
Tabela 4.1: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor nordeste da Península Antártica. Em vermelho, esta descrita a média desse setor.....	49
Tabela 4.2: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor nordeste da Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.....	53
Tabela 4.3: Velocidade média diária de fluxo (m) de geleiras do setor noroeste da Península Antártica. Em vermelho, está representada a velocidade média de fluxo.....	56
Tabela 4.4: Velocidade média diária de fluxo (m) de geleiras do setor noroeste da Península Antártica. Em vermelho está descrita a velocidade média nesse setor.....	59
Tabela 4.5: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor centro-oeste da Península Antártica. Em vermelho, está descrita a velocidade média desse setor.....	61
Tabela 4.6: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor centro-oeste da Península Antártica. Em vermelho está descrita a velocidade média de fluxo.....	63
Tabela 4.7: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor da Baía Marguerite da Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.....	64
Tabela 4.8: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor da Baía Marguerite da Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.....	64

Tabela 4.9: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor Larsen C na Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.....67

Tabela 4.10: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor Larsen C na Península Antártica. Em vermelho, está descrita a velocidade média de fluxo.....69

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

C - Celcius
CS - Correlation Strength
ECMRWF - European Center for Medium Range Weather Forecast
ETM+ - Enhanced Thematic Mapper Plus
FASC - calibrador de abertura solar completa
GCP – Ground Control Points
IC - Calibrador Interno
Kg m⁻³ – Quilograma por metro cúbico
Km – Quilômetro
LANDSAT - Land Remote Sensing Satellite
m - Metros
MDE – Modelo Digital de elevação
mm - Milímetros
NASA - National Aeronautics and Space Administration
NSIDC - National Snow and Ice Data Center
NOCS - National Oceanograph Center, Southampton
OCCAM - Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling
Pa – Pascal
PASC - Calibrador de Abertura Solar Parcial
Pixel - Acrônimo de Picture Element
RADAR - Radio Detection and Ranging
RADARSAT - RADAR satellite
RMS - Root Mean Square
S- Sul
TM - Thematic Mapper
USGS – United States Geological Survey

LISTA DE SÍMBOLOS

∂ - Derivada parcial

\int - Integral

μ - Mi minúsculo

ν - Ni

ρ - Rô

\sum - Somatória

τ - Tau

1. INTRODUÇÃO

A Antártica tem um papel importante no clima do planeta Terra, pois variações na extensão do manto de gelo Antártico e nas plataformas de gelo afetam o balanço de radiação terrestre e a circulação dos oceanos (KING; TURNER, 1997). Além disso, modelos climáticos mostraram que os efeitos globais nas mudanças climáticas foram amplificados nas regiões polares (COOK *et al.*, 2005; RAU; BRAUN, 2002).

Na Península Antártica, a recente sequência de eventos de desintegração¹ e fragmentação² de plataformas de gelo, além da retração de geleiras de maré, indicaram que as massas de gelo dessa região estão reagindo rapidamente ao aumento de temperatura do ar superficial detectado durante as últimas décadas (PRITCHARD; VAUGHAN, 2007).

Devido às dificuldades logísticas e altos custos dos trabalhos de campo na Antártica (SCAMBOS *et al.*, 1992), muitas pesquisas a respeito da dinâmica das massas de gelo desse continente têm sido realizadas por meio de imagens de satélite.

Um parâmetro importante para compreender a dinâmica dessas massas de neve e gelo é a velocidade de fluxo superficial das geleiras, a qual, juntamente com a espessura do gelo, permite a determinação das taxas de descarga das mesmas. Esse parâmetro pode ser medido com dados de sensores remotos, a partir do reconhecimento de feições da superfície de geleiras (*e.g.*, fendas) em imagens multitemporais. A diferença medida entre a posição de feições homólogas nessas imagens ocorre devido ao deslocamento das geleiras (SCAMBOS *et al.*, 1992).

1. Desintegração (Desintegration) – Completo desaparecimento de uma plataforma de gelo em um período específico. O colapso refere-se á desintegração em dias ou semanas (BRAUN *et al.*, 2009).

2. Fragmentação (Break up) – Consiste no rápido e inesperado desprendimento de pedaços de gelo em tamanhos variados, em uma escala de tempo de horas a dias (BRAUN *et al.*, 2009).

1.1 Motivação

Apesar de já existirem diversos estudos sobre a criosfera, o acesso a essas regiões se restringe a períodos ou locais específicos (RIGNOT *et al.*, 2004). Nesse contexto, o sensoriamento remoto pode ser visto como um método facilitador para o entendimento de diversos processos que ocorrem nessas áreas permanentemente cobertas por gelo e neve (incluindo o *permafrost*), cuja área corresponde a 10% de cobertura da superfície terrestre (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Entre as diversas formas de interação entre o homem e a criosfera, uma das mais importantes é o balanço climático da Terra, pois as variações anuais no seu sistema modificam a distribuição de água do planeta, e modelos climáticos sugerem que as maiores mudanças no clima ocorreram nas altas latitudes (REES, 2006).

O balanço de massa atual e o comportamento do manto de gelo antártico são questões importantes a serem investigadas (ROTT *et al.*, 2011). Previsões sobre o futuro do clima antártico dependem de alguns fatores, tais como as variações entre a acumulação de neve e a descarga de gelo (TURNER *et al.* 2005; DE ANGELIS; SKVARCA, 2003; ROTT *et al.*, 2002).

Assim como há evidências de que a temperatura do ar superficial aumentou cerca de 2°C em algumas partes da Península Antártica durante o último século (SCAMBOS, 2004; SKVARCA *et al.* 1998; MORRIS; VAUGHAN, 2003), a recente seqüência de eventos de desintegração, fragmentação, colapso e retração de plataformas de gelo dessa região (RACK; ROTT, 2004) indicou que estas estão reagindo rapidamente a essa tendência de aumento de temperatura. Com o colapso ou desintegração dessas plataformas de gelo, várias de suas geleiras tributárias tiveram alteração na sua dinâmica de fluxo, marcada por uma aceleração inicial, seguida por posterior diminuição e estabilização da velocidade (RIGNOT *et al.*, 2004; SCAMBOS *et al.*, 2004).

O aumento progressivo da temperatura do ar superficial pode causar um aumento na velocidade de fluxo das geleiras (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003). Isto é provocado pelo maior derretimento de neve e gelo e conseqüente maior aporte de água, que pode percolar em fendas, moulins e outros canais de drenagem glacial, lubrificando assim o contato gelo-rocha (ZWALLY *et al.*, 2002a).

Na Península Antártica, a maioria dos estudos das variações na velocidade de geleiras se restringe a regiões ou períodos específicos (RIGNOT *et al.*, 2004). Assim,

um estudo abrangendo toda a área dessa península, ou grande parte da mesma, durante as duas últimas décadas, permitirá verificar se existem padrões espaciais de variações na velocidade de fluxo das geleiras dessa região.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste estudo foi estimar e analisar variações na velocidade de fluxo de geleiras de maré da Península Antártica durante os períodos 1988-91 e 2000-2003. Os objetivos específicos foram os seguintes:

- Estimar a velocidade de fluxo de geleiras de maré da Península Antártica com a utilização de dados dos sensores LANDSAT TM e ETM+;
- Identificar a ocorrência de variações temporais e espaciais no fluxo das geleiras de maré em diferentes setores da Península Antártica; e
- Analisar as possíveis influências das temperaturas oceânicas e do ar superficial na velocidade de deslocamento de geleiras de maré da área de estudo.

1.3 Área de estudo

A Península Antártica é a parte mais setentrional do continente antártico, com áreas que inclusive estendem-se ao norte do Círculo Polar Antártico. Localiza-se no Hemisfério Ocidental, relativamente próxima da América do Sul, estendendo-se por 1.500 km entre os mares de Bellingshausen e Weddell (figura 1.1). Possui um platô interno com 1.500 metros de elevação média, com uma largura de 30 a 350 km no sentido leste-oeste (AHLERT, 2005). Por ser muito montanhosa, possui picos que podem atingir cerca de 2.800 metros de altitude. Considera-se que estas montanhas são uma continuação dos Andes, na América do Sul, com uma dorsal submarina que liga as duas cadeias.

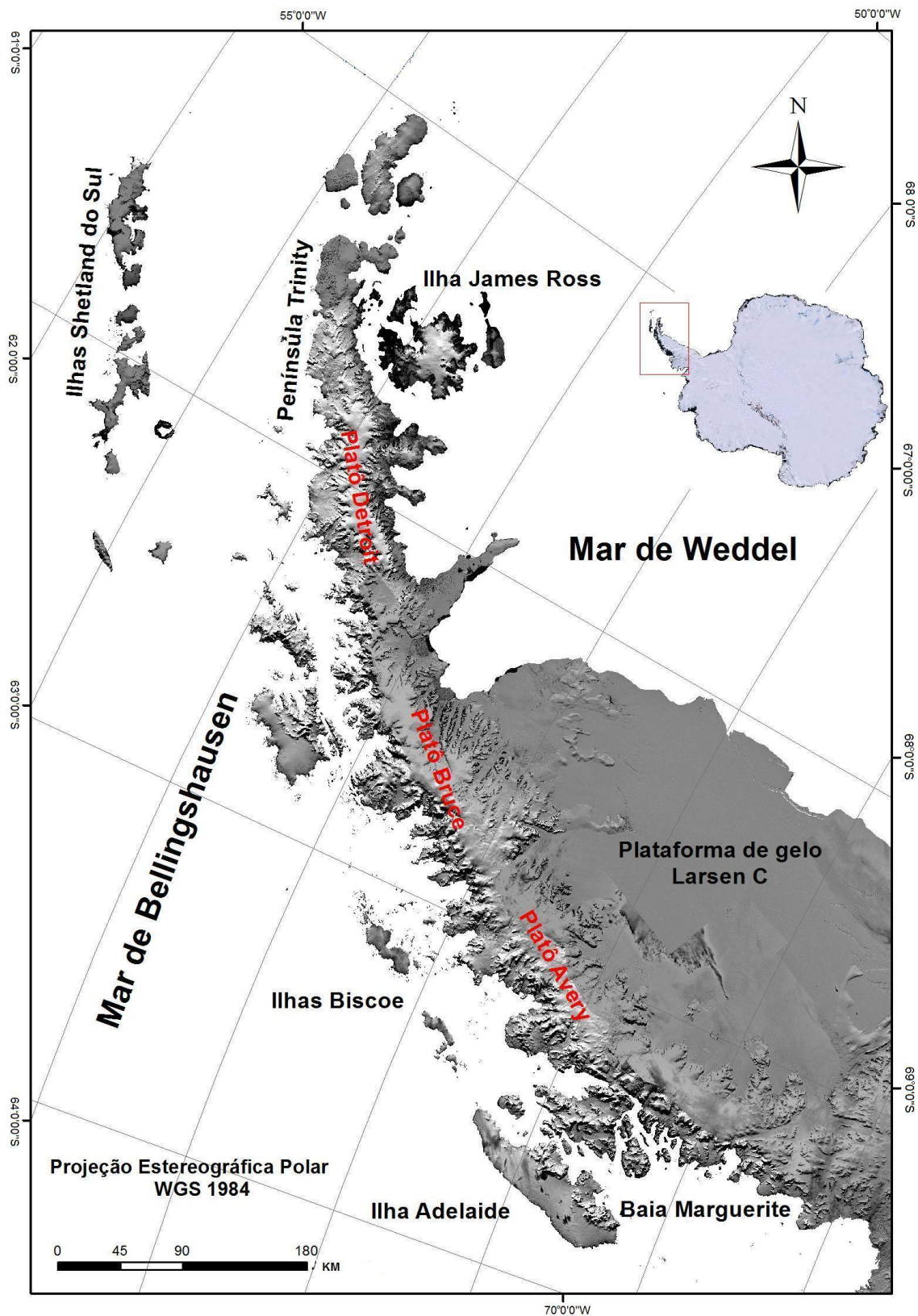


Figura 1.1: Localização da área de estudo no continente antártico (retângulo vermelho). A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

Em razão de estar nas mais baixas latitudes em relação ao continente antártico, no limite do gelo marinho sazonal, e por ser influenciada tanto por massas de ar frias subpolares, como por massas de ar quentes de latitudes médias (pois está na zona da frente polar), a Península Antártica está mais susceptível a variações climáticas (DE ANGELIS; SKVARKA, 2003). Dessa maneira, uma grande variação nas temperaturas oceânicas e do ar superficial influenciará de forma mais intensa o balanço de massa atual (ROTT *et al.*, 2011).

As características morfológicas da Península Antártica fazem com que as massas de ar frias vindas de oeste e da região central do continente antártico passem pelo mar de Bellingshausen, onde encontram o platô, e resfriam a região. Na região do mar de Weddell, que é mais fria em relação à do mar de Bellingshausen (MORRIS; VAUGHAN, 2002), as massas de ar frias provenientes de leste controlam o clima local. Dessa maneira, a topografia local atua como uma barreira natural da circulação atmosférica nessa península (REYNOLDS, 1981).

Estudos recentes mostraram que a Península Antártica apresentou uma tendência de aquecimento de $3,8 \pm 0,7^\circ\text{C}$ nos últimos 100 anos (MORRIS; VAUGHAN, 2003). Essa tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste da Península Antártica, sobretudo nas maiores latitudes sendo mais expressiva no inverno austral. Essas diferenças na temperatura do ar superficial, principalmente no verão, tiveram impactos na dinâmica das geleiras locais. Além disso a cobertura de neve sazonal vem diminuindo ao longo do tempo (VAUGHAN, 2006).

As geleiras da Península Antártica apresentaram grande perda de massa de gelo, principalmente por meio da retração das suas frentes (SIMÕES *et al.*, 1999; ROTT *et al.*, 2002; DE ANGELIS; SKVARCA, 2003; ARIGONY, 2006; PRITCHARD; VAUGHAN, 2007). O aumento da temperatura do ar superficial ocorrido nessa região (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003) provocou um desequilíbrio no balanço de massa dessas geleiras (ROTT *et al.*, 2011). A maior persistência das condições de ablação e o maior volume de água de derretimento foram fatores que promoveram a aceleração do fluxo de geleiras locais (COOK *et al.*, 2005).

Com a redução da camada de neve e gelo, tende a diminuir o albedo, pois essas camadas também não refletirão mais a radiação para a atmosfera (SLAYMAKER; KELLY, 2007) e assim será absorvida mais radiação pela superfície das geleiras, desencadeando um maior aquecimento regional. Após um determinado tempo, este “excesso de calor” poderá ser transferido para outras regiões mais próximas da Península Antártica.

2. DINÂMICA DAS GELEIRAS

Nas últimas duas décadas, a glaciologia avançou seus estudos sobre a criosfera (BENNETT; GLASSER, 2009). Por meio das técnicas de sensoriamento remoto foram constatadas mudanças significativas nos sistemas glaciais, que servem como indicadores globais de que estamos passando por um período de mudanças climáticas, pois esses ambientes são extremamente sensíveis a variações na temperatura do ar.

A dinâmica de uma geleira depende de vários fatores, incluindo o clima e a topografia (NESJE; DAHL, 2000). O clima vai influenciar na velocidade em que a geleira irá se formar, a partir do momento em que o acúmulo anual excede o derretimento anual de neve. O equilíbrio entre a acumulação (nas estações frias) e a ablação de neve (nas estações quentes) vai estabelecer o balanço de massa da geleira (BENNETT; GLASSER, 2009). A topografia vai determinar o grau de inclinação da base rochosa e a incidência da radiação solar (NESJE; DAHL, 2000).

Os principais processos de acumulação de uma geleira são a precipitação direta de neve, gelo ou chuva, condensação de gelo a partir de vapor de água, transporte de neve e gelo para a geleira ou por avalanchas (SIMÕES, 2004). Além do gelo e água, esta é formada pela compactação e metamorfismo da neve (CUFFEY; PATERSON, 2010). As mudanças de massa mais comuns de uma geleira também ocorrem por processos de ablação, como o derretimento, evaporação, sublimação, erosão eólica, avalanchas e desprendimento (*calving* - processo de desprendimento³ de blocos de gelo que formam icebergs). Na Península Antártica, grande parte desse processo de desprendimento está relacionado com fendas expostas no gelo (LUCCHITTA; FERGUNSON, 1986). A soma desses processos determinam o balanço de massa de uma geleira e o fluxo de gelo por gravidade determina a distribuição desta (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Se a taxa de ablação for igual à taxa de acumulação em um ano, o balanço líquido da geleira será igual a zero e então a geleira terá o mesmo tamanho ao longo do tempo. Devido às diferentes estações do ano, o balanço líquido é dinâmico e a geleira apresenta diferentes tamanhos e formas (BENNETT; GLASSER, 2009).

3. Desprendimento – A separação de um pedaço de gelo a partir de uma geleira flutuante, frente de gelo ou iceberg (SIMÕES, 2004).

No final de um verão, a ablação não é suficiente para o derretimento de toda a massa de neve e gelo de uma geleira. A neve remanescente começa a passar por um processo de transformação, que envolve a sua compactação, a expulsão do ar entre os cristais (o ar está presente na forma de bolhas (CUFFEY; PATERSON, 2010) e conseqüentemente ocorre o desenvolvimento dos cristais de gelo, que começam a se interligar. Quando a comunicação entre os poros é fechada (permeabilidade zero) e a densidade é de $0,83 \text{ g cm}^3$, têm-se o gelo de geleira (SIMÕES, 2004).

O balanço de massa de uma geleira é determinado pela ablação e acumulação de neve (figura 2.1) ao longo do tempo (NESJE; DAHL, 2000), pela ablação nas estações quentes (primavera e verão) e a acumulação nas estações frias (outono e inverno).

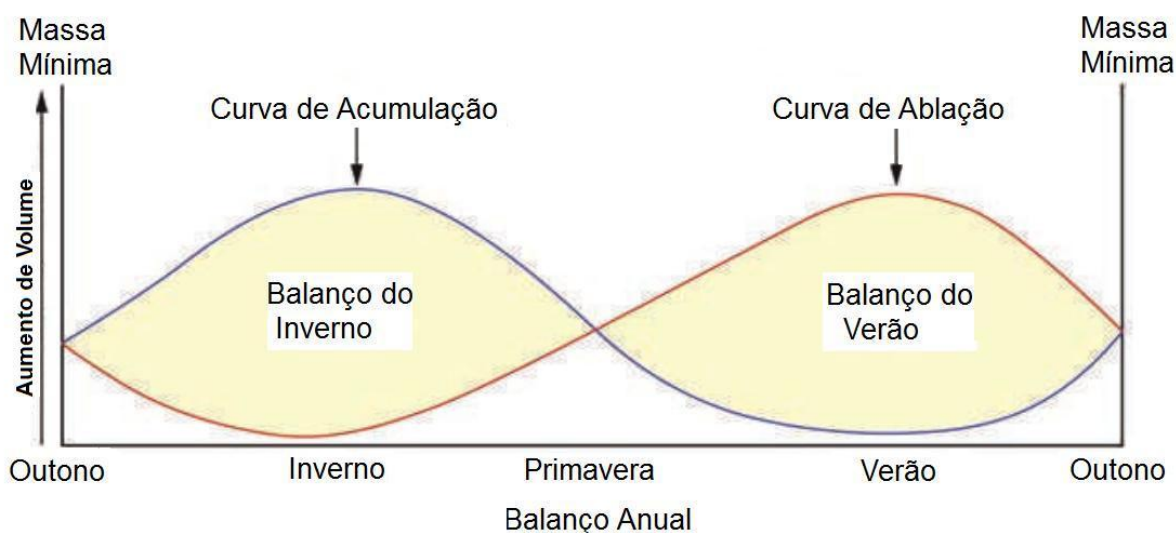


Figura 2.1: Curvas de ablação e acumulação no balanço de massa anual de uma geleira, onde o balanço de massa do inverno é positivo e o balanço de massa do verão é negativo. Se o balanço do inverno e do verão forem iguais, então o balanço de massa dessa geleira será igual a zero e ela não se movimentará. Fonte: BENNETT; GLASSER (2009).

A taxa e o tempo que essa transformação ocorre, de acumulação e/ou ablação, está inteiramente ligada ao clima e dependem das estações do ano para que o balanço de massa seja controlado. Se a taxa de acumulação for alta, o processo será acelerado, pois a neve fresca pode ser rapidamente compactada por novas camadas de neve e logo será transformada em *firn* (BENNETT; GLASSER, 2009).

Quando a precipitação de neve é recente, esta tem uma densidade média de 20 a 200 kg m⁻³; já o *firn* (estágio intermediário entre a neve e o gelo) tem uma densidade média de 400 a 830 kg m⁻³, enquanto que o gelo de geleira, de 830 a 910 kg m⁻³, e o gelo puro, de 917 kg m⁻³ (NESJE; DAHL, 2000).

2.1 Fluxo das geleiras

Os processos de transformação do gelo são fatores importantes na determinação do fluxo de uma geleira. Dentre esses fatores estão o movimento do cristal de gelo, mudanças na forma e tamanho do cristal de gelo e a deformação interna do cristal (NESJE; DAHL, 2000).

O gelo possui um sistema hexagonal, policristalino, onde seus cristais são orientados com suas bordas mais ou menos regulares, constituído por moléculas paralelas em anéis hexagonais, em um corpo plástico, cuja deformação aumenta rapidamente com o aumento da pressão. Assim, as geleiras são mais finas em encostas íngremes e mais espessas em áreas planas. Sua dureza é determinada pela temperatura, quanto mais baixa a temperatura, maior a dureza (NESJE; DAHL, 2000).

A neve precipitada não muda sua estrutura depois de depositada e alcança o estágio intermediário neve-gelo na forma de *firn* (HAMBREY, 1994). Entretanto, a diferença entre gelo e *firn* é que esse último torna-se gelo de geleira quando em seus poros entram água ou ar, interligando vias de passagens e fechando os poros no gelo, quando a densidade é de 830 kg m⁻³.

Uma geleira é uma grande e espessa massa de gelo formada em camadas sucessivas de neve compactada e recristalizada, de várias épocas, em regiões onde a acumulação de neve é superior ao degelo. É dotada de movimento e se desloca lentamente, em razão da gravidade, relevo abaixo, provocando erosão e sedimentação glacial. Geleiras podem ser divididas em zonas ou fácies, de acordo com a mudança de suas características superficiais e internas (CUFFEY; PATERSON, 2010).

As fácies ou zonas superficiais de uma geleira estão caracterizadas na figura 2.2, onde a zona de neve seca não é alterada no verão. Mesmo no auge do verão, não ocorre derretimento na zona de neve seca, que na Antártica encontra-se somente nas áreas mais elevadas, onde as temperaturas são insuficientes para promover o

derretimento do pacote de neve superficial. A linha que separa a zona de neve seca da zona de percolação é denominada de linha de neve seca (CUFFEY; PATERSON, 2010).

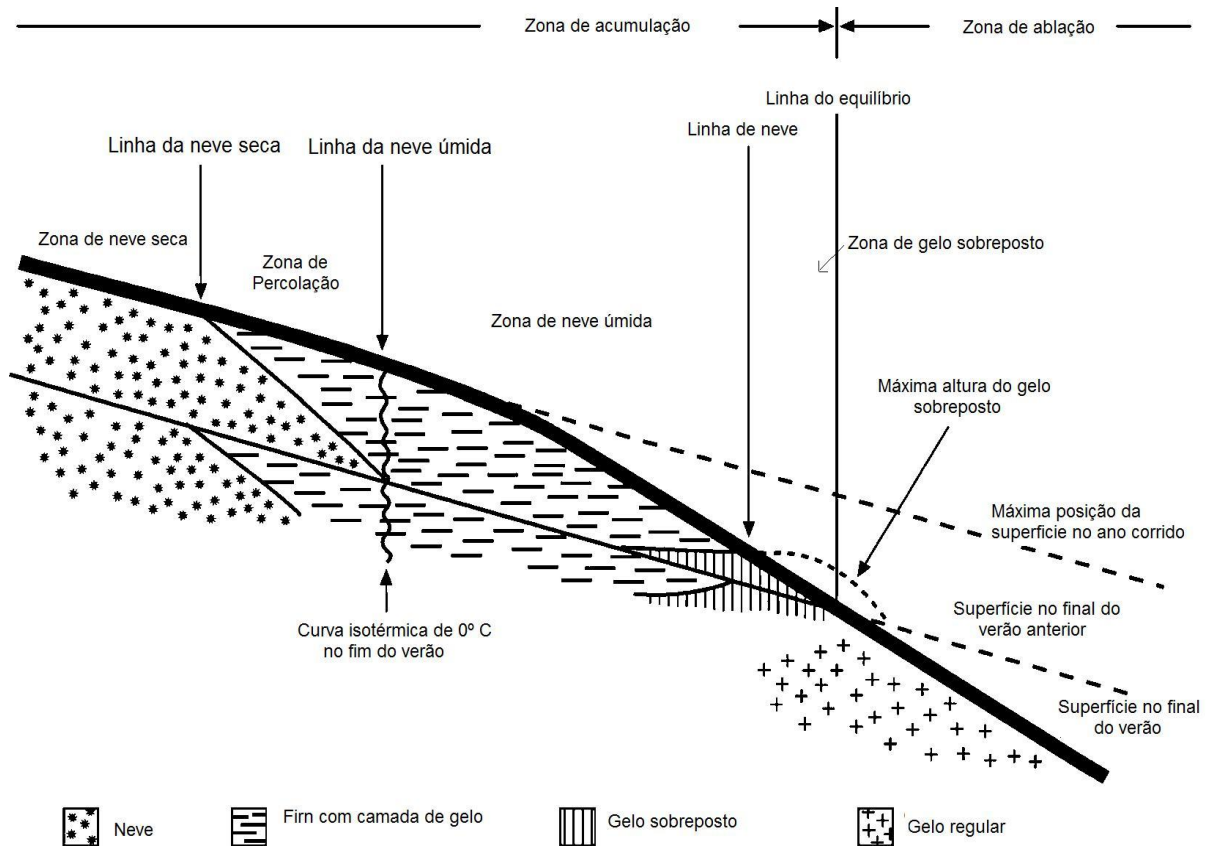


Figura 2.2.: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira. Fonte: CUFFEY; PATERSON (2010).

Na zona de percolação, ocorre derretimento do pacote de neve superficial, podendo a água infiltrar nestes locais antes do recongelamento. Essa água que infiltrou nas geleiras pode recongelar e formar estruturas horizontais (lentes e camadas de gelo) ou verticais (veios de gelo). Essa zona é caracterizada por grãos de neve maiores do que na zona de neve seca, resultantes dos processos de metamorfismo, por fusão e recongelamento (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Na zona de neve úmida, toda a neve acumulada durante o último ano estará a 0°C, saturada de água, e será toda aquecida no final de um verão. Estes ambientes ainda recebem água de degelo nas partes inferiores, separada pela zona de gelo sobreposto e a linha de neve, também conhecido como *firn* (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Na zona de gelo sobreposto, existem camadas de gelo, glândulas de gelo, separados por pacotes de neve, que ficam entre a linha de neve e a linha do equilíbrio, porém no fim do verão o gelo sobreposto derrete e será sobreposto novamente no inverno. A diferença entre o gelo formado pela acumulação são os cristais de gelo, que são menores e dispostos de forma diferente (SIMÕES, 2004).

A zona de ablação (BENNETT; GLASSER, 2009) localiza-se depois da linha de equilíbrio de uma geleira e é composta de gelo e algumas vezes por neve remanescente (CUFFEY; PATERSON, 2010).

O congelamento da água de degelo ou chuva que infiltra na geleira e o congelamento de água que chega ao fundo desta por essas fendas (CUFFEY; PATERSON, 2010) poderão ocasionar uma lubrificação basal da geleira (ZWALLY *et al.*, 2002a).

A água que chega à geleira, seja na sua superfície ou base, está com temperaturas mais elevadas (já que provavelmente originou-se pela precipitação de chuva, degelo ou por derretimento de neve da geleira) e assim ocorrerá uma dilatação quando esta percolar na geleira (HAMBREY, 1994). A dilatação ocorre pois em seu estado sólido a água apresenta um retículo cristalino, com grandes vazios entre suas partículas. A fusão do gelo resulta na quebra destas ligações, ocasionando numa redução de 10% de seu volume anterior. Já a solidificação da água causa um aumento de seu volume inicial, provocando a expansão da geleira.

A figura 2.3 descreve a hidrografia e a percolação de água em uma geleira, que ocorre no verão. Esta água de derretimento percola pelas fendas da geleira, alguns metros por segundo, sendo que parte desta água desaparece através das fendas ou moulins e outra parte retorna à superfície por ressurgência (CUFFEY; PATERSON, 2010).

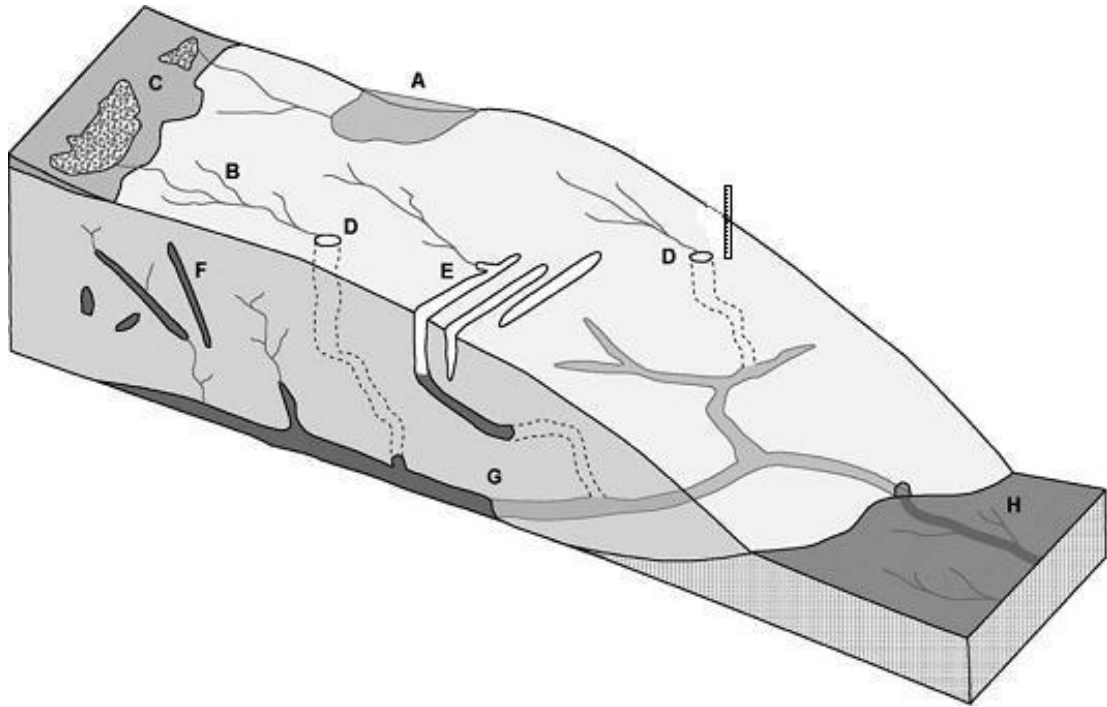


Figura 2.3: Elementos do sistema de drenagem de uma geleira. A - lagos supraglaciais. B - fluxo de superfície. C - Zonas próximas do limite do *firn*. D - Moulins em túneis de drenagem subglacial (por escala a régua tem 10 m de altura). E - fendas no gelo que drenam água. F - fraturas com água. G - túneis subglaciais que aglutinam e saem na frente da geleira. H - Escape da geleira, proveniente de túneis e também de ressurgência de águas subterrâneas. Fonte: modificado de CUFFEY; PATERSON (2010).

O fluxo de uma geleira não depende apenas do seu balanço de massa, mas também da transferência de massa por este fluxo, e para estimar a velocidade em que o gelo se movimenta, será necessário estimar este fluxo de massa.

Na figura 2.4, está representada uma seção transversal Y de uma geleira. A transferência de massa nesta geleira pode ser explicada através do seguinte modelo:

$$FY = \rho_i \int_0^y [\mu_m(y)H(y)] dy \quad (1)$$

Estima-se que:

O ρ_i , representa a densidade média do gelo puro, cujo valor é de 917 kg m^{-3} (CUFFEY; PATERSON, 2010), multiplicado pela integral de F, que vai de 0 a Y (como o fluxo de A até B visto na figura 2.4). H é a espessura do gelo (representada pelo X

na figura 2.4) em cada ponto da trajetória F e μ_m é a velocidade superficial, que são funções de Y . Se μ for um parâmetro conhecido, quando μ_m atingir um valor de deformação, a geleira se movimentará.

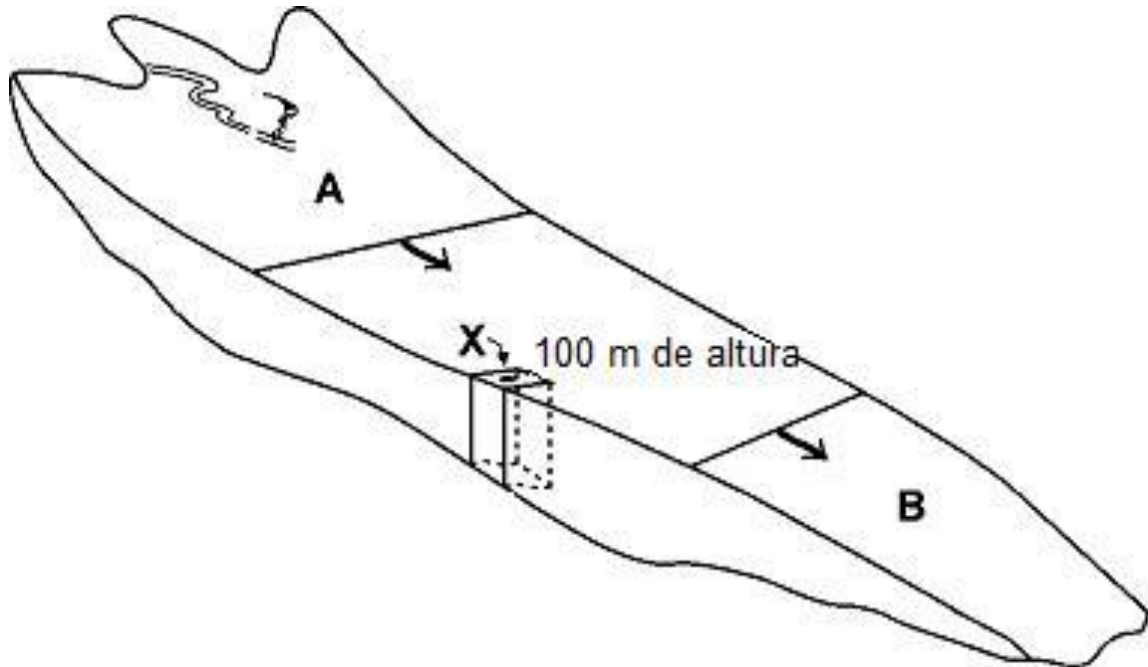


Figura 2.4: Perfil longitudinal de uma geleira de montanha. As setas indicam a direção de fluxo da geleira, de A para B. A letra X indica uma coluna vertical de uma unidade horizontal de área, com 100 metros de altura. Fonte: modificado de CUFFEY; PATERSON (2010).

As zonas da geleira “A” e “B” da figura 2.4 indicam a direção de fluxo de uma geleira de montanha, que se movimenta por gravidade e a partir de uma deformação. A zona “A” (de acumulação) determinará a bacia de drenagem que irá perder massa para a zona “B” (de ablação). A zona “A” acumulou neve sazonal, e a partir de um estresse, inicia o movimento de massa, ocasionado pela ação da gravidade e que irá determinar a direção de fluxo da geleira.

Para a estimativa do deslizamento basal de uma geleira, é preciso utilizar dois parâmetros: espessura do gelo, que determina o estresse basal, e a inclinação da superfície. Estudos empíricos demonstraram que a grande maioria das geleiras que fluem sobre seu substrato rígido apresentaram sua tensão de cisalhamento basal entre 50 a 150 kPa (BENNETT; GLASSER, 2009).

A neve derrete no verão e esta água irá infiltrar na geleira chegando até a sua base, onde ocorrerá a lubrificação basal (ZWALLY *et al.*, 2002a). Este balanço de massa basal (E_b) pode ser calculado por:

$$E_b = G + \mu_b \tau_b + k_T \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

Onde:

G é a taxa de fluxo do substrato, que depende da temperatura e circulação da água;

u_b é o deslizamento do gelo sobre sua base adicionada a uma taxa de atrito τ_b ;

$\frac{\partial T}{\partial Z}$ é o gradiente de temperatura com z para cima positivo;

k_T é a condutividade térmica do gelo;

E_b vai depender se a temperatura na base estiver no ponto de fusão, assim ele irá aquecer ou congelar (CUFFEY; PATERSON, 2010).

A acumulação basal é o que vai determinar como ocorrerá o deslizamento, então se $E_b < 0$, a taxa de congelamento é dada por:

$$\dot{b}_b = -\frac{E_b}{\rho_i L_f} \text{ (m ano}^{-1} \text{ de gelo)} \quad (3)$$

Para $E_b < 0$, a condução de calor para cima no gelo tem que exceder as fontes geotérmicas e de atrito. Assim o fluxo se mantém negativo e reduz o valor de G na equação 2 (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Porém, o movimento basal não é o único fator de movimento de uma geleira, tampouco o principal. No seu substrato ocorre atrito com sedimentos e assim a geleira não se movimenta apenas pelas propriedades do gelo, mas também pelos mecanismos hidrológicos e pela força de atrito com os sedimentos (BENNETT; GLASSER, 2009). Além do mais a topografia é um fator determinante para o deslocamento das geleiras, já que sua inclinação fará com que a gravidade atue mais ou menos sua força sobre seu processo de movimento.

O fluxo de uma geleira é medido pela quantidade de gelo que se move por minuto. Abaixo está descrita a integral para representar a espessura do gelo, que define o fluxo de massa e o volume por unidade de tempo ao longo do fluxo da geleira:

$$Q = \int_B^S \rho(z) \mu(z) dz = \overline{\rho \mu} H \text{ e } q = \int_B^S \mu(z) dz = \overline{\mu} H \quad (4)$$

Onde:

q representa a dimensão da área por unidade de tempo;

Q é a massa por unidade de tempo e por unidade de comprimento;

u é a taxa de fluxo ao longo da geleira;

ρ representa a densidade da geleira;

$H = S - B$ representa a espessura do gelo;

O u e o $\overline{\rho\mu}$ representam os valores de profundidade (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Para definir a velocidade e aceleração deste fluxo, demonstramos a velocidade como v , que é a primeira constante que deriva na posição x . Então temos o seguinte:

$$v = v(X, t) = \frac{\partial x(X, t)}{\partial t} \quad (5)$$

A aceleração em a é a segunda constante que deriva. Então, temos que:

$$a = a(X, t) = \frac{\partial^2 (X, t)}{\partial t^2} = \frac{\partial v(X, t)}{\partial t} \quad (6)$$

Esta consiste em uma descrição Lagrangiana de velocidade e aceleração (GREVE, 2010) de um componente.

A aceleração e a desaceleração do gelo seguem alguns padrões combinados com a deformação interna e deslizamento basal (HAMBREY, 1994), conforme a figura 2.5. Junto com a gravidade, estas fazem com que todo a geleira se mova. Entretanto, cada geleira pode responder de forma diferente às mesmas mudanças no ambiente (COOK *et al.*, 2005)

A partir de fendas formadas pela deformação interna do gelo, diferentes tipos de fendas se formarão em função da velocidade de fluxo das geleiras. A superfície da geleira e a camada inferior não seguem de forma paralela. Na Antártica, estas fendas podem ter até 100 km de comprimento (HAMBREY, 1994). A disposição das fendas determinará se a geleira irá acelerar seu movimento, desacelerar ou se manterá constante, como visto na figura 2.5. O fluxo do gelo segue bem próximo à superfície da geleira (HAMBREY, 1994).

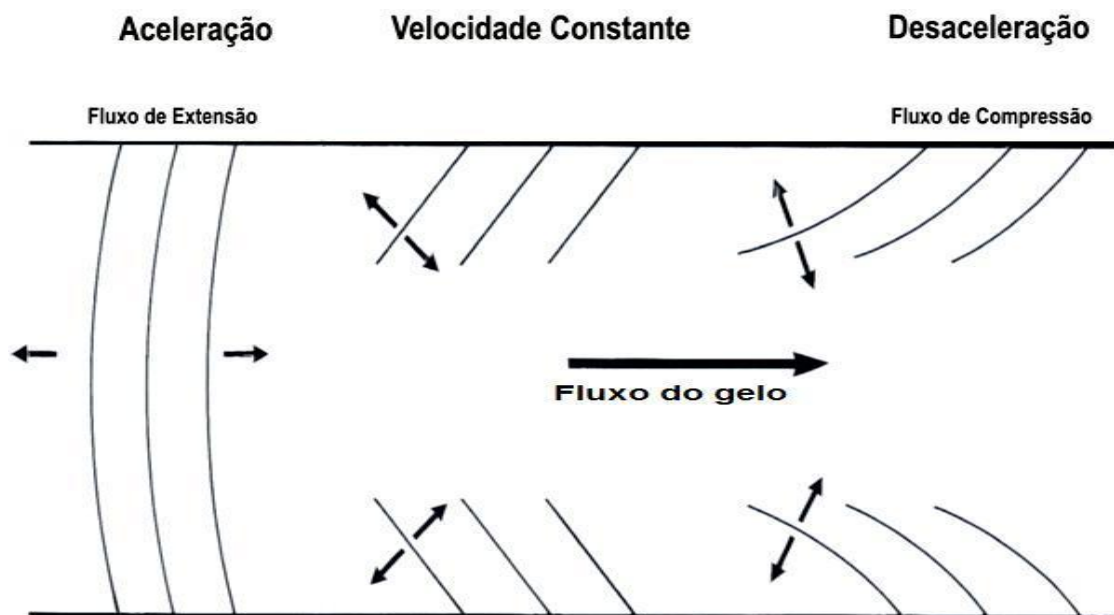


Figura 2.5: Tipos de fluxo do gelo resultantes de diferentes tipos de fendas que se formam na superfície de uma geleira. Fonte: HAMBREY (1994).

Para que se forme uma fenda é necessário que ocorra uma deformação no gelo e para que isso ocorra tem que haver um limite crítico de tensão superficial, com valores de 90 e 320 kPa (NATH; VAUGHAN, 2003).

Essas fendas podem aumentar de tamanho e velocidade, como resposta à tendência de aquecimento do ar superficial. Isso foi observado em vários estudos na Península Antártica, principalmente nas últimas duas décadas (VAUGHAN *et al.*, 2003), e pode estar causando a aceleração no movimento de geleiras locais (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003; ROTT *et al.*, 2002). Este processo pode desencadear então o aumento da quantidade de gelo flutuante (COOK *et al.*, 2005).

As geleiras de maré são geleiras que terminam no mar, lago ou rio, geralmente em um fiorde, suas fendas são diferenciadas, com formas paralelas. A frente é na forma de uma falésia de gelo de onde se separam icebergs. A maioria das geleiras de maré desprende essas grandes massas de gelo acima do nível do oceano, o que frequentemente produz um impacto na superfície da água ao serem atingidas pelos icebergs. Se a água é profunda, as geleiras podem desprender essas grandes massas de gelo sob a superfície da água, fazendo com o iceberg surja repentinamente na superfície (HAGEN *et al.*, 2009).

2.2 Parâmetros que influenciam a velocidade de fluxo das geleiras

Um dos principais parâmetros que influenciam a velocidade de fluxo das geleiras são as mudanças nas temperaturas oceânica e do ar superficial, pois para que o processo de ablação se inicie, e a geleira comece a se deslocar, tem que ocorrer mudanças na temperatura.

Segundo MARSHALL *et al.* (2002), entre 1956 e 1999, a temperatura do ar superficial na Península Antártica teve uma tendência de aumento de 0.027 ± 0.022 °C ano⁻¹. Nos últimos 100 anos, esta tendência foi de aproximadamente 3.8 ± 0.7 °C (MORRIS; VAUGHAN, 2002).

O aumento da temperatura dos mares adjacentes às geleiras da Península Antártica (i.e, mares de Bellingshausen e Weddell) contribui para o aumento da velocidade de fluxo dessas geleiras, e conseqüentemente para um maior fluxo de descarga de derretimento e resultante elevação do nível médio dos mares (SLAYMAKER; KELLY, 2007). As geleiras de maré sofrem maiores influências do oceano do que as geleiras terrestres, pois sua frente está em contato com o mar e assim a contribuição de água doce a este sistema é de forma direta (COOK *et al.*, 2005).

A extensão do gelo marinho nos mares de Bellingshausen e Weddell vem diminuindo nas últimas décadas (ZWALLY *et al.*, 2002b). Esse gelo marinho que seguraria o fluxo da geleira em sua posição frontal, uma vez não presente, acelera esse fluxo, ocasionando assim o aumento de desprendimento de gelo das geleiras. Esse fenômeno tem sido frequente na região da Península Antártica nas últimas décadas (PRITCHARD; VAUGHAN, 2007).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a estimação e análise da velocidade de fluxo de geleiras de maré da Península Antártica, foram utilizados pares de imagens multitemporais dos sensores LANDSAT TM e ETM+. Estas foram processadas com um algoritmo para extração de vetores de deslocamento de feições reconhecidas nesses pares. Além disso, dados de temperatura oceânica e do ar superficial dos modelos OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling*) e ERA-Interim (Ínterim Reanalysis Project), respectivamente, foram utilizados para a análise da influência desses parâmetros na velocidade de fluxo das geleiras estudadas.

3.1 Imagens LANDSAT TM e ETM+

A série de satélites LANDSAT (Land Remote Sensing Satellite) iniciou na década de 70, com o lançamento do ERTS-1 pela Agência Espacial Norte-Americana (NASA). Desde seu início, esse programa foi gerenciado pela NASA, e posteriormente foi apoiado pelo *United States Geological Survey* (USGS). Atualmente, esse programa conta com apenas dois satélites ativos, o LANDSAT 5 e o LANDSAT 7 (CHANDER *et al.*, 2009).

Neste estudo, foram utilizadas imagens dos satélites LANDSAT 4, 5 e 7, lançados em 1982, 1984 e 1999, respectivamente. O principal instrumento imageador dos satélites LANDSAT 4 e 5 é o sensor *Thematic Mapper* (TM). O satélite LANDSAT 7 possui o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) (Tabelas 3.1 e 3.2). As imagens LANDSAT estão disponíveis gratuitamente no site do USGS para download, por meio do protocolo <http://edcscns17.cr.usgs.gov/NewEarthExplorer/>.

Tabela 3.1: Características do sensor TM a bordo dos satélites LANDSAT 4 e 5.
 Fonte: EMBRAPA (2011).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
TM (Thematic Mapper)	(B1) Azul	0.45-0.52 μm				
	(B2) Verde	0.50-0.60 μm				
	(B3) Vermelho	0.63-0.69 μm				
	(B4) Infravermelho Próximo	0.76-0.90 μm	30 m	16 dias	183 Km	8 bits
	(B5) Infravermelho Médio	1.55-1.75 μm				
	(B6) Infravermelho Termal	10.4 - 12.5 μm	120 m			
	(B7) Infravermelho Médio	2.08 - 2.35 μm	30 m			

Tabela 3.2: Características do sensor ETM+ a bordo do satélite LANDSAT 7.
 Fonte: EMBRAPA (2011).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)	(B1) Azul	0.45-0.52 μm				
	(B2) Verde	0.50-0.60 μm				
	(B3) Vermelho	0.63 - 0.69 μm				
	(B4) Infravermelho Próximo	0.76 - 0.90 μm	30 m	16 dias	183 Km	8 bits
	(B5) Infravermelho Médio	1.55 - 1.75 μm				
	(B6) Infravermelho Termal	10.4 - 12.5 μm	60 m			
	(B7) Infravermelho Médio	2.08 - 2.35 μm	30 m			
	(B8) Pancromático	0.50 - 0.90 μm	15 m			

O sensor TM carrega seu próprio sistema de calibração, um calibrador interno (IC) que contém em um sinalizador escuro, três lâmpadas, uma cavidade de corpo negro e os componentes ópticos para captar o brilho da lâmpada e do corpo negro no plano focal. As lâmpadas são utilizadas para calibrar as bandas refletivas do sensor e o corpo negro calibra a banda termal (CHANDER *et al.*, 2009).

O sensor ETM+ tem três calibradores para as bandas refletivas: calibrador de abertura solar completa (FASC), com um painel difusor branco; calibrador de abertura solar parcial (PASC), composto por um conjunto óptico, que através de pequenos orifícios permite a imagem solar; calibrador interno, formado por duas lâmpadas, um corpo negro, e um obturador óptico para transferir energia da calibração para fontes do plano focal (CHANDER *et al.*, 2009).

Imagens LANDSAT são úteis para a estimativa da velocidade de fluxo das geleiras, pois fornecem uma visão sinóptica de uma área de 185 x 185 km (LUCHITTA *et al.*, 1993) e uma resolução espacial de 30 metros. Assim, vários pontos fixos nas cenas (*i.e.*, pontos de controle no terreno), necessários para as correções geométricas e correção de imagens, podem ser encontrados (LUCHITTA *et al.*, 1993). Além disso, esse tipo de imagem orbital tem sido largamente utilizado em glaciologia (BINDSCHADLER *et al.*, 2008) e representa a mais antiga série de imagens com resolução espacial média das mudanças da superfície terrestre.

Para a determinação da velocidade das geleiras da área de estudo foi utilizada a banda do infravermelho próximo (NIR) (*i.e.*, banda 4 dos sensores TM e ETM+), pois esta possui alta sensibilidade às variações de rugosidade das feições superficiais de geleiras (TURRIN, 2010).

Para a obtenção de bons resultados na análise da dinâmica de geleiras é importante o uso de dados com resolução temporal adequada para a detecção do seu fluxo de gelo. Todavia, isto nem sempre é possível com o uso de dados de sensores ópticos, em razão da alta frequência de cobertura de nuvens sobre a Península Antártica, que impossibilita a extração de vetores de deslocamento das geleiras.

Neste estudo, as imagens LANDSAT foram separadas por pares (Tabela 3.3), com intervalo médio de um ano. A Figura 3.1 mostra a distribuição espacial das cenas selecionadas.

Tabela 3.3 Imagens LANDSAT utilizadas para a análise de correlação cruzada.

Plataforma/Sensor	Data de Aquisição	Órbita	Ponto
LANDSAT TM	25 de Dezembro de 1988	219	107
LANDSAT TM	25 de Dezembro de 1988	219	108
LANDSAT TM	17 de Janeiro de 1988	218	105
LANDSAT TM	28 de Janeiro de 1989	217	105
LANDSAT TM	26 de Janeiro de 1989	219	107
LANDSAT TM	19 de Fevereiro de 1989	219	106
LANDSAT TM	19 de Fevereiro de 1989	219	107
LANDSAT TM	20 de Fevereiro de 1989	218	108
LANDSAT TM	26 de Novembro de 1989	219	107
LANDSAT TM	26 de Novembro de 1989	219	106
LANDSAT TM	07 de Fevereiro de 1990	218	106
LANDSAT TM	09 de Fevereiro de 1990	216	105
LANDSAT TM	09 de Fevereiro de 1991	219	106
LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2000	216	105
LANDSAT ETM+	26 de Fevereiro de 2000	219	107
LANDSAT ETM+	04 de Janeiro de 2001	218	108
LANDSAT ETM+	27 de Janeiro de 2001	219	107
LANDSAT ETM+	20 de Fevereiro de 2001	220	107
LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2001	218	107
LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2001	218	105
LANDSAT ETM+	18 de Dezembro de 2002	217	105
LANDSAT ETM+	20 de Dezembro de 2001	220	107
LANDSAT ETM+	20 de Dezembro de 2001	220	108
LANDSAT ETM+	31 de Dezembro de 2001	217	105
LANDSAT ETM+	02 de Fevereiro de 2003	219	107

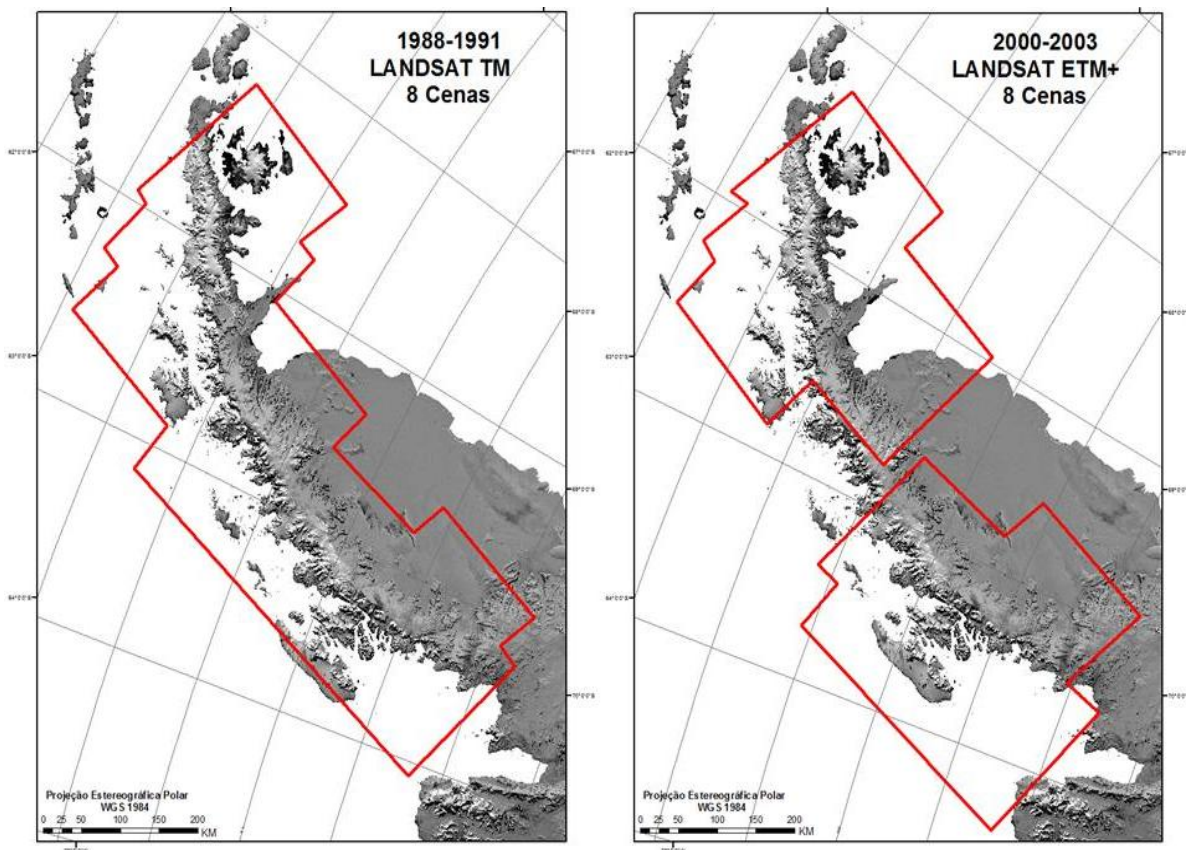


Figura 3.1: Área de recobrimento das cenas LANDSAT (polígonos vermelhos), selecionadas para a análise da variação da velocidade de fluxo de geleiras. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

3.2 Geleiras selecionadas para a análise da velocidade de fluxo

Para a análise da velocidade de fluxo, foram selecionadas 44 geleiras ao longo da Península Antártica, sendo 5 delas localizadas no setor nordeste, 4 no setor noroeste, 20 no setor centro-oeste, 7 no setor da baía de Marguerite e 8 no setor da plataforma de gelo Larsen C (Figura 3.2).

A seleção das geleiras baseou-se na ausência de cobertura de nuvens nas imagens LANDSAT e na possibilidade de identificação visual de feições superficiais de geleiras (e.g., fendas). As geleiras selecionadas foram as seguintes: Temple, Gregory, Breguet, Sikorsky, Boydell, Sjöergren, Dinsmoor, Edgeworth, Bombardier, Trooz, Belgica, Somers, Comrie, Pollard, Bradford, Birley, Lawrie, Weir, Erskine, Hopkins,

Widdowson, Drummond, Murphy, Wikinson, Perutz, Forbes, Swithinbank, Neny, Snowshoe, Romulus, Martin, Gloud, Breiffess, Cumpston, Quartmain, Fricker, Hess, Flint e Demorest. A localização de todas essas geleiras está representada na figura 3.2 por pontos vermelhos e a localização de cada um destas está indicada nas figuras do capítulo 4 desta dissertação. Todas as geleiras selecionadas nos setores nordeste, noroeste, centro-oeste e Baía Marguerite são de maré. As geleiras do setor Larsen C são geleiras de plataforma.

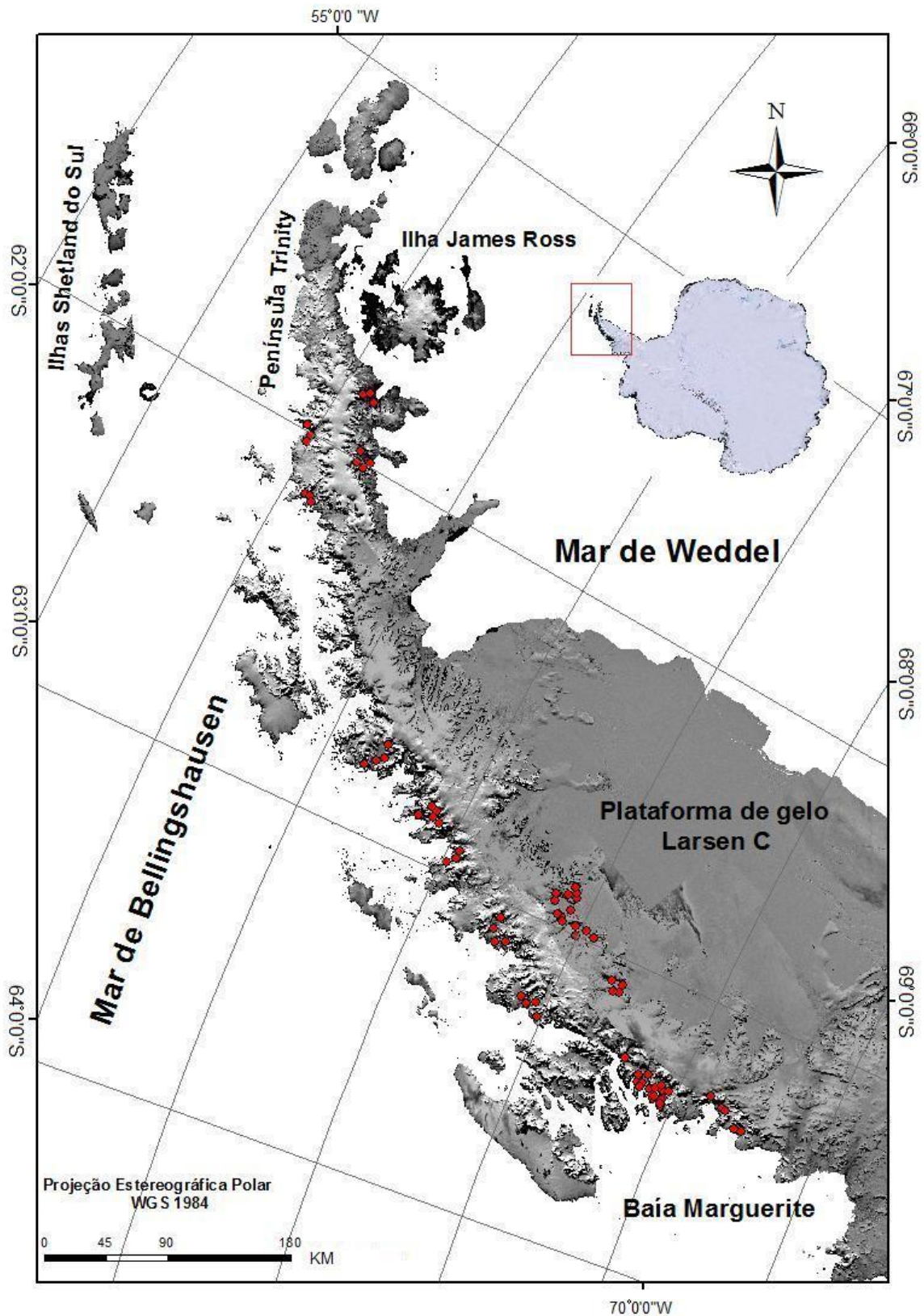


Figura 3.2: Localização das geleiras da Península Antártica selecionadas para a análise de sua velocidade de fluxo, sobre o mosaico LIMA (USGS, 2007).

3.3 Pré-processamento das imagens

Para a extração dos vetores de deslocamento com algoritmos de correlação cruzada, os pares de imagens devem estar corregrados (SCAMBOS *et al.*, 1992).

As imagens LANDSAT são disponibilizadas georreferenciadas, porém entre pares de imagens da mesma cena os erros de georreferenciamento são em torno de 4 pixels (USGS, 2007). Dessa forma, foi necessário fazer o registro das imagens de busca (*i.e.*, pós-evento) em relação às imagens de referência (preevento), utilizando-se de 25 a 47 pontos de controle no terreno (*ground control points* – GCP) por par de imagens (Tabela 3.4) e tendo um erro médio quadrático (*root mean square* - RMS) entre 0,5 e 1 pixel (Tabela 3.4), ou seja, cada par de imagens deveria ter um erro de posicionamento equivalente no terreno de até 30 m (Tabelas 3.1 e 3.2).

O RMS é uma medida do desvio dos valores calculados em relação aos valores originais. Assim, os valores das novas coordenadas de um pixel são calculados e comparados com seus valores reais (*i.e.*, na imagem de referência). As diferenças entre as coordenadas são então elevadas ao quadrado e somadas, e essa soma é dividida pelo número de medidas realizadas, para que se obtenha a média. Portanto, o RMS fornece uma medida característica de erro na mesma unidade das medidas originais, sendo calculado com o uso da seguinte equação (GUJARATI, 2000):

$$\text{RMS}_{\text{error}} = [((x_1 - x_{\text{org}})^2 + (y_1 - y_{\text{org}})^2) / n]^{1/2} \quad (7)$$

Onde:

x_1 : É a coordenada de linha calculada na imagem não-registrada;

y_1 : É a coordenada de coluna calculada na imagem não-registrada;

x_{org} : É a coordenada original de linha do GCP na imagem;

y_{org} : É a coordenada original de coluna do GCP na imagem; e

n : número de medidas realizadas (número de GCP x 2).

Tabela 3.4: Erro médio quadrático e pontos de controle dos pares de imagens selecionados.

Órbita/Ponto	Plataforma/Sensor	Data de Aquisição	RMS	Pontos de Controle
217/105	LANDSAT TM	28 de Janeiro de 1989	0.83	25
216/105	LANDSAT TM	09 de Fevereiro de 1990		
217/105	LANDSAT ETM+	31 de Dezembro de 2001	0.51	47
217/105	LANDSAT ETM+	18 de Dezembro de 2002		
218/105	LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2001	0.70	30
217/105	LANDSAT ETM+	31 de Dezembro de 2001		
218/105	LANDSAT TM	17 de Janeiro de 1988	0.90	30
217/105	LANDSAT TM	28 de Janeiro de 1989		
216/105	LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2000	0.86	40
217/105	LANDSAT ETM+	31 de Dezembro de 2001		
219/108	LANDSAT TM	25 de Dezembro de 1988	0.94	40
218/108	LANDSAT TM	20 de Fevereiro de 1989		
218/106	LANDSAT TM	07 de Fevereiro de 1990	0.91	35
219/106	LANDSAT TM	09 de Fevereiro de 1991		
219/106	LANDSAT TM	19 de Fevereiro de 1989	0.97	35
219/106	LANDSAT TM	26 de Novembro de 1989		
219/108	LANDSAT TM	25 de Dezembro de 1988	0.65	26
219/107	LANDSAT TM	26 de Novembro de 1989		
219/107	LANDSAT TM	25 de Dezembro de 1988	0.83	37
219/107	LANDSAT TM	19 de Fevereiro de 1989		
219/107	LANDSAT TM	26 de Janeiro de 1989	0.77	40
219/107	LANDSAT TM	26 de Novembro de 1989		
219/107	LANDSAT ETM+	26 de Fevereiro de 2000	0.91	41
219/107	LANDSAT ETM+	27 de Janeiro de 2001		
219/107	LANDSAT ETM+	27 de Janeiro de 2001	0.69	34
219/107	LANDSAT ETM+	02 de Fevereiro de 2003		
218/107	LANDSAT ETM+	21 de Fevereiro de 2001	0.87	25
220/107	LANDSAT ETM+	20 de Dezembro de 2001		
219/107	LANDSAT ETM+	27 de Janeiro de 2001	0.98	25
220/107	LANDSAT ETM+	20 de Dezembro de 2001		
218/108	LANDSAT ETM+	04 de Janeiro de 2001	0.84	30
220/108	LANDSAT ETM+	20 de Dezembro de 2001		

Para o realce das feições superficiais das geleiras nas imagens LANDSAT, foram aplicados filtros passa-alta, direcional e o *matching* de histograma. Esse procedimento possibilita uma melhor detecção nas imagens dessas feições, com o objetivo de seu uso posterior no método de correlação cruzada (seção 3.4).

A filtragem consiste em uma transformação pixel a pixel de uma imagem (operação de convolução) e depende do nível de cinza do pixel a ser modificado e do valor dos níveis de cinza dos pixels vizinhos na imagem original, ou seja, o pixel

filtrado tem um valor dependente do contexto em que ele se encontra na imagem original (TURRIN, 2009).

O filtro passa-alta remove os componentes de baixa frequência da imagem, mantendo os de alta frequência espacial. As feições de alta frequência ou bordas em imagens são caracterizadas por transições abruptas de níveis de cinza. Quanto menor forem as dimensões do filtro (*i.e.*, tamanho da janela), menos detalhes serão realçados. Para o realce das feições na superfície das geleiras da Península Antártica, os seguintes tamanhos de filtros foram testados: 3x3, 5x5, 7x7, 9x9 e 11x11 pixels.

A figura 3.3 exemplifica o realce de feições de alta frequência com a utilização de um filtro passa-alta 3x3 pixels.

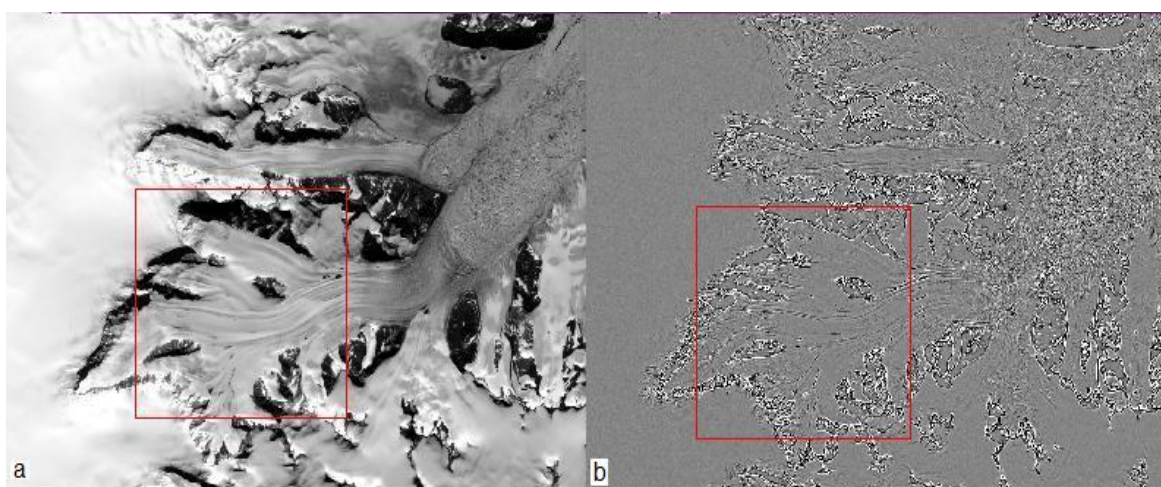


Figura 3.3: Imagem sem filtragem (a) e com aplicação de um filtro passa-alta 3x3 (b).

O dado original é uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001.

Os filtros direcionais utilizados neste estudo também são do tipo passa-alta e foram aplicados conforme a direção longitudinal de movimento da geleira. Também foram testados os seguintes tamanhos de janelas: 3x3, 5x5, 7x7, 9x9 e 11x11 pixels.

O *matching* de histograma distribui a frequência de brilho da imagem de referência em relação à imagem de busca, com o objetivo de aproximar a forma dos histogramas das imagens.

Depois de devidamente corrigidas e filtradas, cada par de imagens foi exportado do formato HDR do programa Envi (ITT VIS, Inc.) para uma extensão binária compatível com o programa IMCORR, desenvolvido pelo NSIDC-NASA. Esse último programa foi utilizado para encontrar pontos homólogos na superfície das geleiras analisadas e assim calcular o deslocamento de feições nos pares de imagens.

As imagens foram segmentadas em áreas recobrimdo somente os limites das bacias de drenagem das geleiras, pois o programa IMCORR encontra muitas discordâncias na determinação dos vetores de deslocamento nas demais áreas imageadas, gerando muitos vetores aleatórios.

3.4 Extração de vetores de deslocamento das geleiras

Cada par de imagens LANDSAT descrito na seção anterior foi processado por meio do algoritmo de correlação cruzada implementado no programa IMCORR (SCAMBOS *et al.*, 1992), que identifica picos de correlação entre as imagens, para a extração de informações sobre a velocidade de fluxo de geleiras entre imagens corregristadas de diferentes datas de aquisição.

O IMCORR é um programa desenvolvido para analisar duas imagens sequenciais, calculando o deslocamento da posição de feições superficiais (BINDSCHADLER; SCAMBOS, 1991).

Durante o processamento, o algoritmo de correlação cruzada procura em uma imagem de busca as feições existentes na imagem de referência. Inicialmente, a covariância normalizada vai ajustar a intensidade dos valores dos pixels em janelas selecionadas nas imagens de referência e de busca, fazendo com que a média seja igual a zero, e então os resultados dentro da área de busca é comparado com a área de referência. Essa busca do algoritmo é feita pixel a pixel, tendo como referência o pixel central da janela de busca. Após encontrar o pico de correlação entre as feições, este calcula a distancia entre os pixels, gerando assim a vetor de deslocamento (NSIDC, 2011). O índice de correlação entre as duas janelas é dado por:

$$CI_{(L,S)} = \frac{\sum_{L,S} (r_{(L,S)} - \mu_r) (S_{(L,S)} - \mu_s)}{[\sum_{L,S} (r_{(L,S)} - \mu_r)^2]^{1/2} [\sum_{L,S} (S_{(L,S)} - \mu_s)^2]^{1/2}} \quad (8)$$

Onde $CI_{(L,S)}$ é o índice de correlação entre as duas imagens na área de busca com o pixel central localizado na posição L,S. O $r_{(L,S)}$ é o valor de intensidade de brilho na janela de referência localizado na posição l,s. O μ_r é a média dos valores de

intensidade na janela de referência. O $S_{(l,s)}$ é o valor de brilho do pixel na janela de busca localizado na posição l,s . E o μ_s é a média do valor de intensidade de brilho na janela de busca (SCAMBOS *et al.*, 1992).

Na figura 3.4, uma imagem tridimensional exemplifica os valores de correlação encontrados pelo IMCORR, onde os parâmetros estatísticos da janela de referência são comparados na janela de busca pixel a pixel, procurando a janela de busca.

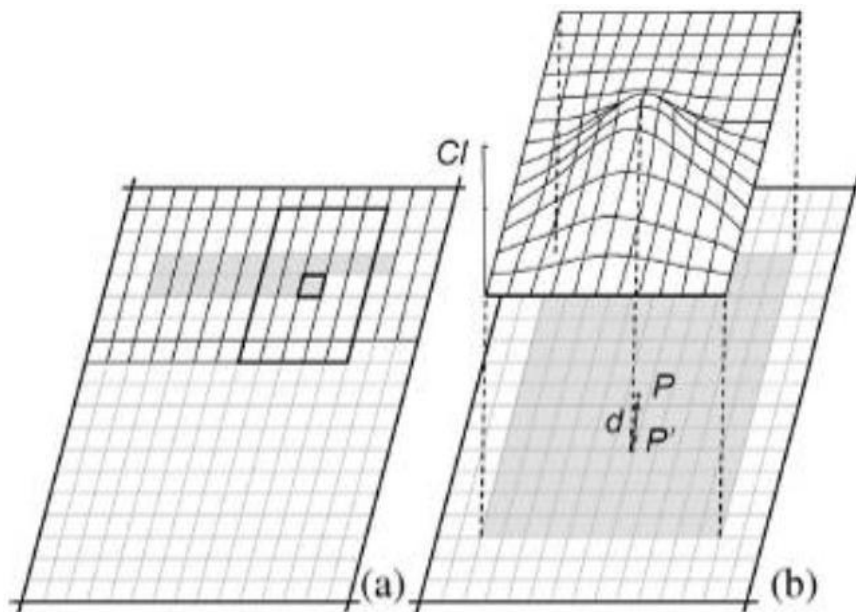


Figura 3.4: Exemplo do pico de correlação entre dois pares de imagens, sendo (a) a imagem de referência e (b) a imagem de busca. A área a ser buscada deverá ser maior do que a de referência. A janela de referência (a) se desloca pixel a pixel na região analisada e uma superfície gerada pelos valores de correlação cruzada representa a variação destes valores em toda região de busca. O pico, nesta superfície, está posicionado sobre o ponto P' . Dessa forma, pode-se concluir que a feição P teve seu homólogo encontrado na posição P' e a distância d é o deslocamento desta feição no intervalo temporal existente entre a aquisição das duas imagens. Fonte: VELHO (2009).

Os valores calculados das correlações e o valor de pico máximo farão com que o *correlation strength* (CS) encontre quantos pixels a feição se moveu, pois utilizará média, desvio padrão e o pico de correlação da superfície, para informar quanto o pico máximo, que faz parte de um conjunto de valores, realmente é o valor de correlação máxima.

São necessários 5 parâmetros de entrada no IMCORR: os tamanhos da janela de busca e da janela de referência, o valor referente ao deslocamento da janela de busca com relação à janela de referência, e o deslocamento em x e y da janela de referência em relação ao centro da janela de busca.

Foram testados diferentes tipos de filtros para realçar as feições estudadas nas imagens. No primeiro experimento, foram utilizados tamanhos da janela de referência de 128x128 pixels e da janela de busca da imagem de 64x64 pixels, sendo estes com janelas deslocando-se a cada 10 pixels. Se este método fosse processado pixel a pixel, os resultados seriam abundantes e também redundantes. Em outro experimento, foram utilizados tamanhos de janela com 128x32, 128x16, 64x32, 64x16 e 32x16 pixels, para as imagens de busca e referencia, respectivamente.

Para cada tamanho de janela, foram utilizadas imagens processadas por filtros passa-alta e direcionais com janelas 3x3, 5x5, 7x7, 9x9 e 11x11 pixels, além de pares de imagens processadas por *matching* de histograma. Além disso, foi testado o uso de pares de imagens sem qualquer filtragem. Assim, foram realizados 70 testes para cada par de imagens. É importante considerar os diferentes tamanhos de janela utilizados no IMCORR, pois o tamanho de janela mais apropriada será de acordo com a velocidade de fluxo de cada geleira.

Os resultados mais coerentes foram obtidos com o uso de janelas de busca com 128x128 pixels e janelas de referência com 64x64 pixels, com a área de busca a cada 10 pixels, iniciando o x e y no canto superior esquerdo da imagem, abrangendo toda a imagem, e sem qualquer filtragem.

Os arquivos de saída calculados pelo algoritmo do IMCORR estão exemplificados na tabela 3.5 e consistem nos seguintes parâmetros: X e Y; módulo do vetor; força de correlação; *flag*; deslocamento em x; deslocamento em y; erro em x; erro em y.

O x e y são os valores do pixel central da janela de referência e busca da imagem. O módulo do vetor é o deslocamento do fluxo da geleira em pixels. A força de correlação corresponde a um índice de correlação do maior pico, do segundo maior pico de correlação e os valores de correlação entre os pixels da janela. O *flag* informa se a força de correlação está correta, com resultados variando de 1 a 5. O valor igual a 1 indica uma correlação adequada, o valor 2 indica que a correlação falhou pois o pico está muito próximo da borda da janela de busca, o valor 3, que a correlação falhou pois o pico subsidiário é comparável em força ao pico principal, o valor 4, que a correlação falhou pois a força de pico está abaixo do mínimo especificado pelo usuário e, por fim, o valor 5, que a correlação falhou pois o deslocamento para a localização nominal excede o máximo especificado pelo usuário. O deslocamento é calculado pela

diferença da distância da feição em x e y. Os dois últimos parâmetros são os erros associados ao processamento (NSIDC, 2011).

Tabela 3.5: Exemplo dos dados de saída do programa IMCORR.

X	Y	Módulo do Vetor	Força de correlação	Flag	Deslocamento em X	Deslocamento em Y	Erro em X	Erro em Y
64	84	6,113	7,725	1	-5,23	-3,116	46,361	11,154
64	94	0	0	3	0	0	0	0
74	74	0	0	2	0	0	0	0

Depois de gerados pelo IMCORR, os vetores de deslocamento foram filtrados com a utilização do parâmetro *flag*. Os únicos resultados aceitos foram os que tiveram *flag* igual a 1, pois os programas de correlação podem produzir alguns erros, gerando vetores que indicam fluxo contrário à direção real de fluxo, como, por exemplo, fendas que terminam fora da imagem, ou deslocamentos em sentidos aleatórios, que não são coerentes com os dados reais.

Posteriormente, os dados de vetores de deslocamento foram adicionados a uma planilha eletrônica (Excel, Microsoft Inc.), utilizada para o cálculo do deslocamento total entre as datas de aquisição das imagens. Esse valor foi então dividido pela diferença de dias entre a data de aquisição das imagens, para a obtenção do deslocamento diário de cada geleira.

No caso dos erros x e y, foi necessário filtrar todos os valores maiores do que 1, pois a estimativa da correlação cruzada é feita pixel a pixel. Valores com erro maior do que um pixel indica que a determinação do deslocamento foi realizada com erro superior à resolução dos dados utilizados para o cálculo da velocidade de fluxo.

Depois de filtrados, os dados de saída do IMCORR foram convertidos para o formato shape, por meio do programa ArcGIS (ESRI, Inc.), para que os valores tabulares de deslocamento fossem transformados para o formato vetorial, com o objetivo de representar espacialmente a direção de fluxo de cada fenda exposta no gelo (Figura 3.5).

Os vetores de velocidade que não correspondiam à direção real de deslocamento foram eliminados automaticamente por meio de uma busca automática, tendo um quadrante como base. Essa busca foi feita em um círculo, com a filtragem de 90 graus dos vetores de cada par de imagens, e assim todas as imagens tiveram a mesma abertura no quadrante de filtragem do ângulo de acordo com cada direção de deslocamento.

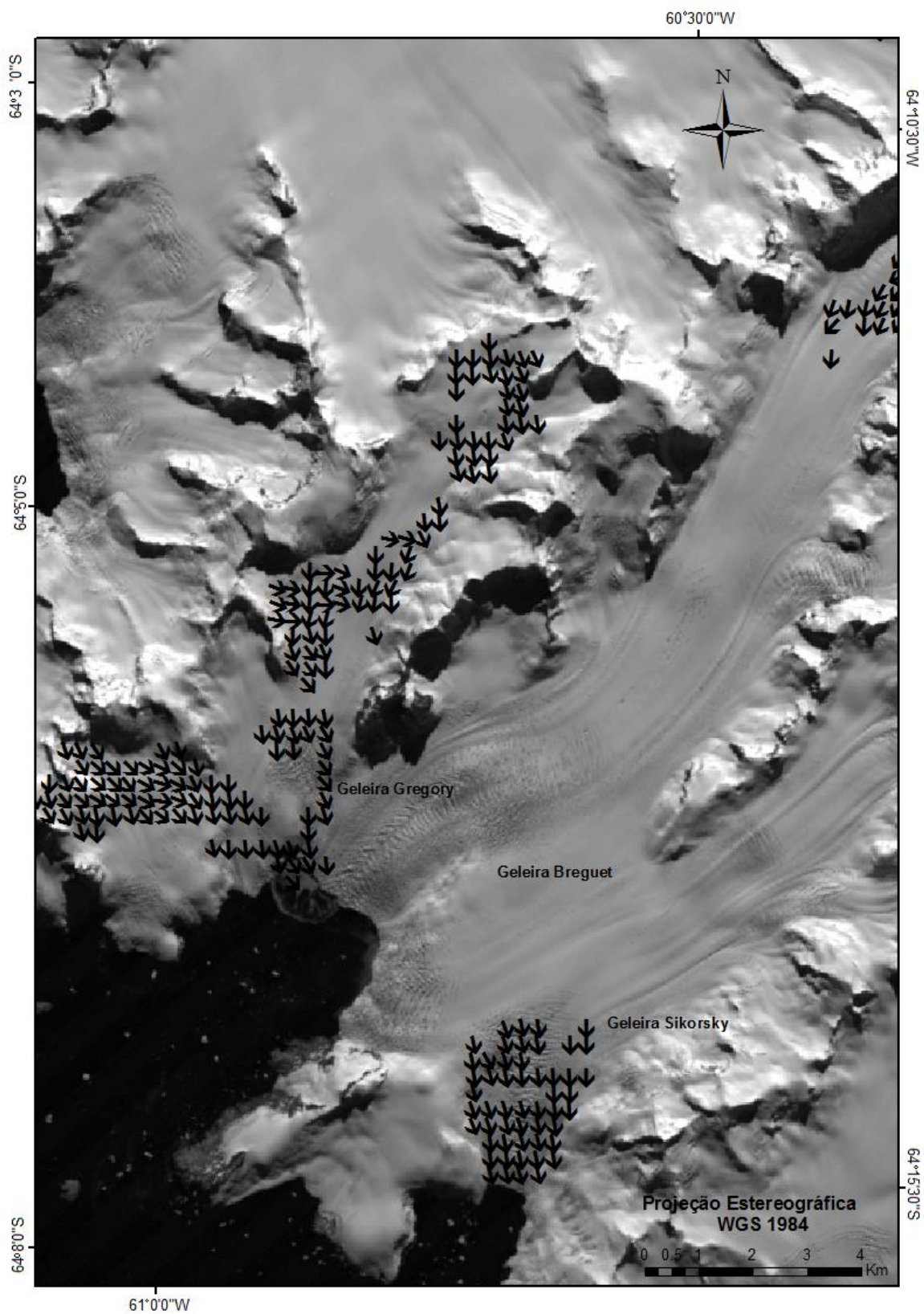


Figura 3.5: Exemplo dos vetores de deslocamento gerados a partir do programa de correlação cruzada IMCORR. Fonte de dados: imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001

3.5 Parâmetros meteorológicos

Para a análise da influência de parâmetros meteorológicos na dinâmica de fluxo das geleiras, foram utilizadas médias mensais de temperatura do ar superficial dos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro (este último mês é do ano anterior, abrangendo assim todo o verão austral), dos períodos 1989-1990 e 2000-2003. Além disso, a dinâmica das geleiras foi comparada com dados anômalos de temperatura do ar superficial, calculados a partir dos dados observados subtraídos dos valores mensais correspondentes, desses mesmos períodos.

Dados de temperatura do ar superficial foram calculados a partir do modelo de reanálise ERA-Interim do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). O modelo apresenta uma resolução espacial de $1,5^\circ$. Utiliza uma janela temporal de 12h e a análise variacional 4D para uma grade espectral com truncamento triangular de 255 ondas, correspondendo a aproximadamente 80 km, e um sistema de coordenadas verticais híbrido com 60 níveis. Os dados de reanálise são modelados a partir da interpolação de dados coletados em pontos da superfície, em estações meteorológicas e interpolados estatisticamente num espaço de tempo.

Cada ponto do modelo foi interpolado através do método de interpolação bilinear para uma resolução de 200 m, e uma correção de $-0,0044^\circ\text{C m}^{-1}$ foi aplicada para corrigir o gradiente vertical da temperatura do ar (MORRIS; VAUGHAN, 2003). O modelo digital de elevação (MDE) do RADARSAT Antarctic Mapping Project (RAMP) (LIU *et al.*, 2001), foi utilizado como fonte de dados altimétricos, para a aplicação de uma taxa de correção da temperatura ao ar superficial em relação à altitude (Figura 3.6).

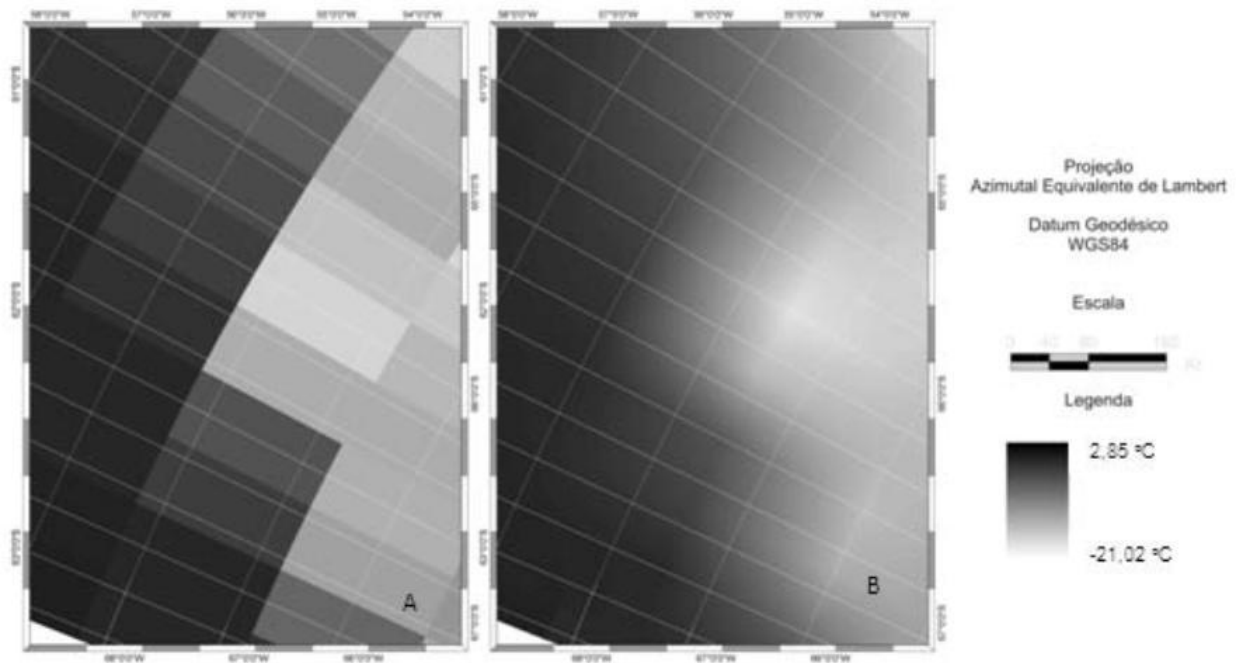


Figura 3.6: Temperatura do ar superficial a 2 m da superfície. Os dados estão na resolução disponibilizada pelo ECMRWF ($1,5^\circ \times 1,5^\circ$) (A) e foram interpolados pelo método bilinear, com grade de 200 x 200 m (B). Fonte: COSTI, 2011.

Os dados de temperatura do ar superficial foram importados para o programa Matlab (Mathworks, Inc.). Por meio desse programa, foi calculada a média simples, isto é, foram somados os valores de temperatura dos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro, e estes foram divididos pela quantidade de dados correspondentes.

Para possibilitar a verificação da influência de período com valores extremos de temperatura, foi necessário o cálculo das anomalias de temperatura, para os respectivos meses e anos analisados neste estudo.

Estudos comparativos entre os dados de reanálise dos programas NCEP/NCAR 1 e 2 e ERA-40 (SETZER; KAYANO, 2009) mostraram que para altas latitudes, como o caso da Antártica, ocorreram diferenças entre os dados reais e os dados de reanálise. Isso é devido ao fato de que existem poucas estações meteorológicas no continente antártico e as variações atmosféricas são extremas nessa região.

3.6 Parâmetros oceanográficos

A velocidade de fluxo das geleiras de maré depende da temperatura da superfície dos oceanos, dentre vários outros fatores. Com maiores temperaturas oceânicas, a quantidade de gelo marinho na frente das geleiras diminui, possibilitando assim a maior ação de ondas e marés nos processos de desprendimento de gelo. Além disso, um aumento na temperatura da superfície oceânica contribui para a lubrificação do contato gelo-rocha na porção frontal das geleiras de maré. Considerando a influência desse fator na dinâmica de fluxo das geleiras de maré, foram comparados dados de temperatura oceânica com os de velocidade média das geleiras de maré analisadas neste estudo.

Para isso, foram utilizados dados de temperatura dos mares de Weddell e de Bellingshausen, gerados pelo modelo *Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling* (OCCAM), desenvolvido pelo *National Oceanography Centre, Southampton* (NOCS).

O modelo OCCAM utiliza as equações primitivas formuladas em coordenadas z do tipo Bryan-Semtner-Cox (BRYAN 1969, SEMTNER 1974, COX 1984). Os dados utilizados tiveram uma resolução horizontal de $1/12^\circ$ de latitude e longitude. O modelo possui uma grade tipo Arakawa B (que permite o modelo avaliar duas séries na mesma grade). Foram utilizados dados de temperatura dos verões austrais dos períodos 1989-1990 e 2000-2003, pois esse modelo disponibiliza dados de 1988 a 2004 e por ser o primeiro ano do modelo, foi descartada a data de 1988 neste estudo. O modelo adota uma grade com 66 níveis na coordenada z , porém só foram necessários nesta análise os 3 primeiros metros de profundidade.

Para que os dados de temperatura oceânica fossem corretamente analisados, foi necessário o cálculo médio dos mesmos, isto é, foram somados os valores de temperatura do verão austral, e divididos pelo número de dados correspondentes. Isso foi realizado por meio do programa Matlab (Mathworks, Inc.). Assim como para a temperatura do ar, foram calculadas as anomalias das temperaturas oceânicas, dos respectivos anos de dados das médias, para que não fossem desconsiderados valores extremos na temperatura.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os valores médios de velocidade de fluxo das geleiras em diferentes setores da Península Antártica, durante os períodos analisados neste estudo. Essas informações foram comparadas com dados de temperatura média do ar superficial do modelo de reanálise ERA-Interim e com dados de temperatura oceânica superficial do modelo OCCAM.

4.1 Variações na velocidade de fluxo das geleiras da Península Antártica

Para a análise espacial das variações na velocidade de fluxo das geleiras, a Península Antártica foi dividida em 5 setores (figura 4.1), de acordo com a localização dos dados e a topografia da região. No setor noroeste, estão localizadas as geleiras Temple, Gregory, Breguet e Sikorsky. O setor nordeste compreende as geleiras Boydell, Sjöergren, Dinsmoor, Edgeworth e Bombardier. Na região centro-oeste, localizam-se as geleiras Trooz, Bilgeri, Somers, Comrie, Pollard, Bradford, Birley, Lawrie, Weir, Erskine, Hopkins, Widdowson, Drummond, Murphy e Wikinson. No setor da baía Marguerite encontram-se as geleiras Perutz, Forbes, Swithinbank, Neny, Snowshoe, Romulus e Martin. Finalmente, no setor da plataforma de gelo Larsen C estão localizadas as geleiras Gloud, Breiffess, Cumpston, Quartmain, Fricker, Hess, Flint e Demorest.

Os setores noroeste, centro oeste e Baía Marguerite encontram-se próximos ao mar de Bellingshausen, que durante o inverno ocorre mais precipitação e ciclones, e não possui gelo marinho e cujo clima polar marítimo faz com que ele seja mais quente e úmido em relação a Weddel onde encontram-se os setores noroeste e Larsen C e é mais frio e seco e ocorre um rápido aquecimento no verão e outono, aumentando assim os ventos de oeste.

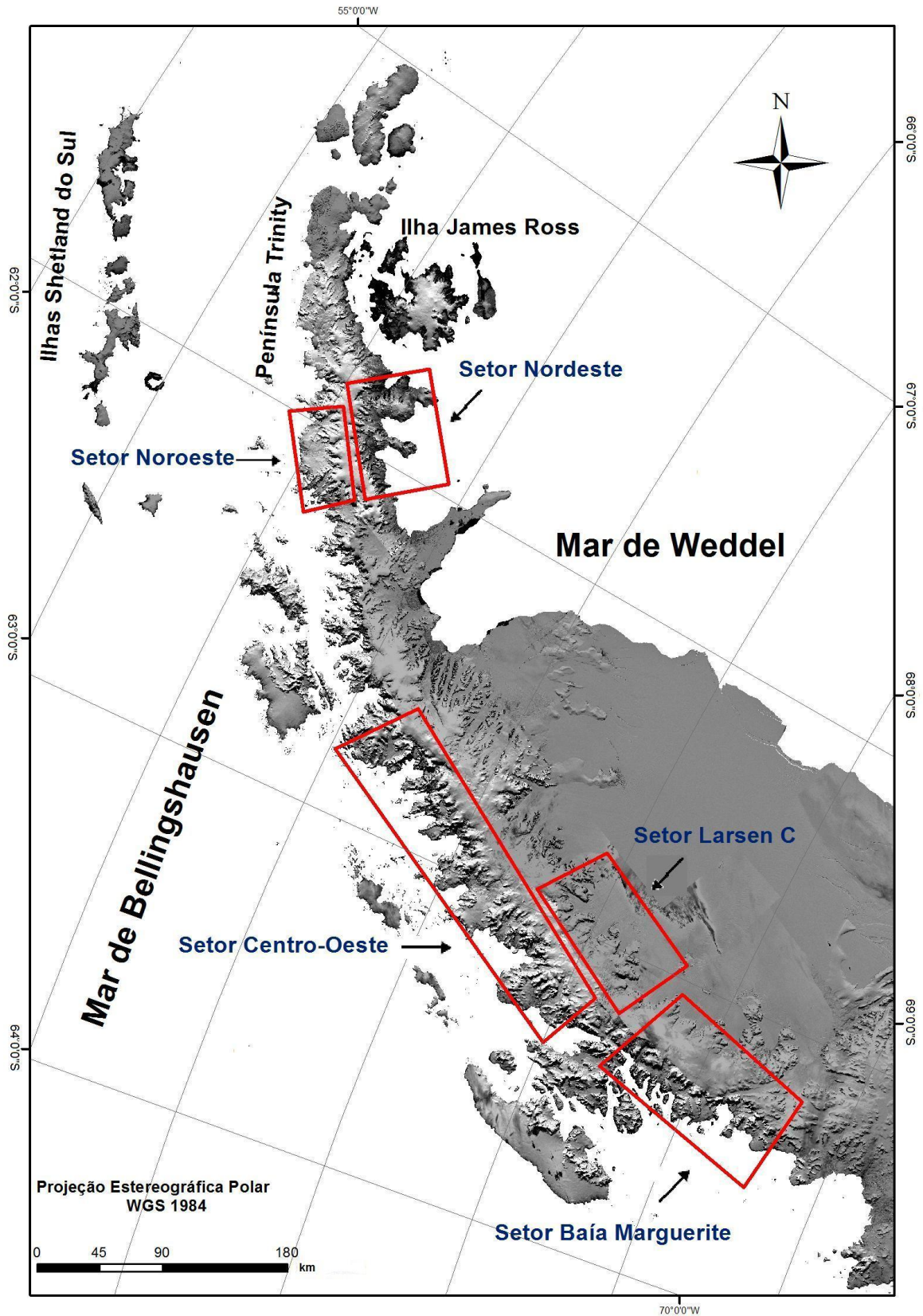


Figura 4.1: Localização dos setores selecionados para o estudo da velocidade de fluxo de geleiras da Península Antártica, sobre o mosaico LIMA (USGS, 2007).

A figura 4.2 mostra a localização das geleiras Sjøergren e Boydell no setor nordeste da Península Antártica, com seus vetores de deslocamentos calculados para o período de 28 de janeiro de 1989 a 09 de fevereiro de 1990.

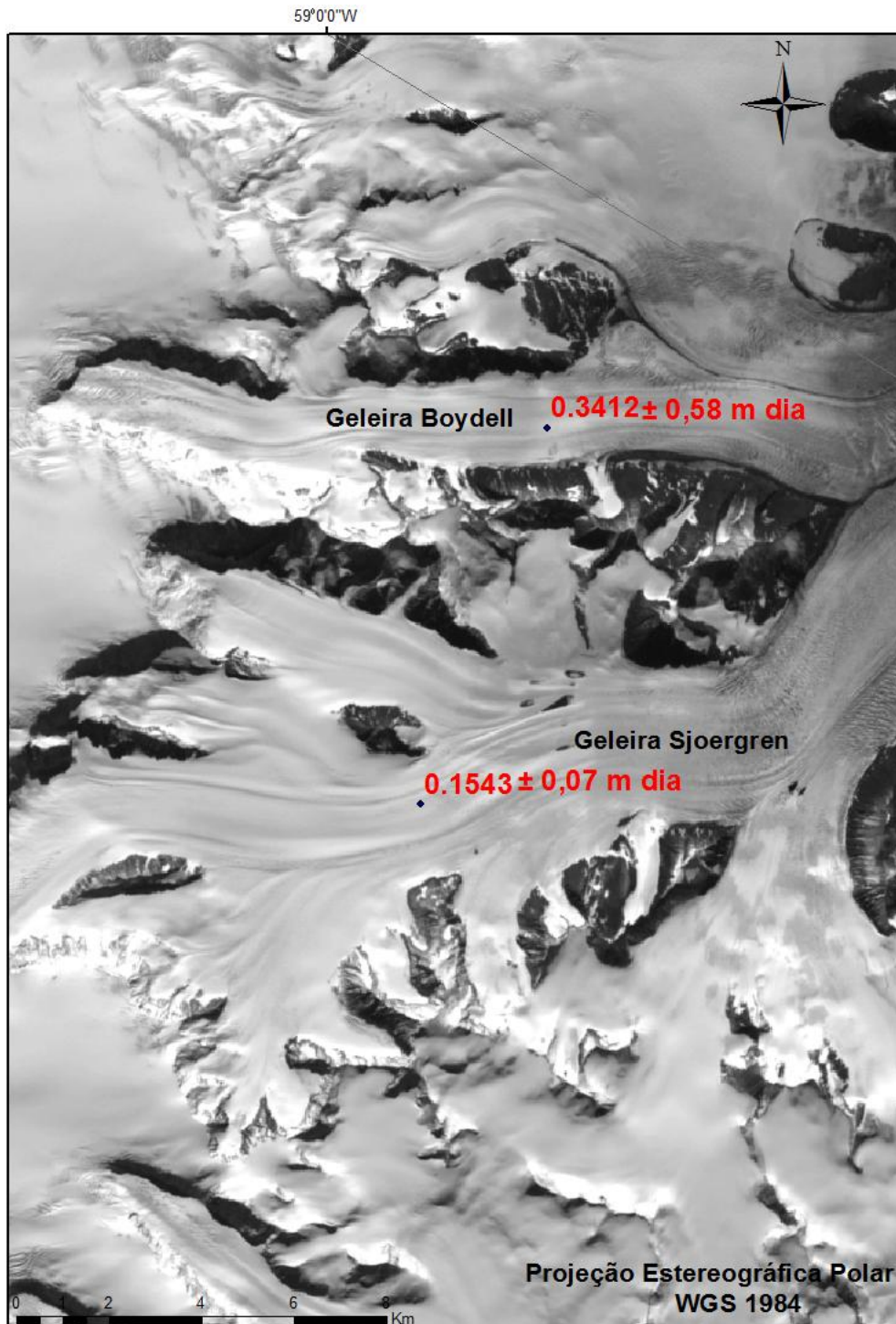


Figura 4.2: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária de geleiras do setor nordeste da Península Antártica, entre 1989 e 1990, sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001.

Os valores de velocidade média de deslocamento calculado pela correlação cruzada, por meio do programa IMCORR, foram de $0,15 \pm 0,07\text{md}^{-1}$ para a geleira Sjöergren. Para a geleira Boydell, foram encontrados valores médios de $0,34 \pm 0,58\text{md}^{-1}$ (tabela 4.1). A média do setor nordeste em 1988-1989 foi de $0,24 \pm 0,12\text{md}^{-1}$.

Tabela 4.1: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor nordeste da Península Antártica. Em vermelho, esta descrita a média desse setor.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
1988-1989	Sjoergren	0,157607	0,07
1988-1989	Boydell	0,341176	0,58
	Desvio Padrão	0,129803	
	Média	0,249392	

A figura 4.3 apresenta as geleiras Sjöergren e Boydell com seus vetores de deslocamento, representados na cor preta para a geleira Sjöergren, e na cor verde para a geleira Boydell.

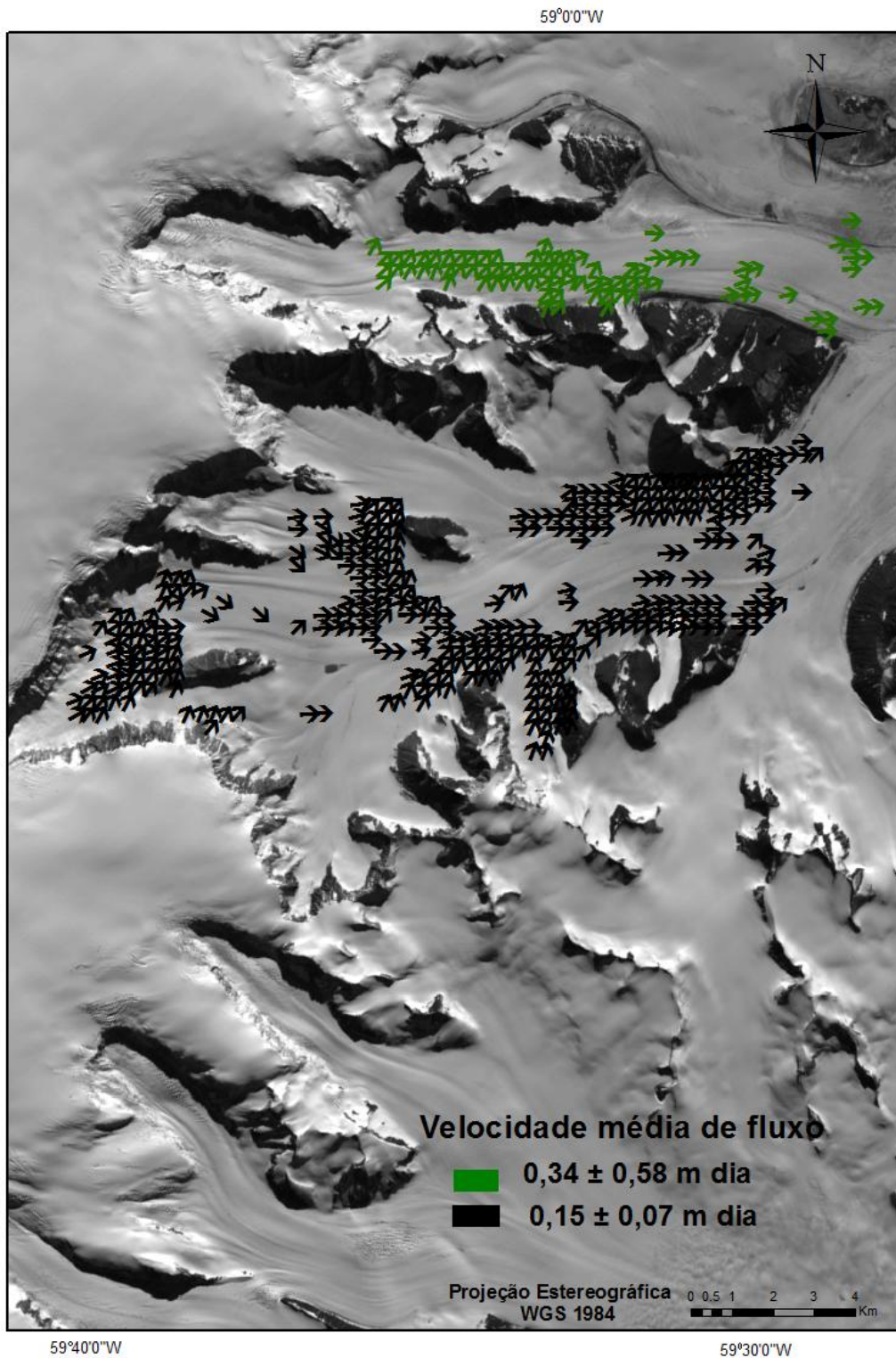


Figura 4.3: Vetores de deslocamento com a velocidade da geleira Sjöergren, representados pela cor preta (velocidade média diária de 0,15 metros), e da geleira Boydell, com vetores na cor verde (velocidade média diária de 0,34 metros). Esses vetores foram extraídos a partir do par de imagens LANDSAT TM de 1989 e 1990 e estão representados nesta figura sobre a imagem LANDSAT ETM+ de 31 de dezembro de 2001.

Ainda no setor nordeste da Península Antártica, a figura 4.4 apresenta os valores médios diários de deslocamento de fluxo de geleiras locais, calculados a partir de imagens LANDSAT ETM+ obtidas em 31 de dezembro de 2001 e 18 de dezembro de 2002.

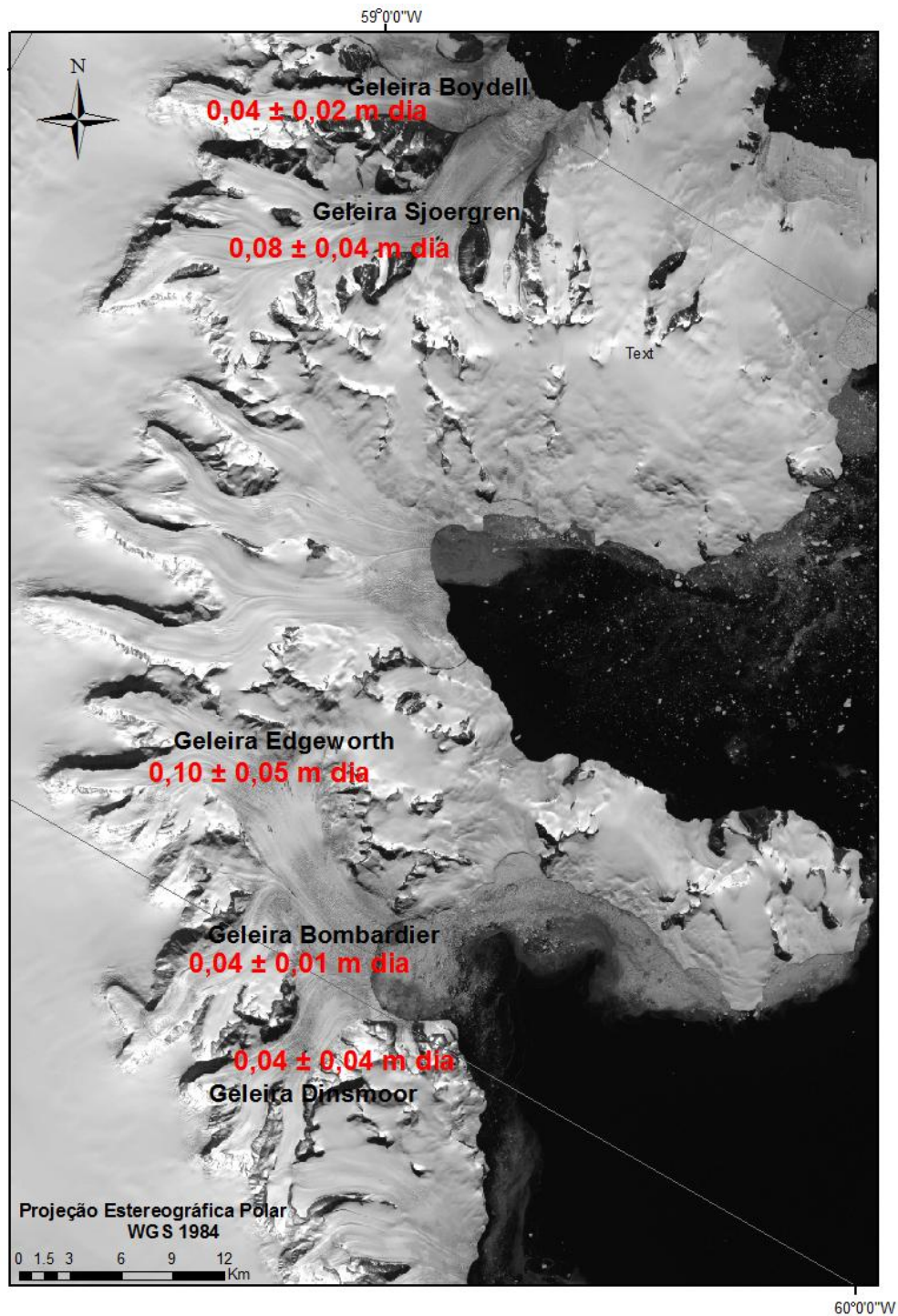


Figura 4.4: Média diária e desvio-padrão da velocidade de fluxo de geleiras do setor nordeste da Península Antártica, entre 2001 e 2002. Os valores estão representados sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001.

O setor nordeste da Península Antártica (figura 4.4) teve uma velocidade de deslocamento média de $0,06 \pm 0,02 \text{ md}^{-1}$ em 2001-2002 (tabela 4.2).

Na figura 4.5, as geleiras Sjöergren e Boydell são apresentadas com seus vetores de deslocamento de fluxo. A geleira Sjöergren apresentou uma velocidade média de $0,08 \pm 0,04 \text{ md}^{-1}$, enquanto que a geleira Boydell, uma velocidade média de $0,04 \pm 0,02 \text{ md}^{-1}$ (tabela 4.2).

Tabela 4.2: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor nordeste da Península Antártica. Em vermelho está descrita a velocidade a média da área.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
2001-2002	Boydell	0,040545	0,02
2001-2002	Dinsmoor	0,04651	0,04
2001-2002	Bombardier	0,040424	0,01
2001-2002	Sjöergren	0,08963	0,04
2001-2002	Edgeworth	0,100007	0,05
	Desvio Padrão	0,028998	
	média	0,063423	

Em 1995, ocorreu a desintegração das plataformas de gelo Larsen A e Prince Gustav (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003) e esse processo foi influenciado pelo período anterior de aquecimento nessa região (ROTT *et al.*, 1996). Antes desse evento, as geleiras Edgeworth, Bombardier e Dinsmoor se movimentavam a uma velocidade relativamente alta, de $2,9 \text{ md}^{-1}$, se comparada à estimada por este estudo (tabela 4.2).

Conforme De Angelis e Skvarca (2003), as geleiras Sjöergren e Boydell tiveram uma perda de massa de gelo de $12,1 \text{ km}^2$ em março de 2001, enquanto que, no mesmo período, as geleiras Edgeworth, Bombardier e Dinsmoor tiveram uma perda de aproximadamente $6,5 \text{ km}^2$.

Na figura 4.6, está representada a velocidade média de fluxo das geleiras Edgeworth, Bombardier e Dinsmoor, localizadas no setor nordeste da Península Antártica.

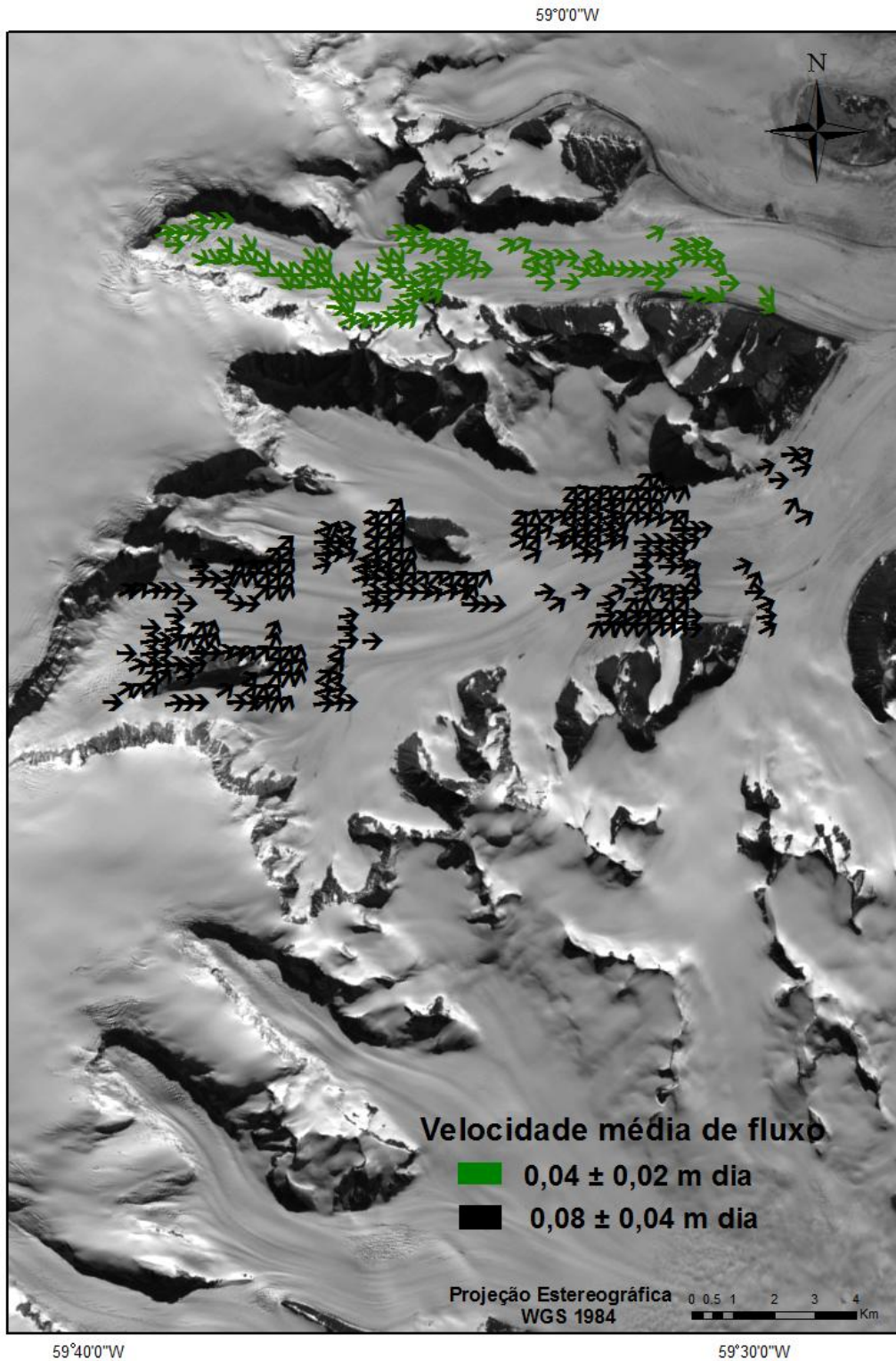


Figura 4.5: Vetores de deslocamento com a velocidade de fluxo da geleira Sjöergren, representado pela cor preta (velocidade média diária de 0,08 metros), e da geleira Boydell, com seus vetores na cor verde (velocidade média diária de 0,04 metros). Esses vetores foram calculados a partir do par de imagens LANDSAT ETM+ de 2001 e 2002, sendo que a imagem de fundo desta figura foi adquirida por esse sensor em 31 de dezembro de 2001.

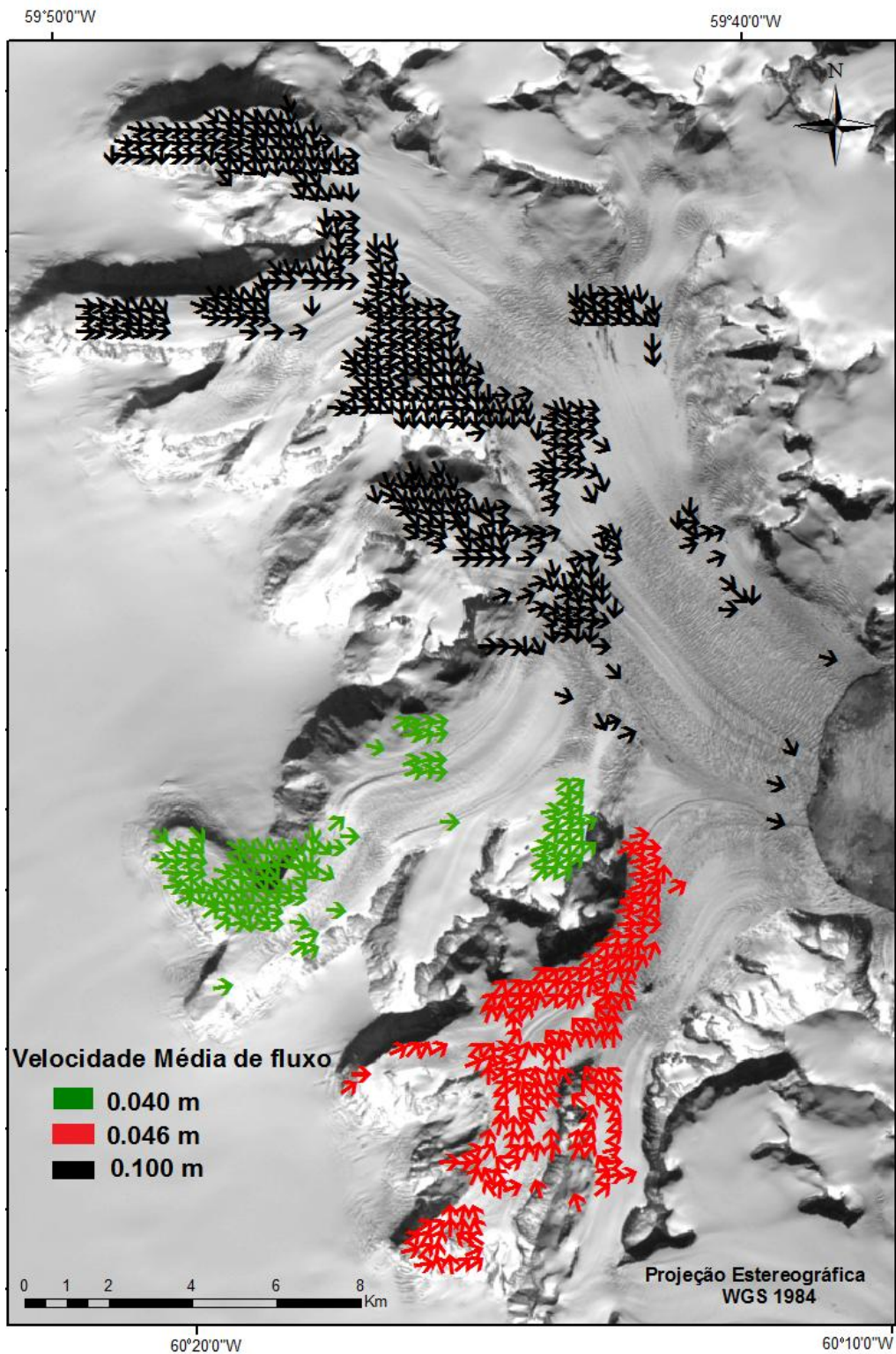


Figura 4.6: Vetores de deslocamento com a velocidade de fluxo das geleiras Edgworth (representados na cor preta e com velocidade média diária de 0,100 m), Bombardier (cor verde e com velocidade média diária de 0,040 m) e Dinsmoor (cor vermelha e com velocidade média diária de 0,046 m). Esses vetores foram calculados a partir do par de imagens LANDSAT ETM+ de 2001 e 2002, sendo que a imagem de fundo desta figura foi adquirida por esse sensor em 31 de dezembro de 2001.

No período 2001-2002, a geleira Edgeworth teve uma velocidade média de $0,10 \pm 0,03 \text{ md}^{-1}$, muito superior à estimada para as geleiras Bombardier, de $0,04 \pm 0,01 \text{ md}^{-1}$, e Dinsmoor, de $0,04 \pm 0,04 \text{ md}^{-1}$ (figura 4.6).

As geleiras Sjöergren e Boydell tiveram uma redução na sua velocidade média diária de fluxo no período 2001-2002, em relação ao de 1989-1990, que pode estar relacionado com a menor temperatura média do ar superficial nesse período mais recente. Isso corrobora com estudo de TURNER *et al.*, (2005), que observaram que a temperatura do ar superficial na Península foi menor em 2001 do que em relação à década de 1990.

Nas figuras 4.15 e 4.16, pode-se observar que a temperatura média oceânica no verão austral de 1989-1990 (acima de $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$) foi superior à do período 2001-2002. Isto também foi observado nas figuras 4.17 e 4.18, onde as temperaturas do ar superficial foram mais elevadas em 1989-1990 em relação ao verão austral de 2001-2002. Isso explicaria uma suposta aceleração das geleiras Sjöergren e Boydell em 1989-1990, em relação ao período 2001-2002. Vários estudos indicaram que ocorreu a aceleração dessas geleiras nesse primeiro período, decorrente da alta frequência de dias com temperaturas positivas. Segundo Mendes Júnior (2011), no verão de 1989-1990 a zona superficial de neve úmida foi mais expressiva na região nordeste da Península Antártica do que no verão de 2001-2002. Conforme Arigony-Neto (2006), a temperatura média do ar superficial nesse período foi de aproximadamente $-2,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

A figura 4.7 apresenta os valores médios e desvio-padrão de velocidade de fluxo diária de geleiras do setor noroeste da Península Antártica, estimada a partir dos pares de imagens de 17 de janeiro de 1988 e 28 de janeiro 1989. Na tabela 4.3, está descrita a velocidade média de fluxo desse setor ($0,10 \pm 0,05 \text{ md}^{-1}$).

Tabela 4.3: Velocidade média diária de fluxo (m) de geleiras do setor noroeste da Península Antártica. Em vermelho, está representada a velocidade média de fluxo.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
1988-1989	Sikorsky	0,101923	0,02
1988-1990	Gregory	0,10931	0,04
	Desvio Padrão	0,005223	
	Média	0,105617	

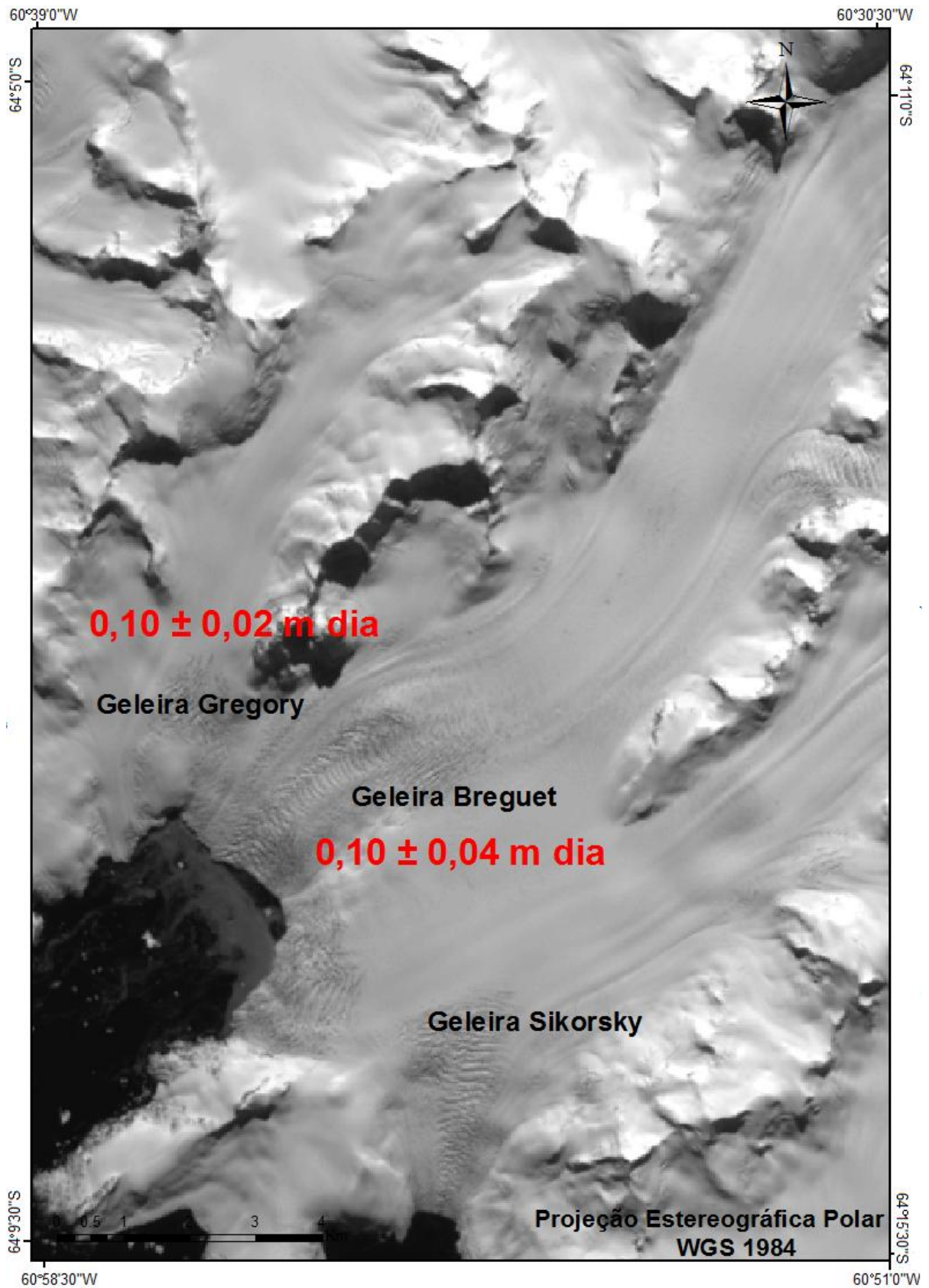


Figura 4.7: Média e desvio padrão da velocidade média diária de fluxo do setor noroeste da Península Antártica, em 1988 e 1989. Esses valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001.

Na figura 4.8, estão descritos os valores de velocidade média diária de fluxo do setor noroeste da Península Antártica, derivado do par de imagens LANDSAT ETM+ de 21 de fevereiro de 2001 e 31 de novembro de 2001. A tabela 4.4 apresenta a velocidade média de fluxo da geleira, de $0,22 \pm 0,13 \text{ md}^{-1}$ (tabela 4.4).

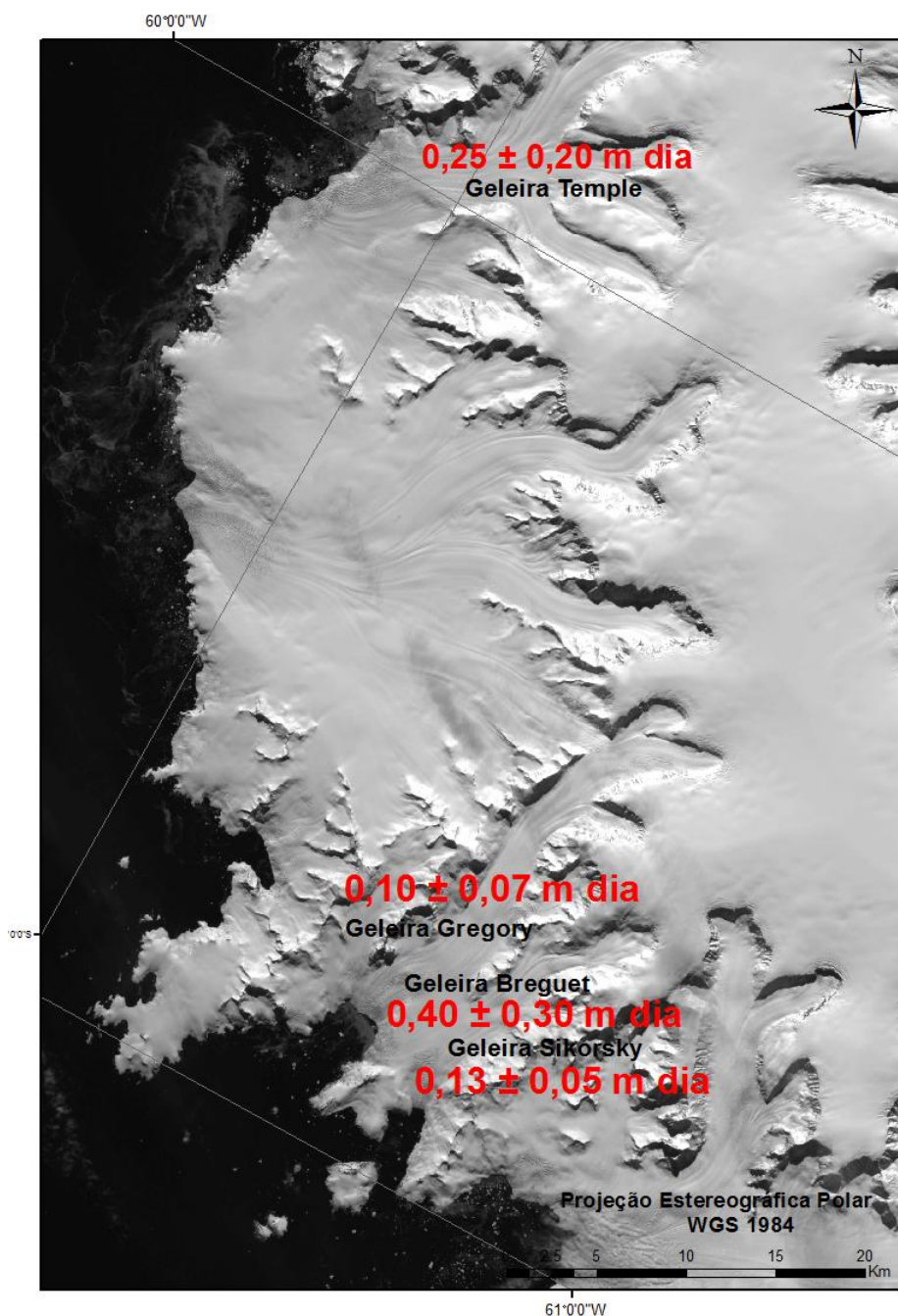


Figura 4.8: Média e desvio-padrão da velocidade de fluxo diária do setor noroeste da Península Antártica em 2001. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 31 de dezembro de 2001.

Tabela 4.4: Velocidade média diária de fluxo (m) de geleiras do setor noroeste da Península Antártica. Em vermelho está descrita a velocidade média nesse setor.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
2001	Sikorsky	0,133077	0,05
2000-2001	Temple	0,25098	0,20
2001	Gregory	0,105566	0,07
2001	Breguet	0,402388	0,30
	Desvio Padrão	0,135203	
	Média	0,223003	

Nas geleiras Gregory e Sikorsky, localizadas no setor noroeste da Península Antártica, a velocidade média de fluxo estimada foi de $0,10 \pm 0,005 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1990. A temperatura média oceânica nos respectivos anos foi de aproximadamente 0°C , com anomalias próximas de 1°C . A temperatura do ar superficial manteve-se com valores médio e anômalo próximos de 0°C .

Ainda no setor noroeste da Península Antártica, as geleiras Temple, Gregory, Breguet e Sikorsky apresentaram uma velocidade média de fluxo de $0,22 \pm 0,13 \text{ md}^{-1}$ no período 2000-2001. Em relação ao período 1988-1990, as geleiras desse setor tiveram uma aceleração em seu fluxo, que pode ser explicada pela maior temperatura oceânica (a média e anomalias se mantiveram bem próximas a 1°C – figuras 4.15 e 4.16) e do ar superficial (com valores médios e anômalos próximos de $0,5^{\circ}\text{C}$ – figuras 4.17 e 4.18).

A figura 4.9 apresenta a velocidade média de fluxo de geleiras do setor centro-oste da Península Antártica, no período 1989-1991. Na tabela 4.5, está descrita a velocidade média de fluxo de geleiras desse setor nesse período, de $1 \pm 0,86 \text{ md}^{-1}$.

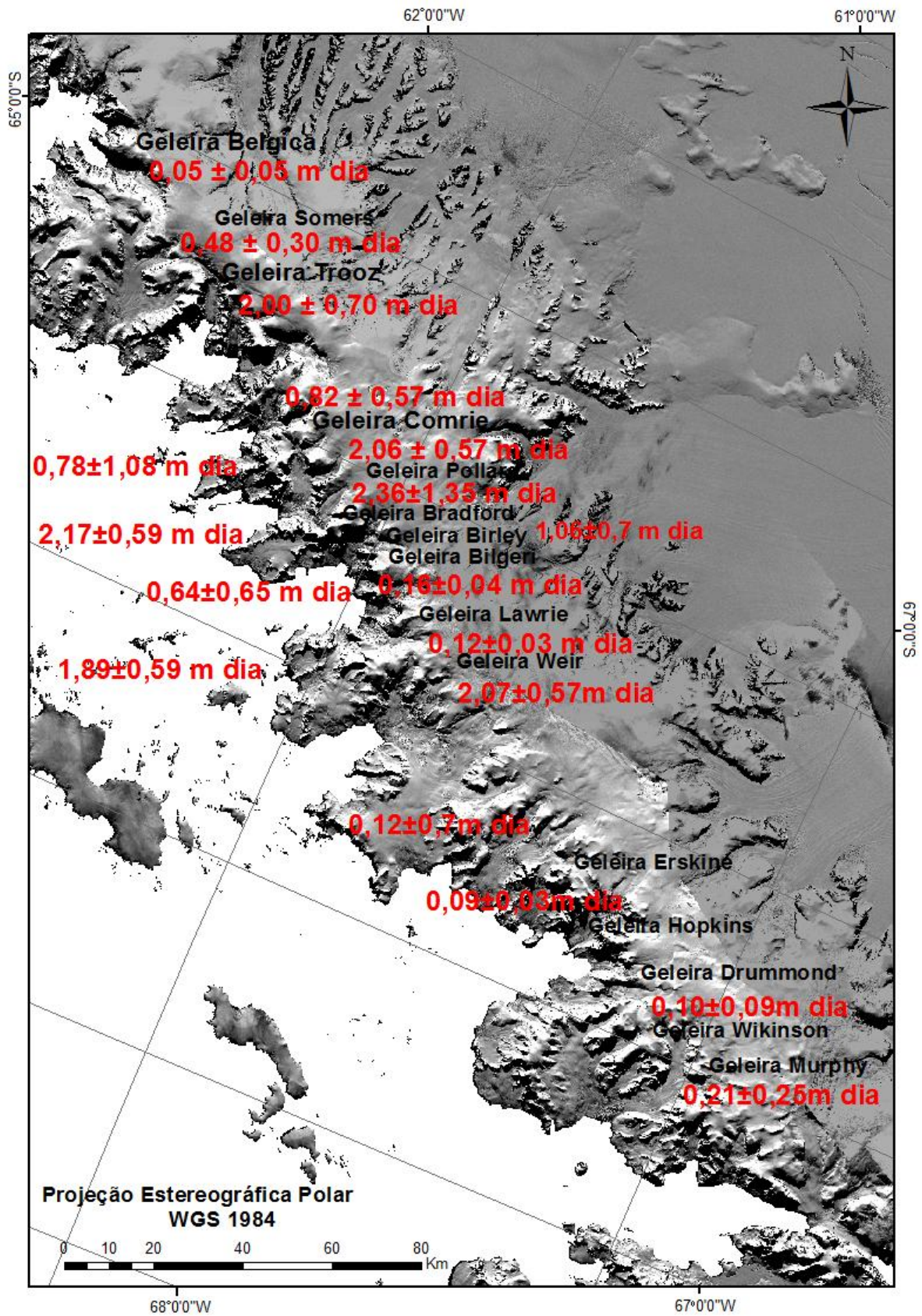


Figura 4.9: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária do setor centro-oeste da Península Antártica, de 1989 a 1991. Os valores estão descritos sobre uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

Tabela 4.5: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor centro-oeste da Península Antártica. Em vermelho, está descrita a velocidade média desse setor.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
1989	Murphy	0,2105	0,025
1990-1991	Bradford	2,3655	2,1
1989	Hopkins	0,0950	0,03
1989	Drummond	0,3100	0,4
1989	Widdowson	0,3217	0,7
1989	Belgica	0,0529	0,05
1989	Somers	0,0511	0,05
1990-1991	Somers	1,9285	1,8
1990-1991	Comrie	2,0603	0,57
1989	Pollard	0,7780	0,1
1990-1991	Pollard	2,1732	0,59
1989	Birley	1,0654	0,7
1990-1991	Birley	1,7981	0,8
1989	Lawrie	0,6415	0,65
1990-1991	Lawrie	1,8010	0,9
1989	Weir	0,1258	0,07
1990-1991	Weir	2,0781	0,57
1989	Bilgeri	0,1605	0,04
1990-1991	Bradford	2,3655	1,35
1989	Trooz	0,4819	0,12
1990-1991	Trooz	2,0050	0,70
1989	Comrie	0,8272	0,6
1989	Trooz	0,4819	0,30
1990-1991	Trooz	2,0050	1,7
1989	Comrie	0,8272	0,57
1989	Wikinson	0,1061	0,09
1989	Erskine	0,1268	0,03
	Desvio Padrão	0,8668	0,3
	Média	1,0090	

A figura 4.10 apresenta a velocidade média de fluxo diária das geleiras do setor centro-oeste em 2001. O par analisado é composto pelas imagens LANDSAT ETM+ adquiridas em 21 de fevereiro de 2001 e 20 de dezembro de 2001.

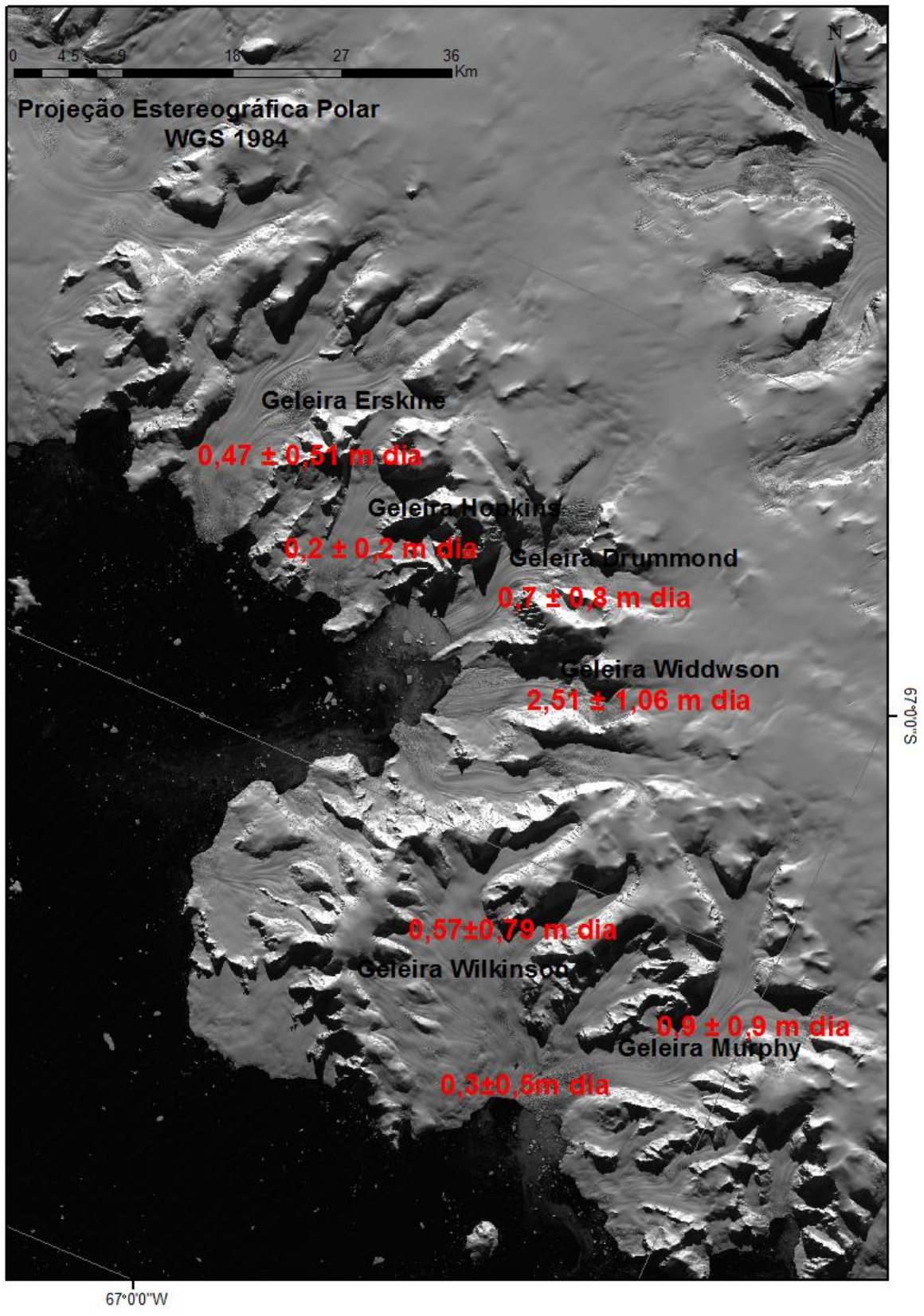


Figura 4.10: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor centro-oeste em 2001. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT TM, adquirida em 19 de Fevereiro de 1989.

A tabela 4.6 apresenta os valores de velocidade média diária das geleiras do setor centro-oeste da Península Antártica.

Tabela 4.6: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor centro-oeste da Península Antártica. Em vermelho está descrita a velocidade média de fluxo.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
2001	Wikinson	0,5794	0,79
2001	Murphy e Wikinson	0,3830	0,5
2001	Murphy	0,9384	0,9
2001	Widdowson	2,5610	1,06
2001	Drummond	0,7190	0,8
2001	Hopkins	0,2840	0,2
2001	Erskine	0,4781	0,51
	Desvio Padrão	0,7855	
	Média	0,8490	

Nas geleiras Trooz, Belgica, Somers, Comrie, Pollard, Bradford, Birley, Lawrie, Weir, Erskine, Hopkins, Widdowson, Drummond, Murphy e Wikinson, localizadas na região centro-oeste da Península Antártica, foi estimada uma velocidade média de fluxo de $1 \pm 0,86 \text{ md}^{-1}$ no período 1989-1998. A temperatura média oceânica nesse período foi negativa, em torno de $-1 \text{ }^{\circ}\text{C}$, e as anomalias se mantiveram com valores positivos, em torno de $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (figuras 4.15 e 4.16). A temperatura do ar superficial apresentou valores positivos, em torno de $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ de temperatura média do verão, e teve anomalias negativas, em torno de $-1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (figuras 4.17 e 4.18)

Em 2001, as geleiras do setor centro-oeste tiveram uma velocidade média de $0,84 \pm 0,78 \text{ md}^{-1}$. As figuras 4.15 e 4.16 mostram nesta região que a temperatura oceânica e suas anomalias diminuíram em relação aos anos anteriores analisados, o que possivelmente explica porque a velocidade média destas geleiras diminuiu, pois a temperatura do ar e suas anomalias (figura 4.17 e 4.18) também tiveram esse mesmo comportamento.

A figura 4.11 apresenta os valores médios diários de fluxo de geleiras do setor da Baía Marguerite. As datas de aquisição das imagens LANDSAT do par analisado é 25 de dezembro de 1988 e 20 de fevereiro de 1989. Na tabela 4.7, está descrita a velocidade média de fluxo de todas as geleiras desse setor, de $1,28 \pm 0,77 \text{ md}^{-1}$.

Tabela 4.7: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor da Baía Marguerite da Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
1988-1989	Perutz	0,3737	0,40
1988-1989	Forbes	1,1291	2,18
1988-1989	Swithinbank	0,963	1,13
1988-1989	Neny	2,653	3,80
1988-1989	Snowshoe	1,9422	3,00
1988-1989	Romulus	1,2387	2,0
1988-1989	Martin	0,6701	1,20
	Desvio Padrão	0,7791	
	Média	1,2815	

A figura 4.12 apresenta o setor da Baía Marguerite, com valores de velocidade média de fluxo das geleiras. As imagens foram adquiridas em 04 de janeiro de 2001 e 20 de dezembro de 2001. A tabela 4.8 mostra os valores médios de velocidade de deslocamento das geleiras do setor da Baía Marguerite de $0,23 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$.

Tabela 4.8: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor da Baía Marguerite da Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
2001	Perutz	0,2388	0,21
2001	Forbes	0,3635	0,68
2001	Swithinbank	0,1162	0,15
	Desvio Padrão	0,1236	
	Média	0,2395	

O setor da baía Marguerite, onde estão as geleiras Perutz, Forbes, Swithinbank, Neny, Snowshoe, Romulus e Martin, apresentou uma velocidade média de fluxo de $1,28 \pm 0,77 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1999. As temperaturas do ar e oceânica, e suas respectivas anomalias tiveram os valores elevados na região durante esse período. Já em 2001, na região da baía Marguerite onde estão as geleiras Perutz, Forbes, Swithinbank, foi observada uma velocidade média de $0,23 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$. Nesse setor, a temperatura diminuiu em relação ao período 1988-1999, mas não de uma forma tão significativa quanto na região centro-oeste.

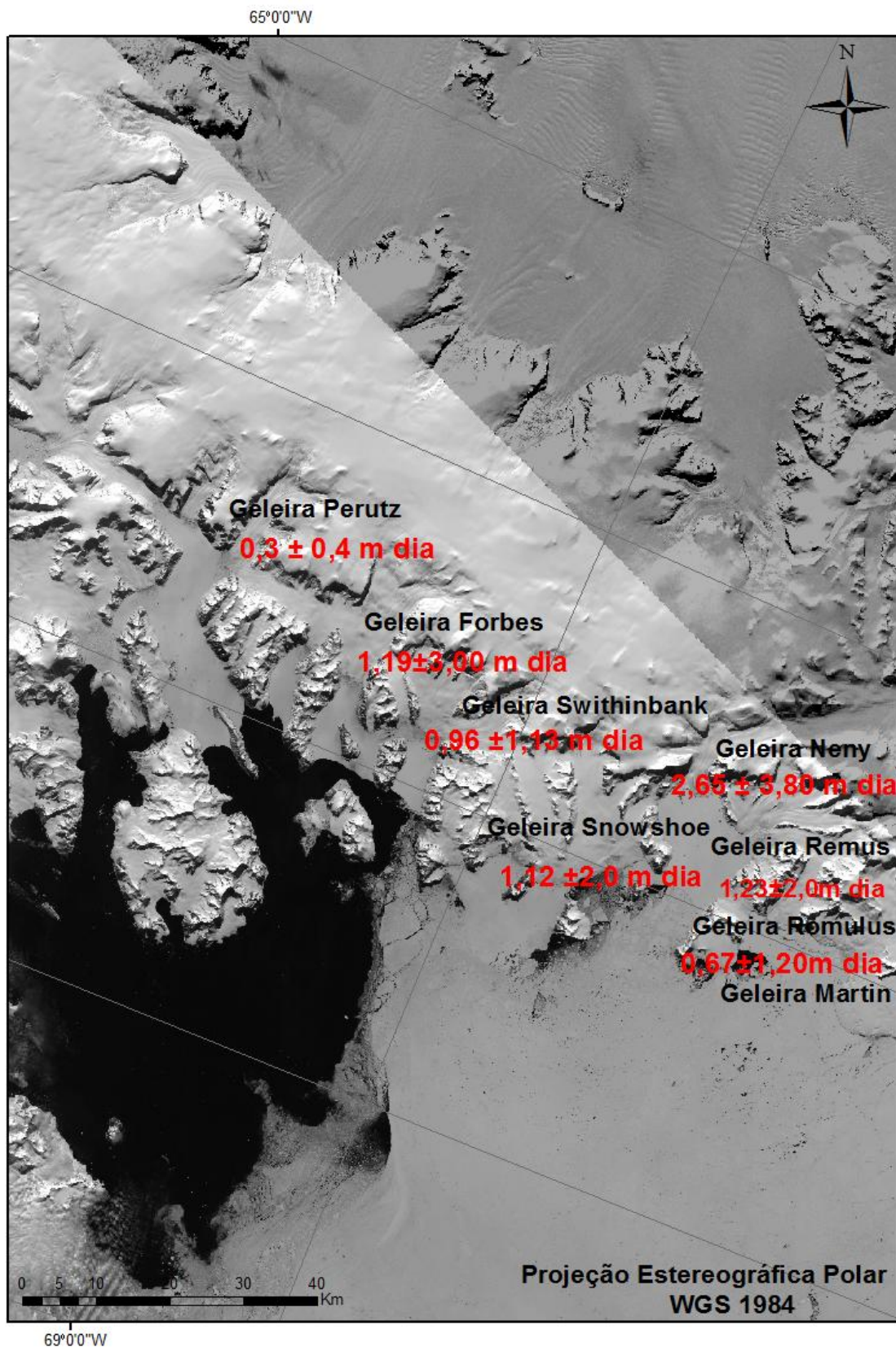


Figura 4.11: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Baía Marguerite nos anos de 1988 e 1989. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 20 de dezembro de 2001.

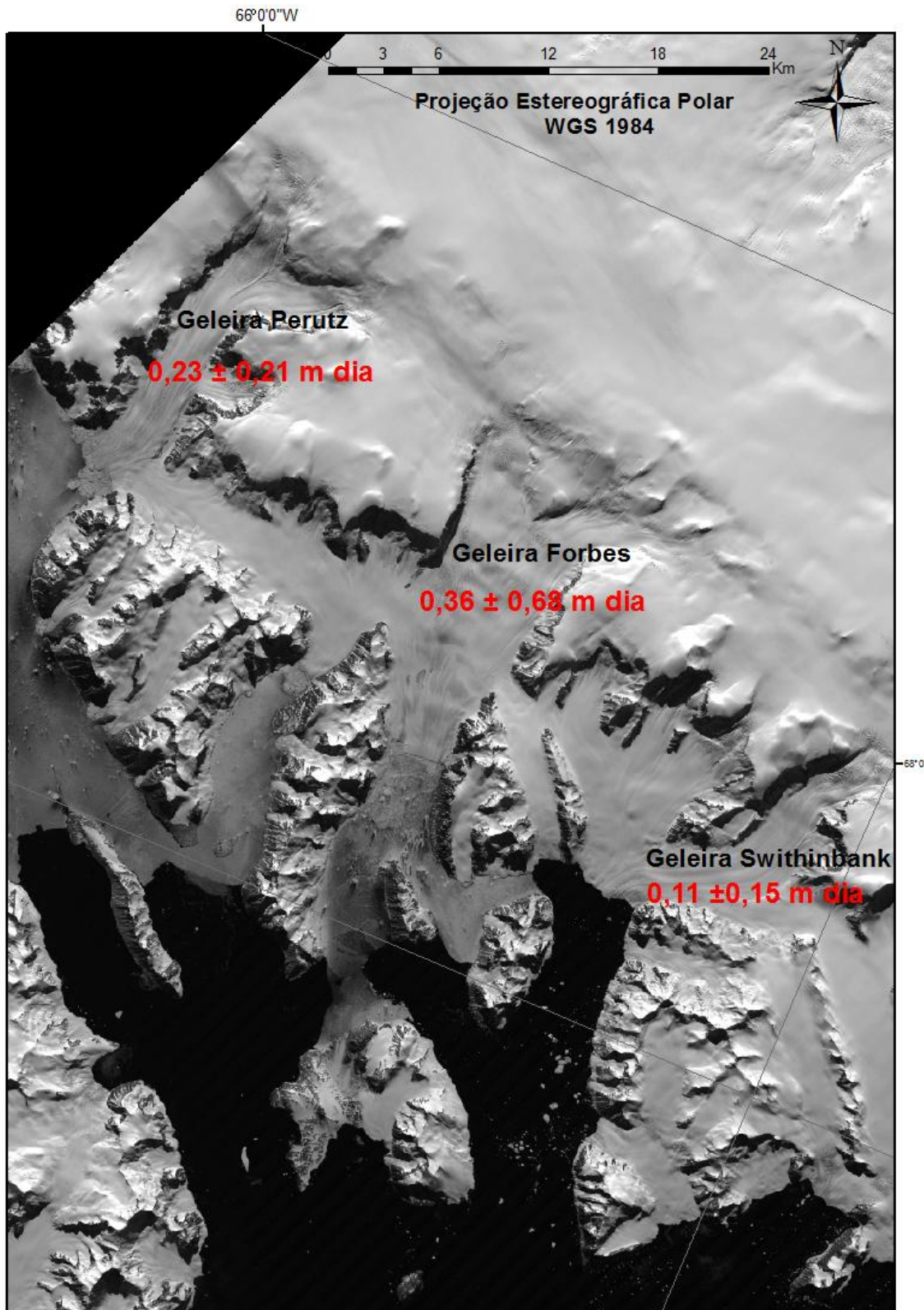


Figura 4.12: Média de velocidade diária com desvio padrão do setor Baía Marguerite no ano de 2001. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT TM, adquirida em 20 de dezembro de 1988.

A figura 4.13 apresenta a velocidade média de fluxo das geleiras do setor da plataforma de gelo Larsen C, derivado de imagens LANDSAT TM adquiridas em 25 de dezembro de 1988 e 19 de fevereiro de 1989.

A tabela 4.9 apresenta os valores médios de velocidade de deslocamento das geleiras em 1988 e 1989 do setor Larsen C.

Tabela 4.9: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor Larsen C na Península Antártica. Em vermelho representa a média da área.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
1988-1989	Cumpston	1,0840	1,02
1988-1989	Hess	0,8124	2,10
1988-1989	Balck	0,6995	0,64
1988-1989	Gloud	1,1520	0,27
1988-1989	Demorest	0,6085	0,5
1988-1989	Quartmain	0,7345	0,02
1988-1989	Fricker	0,6802	0,2
1988-1989	Breitfess	0,6842	0,2
	Desvio Padrão	0,2011	
	Média	0,8069	

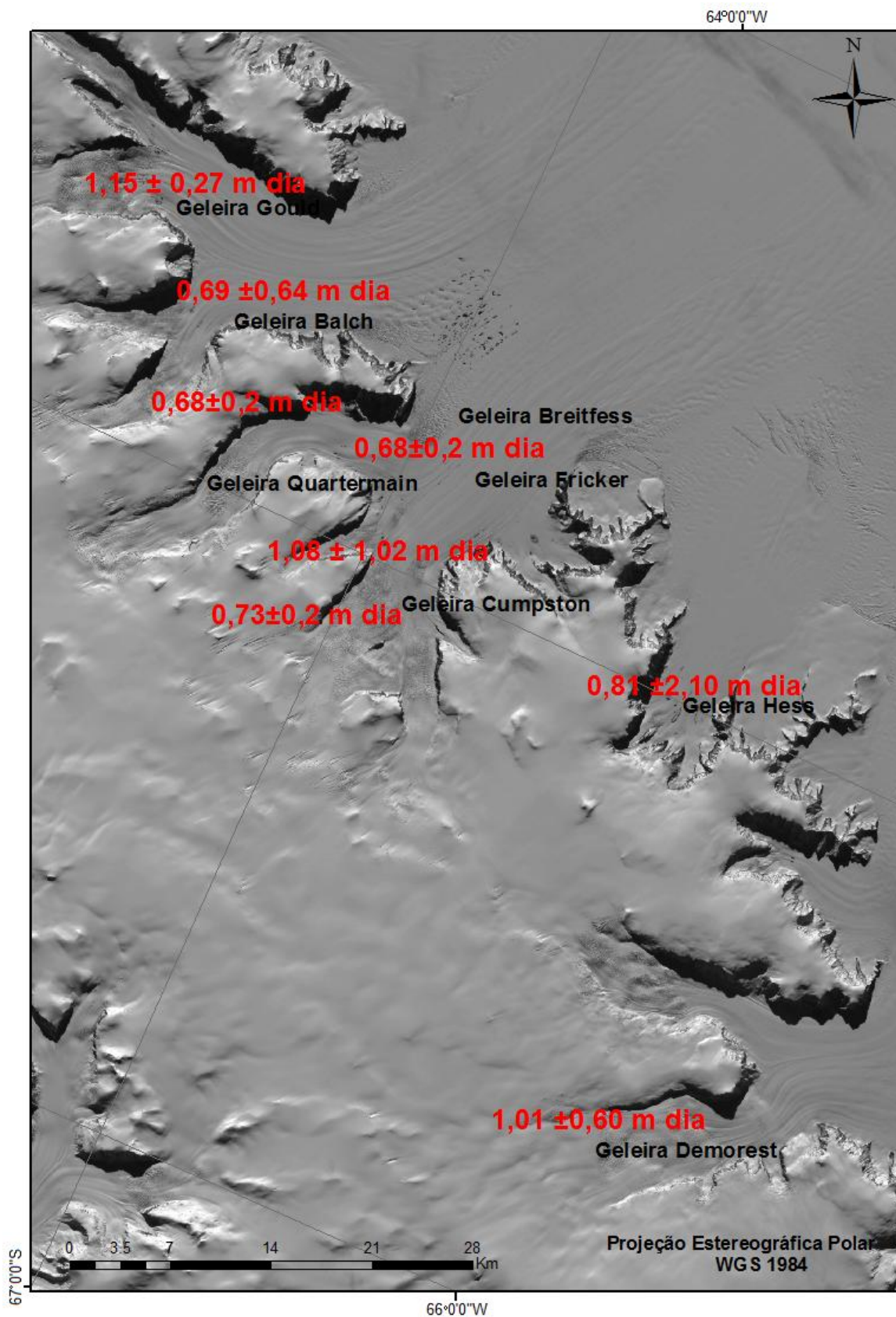


Figura 4.13: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Larsen C em 1988 e 1989. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 02 de Fevereiro de 2003.

A figura 4.14 apresenta os valores de velocidade média diária de fluxo de geleiras do setor da plataforma de gelo Larsen C. Na tabela 4.10, está descrito o valor de velocidade média desse setor, de $0,15 \pm 0,10 \text{ md}^{-1}$.

Tabela 4.10: Velocidade média diária de fluxo (m) das geleiras do setor Larsen C na Península Antártica. Em vermelho, está descrita a velocidade média de fluxo.

Ano	Geleira	Velocidade diária	Desvio Padrão
2000-2001	Filnt	0.215731	0,31
2001-2003	Demorest	0.034022	0,01
2000-2001	Demorest	0.229891	0,25
	Desvio Padrão	0.109227	
	Média	0.159881	

O setor da plataforma de gelo Larsen C, no período 1989-1988, onde localizam-se as geleiras Gloud, Breiffess, Cumpston, Quartmain, Fricker, Hess, Balck, Flint e Demorest, apresentou uma velocidade média de fluxo de $0,80 \pm 0,20 \text{ md}^{-1}$. Esse setor representa a porção mais fria da Península Antártica, comparada com todas as outras regiões que aqueceram nos últimos verões (COOK *et al.*, 2005).

Em 2000 e 2003, no setor da plataforma de gelo Larsen C onde estão as geleiras Flint e Demorest, foi estimada uma velocidade média de fluxo de $0,15 \pm 0,10 \text{ md}^{-1}$.

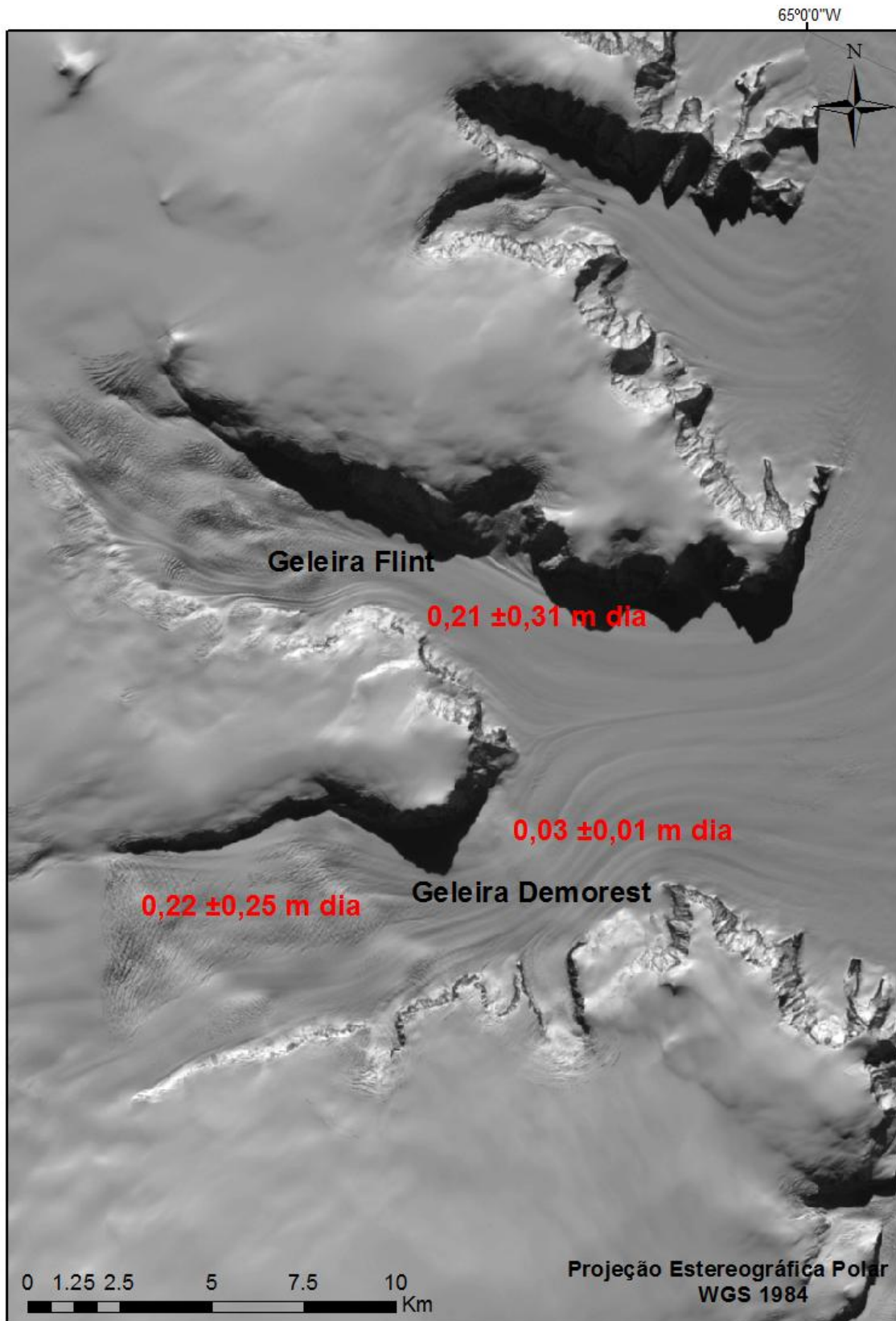


Figura 4.14: Média e desvio padrão da velocidade de fluxo diária das geleiras do setor Larsen C no período 2001-2003. Os valores estão descritos sobre uma imagem LANDSAT ETM+, adquirida em 02 de Fevereiro de 2003.

4.2 Influência da temperatura oceânica e do ar superficial na velocidade de deslocamento das geleiras

As temperaturas médias nos mares de Bellingshausen e Weddell, relativas ao período 1989-2003 e calculadas a partir de dados do modelo OCCAM, estão representadas nos mapas da figura 4.15. Essas temperaturas médias foram calculadas somente com o uso dos dados dos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro. Para esses mesmos meses e períodos, foram calculados os dados de temperatura média do ar superficial da Península Antártica, a partir de dados do modelo ERA-Interim.

O período 1988-1990 foi mais quente em relação ao de 2000-2003 nos setores nordeste, centro-oeste, baía Marguerite e Larsen C, somente no setor noroeste, a velocidade de fluxo das geleiras aumentou na década de 2000 em relação à de 1990, que pode ser explicado também pelo aumento da temperatura na região na década de 2000 em relação à de 1990. A temperatura oceânica manteve-se próxima a 0°C em quase toda a Península Antártica na década de 1990, e na década de 2000 manteve temperaturas positivas. Apenas na região da plataforma de gelo Larsen C estas se mantiveram sempre negativas.

No setor nordeste da Península Antártica a temperatura média oceânica (figura 4.15) e as anomalias de temperatura oceânica no verão de 2001-2002 (figura 4.16) apresentaram valores positivos, acima de 1°C. Possivelmente nesse verão o gelo marinho era bem reduzido, pois o oceano tem que estar com uma temperatura de -1,8 °C para que o gelo marinho se forme (RESS, 2006).

A temperatura média do ar superficial (figura 4.17) e sua anomalia (figura 4.18) também apresentaram valores positivos na região das geleiras Edgeworth, Bombardier, Dinsmoor, Sjöergren e Boydell. Porém, no verão de 1990-1991, de acordo com as figuras 4.17 e 4.18, as temperaturas estavam próximas a 0°C, o que explicaria a maior área dessas geleiras (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003).

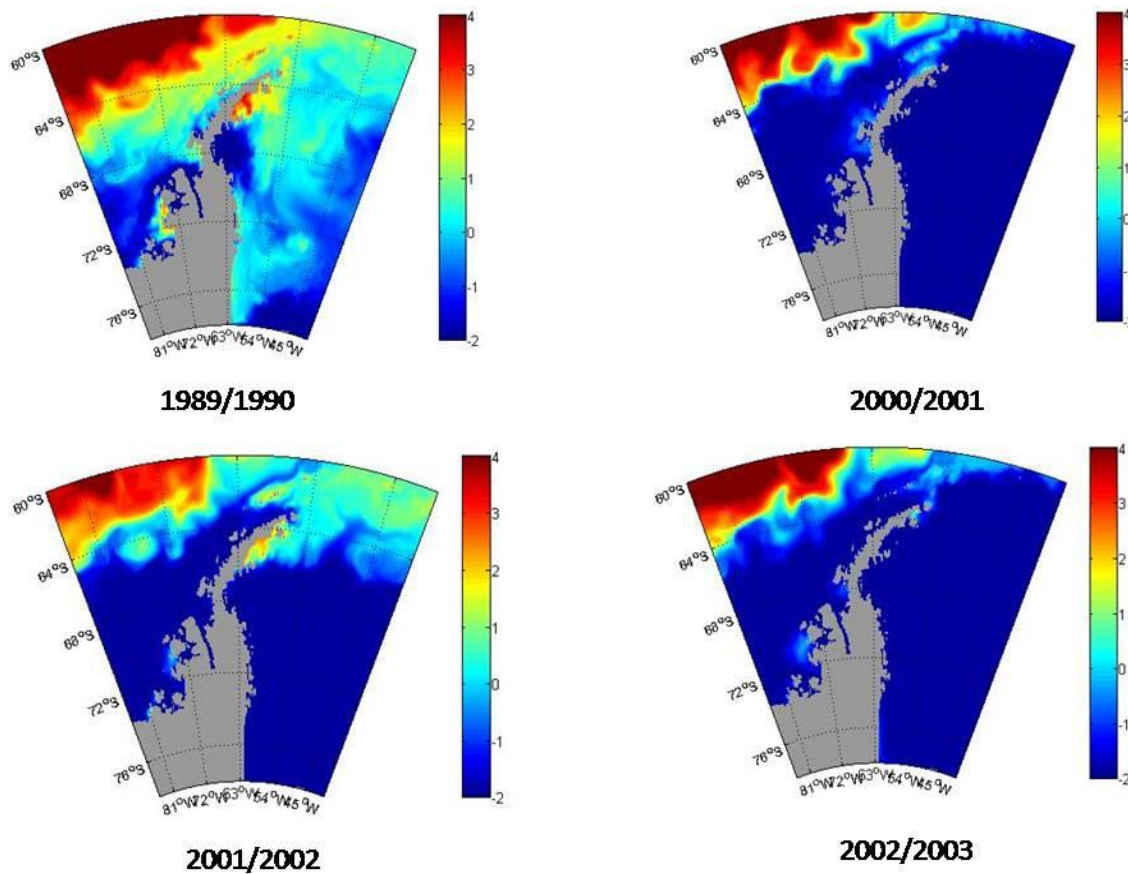


Figura 4.15: Temperatura média oceânica (°C) dos verões austrais de 1989-1990, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.

As anomalias de temperatura oceânica dos verões de 1989-2003 também foram obtidas do modelo OCCAM (figura 4.15).

As temperaturas médias do oceano e suas anomalias (figuras 4.15 e 4.16, respectivamente), assim como a temperatura média do ar, mantiveram-se negativas ao longo nos verões de 2000-2001.

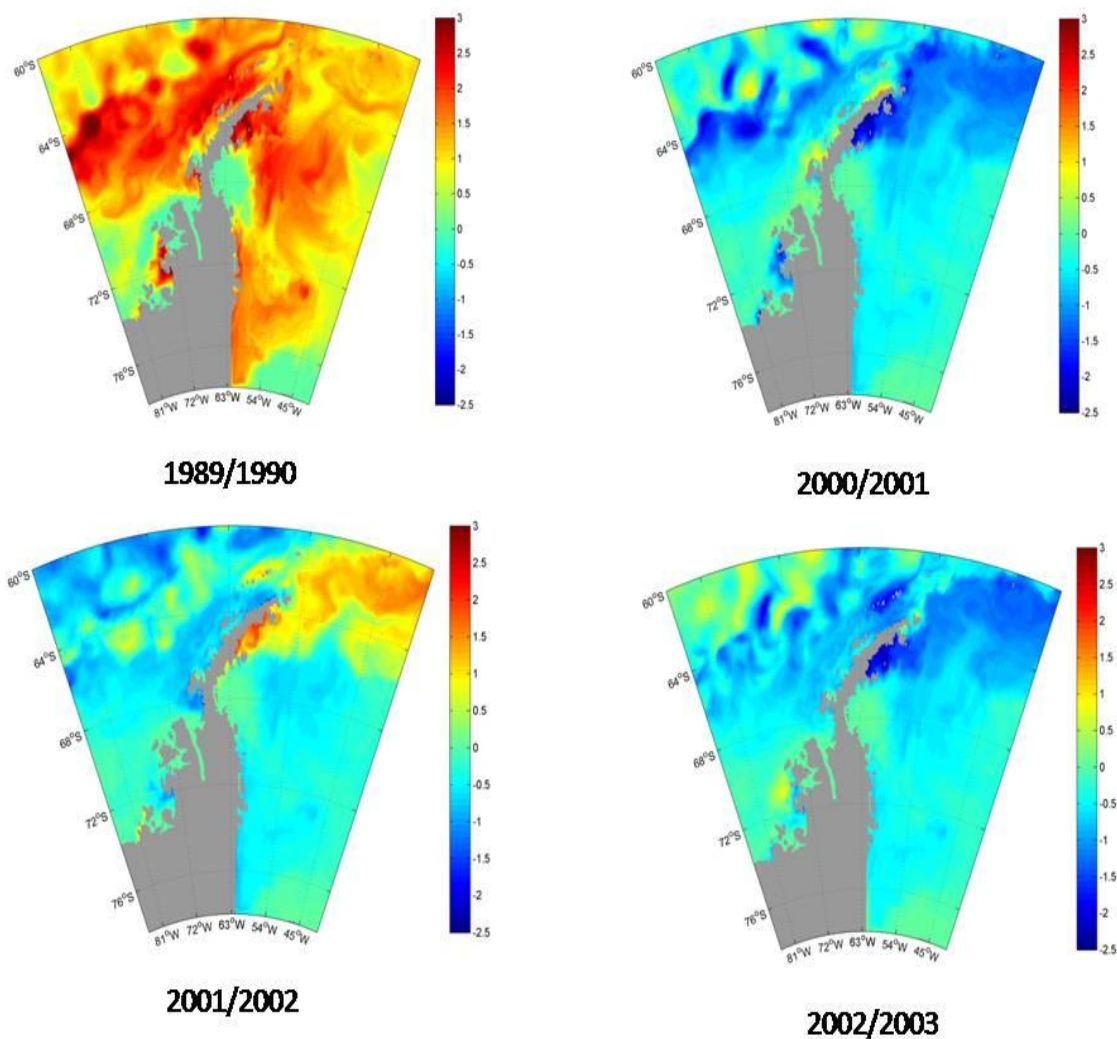


Figura 4.16: Anomalias de temperatura do oceano ($^{\circ}\text{C}$) dos verões austrais de 1989-1990, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.

Comparando os dados de temperatura oceânica e suas respectivas anomalias com os dados da velocidade média diária das geleiras na Península Antártica, observou-se que o período 1989-1990 apresentou temperaturas altas e anomalias positivas, em relação ao período 2002-2003, quando ocorreu um aumento na velocidade de fluxo das geleiras.

As temperaturas médias do verão austral foram calculadas a partir de dados do modelo de reanálise ERA-Interim e estão apresentadas nos mapas da figura 4.17.

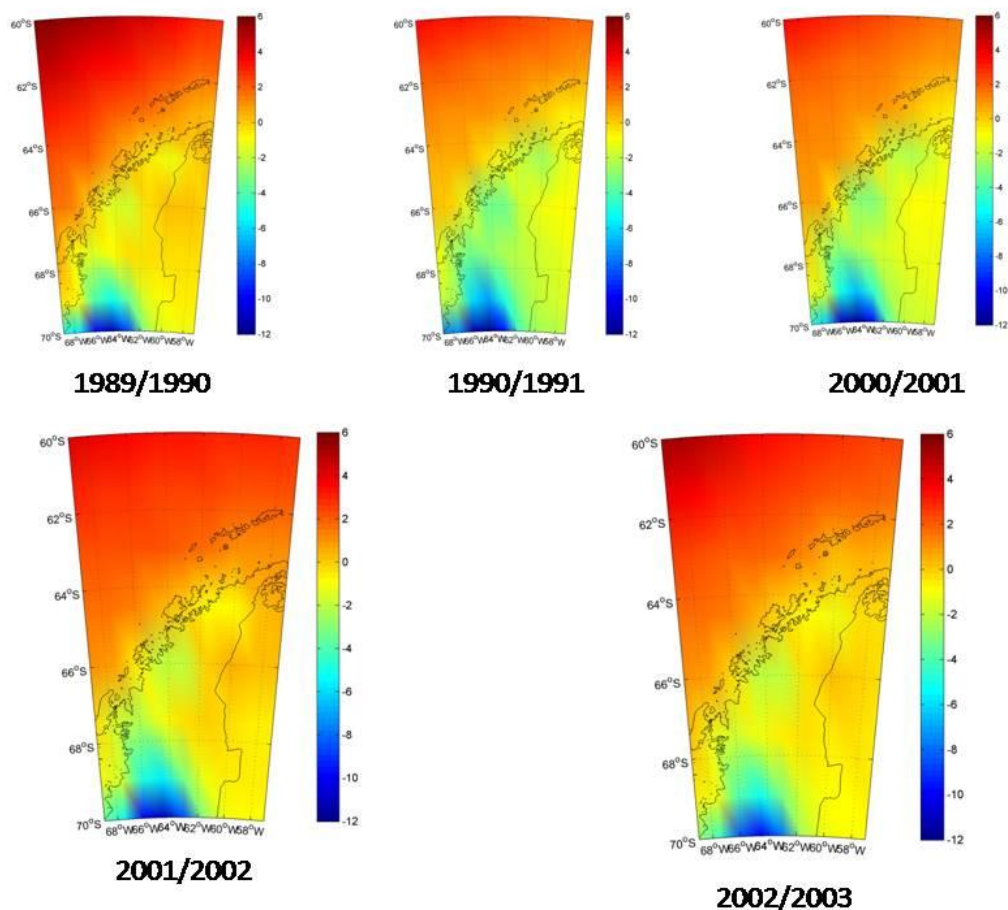


Figura 4.17: Temperatura média do ar superficial (°C) dos verões austrais de 1989-1990, 1990-1991, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.

Foram calculadas as médias de temperatura do ar superficial no verão austral dos seguintes períodos: 1989-1990, 1990-1991, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.

Diferente das temperaturas médias oceânicas, as do ar superficial para quase todas as regiões estudadas tiveram uma média positiva no verão austral, pois estas últimas tiveram maior oscilação do que as oceânicas.

Os setores analisados neste estudo que tiveram uma maior diferença na velocidade de fluxo das geleiras foram os que apresentaram maior oscilação da temperatura do ar superficial.

Nos setores noroeste e centro-oeste da Península Antártica, as temperaturas foram elevadas em todos os verões estudados, possivelmente por esses setores serem banhados pelo mar de Bellingshausen, que tem um clima polar marítimo, e mais quente e úmido em relação ao mar de Weddell (pseudocontinental), que é mais frio e seco. O mar de Bellingshausen, por ser mais quente não ocorre gelo marinho no verão.

As anomalias de temperatura do ar superficial na Península Antártica, também calculadas do modelo de reanálise ERA-Interim, estão demonstradas na figura 4.18.

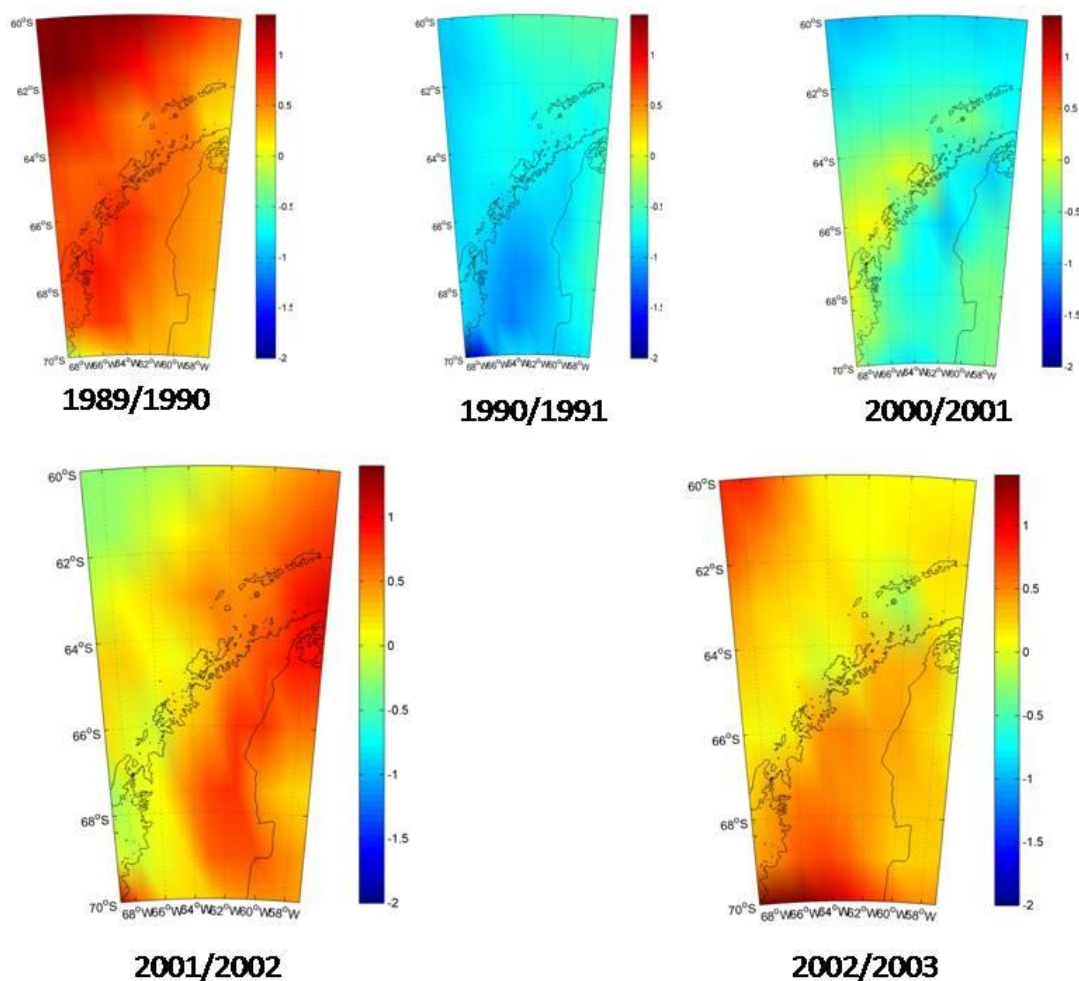


Figura 4.18: Anomalias de temperatura do ar superficial ($^{\circ}\text{C}$) dos verões austrais de 1989-1990, 1990-1991, 2000-2001, 2001-2002 e 2002-2003.

Assim como os dados de temperatura oceânica e suas anomalias, a temperatura média do ar superficial e suas anomalias nos verões austrais de 1989-1990 tiveram valores relativamente mais altos em relação aos verões de 1990-1991 e 2000-2001. A temperatura do ar voltou a aquecer nos verões de 2001-2002 e 2002-2003.

5. CONCLUSÕES

Neste estudo, foram gerados dados temporais da velocidade média diária de fluxo de geleiras de diferentes setores da Península Antártica, durante os períodos de 1989-1991 e 2000-2003, a partir de imagens LANDSAT TM e ETM+.

As geleiras do setor nordeste da Península Antártica tiveram uma velocidade média de deslocamento de $0,24 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1989. De 2000 a 2002, sua velocidade média foi significativamente menor, de $0,06 \pm 0,02 \text{ md}^{-1}$. Localizado ao norte da Península Antártica e banhado pelo mar de Weddell, a diminuição significativa na velocidade média de deslocamento das geleiras pode ser validada por estudos que mostram que o mar de Weddell apresentou valores de temperaturas do ar superficiais e oceânicas maiores na década de 2000.

O setor noroeste da Península Antártica apresentou valores médios de velocidade de deslocamento das geleiras, de $0,10 \pm 0,005 \text{ md}^{-1}$, no período de 1989-1990, e de $0,22 \pm 0,13 \text{ md}^{-1}$, no de 2000-2001, localizado ao norte do mar de Bellingshausen a temperatura oceânica e do ar superficial apresentou valores elevados na década de 2000 em relação a década de 1990.

No setor centro-oeste, a velocidade média foi de $1,06 \pm 0,86 \text{ md}^{-1}$ entre os anos de 1989 a 1991. No ano de 2001, sua velocidade média foi de $0,84 \pm 0,78 \text{ md}^{-1}$.

No setor da Baía Marguerite, a velocidade média de deslocamento das geleiras foi de $1,28 \pm 0,77 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1989 e de $0,23 \pm 0,12 \text{ md}^{-1}$ em 2001. As temperaturas oceânicas nesse setor tiveram valores próximos a 0°C no verão austral de 1988-1989 e de -2°C no de 2000-2001. As temperaturas do ar ficaram positivas no verão de 1988-1989 e negativas no de 2000-2001. Este setor, localizado ao sul da Península Antártica, apresentou o maior valor de variação de velocidade média de fluxo de deslocamento das geleiras, pois estudos mostraram que o mar de Bellingshausen no setor oeste da Península Antártica apresentou uma maior oscilação de temperatura oceânica e do ar superficial na década de 1990.

No setor da plataforma de gelo Larsen C, a velocidade média de fluxo foi de $0,80 \pm 0,20 \text{ md}^{-1}$ no período 1988-1989 e de $0,15 \pm 0,10 \text{ md}^{-1}$ em 2000-2003. As temperaturas nesta região sempre foram mais baixas em relação ao restante dos setores analisados da Península Antártica, porém como em quase todos os casos citados acima, o verão austral de 1989-1990 teve temperaturas oceânicas e do ar superficial mais elevadas do que em relação aos verões entre 2000 a 2003.

Esses dados foram comparados com as temperaturas e anomalias oceânicas e do ar superficial e foi constatado que as temperaturas foram mais elevadas na década de 1990 em relação à de 2000, que coincide com o aumento encontrado na velocidade de deslocamento das geleiras dos setores nordeste, centro-oeste, baía Marguerite e Larsen C. Somente no setor noroeste, a velocidade de fluxo das geleiras aumentou na década de 2000 em relação à de 1990, que pode ser explicado também pelo aumento da temperatura na região na década de 2000 em relação à de 1990.

As imagens obtidas por sensores ópticos, apesar de apresentarem bons resultados na correlação cruzada (BINDSCHADLER; SCAMBOS, 1991), não formam uma série temporal representativa na Península Antártica para estas análises, devido à frequente cobertura de nuvens. Para estudos futuros, outros métodos podem ser desenvolvidos com base na utilização sinérgica de dados ópticos e de RADAR, para a construção de séries temporais maiores de imagens da Península Antártica, com o objetivo de extrair um maior volume de informações sobre a velocidade de fluxo das geleiras dessa península.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLERT, S. **Variações morfológicas do campo de gelo da ilha Brabant, Antártica.** 2005. 102 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.
- ARIGONY-NETO, J. **Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula – a centerline approach combining satellite and GIS data.** 2006. 136 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs), Freiburg, 2006.
- COSTI, J. **Estimativa do derretimento e descarga de água na porção norte da península antártica.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- BENNETT, R. M.; GLASSER, N. F. Ice Sheets and Landforms **Glacial Geology** -. Second Edi ed. 2009.
- BINDSCHADLER, R. A.; SCAMBOS, T. A. Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream. **Science**, v. 252, p. 242-246, 1991.
- BINDSCHADLER, R. VORNBERGER, P. FLEMING, A; *et al.* The LANDSAT Image Mosaic of Antarctica. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 12, p. 4214-4226, 2008.
- BRAUN, M.; HUMBERT, A.; MOLL, A. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. **The Cryosphere**, Göttingen, n.3, p.41-56, 2009.
- BRYAN, K. (1969). A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. **Journal of Computational Physics**, 135, 153-169.
- COOK, A.; FOX, A.; VAUGHAN, D.; FERRIGNO, J. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century, **Science**, 308, 541-544, 2005.
- CHANDER, G. MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for LANDSAT MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 5, p. 893-903, 2009. Elsevier Inc. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425709000169>>. Acesso em: 23/7/2010.
- CUFFEY, K.M PATERSON, W. S. B. **The Physics Of Glaciers.** Oxford: Pergamon 2010. 4ed. 480p.
- COX, M.D. (1984). A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. **GFDL Ocean Group Technical report** N°1, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA Princeton University, Princeton, N.J. 08542.

- DE ANGELIS, H.; SKVARCA, P. Glacier Surge After Ice Shelf Collapse. **Science**, v. 299, p. 1560-1562, 2003.
- DOZIER, J. Estimation of properties of alpine snow from landsat thematic mapper. **Advances in Space Research**, v. 9, n. 1, p. 207-215, 1989.
- EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Satélite LANDSAT**. Disponível em <http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/landsat.htm>. Acesso em: 24 de novembro de 2011.
- GREVE, R. **Dynamics of ice sheets and glaciers**. Sapporo: Hokkaido University, 2010.
- GUJARATI, D. N., **Econometria Básica**. Editora Makron. Terceira Edição. 2000.
- HAGEN, J. O.; BŁASZCZYK, M.; JANIA, J. A. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research*, v. 30, p 85-142, 2009.
- HAMBREY, M. **Glacial Environments**. London: UCL Press, 1994. 296p.
- KING, J.C.; TURNER, J. **Antarctic meteorology and climatology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 409 p.
- LIU, H., JEZEK, K. C., Li, B., ZHAO, Z.: Radarsat Antarctic mapping project digital elevation model version 2. **National Snow and Ice Data Center**, Boulder (Digital media) Meadows P, Laur H, Schättler B, 35-42. 2001.
- LUCCHITTA, B. K.; FERGUNSON, H. M. Antarctica: Measuring Glacier Velocity from Satellite Images. **Science**, v. 234, p. 1105-1108, 1986.
- LUCCHITTA, B. K.; MULLINS, K. F.; ALLISON, A. L.; Ferrigno, J. G. Antarctic glacier-tongue velocities from LANDSAT images: first results. **Annals of Glaciology**, v. 17, p. 356-366, 1993.
- MARSHALL, G. J. LAGUN, V.; LACHLAN-COPE, T. A. changes in antarctic peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: a synthesis of observations and reanalysis data. **International Journal of Climatology**, v. 310, n. April 1950, p. 291-310, 2002.
- MENDESJUNIOR, C. W. **Monitoramento da zona superficial de neve úmida da península antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I**. 2011. Tese. (Instituto de Geociências) Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2011.
- MORRIS, E.M.; VAUGHAN, D.G. 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. In: DOMACK, E. LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHALLER, R.; CONVEY, P.; KIRBY, M. (Ed.). **Antarctic Peninsula climate variability historical and paleoenvironmental perspectives**. Washington: American Geophysical Research, 2003. p.61-68.
- NATH, P. C.; VAUGHAN, D. G. Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets. **Journal of Geophysical**, v. 108, n. B1, 2020, doi:10.1029/2001JB000453, p. 7, 2003.

- NESJE, A.; DAHL, S. O. **Glaciers and Environmental Change**. LONDON: Hodder Headline Group, 2000.
- NSIDC - NATIONAL SNOW AND ICE DATA CENTER. **IMCORR Software**. Disponível em: <<http://nsidc.org/data/velmap/imcorr.html#IMCORR>>. Acesso em: 22 de Julho de 2011.
- PATERSON W. S. B. (1994): The physics of glaciers. Elsevier Science Ltd., 480 p.
- PRITCHARD, H.D.; VAUGHAN, D.G. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical**, Washington, v.112, F03S29, doi:doi:10.1029/2006JF000597. 2007.
- RACK, W.; ROTT, H. Pattern of retreat and disintegration of the Larsen B ice shelf , Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 39, p. 505-510, 2004.
- RAU, F.; BRAUN, M. The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° south. **Annals of Glaciology**, Cambridge, n.34, p.95-100, 2002.
- REES, W. G. **Remote sensing of snow and ice**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 284 p.
- REYNOLDS, J. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Bulletin**, Cambridge, v. 54, p. 123-133, 1981.
- RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KRABILL, W.; RIVERA, A.; THOMAS, R. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B Ice Shelf. **Geophysical Research Letters**, v.31, L18401, 2004.
- ROTT, H.; SKVARCA, P.; NAGLER, T. Rapid collapse of northern Larsen ice shelf, Antarctica. **Science**, London, n.271, p.788-792, 1996.
- ROTT, H. MULLER, F. NAGLER, T.; FLORICIOIU, D. The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen-B ice shelf, Antarctic Peninsula. **The Cryosphere**, v. 5, n. doi:10.5194/tc-5-125-2011, p. 125–134, 2011.
- SCAMBOS, T. A.; DUTKIEWICZ M. J.; Wilson, J. C.; BINDSCHADLER, R. A. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. **Remote Sensing of Environment**, v.42, p. 177-186, 1992.
- SCAMBOS, T.A.; BOHLANDER, J.; SHUMAN, C.; SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinner after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, **Geophysical Research Letters**, Washington, v.31, doi:10.1029/2004GL020670. 2004.
- 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**, Cambridge, v.154, n.46, p.516-530, 2000.
- SEMTNER, A.J. (1974). A general circulation model for the World Ocean. **Technical Report N°9**, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles.

- SIMÕES J.C., U. F. BREMER, F. E. AQUINO and F. A. FERRON (1999): Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica. **Annals of Glaciology** 29, 220-224.
- SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Rio de Janeiro, n.4, p.119-154, 2004.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H.; DONANGELO, T. I. Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 628-632, 1998.
- SKVARCA, P. RACK, W. ROTT, H.; DONÁNGELO, T. I. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview. **Polar Research**, v. 12, n. 2, p. 151-157, 1999.
- SLAYMAKER, O.; KELLY, R. E. J. **The cryosphere and global environmental change - by Olav Slaymaker and Richard E J Kelly**. Vancouver: Blackwell Publishing, 2007.
- SETZER, A.; KAYANO, M. Limitações das reanálises para altas latitudes do Hemisfério Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 254-261, 2009.
- TURNER, J. COLWELL, S. R. MARSHALL, G. J. *et al.* Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 279-294, 2005.
- TURRIN, J. B. **Measuring glacier velocities on the Kenai Peninsula, Alaska, using multispectral satellite imagery with feature tracking**Time, Dissertação (Department of Geography). University of Utah. 2010.
- VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; KING, J. C.; MULVANEY, R.;. Climate change - devil 293:1777-1779. in the detail. **Science**, 293:1777-1779. 2001.
- VAUGHAN, D. G. MARSHALL, G. J. H., D. A. *et al.* Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, p. 243-274, 2003.
- VAUGHAN, D. G. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 38, n. 1, p. 147-152, 2006.
- USGS, United States Geological Survey. **LANDSAT Image Mosaic of Antarctica (LIMA)**: U.S Geological Survey Fact Sheet 2007– 3116, 4 p.
- VELHO, L. F. **Utilização do filtro lee na redução do speckle em imagens sar usadas na determinação da velocidade de fluxo de geleiras da península antártica**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- ZWALLY H. J., ABDALATI W., HERRING T., LARSON K., SABA J., STEFFEN K.; Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. **Science**. v. 297, p.218-22, 2002a.

ZWALLY, H. J. COMISO, J. C. PARKINSON, L. C. CAVALEIRI, D. J.; GLOERSEN, P. Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 2002b.

ZWALLY, H. J. SCHUTZ, B. ABDALATI, W. *et al.* ICESat ' s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean , and land. **Journal of Geodynamics**, v. 34, p. 405-445, 2002c.