



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E DA INFORMAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES SUPERFICIAIS DA GELEIRA GREY, CAMPO DE
GELO PATAGÔNICO SUL, COM USO DE IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO
ESPACIAL**

JOYCE AVILA DE OLIVEIRA

Rio Grande - RS
2015

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E DA INFORMAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

JOYCE AVILA DE OLIVEIRA

**MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES SUPERFICIAIS DA GELEIRA GREY, CAMPO DE
GELO PATAGÔNICO SUL, COM USO DE IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO
ESPACIAL**

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do título de
Mestre em Geografia pelo Programa de
Pós-graduação em Geografia da
Universidade Federal de Rio Grande.

**Prof. Dr. Jorge Arigony Neto
Orientador**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Jr.

Prof. Dr. Marcos Wellausen Dias de Freitas

Prof. Dr. Jorge Arigony Neto

Rio Grande
2015

Dedico esta dissertação aos
meus pais, Jairo e Rosangela.

AGRADECIMENTOS

Dedico esta dissertação aos meus pais, mas agradeço aos meus irmãos e irmã pelo companheirismo e momentos em família.

Agradecimento ao meu orientador Jorge Arigony Neto, pelas contribuições, conselhos, momentos de reflexão e pelos puxões de orelha, muitas vezes necessários. Agradecimento especial ao meu colega Cleidir Bicca que acompanhou e contribuiu de forma inestimável para conclusão deste trabalho.

Aos funcionários (principalmente Maristel pela disposição), professores e colegas do Programa de Pós-Graduação em Geografia (FURG), pela convivência e conhecimentos tanto durante as aulas, quando nos momentos de descontração. As minhas colegas e amigas Kerly, Carol e Fran espero que o mestrado tenha sido somente o início de uma relação de parceria e grande afeição.

Meu muito obrigada aos colegas e amigos Lacrianos pelos ótimos momentos de convivência e estudos no laboratório: Aline, Rafael, Daniel, Claudio, Marcos, Christian, Jean, Luiza, Robledo, Camila, Tainã, Guilherme e Felipe.

À todos meus familiares, amigos e colegas da FURG que contribuíram mesmo que de forma indireta, me aturando nos momentos difíceis e me acompanhando nos momentos de riso, o que demostram que a vida realmente feita de momentos.

RESUMO

O presente trabalho utilizou imagens GeoEye1 e ASTER, além do modelo digital de elevação SRTM com 30 m de resolução espacial para identificar e caracterizar feições de derretimento na superfície da geleira Grey. Essas feições correspondem a estruturas longitudinais que demonstram a direção do fluxo das geleiras, canais de drenagem superficiais, lagos supraglaciais e proglaciais, moulins e fendas. Os principais resultados correspondem a redefinição da área da geleira em relação ao projeto GLIMS, além disso foi estimada a retração na frente da geleira de 3,7 km², entre os anos 2007 e 2012. Além da área, foi analisada a variação da altitude da linha de neve na geleira Grey, que corresponde a uma amplitude de 920 m (a oeste) a 1.050m de altitude (a leste). Canais de drenagem superficiais, foram delimitados totalizando 680 canais. Estes ocorrem principalmente logo abaixo da linha de neve, além do que, a soma do comprimento destes corresponde a 103,54682 km. Neste estudo também foram mapeados 15 lagos proglaciais (lagos laterais) e 12.678 lagos na superfície da geleira Grey, os quais foram distribuídos em classe de tamanho. A maioria dos lagos possui tamanhos entre 5m² e 10m², cerca de 4.628 lagos, sendo estes menos significativos em relação a soma das áreas dos lagos, visto que os lagos maiores que 200m² abrangem uma área de 75863,31m². As feições de derretimentos podem ser identificadas de forma satisfatória em imagens de alta resolução, apenas os moulins não puderam ser identificados com precisão, pois não são perfeitamente visíveis.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	III
RESUMO.....	IV
SUMÁRIO.....	V
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS	IX
LISTA DE ABREVIATURAS.....	X
1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1. OBJETIVOS.....	12
1.1.1. OBJETIVO GERAL	12
1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	12
1.2. ÁREA DE ESTUDO	12
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1. DINÂMICA DAS GELEIRAS	16
2.2. HIDROLOGIA GLACIAL E SUBGLACIAL	19
2.3. FENDAS.....	23
2.4. INTERPRETAÇÃO GLACIOLÓGICA A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE.....	24
3. MATERIAL E MÉTODOS	27
3.1. MATERIAL	27
3.1.1. IMAGENS GEOEYE-1	28
3.1.2. IMAGENS ASTER.....	29
3.1.3. MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO SRTM.....	30
3.1.4. SOFTWARES.....	32
3.2. MÉTODOS	32
3.2.1. OBSERVAÇÕES EM CAMPO	32
3.2.2. DELIMITAÇÃO DA BACIA DE DRENAGEM GLACIAL DA GELEIRA GREY	35
3.2.3. DELIMITAÇÃO DA LINHA DE NEVE	36
3.2.4. MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES MORFOLÓGICAS SUPRAGLACIAIS.....	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	41

4.1. ÁREA, DECLIVIDADE E ORIENTAÇÃO DA GELEIRA.....	42
4.2. ALTITUDE DA LINHA DE NEVE	44
4.3. CARACTERIZAÇÃO DOS SISTEMAS DE DRENAGEM SUPERFICIAL E MOULINS.....	48
4.4. CARACTERIZAÇÃO DOS LAGOS GLACIAIS E PROGLACIAIS.....	50
4.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE FENDAS	53
5. CONCLUSÕES	56
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	58

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....	13
Figura 2: Variação da porção Ocidental e Oriental da língua de gelo da geleira Grey, no período de 1937 até 2003.....	15
Figura 3: Esquema de representação dos vetores de velocidade das geleiras.....	16
Figura 4: Diferença entre os fluxos de compressão e de extensão, os quais geram padrões de fendas superficiais distintos.....	18
Figura 5: Fonte e fluxo de água em bacias de drenagem glacial.....	20
Figura 6: Esquemática dos elementos que podem ocorrer em um sistema de drenagem de geleiras.....	21
Figura 7: Representação ilustrada das principais feições superficiais encontradas em geleiras. As fotos foram obtidas em campo no mês de junho de 2014.....	22
Figura 8: Curvas de referência espectral da neve e gelo em diferentes estágios da formação.....	26
Figura 9: Modelo Digital de Elevação SRTM utilizado para delimitação da área da geleira Grey.....	31
Figura 10: Trajetos percorridos durante a expedição para geleira Grey, situada no Parque Nacional Torres Del Paine.....	34
Figura 11: Área da geleira Grey em verde segundo projeto GLIMS (ano de 2007) e em vermelho delimitada com base na imagem GeoEye1(ano de 2011) e com auxílio do SRTM.....	35
Figura 12: Linha de neve da geleira Grey, imagem GeoEye1 de fevereiro de 2011.....	37
Figura 13: Ilustração da localização de alguns canais de drenagem glacial e <i>moulins</i> associados.....	39
Figura 14: Esquema da delimitação de padrões de fendas na frente da geleira Grey.....	40
Figura 15: Esquema de representação das áreas de lagos encontradas na geleira Grey...	41
Figura 16: Área da geleira Grey em verde segundo projeto GLIMS (ano de 2007) e em vermelho delimitada com base na imagem GeoEye1(ano de 2011/2012) e com auxílio do SRTM.....	43
Figura 17: Delimitação da altitude da linha de neve na geleira Grey.....	46
Figura 18: Perfil transversal da altitude da linha de neve, delimitada neste estudo, conforme a distância no sentido oeste/leste.....	47

Figura 19: Figura 19: Localização dos canais de drenagem glacial na geleira Grey, localizados principalmente na porção superior (A e B) e de forma concentrada em uma área mais próxima à frente (C).....	49
Figura 20: Figura 20: Localização dos lagos proglaciais que ocorrem principalmente nas laterais da porção final da geleira (A) e dos lagos supraglaciais com maior ocorrência na porção superior (B) e em menor quantidade na frente da geleira (C).....	51
Figura 21: Frequência do número de lagos, conforme classes de tamanho.....	52
Figura 22: : Soma das áreas, conforme classes de tamanho.....	53
Figura 23: Localização e distribuição de padrões de fendas ao longo do fluxo da geleira Grey, além da definição do deslocamento do fluxo por estruturas superficiais longitudinais (linhas de fluxo).....	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Variação ($m a^{-1}$) da frente da geleira Grey entre 1937 e 2003.....	14
Tabela 2: Descrição das principais feições encontradas na superfície das geleiras.....	22
Tabela 3: Especificações técnicas do Satélite GeoEye-1.....	28
Tabela 4: Características do sensor ASTER.	30
Tabela 5: Pontos de localização e identificação na geleira Grey.....	33
Tabela 6: Feições superficiais identificadas nas imagens de satélite e os critérios utilizados na identificação.....	38
Tabela 7: Dados morfométricos da geleira Grey.....	44

LISTA DE ABREVIATURAS

ALE - Altitude da linha de equilíbrio

AR5 - Quinto relatório de avaliação do IPCC.

ASI - *Agenzia Spaziale Italiana*

ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

CEQUA - *Centro de Estudios del Cuaternario de Fuego – Patagonia y Antártica*

CERES - *Clouds and the Earth's Radiant Energy System*

CGPS - Campo de Gelo Patagônico Sul

DLG - *Deustches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*

DoD - Departamento de Defesa dos Estados Unidos

ERSDAC - Centro Japonês de Análise de dados de Sensoriamento Remoto da Terra

ETM+ - Enhanced Thematic Mapper

FURG - Universidade Federal do Rio Grande

GLIMS - *Global Land Ice Measurements from Space*

INACH - Instituto Nacional Chileno

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*

LaCrio - Laboratório de Monitoramento da Criosfera

LANDSAT – *Land Satellite*

MDE - Modelo Digital de Elevação

MISR - *Multi-angle Imaging Spectro Radiometer*

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer*

MOPITT - Measurements of Pollution in the Troposphere

NASA - *United States National Aeronautics and Space Administration*

NGA - *National Geospatial-Intelligence Agency*

PNTP - Parque Nacional Torres Del Paine

RGB - *Red, Green and Blue*

SIG - Sistema de Informações Geográficas

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

UMAG - *Universidad de Magallanes*

USGS - *United States Geological Survey*

WGS84 - *World Geodetic System 1984*

1. INTRODUÇÃO

No atual contexto das mudanças climáticas, as regiões que compreendem a Criosfera poderão sofrer alterações drásticas. Assim, destaca-se a necessidade do monitoramento de ambientes glaciais e alguns de seus fenômenos como desintegração¹ de plataformas de gelo (e.g., Plataforma Larsen A e B), retração da frente de geleiras (Rau *et al.* 2004; Cook *et al.* 2005), além de eventos de aceleração e diminuição na espessura de geleiras (De Angelis e Skvarca, 2003; Rignot *et al.* 2004; Scambos *et al.* 2004).

A primeira parte do quinto relatório de avaliação (AR5) do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), divulgado em setembro de 2013, alerta sobre a possibilidade do aumento de até 4,8°C na temperatura média do planeta até 2100, caso as emissões de gases estufa continuem em ritmo acelerado (IPCC, 2013). Na América do Sul, o aquecimento atmosférico gera como consequência a retração das geleiras Andinas e a elevação na linha de neve. Cabe considerar que a linha de neve representa a separação entre a neve que permanecerá ao longo de todo ano e a neve que desaparecerá ao final do período de ablação (Simões, 2009).

As geleiras de vale ou de altitude que ocorrem em regiões temperadas, têm reagido de forma drástica a essas mudanças. Na região do Campo de Gelo Patagônico Sul as geleiras estão recuando rapidamente (Aniya *et al.*, 1992; Rivera e Casassa, 2004; Davies e Glasser, 2012), com uma perda volumétrica de 1,3 km³ por ano entre o período de 1968 a 2000 (Rignot *et al.*, 2003). Davies e Glasser (2012) constataram que as 640 geleiras localizadas na Patagônia durante a pequena idade do gelo (PIG), aproximadamente no ano de 1870, foram reduzidas para 626 geleiras observadas em 2011. Após 2001, as taxas anuais de perda de área aumentaram drasticamente, de modo que o Campo de Gelo Patagônico Sul está encolhendo recentemente 20,5 km² a⁻¹ (0,15% a⁻¹), segundo Davies e Glasser (2012).

¹ Colapso de uma plataforma, corresponde ao seu desaparecimento em um período de dias ou meses (BRAUN *et al.*, 2009).

Na medida em que a linha de neve e a altitude da linha de equilíbrio² (ALE), estão elevando-se, fato atribuído ao aquecimento atmosférico, as geleiras ficam confinadas a áreas cada vez mais elevadas, no caso das regiões de climas tropicais e subtropicais (Davies e Glasser, 2012).

Rivera e Casassa (2004) observaram o recuo e a diminuição considerável das geleiras do Parque Nacional Torres Del Paine (PNTP), com uma perda de 62,2 km² que corresponde a 8% do total observado em 1945. Além disso, as perdas de massa de gelo e o desaparecimento de algumas geleiras ao longo dos anos contribuem para elevação do nível do mar. Rignot et al. (2003) estimaram que os dois campos de gelo patagônicos contribuíram conjuntamente com $0,042 \pm 0,002$ mm a⁻¹ no aumento do nível do mar, durante o período de 1968 a 2000 e que este valor dobrou se considerarmos apenas o período entre os anos de 1995 a 2000, quando a contribuição foi de $0,105 \pm 0,011$ mm a⁻¹.

As geleiras são grandes reservatórios de água natural, correspondendo a 77% de toda água doce do Planeta (Rees et al., 2006). Em regiões como a dos Andes, que corresponde a uma cordilheira continental, estendendo-se por cerca de 7.000 km pela costa oeste da América do Sul (Davies e Glasser, 2012), essas massas de gelo possuem importância econômica, atuando como nascentes, formando rios utilizados para abastecimento de água, geração de energia e irrigação.

Devido à importância econômica, às enchentes e deslizamentos que o derretimento acelerado de uma geleira pode causar e ao seu papel como indicador de mudanças no clima, o monitoramento das geleiras temperadas tornou-se necessário. Contudo, a dificuldade de acesso a essas massas de gelo de altas altitudes e o custo logístico empregado fazem com que as pesquisas *in loco* sejam reduzidas, favorecendo estudos por sensoriamento remoto.

² É a linha ou faixa onde a ablação é igual a acumulação, identificada no final da estação de ablação (Simões, 2004).

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GERAL

Este estudo tem como objetivo principal identificar e mapear de forma detalhada as feições superficiais encontradas na geleira Grey, Campo de Gelo Patagônico Sul.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para alcançar este objetivo, foram desenvolvidos os seguintes objetivos específicos:

- Determinar os limites da geleira para compara-los com limites anteriores do projeto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS³);
- Classificar as áreas de gelo e de neve na imagem GeoEye1;
- Mapear e caracterizar os diferentes tipos de feições geomorfológicas que ocorrem na superfície da geleira Grey, segundo o tipo de processo de formação, derretimento superficial ou pela força mecânica do deslocamento do fluxo.

1.2. ÁREA DE ESTUDO

A geleira Grey localiza-se no Campo de Gelo Patagônico Sul (CGPS), na porção mais austral da Cordilheira Andina. O CGPS está bastante suscetível a mudanças ambientais (Aniya et. al., 1992). O CGPS possui 13.219 km² de área, com sua maior extensão no sentido norte-sul, entre as latitudes 48° 20' e 51° 30' S, (Aniya et al., 1992). Como a cordilheira andina concentra-se no centro do CGPS, atingindo altitudes de 3.400m, esta é drenada por geleiras que desenvolvem seu fluxo, principalmente, para leste ou para oeste (Davies e Glasser, 2012).

³ Projeto coordenado pela Universidade do Arizona e pelo *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) dos Estados Unidos, visando o mapeamento e monitoramento das massas de gelo do planeta com a cooperação de centros regionais como o Laboratório de Monitoramento da Criosfera da FURG.

A geleira Grey encontra-se dentro do Parque Nacional Torres del Paine no Chile, na porção sudeste do CGPS, seu fluxo desloca-se também nesse sentido (sudeste), desaguando no Lago Glacial Grey, que possui uma profundidade de até 500 m, segundo levantamento realizado no novembro do ano 2000 (Rivera et al., 2004). A frente da geleira possui três lóbulos distintos que podem ser observados na figura 1.

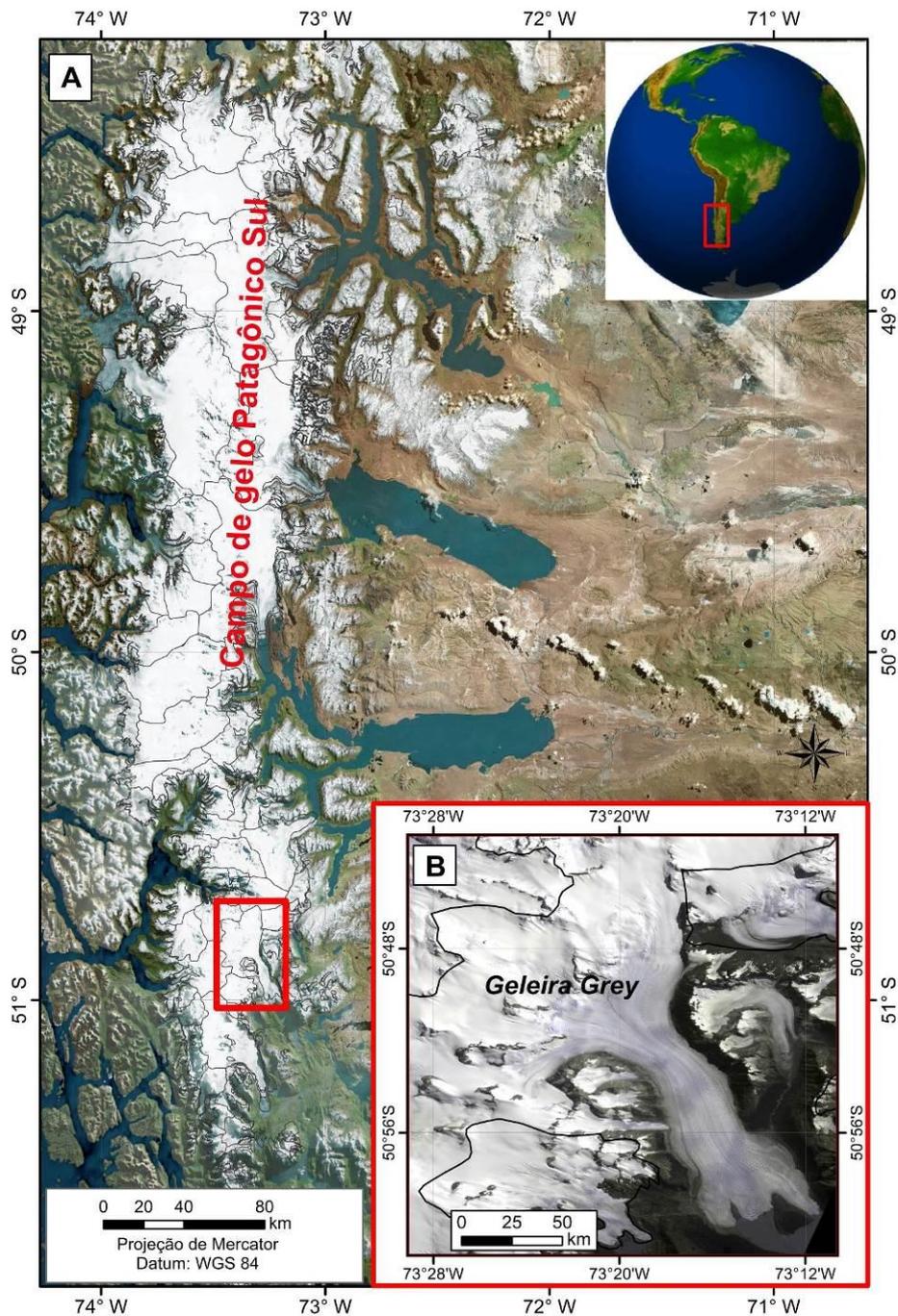


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. A) Campo de Gelo Patagônico Sul (fonte: Bing Maps). B) geleira Grey (fonte: Imagem ASTER, RGB (223) de 03/09/2006).

Rivera e Cassassa (2004) estimaram em seu estudo o comprimento, área total, área coberta por gelo, orientação, posição da frente das geleiras, além da elevação máxima e mínima das geleiras do PNTP. Os valores obtidos demonstraram que as geleiras do parque, localizadas a sudeste do CGPS, estão diminuindo sua área de gelo, tendo reduzido uma área de 62,2km² desde 1945, o que corresponde a 8% da área total (Rivera e Casassa, 2004). Para a geleira Grey, os valores de mudanças detectados por esses autores demonstraram uma retração considerável na porção frontal da sua língua de gelo (tabela 1).

Tabela 1: Variação (m a⁻¹) da frente da geleira Grey entre 1937 e 2003. Fonte: RIVERA e CASASSA, (2004).

Período	Braço Ocidental da língua de gelo	Braço Oriental da língua de gelo
1937-1945	-14	-12
1945-1975	-31	-3
1975-1986	-23	-16
1986- 1995	-50	-56
1995-1997	-768	-125
1997-2000	-60	-75
2000-2003	Estável	-67
Total	-946	-354

A tabela 1 mostra que entre os anos 1937 e 1995 houve um recuo moderado, com variações maiores e menores entre os anos, na porção da frente da geleira que está localizada a oeste do promontório rochoso. Em 1997 ocorreu um evento de desprendimento que comprometeu a frente da geleira, causando uma grande redução na porção frontal da língua de gelo. A partir desta data, as taxas de retração mantiveram-se com valores relativamente constantes. A porção a leste do promontório também retraiu pouco entre 1937 e 1986, quando foi ancorado a uma enseada (figura 2). O período em que houve maior retração da frente da geleira Grey coincide com o período de maior retração das geleiras de todo o CGPS, visto que 96,5% das geleiras dessa região encolheram entre 1870 e 2011, sendo a maior retração entre 2001 e 2011 (Davies e Glasser, 2012)

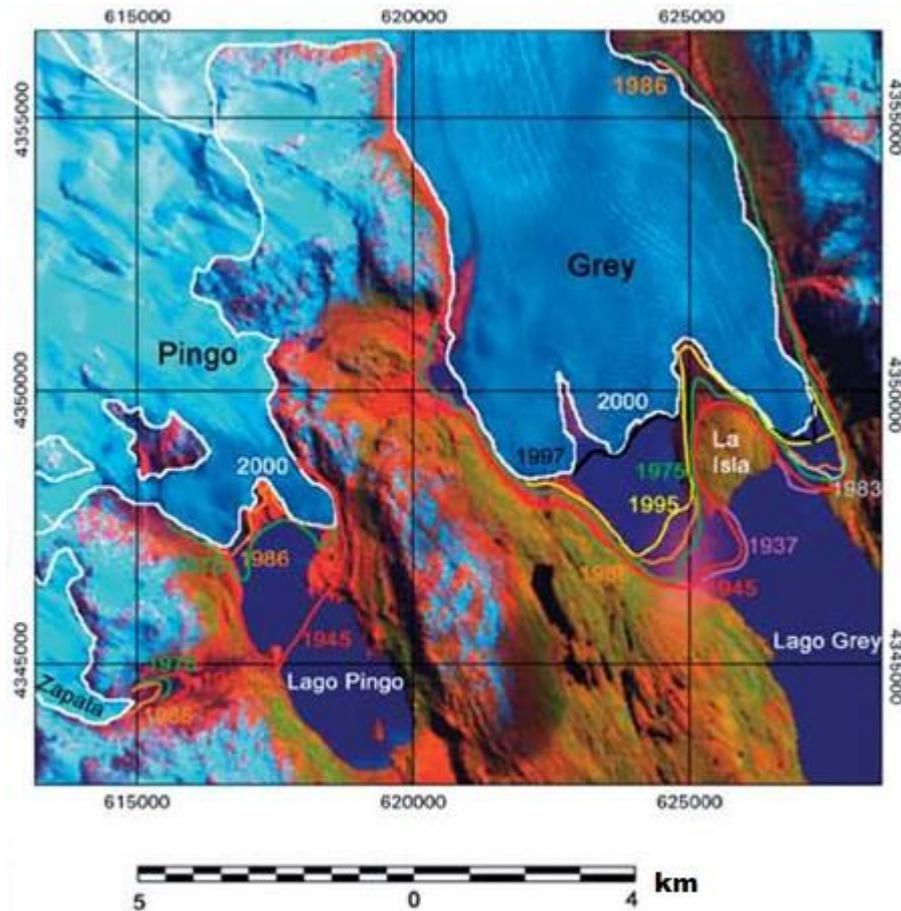


Figura 2: Variação da porção Ocidental e Oriental da língua de gelo da geleira Grey, no período de 1937 até 2003. Fonte: RIVERA e CASASSA, (2004).

O intenso derretimento na área de ablação do CGPS é atribuído ao aumento de temperatura na região (Davies e Glasser, 2012). Segundo os mesmos autores, apesar da diminuição da espessura das geleiras e da retração das suas frentes coincidir com as tendências de aquecimento observadas na região do CGPS, essas não explicam por completo a diminuição da área de gelo. Segundo Rivera e Casassa (2004), mais fatores da dinâmica das geleiras na Patagônia devem ser estudados. A grande ocorrência de fraturas e fendas e os eventos de desprendimento⁴, posteriores ao grande evento de 1997 podem ser consequência da intensificação desse fluxo (Rivera e Casassa, 2004).

⁴ Processo de formação de *icebergs*, devido a separação de um pedaço de gelo, o que gera perda de massa da geleira ou plataforma de gelo. (Simões, 2004)

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. DINÂMICA DAS GELEIRAS

As geleiras são grandes massas de gelo em movimento. Esse movimento tende ao estado de equilíbrio entre as áreas de acumulação, parte mais elevada onde ocorre ganho de massa, e ablação, porção menos elevada onde ocorre perda de massa (Simões, 2004), ambas representadas na figura 3. Essas áreas são separadas pela linha de equilíbrio (Rees, 2006). Em geral, o deslocamento dessas geleiras ocorre devido à ação da gravidade, onde as massas de gelo deslizam das áreas mais elevadas para áreas de menor altitude.

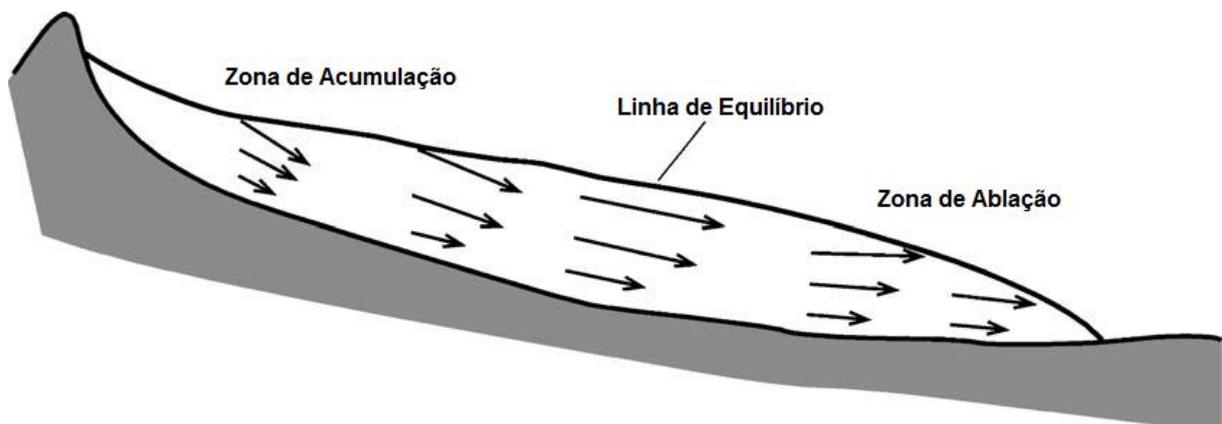


Figura 3: Esquema de representação dos vetores de velocidade das geleiras. Fonte: modificado de Cuffey e Paterson (2010).

A topografia e o clima são fatores determinantes nas diferentes formas das geleiras, estando diretamente relacionados com a dinâmica destas. As diferenças topográficas fazem variar a incidência de radiação solar e são responsáveis pelo grau de inclinação do substrato rochoso (Nesje e Dahl, 2000). O clima estabelece o balanço de massa de uma geleira, pois este é determinado pelo equilíbrio entre os processos de acumulação e a ablação de neve, de forma que o primeiro ocorre nas estações frias e/ou úmidas e o segundo nas estações quentes e/ou secas (Bennett e Glasser, 2009). Além disso, o comportamento de uma geleira também é influenciado pela quantidade de água produzida, armazenada e transportada pela mesma (Benn e Evans, 2010).

A principal forma de perda de massa de uma geleira ocorre na forma de água de degelo. Em casos cuja extremidade inferior está em contato com a água, também é comum a perda de massa por desprendimento de icebergs e grunhões⁵ (Rees, 2006).

Em geleiras de vale, o processo de ablação é menor nas áreas mais elevadas, devido ao intenso processo de acumulação favorecido pelas temperaturas baixas. Contudo, esse processo se intensifica na porção terminal de uma geleira. O desequilíbrio entre os processos de acumulação e ablação, juntamente com a gravidade, geram um fluxo de escoamento que pode ser de compressão ou de extensão (figura 4) (Hambrey, 1994).

⁵ Gelo flutuante menor que um *iceberg*, com menos de 5 m de diâmetro (Simões, 2009).

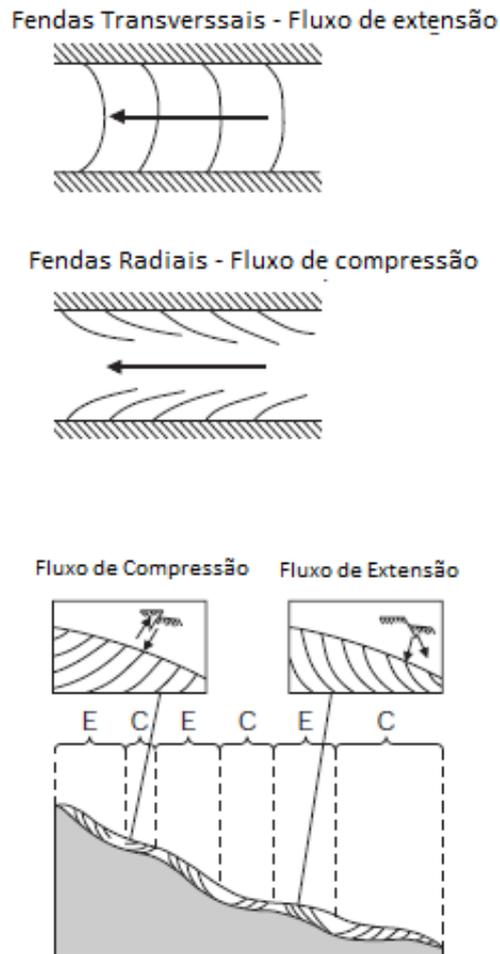


Figura 4: Diferença entre os fluxos de compressão e de extensão, os quais geram padrões de fendas superficiais distintos. Fonte: Adaptado de BENNETT e GLASSER (2009).

Nas regiões centrais das geleiras, a velocidade na superfície da geleira é maior, gerando um fluxo extensivo, no qual pode ser observada a ocorrência de fendas transversais, na medida em que tem menos atrito do que o fluxo das porções laterais e basais de uma geleira. Nas regiões laterais e basais, devido à fricção com as paredes rochosas do vale e o substrato, respectivamente, a velocidade é menor (Cuffey e Paterson, 2010) e se desenvolvem fendas radiais. Cabe também salientar que geleiras de grande porte podem apresentar fluxo com maior velocidade (e.g., correntes de gelo) em canais internos que se movem mais rapidamente que o gelo adjacente (Bennett e Glasser, 2009).

2.2. HIDROLOGIA GLACIAL E SUBGLACIAL

A água em um sistema glacial pode ter diferentes origens, seja sobre a geleira por derretimento superficial ou água da chuva, ou na porção basal por atrito do gelo com a rocha ou ainda pelo calor geotérmico (Benn e Evans, 2010). A água de degelo percorre uma grande variedade de caminhos no fluxo de uma geleira, desde seu ponto de origem até seu destino (Bennett e Glasser, 2009), chegando a zona basal por meio de canais (Cuffey e Paterson, 2010). O fluxo de água na geleira ajuda a controlar a dinâmica da mesma, pois este está relacionado com a velocidade da geleira.

Na zona de ablação, onde ocorre grande derretimento, as redes de canais de escoamento superficial de água oriunda do degelo, podem ser comparadas a um sistema de rios, na medida em que flui sobre a superfície do gelo (Cuffey e Paterson, 2010). Essas redes de canais superficiais podem ser longas, porém em regiões com grande ocorrência de fendas e moulins, regiões com clima temperado, a tendência é o desvio de água para o interior das geleiras (Bennett e Glasser, 2009). Portanto a água de degelo percorre e também pode ser armazenada em diferentes caminhos (figura 5), permitindo a classificação da geleira em três ambientes: supraglacial, englacial e subglacial (Benn e Evans, 2010).

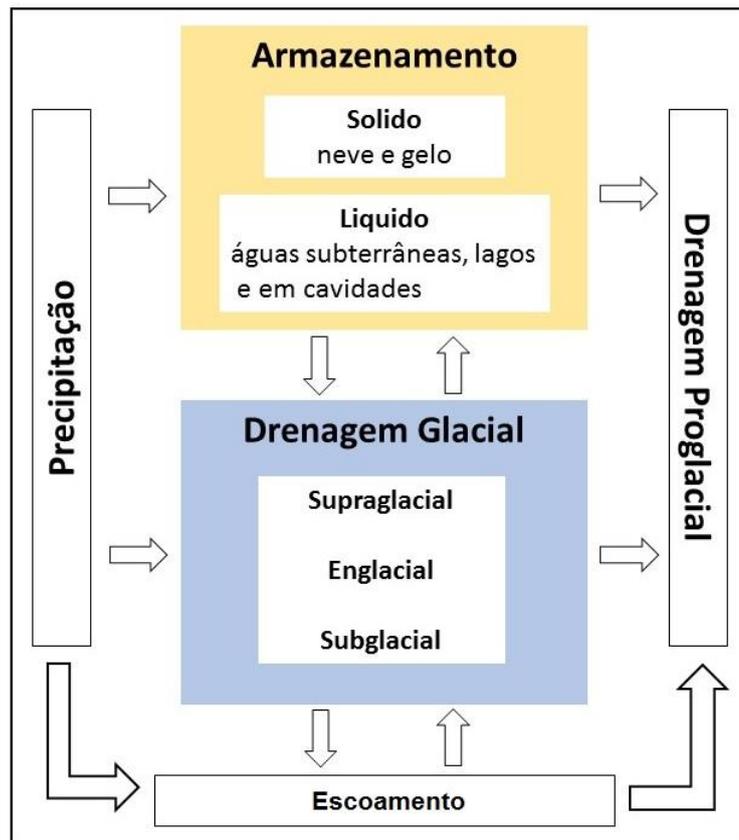


Figura 5: Fonte e fluxo de água em bacias de drenagem glacial. Fonte: Adaptado de Benn e Evans (1998).

De acordo com Benn e Evans (2010) o ambiente supraglacial corresponde a superfície da geleira onde a água pode fluir por canais, ou ficar armazenada em pequenos lagos; a porção englacial da geleira compreende a porção interna (corpo) da geleira, no qual a água penetra pelas fendas ou moulins, podendo ficar armazenada ou seguir até o substrato rochoso, onde ocasionará uma lubrificação basal no ambiente subglacial da geleira. Por fim, a água proveniente da precipitação ou do processo de drenagem será descarregada em ambiente de lagos, oceano ou ainda fará parte da drenagem proglacial *runoff*⁶.

Segundo Fontain et al. (2005), as redes de canais são responsáveis pelo transporte e armazenamento da água em grande parte das geleiras temperadas, como pode ser observado na figura 6. Cabe salientar que o regime térmico é um dos

⁶ Processo de descarga de água doce que tem origem no derretimento superficial das massas de gelo continentais.

fatores que determinam os tipos de sistemas de canais que podemos encontrar em uma geleira (Bennett e Glasser, 2009).

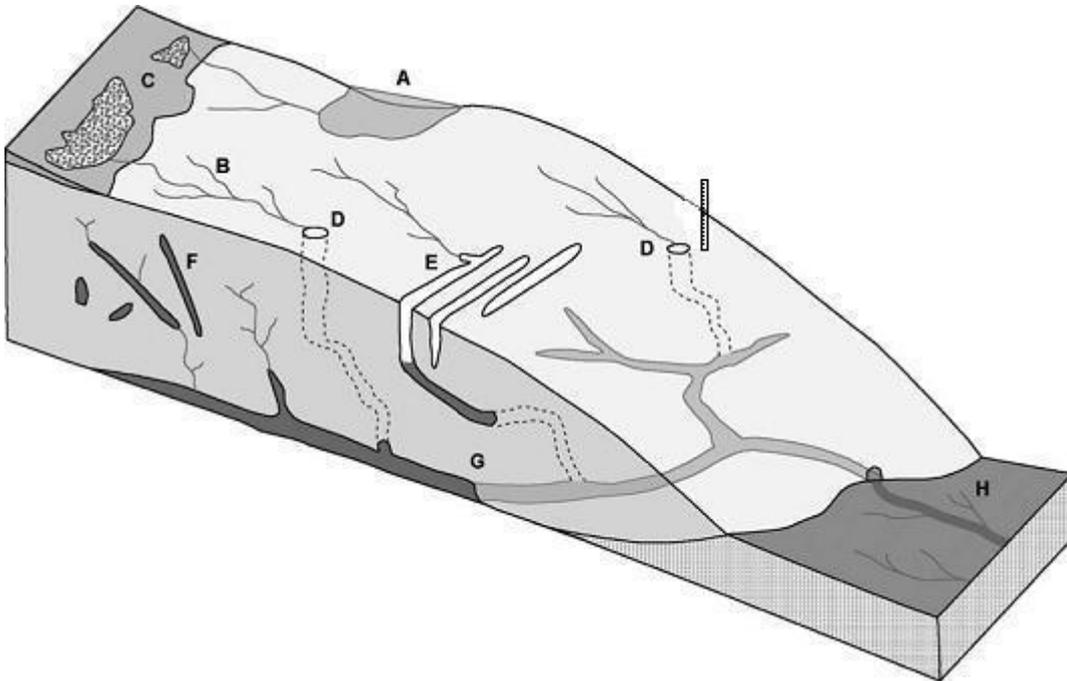


Figura 6: Esquemática dos elementos que podem ocorrer em um sistema de drenagem de geleiras. A - Lagos supraglaciais. B – Canais de drenagem superficial ou supraglacial. C - Zonas próximas do limite do firn. D – Moulins em tuneis que realizam a drenagem para área subglacial (por escala a régua tem 10 m de altura). E – Fendas no gelo que drenam água. F - Fraturas com água. G - Túneis subglaciais que aglutinam a água dos diversos canais de drenagem e conduzem até a parte frontal da geleira. H - Escape da geleira, proveniente de túneis e também de ressurgência de águas subterrâneas. Fonte: modificado de Cuffey; Paterson (2010).

A figura 6 ilustra detalhadamente os elementos que compõem a hidrografia glacial e subglacial de uma geleira, demonstrando os pontos de drenagem, onde ocorre a percolação da água que penetra na porção supraglacial e chega a região subglacial através das fendas ou moulins (Cuffey e Paterson, 2010). Na tabela 2 e na figura 7 podemos observar as características das principais feições superficiais.

Tabela 2: Descrição das principais feições encontradas na superfície das geleiras, segundo CUFFEY; PATERSON (2010).

Feições superficiais	Descrição
A - Lagos Supraglaciais	Lagos gerados pelo derretimento superficial, em geral apresentam coloração mais escura do que o entorno, aumentando a absorção e consequentemente a fusão do gelo.
B - Canais de drenagem Superficial	São canais superficiais muitas vezes sinuosos que transportam água de derretimento e precipitação a velocidade de alguns metros por segundo. A água destes canais pode fluir para laterais ou frente da geleira, ou ainda penetrar nela através das fendas ou moulins.
C – Moulins	Formações verticais, pelas quais a água penetra na geleira derretendo ainda mais a cavidade, devido a transformação da energia potencial em calor. Essas feições têm início em fendas ou em fraturas sob lagos.
D - Fendas	Fratramento produzido por tensão, por onde a água superficial adentra em uma geleira. Elas podem ainda armazenar a água nas porções englaciais da geleira ou ainda gerar uma rede de canais mais profunda em uma geleira.

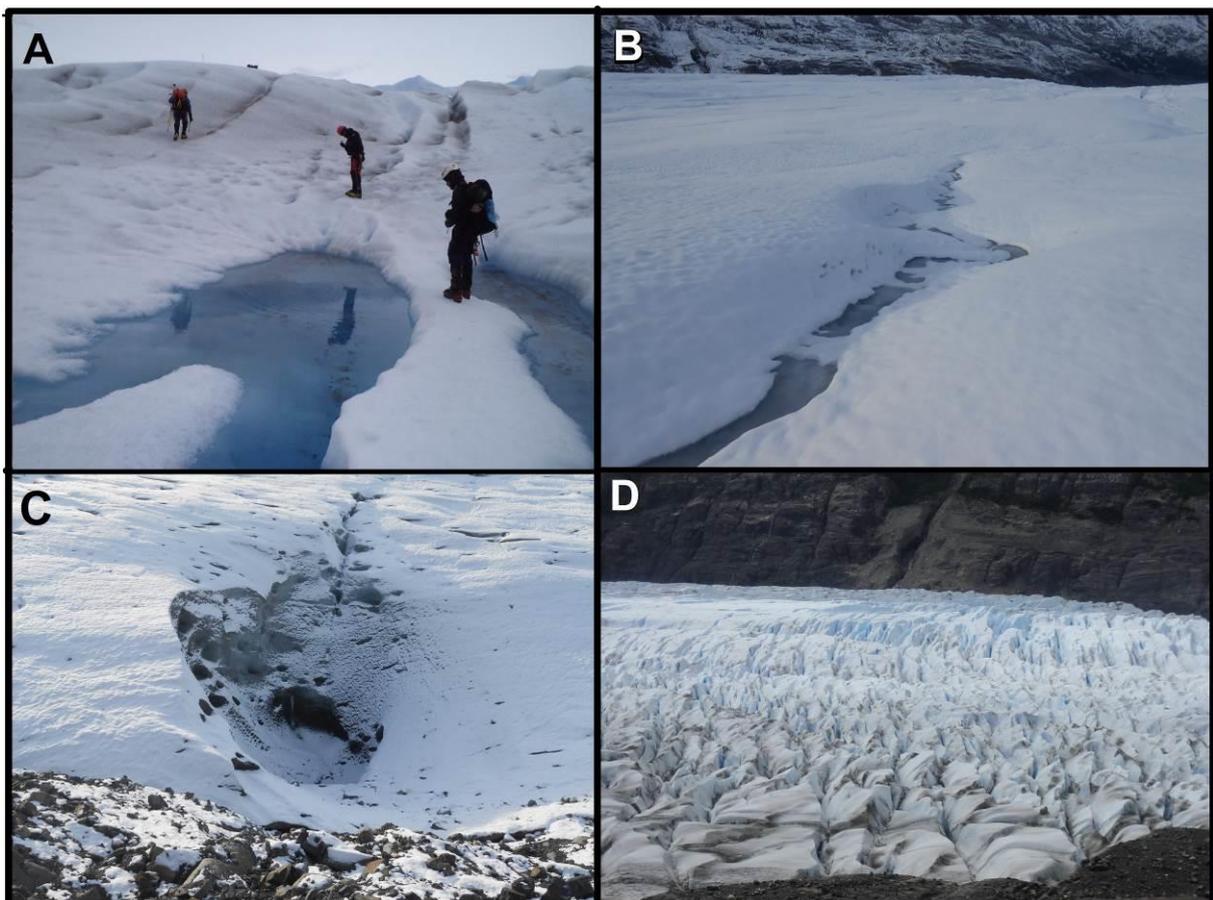


Figura 7: Representação ilustrada das principais feições superficiais encontradas em geleiras. As fotos foram obtidas em campo no mês de junho de 2014. A) Lago congelado; B) Canal de drenagem superficial; C) Moulin e D) Fenda.

A água que penetra na geleira juntamente com o gelo diminui as deformidades da base da geleira, ocasionando aumento da velocidade de deslizamento (Paterson, 1994). Porém, para que uma lâmina de água intensifique o deslizamento é necessário que percorra a massa de água chegando ao substrato rochoso ou se forme na própria porção basal (Benn e Evans, 2010). Caso ocorra uma grande quantidade de degelo, ocasionando concentração de água na base da geleira, poderá ocorrer uma lubrificação basal e o aumento na velocidade de fluxo da geleira (Zwally *et al.*, 2002).

2.3. FENDAS

Em decorrência do estresse produzido pelo movimento da geleira, ocorrem ao longo do fluxo da mesma, fissuramentos denominados de fendas (Raferty, 2011). Estas formam-se quando ocorre uma deformação no gelo, originada por um limite de tensão superficial crítico. Segundo Forster *et al.* (1999) esses valores críticos de resistência a tração encontram-se entre 169 e 224 kPa para geleiras encontradas no CGPS. A tensão interna que gera esse tipo de fratura no gelo é causada entre 40 a 60 m de profundidade (Hambrey, 1994).

Segundo De Angelis e Skvarca, (2003), o aumento no tamanho e na quantidade de fendas pode causar aceleração de geleiras locais, esse aumento deve-se ao aquecimento superficial observado nas últimas décadas. Em geleiras como a Grey, que possuem grande declividade, pode-se observar na porção inferior da geleira que a diminuição da declividade faz com que o fluxo desacelere gerando intensa compressão e alta deformação do gelo; enquanto a montante é caracterizada por um fluxo de extensão (exceto nas laterais que estão em contato com a rocha), ocorrendo o estiramento no gelo, devido ao pequeno efeito da gravidade e ocasionando baixa deformação (Paterson, 2010). Dessa forma, podemos identificar o tipo de fluxo por meio do posicionamento da fenda nas geleiras, enquanto que a intensidade na fratura do gelo mostra a aceleração e desaceleração da geleira, considerando a direção do deslocamento do componente de maior módulo (Paterson, 2010).

Esse tipo de feição segue o fluxo de deslocamento da geleira após serem gerados, por isso são considerados como indicadores do deslocamento da geleira, podendo ser utilizados para estimativas baseadas na análise de imagens sequenciais adquiridas por sensores remotos.

2.4. INTERPRETAÇÃO GLACIOLÓGICA A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE

Paralelamente a evolução tecnológica, temos o desenvolvimento de ferramentas vinculadas ao Sensoriamento Remoto. Essa tecnologia permite não só o estudo de áreas extensas, como também de áreas remotas de difícil acesso. Jensen (2009) considera o Sensoriamento Remoto como uma disciplina da ciência em estágio de desenvolvimento, apresentado um grande crescimento desde 1960, após o primeiro Simpósio Internacional em Sensoriamento Remoto do Ambiente, em Michigan nos Estados Unidos. As evidências dessa evolução são corroboradas pelo aumento de centros especializados em sensoriamento remoto, número de publicações em curtos espaços de tempo, novas revistas especializadas, avanço tecnológico em sistemas sensores e métodos de análise, além de programas computacionais especializados em processamento de imagens (Pope *et. al.*, 2014).

Imagens de satélite, além de ferramentas de processamento e análise têm sido utilizadas para estudos da Criosfera. Segundo Pope *et. al.* (2014), este fato pode ser atribuído ao menor custo, a boa resolução temporal dos dados, além de proporcionar o planejamento e informações complementares para as medidas que serão realizadas em campo. A integração entre sensoriamento remoto e outras ferramentas como Sistemas de Informações Geográficas (SIG), tornou os estudos glaciológicos mais dinâmicos, analíticos, exploratórios, além de permitir uma escala de observação mundial (Gao e Liu, 2001), ocasionado o aumento da disponibilidade de dados referentes as áreas cobertas de gelo do planeta (Pope *et al.*, 2014).

Os dispositivos sensores geram informações passíveis de interpretação (*e.g.* gráficos e imagens, demonstram o comportamento espectral dos alvos) a partir dos registros de energia emitidas e/ou refletidas por alvos na superfície do planeta (Richards e Jia, 2005; Moreira, 2011). Dessa forma, uma imagem é composta pelas

propriedades dos objetos e a extração de suas informações implica no reconhecimento tanto dos objetos como de padrões espaciais (Crosta, 1993). Além das propriedades dos alvos, os fatores ambientais determinam as proporções dos componentes de interação, assim sendo, alvos semelhantes apresentam comportamentos espectrais parecidos (Moreira, 2011)

O monitoramento de geleiras possuía inicialmente caráter descritivo. A evolução da qualidade dos sistemas sensores permitiu a quantificação dos impactos de variáveis ambientais e topográficas nas mudanças espaciais destas. Atualmente, elas são monitoradas por imagens multi-temporais e multi-espectrais, sendo modeladas e analisadas em SIG's (Gao e Liu, 2001). A atualização desses dados visa o monitoramento dos sistemas ambientais e de suas respostas frente às mudanças de temperatura prevista pelo IPCC (2013).

A identificação de feições através de interpretação visual é eficaz na avaliação de características geométricas e dos tipos de cobertura (Richards e Jia, 2005). Os objetos apresentam diferentes reflectâncias, porção da radiação incidente e posteriormente refletida, que pode ser medida à distância por sistemas sensores multiespectrais (Jensen, 2009). A neve e o gelo podem ser distinguidos (figura 7) por diversos fatores, como a presença de impurezas, derretimento e recongelamento das camadas de superfície e tamanho dos cristais de neve (Hall e Martinec, 1985). Dessa forma, existem ferramentas de sensoriamento remoto capazes de diferenciar diversas feições glaciais, além de outros alvos (Williams *et al.*, 1991).

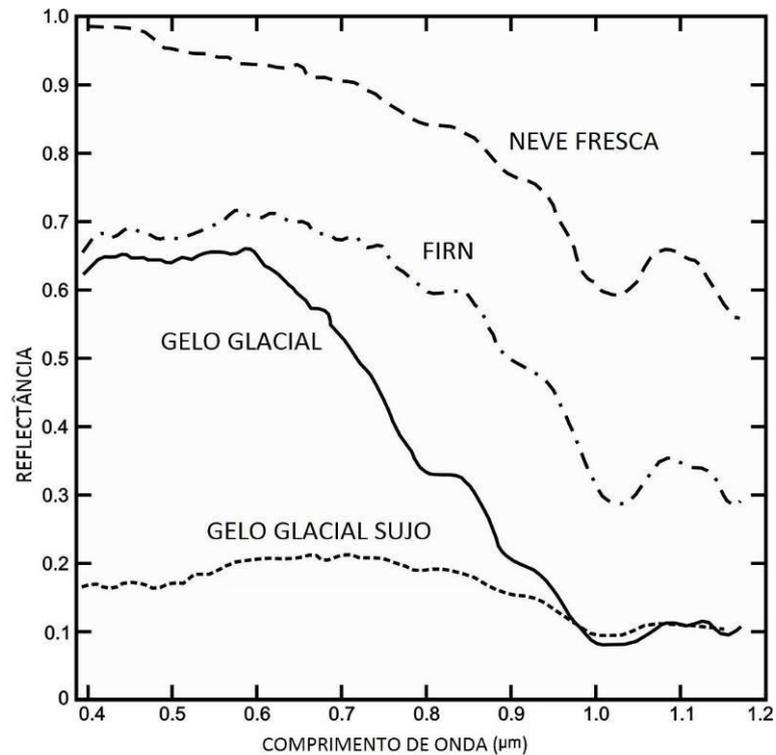


Figura 8: Curvas de referência espectral da neve e gelo em diferentes estágios da formação. Adaptado de Zeng *et al.* (1984).

A neve apresenta albedo mais elevado do que qualquer superfície natural da Terra, por isso seu papel é fundamental no equilíbrio de radiação do planeta. Em determinado período ela pode cobrir até 30% da superfície do planeta, sendo que 10% permanece coberta na forma de geleiras (Dozier, 1989).

As respostas espectrais da neve e do gelo na região do visível são distintas, sendo a primeira relativamente alta em comparação com a segunda. Podemos perceber na região do visível do espectro eletromagnético que a neve fresca possui alta reflectância, mas esses valores começam a diminuir quando tem início processo de metamorfose da neve em gelo. No infravermelho próximo a neve envelhecida possui valores de reflectância baixos se comparados a reflectância da neve fresca (Warren, 1982).

As impurezas contidas no pacote de neve são responsáveis pelas variações de reflectância na região do visível, devido à alta transparência nesta região, sendo o albedo da neve sensível a pequenas quantidades de impurezas (Warren e Wiscombe, 1980). Não há influência considerável do tamanho do grão nesta faixa do espectro eletromagnético (Hall e Martinec 1985, Dozier *et al.*, 1981). O albedo da

neve fresca pode chegar a 90% na região do visível, apresentando grande desproporção em relação ao gelo glacial e *firn* que apresenta reflectância em torno de 60% a 70%, nessa mesma faixa, chegando a menos de 20% em locais que apresentam gelo com impurezas (Hall e Martinec, 1985). Apesar da variação no albedo, o fato do gelo ser mais compactado do que a neve não influencia nessa variação de reflectância, a reflectância não depende da densidade para valores de até 650 kg m^{-3} aproximadamente, pois o espaçamento do pacote de neve, mesmo que compactado, é maior que o comprimento de onda (Dozier, 1989).

O tamanho do grão de neve passa a influenciar na reflectância acima do comprimento de onda de $0,7 \mu\text{m}$, que corresponde a região do Infravermelho próximo. Nesta região quanto maior o diâmetro do grão menor será o albedo, em contrapartida as impurezas não influenciam na reflectância (Dozier *et al.*, 1981).

Hoje temos diversos modelos multiespectrais para mapear neve e o tamanho do grão, a maioria desses modelos que classificam o pixel quanto a cobertura de superficial em “neve” ou “não neve” é derivada do método de Dozier (1989). Deve-se considerar ainda a influência da água líquida no pacote de neve, visto que esta gera agrupamentos, aumentando o tamanho do grão. Nesse caso, a reflectância da neve molhada é menor que da neve seca, devido aos agrupamentos formados e não necessariamente pela presença de água (Dozier e Painter, 2004).

Há um grande potencial na utilização de recursos de sensoriamento remoto no estudo e monitoramento ambiental. No caso de ambientes glaciais é necessário o conhecimento do contexto no qual as geleiras estão inseridas, e essas informações são obtidas pela interpretação e análise de imagens de satélite (Ahlert e Simões, 2004).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. MATERIAL

Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizadas imagens do sensor GeoEye-1 e ASTER, juntamente com modelo digital de elevação SRTM. As aplicações computacionais sobre os dados foram realizadas nos softwares ArcGIS

(ESRI, *Inc.*) e ERDAS. As imagens do sensor GeoEye-1 foram reprojctadas e analisadas no software ArcGIS (ESRI, *Inc.*).

3.1.1. IMAGENS GeoEye-1

A escolha na utilização das imagens do satélite GeoEye-1 deve-se a sua alta resolução espacial (*i.e.*, 50 cm na banda pancromática ou na fusão das imagens do sensor pancromático com o multiespectral), que atendem perfeitamente a escala de detalhamento das análises e abrangência da área de estudo. As principais características desse sensor estão descritas na tabela 3.

Tabela 3: Especificações técnicas do Satélite GeoEye-1.

Lançamento	06/09/2008 na base aérea de Vandenberg, Califórnia
Bandas do Sensor	Pancromática, Azul, Verde, Vermelho e Infravermelho
Órbita	Altitude 684 km, Heliossíncrona, 10:30 am
Resolução Espacial	Pancromático - 50 cm, Multiespectral – 2 m
Resolução Radiométrica	11 bits por pixel
Resolução Temporal	Aproximadamente 3 dias

As imagens GeoEye-1 utilizadas no estudo foram adquiridas pelo software TerraIncognita 2.27, que obtêm as imagens através da conexão com o site www.bing.com/maps, no qual podem ser visualizados mapas e imagens de satélite de forma interativa, desenvolvido pela empresa Microsoft. No software TerraIncognita 2.27 podem ser baixadas imagens GeoEye-1 (com resolução espacial de 0,5979 m) do *bing maps*, através da configuração estabelecida “*satellite map*”. Esse processo foi utilizado devido ao alto custo das imagens GeoEye-1 e ao fato das imagens serem utilizadas apenas para mapear as feições de derretimento, usando técnicas de análise visual de imagens. As imagens obtidas são de fevereiro de 2011 para grande parte da superfície da geleira. Somente para a frente da geleira está disponível um mosaico de imagens de fevereiro de 2012.

3.1.2. Imagens ASTER

O sensor ASTER, juntamente com os sensores MODIS, CERES, MISR e MOPITT encontram-se a bordo do satélite Terra. A colaboração entre a NASA, o Ministério da Economia, Comércio e Indústria do Japão, e o Centro Japonês de Análise de dados de Sensoriamento Remoto da Terra (ERSDAC) permitiu que no dia 18 de dezembro de 1999 fosse lançado da Base da Força Aérea Vandenberg o satélite Terra, com principal objetivo de colaborar com pesquisas no âmbito terrestre, oceânico e atmosférico. Este sensor possui abrangência global, imageando uma área que compreende as latitudes de 83°S a 83°N, com órbita polar e heliosíncrona.

Na tabela 4 podemos observar que o sensor ASTER possui 14 bandas multiespectrais, que compreendem desde a região do visível até a do infravermelho termal. Essas 14 bandas multiespectrais são adquiridas por três subsistemas separados. Cada subsistema apresenta diferenças de resolução espacial e compreende diferentes faixas do espectro eletromagnético. O subsistema VNIR apresenta a melhor resolução espacial (15 m), todos os sistemas do ASTER e compreende a faixa do visível e infravermelho próximo. Esse subsistema apresenta dois telescópios independentes: um nadir com três bandas espectrais e outro off-nadir com visada para trás e uma única banda (Jensen, 2009), possibilitando a obtenção de modelos digitais de elevação de cada cena imageada. Os outros dois subsistemas são: SWIR com resolução espacial de 30 m, compreendendo a faixa do espectro que corresponde ao infravermelho de ondas curtas (1,6 a 2,43 μm); enquanto o subsistema TIR opera na região do infravermelho termal, com cinco bandas e resolução espacial de 90 m. Tanto o SWIR quanto TIR possuem um único telescópio apontado ao nadir.

Tabela 4: Características do sensor ASTER.

VNIR		SWIR		TIR	
Banda	Comprimento de onda (μm)	Banda	Comprimento de onda (μm)	Banda	Comprimento de onda (μm)
1	0,52 - 0,60	4	1,600 - 1,700	10	8,125 - 8,475
2	0,63 - 0,69	5	2,145 - 2,185	11	8,475 - 8,825
3N	0,76- 0,86	6	2,185 - 2,225	12	8,925 - 8,275
3B	0,76 - 0,86	7	2,235 - 2,285	13	10,25 - 10,95
		8	2,295 - 2,365	14	10,95 - 11,65
		9	2,360 - 2,430		
Resolução Espacial (m)	15		30		90
Resolução Radiométrica	8-bits		8-bits		12-bits
Níveis de Cinza	256		256		4.096

A obtenção das imagens ASTER foi realizada pelo sistema de busca de imagens da NASA, <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>, que disponibiliza produtos aos usuários registrados que possuem projetos aprovados por essa agência. As imagens ASTER obtidas estão no formato 1B, ou seja, foram pré-processadas (corrigidas geometricamente, georreferenciadas e tiveram os valores de radiância reamostrados entre 0 e 255), estas encontram-se disponíveis no Laboratório de Monitoramento da Criosfera são decorrentes da filiação entre o laboratório e o projeto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS). O Dr. Jorge Arigony-Neto, responsável pelo laboratório, é o coordenador do Centro Regional da Península Antártica no Projeto GLIMS. Foi utilizado neste estudo uma imagem ASTER pré processada no sensor VNIR, obtida em 20 de fevereiro de 2005.

3.1.3. MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO SRTM

Em fevereiro de 2000, a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA), o Departamento de Defesa (DoD) dos Estados Unidos, o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI), iniciaram a missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) na qual foram mapeados 80% do planeta Terra, entre as latitudes

60° norte e 54° sul, com objetivo obter dados topográficos. Os produtos da missão foram imagens de Radar de abertura sintética (SAR), as quais foram utilizadas para gerar o modelo digital de elevação (MDE) SRTM (figura 9), por meio de técnicas de interferometria SAR (InSar). As imagens utilizadas foram adquiridas por 2 antenas SAR, para coleta simultânea dos dados (FARR *et al.* 2007).

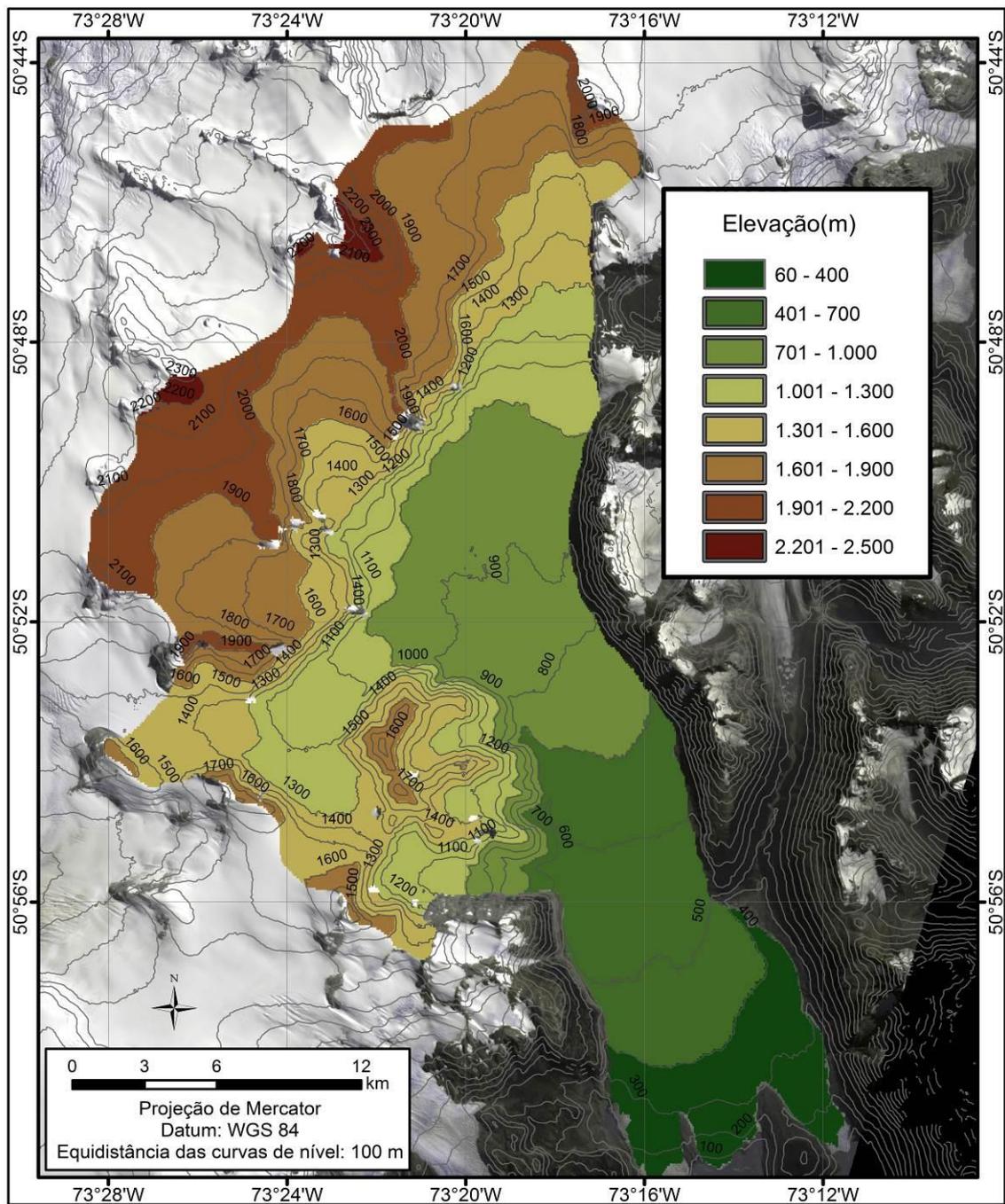


Figura 9: Modelo Digital de Elevação SRTM utilizado para delimitação da área da geleira Grey.

O modelo de elevação SRTM, é disponibilizado de forma gratuita. A partir novembro de 2014 com resolução espacial de 1 arco-sec (aproximadamente 30 m) para América do Sul. Para regiões acima de 50°N e abaixo de 50°S, os produtos são amostrados com uma resolução de 2 arc-sec por 1 arc-sec⁷. Os dados foram adquiridos através do endereço <http://earthexplorer.usgs.gov/>, site mantido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Neste estudo, os dados do SRTM foram utilizados, tanto para gerar curvas altimétricas com intervalos de 100 metros (figura 9), como para auxiliar na delimitação dos limites da bacia de drenagem glacial da geleira Grey.

3.1.4. SOFTWARES

Foram necessários basicamente dois softwares de processamento de imagens e SIG para realização deste estudo: ArcGIS™ e Erdas IMAGINE. Estes encontram-se disponíveis no Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio/FURG). O software ArcGIS™ foi utilizado para reprojetar as imagens GeoEye1, fazer o mosaico das mesmas e gerar curvas de nível), bem como para delimitação das feições de derretimento glacial e para elaboração de mapas e figuras. O software Erdas IMAGINE tornou-se útil para classificação das áreas de lagos encontrados na superfície da geleira Grey.

3.2. MÉTODOS

3.2.1. OBSERVAÇÕES EM CAMPO

A área deste estudo, geleira Grey, foi visitada entre os dias 2 e 8 junho de 2014. Durante a estadia no refúgio próximo a geleira, foram coletados pontos de controle no terreno (tabela 6) que podem ser observados na figura 10. Além disso, também foram identificadas as feições superficiais sobre a geleira. A observação da

⁷ Informações disponíveis no site <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc>

geleira em campo, possui grande importância devido a identificação dessas feições que posteriormente foram mapeadas nas imagens satelitais.

Tabela 5: Pontos de localização e identificação na geleira Grey.

Ponto	Data	Hora	Latitude	Longitude	Descrição
Marco	04/06/2014	11:34:55	-51,006744°	-73,180799°	Marco geodésico monumentado para utilização como base do GPS
Acesso 1	05/06/2014	11:52:59	-51,006293°	-73,218055°	Acesso para deslocamento até geleira
Lago_Nunatak	05/06/2014	13:54:50	-50,988301°	-73,215828°	Lago situado no centro do paleo-nunatak chamado La Isla
Depósito	05/06/2014	15:28:05	-50,976557°	-73,219258°	Depósito dos equipamentos para trabalho posterior
Acesso 2	06/06/2014	10:25:51	-50,987447°	-73,223324°	Acesso mais curto para geleira, através deste foi possível a colocação das estacas
Estaca 1	06/06/2014	14:17:58	-50,969774°	-73,223465°	Estação glaciológica instalada para medir a velocidade a ablação da geleira
Moraina_LIA	06/06/2014	11:46:54	-51,00254°	-73,178302°	Moraina formada na Pequena Idade do Gelo
Mirador	06/06/2014	12:57:00	-50,986182°	-73,184231°	O mirador possibilitou a visão lateral da geleira e a observação de algumas feições
Moraina_1986	06/06/2014	14:28:32	-51,002061°	-73,180604°	Moraina mais recente formada no final do século XX
P. terreno 1	06/06/2014	16:44:18	-51,008503°	-73,211695°	Ponto de controle no terreno
P. terreno 2	06/06/2014	17:10:09	-50,996603°	-73,248329°	Ponto de controle no terreno
Estaca 2	07/06/2014	13:20:42	-50,972376°	-73,217371°	Estação glaciológica instalada para medir a velocidade a ablação da geleira

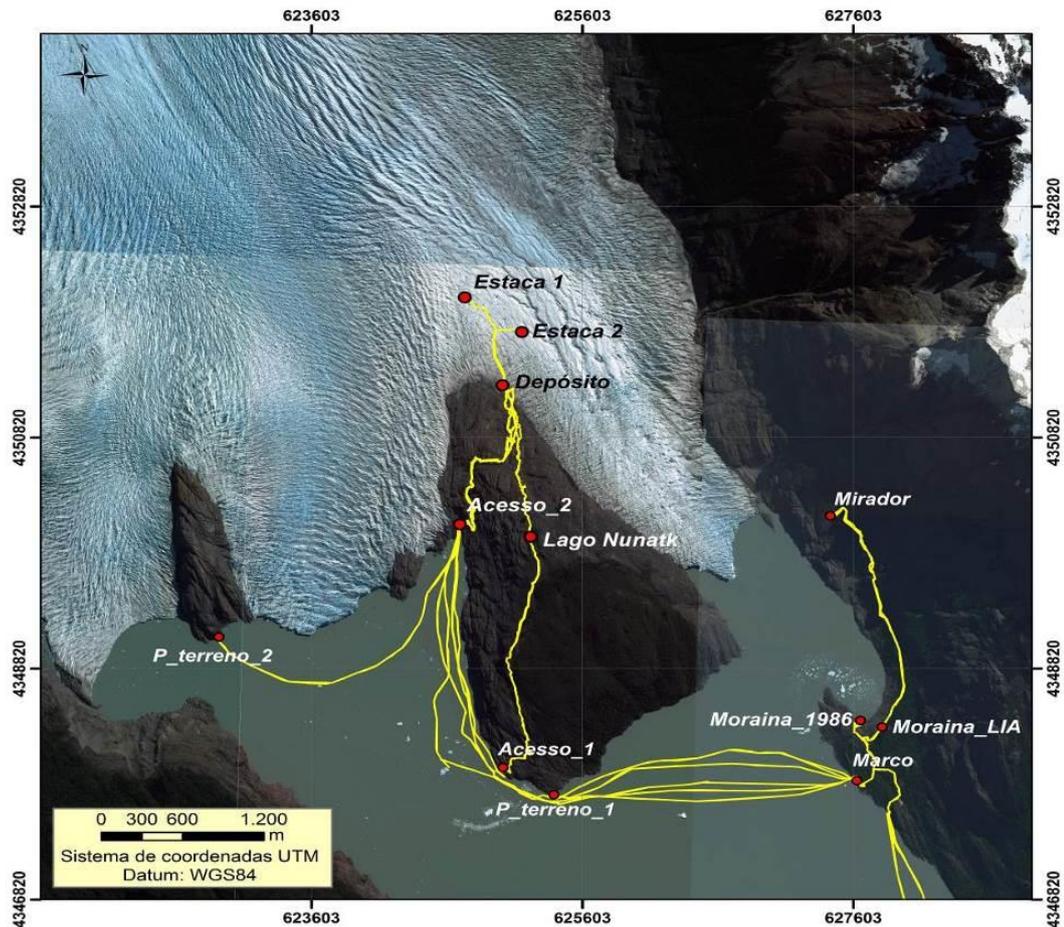


Figura 10: Trajetos percorridos durante a expedição (2 a 8 de junho de 2014) para geleira Grey, situada no Parque Nacional Torres Del Paine.

O trajeto percorrido corresponde ao período em que o grupo do Laboratório de Monitoramento da Criosfera (Lacrio), juntamente com representantes do Instituto Antártico Chileno (INACH), *Universidad de Magallanes* (UMAG) e *Centro de Estudios del Cuaternario de Fuego – Patagonia y Antártica* (CEQUA), permaneceram no refúgio da respectiva Universidade Chilena, situado próximo ao marco geodésico, realizando treinamentos e instalando duas estações glaciológicas. Neste período foram identificadas, principalmente, na língua de gelo leste, feições superficiais como canais de drenagem superficial, *moulins*, lagoas e grande quantidade de fendas de diferentes tamanhos e formas. Os pontos de observação foram o mirador, e toda a rota percorrida ao longo do paleo-Nunatak e na superfície da geleira.

3.2.2. DELIMITAÇÃO DA BACIA DE DRENAGEM GLACIAL DA GELEIRA GREY

A delimitação da bacia de drenagem da geleira Grey foi realizada nas imagens GeoEye-1, com o auxílio do modelo digital de elevação SRTM. A delimitação foi realizada no software ArcGIS™ em uma escala de 1:400, devido à alta resolução da imagem GeoEye1. Parte da bacia foi digitalizada com auxílio do modelo de elevação SRTM e de uma imagem do sensor ASTER do dia 20 de fevereiro de 2005 (figura 11). Posteriormente, a área da bacia, assim como sua frente foram comparadas aos dados levantados pelo projeto GLIMS (figura 11). O banco de dados desse projeto inclui informações básicas referentes a área total, elevação mínima, elevação máxima, elevação média, orientação média, orientação principal, declividade mínima, declividade máxima, média da declividade, data dos dados originais e coordenadas das geleiras. Essas informações altimétricas e topográficas, compreendem os parâmetros básicos para a padronização do inventário de geleiras, recomendadas por Paul et al. (2009).

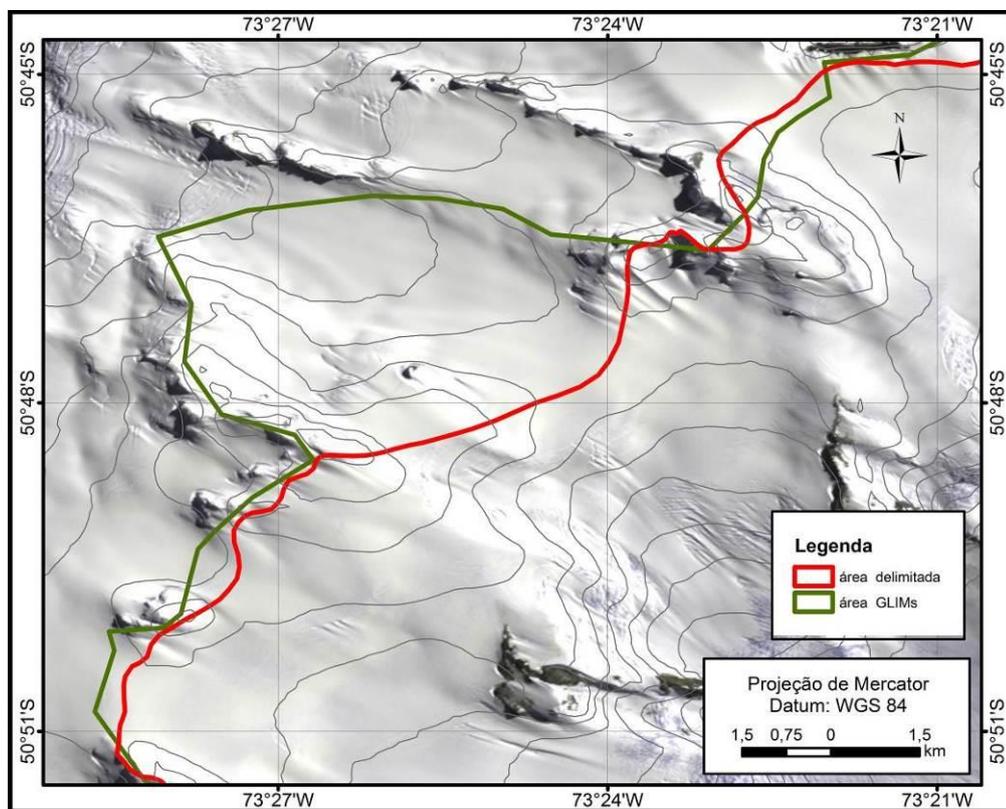


Figura 11: Limites da área da geleira Grey. Em vermelho delimitação feita durante a realização deste trabalho e em verde área delimitada pelo projeto Glims.

Os dados do projeto GLIMS, estão disponíveis na base de dados, no endereço www.glims.org. A delimitação das geleiras para projeto GLIMS foi realizada por Davies e Glasser (2012) na escala de 1:10.000, entre as latitudes de 41°S e 56°S, seguindo protocolo do projeto, o qual sugere a delimitação manual da área das geleiras em polígonos separados (PAUL et al., 2009; RAU et al., 2005). Segundo as informações que constam no *shape* da geleira Grey estas foram analisadas e submetidas por Bethan Davies, em 20 de abril de 2012, considerando 263,73 km² a área de geleira, sendo esta digitalizada sobre uma imagem do sensor Landsat ETM+ do dia 6 de setembro de 2007.

3.2.3. DELIMITAÇÃO DA LINHA DE NEVE

A interpretação visual da linha de neve da geleira Grey (figura 12) foi realizada com base na diferença de albedo existente entre a neve e o gelo, considerando que o primeiro apresenta um albedo elevado em torno de 90%, enquanto gelo possui seu albedo em torno de 60% a 70% (Hall e Martinec, 1985). Com base na possibilidade de diferenciação entre a neve e o gelo e consequente definição da linha de neve, esta foi demarcada manualmente em uma escala de 1:800, no software ArcGIS™. A imagem GeoEye1 utilizada é de fevereiro de 2011, o que corresponde a estação de verão no hemisfério sul, final do período de ablação no qual ocorrem processos de perda, não só de água e gelo, como também de neve.

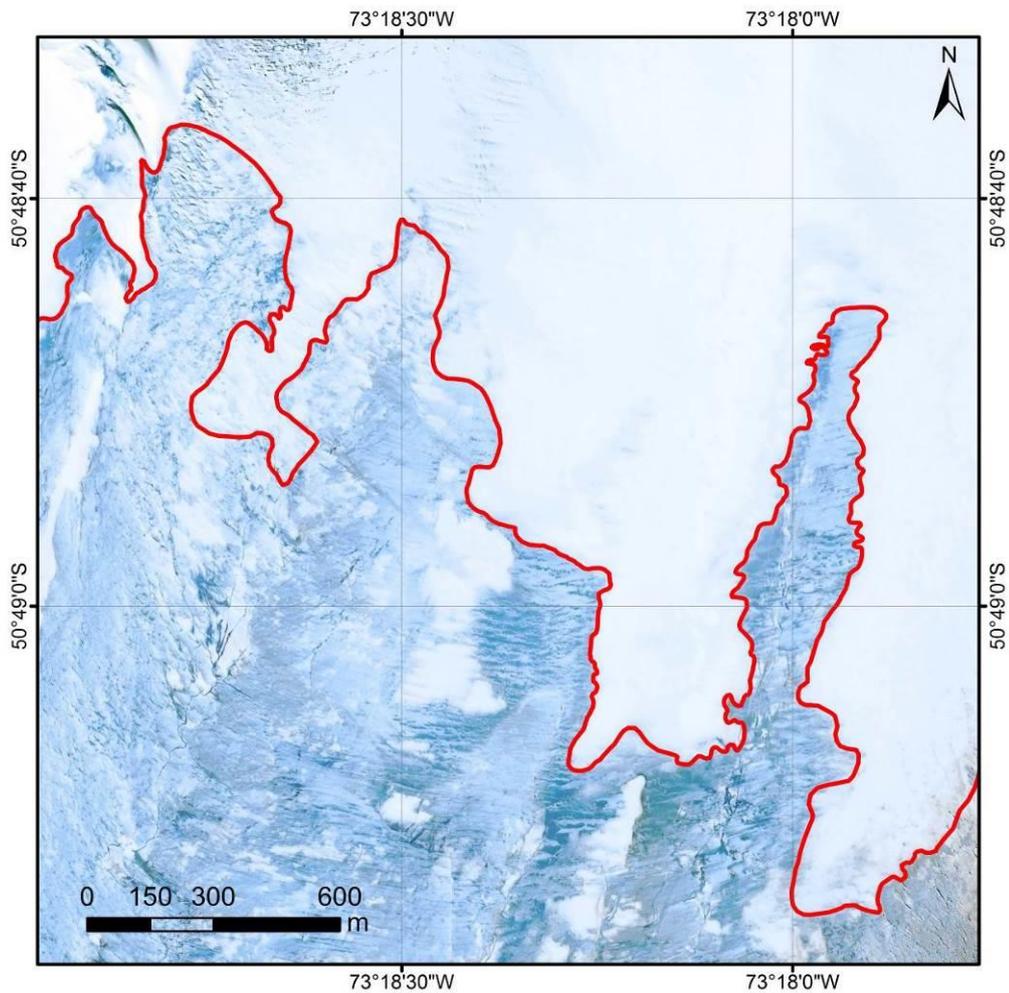


Figura 12: Linha de neve da geleira Grey, em vermelho sobre a imagem GeoEye-1 de fevereiro de 2011.

3.2.4. MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES MORFOLÓGICAS SUPRAGLACIAIS

A delimitação das feições de derretimento foi realizada pela interpretação visual das imagens GeoEye-1 disponíveis para área de estudo, utilizando o Software ArcGIS™. As feições superficiais foram identificadas e mapeadas segundo os padrões de derretimento e drenagem ao longo da geleira. Na tabela 6 estão apresentadas as principais feições superficiais encontradas em geleiras temperadas e que foram observadas no trabalho de campo na geleira Grey.

Tabela 6: Feições superficiais identificadas nas imagens de satélite e os critérios utilizados na identificação. Adaptado de Glasser e Scambos(2008) e Simões (2004).

Feições	Identificação das feições	O que indicam?
Fendas/Campos de fendas	Fissuras superficiais longas e estreitas que cortam outras feições. Podem aparecer como linhas brancas (cheias de neve) ou linhas escuras (cheias de água ou sem cobertura de neve). Orientação variada em relação ao fluxo de gelo.	Indicam que há tensões no interior do gelo e que estas excedem um limite em função da temperatura. Ocorrem perpendiculares à direção de máxima tensão e podem indicar locais de fluxo extensional.
Estruturas superficiais longitudinais (Linhas de fluxo)	Linhas longas paralelas ao movimento do gelo. Possui dimensões horizontais de 1 km ou menos, mas podem se estender por dezenas ou centenas de quilômetros. Muitas vezes, geradas em regiões de alívio positivo, em protuberâncias do substrato ou em regiões de maior fricção basal.	Fornecer impressão visual da direção do fluxo de gelo.
Limite das unidades de fluxo	Estrutura descontínua ou a junção que separa fluxo de diferentes orientações. Essas estruturas podem ser "manchadas" ao longo da junção.	Indica confluência de unidades de fluxo individuais ou de geleiras.
Estruturas transversais/arqueadas	Linhas retas e escuras que ocorrem em áreas de fendas. Pode se desenvolver ao longo da geleira, muitas vezes se transformando em estruturas arqueadas e transversais.	Também conhecidas como traço de fendas, indicando fendas incipientes ou fechadas.
Pontos de derretimento/Lagos de drenagem	Áreas planas e escuras que ocorrem superficialmente. Podem formar-se junto a estruturas descontínuas pré-existentes.	Indica derretimento significativo na superfície de uma geleira. Os lagos podem indicar conexão entre superfície de gelo e porção subglacial.
Moulins	Buraco profundo, aproximadamente vertical, na geleira que serve de canal de escoamento da água de derretimento da superfície.	Feição é comum em geleiras perto do ponto de fusão.
Drenagem Supraglacial	Canais que ocorrem na superfície da geleira e transportam água do derretimento e precipitação.	Feição é comum em geleiras perto do ponto de fusão.

As primeiras feições de derretimento identificadas foram os canais de drenagem glacial, os quais puderam ser observados devido à alta resolução da imagem. A escala de delimitação foi de 1:400, gerando um “*shape*” de linhas meandradas e longitudinais, onde podemos observar água oriunda do derretimento e precipitação na superfície da geleira.

Associados a esses canais de drenagem, foram demarcados alguns *moulins*, visto que esses são os responsáveis pela penetração da água de degelo, transportadas pelos canais de drenagem glacial. Muitas vezes a localização dos *moulins* influencia nas velocidades de deslizamento basal (Zwally et al., 2002). Há

uma dificuldade na identificação dos mesmos, pois esses canais verticais, por onde a água passa da área supraglacial da geleira para áreas englaciais ou subglaciais, são de pequena largura se observados de cima e mesmo a alta resolução não favorece sua identificação. Na figura 13 podemos observar os canais de drenagem glacial e os moulins.

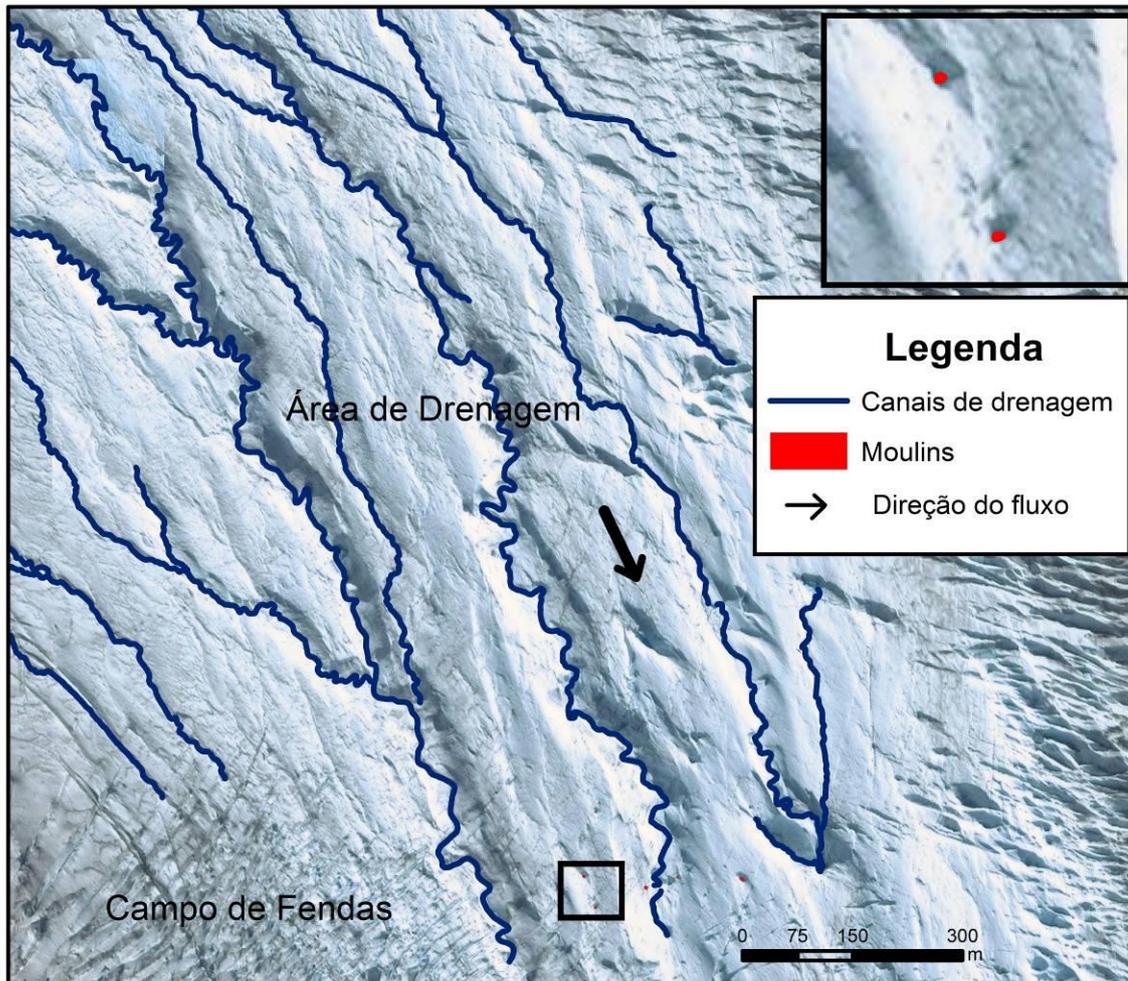


Figura 13: Ilustração da localização de alguns canais de drenagem glacial e *moulins* associados.

Segundo HAMBREY (1994), existem alguns padrões de deslizamento basal associados a deformações internas que demonstram o potencial de aceleração ou desaceleração do gelo, conforme pode ser observado na figura 14. As fendas geradas pela deformação interna do gelo, podem ser diferenciadas em função da velocidade do fluxo da geleira, ou seja, na geleira podemos identificar diferentes tipos de fendas com base na sua orientação. A orientação das fendas auxiliou na

identificação do fluxo nas diferentes áreas da geleira, sendo diferenciado, principalmente na região frontal da mesma onde temos diferentes velocidades e tipos de deformações. Cabe salientar que não há uma relação direta entre o fluxo da camada superficial da geleira e das camadas inferiores, de forma que o fluxo observado na geleira ocorre somente na superfície da geleira (HAMBREY, 1994).

As fendas foram delimitadas através de padrões de deslocamento, visto que o fluxo da geleira gera campos de fendas longitudinais. Esses padrões auxiliaram na identificação do tipo de fluxo que a geleira apresenta nas diferentes declividades ao longo da geleira, bem como na sua frente que devido a presença de nunataks apresenta diferentes padrões tanto compressivos, quanto extensivos.

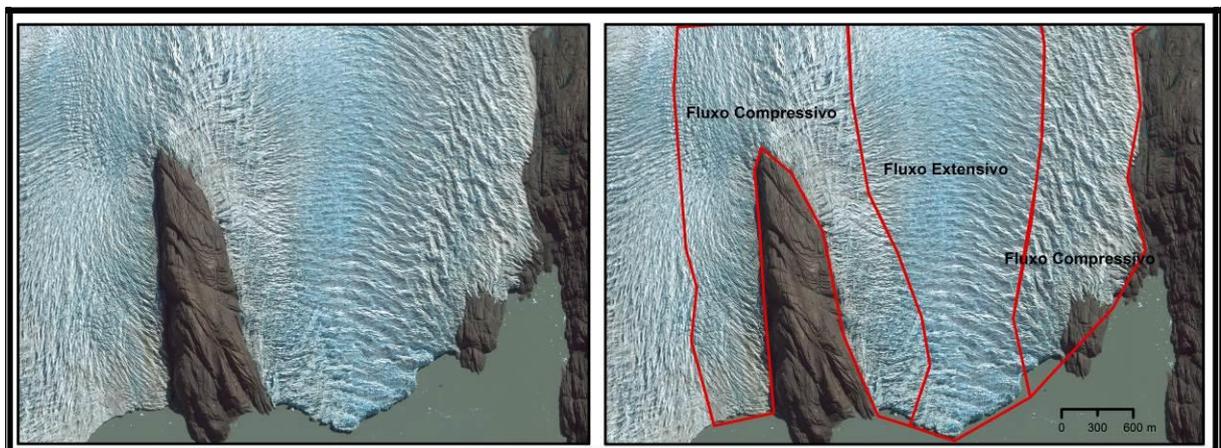


Figura 14: Esquema da delimitação de padrões de fendas na frente da geleira Grey.

A identificação e delimitação das áreas de lagos encontrados na geleira (figura 15), ocorreu por meio da classificação pelo valor do pixel, valor este definido em uma tabela de cores (*Look Up Table*) segundo regras definidas empiricamente pelo analista. A tabela com os valores selecionados foi exportada do software ERDAS e posteriormente trabalhada no ArcGIS™. A imagem GeoEye1 com a tabela associada foi reclassificada para separar a área de interesse das demais, ficou condicionado que a área de interesse teria valores maiores que 1 e menores que 110, posteriormente essas áreas foram transformadas em polígonos. Após esse processo foi necessário a eliminação de pequenas áreas selecionadas com valores menores que 10 m². Ao final as áreas dos polígonos foram suavizadas para tornar os limites mais condizentes com os encontrados na geleira Grey, este processo foi

realizado pela ferramenta “*smooth*” no software ArcGIS™. A ferramenta utiliza um método de aproximação polinomial com exponencial Kernel (PAEK), o qual suaviza polígonos com base em valores de tolerância.

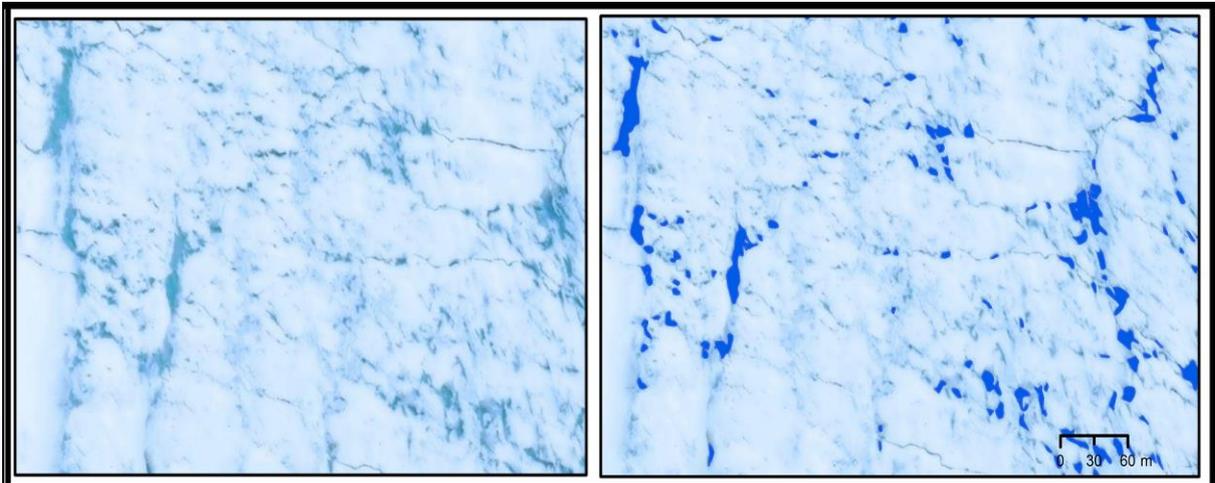


Figura 15: Esquema de representação das áreas de lagos encontradas na geleira Grey.

As feições superficiais de derretimento foram mapeadas e foram analisadas juntamente com outras características topográficas da geleira como a elevação e orientação. Os critérios utilizados na identificação das feições foram apresentados na tabela 6. Para o mapeamento das feições de derretimento foi utilizada classificação segundo Glasser e Scambos (2008), pois as mesmas feições mapeadas em seus estudos para continente antártico e plataforma de gelo Larsen B, foram observadas em campo na geleira Grey. A classificação desses autores corresponde a uma análise detalhada das estruturas glaciais como fendas, rifts glaciais, estruturas superficiais lineares longitudinais e recursos de água derretida. No caso da plataforma Larsen B, o aumento destas feições demonstra a aceleração na velocidade de desprendimento desta.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Após a análise dos dados, baseada na interpretação do mosaico das imagens GeoEye1 e no modelo de elevação SRTM, serão apresentados os resultados obtidos conforme a metodologia descrita anteriormente.

4.1. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DA GELEIRA GREY

A área da geleira, conforme delimitação por este trabalho, apresentou algumas variações em relação a área proposta pelo projeto GLIMS. Algumas dessas alterações se devem a maior resolução espacial da imagem GeoEye1. Percebe-se na figura 17 que em determinados locais há diferenças visíveis entre as delimitações, principalmente na região superior da geleira, devido a diferença de interpretação dos autores. Na porção noroeste da geleira, onde ocorreu uma maior diferença entre as delimitações, a delimitação foi realizada entre as curvas de nível de 190 m, e não entre 160 m como no referido projeto (figura 16 A).

A porção frontal da geleira também apresentou diferenças nos limites, devido ao período das imagens utilizadas nas delimitações, sendo a imagem usada pelo projeto GLIMS do ano de 2007 e neste estudo imagens de 2011 e 2012, onde houve retração na frente da geleira ao longo destes 5 anos. A estimativa da diferença de área entre as frentes foi de aproximadamente 3,7 km² (figura 16 B).

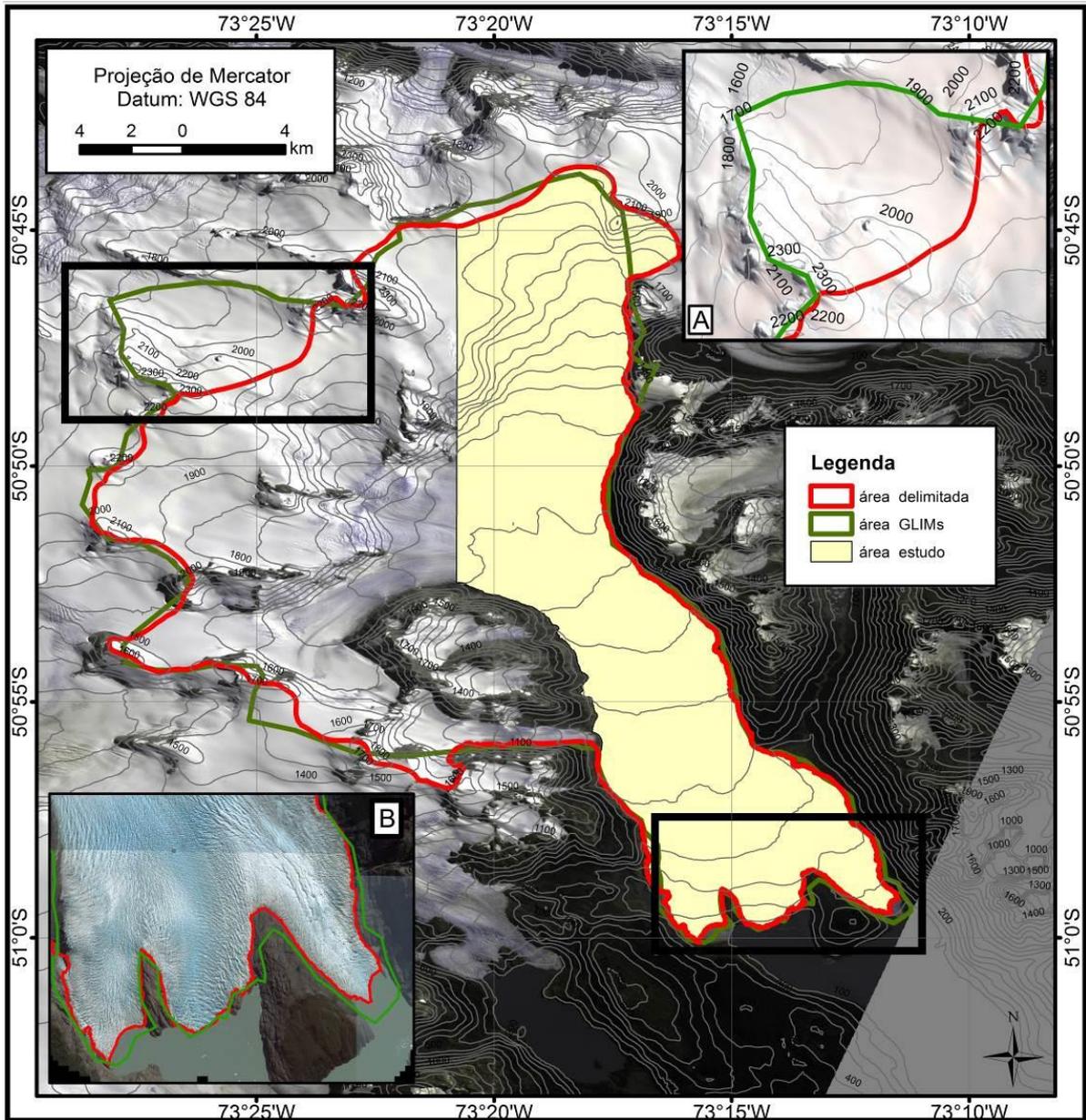


Figura 16: Área da geleira Grey em verde segundo projeto GLIMS (ano de 2007) e em vermelho delimitada com base na imagem GeoEye1(ano de 2011/2012) e com auxílio do SRTM.

A diferença entre o valor de área estimado no projeto GLIMS (263,735 km²) e a área estimada neste trabalho (261,674km²) é de 2,51 km², portanto não houve mudanças significativas em relação a área total da geleira.

Quanto a identificação de feições de derretimento na superfície da geleira, cabe salientar que devido a indisponibilidade de imagens, a área na qual foi possível identifica-las, corresponde a 125,127 km², representada na figura 16 pelo polígono preenchendo parte da geleira. Apesar da área de estudo corresponder a quase metade do valor total da geleira, percebe-se que a porção que não foi analisada

corresponde em sua maior parte a área coberta por neve. As feições significativas ficam abaixo da linha de neve, onde ocorre grande derretimento durante período de verão.

Além da área total da geleira, os dados morfométricos gerados abrangem perímetro, elevação (máxima, média, mínima), declividade (mínima, média, máxima) e orientação. Esses dados são complementares ao projeto GLIMS, visto que para área da geleira Grey não foram gerados os dados dispostos na tabela 7.

Tabela 7: Dados morfométricos da geleira Grey.

Área da geleira	261,674 km ²
Perímetro	106,942 km
Elevação (máxima, média, mínima)	(2.440 m, 1.245m, 60m)
Declividade (máxima, média, mínima)	(75,13°, 10,59°, 0°)
Orientação (majoritário)	Sudeste

4.2. ALTITUDE DA LINHA DE NEVE

A delimitação de linha de neve por técnicas de interpretação visual com auxílio de dados topográficos foi um método satisfatório, porém consideramos algumas características que dificultam sua exata localização, como por exemplo o transporte da neve para altitudes menores, ou a precipitação de neve em dias que antecedem a passagem do satélite. Entretanto, existe grande contraste entre outras superfícies e a neve, de tal forma que a extensão da cobertura de neve pode ser identificada de forma satisfatória em imagens ópticas (Rees, 2006). Em estudos glaciológicos, a determinação da linha de neve é bastante usada, pois serve como parâmetro para entender as condições de balanço de massa da geleira, visto que corresponde ao limite entre a área em que a neve derrete até o final do período de ablação e a área onde a neve deverá permanecer a longo do ano (Simões, 2004).

Da mesma forma que a temperatura do gelo próximo a superfície determina se a quantidade de energia resultará em ablação ou aquecimento da geleira, a cobertura de neve e os processos de derretimento e recongelamento influenciam na evolução da temperatura do mesmo (Benn e Evans, 2010). A quantidade de neve precipitada e a temperatura do ar na superfície das geleiras são fatores determinantes na altitude da linha de neve e esta por sua vez representa uma das variáveis climáticas, pois além de controlar o albedo, influi na hidrografia da geleira. Caso ocorram variações significativas na altitude da linha de neve ao longo dos anos, ela pode ser usada como indicador de mudanças no quadro climático local.

Durante o período de inverno, as geleiras podem ser quase que completamente recobertas por neve, em contraponto, no verão é possível identificar a diferença entre neve e outras superfícies encontradas na geleira. A linha de neve da geleira Grey foi determinada a partir de uma imagem de fevereiro de 2011, período de verão no Hemisfério Sul (figura 17).

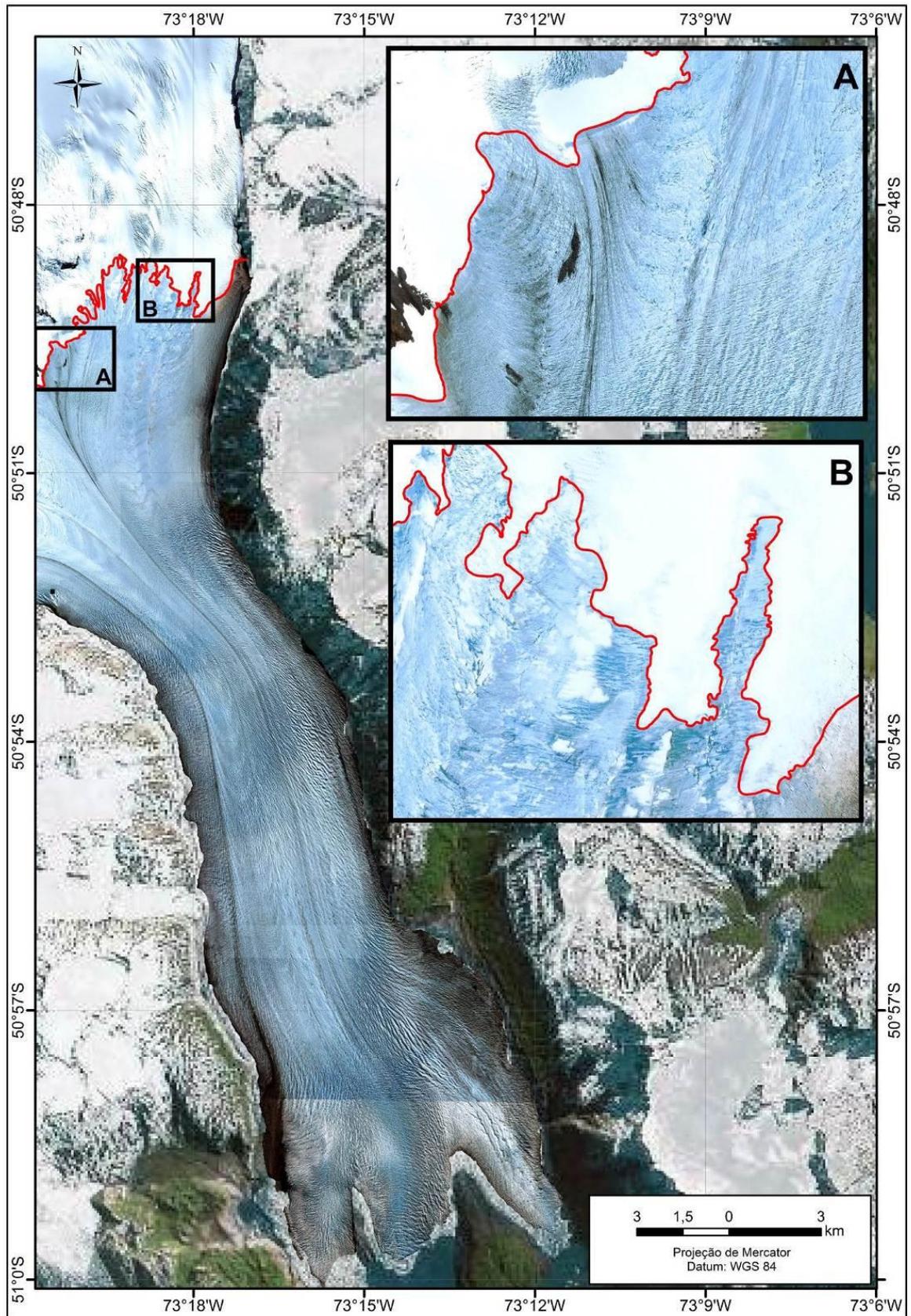


Figura 17: Delimitação da altitude da linha de neve na geleira Grey.

A altitude da linha de neve é variável conforme fatores anteriormente citados. Observa-se também que existem pequenas áreas cobertas por neve abaixo da linha delimitada (figura 17 B), estas podem ser atribuídas a deslocamentos do pacote de neve devido à alta declividade desta área ou ainda terem sido carregadas pelo vento. Como mostra a figura 18, a altitude da linha de neve na área de estudo, varia desde 920 m (a oeste) até aproximadamente 1.050m de altitude (a leste), conforme modelo de elevação SRTM.

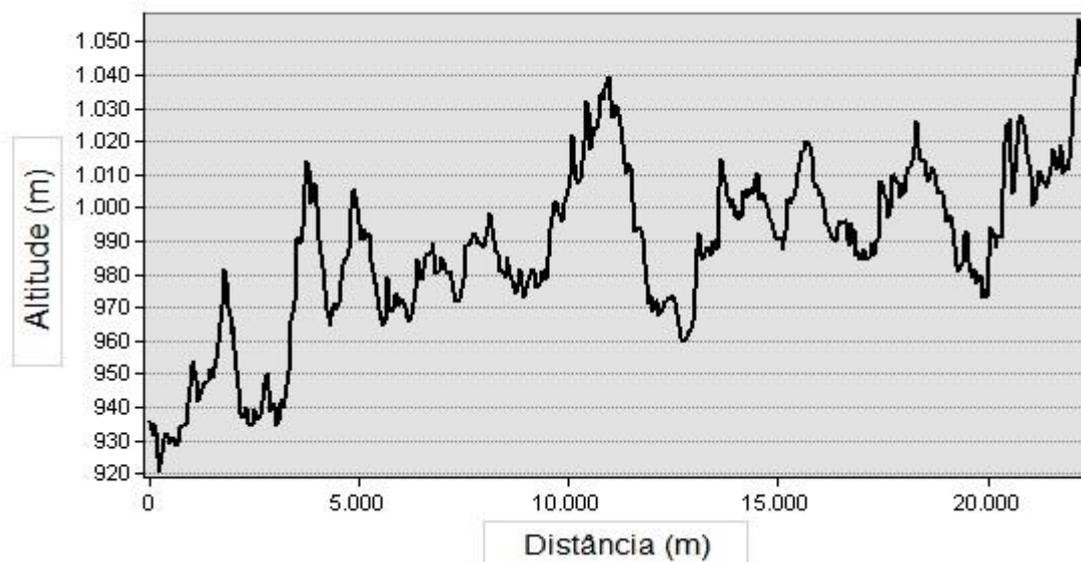


Figura 18: Perfil transversal da altitude da linha de neve, delimitada neste estudo, conforme a distância no sentido oeste/leste.

Acima da linha de neve podemos observar a ocorrência de algumas áreas com fendas recobertas por neve, possivelmente devido à grande declividade da porção superior da geleira. As feições superficiais de derretimento foram identificadas abaixo da linha de neve, na zona de ablação, onde segundo Kaser (2001) maior parte da perda de massa ocorre por derretimento.

4.3. CARACTERIZAÇÃO DOS SISTEMAS DE DRENAGEM SUPERFICIAL E MOULINS

Em se tratando de drenagem supraglacial, o comportamento da água derretida depende do substrato em que ocorrerá a drenagem, pois a neve e o gelo apresentam diferenças de porosidade. Caso o derretimento ocorra em uma área acima da linha de neve, a água penetrará na neve, enquanto que sobre o gelo, devido a impermeabilidade do mesmo, a água escoará por canais ou penetrará na geleira, quando encontrar moulins ou fendas (Benn e Evans, 2010). Entende-se por canais de drenagem superficial (supraglacial), canais abertos pelo derretimento do gelo ou pela intensa precipitação. A drenagem superficial ou supraglacial é encontrada em geleiras que durante um determinado período a superfície encontra-se próxima ao ponto de fusão. Essas estruturas são similares a rios que fluem na porção superficial da geleira em locais onde a água não penetra para a porção englacial através de moulins ou fendas.

Segundo Glasser e Scambos (2008), a localização das feições de derretimento e outras formas encontradas na geleira estão relacionadas a estrutura superficial da mesma, logo regiões mais planas e com menos fendas são mais suscetíveis ao desenvolvimento de longas áreas de drenagem supraglacial e lagos.

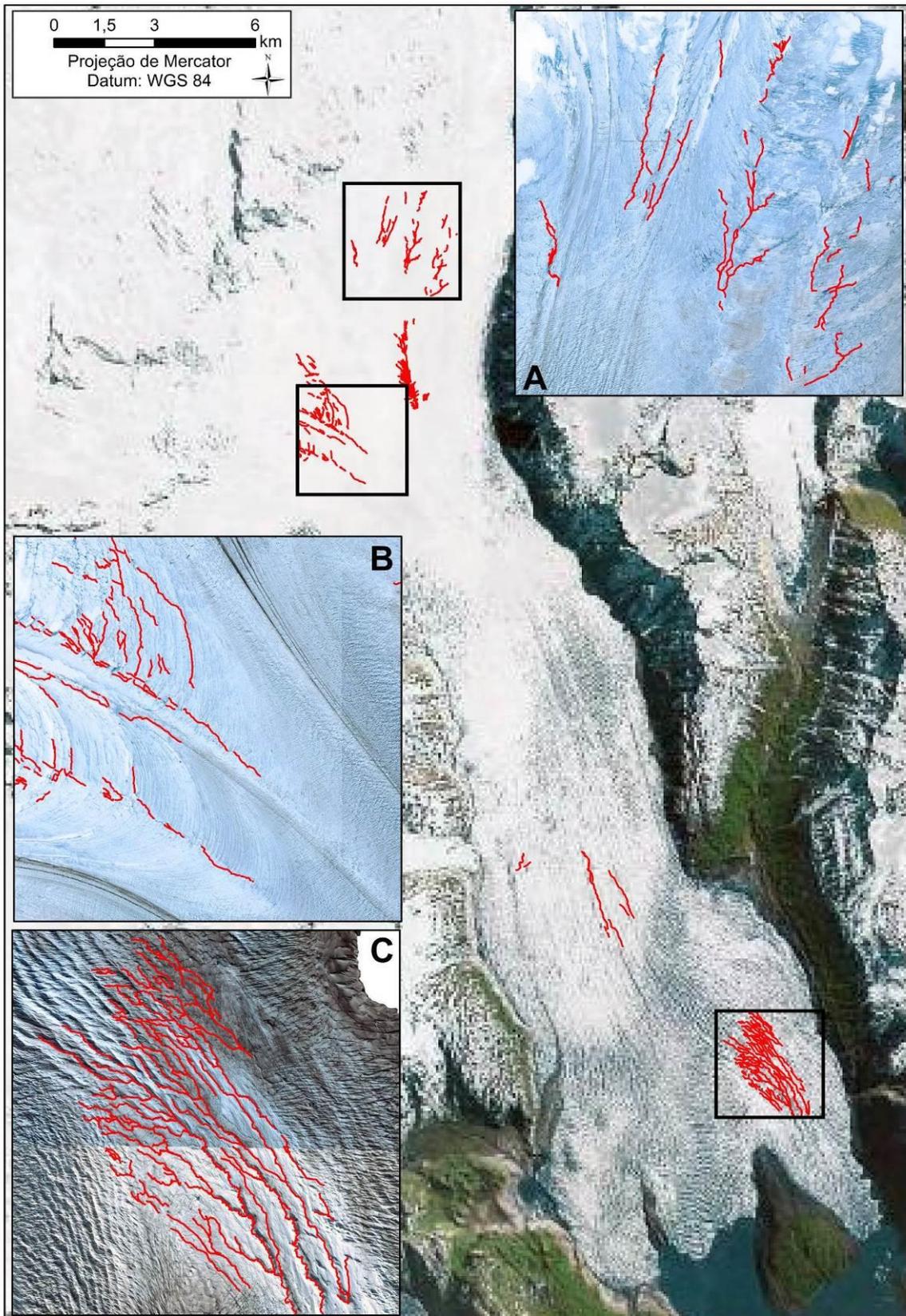


Figura 19: Localização dos canais de drenagem glacial na geleira Grey, localizados principalmente na porção superior (A e B) e de forma concentrada em uma área mais próxima a frente (C).

Podemos observar na figura 19 que os canais de drenagem seguem a orientação do fluxo da geleira e em alguns locais podem deslocar-se para depressões ao longo da superfície longitudinal. Em algumas áreas, o fluxo de água destes canais de drenagem é cortado por fendas ou ainda penetra na geleira através de moulins. Foram identificados 680 canais superficiais e a soma do comprimento dos canais de drenagem estende-se ao longo de 103,54 km. Esses canais ocorrem na porção superior da geleira logo abaixo da linha de neve e também a leste da porção terminal em uma área mais plana do que as laterais que são caracterizadas pela ocorrência de campos de fendas.

Os canais superficiais apresentam padrão de drenagens dendrítica. Na porção superior, onde a declividade é maior, estes canais principais são mais retilíneos. Ao passo que na porção próxima à frente da geleira os canais principais apresentam-se meandrados.

Alguns moulins também foram localizados, porém são estruturas muito pequenas e apesar da boa resolução das imagens, essas feições poderiam ser classificadas de forma equivocada.

4.4. CARACTERIZAÇÃO DOS LAGOS GLACIAIS E PROGLACIAIS

O albedo da neve/gelo e de áreas com lagos é bastante distinto, como o gelo apresenta albedo maior do que dos lagos, ele reflete maior quantidade de luz solar. Caso ocorra aumento das áreas de lagos, a absorção de energia também aumenta. Logo, os lagos glaciais respondem mudanças do clima da mesma forma que o aumento na grande quantidade desses na superfície da geleira contribuem para aumento da temperatura (Benn *et al.* 2012).

Apesar das evidências de que os lagos são agentes diretos no aumento de temperatura na superfície de geleiras, eles não estão diretamente relacionados a abertura de fendas ou moulins (MacAyeal *et al.* 2003). O que se pode observar nesse estudo é a disposição e extensão dos lagos tanto na geleira quanto nas laterais da geleira (Figura 20). As observações podem ser realizadas devido ao grande contraste entre água e o gelo, tornando estas feições de derretimento facilmente detectáveis.

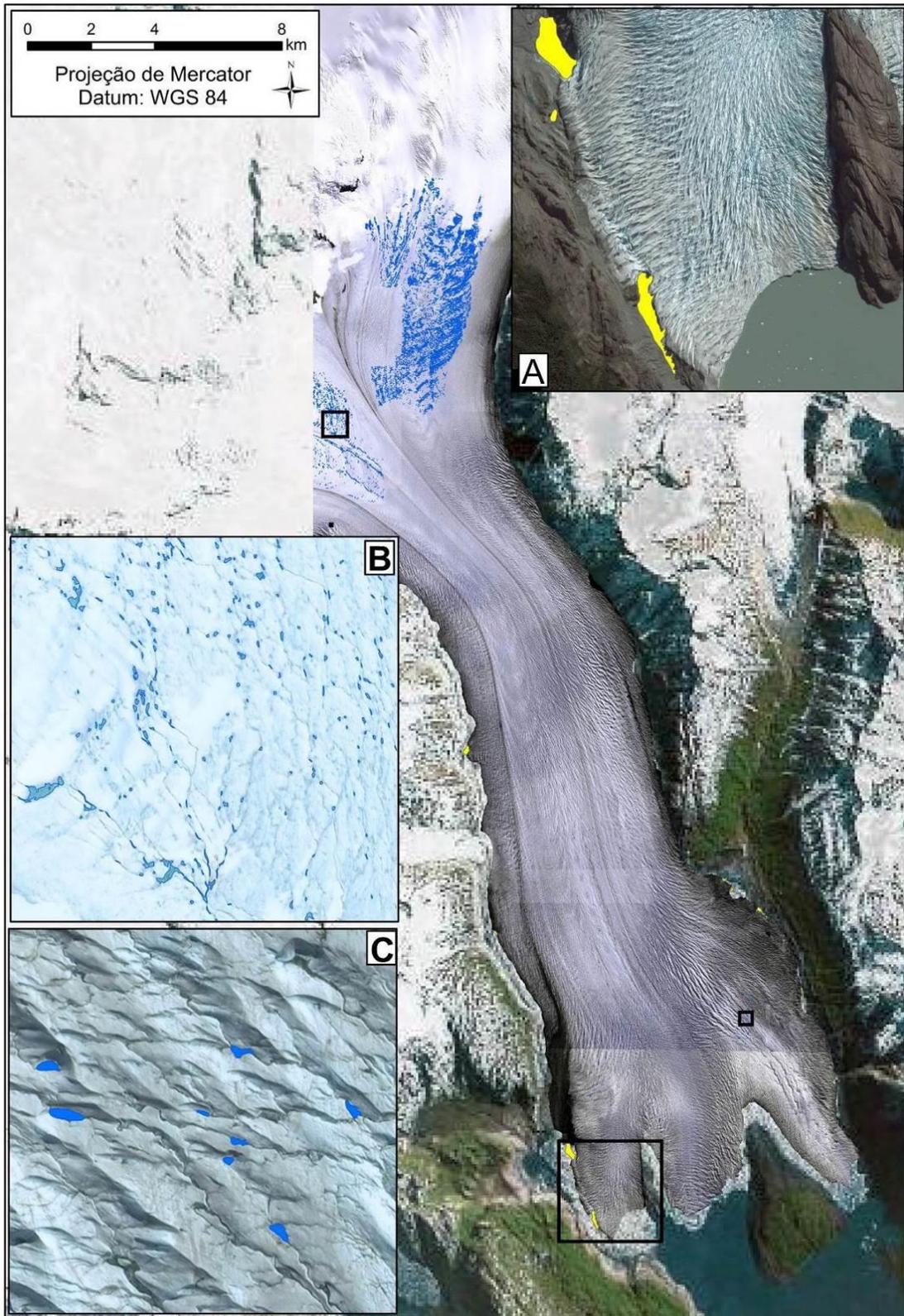


Figura 20: Localização dos lagos proglaciais que ocorrem principalmente nas laterais da porção final da geleira (A) e dos lagos supraglaciais com maior ocorrência na porção superior (B) e em menor quantidade na frente da geleira (C).

Podemos observar na figura 20a a ocorrência de lagos proglaciais, situados nas laterais da geleira, estes recebem drenagem de água da geleira, mas também recebem o escoamento de água das montanhas ao redor da geleira. Foram identificados 15 lagos proglaciais, estando alguns deles localizados próximo a geleira na superfície do Nunatak.

Os lagos supraglaciais estão localizados principalmente, logo abaixo da linha de neve, na porção superior da geleira, neste estudo foram localizados 12.678 lagos na superfície da geleira Grey. Estes geralmente estão associados a canais de drenagem como pode ser observado na figura 20b e 20c. A figura 20C representa os lagos na porção frontal da geleira, os quais estão restritos a uma pequena área devido a grande quantidade de fendas que ocorrem ao redor.

Na análise dos lagos identificados, estas feições foram distribuídas em sete classes de tamanho para facilitar a interpretação dos resultados, conforme a Figura 21. Foi observado que a grande parte dos lagos possuem áreas menores que 50m², sendo a maior frequência entre 5m² e 10m², totalizando 4.628 lagos com tamanhos correspondentes a essa classe.

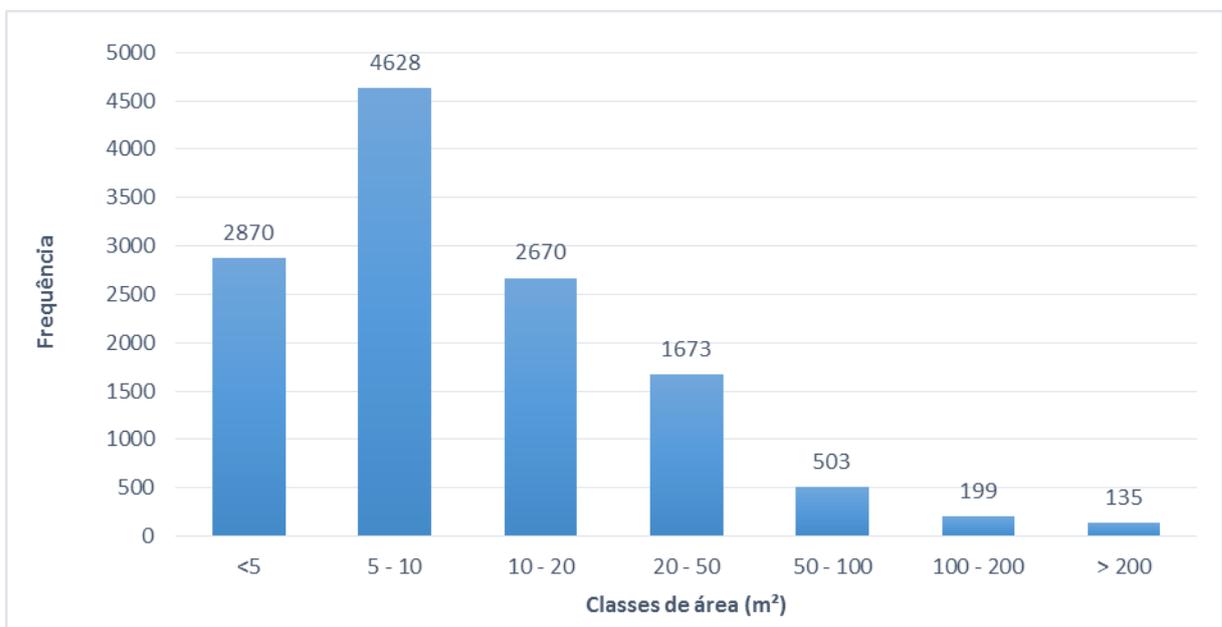


Figura 21: Frequência do número de lagos, conforme classes de tamanho.

Os lagos também foram analisados segundo a soma de áreas conforme cada classe de tamanho (Figura 22). Nesta análise foi observado que apesar da maioria

dos lagos possuir tamanhos entre 5m² e 10m², estes são menos significativos em relação a soma das áreas dos lagos que possuem tamanhos maiores que 200m², os quais ocupam uma área de 75863,31m².

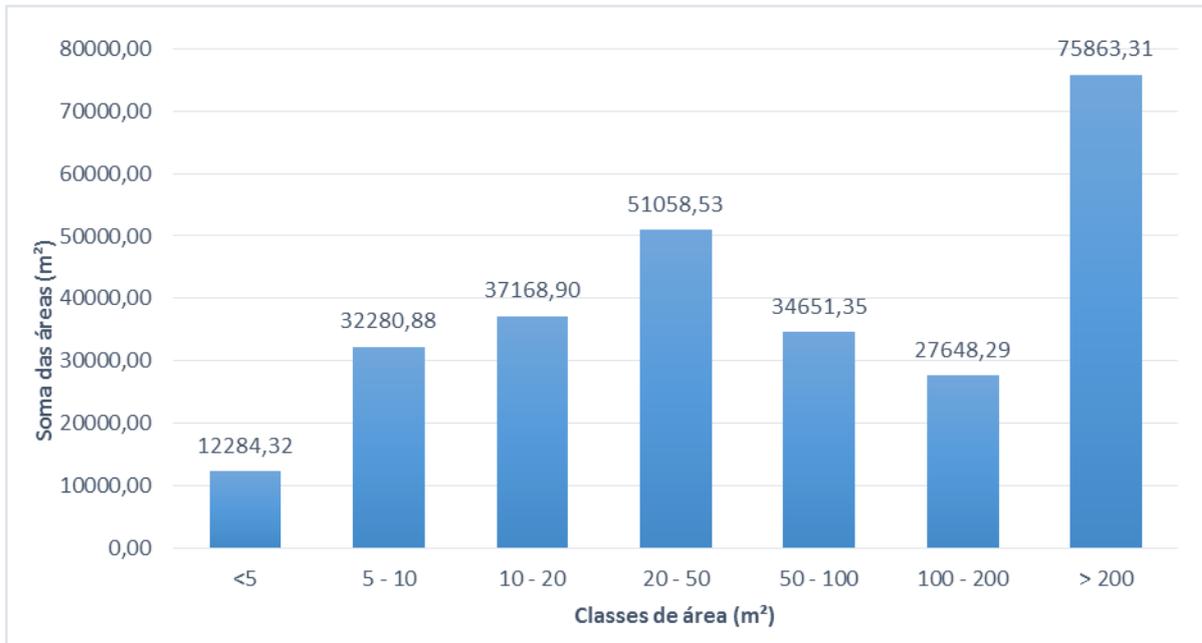


Figura 22: Soma das áreas, conforme classes de tamanho.

4.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE FENDAS

As fendas são feições superficiais, constantemente abertas e fechadas, dependendo da pressão que o fluxo da geleira exerce sobre estas. Sendo, assim, utilizadas como indicadoras de fluxo das geleiras. Outro fator determinante são as características topográficas do ambiente, ou seja, as rugosidades da superfície rochosa abaixo da geleira. Além desses fatores, locais de estreitamento entre rochas, como os lóbulos da geleira Grey (Figura 23) influenciam na distribuição dos padrões de fendas. Portanto, a orientação dos campos de fendas demonstra tanto a direção do movimento da geleira, assim como a tensão que uma determinada área da geleira está sofrendo.

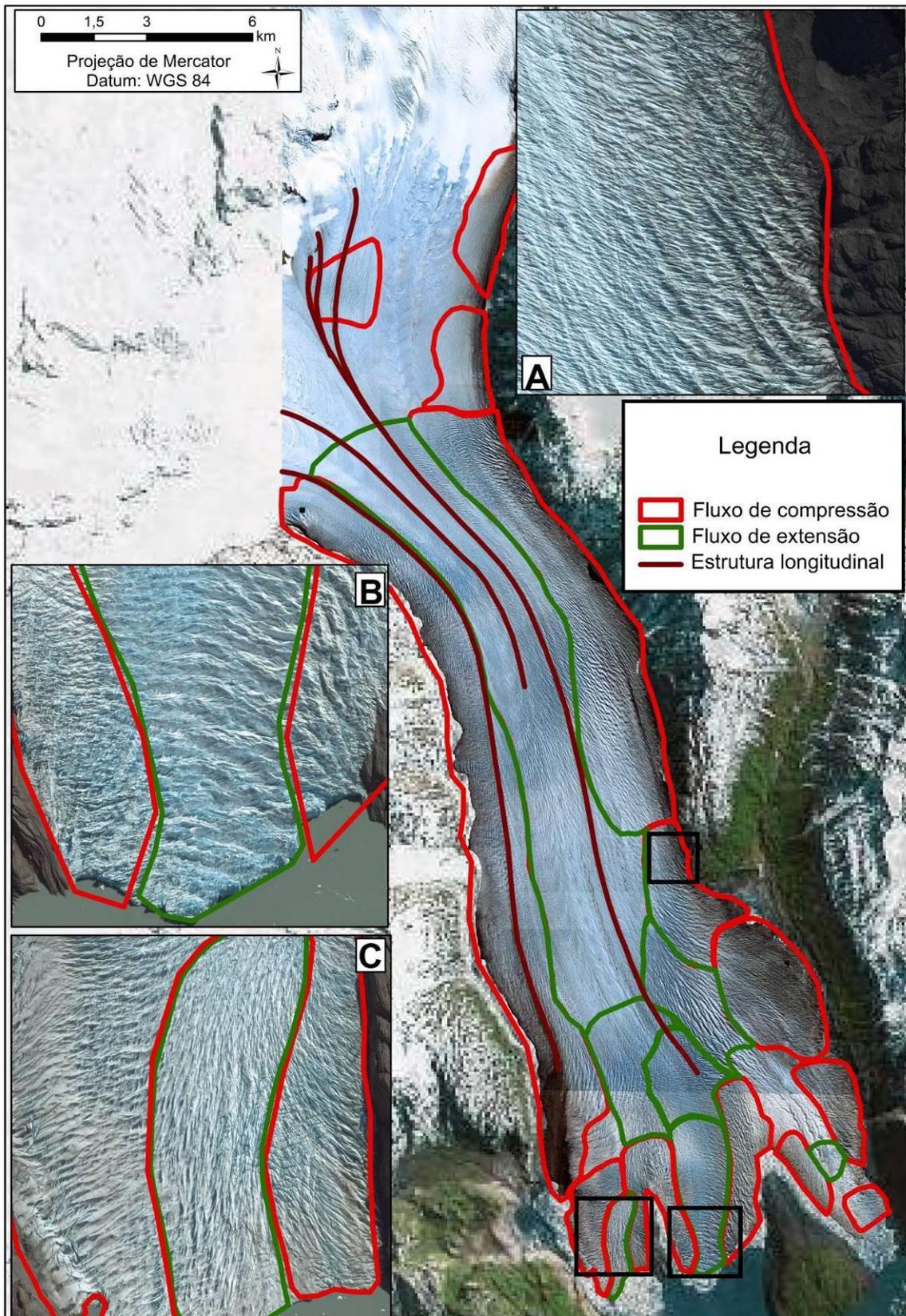


Figura 23: Localização e distribuição de padrões de fendas ao longo do fluxo da geleira Grey, além da definição do deslocamento do fluxo por estruturas superficiais longitudinais (linhas de fluxo).

Os campos de fendas são encontrados em quase toda geleira, demonstrando que esta, apresenta grande diferença de declividade (0° a $75,13^\circ$) e um fluxo constante. Em locais onde não há presença significativa de fendas, percebemos a ocorrência de feições de derretimento. Nas áreas laterais da geleira e próximo aos promontórios foram observados padrões de fendas orientados para estes, gerando fluxo compressivo em relação ao movimento da geleira (Figura 23a). Os padrões de fendas ao longo do fluxo principal da geleira são longitudinais, assim como os encontrados nas porções centrais ao longo de cada ramificação da língua de gelo (Figura 23b). A orientação do fluxo da geleira pode ser determinada, a partir da identificação das linhas de fluxo que são estruturas longitudinais observadas na superfície da geleira.

5. CONCLUSÕES

A metodologia proposta para este estudo foi satisfatória, na medida que possibilitou a identificação e mapeamento de feições superficiais de derretimento, observadas em campo, com o nível de detalhamento desejado. Os resultados do mapeamento visaram a caracterização destas feições para que, em trabalhos futuros, seja possível o monitoramento desta área.

Os principais resultados mostram que as feições de derretimentos podem ser identificadas em imagens de satélite de alta resolução. Os moulins, foram as únicas feições que não puderam ser nitidamente identificadas, pois possuem uma área muito pequena.

Quanto a delimitação da bacia de drenagem da geleira Grey e comparação desta com os dados do projeto GLIMs, na porção noroeste da geleira, o limite foi redefinido em relação ao projeto GILMs (limite entre curvas de nível de 160m) para limite entre curvas de nível de 190m. A delimitação realizada pelo projeto baseou-se em uma imagem Landsat de 2007 e a proposta por este estudo corresponde ao ano 2012, esta diferença de cinco anos, possibilitou estimar a área da frente que foi perdida, cerca de 3,7 km². Além da área, foi analisada a variação da altitude da linha de neve na geleira Grey que corresponde a amplitude de 920 m (a oeste) a 1.050m de altitude (a leste).

Quanto as feições de derretimento, foram identificados canais de drenagem superficiais, principalmente logo abaixo da linha de neve e em áreas mais planas, onde não eram anulados por campos de fendas. Após a delimitação manual, 680 canais superficiais foram encontrados e a soma do comprimento dos canais de drenagem estende-se ao longo de 103,54682 km.

Neste estudo também foram localizados 12.678 lagos na superfície da geleira Grey, além de 15 lagos proglaciais. A análise destes, por classes segundo o tamanho, mostrou que a maioria dos lagos possui tamanhos entre 5m² e 10m², cerca de 4.628 lagos e que estes são menos significativos em relação a soma das áreas dos lagos maiores que 200m², os quais ocupam uma área de 75863,31m².

Para trabalhos futuros que visem o monitoramento da geleira Grey é sugerido estudos multitemporais para identificar como esses padrões de feições superficiais

se comportam ao longo dos anos ou em estações do ano diferentes. Além disso, o uso de imagens multiespectrais de alta resolução poderá diferenciar algumas feições que podem ser confundidas (*i.e.* lagos e fendas com água).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, T. & LEVERMANN, A. Fracture field for large-scale ice dynamics. **Journal of Glaciology**, Vol. 58, No. 207, doi: 10.3189/2012JoG11J191, 2012.
- ANIYA, M. Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. **Holocene**, 6(2), 247–252 (doi: 10.1177/ 095968369600600211), 1996.
- ANIYA, M.; NARUSE, R.; SHIZUKUIISHI, M.; SKVARCA, P. & CASASSA, G. Monitoring recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data. *Int. Arch. Photogramm. Remote Seng.*, 29(B7), 87–94, 1992.
- BENNETT, R. M.; GLASSER, N. F. **Glacial Geology - Ice Sheets and Landforms**. 2.ed. Chichester: Wiley, 2009.
- BENN, D. I.; BOLCH, T.; HANDS, K.; GULLEY, J.; LUCKMAN, A.; NICHOLSON, L. I.; QUINCEY, D.; THOMPSON, S.; TOUMI, R.; & WISEMAN, S. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. **Earth-Science Reviews** 114, 2012.
- BENN, D.I. & EVANS, D. J. A.. **Glaciers and glaciation**. Paris: Arnold, 734 p., 1998.
- COOK, A. J.; FOX, A. J.; VAUGHAN, D. G. & FERRIGNO, J.G. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. **Science** 308(5721):541–544, 2005.
- BRAUN, M.; HUMBERT, A. Recent Retreat of Wilkins Ice Shelf Reveals New Insights in Ice Shelf Breakup Mechanisms. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 6, n. 2, p. 263-267, 2009.
- CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Ed. Ver. – Campinas, SP: IG/UNICAMP, 1992.
- CUFFEY, K.M PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers**. 4 ed. Oxford: Pergamon, 2010.
- DAVIES, B. J & GLASSER, N.F. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. **Journal of Glaciology**, Vol. 58, No. 212 doi: 10.3189/2012JoG12J026, 2012.
- DE ANGELIS, H. & SKVARCA, P. Glacier surge after ice shelf collapse. **Science** 299(5612):1560–1562, 2003.

- DOZIER, J., S. R. Schneider, and D. F. McGinnis Jr., Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow, *Water Resour. Res.*, 17(4), 1213–1221, 1981.
- DOZIER J. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment* 28, 9-22, 1989.
- DOZIER J. and T. H. PAINTER. Multispectral and hyperspectral remote sensing of alpine snow properties. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 465-494, 2004.
- FARR, T. G.; ROSEN, P.A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183, 2007.
- FORSTER, R. R.; RIGNOT E.; ISACKS, B. L. & JEZEK, K. C. Interferometric radar observations of Glaciers Europa and Penguin Hielo Patagónico Sur, Chile. *Journal of Glaciology*, 45, 325– 337, 1999.
- GAO, J; LIU, Yansui. **Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review**. Progress in Physical Geography 25:4, 2001
- GLASSER, N. F. & SCAMBOS, T. A. A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice shelf collapse. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 184, 2008.
- HALL, D.K. e MARTINEC, J. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Champman, 189 p. 1985.
- HAMBREY, M. **Glacial Environments**. London: UCL Press, 1994. 296p.
- JENSEN, J. R., **Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em recursos Terrestres**; tradução José Carlos Neves Epiphânio (coordenador)...[et. al]. São José dos Campos, SP : Parênteses, 2009.
- KASER, G. Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47, 2001.
- MacAyeal, D. R., Scambos, T. A., Hulbe, C. L. and Fahnestock, M. A. Catastrophic ice shelf break-up by an ice-shelf- fragmentcapsize mechanism. *Journal of Glaciology* 49, 22–36, 2003.

- MENDONÇA, L. F. **Estimativa das variações sazonais no fluxo da geleira Grey, Patagônia, por imagens SAR**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, maio de 2013.
- MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de Aplicação**. 4ª ed. Viçosa, UFV, 2011.
- NATH, P. C. & VAUGHAN, D. G. Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 108, NO. B1, 2003, doi:10.1029/2001JB000453, 2003.
- NESJE, A.; DAHL, S. O. **Glaciers and Environmental Change**. LONDON: Hodder Headline Group, 2000.
- PATERSON W. S. B. **The physics of glaciers**. Elsevier Science Ltd., 480 p., 1994.
- PAUL, F.; BARRY, R.G.; COGLEY, J.G.; H. FREY, H.; HAEBERLI, W.; OHMURA, A.; OMMANNEY, C.S.L.; RAUP,B.; RIVERA, A.; M. ZEMP, M. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. **Ann. Glaciol.**, 50(53), 119–126 (doi: 10.3189/172756410790595778), 2009.
- POPE, A.; REES, W. G.; FOX, A. J. & FLEMING, A. Open Access Data in Polar and Cryospheric Remote Sensing. **Remote Sensing**, 6, 6183-6220, 2014.
- RAFFERTY, J. P. **Glaciers sea ice and ice formation**. Britannica educational publishing, 164 - 165 p., 2011.
- RAU, F.; MAUZ, F.; DE ANGELIS, H.; JAÑA, R.; ARIGONY-NETO, J.; SKVARCA, P.; Variations of glacier frontal positions on the Northern Antarctic Peninsula. **Ann Glaciology**, 39:525–530, 2004.
- RAU, F.; MAUZ, F.; Vogt, S.; KHALSA, S.J.S.; RAUP, B. **Illustrated GLIMS glacier classification manual. Glacier classification guidance for the GLIMS inventory**. Institut für Physische Geographie, Freiburg; National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 2005.
- REES, W. G. **Remote sensing of snow and ice**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006.
- RICHARDS, J. A. E JIA, X. **Remote Sensing Digital Image Analysis: an introduction**. Springer, New York, 4th ed. edition. 2005.
- RIGNOT, E.; RIVERA, A. & CASASSA, G. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. **Science**, Vol 302, 17 October, 2003.

- RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KRABILL, W. RIVERA, A. & THOMAS, R. H. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. **Geophys Res Lett** 31(18):L18401. doi:10.1029/2004GL020697, 2004.
- RIVERA, A. & CASASSA, G. Ice Elevation, Areal, and Frontal Changes of Glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, Vol. 36, No. 4, 2004.
- SCAMBOS, T. A.; BOHLANDER, J. A.; SHUMAN, C. A. e SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. **Geophys Res Lett** 31(18):L18402. doi:10.1029/2004GL020670, 2004.
- SIMÕES, J. C. **Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos**. Pesquisa Antártica Brasileira, 4, p. 119-154 p., 2004.
- TACHIKAWA, T. *et al.* **Characteristics of ASTER GDEM Version 2**. Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International, 2011. Disponível em: <http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs_all.jsp?arnumber=6050017>
- VENTERIS, E. Rapid tidewater glacier retreat: a comparison between Columbia Glacier, Alaska and Patagonia calving glaciers. **Global and Planetary Change**, 22: 131–138, 1999.
- VOGT, S.; SAURER, H. & GOBMAN, H. Variations of glacier frontal positions on the Northern Antarctic Peninsula. **Ann Glaciology**, 39:525–530, 2004.
- WARREN S.G. and W.J. WISCOMBE. A model for the spectral albedo of snow. II. Snow containing atmospheric aerosols. **Journal of the Atmospheric Sciences** 37 (12), 2734-2745, 1980.
- WARREN, S. G. Optical properties of snow, *Rev. Geophys.*, 20(1), 67–89, 1982.
- ZENG Q., M. CAO, X. FENG, F. LIANG, X. CHEN and W. SHENG. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. In GOODISON B. E. (ed.): *Proceedings of Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission*. **IAHS Publication** No. 145, 1984.
- WELCH, R.; JORDAN, T.; LANG, H. ASTER as a source for topographic data in the late 1990s. **Geoscience and Remote**, v. 36, n. 4, p. 1282-1289, 1998.

ZWALLY H. J.; W. ABDALATI, T.; HERRING, K.; LARSON, J.; SABA, J. & STEFFEN, K. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. **Science** 297 (5579), 218-222, 2002.