

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**SENSORIAMENTO REMOTO DA CALOTA DE GELO DA ILHA
RENAUD-ANTÁRTICA**

CARINA PETSCH

ORIENTADOR: PROF. DR. JEFFERSON CARDIA SIMÕES

PORTO ALEGRE, FEVEREIRO DE 2014.

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

**SENSORIAMENTO REMOTO DA CALOTA DE GELO DA ILHA
RENAUD-ANTÁRTICA**

CARINA PETSCH

Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino (PPG em Geografia/UFRGS)

**Prof. Dr. Jorge Arigony Neto (PPG em Oceanografia Física, Química
e Geológica/FURG)**

Profa. Dr. Ulisses Franz Bremer (PPG em Geografia/UFRGS)

**Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação em
Geografia como requisito para
obtenção do título de Mestre em
Geografia.**

PORTO ALEGRE, FEVEREIRO DE 2014.

Petsch, Carina
Sensoriamento Remoto da Calota de Gelo da Ilha
Renaud - Antártica / Carina Petsch. -- 2014.
114 f.

Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre,
BR-RS, 2014.

1. Glaciologia. 2. Sensoriamento Remoto. 3.
Antártica . 4. GLIMS. 5. Ilha Renaud. I. Simões,
Jefferson Cardia, orient. II. Título.

“Anseio de ir sempre além, vontade de nunca parar. Jamais porto tão sedutor a ponto de me fazer ancorar”

Priscilla Novaes Leone

*Dedico esta dissertação à minha mãe,
Mariana, que me ensinou a nunca desistir
dos meus sonhos...*

AGRADECIMENTOS

Ao professor Jefferson C. Simões pela orientação e apoio para realização dessa dissertação. À Capes pela concessão da bolsa nesses 2 anos, à secretária Alynny Kunst, aos professores do Programa de Pós Graduação em Geografia que me deram ideias e dicas valiosas que foram incorporadas e consideradas na pesquisa.

Agradeço minha família que nesses 2 últimos anos me deu apoio e suporte. Á meu pai que mesmo sem saber o que é o mestrado, me apoiou. E à minha mãe, que mesmo distante, possa estar orgulhosa de mim.

Dedico um “obrigada” à meus amigos paranaenses, que sempre deram um abraço forte toda vez que voltava para casa: Danielle Petsch, Jéssica Barion, Jessica Pinesso, Valéria Pamsch, Caroline Pamsch, Andrea Pamsch, Thalita Dal Santo, Karine Vargas, Edinéia Grizio.

Aos meus colegas de pensionato, que compartilharam tantos momentos de estudo, de debates, de aventuras: Thiago Hanney, Priscila Martini, Mariana Lima, Helayana Moreira, Priscila Garcia, Bruna Marcondes, Jhonatan Rath, Mariana Mineira, Gabriele Delavy, Maria Luíza e Fabíola Sieburger. Dórandi Cristina e Eliane Lazzari, colegas de pensionato, e futuras colegas de república: “valeu por tudo, meninas!”

Aos colegas de mestrado, que compartilharam as mesmas angústias: Andrea Lemos, Aline Kunst, Gabriela Rockett, Aurélio Amaro, Tielle Dias, Amanda Bahi.

Aos colegas do CPC, pelas dicas, conversas animadas durante o café e pela amizade: Ana Maria Sanches, Anderson Figueiredo, André Medeiros, Arianne Guedes, Beejesh, Carolina Simões, Cláudia Uchoa, Cláudio Mendes, Denilson Ribeiro, Éder Maier, Enoil Júnior, Filipe Lindau, Flávia Moraes, Fran Schwanck, Ingrid Linck, Isaías Thoen, Jade Grawer, Juliana Costi, Kátia Kellem, Luiz Felipe, Paola Costa, Rafael Rechia, Ronaldo Bernardo. Aos professores Francisco Aquino, Ulisses Bremer, Eliana Fonseca, Nina Moura, Rosemary Vieira e Jorge Arigony pela participação nas bancas.

RESUMO

Esta dissertação realizou o levantamento e descreveu a glaciologia da calota de gelo da ilha Renaud, ao largo da Península Antártica, utilizando ferramentas de Sensoriamento Remoto. Para isso, foi estruturada uma base de dados geográficos com mapas de declividade, hipsometria, orientação das vertentes, direção de fluxo, delimitação das bacias de drenagem glacial, classificação temática e principais topônimos; foi aplicada a metodologia do GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) para avaliar a dinâmica da variação das frentes de geleiras no período 1986–2007. A base de dados utilizou o *Antarctica Digital Database* (ADD), o *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model* - RAMP DEM, duas imagens do sensor TM do LANDSAT 5 de 18/fevereiro/1986 e 23/fevereiro/1997, e duas do sensor ETM+ do LANDSAT 7 de 07/março/2007 e de 27/setembro/1999, além de uma imagem do sensor ASTER de 13/abril/2004. Os dados de temperatura superficial estimada (TSE), obtida pela banda termal das imagens Landsat, foram validados a partir de informações da estação meteorológica Rothera (67°34'S, 68°08'W), localizada na ilha Adelaide, além da TSE de uma imagem ASTER para a ilha Renaud. Utilizou-se métodos supervisionados e não-supervisionados para a classificação temática, a partir da reflectância dos alvos e interpretação visual, permitindo diferenciar quatro classes (neve úmida, neve saturada, gelo sobreposto e mar). Para obtenção da linha de frente das geleiras, foi utilizada uma metodologia semiautomática e uma manual, com erro horizontal médio para a variação de 43 m. A metodologia utilizada para validação dos dados de TSE obtida na ilha Adelaide foi válida, considerando que a temperatura registrada pelo sensor remoto é, em média, 4°C mais baixa do que aquela na estação meteorológica Rothera. A classificação não supervisionada gerou resultados insatisfatórios, com dificuldade para delimitação da zona de gelo sobreposto. A classificação supervisionada usando o classificador MAXVER gerou resultados condizentes com a reflectância na banda 3 da imagem Landsat, e de acordo com a classificação visual. A delimitação das bacias de drenagem glacial foi realizada baseada nos diferentes produtos cartográficos, e por ordem de importância decrescente: imagem Landsat, direção de fluxo da geleira, curvas de nível e declividade. A área total da ilha Renaud é de 511 km², com 10 bacias de drenagem glacial com características similares, altitude máxima de 145 m e declividade máxima de 9%. Todas são geleiras de desprendimento (de maré), bacias simples com perfil longitudinal regular, sem cobertura de detritos na parte terminal. Considerando que somente a partir da imagem de satélite de 1999 foi possível analisar todas as bacias de drenagem glacial, o cálculo de expansão e retração total da calota de gelo se limitou à somente 13 anos (1986–1999). Então, neste período a massa de gelo da ilha Renaud perdeu aproximadamente 18 km², enquanto que o ganho total foi de somente 0,5 km², resultando numa perda líquida total de 17,5 km² (ou seja, uma perda de 3,4% da área total). As bacias glaciais que mais recuaram, nomeadas 1 e 9 e situadas na vertente norte e sudoeste da calota de gelo, respectivamente, perderam 4 km², cada uma, entre 1986 e 1999.

ABSTRACT

This dissertation surveyed and defined the glaciology of the Renaud Island ice cap, off the Antarctic Peninsula, using remote sensing tools. For this, it was created a geographical data base with slope, hypsometric, orientation of slopes, flow direction, glacial drainage basins limits, thematic classification and main place names. Using the GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) methodology, we evaluated the dynamics of glaciers front variations in the period 1986–2007. The database used the Antarctica Digital Database (ADD), Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model - RAMP DEM, two images of LANDSAT5 TM sensor obtained on 08/February/1986 and 23/February/1997, and other two from sensor LANDSAT 7 ETM+ from 07/March/2007 and 27/September/1999, and an ASTER sensor image from 13/April/2004. The estimated surface temperature (EST) data, obtained from the Landsat images thermal band, were validated using information from the Rothera (67°34'S, 68°08'W) weather station, located on Adelaide Island, and the EST derived from an ASTER image of the Renaud Island. We used supervised and unsupervised methods for the thematic classification, base on targets reflectance and visual interpretation, differentiating four classes (wet snow, saturated snow, superimposed ice and sea water). To obtain the glaciers front line, we used semiautomatic and manual methodologies, with an average horizontal error of 43 m. The methodology used to validate the EST data obtained on the Adelaide island is valid, considering that the temperature recorded by the remote sensor is on average 4°C lower than the Rothera weather station data. The unsupervised classification produced unsatisfactory results, being difficult to delimit the superimposed ice zone. The supervised classification using the MAXVER classifier generated results consistent with the Landsat image band 3 reflectance, and agreeing with the visual classification. The glacial drainage basins delimitation was performed based on different cartographic products, in decreasing order of importance: Landsat image, glacier flow direction, contour lines and slope. The total area of the Renaud Island is 511 km², with 10 glacial drainage basins with similar characteristics, maximum altitude of 145 m and maximum slope of 9%. All are calving glaciers (tide water), simple basins with regular longitudinal profile, and without debris cover in their terminal parts. Whereas was possible to analyse all glacial basins only from 1999 onwards, it was possible to calculate the total ice cap advance or retreat only for 13 years (1986–1999). So, during this period the Renaud Island ice mass lost approximately 18 km², while the was overall gain of only 0.5 km², resulting in a total net decrease of 17.5 km² (i.e., a 3.4% total area loss). The largest losses (4 km² each) occurred in glacial basins named 1 and 9, on the ice cap northern and southwestern slopes, respectively, from 1986 to 1999.

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 15 |
| 1.1 Objetivo Geral..... | 16 |
| 1.2 Objetivos específicos | 16 |
| 1.3 Justificativa e importância do estudo..... | 16 |
| 2. CONTEXTO AMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO | 18 |
| 2.1 Antártica..... | 18 |
| 2.2 Península Antártica | 20 |
| 2.2.1 Modificações nas frentes de geleiras na Península Antártica | 21 |
| 2.2.2 Ilha Renaud e seu contexto geográfico | 23 |
| 3. ASPECTOS GERAIS DAS GELEIRAS | 28 |
| 3.1 Movimento das geleiras | 28 |
| 3.2 Balanço de massa das geleiras | 30 |
| 3.3 Transformação da neve para o gelo | 31 |
| 3.4 Classificação morfológica das geleiras..... | 34 |
| 4. PRINCÍPIOS DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADOS À CRIOSFERA | 35 |
| 4.1 Sensoriamento remoto na Antártica..... | 36 |
| 4.1.1. Propriedades do gelo e da neve como alvo no sensoriamento remoto..... | 37 |
| 4.1.2 Propriedades da neve na região do infravermelho termal..... | 39 |
| 4.1.3 Nuvens..... | 40 |
| 4.1.4 Características dos sensores imageadores..... | 41 |
| 4.1.5 Sensores imageadores e sua aplicação na Antártica..... | 42 |
| 4.1.6 Landsat (<i>Land Remote Sensing Satellite</i>)..... | 45 |
| 4.2 Classificação das imagens..... | 49 |
| 4.3 Georreferenciamento | 51 |
| 4.4 Modelos Digitais de elevação | 52 |
| 5. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 54 |
| 5.1 Base de dados..... | 54 |
| 5.2 Métodos e técnicas..... | 54 |
| 5.2.1 Georreferenciamento..... | 55 |
| 5.2.2 Dados topográficos..... | 56 |
| 5.2.3 Temperatura Superficial Estimada..... | 58 |
| 5.2.4 Classificação temática | 62 |
| 5.2.5 Classificação morfológica | 64 |
| 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 68 |
| 6.1 Delimitação das bacias hidrográficas | 68 |

| | |
|--|-----|
| 6.1.1 Orientação das geleiras..... | 73 |
| 6.2 Estimativa da temperatura superficial das geleiras da ilha Renaud..... | 74 |
| 6.2.2 Obtenção da TSE com imagem ASTER | 78 |
| 6.3 Classificação temática da área de estudo | 79 |
| 6.3.1 Diferenciação entre os alvos nuvens e neve..... | 79 |
| 6.3.2 Classificação não supervisionada..... | 81 |
| 6.3.3. Classificação supervisionada..... | 81 |
| 6.4 Resultados da aplicação da metodologia GLIMS..... | 83 |
| 6.5 Delimitação das frentes de geleiras: dinâmica de expansão e retração entre 1986 e 2007 | 87 |
| 6.5.1 Delimitação realizada a partir da imagem com filtro e interpretação visual..... | 87 |
| 6.5.2 Erros inerentes ao processo de quantificação da dinâmica da geleira..... | 92 |
| 6.5.3 Análise da dinâmica da retração e aumento das frentes de geleiras da ilha Renaud..... | 92 |
| 6.6 As variações da calota de gelo da ilha Renaud no cenário regional. | 95 |
| 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS | 97 |
| 7.1 Considerações | 97 |
| 7.2 Trabalhos futuros | 98 |
| 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 99 |
| ANEXOS | 106 |
| Anexo 01: Características primárias das geleiras.. | 106 |
| Anexo 02: Forma das geleiras | 108 |
| Anexo 03: Características frontais das geleiras.. | 110 |
| Anexo 04: Característica longitudinal da geleira..... | 112 |
| Anexo 05: Origem da massa glacial. | 113 |
| Anexo 06: Dinâmica atual da geleira..... | 113 |
| Anexo 07: Caracterização das morainas. | 114 |
| Anexo 08: Cobertura superficial de sedimentos da geleira.. | 115 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Localização do continente Antártico..... | 18 |
| Figura 2: Localização da Península Antártica, em destaque a ilha Renaud..... | 19 |
| Figura 3: Indicadores de mudanças ambientais na Península Antártica..... | 22 |
| Figura 4: Topônimos da ilha Renaud..... | 23 |
| Figura 5: Sombreamento e Hipsometria da ilha Renaud..... | 24 |
| Figura 6: Perfis topográficos em 3 transectos da ilha Renaud..... | 24 |
| Figura 7: Declividade da ilha Renaud..... | 25 |
| Figura 8: Fluxo de massa e energia em um sistema glacial idealizado..... | 28 |
| Figura 9: Esquema do balanço de massa de uma geleira..... | 29 |
| Figura 10: Etapas da metamorfização da neve e densidade..... | 31 |
| Figura 11: Zonas superficiais de geleira descritas por Cuffey e Paterson (2010)..... | 32 |
| Figura 12: Regiões do espectro eletromagnético..... | 35 |
| Figura 13: Reflectância espectral de um pacote de neve em função do tamanho do grão..... | 37 |
| Figura 14: Emissividade do infravermelho termal de duas amostras de neve..... | 38 |
| Figura 15: Reflectância de nuvens e neve no intervalo de comprimentos de onda de 0,4 a 2,5 μm | 40 |
| Figura 16: Propriedades radiométricas da neve e do gelo. TM 1–4 indica bandas do sensor TM do Landsat..... | 46 |
| Figura 17: Diferenciação de nuvens e neve, segundo a banda 5 do Landsat ETM 7 e composição falsa cor RGB 5,4,3..... | 47 |
| Figura 18: Imagens LANDSAT 5 e 7 que foram utilizadas para o monitoramento da massa de gelo da ilha Renaud..... | 54 |
| Figura 19: Modelo de elevação em 3D da ilha Renaud com dados do RAMP DEM 2..... | 55 |
| Figura 20: Sintetização do processamento dos dados do RAMP DEM 2 para a área de estudo..... | 57 |
| Figura 21: Determinação das direções de fluxo..... | 57 |
| Figura 22: Sintetização da metodologia adotada para obtenção da temperatura superficial estimada | 58 |
| Figura 23: Processos realizados para a obtenção da classificação temática..... | 62 |
| Figura 24: Direção de fluxo na ilha Renaud. Linhas pretas tênues são os divisores das bacias de drenagem glacial..... | 68 |
| Figura 25: Bacias de drenagem glacial delimitadas sobre as curvas de nível com equidistância de 5 m..... | 69 |
| Figura 26: Carta de declividade com linhas de contorno com intervalo de 150 e de 200 m.... | 70 |
| Figura 27: Bacias de drenagem glacial delimitadas a partir da imagem ASTER..... | 71 |
| Figura 28: Dados de orientação da vertente da geleira e gráfico de relação entre a retração das bacias de drenagem glacial (1999) e exposição das vertentes..... | 72 |
| Figura 29: Imagem RGB 321 de 18/02/1986, 23/02/1997, 07/03/2007. Temperatura superficial estimada para a ilha Renaud sem e com aplicação de correção atmosférica..... | 74 |
| Figura 30: Imagem RGB 321 de 18/02/1986 e TSE da ilha Adelaide..... | 75 |
| Figura 31: Imagem RGB 321 e TSE da ilha Adelaide de 23/02/1997..... | 76 |
| Figura 32: Imagem ASTER e TSE da ilha Renaud de 13/04/2004..... | 77 |

| | |
|--|----|
| Figura 33: Reflectância da banda 5 referente a imagem de 1997; imagem Landsat TM de 23/02/1997, RGB 345; reflectância da banda 5 referente à imagem de 2007; imagem Landsat ETM+ de 19/01/2007, RGB 345..... | 79 |
| Figura 34: Classificações não supervisionadas obtida com classificador ISODATA e com classificador K-médias..... | 80 |
| Figura 35: Classificação supervisionada utilizando classificador MAXVER..... | 81 |
| Figura 36: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 1 e 2..... | 84 |
| Figura 37: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 3 e 4..... | 85 |
| Figura 38: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 5 e 6..... | 85 |
| Figura 39: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 7 e 8..... | 86 |
| Figura 40: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 9 e 10..... | 87 |
| Figura 41: Expansão das frentes de geleiras segundo a análise visual e imagem com filtro para os anos de 1997, 1999 e 2007..... | 89 |
| Figura 42: Retração das frentes de geleiras segundo a análise visual e imagem com filtro para os anos de 1997, 1999 e 2007..... | 91 |
| Figura 43: Dinâmica das frentes de geleiras em 1997, 1999 e 2007..... | 94 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|--|----|
| Quadro 1: Classificação morfológica das geleiras..... | 33 |
| Quadro 2: Intervalos espectrais das bandas dos sensores TM e ETM+ do satélite Landsat..... | 46 |
| Quadro 3: Propriedades da neve e sua interação com faixas do espectro eletromagnético..... | 49 |
| Quadro 4: Fator de emissividade de alguns presentes na ilha Renaud..... | 61 |
| Quadro 5: Parâmetros para caracterização da dinâmica da frente da geleira..... | 67 |
| Quadro 6: Classificação morfológica das bacias de drenagem glacial..... | 83 |

LISTA DE ABREVIATURAS

| | |
|---------|---|
| ADD | Antarctic Digital Database |
| ASTER | Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer |
| AVHRR | Advanced Very High Radiometric Resolution ESRI – Environmental Systems Research Institute |
| BEDMAP | Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica |
| ETM+ | Enhanced Thematic Mapper Plus |
| GLIMS | Global Land Ice Measurements from Space |
| LANDSAT | Land Satellites |
| LASER | Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation |
| MDE | Modelo Digital de Elevação |
| MODIS | Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| NSIDC | National Snow and Ice Data Center |
| RAMP | Radarsat Antarctic Mapping Project |
| SAR | Synthetic Aperture Radar(Radar de Abertura Sintética) |
| SCAR | Scientific Committee of Antarctic Research |
| SIG | Sistema de Informações Geográficas |
| SPOT | Systeme Probatoire de l'Observation de la Terre |
| TIN | Triangular irregular network |
| TM | Thematic Mapper |
| TSE | Temperatura Superficial Estimada |
| TSM | Temperatura Superficial do Mar |
| UFRGS | Universidade Federal do Rio Grande do Sul |
| UNESCO | United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization |
| USGS | United State Geologic Survey |
| UTM | Universal Transversa de Mercator |
| WGI | World Glacier Inventory |
| WGMS | World Glacier Monitoring Service |
| WGS 84 | World Geodetic System 1984 |

1. INTRODUÇÃO

Atualmente a Terra possui dois mantos de gelo, o groenlândes e o antártico, ocupando cerca de 16 milhões de km². A criosfera, que engloba todo o gelo e a neve existentes na superfície terrestre, cobre aproximadamente 10% do planeta, exercendo papel fundamental no sistema ambiental global. O continente Antártico, por sua vez, está coberto por um manto de gelo de quase 14 milhões de quilômetros quadrados e volume de 27 milhões de quilômetros cúbicos (FRETWELL, 2013), concentrando 90% do gelo e 68% da água doce do planeta (SIMÕES, 2004; CUFFEY e PATERSON, 2010).

Apesar de haver interessados nestas áreas frias do planeta, somente a partir da década de 1950 que na área da Glaciologia foram dados os primeiros passos para compreensão da estrutura e dinâmica do gelo na Antártica, e de sua importância para o planeta (CUFFEY e PATERSON, 2010). O Ano Geofísico Internacional (1957–1958) marca o início de uma série de programas de pesquisa nessas regiões. As pesquisas foram incrementadas fortemente graças aos avanços tecnológicos aliados com a cooperação internacional que surgiu no pós II Guerra Mundial.

Os resultados desses primeiros estudos já indicavam que as regiões polares configuravam-se como excelentes observatórios naturais das mudanças climáticas ocorridas na Terra (DELMAS, 1995). Assim, com o passar do tempo, o interesse pelos estudos polares foi fomentado principalmente pelo anseio de descobrir relações entre mudanças na cobertura de gelo do planeta associadas a um possível aquecimento global (VINNIKOV *et al.* 1999). Nos últimos 100 anos, a superfície da Península Antártica apresentou uma tendência de aquecimento muitas vezes superior ao aquecimento global e aos registros de temperatura do ar de estações meteorológicas localizadas na região Antártica, para o mesmo período (VAUGHAN, 2003).

Alterações nas geleiras são registradas por meio de medições da posição da frente destas e de seus balanços de massa (OERLEMANS, 2001), por observações geomorfológicas, utilizando registros de glaciações nas paisagens para interpretar as flutuações no passado (BENN e EVANS, 1998). Ressalta-se que as informações obtidas com os dados de sensoriamento remoto são de enorme importância para avaliação da dinâmica das geleiras, gelo marinho e plataformas de gelo.

A medição e observação da variação areal das geleiras também caracteriza-se como um estudo importante para inferências sobre mudanças climáticas. As geleiras se expandem e contraem em resposta às mudanças de temperatura e oscilações na precipitação de neve, assim

suas flutuações tanto passadas quanto atuais servem como fonte valiosa de informações sobre o funcionamento do sistema climático global (BENN e EVANS, 1998). As geleiras também atuam sobre o clima global e local como na mudança de padrões de vento. Assim, mesmo que não seja objetivo principal da pesquisa, os dados levantados e o monitoramento das frentes de geleiras da ilha Renaud no período de 1986–2007, poderá oferecer informações para estudos futuros que venham a abordar aspectos climáticos regionais.

1.1 Objetivo Geral

O objetivo principal deste estudo é levantar e caracterizar a morfologia das bacias de drenagem glacial da calota de gelo que recobre a ilha Renaud - Antártica, utilizando imagens de satélite da série Landsat e dados topográficos do Modelo Digital de Elevação (MDE) do Radarsat Antarctic Mapping Project (*RAMP*) versão 2 (LIU, *et al.* 2001).

1.2 Objetivos específicos

- Estruturar uma base de dados geográficos para a ilha utilizando ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) englobando toponímia, classificação temática, declividade e hipsometria.
- Caracterizar morfologicamente o campo de gelo da ilha Renaud utilizando a metodologia do GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*);
- Avaliar a dinâmica e as variações nas frentes de geleira da ilha Renaud no período 1986–2007.

1.3 Justificativa e importância do estudo

A diversidade de formas das geleiras é derivada das características climáticas e topográficas, o que faz com que a morfologia de uma geleira seja única em função da sua localização na superfície terrestre. Consequentemente, uma grande diversidade de feições glaciais pode ser encontrada, desde uma pequena geleira até o manto de gelo, como o que recobre a Antártica (BENN e EVANS, 1998; CUFFEY e PATERSON, 2010). Portanto a aplicação da classificação morfológica das geleiras é importante para aumentar o conhecimento sobre sua dinâmica e características, além de auxiliar na detecção de

significativas variações frontais, especialmente das geleiras de maré¹, possíveis indicadoras de alterações no processo de interação oceano-gelo-atmosfera, levando em conta a tendência de aquecimento atmosférico da ordem de 3,0°C na última metade do século XX, já constatado na parte ocidental da Península Antártica por diversos autores como Barrett *et al.* (2009), Turner *et al.* (2009) e Lee *et al.* (2011).

Diante dessa necessidade em se ter conhecimento mais aprofundado sobre a dinâmica de retração e avanço das geleiras foi criado o Projeto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) cujo objetivo é estabelecer um inventário global das geleiras, incluindo a topografia da superfície, para medir as mudanças na extensão das geleiras e, quando possível, suas velocidades de superfície (BAMBER e KWOK, 2004). Tal inventário, de base digital da extensão das geleiras da ilha Renaud, permitirá comparação com as medições em datas posteriores, além de constituir um banco de dados com informações que podem ser atualizadas e manipuladas frequentemente.

O uso de Sensoriamento Remoto se justifica já que fornece informações para entender a Antártica profundamente e abrir uma nova situação para a exploração do continente, e compreender os processos atuantes (ZHOU *et al.* 2008). Em muitos casos, é a forma mais viável de se obter dados considerando as características do local, o tempo gasto e os recursos financeiros disponíveis (REES, 2001). No campo da glaciologia, muitos parâmetros relacionados às geleiras são possíveis de serem obtidos somente com sensoriamento remoto. Nesta dissertação, os principais dados obtidos por sensoriamento remoto são: classificação temática da calota de gelo, temperatura da superfície e variação das frentes de geleiras.

¹ Uma geleira que termina no mar, geralmente em um fiorde. A frente é na forma de uma falésia de gelo de onde se separam *icebergs* (SIMÕES, 2004).

2. CONTEXTO AMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Antártica

Cerca de 50 milhões de anos atrás a Austrália começou a se mover para o norte, separando-se da Antártica e dando origem ao oceano Austral. O principal episódio de diminuição da temperatura ocorreu cerca de 38 milhões de anos atrás, no final do Eoceno, marcando o início de condições de congelamento ao nível do mar em torno do continente Antártico. Como a deposição da neve cresceu, o albedo da superfície terrestre teria aumentado, uma vez que o gelo reflete o calor de forma mais eficaz, consequentemente menos radiação solar seria absorvida, levando assim ao arrefecimento planetário. Este sistema de retroprocessamento (*feedback*) acelerou a taxa de resfriamento de altas latitudes ao sul e do crescimento do manto de gelo da Antártica. O impacto da atual corrente Circumpolar Antártica aumentou quando a Antártica finalmente se separou da América do Sul, cerca de 25 milhões de anos atrás, criando uma lacuna oceânica entre elas. Atualmente a corrente se tornou verdadeiramente circumpolar e o arrefecimento ainda levou a um maior desenvolvimento e expansão do manto de gelo da Antártica (BENNET e GLASSER, 1996).

O gelo do continente Antártico atua como um grande sorvedouro do calor proveniente das baixas latitudes sendo responsável por formar a maior parte das águas de fundo oceânico, originadas sob plataformas de gelo, que circundam a costa do continente ou sob o cinturão de gelo marinho, que durante o inverno pode superar 18 milhões de quilômetros quadrados (PARKINSON, 2002). A presença de gelo marinho ao redor da Antártica tem efeito significativo na interação oceano-atmosfera, seja na troca de calor, transferência de vapor d'água para a atmosfera ou no balanço de radiação solar recebida e refletida (FERRON, 1999).

O clima Antártico é caracterizado por temperaturas extremamente baixas onde já foi registrada a mínima de -94°C , no topo do platô do manto de gelo da Antártica Oriental (4.087 m de altitude) (NSIDC, 2013). A precipitação média anual fica entre 30 e 70 mm na região central, e 400 a 600 mm na região costeira (IZAGUIRRE, 2000). O clima na Antártica e no oceano Austral tem um sistema de circulação onde a pressão atmosférica diminui das latitudes médias em direção ao polo geográfico, produzindo ventos no sentido oeste para leste. A partir da latitude de 65°S a pressão atmosférica aumenta e o sentido dos ventos é predominantemente de leste para oeste. Outros ventos, associados a sistemas frontais, são comuns na costa da Península Antártica (BECK, 2005). Dessa forma, a Antártica se

caracteriza como o mais frio, desértico e ventoso continente e exerce papel fundamental na circulação atmosférica e oceânica de toda Terra (KING e TURNER, 1997).

O manto de gelo da Antártica (Figura 1) pode ser classificado em 3 zonas morfológicas: setores oriental e ocidental divididos pelas montanhas Transantárticas, e a região da Península Antártica (PA), nas proximidades da qual se localiza a ilha Renaud, área de estudo desta dissertação. O setor oriental da Antártica é dominado pelo extenso platô Antártico, que se estende acima da cota de 3.000 m e gradiente de inclinação suave. Já o setor ocidental é menor e a elevação média de 850 m. A terceira região morfológica, a Península Antártica, se estende para o norte por mais de 1.300 km a partir de sua origem na Antártica ocidental, até a latitude 63°S (KING e TURNER, 1997).

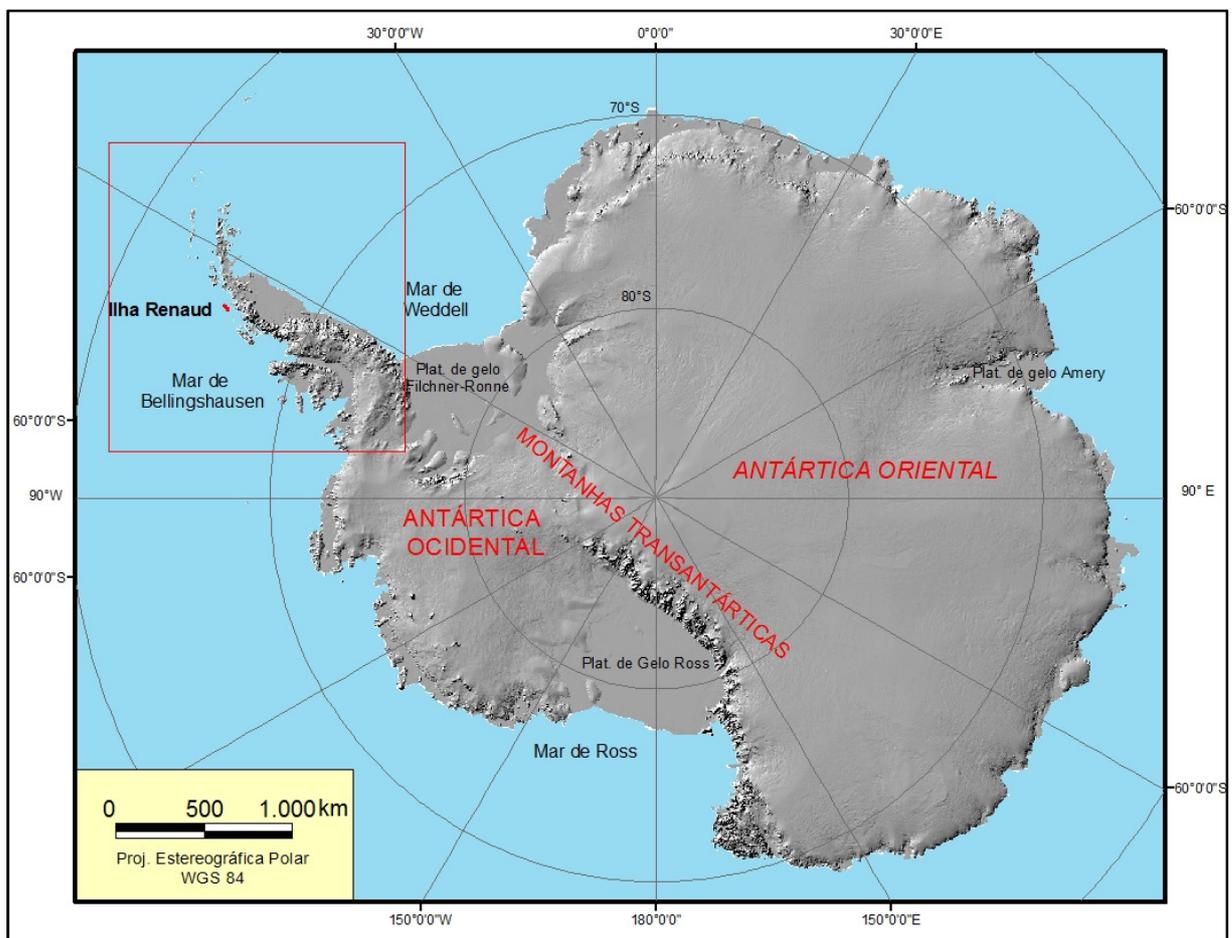


Figura 1: Localização do continente Antártico. A área do quadrado marcado por linhas vermelhas é ampliada na figura 02. Fonte: ADD (2013).

2.2 Península Antártica

Tanto a topografia quanto o clima da região da Península Antártica são diferentes daqueles observados na área central do Continente Antártico, apresentando uma topografia montanhosa e temperaturas médias do ar no verão superiores a 0°C, ao nível do mar (VAUGHAN *et al.* 2003). A Península Antártica é banhada pelos mares de Bellingshausen e Weddell (Figura 2) e estende-se quase longitudinalmente entre as latitudes 63°S e 75°S, sendo composta por um platô interno com elevação média de 1500 m (AHLERT, 2005). Devido a essas características geográficas ela torna-se um importante controlador do clima, da circulação marinha e da dinâmica glacial da Antártica Ocidental (KING e TURNER, 1997).

A temperatura atmosférica média anual sobre o mar de Weddell é cerca de 7°C inferior à de Bellingshausen, em pontos de mesma latitude e altitude (VAUGHAN, 2003). Esta diferença climática saliente deve-se principalmente à topografia da Península Antártica, que funciona como uma barreira à circulação atmosférica regional (REYNOLDS, 1981).

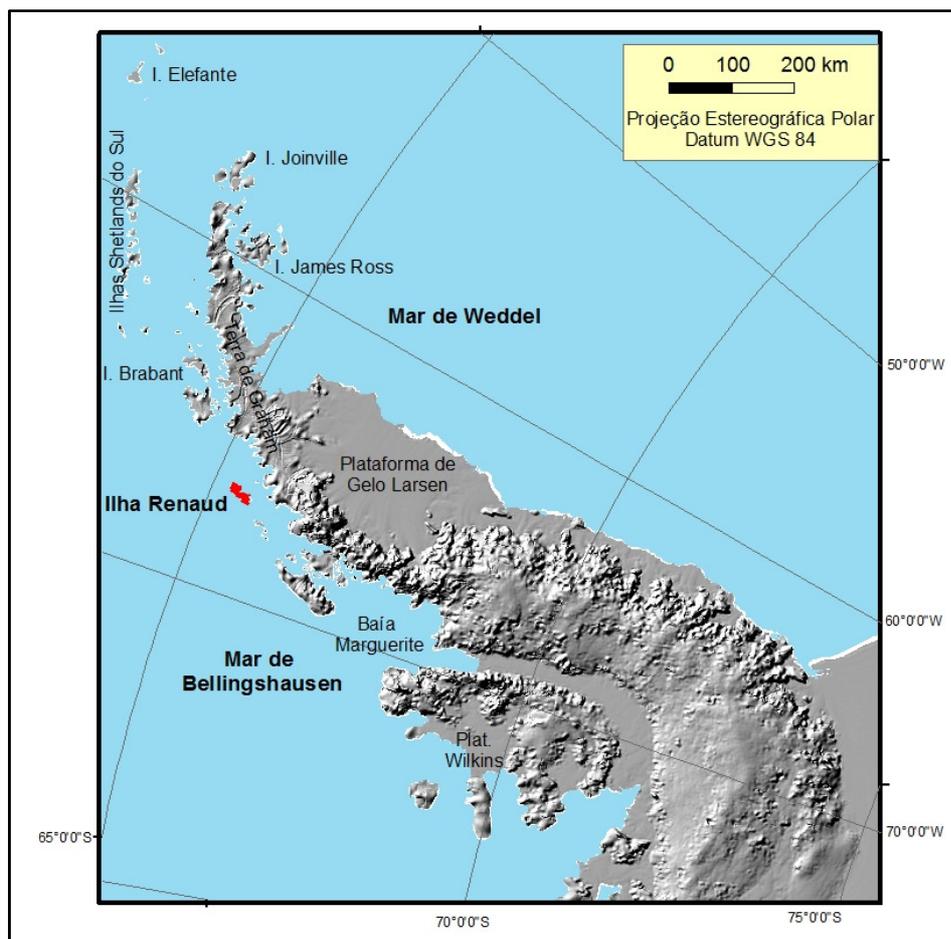


Figura 2: Localização da Península Antártica, em destaque a ilha Renaud. Fonte: ADD (2013).

A Península Antártica está localizada sob a Zona da Frente Polar, marcada pelo encontro de massas de ar frias subpolares com massas de ar amenas das latitudes médias, e no limite da extensão do gelo marinho na estação do inverno, cuja dinâmica sazonal provoca variações no balanço de energia do oceano. Essas condições locais provocam grande variabilidade climática interanual e intersazonal, tornando essa região antártica mais suscetível à mudanças ambientais (SKARKCA, 2003). A temperatura média do ar aumentou cerca de 3°C desde 1951 para a Península Antártica, assim como para todo entorno do continente. Essa tendência não é registrada no interior da Antártica, pelo contrário, há uma diminuição da temperatura registrada nas poucas estações existentes (BARRETT *et al.* 2009; TURNER *et al.* 2009; LEE e CHOWN, 2011). Monaghan *et al.* (2008) observaram que, até 1965, as tendências de variações em temperaturas anuais para toda a Antártica eram positivas. Após este ano a maior parte do continente passou a esfriar, com exceção da PA.

O aquecimento anual linear por década nas estações Bellingshausen, Faraday/Vernadsky e Rothera (mais próximas da área de estudo) são respectivamente $0,26 \pm 0,75$ °C; $0,55 \pm 1,26$ °C; e $0,69 \pm 1,31$ °C nos períodos de 1969–2010, 1951–2010 e 1978–2010. Essas taxas de aquecimento são ligeiramente mais baixas do que as encontradas para as mesmas estações, mas para os períodos de 1969–2000, 1951–2000 e 1978–2000 (LEE e CHOWN, 2011) mostrando a diminuição da taxa de aquecimento da última década.

As geleiras da PA tem respondido rapidamente a essas variações climáticas, isto porque segundo Oerlemans e Fortuin (1992) as massas de gelo em climas marítimos são mais sensíveis às mudanças ambientais do que àquelas localizadas sob condições mais continentais. Além disso, plataformas de gelo da PA entraram em colapso e se desprenderam nas últimas décadas e, mesmo que não contribuam diretamente para o aumento do nível do mar pois estão flutuando, suas desintegrações podem alterar a dinâmica das geleiras que fluem para elas e, depois do colapso da plataforma, podem passar a drenar diretamente para o oceano. Portanto, é importante monitorar e compreender as mudanças da temperatura atmosférica na PA e a resposta de suas massas de gelo (BARRETT *et al.* 2009).

2.2.1 Modificações nas frentes de geleiras na Península Antártica

Vários estudos foram realizados abordando a modificação das frentes das geleiras na Península Antártica. Ahlert (2005) estudou 12 geleiras na ilha Brabant, a partir de 1956, com resultados que indicaram sua retração. Cook *et al.* (2005) analisaram a dinâmica de

244 frentes de geleiras, utilizando dados coletados desde 1940 ficando claro o recuo de 212 frentes de geleiras e o avanço de apenas 32.

Além da retração das geleiras, também ocorreram fragmentações parciais das plataformas de gelo de Larsen e Prince Gustav no lado leste da Península e da plataforma de Wordie (SCAMBOS *et al.* 2004). Rack e Rott (2004) analisaram imagens de satélite LANDSAT (01/03/1986) e ENVISAT/ASAR (18/03/2002), além de modelos de fluxo do gelo na plataforma de Larsen, que está se desintegrando em várias partes (Larsen A e B) desde a década de 1980.

Arigony-Neto *et al.* (2009) analisaram imagens multi-temporais ERS-1/2 SAR e Envisat ASAR que permitiram o registro de diferentes padrões de mudanças espaciais e temporais na linha de neve seca para o norte da Península Antártica. Esses padrões demonstram que, em contraste com o manto de gelo da Antártica, as variações das condições climatológicas e glaciológicas em uma escala de tempo relativamente curto, são comuns para essa região. As mudanças da altitude da linha de neve seca são atribuídas a eventos de temperatura extrema que afetam o planalto central da Península Antártica e do aumento da duração dos períodos mais quentes. Já a migração para altitudes mais baixas da linha de neve seca detectada no lado oeste da Península foi atribuída a uma resposta ao aumento da acumulação da precipitação e neve (TURNER *et al.* 2009).

Conforme exposto, observa-se que o cenário de modificação das frentes das geleiras é dinâmico, podendo ocorrer retração ou avanço dependendo da região ou do período analisado (Figura 3). No caso da ilha Renaud, essa análise irá se limitar no período 1986–2007, embora sendo um período curto de análise, permite retratar a dinâmica dos últimos 20 anos.

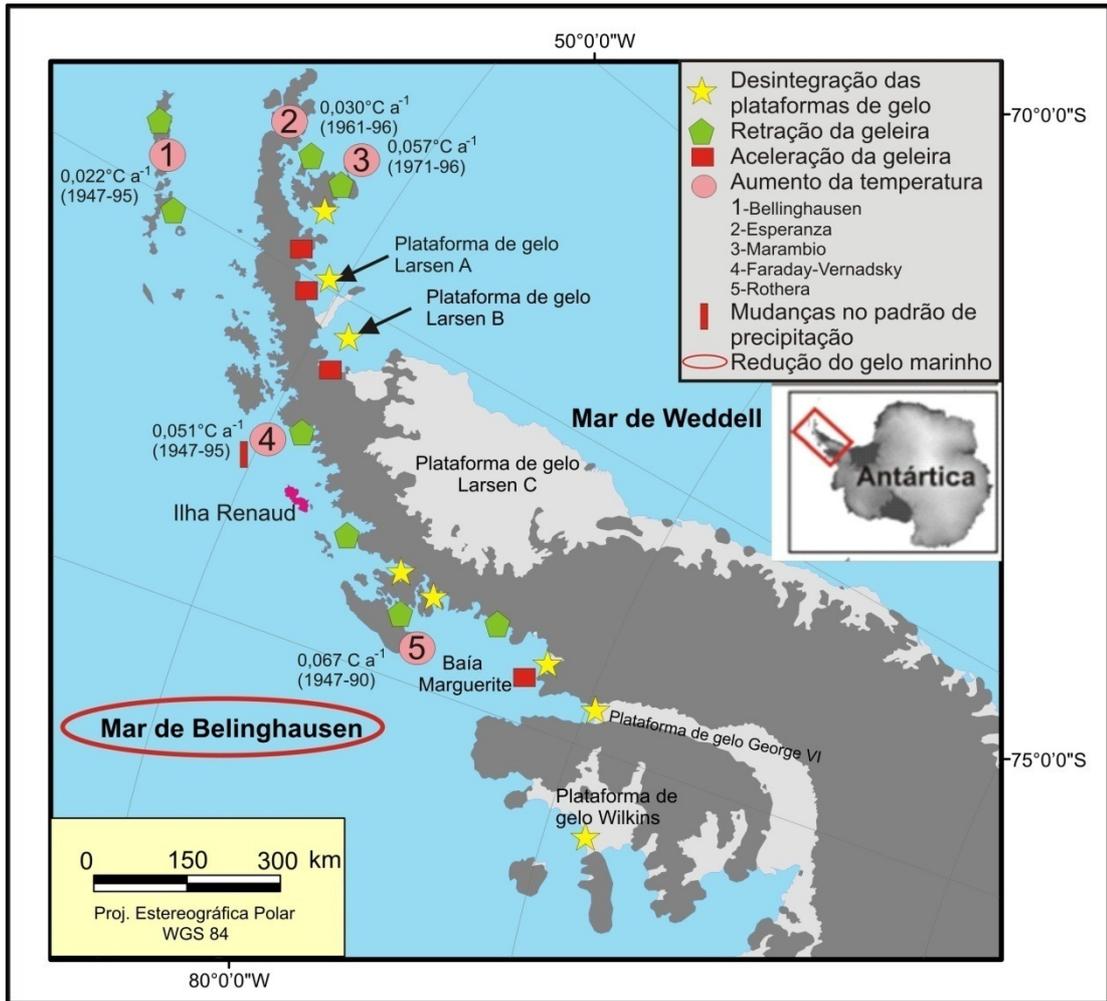


Figura 3: Indicadores de mudanças ambientais na Península Antártica. Fonte: Modificado de Braun e Gossmann, 2002.

O impacto que essas mudanças podem trazer para o clima global, e a causa para o aquecimento observado sobre a Península Antártica não são bem compreendidos. Por essa razão, é crucial que se entenda de uma forma detalhada os principais mecanismos que influenciam o clima da Antártica, os quais ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais (THOMPSON e SOLOMON, 2002; TURNER *et al.* 2009).

2.2.2 Ilha Renaud e seu contexto geográfico

A ilha Renaud localiza-se entre a ilha Adelaide ao sul, e a ilha Brabant, ao norte (Figura 4), entre as coordenadas $65^{\circ}30'40''$ e $65^{\circ}53'46''\text{S}$ e $65^{\circ}38'14''$ e $66^{\circ}11'12''\text{W}$.

A ilha foi descoberta durante uma expedição francesa para a parte ocidental da Terra

de Graham (Graham Land) organizada por Jean-Baptiste Charcot entre 1908 e 1910. Além disso, Charcot realizou as primeiras observações sobre a costa ocidental das ilhas do arquipélago Palmer, descreveu as principais características da baía Flandres (65°2'S e 63°20'W) e da parte sul do estreito Gerlache e fez um mapeamento preliminar das ilhas Biscoe (65°26'S e 65°30'W) e da Costa Graham (HATTERSLEY-SMITH, 1991).

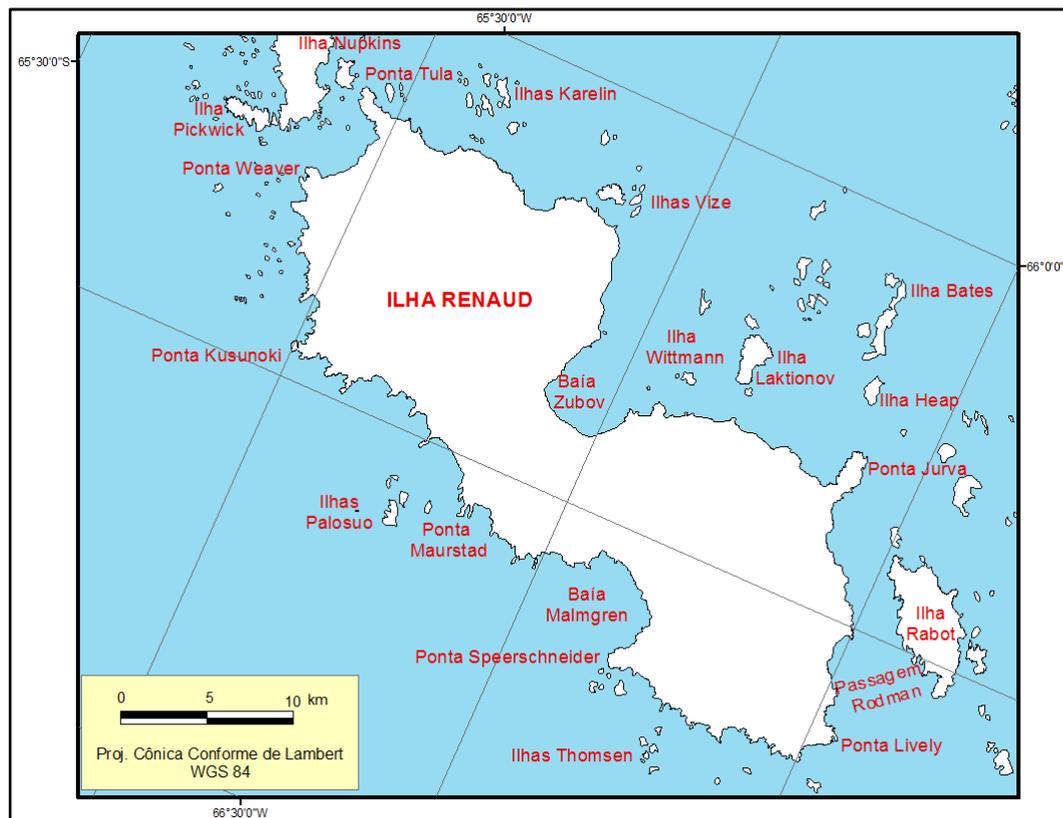


Figura 4: Topônimos da ilha Renaud. Fonte: ADD (2013).

Quanto à altimetria (Figura 5 A e B), verifica-se que a ilha Renaud não atinge altas altitudes, a variação fica entre 10 metros e 145 metros, sendo a porção mais alta localizada na região sudeste da ilha.

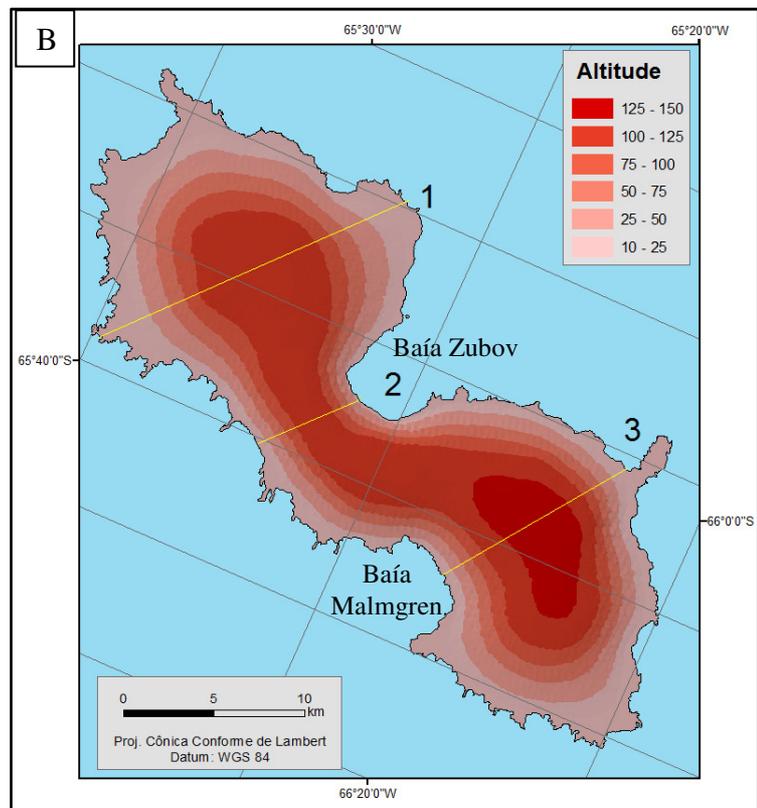
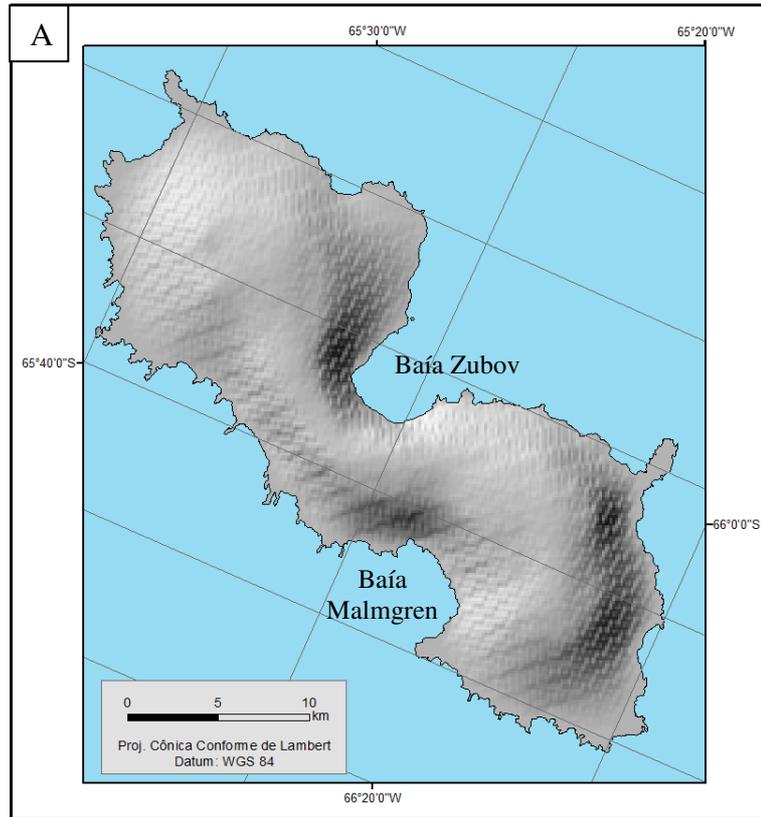


Figura 5: Sombreamento (A) e Hipsometria (B) da ilha Renaud. Fonte: Dados do RAMP DEM (LIU *et al.* 2001).

Pelos perfis topográficos é possível observar o comportamento da altimetria, mostrando o formato dômico da ilha (Figura 6) caracterizando-a como uma calota de gelo com fluxo da neve aproximadamente radial e cobertura de neve cobrindo o relevo (RAU *et al.* 2004).

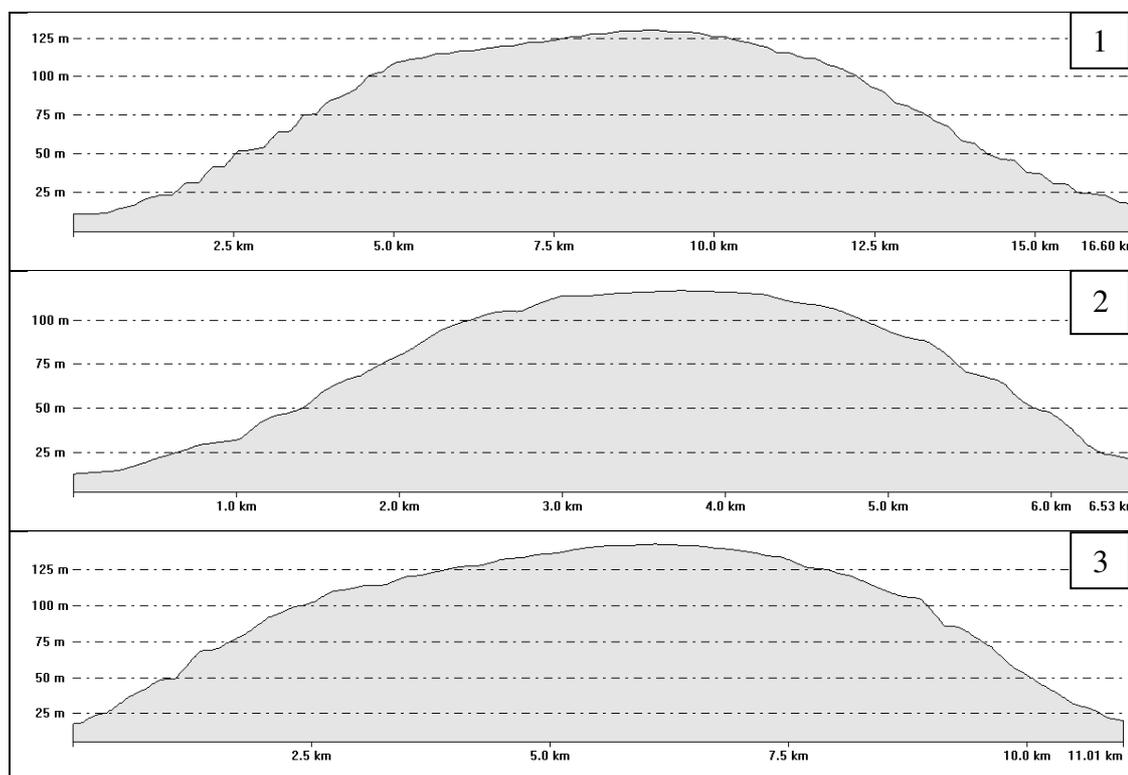


Figura 6: Perfis topográficos em 3 transectos (marcados na figura 5) da ilha Renaud. Fonte: Dados do RAMP DEM (LIU *et al.* 2001).

A declividade na ilha Renaud é suave (Figura 7), estando toda área abaixo de 9% sendo mais elevada na baía Zubov (7–9%). As geleiras apresentam contato direto com o mar, ou seja, são geleiras de maré apresentando declividades muito baixas nessa área terminal (0–2%). A disposição da declividade na área da ilha corrobora para sua definição como calota de gelo, já que as porções com maior altitude (115–145 m) são praticamente planas (0–1%), seguida de uma porção com altitudes intermediárias com declividade entre 3–9%, e áreas praticamente planas juntas ao mar, com declividade entre 0–2%.

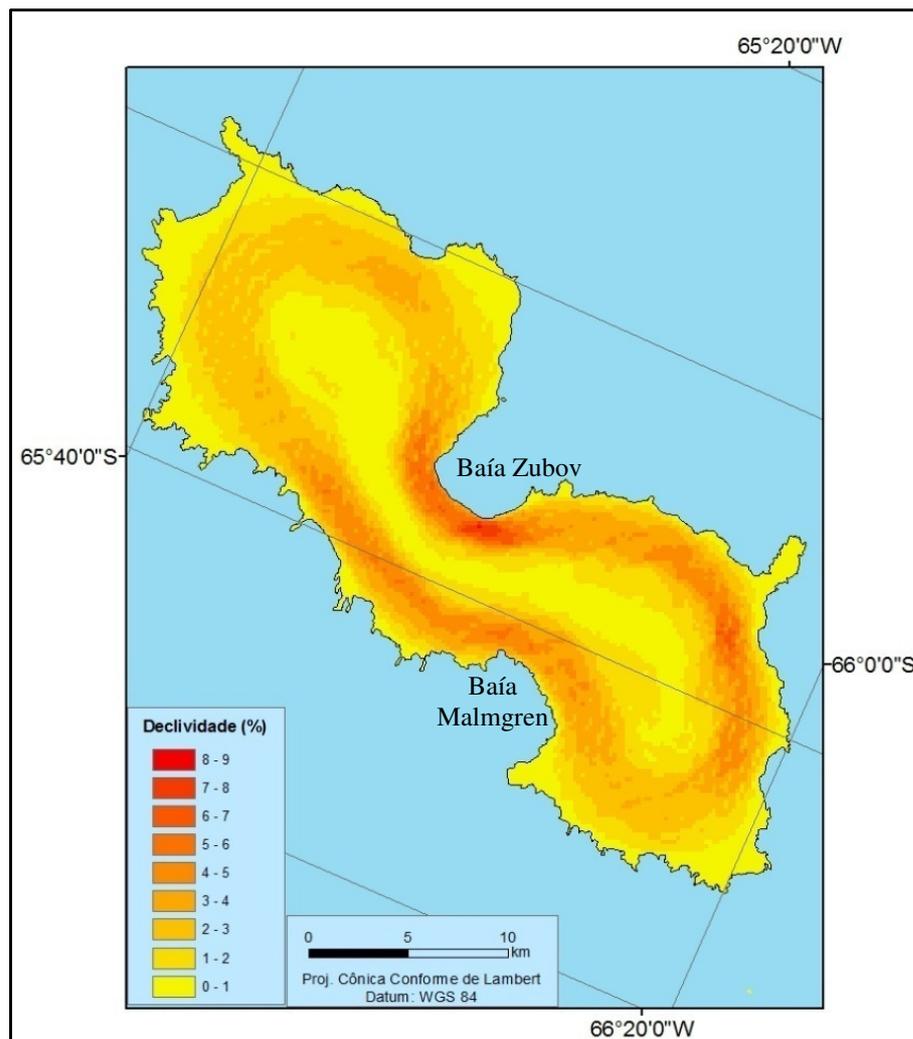


Figura 7: Declividade da ilha Renaud. Fonte: Dados do RAMP DEM (LIU *et al.* 2001).

3. ASPECTOS GERAIS DAS GELEIRAS

Uma das características mais importantes das geleiras é a sua capacidade de movimento. A deformação e movimento das geleiras sob a força da gravidade consegue realizar uma transferência lenta de neve e gelo a partir das zonas de acumulação em áreas elevadas para as áreas inferiores, na zona de ablação. O movimento das geleiras não foi reconhecido até o século XIX, embora isso tenha sido de conhecimento comum para os habitantes de muitas áreas glaciadas, particularmente aqueles cujas moradias e propriedades foram invadidas por geleiras avançando durante a Pequena Idade do Gelo (GROVE, 1988).

Observações posteriores estabeleceram a realidade do fluxo da geleira, e o conhecimento atual sobre o movimento das massas de gelo é resultado de modelagens matemáticas e numéricas, da experimentação com blocos de gelo no laboratório, medições feitas em poços abertos em geleiras, estudos geofísicos, e algumas limitadas observações diretas em cavidades naturais ou artificiais subglaciais, além de interpretação de sedimentos e formas de relevo em áreas anteriormente atingidas pela glaciação (GROVE, 1988; BENN e EVANS, 2006).

Assim, uma geleira pode ser entendida como um sistema aberto de gelo que flui. A água entra no sistema como neve, que acumula e lentamente transforma-se em gelo (metamorfismo). O gelo flui através do sistema sob a ação da pressão exercida pelo seu próprio peso, deixando o sistema por evaporação, degelo e pelo processo de formação de *icebergs* e outros processos de ablação. O balanço entre a taxa de acumulação e a taxa de ablação determina o tamanho do sistema glacial (HAMBREY, 1994).

3.1 Movimento das geleiras

As geleiras podem se formar em qualquer zona climática onde o acúmulo de neve excede a taxa de derretimento. O período de tempo necessário para formar uma geleira dependerá da taxa que a neve se acumula e se transforma em gelo, ou por outra perda, como pela formação de *icebergs*. Se essa taxa de acumulação é alta e a perda devido à fusão é baixa uma geleira se formará rapidamente. Uma vez estabelecida, a sua sobrevivência dependerá do equilíbrio entre a acumulação e ablação (BENNET e GLASSER, 1996).

Uma geleira flui porque o gelo nela se deforma em resposta à gravidade. Esta força gravitacional é derivada do fato de que as geleiras estão inclinadas em relação à parte

terminal, como resultado do desequilíbrio espacial entre a área de acumulação e ablação. Se não houver uma inclinação da superfície a geleira não fluiria (BENN e EVANS, 2006). Geleiras movimentam-se por deformação interna e deslizamento basal.

A deformação interna do gelo ocorre em função da tensão (*stress*) em que a massa glacial é submetida em decorrência da força de gravidade e da própria pressão exercida pela espessura do pacote glacial. Os fatores que controlam a deformação interna são: a densidade do gelo, a aceleração da gravidade, e principalmente a espessura da geleira e a declividade do terreno (CUFFEY e PATERSON, 2010).

Quanto ao deslizamento basal, compreendê-lo continua sendo um grande problema, devido às dificuldades impostas. Para analisar o fluxo de geleira precisa-se de uma relação entre a velocidade basal, tensão de cisalhamento e características do substrato rochoso, topografia e da pressão da água e seu volume. Observações em cavidades subglaciais e túneis, embora sejam válidas, podem não existir sob todas as condições subglaciais, sendo que observações mais diretas devem ser feitas próximo da borda da geleira ou em cascatas de gelo. Poços abertos na geleira permitem a execução de vários métodos para medir o deslizamento basal: inserir sensores de inclinação, e outros dispositivos, como o monitoramento com câmeras de vídeo (BENNET e GLASSER, 1996).

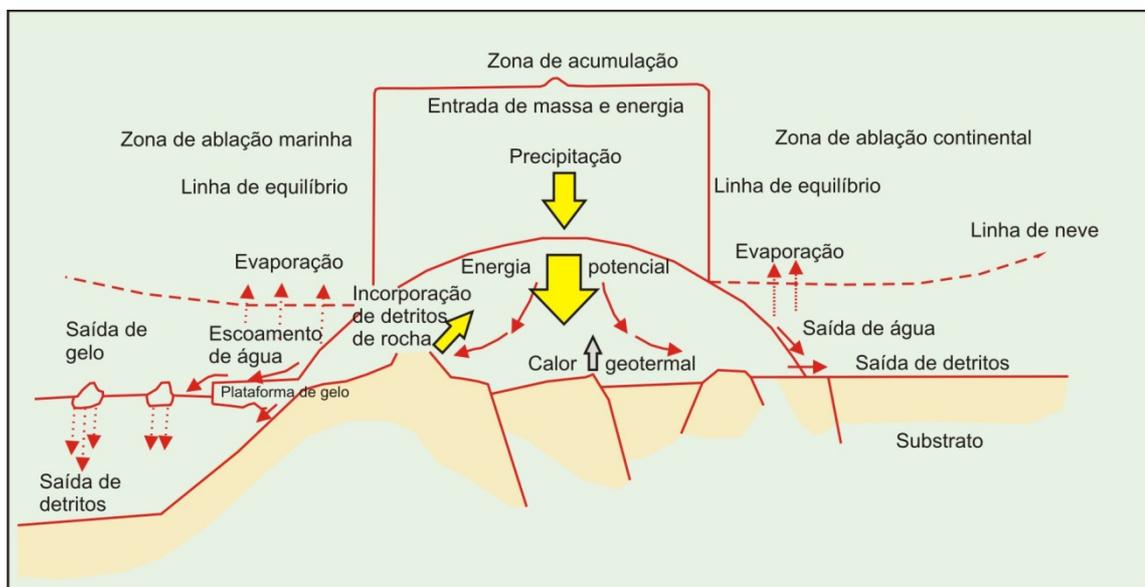


Figura 8: Fluxo de massa e energia em um sistema glacial idealizado. Adaptado de BRODZIKOWSKI e van LOON (1991).

3.2 Balanço de massa das geleiras

O acréscimo de neve mais importante para os sistemas glaciais provém da precipitação que ocorre na área, bem como de avalanchas que ocorrem em encostas e que acabam ocasionando um deslocamento de neve rápido de um local para outro (BENN e EVANS, 1998) e através do transporte eólico. Os estudos de balanço de massa estão preocupados com as mudanças na massa de uma geleira e a distribuição dessas mudanças no espaço e no tempo, mais especificamente, com a medição da variação da massa em um determinado ano. Tais estudos formam um elo importante na cadeia de eventos que ligam avanços e recuos das geleiras com as variações climáticas. Mudanças no clima farão suas margens expandir ou contrair, se o saldo for positivo (acumulação maior que a ablação) a geleira irá expandir e crescer, já se for negativo, a geleira vai retrair (BENNET e GLASSER, 1996). Dessa forma, o balanço de massa de uma geleira é definido como a diferença entre os ganhos e perdas medidos ao longo de um período de tempo especificado, normalmente um ano (Figura 9). A variação líquida da massa glacial entre a mesma data em anos sucessivos define o balanço de massa anual (CUFFEY e PATERSON, 2010).

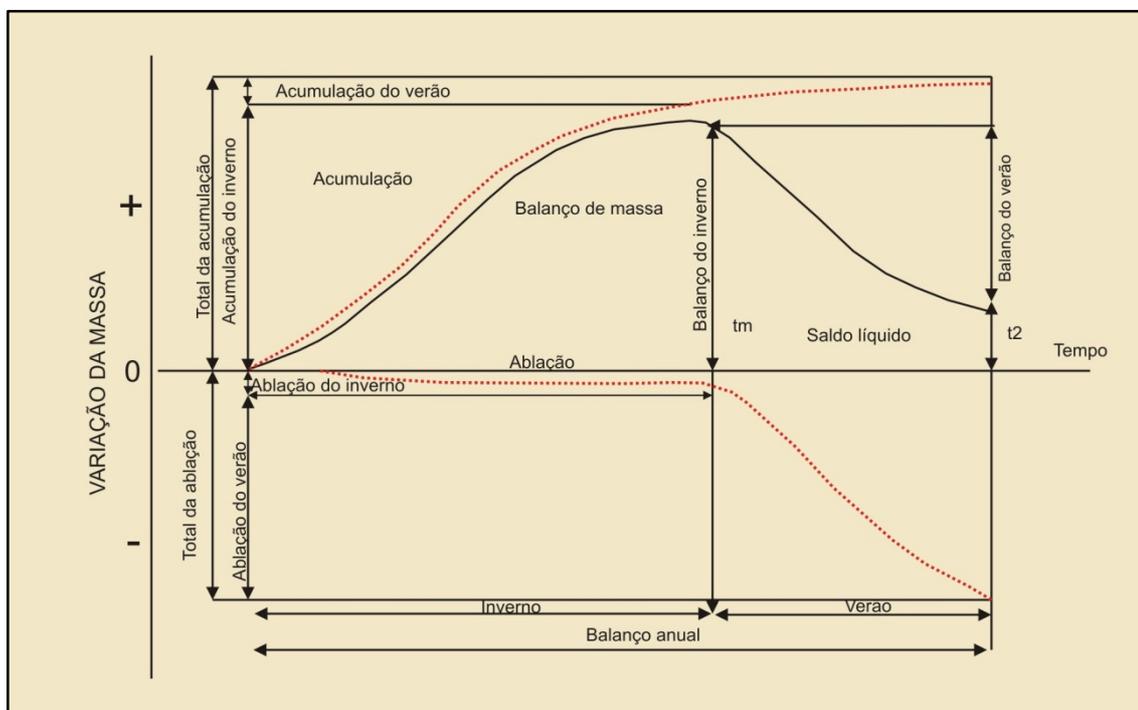


Figura 9: Esquema do balanço de massa de uma geleira. Fonte: Cuffey e Paterson (2010).

As geleiras se movimentam erodindo, transportando e depositando rochas e materiais sedimentares (BENNET e GLASSER, 1996). A distribuição de geofomas como morainas² podem ser usadas para inferir sobre as condições subglaciais, o comportamento e a dinâmica do avanço e recuo da geleira e assim elaborar um modelo sobre o processo de retração glacial daquela área (KLEMAN *et al.* 2006). Além disso, a análise dos registros sedimentares e geomorfológicos que se encontram na parte terminal da geleira são importantes para compreender as condições termais desse ambiente glacial.

O regime termal pode variar não só entre as geleiras, mas também dentro do próprio corpo de gelo. Assim, baseando-se na relação do gelo com a pressão de ponto de fusão, têm-se as geleiras temperadas, toda massa está no ponto de fusão; as geleiras frias, que estão em todos os lugares abaixo do ponto de fusão e estão congeladas no contato com o substrato e as geleiras politermais (BENN e EVANS, 1998).

3.3 Transformação da neve para o gelo

Geleiras são formadas de cristais de gelo sólidos agregados a partir de milhares de minúsculos flocos de neve. A conversão de neve para gelo de geleira não é um processo simples. Inicia-se quando a pressão do vapor de água é mais elevada nas partes salientes dos cristais de gelo do que as partes mais suaves, condensando a parte mais aguda do cristal e produzindo pequenos grãos sólidos de gelo cristalizado, de forma aproximadamente esférica e de tamanho uniforme. A separação e compactação de flocos diante da crescente sobrecarga referente à acumulação da neve e fusão que ocorre em pontos de pressão, e recongela o líquido em outros lugares, acaba auxiliando o processo. Isso resulta numa massa ligeiramente comprimida de pequenos grãos de gelo uniforme, conhecido como neve granular, e que virá a se transformar em *firn* (SHARP, 1991).

Em regiões polares, e em grandes altitudes, os principais mecanismos que conduzem a um aumento da densidade são (a) a reestruturação pelo vento, (b) o movimento dos cristais, um em relação ao outro, (c) as alterações no tamanho e forma do cristal, e (d) a deformação interna de cristais. Neve se transforma em gelo muito mais rapidamente em geleiras de regiões temperadas, onde períodos de derretimento alternam com períodos em que zonas de neve molhada recongelam, do que no centro da Antártica, onde a temperatura permanece bem

² Morainas: cristas ou depósitos de fragmentos de rocha transportados pela geleira. Quando ocorrem depósitos na frente do término da geleira, tem-se a moraina terminal (SIMÕES, 2004).

abaixo do ponto de congelamento durante todo o ano (BENN e EVANS, 1998; CUFFEY e PATERSON, 2010).

Segundo Cuffey e Paterson (2010) o termo “neve” é geralmente restrito a material que não mudou muito desde que foi precipitado. O material que está nos estágios intermediários de transformação é denominado de “*firn*”. O significado original de “*firn*” refere-se à neve molhada que sobreviveu a um verão sem ser transformado em gelo. Contudo essa definição não é mais aceita, já que *firn* também se refere à neve nas geleiras polares alteradas, onde não ocorre fusão. A ausência de uma clara divisão entre os termos neve e *firn* reflete a natureza contínua da transformação da neve para gelo; não se trata de mudanças abruptas nas propriedades físicas. A mudança entre o *firn* e o gelo (Figura 10) ocorre propriamente quando as passagens de ar ou água são fechadas, um processo conhecido como *pore close-off* (fim da permeabilidade do pacote de neve) mais precisamente quando uma camada de *firn* atinge a densidade de $0,83 \text{ g cm}^{-3}$.



Figura 10: Etapas da metamorfização da neve e densidade. Adaptado de Hambrey (1994).

Essas transformações dos cristais de neve para gelo glacial, ou de geleira, permite identificar uma sequência de zonas na superfície da geleira. Identificar, mapear e realizar o acompanhamento temporal dessas zonas em estudo de sensoriamento remoto pode indicar processos de retração ou avanço das geleiras. Cuffey e Paterson (2010) descrevem as zonas glaciais (as zonas 1 a 4 estão inseridas na área de acumulação), que serão apresentadas, iniciando-se pela cabeceira (Figura 11):

- 1- **Zona de neve seca:** não ocorre derretimento nesta zona, mesmo no verão. Como resultado, ocorrem somente processos de metamorfismo na estrutura da neve. A fronteira entre esta zona e a próxima é chamada de linha de neve seca;

- 2- **Zona de percolação:** algum derretimento ocorre na superfície. A água pode percolar uma certa distância dentro da neve a temperaturas abaixo de 0°C antes de congelar.
- 3- **Zona de neve úmida:** no final do verão toda a neve depositada nesta zona desde o fim do último verão é elevada para 0°C. Todo pacote de neve está saturado de água e delimita-se entre a linha de neve úmida e a linha de neve³;
- 4- **Zona de gelo sobreposto:** Zona da superfície de uma geleira onde ocorre derretimento total do pacote de neve na superfície, mas a água percola alguns metros e recongela, formando lentes, camadas e glândulas de gelo;
- 5- **Área de ablação:** é a área abaixo da linha de equilíbrio.

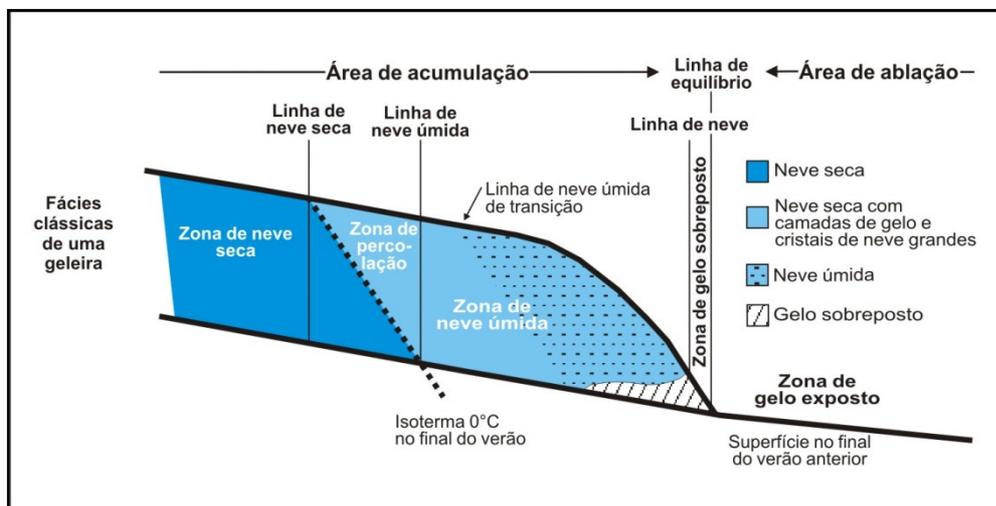


Figura 11: Zonas superficiais de geleira descritas por Cuffey e Paterson (2010).

Resumindo, é possível fazer uma caracterização prévia das geleiras dividindo-as em duas áreas, a zona superior denominada de acumulação e a inferior de zona de ablação. Na parte superior a quantidade de neve acumulada é maior que a perdida, enquanto que na zona de ablação a perda de material é maior em relação à acumulada, sendo estas zonas separadas pela linha de equilíbrio. A linha de equilíbrio é uma linha (ou faixa) na superfície de uma geleira na qual, durante o período de um ano, a ablação é igual à acumulação. A altitude da linha de equilíbrio (ALE) está intimamente ligada com ao clima local, particularmente com a variação de precipitação e temperatura do ar. A ALE aumenta (migra em altitude) em resposta à diminuição do volume de precipitação de neve e/ou aumento da temperatura positiva do ar, e vice-versa (BENN e EVANS, 2006).

³ Linha de neve: A linha ou faixa que separa as áreas onde toda a neve acumulada desaparece no verão daquelas áreas nas quais a neve permanece ao longo de todo o ano. A altitude da linha de neve é controlada pela temperatura atmosférica e pelo volume de neve precipitada (SIMÕES, 2004).

3.4 Classificação morfológica das geleiras

A forma de uma geleira é função do clima e da topografia, e a morfologia de qualquer geleira é única para a sua localização na superfície da Terra. Consequentemente, há uma ampla variedade de morfologias de geleiras, desde uma pequena geleira de nicho até os grandes mantos de gelo (BENN e EVANS, 1998). Assim a classificação morfológica das geleiras se divide em primeira e segunda ordem (Quadro 1).

Quadro 1: Classificação morfológica das geleiras. Fonte: Benn e Evans, (1998).

| Classificação de primeira ordem | Classificação de segunda ordem |
|---|---|
| Manto de gelo e calota de gelo não controlada pela topografia subglacial | Domo de gelo, corrente de gelo e geleira de descarga |
| Geleiras controladas pela topografia subglacial | Campo de gelo, geleira de vale, geleira de anfiteatro, piemonte de gelo, flanco de gelo, geleira de nicho |
| Plataformas de gelo | Plataformas de gelo confinadas, plataformas de gelo não confinadas e colinas de gelo. |

Caracterizar e diferenciar os diferentes tipos de geleiras é fundamental para classificá-las de maneira correta, e mesmo que nem todos os tipos sejam diretamente discutidos nesta dissertação, haverá menção a alguns desses conceitos.

Mantos de gelo e calotas de gelo se sobrepõe a paisagem, pelo menos em suas porções centrais, e os principais padrões de fluxo de gelo são em grande parte independente de ondulações do relevo. Um tamanho de 50,000 km² é adotado como o limite entre uma calota de gelo e manto de gelo. Assim, as massas de gelo que cobrem atualmente a Antártica e Groelândia são designados como mantos de gelo, ao passo que as maiores massas de gelo em Nordaustlandet (ilhas Svalbard), Ellesmere, ilha Baffin e Islândia são referidos como calotas de gelo (BENN e EVANS, 1998).

Há uma variedade maior de geleiras delimitadas pela topografia. O campo de gelo difere de calotas de gelo porque sua configuração é influenciada pela topografia subjacente e não chega a formar domos de gelo. Um campo de gelo irá se desenvolver em qualquer área com topografia em geral suave, mas localmente conectada a uma altitude suficiente para a acumulação de gelo (SHARP, 1991).

As geleiras de vales ocorrem onde o gelo é descarregado a partir de um campo de gelo, ou geleira de anfiteatro, em um vale profundo com leito rochoso. As geleiras de anfiteatro, já mencionadas acima, se formam quando o gelo acumulado escava uma

reentrância arredondada na face de uma montanha. As geleiras de piemonte ocorrem em áreas terminais de geleiras de vale, quando desembocam em partes planas formando um leque (CUFFEY e PATERSON, 2010).

As menores massas de gelo da geleira são os flancos de gelo, que se caracterizam como acumulações de gelo que ocupam pequenas depressões ao longo das vertentes. A geleira de nicho é pequena e ocupa um recesso irregular na vertente da montanha (BENN e EVANS, 1998).

Já as plataformas de gelo constituem a parte flutuante (sobre o mar) de um manto de gelo, cuja espessura pode variar entre 200 e 2000 m e é fixa à costa. As plataformas de gelo têm geralmente grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada. As plataformas ganham massa pelo próprio fluxo do manto ou pela acumulação *in situ*, e perdem massa pelo desprendimento de *icebergs* ou por derretimento do fundo pela água do mar (CUFFEY e PATERSON, 2010). As maiores plataformas de gelo (Ross e Filchner-Ronne na Antártica) ultrapassam 400.000 km² de área.

4. PRINCÍPIOS DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADOS À CRIOSFERA

O sensoriamento remoto pode ser definido como a ciência e a arte de se obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno, por meio da análise de dados adquiridos por um sistema que não está em contato com esse objeto, área ou fenômeno sob investigação (LILLESAND e KIEFER, 2000). Isso significa que é possível obter informações sobre locais de difícil acesso, e também armazenar dados em caráter temporal.

No sensoriamento remoto passivo a energia emitida ou refletida pela superfície terrestre é medida usando um sensor acoplado numa aeronave ou uma plataforma espacial. Essas medidas são utilizadas para construir uma imagem da superfície terrestre, e o tipo mais comum é o sensoriamento remoto óptico, no qual as imagens são resultado do imageamento nas regiões do espectro eletromagnético do visível e infravermelho médio e próximo (RICHARDS e JIA, 2006).

Em princípio, sistemas de sensoriamento remoto podem medir energia refletida da superfície terrestre em qualquer faixa de ondas eletromagnéticas. Contudo, a seletiva opacidade da atmosfera terrestre e o espalhamento das partículas presentes nesse meio excluem certos comprimentos de onda. As regiões do espectro mais utilizadas pelos sensores

estão entre 0,4 e 12 μm (visível e infravermelho) e entre 1 mm e 1 m (faixa das microondas) (JENSEN, 2009).

O comportamento espectral de diferentes alvos presentes na superfície terrestre é produto da complexa interação entre a energia solar e matéria, associada a outros aspectos do contexto ambiental, já que os alvos absorvem, refletem e emitem radiação eletromagnética (REM) de forma diferenciada, ao longo do espectro eletromagnético (Figura 12), em função de suas propriedades específicas. Por exemplo, na região do visível/infravermelho a energia medida pelo sensor depende de propriedades como a pigmentação, teor de umidade, da estrutura celular da vegetação e mineral, do teor de umidade dos solos e da quantidade de sedimentos na água (RICHARDS e JIA, 2006).

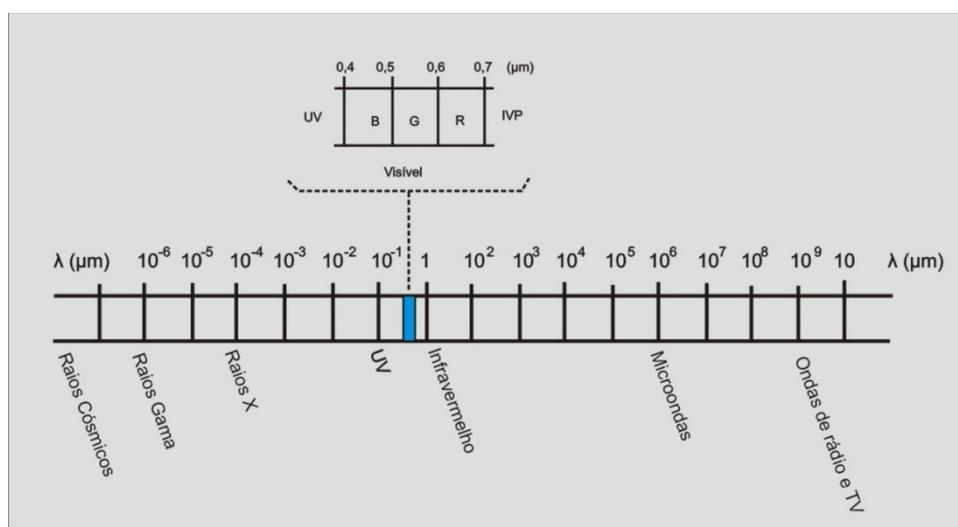


Figura 12: Regiões do espectro eletromagnético. Fonte: Lillesand e Kiefer (2000).

4.1 Sensoriamento remoto na Antártica

Atualmente, sabe-se que o continente antártico tem um papel fundamental na regulação do quadro climático global e regional, portanto para o seu estudo é primordial a utilização dos recursos do sensoriamento remoto, em função da dimensão do continente e das dificuldades logísticas para o desenvolvimento de trabalhos de campo (AHLERT e SIMÕES, 2004). O interesse no estudo de geleiras provém principalmente do seu papel como reserva de água doce e da observação de sua variação em extensão, recuando e avançando em resposta às variações climáticas, o que pode também ajudar a entender o funcionamento do

sistema climático global. Ainda, variações nas massas das geleiras são um dos controladores do nível médio dos mares.

Dessa forma, o entendimento da reflexão, absorção e refração da luz pela neve é importante para duas aplicações gerais. A primeira é o cálculo da radiação do pacote de neve, e conseqüentemente da radiação planetária, e a segunda aplicação é para o monitoramento das propriedades do pacote de neve, o que requer o modelamento das propriedades ópticas com riqueza espectral de detalhes (WARREN, 1982).

4.1.1. Propriedades do gelo e da neve como alvo no sensoriamento remoto

O índice de reflexão das ondas eletromagnéticas depende dos materiais constituintes, distribuição do tamanho e formato dos grãos de neve. Nesse caso pode haver três possíveis constituintes no sistema da geleira: gelo, água líquida, e impurezas como areia.

Quanto à absorção de impurezas, esta afeta a reflectância somente no comprimento de onda do visível (WARREN, 1982) onde há uma considerável diferença entre a absorção do gelo e de sedimentos (ZHOU *et al.* 2008). Conforme a idade da deposição da camada de neve, esta pode adquirir uma cobertura de poeira ou fuligem que também diminui a reflectância, apresentando mudanças no albedo (HALL e MARTINEC, 1985; REES, 2006). O albedo, pode ser definido como a razão entre a radiação refletida de uma superfície com a radiação incidente nessa superfície, e que varia entre 1 e 0. Uma superfície altamente refletora, tal como a neve seca tem um albedo elevado (0,80-0,97) e uma superfície escura como gelo sujo tem um albedo baixo (0,15-0,25) (CUFFEY e PATERSON, 2010).

O processo de transformação do cristal de neve para gelo também modifica o comportamento espectral. De acordo com Zeng *et al.* (1984) a neve recém caída tem a maior reflectância nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo. Já o *firn* mostra um padrão semelhante, mas tem uma reflectância que é 25–30% menor que a neve. A reflectância do gelo mantém-se elevada no comprimento de onda do azul (400–500 nm) e verde (500–600 nm), mas diminui rapidamente para uma reflectância perto de zero na região de comprimento de onda do vermelho (600–700 nm). Impurezas (poeira, cinza vulcânica) no gelo glacial diminuem a reflectância consideravelmente.

A reflectância dos tipos de superfície da geleira é uma característica primordial utilizada no mapeamento de zonas da geleira usando dados de sensoriamento remoto. As diferenças na reflectância medidas como valores digitais ou valores de brilho e de reflectância

(%), em faixas de comprimento de onda diferentes, auxiliam na classificação dessas zonas de geleira (REES, 2006).

Quanto ao tamanho do grão (Figura 13), Rees (2006) argumenta que o coeficiente de reflexão de uma camada de neve pode ser menor se o tamanho deste grão é maior, uma vez que o número de interfaces ar-gelo é maior, portanto as possibilidades de espalhamento serão reduzidas. O tamanho de grão afeta a reflectância principalmente no infravermelho próximo e médio (0,70–2,35 μm). A presença de água no estado líquido promove justamente essa agregação dos cristais do gelo modificando as propriedades ópticas. Contudo, o efeito mais significativo do aumento do teor de água é um pequeno deslocamento da característica de absorção em comprimentos de onda mais curtos em 1030 nm (REES, 2006). Quando a neve úmida recongela, a reflectância na região do infravermelho permanece menor (O'BRIEN e MUNIS, 1975).

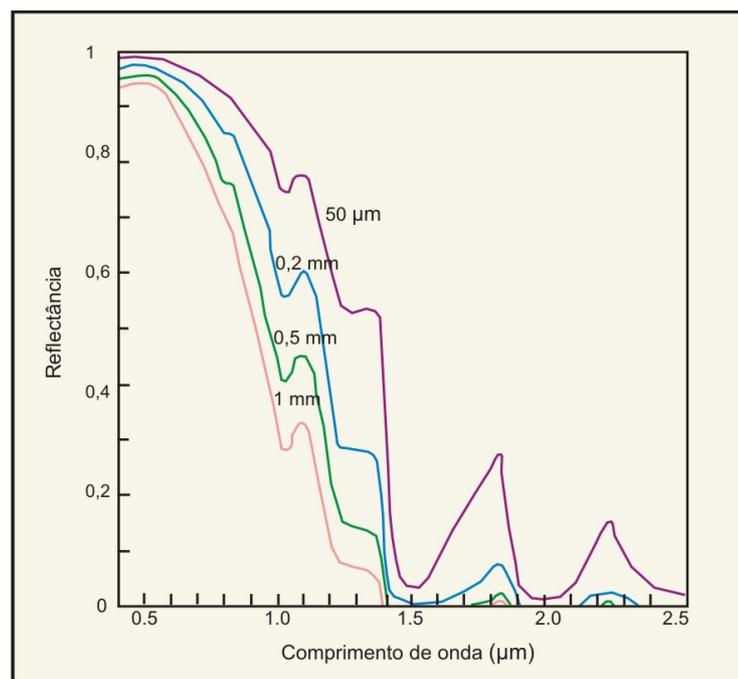


Figura 13: Reflectância espectral de um pacote de neve em função do tamanho do grão. Fonte: Choudhury e Chang, 1979.

Devido à pequena distância de penetração da luz nos comprimentos de onda em que o coeficiente de absorção de gelo é diferente da água, qualquer informação sobre a água líquida na neve a partir de dados multiespectrais ou hiperespectrais é restrita a essa camada da superfície. Para obter informações sobre a profundidade da água líquida no pacote de neve, deve-se usar sensoriamento remoto ativo por microondas (SHI e DOZIER, 1995).

4.1.2 Propriedades da neve na região do infravermelho termal

Dados térmicos têm sido pouco utilizados para medir características de neve, em relação a outras informações obtidas com auxílio de sensoriamento remoto. Apesar dessa análise apresentar algumas limitações, os dados térmicos são de grande utilidade para reconhecer a fronteira entre zonas com cobertura de neve e superfícies descobertas (REZAEI, 2004). Assim como nas imagens do visível e infravermelho próximo, nuvens limitam o uso de imagens infravermelhas térmicas, ou seja se houver nuvens, a temperatura acima delas será medida.

A energia envolvida na porção de 3,0 a 20,0 μm (infravermelho termal) é proveniente basicamente de vibrações moleculares decorrentes da temperatura dos corpos. Todos os materiais com uma temperatura superior a 0 K emitem radiação eletromagnética. Essa radiação é função basicamente da temperatura do corpo e de sua emissividade. Para um corpo formado por determinado material, a energia radiante só depende de sua temperatura. Dessa forma, quanto maior for a energia radiante detectada pelo sensor, maior a sua temperatura (NOVO, 2011).

A emissividade é a capacidade de um objeto em emitir energia infravermelha, e a neve seca na região do infravermelho termal varia entre 0,965–0,995 μm . Considerando que a neve é um excelente refletor, pela lei de Kirchoff, poderia se deduzir que sua emissividade é baixa. Entretanto, a 273 K, a máxima emissão de energia se dá em 10,5 μm (Figura 14), o que faz da neve um perfeito corpo negro nesta região do infravermelho (JENSEN, 2009; REES, 2006). As fontes de radiação termal podem se distinguir em três tipos no que diz respeito à emissividade: a) as que se comportam como corpos negros e cuja emissividade é igual a 1 (absorve toda a radiação eletromagnética que incide no objeto, nenhuma luz o atravessa nem é refletida); b) as que se comportam como corpos cinza e cuja emissividade é uma constante menor do que 1; c) as fontes seletivas, cuja emissividade varia espectralmente (NOVO, 2011).

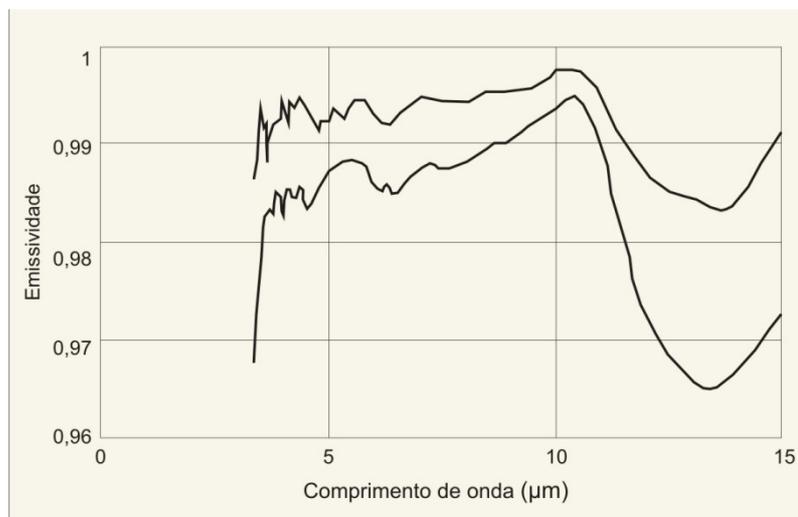


Figura 14: Emissividade do infravermelho termal de duas amostras de neve. Fonte: ZHANG, 2005.

Os dados obtidos com sensoriamento termal geralmente possuem alguns erros, explicando assim sua pouca utilização. Comparações realizadas entre a temperatura obtida com sensoriamento remoto e aquela obtida em campo mostra desvios consideráveis, geralmente uma superestimação ou subestimação da ordem de 10°C, o que provavelmente se deve às condições atmosféricas (ORHEIM e LUCCHITTA, 1988). A suposição de que a neve é um corpo negro também pode levar a uma subestimação da temperatura. Contudo, erros na estimativa da temperatura da neve a partir de satélites provavelmente estarão mais ligados à problemas na transmissividade atmosférica do que da incerteza na emissividade da neve (WARREN, 1982).

4.1.3 Nuvens

Um grande problema nos estudos glaciológicos utilizando sensoriamento remoto óptico é a presença de nuvens nas imagens, o que pode dificultar a interpretação e até impossibilitar a visualização da área de estudo. Para se diferenciar nuvens de neve é possível utilizar a porção do infravermelho médio do espectro eletromagnético (1,55–2,35 μm) porque nessa faixa nuvens refletem quantidades substanciais de energia, enquanto que a reflectância da neve aproxima-se de zero (HALL *et al.* 1985).

Nas bandas do visível, as nuvens podem ser facilmente distinguidas da neve devido à textura, mas em alguns períodos, como a primavera, nuvens e neve saturam o sensor. Além disso, no processamento de imagens no computador, a textura é mais difícil de analisar do que a informação espectral. Outro aspecto relevante, é que as nuvens podem ser mais quentes ou frias que a superfície da neve de modo que não se pode distinguir de forma confiável esses

alvos nos comprimentos de onda térmica. Propriedades que permitem diferenciar espectralmente estes alvos são, em ordem de importância (DOZIER, 1989):

- Partículas e cristais de gelo na nuvem são menores que os grãos de neve. Gotículas de água na nuvem geralmente tem tamanhos de raios inferiores a $10\ \mu\text{m}$, ainda que cristais em nuvens cirrus podem chegar a $40\ \mu\text{m}$;
- Na maioria dos comprimentos de onda da região óptica, água e gelo possuem índices de reflexão similares (Figura 15), mas o gelo é levemente mais absorvente entre $1,55$ e $1,7\ \mu\text{m}$ (Banda 5 do satélite Landsat TM e ETM+).
- A superfície da neve é usualmente mais espessa que as nuvens, portanto, na região do visível a neve é algumas vezes mais brilhante, porque a luz incidente na nuvem é transmitida através dela. Nuvens mais espessas, contudo, são tão brilhantes quanto a neve, sendo assim elas não podem ser distinguidas nessa região do espectro eletromagnético. Nuvens do tipo Cirrus são usualmente menos espessas e tem menos água por unidade de área.

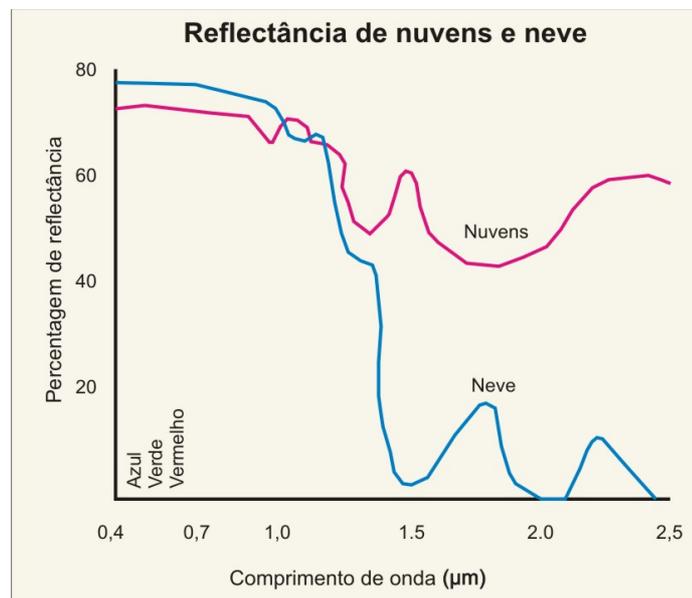


Figura 15: Reflectância de nuvens e neve no intervalo de comprimentos de onda de $0,4$ a $2,5\ \mu\text{m}$. Fonte: (JENSEN, 2009).

4.1.4 Características dos sensores imageadores

O sensoriamento remoto é realizado usando um instrumento chamado de sensor. A maioria dos instrumentos de sensoriamento remoto registra a REM (Radiação

Eletromagnética) a partir da fonte ou, indiretamente, por reflexão para o sensor. Mudanças na quantidade ou propriedade da REM tornam-se, pela detecção do sensor, uma valiosa fonte de dados para interpretação de fenômenos terrestres (JENSEN, 2009).

Os sensores imageadores possuem 4 características que devem ser consideradas na escolha do instrumento adequado para a pesquisa em questão (JENSEN, 2009; NOVO, 2011):

- **Resolução espacial:** é a capacidade do sensor distinguir objetos numa imagem. Ela indica o tamanho do menor elemento da superfície individualizado pelo sensor na imagem;
- **Resolução espectral:** É o número e a dimensão (tamanho) de intervalos de comprimentos de onda específicos (chamados de bandas ou canais) no espectro eletromagnético aos quais um instrumento de sensoriamento remoto é sensível;
- **Resolução radiométrica:** descreve sua habilidade de diferenciar variações no nível de energia emitida, refletida ou retroespalhada que deixa a superfície de determinado alvo. Essa energia possui diferenças de intensidade contínuas, as quais precisam ser detectadas, registradas e reproduzidas pelo sensor. Frequentemente, a resolução radiométrica é expressa em termos do número de dígitos binários, ou bits, necessários para representar a variação de valores disponíveis. Dessa forma, dados com 8 bits de resolução radiométrica tem 256 níveis de brilho;
- **Resolução temporal:** geralmente se refere a frequência que o sensor registra imagens de uma determinada área. A resolução temporal do Landsat 7 ETM+, por exemplo, é de 16 dias.

4.1.5 Sensores imageadores e sua aplicação na Antártica

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

O sensoriamento remoto hiperspectral permite obter medidas radiométricas de um alvo em um grande número de estreitas bandas espectrais, enquanto sensores remotos multiespectrais tradicionais, produzem imagens de baixa resolução espectral, com bandas abrangendo centenas de nanômetros de largura.

4.1.5.1 Sensores multiespectrais

No sensoriamento remoto em geral, há um impasse entre resolução espacial e temporal. No caso das aplicações hidrológicas, que requerem medições frequentes, os instrumentos mais utilizados são o da série NOAA e sensor MODIS, que possuem dados disponíveis diariamente, mas sua resolução espacial é da ordem de 1 km. Instrumentos de resolução espacial melhor como o ASTER (chega a 15 m), possuem um ciclo de repetição de 16 dias (REES, 2001).

A cobertura global começa com o NOAA-6 em junho de 1979, com aquisições disponíveis no período da manhã e tarde. O instrumento original de quatro bandas, 1, 2, 3B e 4 é utilizado para mapeamento da superfície, nuvens e temperatura da superfície do mar. A banda 5 foi adicionada para melhorar a correção atmosférica para o monitoramento da temperatura da superfície do mar. No instrumento com 6 bandas, a banda 3A foi adicionada para discriminação entre neve e nuvens (CAMPBELL, 2011).

O *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) também é usado para determinar o albedo da neve. O uso do AVHRR, com resolução de 1100 m é aceitável para mantos de gelo, como a Groenlândia, onde a cobertura de neve ocupa uma grande área, e em condições semelhantes ao longo do ano. Em massas de gelo menores e com derretimento sazonal da neve, a interpretação é difícil (REES, 2006).

O satélite Terra foi lançado em 1999 com 3 instrumentos que são usados para o mapeamento da neve: MODIS, MISR (*Multi-angle Imaging Spectroradiometer*) e ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission e Reflection Radiometer*). O satélite Aqua, foi lançado em 2002 e também carrega o MODIS, que possui 36 bandas com resoluções espaciais que variam de 250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), a 1 km (29 bandas). O sensor MISR possui quatro bandas espectrais (azul, verde, vermelho, infravermelho próximo). Seus principais usos para a neve são a medição de albedo e estimativa da cobertura de neve sob um dossel florestal.

O ASTER explora o sinal tanto de radiação refletida quanto de emitida. Tem 15 faixas, quatro no infravermelho visível e próximo com resolução espacial de 15 m, seis na região do infravermelho de ondas curtas com resolução espacial de 30 m, e 5 no infravermelho termal com resolução espacial de 90 m. As aplicações do sensor ASTER vão desde o mapeamento de pixels de neve, tamanho do grão (SHI e DOZIER, 1995), e temperatura, mas as aplicações publicadas até agora abordam principalmente o mapeamento e inventário de geleiras.

4.1.5.2 Sensores hiperespectrais

Técnicas de classificação de pixels, usando dados multiespectrais são utilizadas por muitos autores, no entanto, para certas aplicações há um limite na resolução espectral do sensor do satélite, o que restringe a utilidade desses dados. Os dados hiperespectrais fornecem informações mais detalhadas do que os sensores tradicionais multiespectrais (MASSOM, 2006).

O sensor AVIRIS (*Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer*), por exemplo, possui 224 bandas espectrais. O AVIRIS têm sido utilizado como fonte de dados, para investigações hiperespectrais, de grande parte dos estudos publicados envolvendo sensoriamento remoto da neve (DOZIER, 1989).

Hyperion é um sensor a bordo do satélite EO-1, e coleta dados em 220 canais espectrais que variam de 357 nm a 2576 nm com largura de banda de cerca de 10 nm. O instrumento tem uma resolução espacial de 30 m para todas as bandas com a faixa padrão de largura de 7,7 km. O sensor Hyperion fornece as bandas espectrais adequadas para o estudo da neve (REES, 2006).

4.1.5.3 Sistemas ativos

Os dados de sensoriamento remoto são coletados usando sistemas ativos ou passivos. Nos sistemas ativos de sensoriamento remoto não há dependência da energia eletromagnética do Sol, ou das propriedades termais da Terra. Os sensores remotos ativos geram a sua própria energia eletromagnética, que é transmitida do sensor para a superfície do terreno, interage com este produzindo um retroespalhamento da energia, e é registrada pelo receptor do sensor remoto. Os sistemas de sensoriamento remoto ativos mais utilizados incluem (JENSEN, 2009):

- **RADAR** (*Radio Detection and Ranging*) se baseia na transmissão de microondas de comprimento de onda mais longos, entre 3–25 cm, através da atmosfera, e na detecção da quantidade de energia retroespalhada pela superfície do terreno;
- **LIDAR** são baseados na transmissão de energia de comprimentos de onda relativamente curtos da luz laser através da atmosfera e na detecção da quantidade de energia retroespalhada pela superfície do terreno;

- **SONAR**, são baseados na transmissão de ondas sonoras através da coluna de água e na detecção da quantidade de energia retroespalhada pelo fundo, ou objetos no interior da coluna da água.

O principal avanço no sensoriamento remoto por radar foi obtido com a melhoria na resolução em azimute através do desenvolvimento do radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar* - SAR). Em um sistema de radar de abertura real o tamanho da antena é inversamente proporcional à largura angular do feixe de radar que iluminará o terreno. Assim, os engenheiros desenvolveram uma forma para sintetizar (simular) uma antena de tamanho muito grande (MASSOM, 2006; JENSEN, 2009).

Desde o lançamento do primeiro satélite SAR a bordo do satélite SEASAT em 1978, esse radar de sensoriamento remoto tem se mostrado uma importante ferramenta para a investigação de geleiras, em virtude de sua capacidade de mapear locais com alta cobertura de nuvens, como ocorre em algumas partes da Antártica e adquirir medições de alta resolução. Disponibiliza informações que complementam dados de sensores visíveis e sensoriamento termal devido a sua sensibilidade à rugosidade da superfície e a sua capacidade para penetrar no pacote de neve e fornecer características sobre a estrutura interna, as propriedades e o estado das camadas de gelo (MASSOM, 2006).

4.1.6 Landsat (*Land Remote Sensing Satellite*)

As imagens de satélite utilizadas para delimitar as variações das frentes de geleiras da ilha Renaud serão da série Landsat (*Land Remote Sensing Satellite*). Mesmo que os primeiros sensores do Landsat não estejam há longo tempo em operação, se conseguiu adquirir um grande acervo de imagens que estão disponíveis como uma importante referência para estudos ambientais em diferentes áreas do planeta (CAMPBELL, 2011).

O lançamento da série de satélites LANDSAT (Quadro 2) foi um marco para a história do sensoriamento remoto. Em 1972 foi lançado o Landsat 1, chamado na época de ERTS (*Earth Resource Technology Satellite*) que introduziu a tecnologia do sensor MSS (*Multispectral Scanner System*) e também da observação sistemática de dados da superfície da terra em uma escala razoável (79 m). O sucesso do Landsat 1 foi seguido por plataformas multiespectrais compatíveis, o Landsat 2 e 3 lançados respectivamente em 1975 e 1978. O Landsat 4 começou a operar em 1982, com o MSS e também uma grande novidade, o sensor

TM (Thematic Mapper), projetado para dar suporte às pesquisas nas mais diversas áreas temáticas.

O Landsat 5 também tem a bordo o sensor TM. A fim de coincidir com a largura da faixa de imageamento do Landsat 1, 2 e 3, a altitude do sistema sensor TM foi baixada, permitindo à série um ciclo de repetição de 16 dias. A série TM melhorou a resolução espectral, radiométrica e espacial (30 m), bem como a inserção de uma faixa térmica (resolução espacial de 120 m). Em 15 abril de 1999 uma terceira geração da série Landsat foi colocada em órbita. Este novo satélite tinha o sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), um sistema com duas melhorias notáveis, a primeira é a inclusão de uma banda pancromática (banda 8) com 15 m de resolução espacial; em segundo lugar, o sensor ETM + incluiu dois canais infravermelhos térmicos (banda e 6-A e 6-B) com 60 m de resolução (REES, 2006).

Quadro 2: Intervalos espectrais das bandas dos sensores TM e ETM+ do satélite Landsat. Fonte: Rees (2006).

| (Banda) | TM | ETM+ |
|----------------------------------|-----------|-------------|
| 1 (azul) | 0,45–0,52 | 0,45–0,52 |
| 2 (verde) | 0,52–0,60 | 0,53–0,61 |
| 3 (vermelho) | 0,63–0,69 | 0,63–0,69 |
| 4 (Infravermelho próximo) | 0,76–0,90 | 0,75–0,90 |
| 5 (Infravermelho médio) | 1,55–1,75 | 1,55–1,75 |
| 7 (Infravermelho médio) | 2,08–2,35 | - |
| PAN | - | 0,51–0,79 |

Em 2013 foi lançado o LANDSAT 8, com dois novos sensores, o sensor espectral OLI e o sensor termal TIRS, resultando na melhora da resolução espectral. Em relação a resolução espacial, as bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, e 9 possuem uma resolução de 30 metros; as bandas termais 10 e 11 possuem uma resolução de 100 metros; e a banda 8 (pancromática) possui uma resolução de 15 metros (NASA, 2013).

Na banda TM 1 do Landsat, a característica mais evidente é a saturação do sensor em áreas com presença de neve e *firn*. O contraste elevado entre o gelo limpo e “sujo” é devido à forte dependência da reflectância com a concentração de sedimentos, essa diferença de contraste pode ser utilizada para identificar e mapear geleiras. A reflectância espectral nas bandas TM 2 e TM 3 (Figura 16) é muito semelhante e a maioria dos efeitos descritos acima para a banda TM 1, mas reduzidos em intensidade. A banda TM 4 é da região do

comprimento de onda do infravermelho próximo (NIR), sendo que a reflectância da neve é menor no NIR do que nos comprimentos de onda do verde e vermelho (TM 2 e TM3) (HALL *et al.* 1985). A banda TM 4 é modestamente sensível ao tamanho do grão e a reflectância da neve.

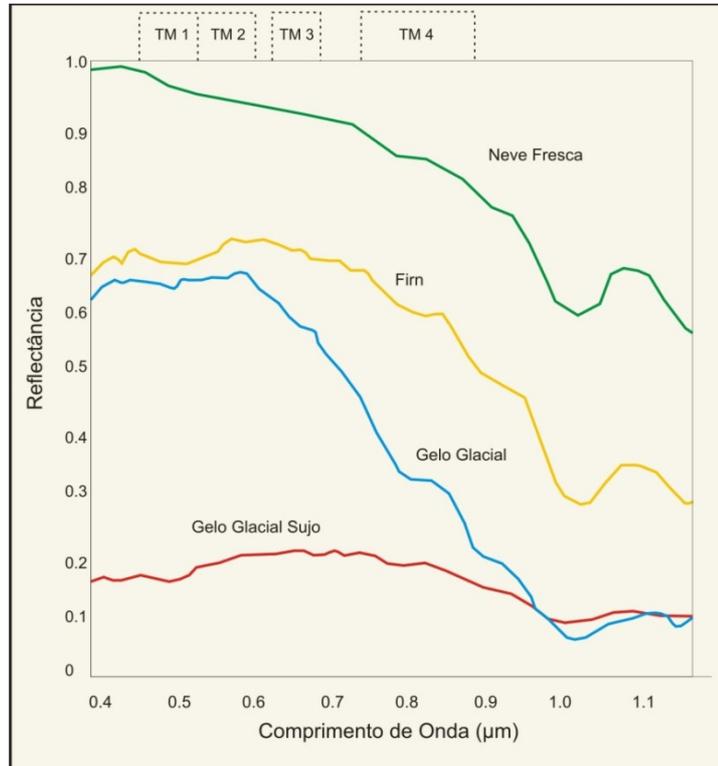


Figura 16: Propriedades radiométricas da neve e do gelo. TM 1–4 indica bandas do sensor TM do Landsat.

Fonte: Cuffey e Paterson (2010).

Nas bandas TM 1 e TM 2, a neve brilha mais que outras feições naturais, e na banda 5 as nuvens são geralmente mais refletoras que a neve. Superfícies com grãos de tamanho maior podem ser distinguidas de áreas com grãos menores na superfície da neve, usando as bandas TM 2, TM 4 e TM 5 (DOZIER, 1989). Estimativas quanto ao tamanho do grão de neve depende das bandas 4 e 5, o que remete ao comprimento de ondas de 0,76–0,90 e 1,55–1,75 µm, respectivamente.

As maiores mudanças na reflectância de gelo e neve acontecem na banda TM 5. O gelo glacial limpo absorve quase toda a radiação e os baixos números digitais (DNs) aparecem quase pretos em uma tabela de cores linear de 0 (preto) a 255 (branco), enquanto as regiões cobertas de neve aparecem em cinza muito escuro. Os valores mais elevados dos tons de cinza ficam para as regiões mais brilhantes. Assim, segundo Jensen (2009) a banda 5 (1,55–1,75 µm) do Landsat Thematic Mapper pode ser usada para discriminar a neve da

cobertura de nuvens (Figura 17 A) e uma forma ainda melhor em composições de falsa cor com as bandas TM 5, 4 e 3, com vermelho, verde, azul, respectivamente (Figura 17 B).

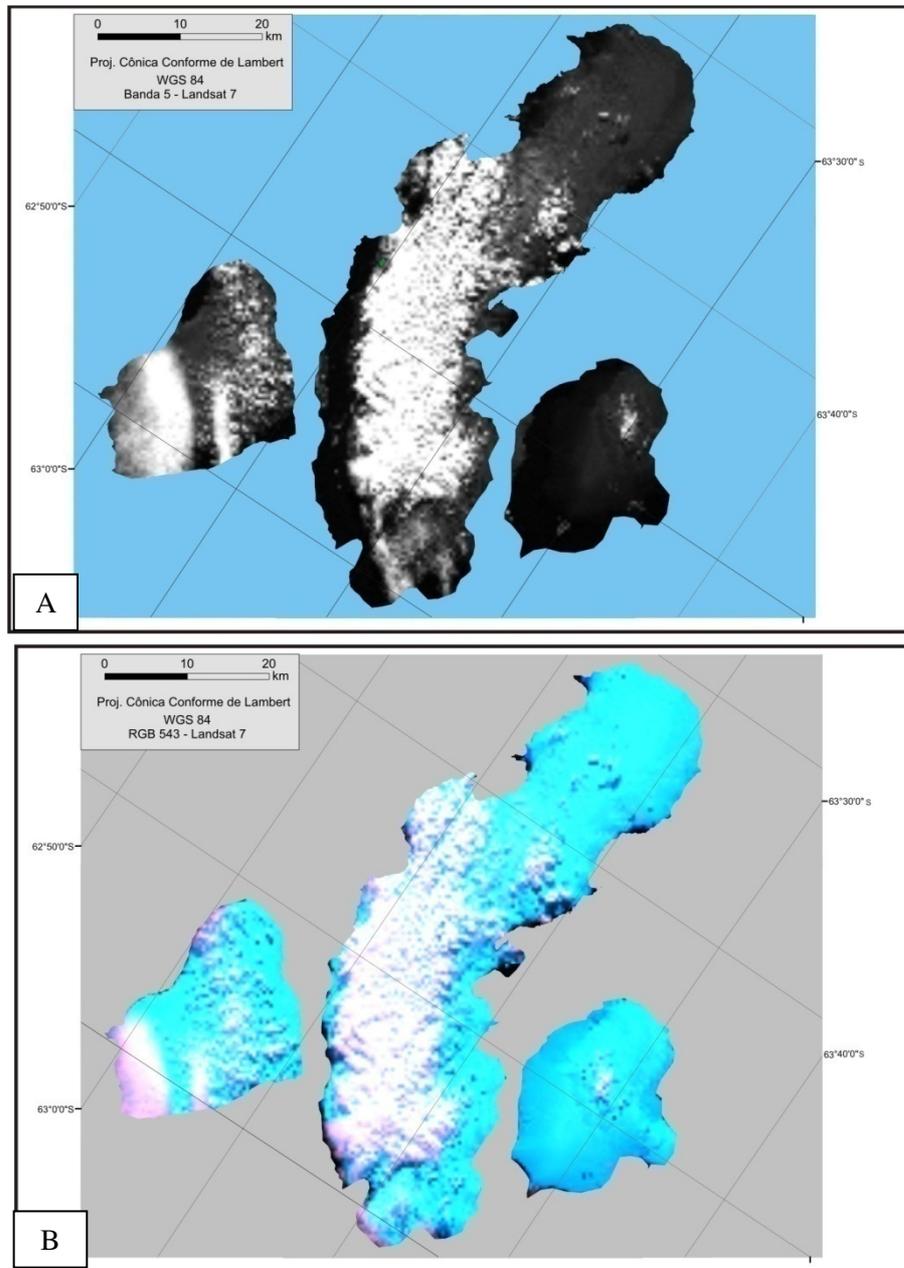


Figura 17: Diferenciação de nuvens e neve, segundo a banda 5 do Landsat ETM 7 (A) e composição falsa cor RGB 5,4,3(B).

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

Após analisar aspectos da radiação eletromagnética, seu comportamento e sua interação com a neve, pode-se dizer que a escolha do sensor e assim da faixa do espectro

eletromagnético (banda) a ser considerada irá depender do objetivo da pesquisa. As microondas, por exemplo, apresentam uma boa aplicação na distinção de áreas cobertas e descobertas por neve e na estratigrafia, e produzem imagens sob todas condições do tempo, enquanto que a região do Visível e do Infravermelho Próximo é mais indicada para estudos envolvendo albedo, e não pode ser utilizada para a estratigrafia e estudos envolvendo a temperatura superficial da cobertura de neve (Quadro 3).

Quadro 3: Propriedades da neve e sua interação com faixas do espectro eletromagnético. Fonte: Campbell (2011).

| Propriedades da neve | Faixa do espectro eletromagnético | | | |
|--|-----------------------------------|-------------------------------|----------------------|------------|
| | Raios gama | Visível/infravermelho próximo | Infravermelho termal | Microondas |
| Áreas com cobertura de neve | Baixo | Alto | Médio | Alto |
| Profundidade | Médio | Muito superficial | Baixo | Médio |
| Estratigrafia | Não | Não | Não | Alto |
| Albedo | Não | Alto | Não | Não |
| Conteúdo de água líquida | Não | Baixo | Baixo | Alto |
| Temperatura | Não | Não | Médio | Baixo |
| Derretimento da neve | Não | Baixo | Baixo | Médio |
| Fator adicional: Todas as condições de tempo | Não | Não | Não | Sim |

4.2 Classificação das imagens

Nas imagens espaciais e aéreas, pode-se visualizar vários objetos de diferentes tamanhos e formatos. Alguns desses objetos podem ser facilmente identificáveis enquanto outros não, dependendo da própria percepção individual e a experiência do pesquisador. A interpretação da imagem de satélite consiste justamente na possibilidade de identificar as feições e comunicar essa informação para outros.

Um estudo sistemático em sensoriamento remoto geralmente envolve a observação de alguns aspectos básicos das imagens de satélite. Algumas características podem ser utilizadas, para facilitar a interpretação e classificação, sendo as principais: tamanho, formato, padrão, matiz, textura, sombras, lugar, associação e resolução (LILLESAND e KIEFER, 2000). No

caso do sensoriamento remoto da neve, muitos das características abaixo descritas não são identificáveis, sendo a textura e matiz, os aspectos mais importantes.

- **Formato** se refere a forma geral, configuração, ou contorno de objetos individuais. A forma de alguns objetos é tão distinta que suas imagens podem ser classificadas somente por esse critério. Nem todas as formas são possíveis de serem identificadas, mas cada formato tem seu significado para quem está analisando a imagem;
- **Tamanho** dos objetos na imagem devem ser considerado no contexto da escala da imagem. Tamanhos relativos entre objetos em imagens com a mesma escala devem ser considerados;
- **Padrão** se refere ao arranjo espacial dos objetos. A repetição de certas formas gerais ou relações é característica de alguns alvos, naturais ou construídos, e dão aos objetos um padrão que ajuda no reconhecimento durante a interpretação da imagem;
- **Textura** é a frequência de mudanças de tom na imagem. Textura é produzida por uma agregação de feições unitárias que são tão pequenas para serem discernidas individualmente na imagem, como folhas de árvores. É um produto do tamanho, forma, padrão, sombra e tonalidade individual. Se a escala da imagem é reduzida, a textura de algum objeto ou área torna-se progressivamente mais fino e por fim desaparece. Um interpretador pode frequentemente distinguir entre feições com reflectâncias similares se baseando em texturas diferentes;
- **Matiz** se refere ao brilho relativo ou cor dos objetos na imagem. Sem diferenças de cor, a forma, tamanho e texturas, os objetos não podem ser identificados;
- **Sombras** são importantes para interpretar dois aspectos: (1) a forma ou contorno de uma sombra pode fornecer uma visão do perfil dos alvos e (2) objetos com sombras refletem pouca luz e são muito difíceis de distinguir na imagem. As sombras resultantes de suaves variações na elevação do terreno, especialmente no caso de baixos ângulos solares na imagem, podem ajudar no reconhecimento de variações topográficas naturais e que podem auxiliar na análise de feições geológicas.
- **Lugar** se refere a localização topográfica ou geográfica e é particularmente importante na ajuda da identificação de tipos vegetais. Por exemplo, algumas espécies de árvores podem ocorrer em locais bem drenados, ou então em áreas úmidas.
- **Associação** se refere à ocorrência de certas feições em relação à outras.

- **Resolução** depende de muitos fatores, mas isso sempre impõe um limite na interpretação porque alguns objetos são muito pequenos ou têm um contraste muito pequeno para ser identificado na imagem;

A classificação digital de uma imagem usa a informação espectral, representada pelos níveis digitais de uma ou mais bandas espectrais, para classificar cada célula segundo a classe temática de ocupação dominante. A imagem resultante é constituída por um novo mosaico de células, ou seja, um mapa temático gerado a partir da imagem original (CAMPBELL, 2011).

Há três métodos para classificação de imagens (LILLESAND e KIEFER, 2000):

- **Não-supervisionada**, quando o usuário não possui conhecimento prévio das classes temáticas presentes na imagem, deixando que o algoritmo as defina;
- **Supervisionada**, o usuário orienta a classificação das classes temáticas através da aquisição de amostras;
- **Híbrida**, utiliza em conjunto, as duas abordagens citadas anteriormente.

Outro método híbrido é quando usa-se a classificação da imagem por um determinado algoritmo e, posteriormente, o usuário utiliza seus conhecimentos pela interpretação visual para realizar correções de possíveis erros que ocorrem durante a classificação (NOVO, 2011). Em alguns casos é necessário ainda realizar uma pós-classificação na imagem para uniformizar os temas, ou seja, eliminar pontos isolados, classificados diferentemente de sua vizinhança (LILLESAND e KIEFER, 2000).

4.3 Georreferenciamento

Uma característica importante da ciência do sensoriamento remoto é a possibilidade de obter registros de feições da Terra em um momento único no tempo. Assim, registros múltiplos da mesma feição terrestre obtida ao longo do tempo podem ser úteis na identificação de processos em desenvolvimento e para realizar previsões (JENSEN, 2009).

Quando uma imagem é captada por um sensor de um satélite pode conter erros na geometria e na medida de valores de brilho de algum pixel. Erros radiométricos podem resultar da instrumentação usada para captar a imagem ou dos efeitos da atmosfera, enquanto problemas nos próprios sensores, a curvatura da Terra e variações na posição e altitude da plataforma de sensoriamento remoto podem conduzir a erros geométricos graves. É

necessário frequentemente realizar correções nos valores de brilho e geometria da imagem, para que a qualidade da interpretação seja razoável, isso é realizado manualmente ou por algum *software* (RICHARDS e JIA, 2006).

Um georreferenciamento, para ser útil, deve ser compatível a uma escala espacial, ou seja todos os dados geográficos utilizados devem estar georreferenciados em relação à uma base cartográfica, utilizando o mesmo *Datum* e Sistema de Projeção. Isso pode ser problemático quando um sistema de georreferenciamento serve para vários objetivos, ou é usado por mais de uma agência com diferentes prioridades (LONGLEY, 2005).

Contudo, em áreas cobertas por neve, é difícil encontrar pontos que estejam sempre visíveis e que sirvam de ponto de coleta para o georreferenciamento. Segundo Ahlert (2005), a seleção de pontos de controle em áreas com presença de neve e gelo deve-se restringir somente aos locais com solo/rocha aparente, mas é necessário ter cautela, pois grande parte desses locais se encontram junto à linha de costa. O uso de pontas proeminentes no oceano, como pequenas penínsulas, podem ter sua extremidade variável em função da variação da maré. As áreas de contato rocha/gelo/oceano estão sujeitas, ainda, as variações da extensão do gelo.

4.4 Modelos Digitais de elevação

Modelos digitais de elevação (MDE) são de fundamental importância para muitos estudos de geociências e ambiente na Antártica. Um conhecimento exato da topografia da superfície também é essencial para melhorar a capacidade de usar dados de sensoriamento remoto no mapeamento e estudo da Antártica (LIU *et al.* 2001). Dados de elevação podem ser utilizados para delimitar a divisão de bacias de drenagem glacial, a direção do fluxo do gelo e juntamente com os dados de espessura de gelo, para calcular a velocidade de deformação de gelo e dar uma medida das condições do relevo basal (MASSOM, 2006).

O uso de radares e sensores de laser para a obtenção de dados de altimetria fornece a cobertura espacial com precisão adequada para reduzir incertezas quanto da avaliação do balanço de massa dos mantos de gelo da Antártica e Groelândia (MASSOM, 2006).

As principais bases topográficas da Antártica são aquelas do RADARSAT *Antarctic Mapping Project* (RAMP), Bedmap e o Modelo Digital de Elevação Global (ASTER GDEM), sendo que o único MDE disponível para toda ilha Renaud é a do RAMP.

O RADARSAT-1 foi desenvolvido pela *Canadian Space Agency* (CSA) e foi lançado em 4 de novembro de 1995. Em 1997, um esforço conjunto da NASA e da CSA culminou com a criação do RADARSAT Antarctic Mapping Project (RAMP). Para execução do projeto RAMP, o RADARSAT teve sua antena SAR apontada para a Antártica. Isso permitiu pela primeira vez o mapeamento de alta resolução de todo o continente. A versão 2 do RAMP DEM melhora a versão original, incorporando novos dados topográficos, correções de erros, cobertura estendida e outras modificações (LIU *et al.* 2001).

Outra fonte importante de dados é o Bedmap (LYTHE e VAUGHAN, 2001), que inclui o mapeamento da topografia de toda área ao sul do paralelo de 60°S, proporcionando uma melhor delimitação da fronteira entre o Leste e Oeste da Antártica, e fornece novas informações sobre a morfologia da porção leste do continente. O projeto Bedmap 2, parte do Ano Polar Internacional (2007–2009), teve como objetivo reunir todos os novos dados sobre a espessura do gelo e topografia do substrato rochoso da Antártica. O Bedmap 2, assim como o Bedmap 1, é formado por três conjuntos de dados: elevação da superfície, espessura do gelo e topografia do substrato. Os pesquisadores usaram dados de satélites, de aviões e pesquisas baseadas na superfície para a elaboração de dados topográficos com maior resolução, maior cobertura e maior precisão.

Outro conjunto de dados importantes é o Modelo Digital de Elevação Global (GDEM) baseado em imagens do sensor ASTER. Os dados GDEM originais são precisos para as regiões costeiras da Península Antártica, mas contêm grandes erros em outras regiões. O ASTER GDEM 2 oferece um conjunto de dados (MDE) com resolução espacial de 30 m para a Península Antártica, e foi desenvolvido utilizando um novo método específico para suavizar os dados nas regiões erroneamente mapeadas pelo GDEM original (COOK *et al.* 2012).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Base de dados

O trabalho científico na Antártica e seu apoio operacional depende de uma base geográfica confiável e consistente. A base do SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*) chamada *Antarctica Digital Database* (ADD) tem como objetivo fornecer um mapa topográfico compilado a partir da melhor informação geográfica disponível internacionalmente para todas as áreas (ADD, 2013). A maior limitação desse banco de dados está relacionada à sua escala, com poucas exceções não ultrapassando 1:250.000, tornando impossível a geração de mapas mais detalhados. Contudo, a ilha Renaud não possui produtos cartográficos com escala mais detalhada que a fornecida pelo ADD (versão 6) utilizada nesta dissertação.

As imagens de satélite foram escolhidas segundo um critério temporal e com menor cobertura de nuvens, possibilitando assim a detecção das mudanças nas frentes das geleiras. Dessa forma, foram selecionadas 4 imagens, sendo duas do sensor TM do LANDSAT 5 de 18/02/1986 e 23/02/1997, e outra do sensor ETM+ do LANDSAT 7 de 07/03/2007, disponíveis online no site do Serviço Geológico Norte Americano (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). Contudo, somente as bandas 5, 4 e 3 e a termal estavam disponíveis para aquisição, limitando assim análises mais aprofundadas no campo espectral. A quarta imagem utilizada para exame da dinâmica da frente da geleira foi do LIMA (*Landsat Image Mosaic of Antarctica*), de 27 de setembro de 1999. Trata-se de uma imagem sem nuvens e com resolução espacial de 15 metros, contudo com disponibilidade de *download* somente para as bandas 3, 2 e 1 no site <http://lima.usgs.gov/>.

Também foram obtidas duas imagens do sensor ASTER de 13 de abril de 2004, disponível no site <http://earthexplorer.usgs.gov/> e adquirida por intermédio do LACRIO/FURG (Laboratório de Monitoramento da Criosfera). Foi necessário realizar um mosaico com as imagens ASTER no *software* ArcGISTM 10.1 (ESRI, Inc.) para visualização da área de estudo.

5.2 Métodos e técnicas

Todos os dados do ADD encontram-se na projeção Estereográfica Polar, com o paralelo padrão 71°S e o meridiano central 0°, os dados foram transformados para a Projeção

Cônica Conforme de Lambert, com origem no Polo Sul geográfico e o esferóide usado foi o WGS 84 para reduzir as distorções na escala de trabalho adotada.

5.2.1 Georreferenciamento

Para o georreferenciamento foi utilizada a imagem Landsat 7 de 27/09/1999 referente à ilha Renaud (Figura 18 D). Essa imagem não possui cobertura de nuvem e sua resolução espacial é de 15 metros e serviu como base para georreferenciamento das demais imagens Landsat (Figura 18 A, B, C).

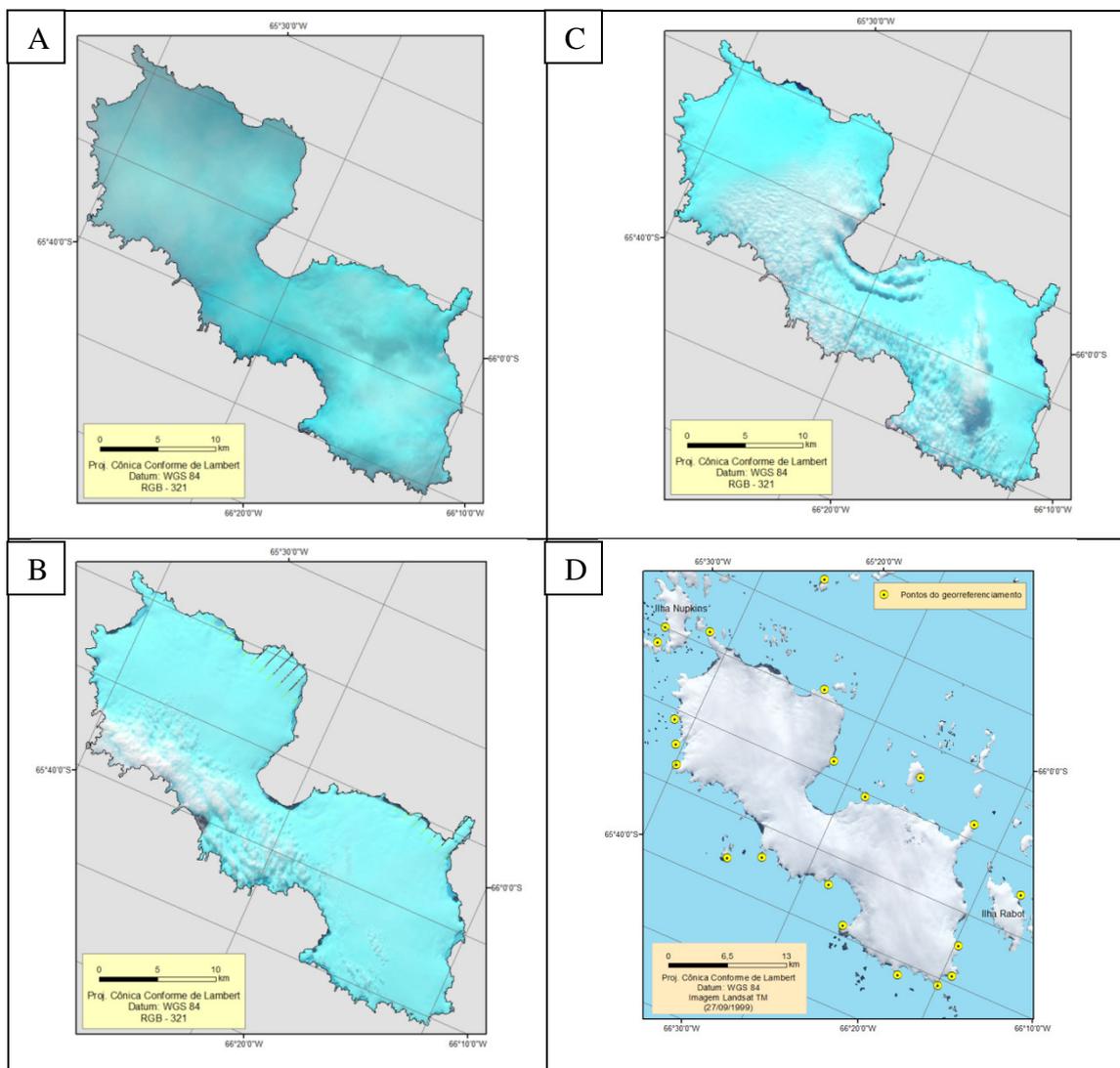


Figura 18: Imagens LANDSAT 5 e 7 que foram utilizadas para o monitoramento da massa de gelo da ilha Renaud (A, B, C) de 1986, 1997 e 2007, respectivamente. Pontos amarelos na figura D foram utilizados como pontos de controle para georreferenciamento das imagens Landsat.

O co-registro das imagens foi realizado no *software* ENVI, sendo que valores de RMS (Erro Médio Quadrático por pixel) foram menores que 0,60, e o interpolador utilizado foi o Vizinho Mais Próximo. Dessa forma, o RMS para as imagens foi de 0,45, 0,53, 0,49, 0,54 para 1986, 1997, 1999 e 2007 respectivamente, e para a imagem ASTER o RMS foi de 0,49. Os 21 pontos para o co-registro foram espalhados por toda área da ilha Renaud e nas ilhas vizinhas, para evitar a distorção da imagem.

No caso da ilha Renaud, não existem áreas sem cobertura de gelo, portanto teve que se optar por pontos de georreferenciamento na linha de costa, apesar disso não ser aconselhável, pois estão sujeitos a variações em função da maré (conforme discutido na seção 4.3).

5.2.2 Dados topográficos

A base de dados topográficos utilizada foi a *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model - RAMP DEM* versão 2 (LIU *et al.* 2001), obtida gratuitamente do catálogo online do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) disponível em <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html> (Figura 19). Os modelos de elevação ASTER *Global Digital Elevation Model* (GDEM) versão 1 e ASTER GDEM versão 2, BEDMAP versão 1 e versão 2 não possuem dados para a área de estudo.

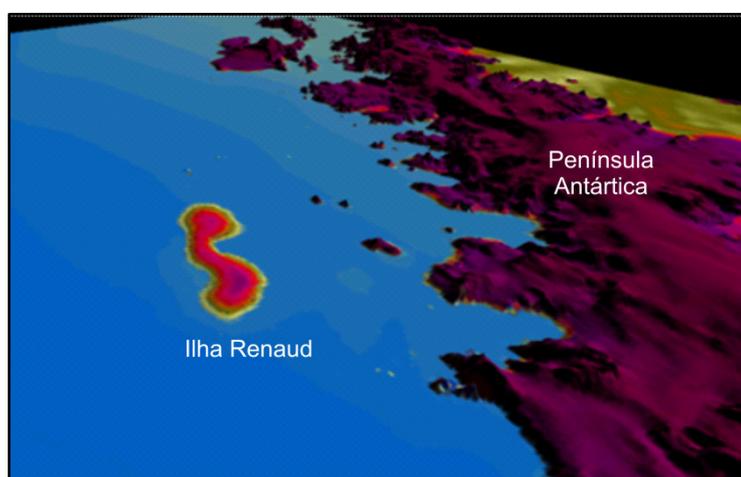


Figura 19: Modelo de elevação em 3D da ilha Renaud com dados do RAMP DEM 2 (com exagero vertical).

As imagens ASTER podem fornecer um MDE de resolução espacial de 15 m, a partir das bandas 3N (Nadir) e 3B (Back) utilizando o *software* ASTER DTM, cuja versão demonstrativa está disponível para *download* em: <http://www.sulsoft.com.br/asterdtm/>. Esse processamento foi realizado a partir da imagem ASTER disponível para a ilha, contudo não foi possível gerar o MDE devido à pouca densidade de dados.

5.2.2.1 Geração da carta de declividade, hipsometria, orientação das vertentes e direção de fluxo.

Os dados do RAMP DEM 2 tem baixa resolução espacial, 200 m, portanto foram realizados testes com interpolação de pixel para aumentar a detecção de detalhes. A resolução espacial é determinante, já que irá controlar a escala de detalhes que poderá ser obtida durante o mapeamento. Ou seja, quanto maior é a escala espacial, melhor o detalhamento das feições presentes no terreno.

Contudo, ao se aumentar a escala espacial por reamostragem do pixel, pode-se perder o potencial para individualização das feições. A perda de informações irá depender do método adotado, sendo que nessa pesquisa foi utilizada o interpolador bilinear do *software* ENVI 4.3. Considerando que essa reamostragem não foi satisfatória, se optou por trabalhar os dados em sua escala original, 200 m.

Segundo Andrada *et al.* (2013), apesar do RAMP DEM possuir menor resolução espacial, os resultados obtidos em sua investigação mostram que seus dados estão mais condizentes com o relevo da região da PA. Salienta-se que o RAMP DEM, além de possuir menos ruído, produziu melhores resultados que outros modelos analisados na pesquisa desenvolvida por Andrada *et al.* (2013).

Após a definição da escala espacial do pixel que seria utilizada (200 m), o arquivo do RAMP DEM foi importado para o *software* ArcGIS™ 10.1 (ESRI Inc.), transformado em formato GRID, gerado curvas de nível com equidistância de 20 m e, posteriormente, gerado o TIN (Rede Triangular Irregular, em português). A partir do arquivo TIN foi possível obter as informações de declividade e hipsometria da área de estudo.

As classes referentes à declividade foram delimitadas com intervalo de 1%, sendo 9% o valor máximo. As classes de altitude foram definidas com intervalos de 15 m, entre 10–145 m.

A delimitação das bacias de drenagem foi feita a partir da interpretação visual da imagem ASTER de 13/04/2004 e com base nas curvas de nível (equidistância de 5 m), declividade e direção de fluxo (OLIVEIRA *et al.* 2012), todos dados gerados a partir do RAMP DEM (Figura 20).

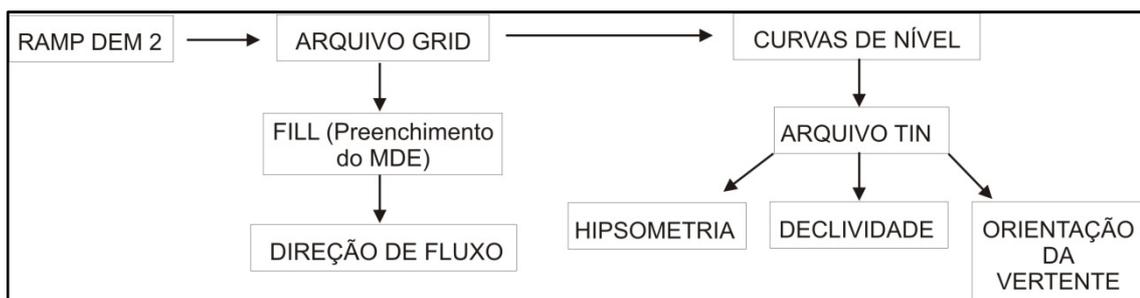


Figura 20: Sintetização do processamento dos dados do RAMP DEM 2 para a área de estudo.

O mapa de direção de fluxo (Figura 21) foi gerado com a ferramenta “Análise Espacial” do ArcGIS™ 10.1 (ESRI Inc.). A inclinação de cada uma dessas oito direções pode ser calculada tomando-se a diferença em elevação indicada pelo valor de DEM para cada um dessas oito localidades vizinhas e do valor no pixel a ser examinado (LILLESAND e KIEFER, 2000).

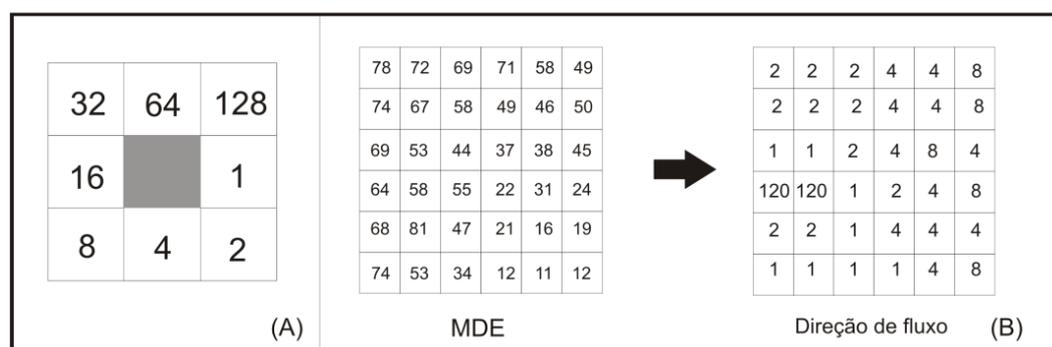


Figura 21: Determinação das direções de fluxo (LILLESAND e KIEFER, 2000). Numeração padronizada para cada direção de fluxo (A). Exemplo de geração de matriz de direção de fluxo a partir de MDE (B).

O mapa de orientação de vertente também foi gerado com base nos dados do RAMP DEM pela ferramenta “Aspect” do ArcGIS™ 10.1 (ESRI Inc.). As classes geradas foram: plano; Norte (0–22,5° e 337,5°–360°); Nordeste (22,5°–67,5°); Leste (67,5°–112,5°); Sudeste (112,5°–157,5°); Sul (157,5°–202,5°); Sudoeste (202,5°–247,5°); Oeste (247,5°–292,5°); e Noroeste (292,5°–337,5°).

5.2.3 Temperatura Superficial Estimada

Para elaboração do mapa de temperatura superficial estimada (TSE) das imagens Landsat (Figura 22) foi aplicada correção atmosférica automática do *software* ENVI, seguida

da utilização de parâmetros fixos de conversão de níveis de cinza da imagem (NC) para radiância, depois para temperatura Kelvin e finalmente para graus Celsius (°C) conforme metodologia discutida por Chander *et al.* (2009).

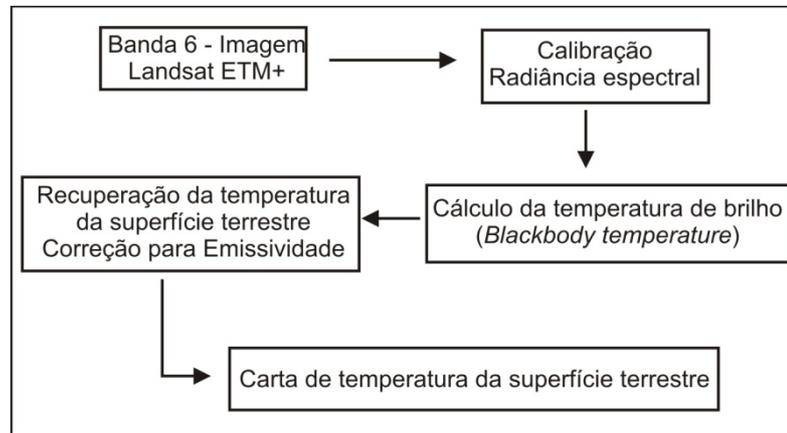


Figura 22: Sintetização da metodologia adotada para obtenção da temperatura superficial estimada.

Inicialmente executou-se a calibração Landsat para converter os números digitais para radiância espectral utilizando parâmetros fixos de conversão (CHANDER *et al.* 2009). A radiância espectral (L_{λ}) é calculada utilizando o *Spectral Radiance Scaling Method* cuja equação é:

$$L_{\lambda} = ((L_{m\acute{a}x} - L_{m\acute{i}n}) / (QCALMAX - QCALMIN)) \times (QCAL - QCALMIN) + L_{m\acute{i}n} \quad (1)$$

Onde: QCAL é calibrado em unidades de números digitais; $L_{m\acute{i}n\lambda}$ é a radiância espectral em $QCAL=0$; $L_{m\acute{a}x\lambda}$ é a radiância espectral em $QCAL=QCALMAX$ (17,040).

A metodologia foi utilizada com e sem a correção atmosférica, para comparar os resultados obtidos. Foi aplicada a correção atmosférica do tipo 6s (*Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*) (VERMOTE *et al.* 1997) que é uma modificação melhorada do método 5s (*Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*). Esse método foi elaborado no *software* ENVI e os parâmetros de entrada para a correção atmosférica são: as configurações das condições geométricas do satélite, dia, mês, latitude e longitude, modelo atmosférico, visibilidade horizontal, altura em relação ao alvo, sensor abordo do satélite e banda espectral.

As equações 1 e 2 foram aplicadas na banda termal (TM/ETM+6), já calibradas para radiância espectral, para recuperar a temperatura de brilho e realizar a correção para emissividade constante. Os parâmetros de valores K para as imagens são diferentes para imagens Landsat TM e para as imagens ETM+, sendo respectivamente 607,76 e 1260,56 (K1 e K2) e 666,09 e 1282,71 (K1 e K2).

$$T_B = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L\lambda} + 1\right)}$$

(2)

Onde: T_B é a temperatura de brilho; $K1$ é a constante de calibração para a banda termal 1; $K2$ é a constante de calibração para a banda termal 2; L é a radiância espectral.

$$S_\tau = \frac{T_B}{1 + (\lambda \times T_B / \rho) \times \ln \varepsilon}$$

(3)

Onde: λ é o comprimento de onda médio da radiação emitida em micrometros;
 $\rho = h \times \frac{c}{\sigma} = 1,438 \times 10^{-2}$ (mK), σ é a constante de Boltzman ($1,38 \times 10^{-23}$ J/K); h é a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$ Js), c é a velocidade da luz ($2,998 \times 10^8$ m s⁻¹), e ε é emissividade no intervalo entre 0,0 e 1,0.

A emissividade de um alvo é fator predominantemente determinado por sua temperatura (Quadro 4), contudo esta pode variar em diferentes faixas espectrais do infravermelho termal e depende também de condições como o tipo de material da superfície, compactação e rugosidade, dentre outros (LILLESAND e KIEFER, 2000). No caso específico da neve e gelo, o tamanho do cristal de gelo é o fator que mais influencia (HALL e MARTINEC, 1985).

Quadro 4: Fator de emissividade de alguns presentes na ilha Renaud. Fonte: Hall e Martinec, 1985.

| Alvo | Fator de emissividade |
|------------------|-----------------------|
| Água (oceano) | 0,98 |
| Gelo exposto | 0,97 |
| Neve | 0,99 |
| Áreas sombreadas | 0,97 |
| Rochas | 0,92 |

Após este procedimento, os valores de temperatura Kelvin foram subtraídos pelo seu valor absoluto (273,15), gerando a carta de temperatura de superfície em graus Celsius (°C), através da ferramenta “Matemática de bandas” do *software* ENVI. Os dados de TSE foram organizados em classes, entre 10 e -20°C.

5.2.3.1 Temperatura superficial estimada com imagem ASTER

O processamento da imagem da banda termal do sensor ASTER também foi realizado no *software* ENVI, mas antes foi feita a correção atmosférica. Em seguida foi realizada a Normalização da Emissividade, para obter os valores de emissividade e temperatura da imagem ASTER, onde o fator de escala do comprimento de onda (μm) foi de 1, o valor de emissividade assumido foi de 0,96 e o fator de escala dos dados foi de $1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$. A imagem de saída (A1) estava em Kelvin, sendo necessária realizar a conversão para Celsius, pela equação (A1 - 273,15). As classes de temperatura foram iguais as utilizadas para as imagens Landsat TM e ETM+.

Os dados de temperatura superficial obtidos com as imagens LANDSAT TM, ETM+ e com a imagem ASTER foram validados através da aplicação da mesma metodologia de obtenção da TSE para a ilha Adelaide, que possui as mesmas condições climáticas da ilha Renaud. As imagens utilizadas são da mesma data de passagem sobre a ilha Renaud em 1986 e 1997, sendo que a imagem de 2007 não estava disponível, e a imagem ASTER não foi adquirida. A ilha Adelaide possui dados de temperatura, obtidos da estação meteorológica Rothera localizada nas coordenadas 67°34'S e 68°08'W e altitude de 16 m (BAS, 2013).

5.2.4 Classificação temática

Para se obter uma classificação temática mais precisa é fundamental escolher corretamente as amostras referentes à cada alvo presente na área de estudo. Por isso, as amostras foram escolhidas com base na resposta espectral dos alvos, a partir da conversão dos dados brutos (números digitais) em valores físicos (reflectância), e também visualmente, de acordo com a composição RGB 321. O Número Digital (ND) pode ser definido como a intensidade do pixel e sua amplitude muda de acordo com a resolução radiométrica do sensor. Os níveis digitais são relacionados com a intensidade da energia radiante refletida por um modelo linear (calibração). Contudo, esses níveis não são diretamente comparáveis quando proveniente de diferentes satélites devido às diferenças na calibração dos sensores (NOVO, 2011).

O arquivo raster de reflectância espectral foi gerado a partir da banda 3 da imagem de 1999, com objetivo de fornecer dados para auxiliar na escolha das amostras para a classificação supervisionada. A composição RGB 321 também foi analisada para escolha das amostras. A imagem Landsat ETM+ de 1999 não possui disponível a banda do infravermelho próximo (banda 4), que seria mais adequada para diferenciação dos alvos, assim se optou pela utilização da banda 3 (0,63–0,69 μm). Na banda 3 do Landsat ETM+ a reflectância do gelo é de aproximadamente 55%, *firn* de 70% e da neve fresca é de 95%, possibilitando dessa forma identificar os seguintes alvos: neve, zona saturada de água e gelo sobreposto. Segundo Jensen (2009), o espalhamento da energia nos comprimentos de onda do laranja e do vermelho (0,58–0,74 μm) pelas moléculas da água torna-se insignificante quando comparado com a absorção por essas moléculas. Assim, a escolha da banda 3 se justifica pela diferenciação proporcionada nos alvos e pela caracterização da zona mais saturada de água.

Com base nos dados de reflectância das imagens foi possível também gerar mapas de reflectância na banda 5 do Landsat TM e ETM+ (1997, 2007) para separação de nuvens e neve, já que a reflectância das nuvens é muito superior à neve (DOZIER, 1989), conforme discutido na seção 4.1.3. A diferenciação desses alvos foi necessária para avaliar os dados referentes à temperatura superficial estimada, pois somente com dados termais não seria possível distingui-los. A imagem de 1986 possui uma fina camada de nuvens, tornando inviável a separação de nuvens e neve, a reflectância das primeiras prevalece.

O processamento da imagem de DN para reflectância foi realizado no *software* ENVI pela ferramenta “Calibração Landsat”. É necessário inserir dados de aquisição da imagem, elevação solar (graus), e os parâmetros de calibração, que no caso da banda 3 do Landsat

ETM+ são -5 e 234,4 para L_{min} e L_{max} , respectivamente, e para a banda 5 do Landsat TM é entre -1 e 31,060.

5.2.4.1 Classificação supervisionada e não supervisionada

A classificação supervisionada foi realizada a partir dos dados de reflectância da banda 3 e da composição RGB 321 da imagem de 1999, sendo que essa composição também foi usada para a não supervisionada, no *software* ENVI (Figura 23).

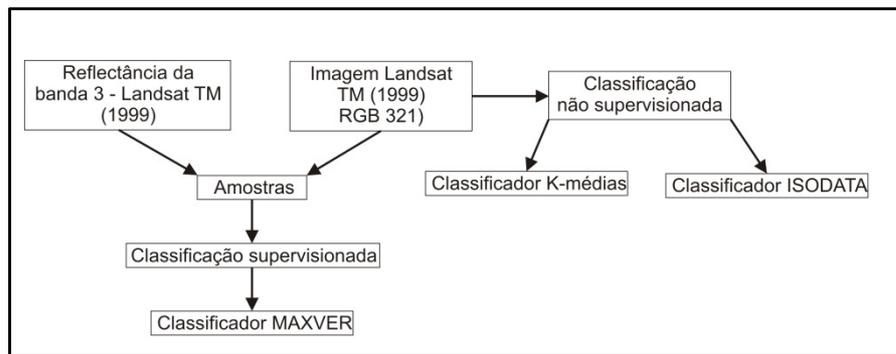


Figura 23: Processos realizados para a obtenção da classificação temática.

Para a classificação supervisionada foi necessário adquirir amostras de treinamento pela ferramenta ROI do *software* ENVI. Trata-se da atribuição aos conjuntos de pixels, que possuem características espectrais comuns entre si, de uma assinatura espectral que indica que tal conjunto representa um tipo específico de alvo. Foram determinadas 4 classes, sendo elas: oceano, neve, zona saturada de água e gelo sobreposto, e o número de amostras adquiridas para cada classe foi de 15.

O tipo de classificador utilizado na classificação supervisionada foi o MAXVER que segundo Novo (2011), é importante que as amostras de treinamento (ou *training sites*) sejam homogêneas e que representem as classes de interesse, ou o resultado poderá ser inadequado para a classificação. O MAXVER é um método “pixel a pixel”, que considera a ponderação das distâncias entre as médias dos níveis digitais das classes cujas amostras de treinamento foram definidas, utiliza parâmetros estatísticos e ajuste segundo uma distribuição gaussiana.

A classificação não supervisionada é aquela que não requer qualquer informação sobre as classes de interesse, onde o classificador estabelece e divide os agrupamentos espectrais em classes. Foram utilizados 2 classificadores, ISODATA e *K-médias*. A classificação utilizando ISODATA se baseia em um algoritmo de análise de agrupamentos, onde são identificadas no

espaço de atributos as nuvens (*clusters*) formadas por “pixels” com características similares (LILLESAND e KIEFER, 2000).

O classificador *Fuzzy K-médias*, utilizado no processo, consiste de uma interação simples de equações. O algoritmo termina quando a matriz de elementos da classificação, que é gerada a partir da imagem multi-espectral, deixa de apresentar mudanças significativas (NOVO, 2011).

5.2.5 Classificação morfológica

Os parâmetros utilizados pela metodologia proposta pelo *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS, 2013) para caracterização morfológica de geleiras são: características primárias, forma, características frontais, característica longitudinal, origem da massa glacial, dinâmica atual, caracterização das morainas e cobertura superficial de sedimentos.

As 10 categorias do grupo de parâmetros “características primárias” (Anexo 1) buscaram classificar as massas de gelo em unidades morfológicas distintas, que facilitam a identificação de quase todo tipo de geleiras no mundo. Combinando esses valores de classificação primária com os de outros grupos de parâmetros torna-se possível tipificar também geleiras comumente conhecidas que parecem ser do “tipo primárias”, como geleiras de anfiteatro, de maré ou suspensas.

O grupo de parâmetros forma (Anexo 2) descreve essencialmente o esboço da geleira. Para se ter uma noção sobre toda área da bacia de acumulação, um MDE (Modelo Digital de Elevação) é muito útil para facilitar na delimitação das áreas de influência da geleira. No caso desta dissertação, o RAMP DEM 2 forneceu os dados topográficos. A classificação da “forma” é na maioria dos casos possível, apesar de diversas massas de gelo terem sido descritas pela da Classificação Primária. Como consequência, essas geleiras não precisam serem classificadas em “Forma” e são definidas como “0”, isto inclui plataformas de gelo, calotas de gelo ou em alguns casos campos de gelo e geleiras de montanha.

Para fazer a classificação das características frontais (Anexo 3), define-se como geleiras terrestres aquelas que estão apoiadas em sua extensão total sobre a rocha e não tem qualquer contato com o mar; geleiras aterradas são aquelas que estão apoiadas sobre a rocha

numa larga extensão, mas que pode ter partes chegando em lagos ou água do mar (geleiras de maré⁴); geleiras flutuantes são geleiras de maré com línguas flutuantes.

A característica longitudinal (Anexo 4) codifica a descrição do perfil superficial de uma geleira, sendo necessário o uso de imagens de satélite para identificar este parâmetro. A origem da massa glacial (Anexo 5) aborda como a geleira é formada. Não é um parâmetro fácil de ser identificado, pois pode ter várias origens como precipitação de neve, recongelamento e infiltração de água, ou então avalanchas.

A classificação da dinâmica atual (Anexo 6) é afetada pelas incertezas na acurácia da imagem analisada como por exemplo, decorrentes da resolução espacial e erros de deslocamento. Dessa forma, as taxas de variação da frente da geleira são relativas e as taxas propostas devem ser consideradas como uma estimativa superficial. Frentes de gelo, línguas de *icebergs* e línguas de geleiras são os aspectos mais dinâmicos e apresentam mudanças características nas regiões costeiras de Antártica. São palco de eventos de fluxo rápido ou de desprendimento (*calving* de *icebergs*)⁵. Qualquer uma dessas situações levam a variações anuais, e por décadas, na posição das frentes de gelo na ordem de dezenas de quilômetros em casos extremos de desprendimento.

Para caracterizar a morfologia das geleiras, o *World Glacier Inventory* (WGI) introduziu um código para morainas (Anexo 7). É constituída por dois campos, um descreve morainas em contato com geleiras atuais, e a outra descreve morainas que foram depositadas no passado. A caracterização morfológica e a classe atribuída é a mesma para os dois tipos de morainas.

A cobertura superficial de sedimentos (Anexo 8) é significativa para trabalhos que utilizam sensoriamento remoto devido a mudança no albedo da superfície da geleira, ou pelo efeito de isolamento de uma espessa cobertura de detritos. É necessário salientar que esta classe só se refere a restos de detritos compostos por seixos e pedras, enquanto que uma cobertura temporária da língua da geleira com poeiras, cinzas e fuligem, não deve ser classificada como cobertura de detrito.

Os oito critérios propostos na metodologia do GLIMS (RAU *et al.* 2004) para caracterizar morfologicamente uma geleira foram obtidos da seguinte forma:

⁴ Uma geleira que termina no mar, geralmente em um fiorde. A frente é na forma de uma falésia de gelo de onde se separam icebergs.

⁵ Desprendimento (*calving*): A separação de um pedaço de gelo a partir de uma geleira flutuante, frente de gelo ou *icebergs*. O termo é usado principalmente para descrever a formação de *icebergs*, que é a principal maneira de perder massa das plataformas de gelo antárticas.

- Critério “origem da massa glacial”: foi determinado segundo informações bibliográficas da região;
- O critério “cobertura superficial de sedimentos” não foi analisado devido às restrições impostas pelas imagens de satélite;
- O critério “caracterização das morainas (atuais ou pretéritas)” não foi analisado já que para este tipo de avaliação é necessária a ida ao campo, inviável durante o período desta dissertação;
- Os critérios “características primárias”, “forma”, “características frontais” e “característica longitudinal” foram determinados com base na interpretação visual da imagem do sensor ASTER, na carta de declividade;
- O critério “dinâmica atual” foi analisado segundo o maior valor de retração da área frontal. Ressalta-se que podem ocorrer erros na determinação da posição da frente devido à incertezas relacionadas com o georreferenciamento das imagens e da própria interpretação do pesquisador.

Além desses parâmetros foram inseridos dados de declividade máxima, altitude máxima e orientação da vertente para cada bacia de drenagem glacial, e o código identificador que é função da latitude e longitude de um ponto central da geleira. O código é gerado em graus com três casas decimais, começando pela longitude com início no meridiano de Greenwich no sentido leste e seguido pela latitude, a qual deverá ser acrescentado o hemisfério (exemplo: G294263E656955S).

5.5.5.1 Dinâmica atual

Considerando os erros contidos durante o georreferenciamento, bem como da vetorização baseada no critério visual da dinâmica da frente das geleiras, se buscou um método de processamento de imagem que pudesse tornar essa delimitação, ao menos em parte, automática. Dessa forma, foi aplicado um filtro do tipo “Passa-Alta” em todas as imagens Landsat (1997, 1999 e 2007), para conseguir uma delimitação mais precisa do contato do mar com a frente da geleira.

De acordo com Crosta (1993), os filtros passa altas são aqueles que eliminam as feições de baixa frequência, normalmente expressa por bordas ou limites entre áreas, de diferentes valores de DN. Após a aplicação do filtro na imagem e delimitação da linha de

separação neve-oceano, foi realizada uma vetorização manual para delimitação da área de expansão e retração. A expansão e retração da frente da geleira também foi vetorizada manualmente, a partir da interpretação visual do limite entre a geleira e o mar. Os dados de área foram manipulados no *software* Excel para comparação entre os valores obtidos pelos dois métodos.

O erro linear horizontal na identificação dos alvos foi determinado conforme Hall *et al.* (2003), baseada em Williams *et al.* (1991). Esse erro linear leva em conta o tamanho da célula da imagem em questão, ao qual é somado ao RMS resultante do georreferenciamento das imagens:

$$\text{INCERTEZA} = \sqrt{P^2 + P^2} + \text{RMS} \quad (4)$$

Sendo, P a resolução espacial da imagem utilizada e RMS o erro métrico quadrático.

Segundo o GLIMS, mesmo que a dinâmica da geleira seja algo relativo, já que depende do tamanho total desta, foram definidos parâmetros para caracterização deste fator (Quadro 5).

Quadro 5: Parâmetros para caracterização da dinâmica da frente da geleira. Fonte: GLIMS, 2013.

| Nome | Definição WGMS |
|-----------------------------|-----------------------------------|
| Incerta | Incerta |
| Retração marcada | Mais que 20 m por ano de retração |
| Retração leve | 20 m de retração por ano |
| Estacionária | Estacionária |
| Avanço leve | 20 m de avanço por ano |
| Pulso (<i>surge</i>) | Mais de 20 m de avanço por ano |
| Surge conhecido | Surge conhecido |
| Oscilante | Oscilante |

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na primeira parte deste capítulo são apresentados os resultados e discussões pertinentes sobre a manipulação dos dados topográficos, obtenção da temperatura superficial, classificação temática, classificação morfológica e dinâmica da frente da geleira. O capítulo também irá apresentar uma discussão dos dados obtidos na ilha Renaud relacionando com o cenário regional de mudanças ambientais.

6.1 Delimitação das bacias hidrográficas

O MDE do RAMP DEM 2 possui escala espacial de 200 m, fornecendo portanto pouco detalhe para delimitação das bacias de drenagem glacial, assim também foi utilizada a imagem ASTER de 2004 com escala espacial de 15 m para delimitação dessas bacias.

A partir dos dados MDE foi gerado um arquivo raster contendo a direção do fluxo de cada célula, onde cada pixel é potencialmente cercado por oito pixels vizinhos. Esse procedimento de geração do arquivo de direção de fluxo faz parte da metodologia para geração automática de rede de drenagem e bacias hidrográficas. A diferença é que no caso da rede de drenagem, o relevo possui um formato em “V”, ou seja há uma convergência da topografia para pontos mais baixos do relevo por onde as águas escoam. No caso do relevo com presença de geleiras há uma configuração do relevo em “U”, com vários pontos com menor altitude, então o algoritmo não consegue estabelecer a rede de drenagem e conseqüentemente também não define as bacias glaciais. Contudo, o arquivo gerado de direção de fluxo (Figura 24) foi uma informação importante por servir de auxílio à imagem ASTER na determinação das bacias.

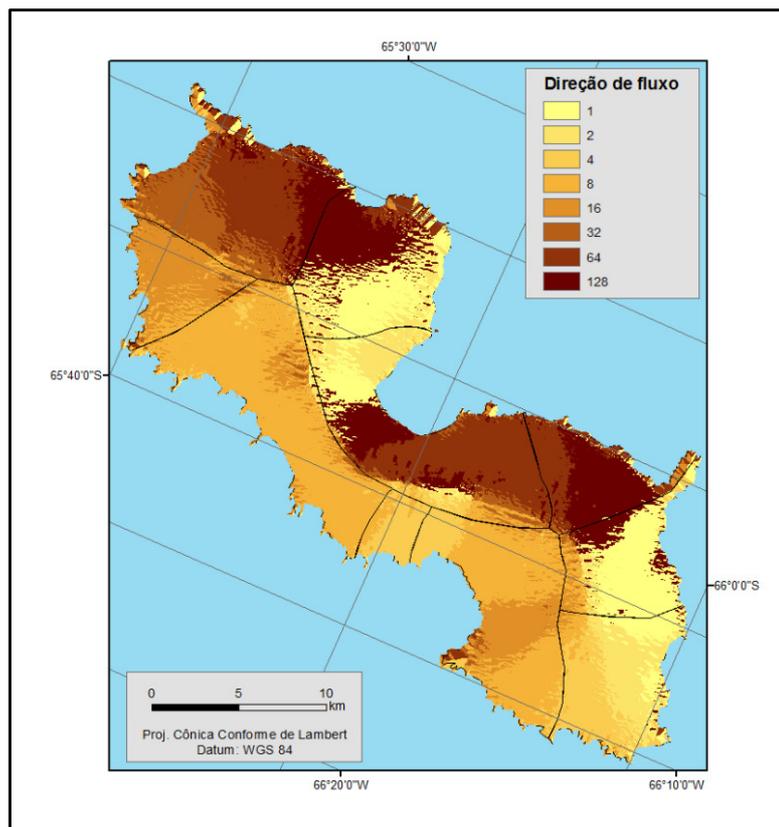


Figura 24: Direção de fluxo na ilha Renaud. Linhas pretas tênues são os divisores das bacias de drenagem glacial.

O arquivo com as curvas de nível geradas com base no RAMP DEM 2 também foram fundamentais para vetorização das bacias glaciais (Figura 25). É importante salientar que a delimitação das bacias é um processo relativo e irá variar segundo a interpretação do pesquisador, não só na delimitação bem como no número de bacias identificadas. Nos casos onde a mudança de declive é muito suave, as curvas de nível ajudaram na interpretação do divisor de gelo (*ice divide*), e em outros pontos, a visualização através da imagem ASTER se mostrou mais adequada, o que demonstra a necessidade da integração desses dados para obter melhores resultados. Ao final, o número de bacias de drenagem glacial encontrado foi de 10.

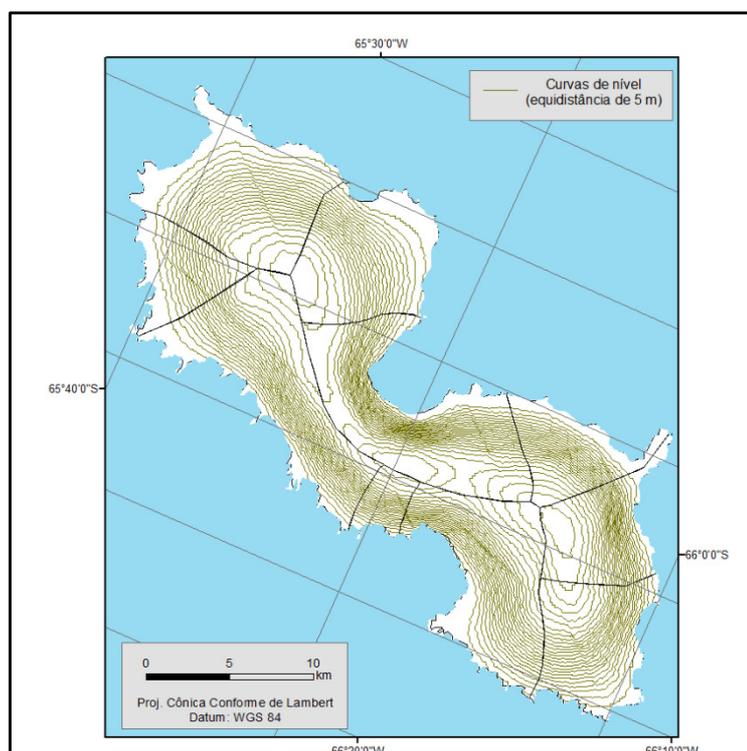


Figura 25: Bacias de drenagem glacial delimitadas sobre as curvas de nível com equidistância de 5 m.

A carta de declividade também foi gerada com os dados originais do RAMP DEM 2 (LIU *et al.* 2001) na escala espacial de 200 m e com a reamostragem de pixel para 150 m (Figura 26 A). A reamostragem do pixel não mostrou bom resultado, apresentando em alguns setores perda de informação, classificando assim a carta de declividade com pixel de 200 m (Figura 26 B) como mais adequado para utilização. Segundo Novo (2011), este método, de reamostragem utilizando o interpolador “Vizinho mais próximo”, possui 0,5 pixel de erro, e isso leva a falhas na imagem reamostrada, que acaba aparecendo na imagem como “linhas” de descontinuidade dos dados.

A carta de declividade além de fornecer dados úteis para delimitação das bacias glaciais, ainda forneceu informações de “forma e caracterização longitudinal” para a aplicação da metodologia GLIMS, bem como valores de declividade máxima por bacia, contribuindo no banco de dados que foi elaborado para a ilha Renaud.

A declividade na ilha Renaud pode ser classificada como baixa, salienta-se que com um pixel de 200 m de escala espacial foi muito difícil caracterizar mudanças de declividade. Todavia, as bacias que apresentaram maior declividade foram a 3 e a 5, enquanto que os valores de declividade de 0–1% se configuram na parte que está em contato com o mar, e em topos planos, contribuindo para a caracterização da ilha como uma calota de gelo.

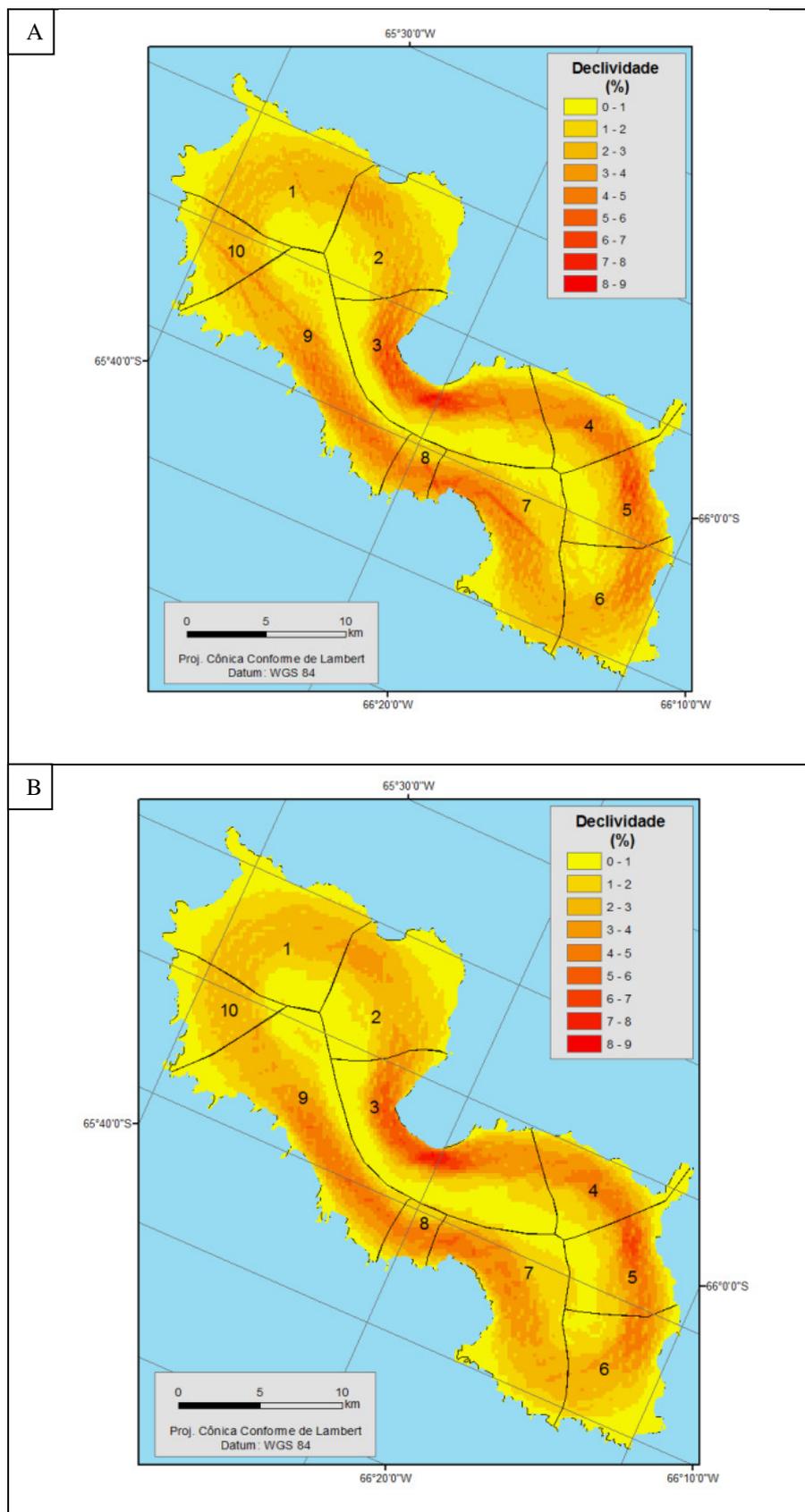


Figura 26: A–Carta de declividade com linhas de contorno com intervalo de 150 m; B–carta de declividade com linhas de contorno com intervalo de 200 m.

A delimitação das bacias de drenagem glacial (Figura 27), foi realizada baseada em diferentes produtos cartográficos, e por ordem de importância: imagem ASTER, direção de fluxo da geleira, curvas de nível e declividade. Por isso, quando sobreposto, o arquivo de vetores referente às bacias de drenagem glacial irá se encaixar melhor sobre o arquivo da imagem ASTER, depois sobre a direção de fluxo, e assim em diante.

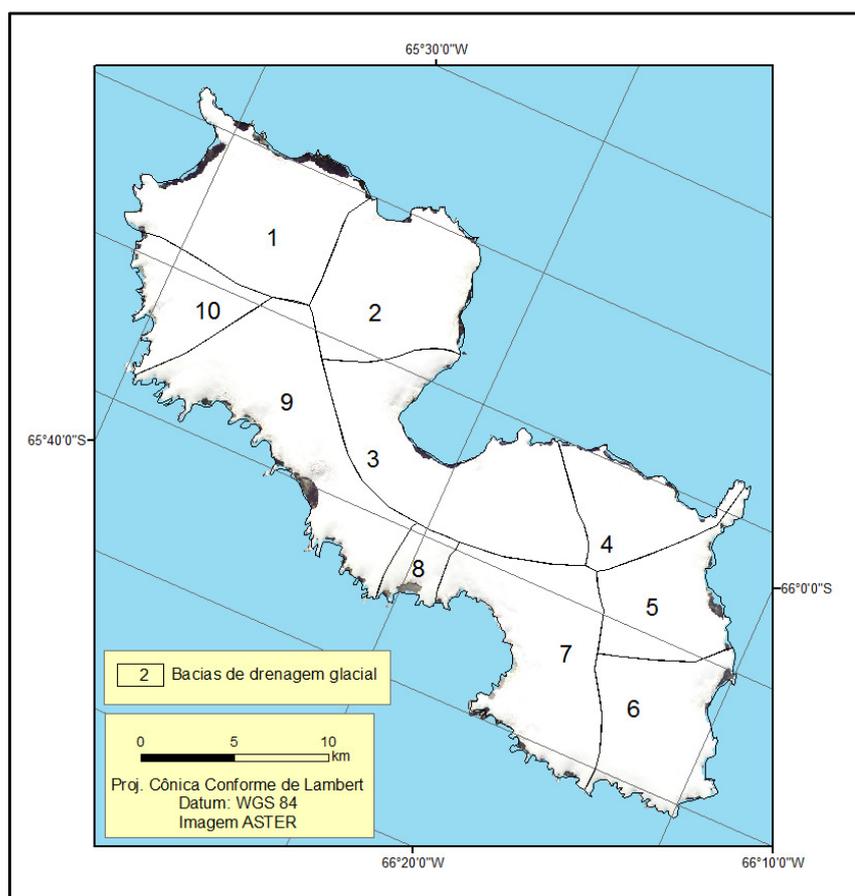


Figura 27: Bacias de drenagem glacial delimitadas a partir da imagem ASTER de 13/04/2004.

Destaca-se que, possivelmente, o método mais preciso para delimitação das bacias de drenagem da área de estudo seria pelo uso de imagens de RADAR visando conseguir um MDE com melhor resolução. A interferometria por radar de abertura sintética (InSAR) é uma síntese da técnica SAR (*Synthetic Aperture Radar*) e da técnica de interferometria. Segundo Henderson *et al.* (1998), essa metodologia é uma alternativa às técnicas convencionais fotogramétricas para geração de mapas topográficos com alta resolução. O sensor RADAR tem grande potencial de aplicação em estudos de massas de neve e gelo, pois a radiação de microondas pode penetrar no pacote de neve, além de apresentar alta sensibilidade à rugosidade da superfície (MASSOM, 2006; REES, 2006).

6.1.1 Orientação das geleiras

A orientação de uma geleira determina a intensidade da radiação solar que chega à sua superfície e resulta em padrões complexos de temperaturas da neve superficial e do ar e nas taxas de evaporação (WHITE *et al.* 1992). Os dados de radiação solar incidente nas geleiras da ilha Renaud e a retração das frentes de geleiras no período de 1986–1999, foram cruzados para descobrir se havia alguma relação entre esses parâmetros.

A retração da ordem de 5 km² na porção voltada para o norte da ilha (Figura 28 A) deve-se provavelmente à maior incidência da radiação solar ao longo do ano. Contudo, os maiores valores de retração foram registrados nas porções flutuantes das geleiras na região sudoeste da ilha, com 5,5 km² (Figura 28 B), o que pode estar ligado à mudanças nas características do oceano nessa área. Na medida que ocorre a diminuição do período coberto por gelo marinho, as frentes flutuantes de geleiras se desestabilizam e quebram.

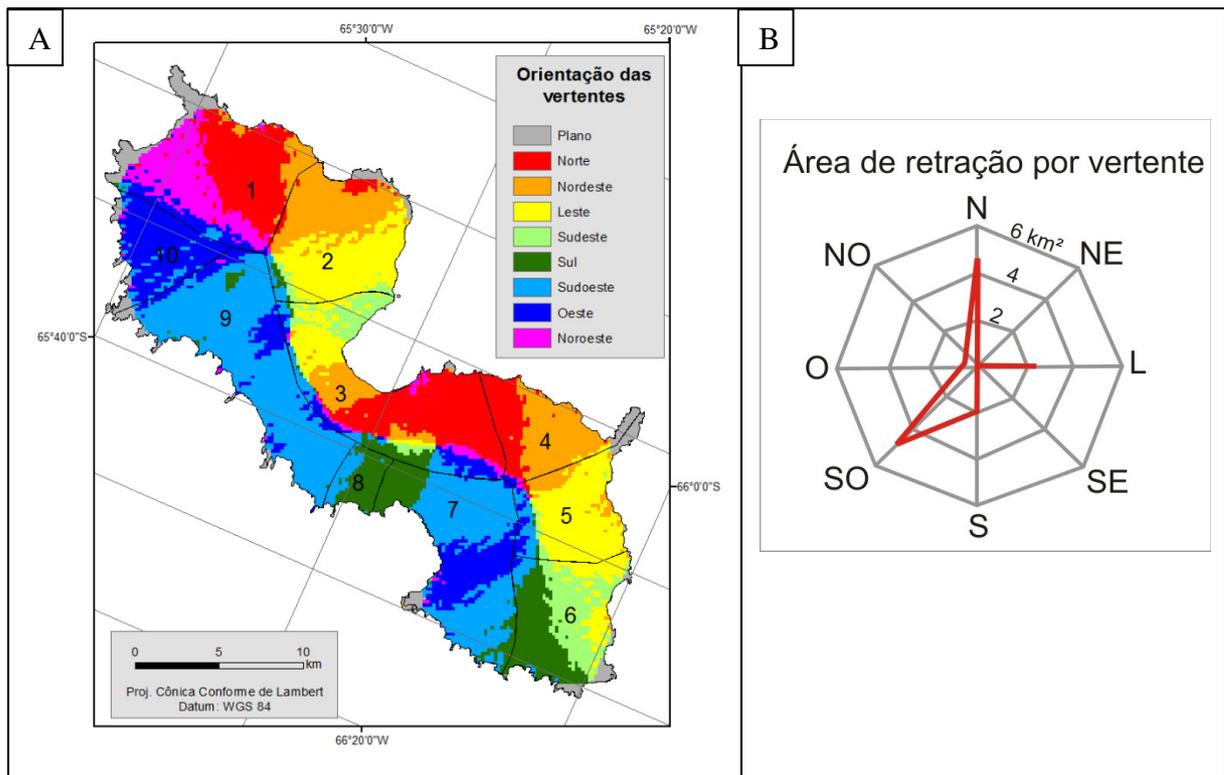


Figura 28: A–Dados de orientação da vertente da geleira; B–Gráfico de relação entre a retração das bacias de drenagem glacial (1999) e exposição das vertentes.

Rignot (1998) já afirmou que a alta fusão basal das geleiras nessa região é, aparentemente, alimentada por uma fluxo de águas oceânicas relativamente quentes do sul do Pacífico que atingem a costa oeste da PA. Purkey e Johnson (2013) afirmaram que há uma

diminuição do volume de águas frias e profundas no oceano Austral. Isso causa uma salinização e aquecimento de baixo para cima da coluna de água.

6.2 Estimativa da temperatura superficial das geleiras da ilha Renaud

Analisando as imagens de temperatura superficial resultante com e sem a correção atmosférica, observa-se a diminuição dos valores de temperatura quando a correção é aplicada. Nos locais onde as nuvens são muito espessas, sua temperatura (Figuras 29 D e G) é praticamente a mesma que da superfície da neve (entre 0 e -2°C). Já quando a nuvem é menos espessa, como pode ser observada na imagem de 1986 (Figura 29 A), ela absorve parte da energia incidente e por isso apresenta temperaturas mais altas. A diferenciação de nuvens e neve pela temperatura é contestável, já que a primeira pode variar, sendo mais quente ou mais fria que a neve.

A correção atmosférica basicamente elimina áreas de confusão entre as classes, deixando no caso da imagem de 1997 (Figura 29 H) e de 2007 (Figura 29 I), a classe de 0 à -2°C como a predominante e a de 0 a 2°C como a predominante na área de contato com o mar. Esses valores são visualmente os mais adequados para a área de estudo na época de fevereiro, considerando que é verão, e deve haver água líquida na superfície considerando que nas áreas de ablação, a emissão na faixa do termal sofre interferência da temperatura da água na superfície do gelo (próximo de 0°C), independentemente da altitude.

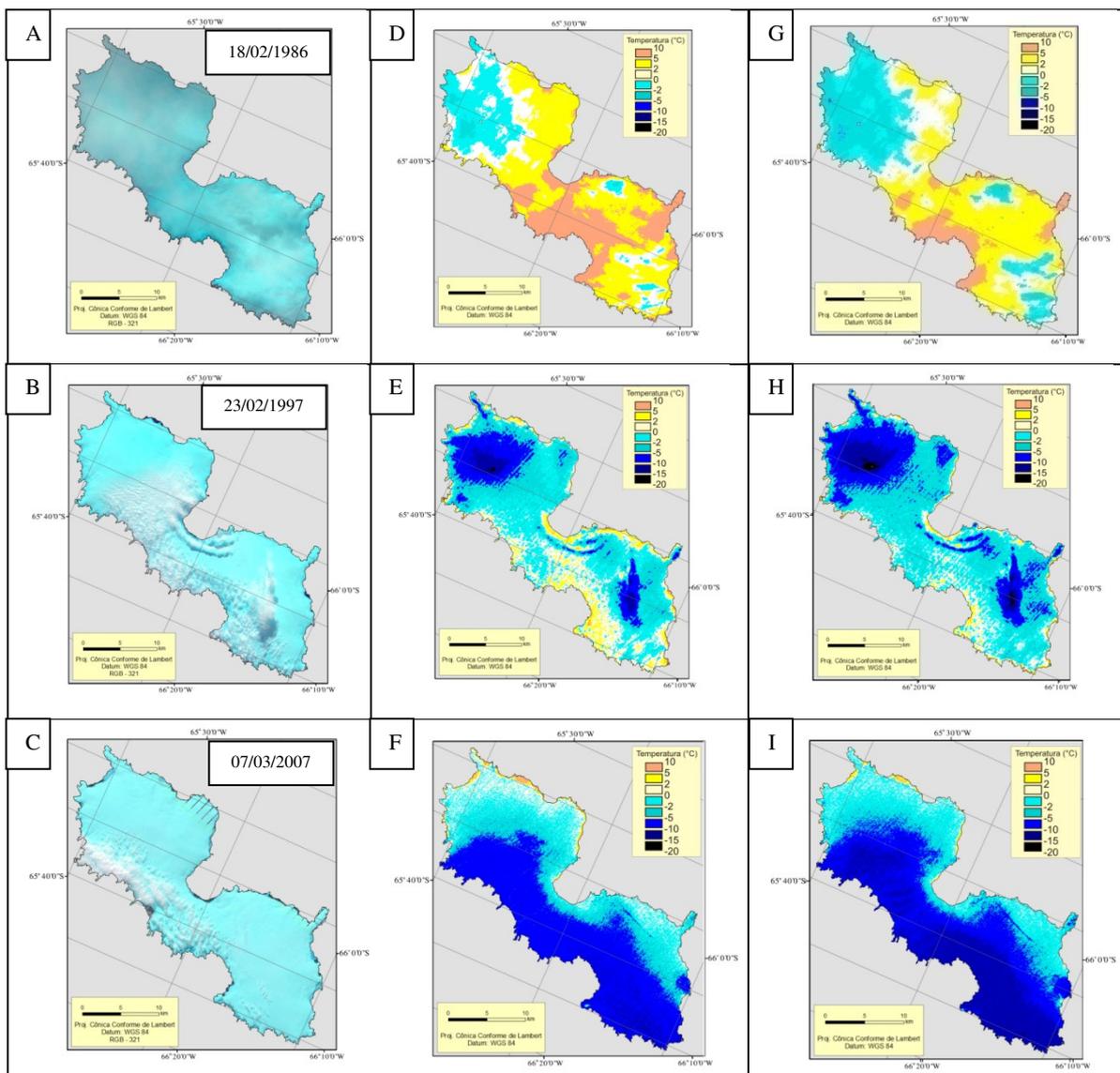


Figura 29: Imagem RGB 321 de 18/02/1986 (A), 23/02/1997 (B), 07/03/2007 (C). Temperatura superficial estimada para a ilha Renaud sem aplicação de correção atmosférica (D, E, F); com correção atmosférica (G, H, I).

Não é possível comparar temporalmente as temperaturas da superfície da ilha Renaud, devido à cobertura de nuvens frequente nessa área. Também não se pode identificar qualquer relação entre a temperatura e a altitude na ilha, já que a área de estudo possui pouca variação de altitude (aproximadamente 150 m). Normalmente o que deve ocorrer é a diminuição da temperatura de acordo com o aumento da altitude. Enquanto que a proximidade ao mar exerce uma influência na parte terminal das geleiras. A temperatura superficial do mar (TSM) é de aproximadamente 3°C (conforme discutido na seção 6.1.1), no caso das imagens analisadas, estando sempre acima da TSE da ilha Renaud. Portanto, a parte terminal da geleira em contato com o mar, sofre um processo de derretimento e de recongelamento. O processo de

recongelamento da água num pacote de neve saturada libera calor e essa energia quando capturada pelo sensor distorce a temperatura real. Sendo assim, a temperatura obtida pelo sensor remoto é representativa somente em zonas de neve seca que não são encontradas na ilha Renaud, contudo como a temperatura obtida com as imagens Landsat é estimada, se fez justa a presença desses dados na dissertação.

6.2.1 Validação dos dados de temperatura

A ilha Renaud não possui estação meteorológica para coleta de dados de temperatura, e as imagens Landsat TM e ETM+ possuem alta cobertura de neve, o que acaba dificultando a caracterização da TSE para essa área, bem como a validação desses dados. Uma solução encontrada foi a de comparar a TSE da ilha Renaud com a TSE das imagens Landsat TM e ETM+ de mesma data de passagem em 18/02/1986, 23/02/1997 e 07/03/2007 para a ilha Adelaide, além de obter dados da estação Rothera (67°34'S, 68°08'W), localizada nesta ilha. Esta estação meteorológica está a 200 km da extremidade sul da ilha Renaud. Embora a imagem de 2007 não estivesse disponível para aquisição, as outras duas imagens apresentaram valores de TSE próximos aos da ilha Renaud.

A temperatura observada na estação Rothera, registrou em 19 de fevereiro de 1986 a temperatura média de 0,3°C, sendo a média mensal de 1°C. Considerando que a ilha Adelaide não possui cobertura de nuvens na imagem dessa data (Figura 30 A), pode-se afirmar que a temperatura registrada na ilha Renaud (5 a 10°C) se deve a influência da fina camada de nuvens. Analisando os dados da estação meteorológica e a imagem Landsat TM para a ilha Adelaide, pode-se dizer que há uma correlação, predominando a classe de 0 a -2°C, onde toda área de contato da geleira com o mar tem temperatura entre 2 e 5°C (Figura 30 B).

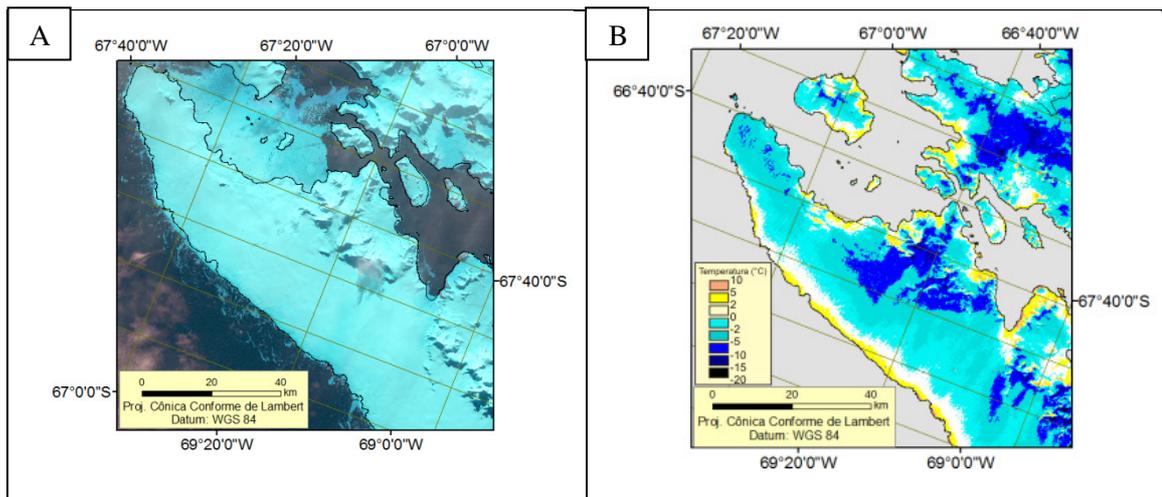


Figura 30: Imagem RGB 321 de 18/02/1986 (A) e Temperatura Superficial Estimada da ilha Adelaide (B).

As temperaturas registradas na ilha Adelaide para o mês de fevereiro de 1997 não estão disponíveis. Mas no mês de janeiro a temperatura média mensal foi de $1,7^{\circ}\text{C}$, enquanto que para o mês de março a temperatura média foi de $-2,6^{\circ}\text{C}$. Comparando os dados da ilha Adelaide (Figura 31 A), com a temperatura superficial predominante, que está entre -5° e -10°C (Figura 31B), pode-se afirmar que a temperatura registrada pelo sensor TM da imagem Landsat é menor que o encontrado na área de estudo. A temperatura predominante na ilha Renaud é de -2°C a -5°C , menor que a registrada na ilha Adelaide, através da imagem de satélite, mas próxima da temperatura registrada na estação meteorológica para o mês de março.

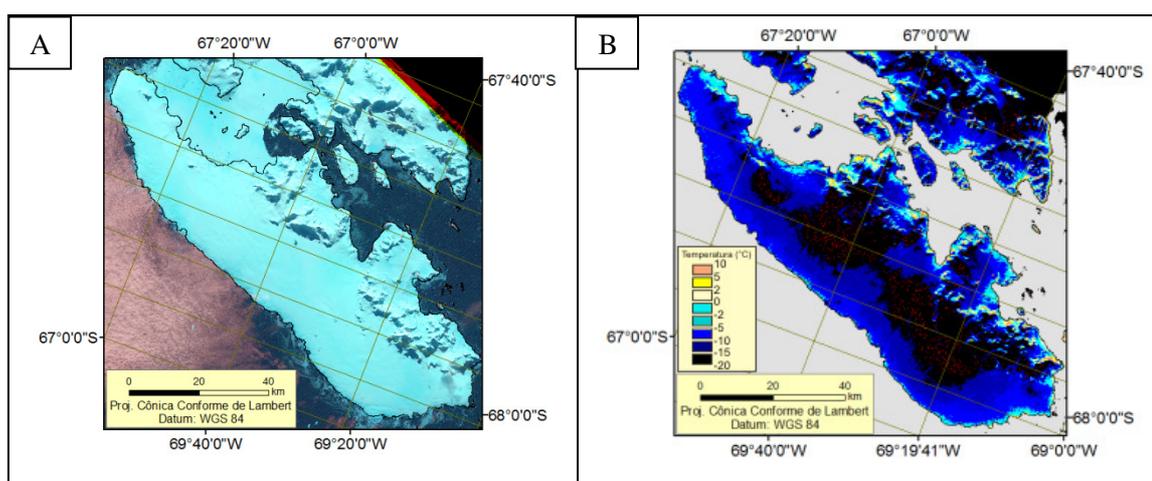


Figura 31: Imagem RGB 321 (A) e TSE da ilha Adelaide (B) de 23/02/1997.

A temperatura média registrada na estação Rothera para o dia 19 de janeiro de 2007, data de aquisição da imagem, foi de $1,5^{\circ}\text{C}$. A temperatura da imagem Landsat para a ilha

Renaud aponta como classe predominante de temperatura a faixa -5°C a -10°C . Novamente, assim como aconteceu com a imagem de 1997, a temperatura registrada pelo sensor remoto é mais baixa. De acordo com Orheim e Lucchitta (1988), a temperatura derivada de sensores satelitais chega a ser de 8°C a 20°C mais baixa que a medida na superfície em algumas regiões, já que frequentemente a temperatura obtida pode ser de alguma nebulosidade presente no ambiente.

6.2.2 Obtenção da TSE com imagem ASTER

A TSE para a área de estudo também foi calculada a partir da imagem disponível (sem nuvens) do sensor ASTER, afim de corroborar os dados obtidos com o sensor TM e ETM+ do Landsat. Considerando que a imagem é de abril, um período em que as temperaturas já são mais baixas nessa área, a faixa predominante está entre -2°C e -5°C (Figura 32 A), e a temperatura média no dia de aquisição da imagem (13/04/2004) foi de $-0,1^{\circ}\text{C}$. Assim como ocorreu com as imagens Landsat, houve variação de temperatura, entre a registrada *in loco* e a obtida por sensoriamento remoto (Figura 32 B).

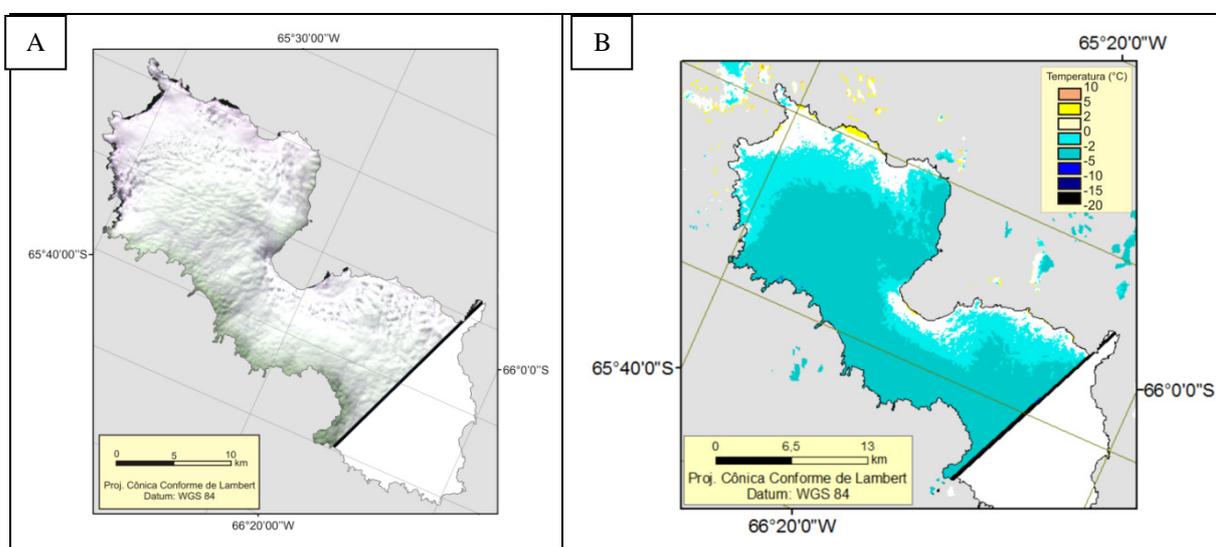


Figura 32: Imagem ASTER (A) e TSE da ilha Renaud (B) de 13/04/2004.

Dessa forma, pode-se afirmar que a metodologia utilizada para validação dos dados pela TSE obtida na ilha Adelaide foi válida, considerando que a temperatura registrada pelo sensor remoto é, em média, 4°C mais baixa que em relação aos dados da estação meteorológica Rothera. Os dados termais obtidos foram utilizados para conhecer e caracterizar as zonas de acumulação e ablação presentes na ilha, servindo de auxílio para

classificação temática e identificação dos alvos encontrados. Contudo o problema das nuvens, que são muito frequentes nessa área, acaba dificultando e até inviabilizando esse processo de obtenção da temperatura por sensoriamento remoto. Também julga-se importante considerar a temperatura obtida com outro sensor, no caso ASTER, para validação dos dados obtidos com o sensor TM e ETM+.

6.3 Classificação temática da área de estudo

Nesse tópico serão apresentados os dados referentes à classificação temática da área de estudo, utilizando dados de reflectância da banda 3 do Landsat ETM+ de 1999, e técnica de classificação supervisionada e não supervisionada.

6.3.1 Diferenciação entre os alvos nuvens e neve

Um dos problemas encontrados na aplicação da metodologia de obtenção da temperatura superficial estimada (TSE) da ilha Renaud foi a presença de nuvens. Na região do termal do espectro eletromagnético é difícil conseguir diferenciar esses alvos, então uma das formas de se caracterizar esses alvos em relação à neve é analisar seu valor de reflectância já determinada em outros estudos de sensoriamento remoto.

A banda 5 do Landsat TM e ETM+ foi escolhida para fazer a diferenciação entre nuvens e neve já que segundo Jensen (2009), a reflectância das nuvens nessa faixa do espectro eletromagnético pode chegar a 50% enquanto a neve fica no máximo em 20%, conforme discutido na seção 4.1.3.

A imagem de 1986 (Figura 33 B), apresenta uma fina camada de nuvens, e a reflectância registrada pelo sensor TM se refere somente a esse alvo, inviabilizando a diferenciação desse com a neve. Para a imagem de 1997 (Figura 33 A), a reflectância da cobertura de nuvens ficou acima de 35%, enquanto a neve apresentou valores entre 5 e 35%, e o oceano com menos de 5% (Figura 33 C). Deve-se notar que na imagem de 1997 há uma área com sombra, produzida pelas nuvens e que acabou com reflectância abaixo de 5%. Choi e Bindschadler (2004) já apontam para o potencial uso das áreas de sombra para identificação de nuvens na faixa visível e infravermelho (IR) em imagens com presença de neve. A abordagem identifica possíveis pixels de nuvem através da combinação de dados do Índice de Diferença Normalizada da Neve (NDSI), e regiões que possuem sombra, usando o conhecimento da iluminação solar e azimute.

Na imagem de 2007 (Figura 33 D) há uma camada de nuvens e gases que dificultam a visualização e a diferenciação da neve (Figura 33 C). Levin (1999) destaca que aparentemente a atmosfera é essencialmente transparente à luz, e pode se supor que essa condição existe para toda a radiação eletromagnética. No entanto, os gases da atmosfera absorvem e espalham seletivamente a radiação de diferentes comprimentos de onda. Assim, mesmo que visualmente seja possível ver a calota de gelo da ilha Renaud, os valores de reflectância obtidos na imagem Landsat são referentes aos gases presentes na atmosfera.

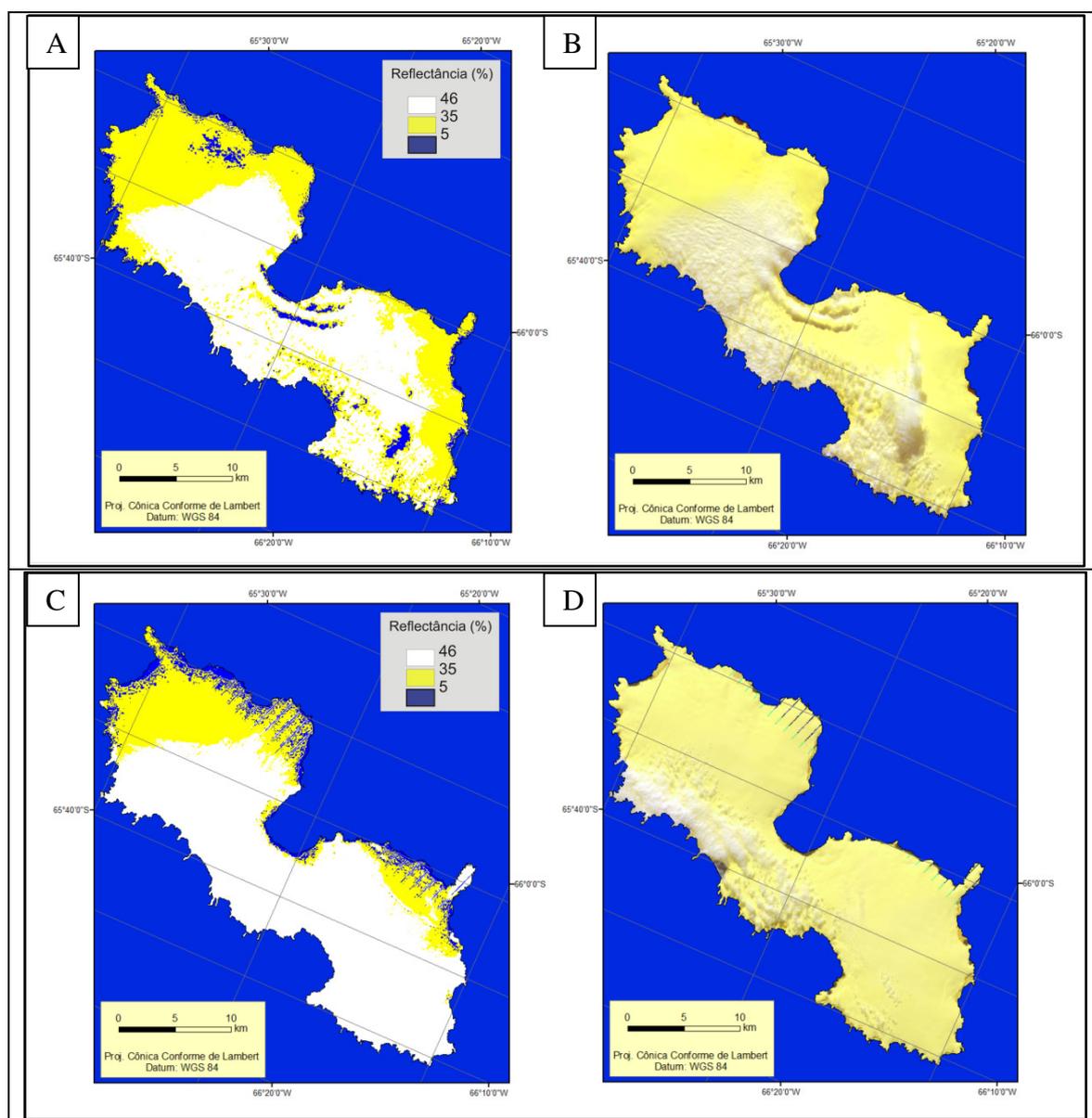


Figura 33: A - Reflectância da banda 5 referente a imagem de 1997; B - imagem Landsat TM de 23/02/1997, RGB 345; C - Reflectância da banda 5 referente à imagem de 2007; D - Imagem Landsat ETM+ de 19/01/2007, RGB 345.

6.3.2 Classificação não supervisionada

Avaliando os dados gerados pelos classificadores não supervisionados, os resultados do método ISODATA (*Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique*) evidenciam algumas áreas com uma superestimação da zona saturada de água, em áreas que seriam gelo sobreposto. Segundo os dados de reflectância da imagem, deveria haver mais gelo sobreposto nas áreas próximas ao mar (Figura 34 A), enquanto que a área classificada como neve, mostra limites condizentes com os dados de reflectância. Já a classificação obtida com o *K*-médias apresentou resultados insatisfatórios, considerando que somente diferenciou a neve (ilha Renaud) do mar, com algumas pequenas faixas de gelo sobreposto (Figura 34 B).

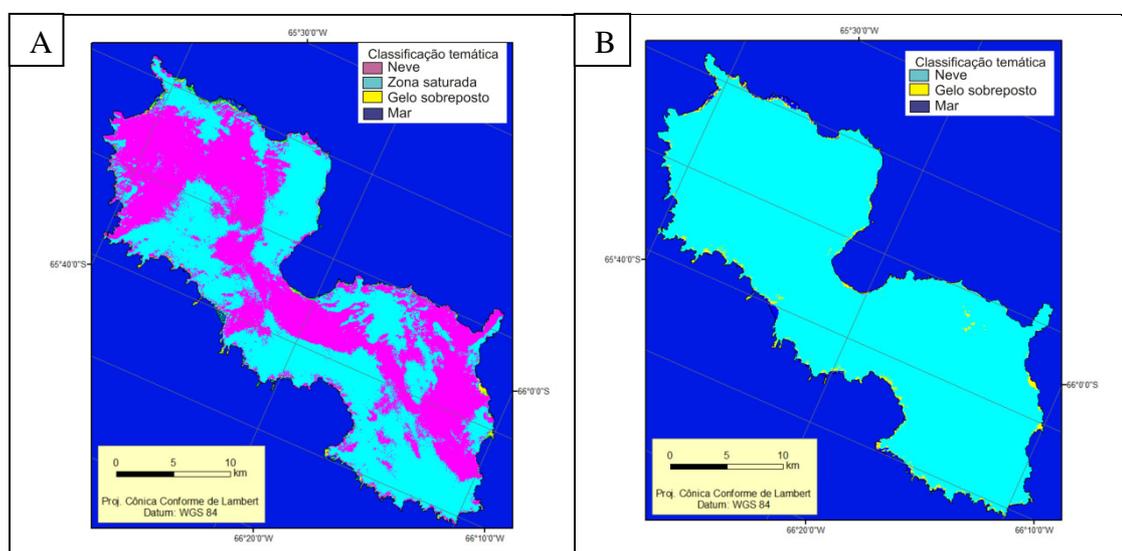


Figura 34: A–Classificação não supervisionada obtida com classificador ISODATA; B–Classificação não supervisionada com classificador *K*-médias.

6.3.3. Classificação supervisionada

Analisando os dados de reflectância da banda 3 do Landsat, e a composição RGB 321 dessa mesma imagem, foi possível distinguir 4 classes: oceano (0–11% de reflectância); a zona de neve (25–35%); a zona saturada de água (22–25%); gelo sobreposto (11–22%). Esse valor baixo de reflectância para a neve se deve ao fato desta não estar seca, mas com a presença de água (conforme discutido na seção 5.2.4).

A zona saturada de água é semelhante a que Cuffey e Paterson (2010) chamam de zona de neve úmida, onde no fim do verão toda a neve depositada ao longo do ano está a 0°C e todo pacote de neve está saturado de água. A zona de gelo sobreposto é aquela que Cuffey e Paterson (2010) caracterizam como zona da superfície de uma geleira onde ocorre

derretimento total na superfície, mas a água percola alguns metros e recongela, formando lentes, camadas e glândulas de gelo.

Algumas áreas apresentaram alta reflectância na imagem Landsat ETM+ de 1999, o que poderia se caracterizar como neve recém-caída, contudo se verificou que esses lugares estavam posicionados para o lado da incidência solar, provocando o aumento de reflectância. Essas áreas foram incluídas na classificação como sendo de neve, mesmo que pela posição geográfica pudesse pertencer à outra classe temática, o que explica a presença de neve em áreas terminais das geleiras.

A neve possui uma certa quantidade de água líquida na sua superfície, diminuindo os valores de reflectância, o que poderia justificar a presença de pixels isolados classificados como gelo sobreposto nesta zona (Figura 35). A área referente a zona saturada de água apresentou limites condizentes com os valores de reflectância observados na banda 3.

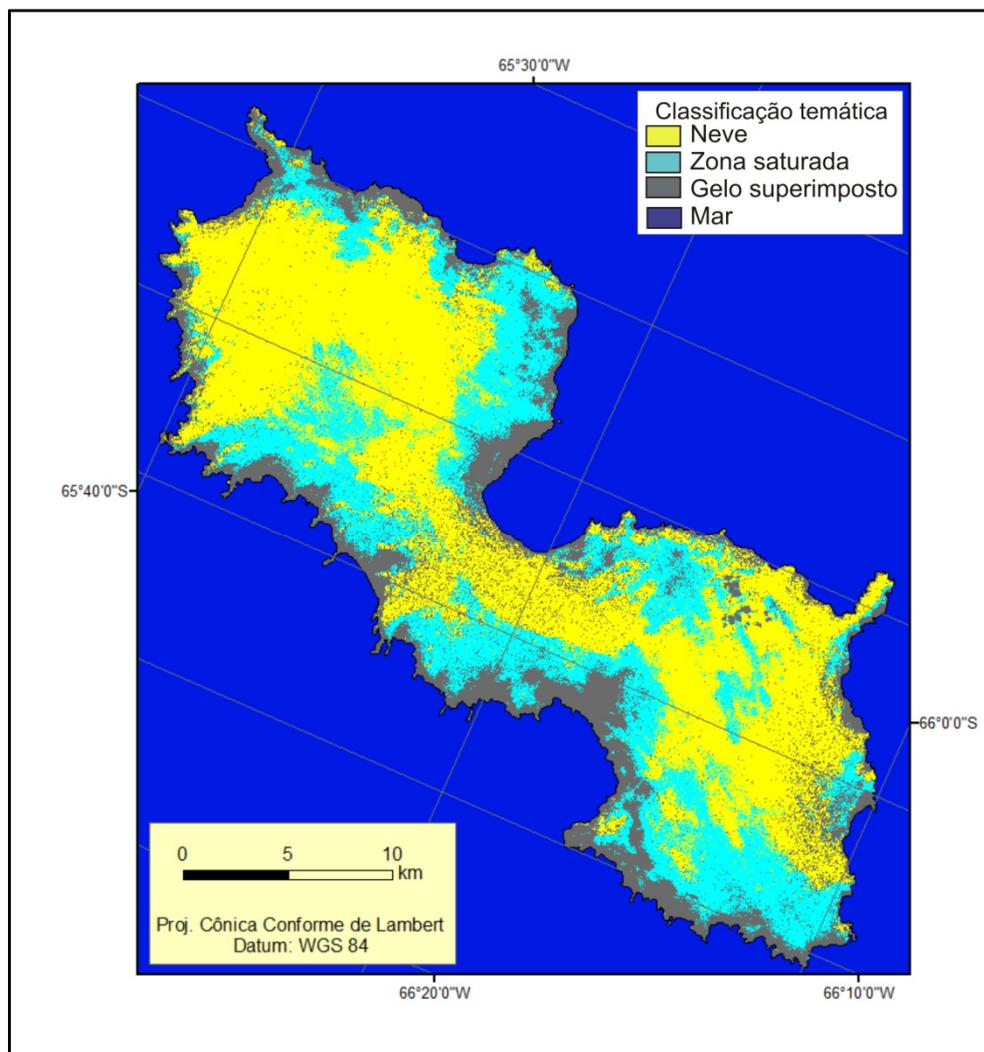


Figura 35: Classificação supervisionada utilizando classificador MAXVER.

Avaliando os resultados obtidos com a classificação não supervisionada, se recomenda que não seja utilizada em áreas com as mesmas condições que a ilha Renaud. A classificação supervisionada com o classificados MAXVER gerou resultados condizentes com a reflectância na banda 3 da imagem Landsat, e de acordo com a avaliação visual. Os dois principais problemas detectados devem-se à confusão de alguns pixels de neve com gelo sobreposto devido a presença superficial de água líquida; e a existência de áreas com alta reflectância, devido à incidência solar, que foram classificadas como neve, mas que poderiam ser pertencentes à outra classe.

6.4 Resultados da aplicação da metodologia GLIMS

A área total da ilha Renaud é de 511 km², com 10 bacias de drenagem glacial com características semelhantes, já que não há mudanças de topografia acentuadas na área de estudo, possui altitude máxima de 145 m e a declividade é classificada como baixa/muito baixa.

Todas as bacias de drenagem glacial apresentam forma de bacia simples, com perfil longitudinal regular, e característica frontal de desprendimento chamada de geleira de maré, com término dentro do mar e desprendimento de *icebergs*. Quanto a classificação primária são do tipo calota de gelo e a fonte de entrada de material acontece pela precipitação de neve. O critério de morainas não foi avaliado, e todas geleiras não apresentaram cobertura superficial de sedimentos (Quadro 6).

Quadro 6: Classificação morfológica das bacias de drenagem glacial

| Nome da geleira | Código | Área (km ²) | Altitude máxima (m) | Declividade máxima (%) | Orientação da vertente |
|-----------------|-----------------|-------------------------|---------------------|------------------------|------------------------|
| 1 (Um) | G294263E656955S | 74 | 130 | 3 | Norte/Noroeste |
| 2 (Dois) | G294247E65772S | 60 | 130 | 4 | Nordeste/Leste |
| 3 (Três) | G294050E65809S | 80 | 139 | 7 | Nordeste/Leste/Norte |
| 4 (Quatro) | G294117E65920S | 32 | 140 | 5 | Norte/Nordeste |
| 5 (Cinco) | G294025E65948S | 38 | 142 | 6 | Leste |
| 6 (Seis) | G293911E65971S | 48 | 133 | 5 | Sudeste/Sul |
| 7 (Sete) | G293957E65914S | 67 | 140 | 5 | Sul/Sudoeste/Oeste |
| 8 (Oito) | G293982E65836S | 11 | 125 | 5 | Sul |
| 9 (Nove) | G294066E65760S | 79 | 129 | 6 | Sudoeste |
| 10 (Dez) | G294146E65687 | 28 | 118 | 3 | Oeste |

As geleiras 1 e 2 apresentam respectivamente 74 (Figura 36 A) e 60 km² de área (Figura 36 B) com uma retração total de mais de 700 e 300 m, respectivamente, em algum ponto da frente da geleira. Considerando que a retração da parte terminal tem como escala temporal o ano, e a imagem tomada como base é a de 1999 em relação à 1986, têm-se retração de 53 m/ano e 23 m/ano para a geleira 1 e 2, respectivamente. Assim sendo, as duas foram classificadas como de retração marcada. Um dado importante a considerar é o comprimento do perfil longitudinal, já que representa a distância percorrida pela neve precipitada (áreas elevadas da geleira) até o encontro com o mar (parte mais baixa), sendo de 13 km para a bacia 1 e de 10 km para a bacia 2. Para delimitação do código da geleira, em função da latitude e longitude, foi delimitado um ponto central na geleira, resultando em G294263E656955S e G294247E65772S para a bacia de drenagem glacial 1 e 2, respectivamente.

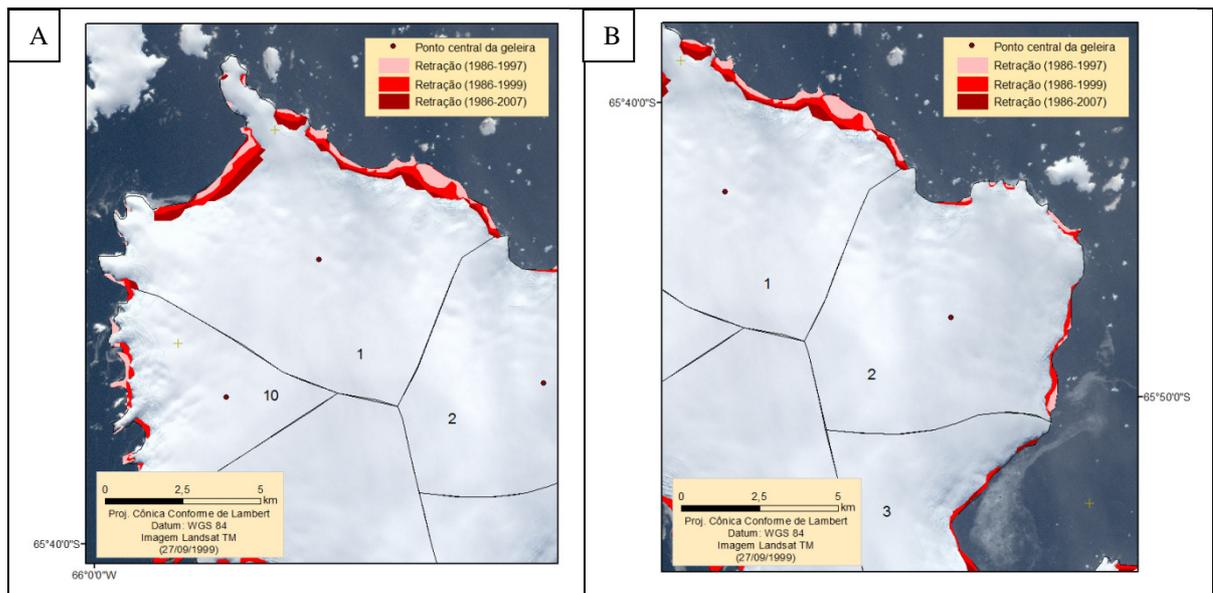


Figura 36: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 1 (A) e 2 (B).

Quanto à atividade da frente das geleiras 3 e 4, têm-se a retração de 23 m/ano (Figura 37 A) e de 19 m/ano (Figura 37 B), respectivamente, sendo a primeira considerada como geleira com retração marcada e a segunda com retração leve. O comprimento do perfil longitudinal para a bacia 3 é de 7 km e para a bacia 4 é de 9 km. A delimitação do ponto central da geleira gerou um código referente a bacia de drenagem glacial 3 e 4 sendo de G294050E65809S e G294117E65920S, respectivamente.

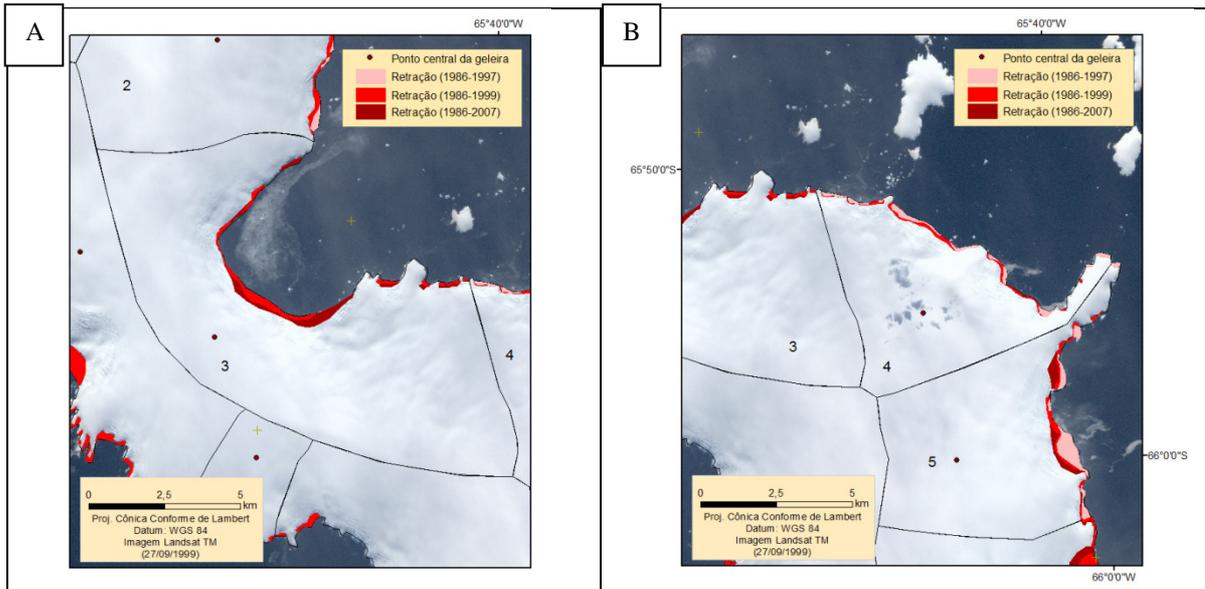


Figura 37: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 3 (A) e 4 (B).

A geleira 5 (Figura 38 A) apresentou retração de 57 m/ano, e a geleira 6 (Figura 38 B) teve retração de 50 m/ano, ambas apresentando retração marcada. O comprimento do perfil longitudinal para bacia 5 é de aproximadamente 10 km e na bacia 6 é de 8 km. Os valores de latitude e longitude do ponto central da geleira deram origem ao código G294025E65948S para a geleira 5 e G293911E65971S para geleira 6.

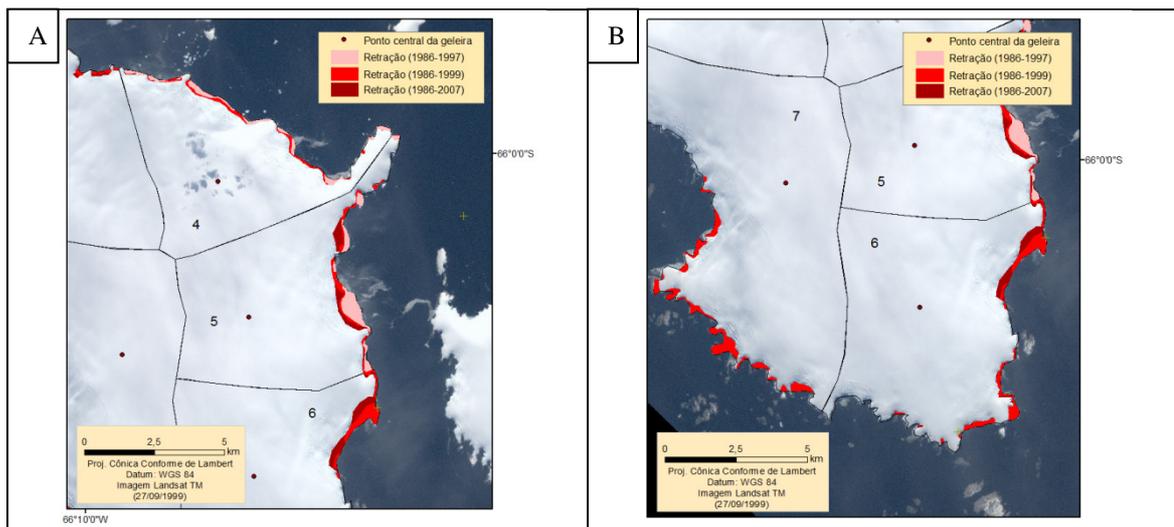


Figura 38: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 5 (A) e 6 (B).

A geleira 7 (Figura 39 A) foi a que apresentou maior retração no período de estudo, sendo de 65 m/ano e a geleira 8 (Figura 39 B) com retração de 34 m/ano, ambas consideradas como de retração marcada. Para a bacia 7 o perfil longitudinal mede aproximadamente 6 km e para a bacia 8 o perfil mede 4 km. O código gerado a partir das coordenadas do ponto central da geleira foi de G293957E65914S e G293982E65836S para a bacia 7 e 8, respectivamente.

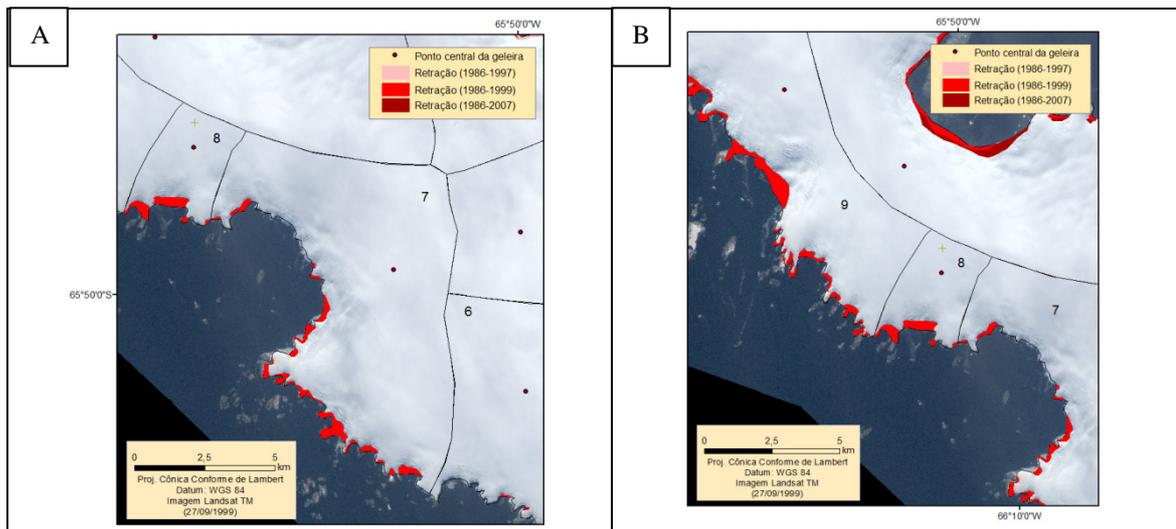


Figura 39: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 7 (A) e 8 (B).

A geleira 9 (Figura 40 A) apresentou retração de 57 m/ano e a geleira 10 (Figura 40 B) apresentou retração de 19 m/ano, sendo assim a primeira é considerada como de retração marcada e a segunda de retração leve. Somente duas bacias foram consideradas como de retração leve, a 4 e a 10. O perfil longitudinal da bacia 9 tem comprimento aproximado de 10 km e na bacia 10 mede 8 km. O código gerado a partir do ponto central da geleira foi de G294066E65760S e G294146E65687 para geleiras 9 e 10, respectivamente.

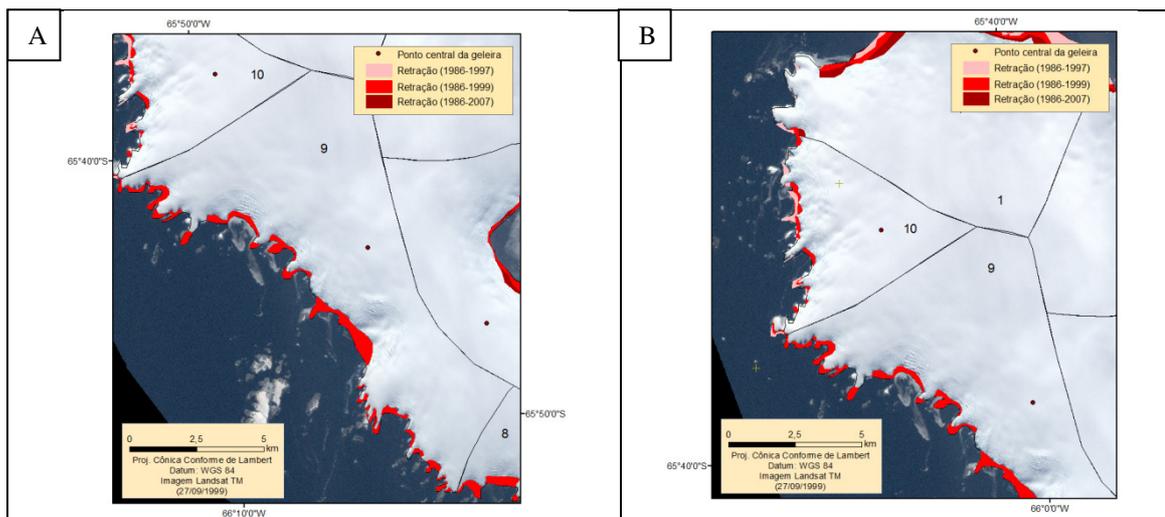


Figura 40: Retração das frentes das geleiras em 1997, 1999 e 2007 e localização do ponto central da geleira 9 (A) e 10 (B).

De fato, a estimativa da extensão de mudança das geleiras depende do tamanho geleira, bem como do seu tipo. Portanto, as proporções de retrações sugeridas pelo WGMS são relativas, conforme discutido na seção 5.2.5. As taxas propostas devem ser consideradas como uma estimativa grosseira, por exemplo, uma recessão de 20 m em uma geleira de 150 m de comprimento (perfil longitudinal) seria apenas um ligeiro recuo, enquanto que em uma geleira de 30 m de comprimento esse valor seria definitivamente um recuo marcado (GLIMS, 2013).

Também deve-se frisar que a dinâmica da frente das geleiras é muito variável, e que a imagem de satélite corresponde somente a um momento, portanto esses dados são relativos e pontuais.

6.5 Delimitação das frentes de geleiras: dinâmica de expansão e retração entre 1986 e 2007

6.5.1 Delimitação realizada a partir da imagem com filtro e interpretação visual

Com o objetivo de criar uma metodologia que pudesse automatizar, ao menos em parte, a vetorização dos limites das frentes de geleiras, foi realizado o processamento de imagem chamado “filtro passa-altas”, conforme discutido na seção 5.5.5.1.

A partir das bordas geradas, nas imagens de Landsat de 23/02/1997 e 07/03/2007, foi realizada a vetorização manual das áreas de retração e expansão das geleiras, ou seja, da área

de recuo ou avanço entre a borda gerada pelo limite da geleira e do arquivo vetorial referente à configuração da ilha em 18/02/1986. A vetorização totalmente manual também foi realizada, baseada na interpretação visual das imagens Landsat.

A interpretação visual se baseia em reconhecer padrões que sirvam para a interpretação e extração de informações, sendo esses elementos visuais: tom, forma, tamanho, padrão, textura, sombra e associação (LILLESAND, 2000). Para reconhecer o limite da frente de geleira, o elemento textura e tom foram os mais utilizados.

Os valores obtidos, em quase todos os casos, com a vetorização manual foram superiores aqueles obtidos com a aplicação do filtro. Essa variação nos valores de retração e expansão pode estar ligada à presença de gelo marinho e desprendimento de *icebergs*, que no caso da interpretação visual pode confundir o pesquisador quanto à linha de término da geleira. Por outro lado, a presença de nuvens afeta os resultados da aplicação do filtro, inviabilizando em algumas geleiras a delimitação de sua parte frontal, como foi o caso da bacia de drenagem glacial 10, na imagem de 1997, e a bacia 6 na imagem de 1999.

Como já foi esclarecido, as frentes de geleiras com presença de ruídos da imagem ou nuvens não tiveram a vetorização da sua frente realizada. Dessa forma para o ano de 1997 somente as bacias 1, 2, 4, 5 e 10 foram analisadas e para o ano de 2007 somente as bacias 1, 3, 5 e 6.

Comparado aos dados de retração, a expansão das geleiras apresentaram maior variabilidade (proporcionalmente). Em 1997 (Figura 41 A) a maior variação ocorreu na bacia 1 com 100 m de retração a mais para a metodologia de delimitação visual. Em 1999 (Figura 41 B), a maior variação foi de 200 m a mais na delimitação da imagem com filtro, para a bacia 1. Em 2007 (Figura 41 C), a maior e única variação foi de 100 m a mais para a metodologia de análise visual.

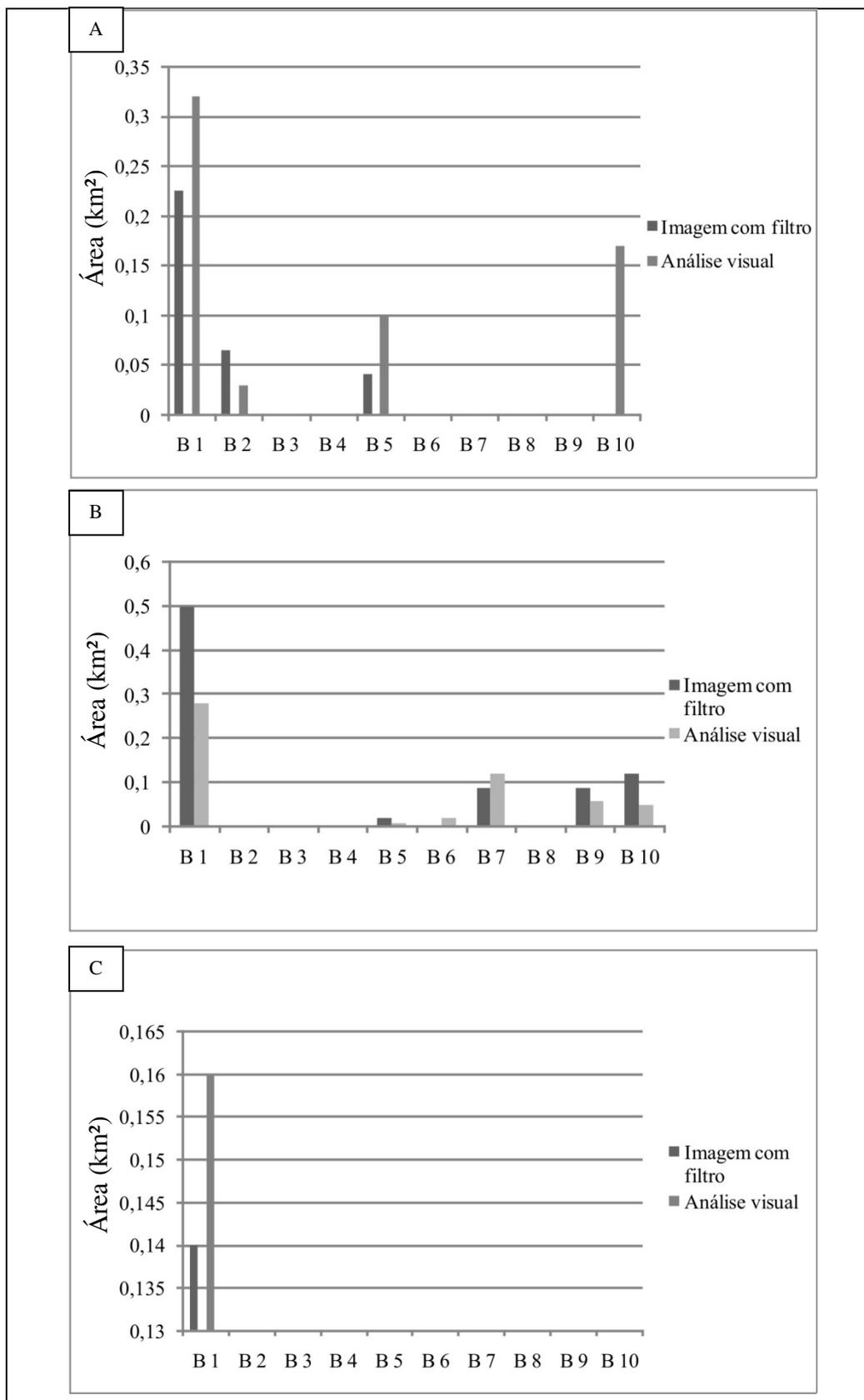


Figura 41: Expansão das frentes de geleiras segundo a análise visual e imagem com filtro para os períodos de 1997 (A), 1999 (B) e 2007 (C).

No caso da retração das geleiras, os resultados comparativos entre as duas metodologias são mais próximos. Deve-se ressaltar que na imagem de 1999 (Figura 42 B), sem nuvens, a metodologia apresentou resultados mais próximos, sendo que a maior diferença foi de 500 m para a geleira 9, dessa forma, a ausência de nuvens facilita a delimitação de bordas na imagem, bem como a interpretação visual.

Para o ano de 1997 (Figura 42 A), as variações também foram da ordem de 500 m a mais na análise visual na bacia 4, ressaltando que para a bacia 10 a delimitação da borda foi confusa, e portanto seu valor não foi calculado. Em 2007 (Figura 42 C), a maior variação foi de 500 m a mais na análise visual na bacia 4, e na bacia 6 não foi possível delimitar a borda da imagem.

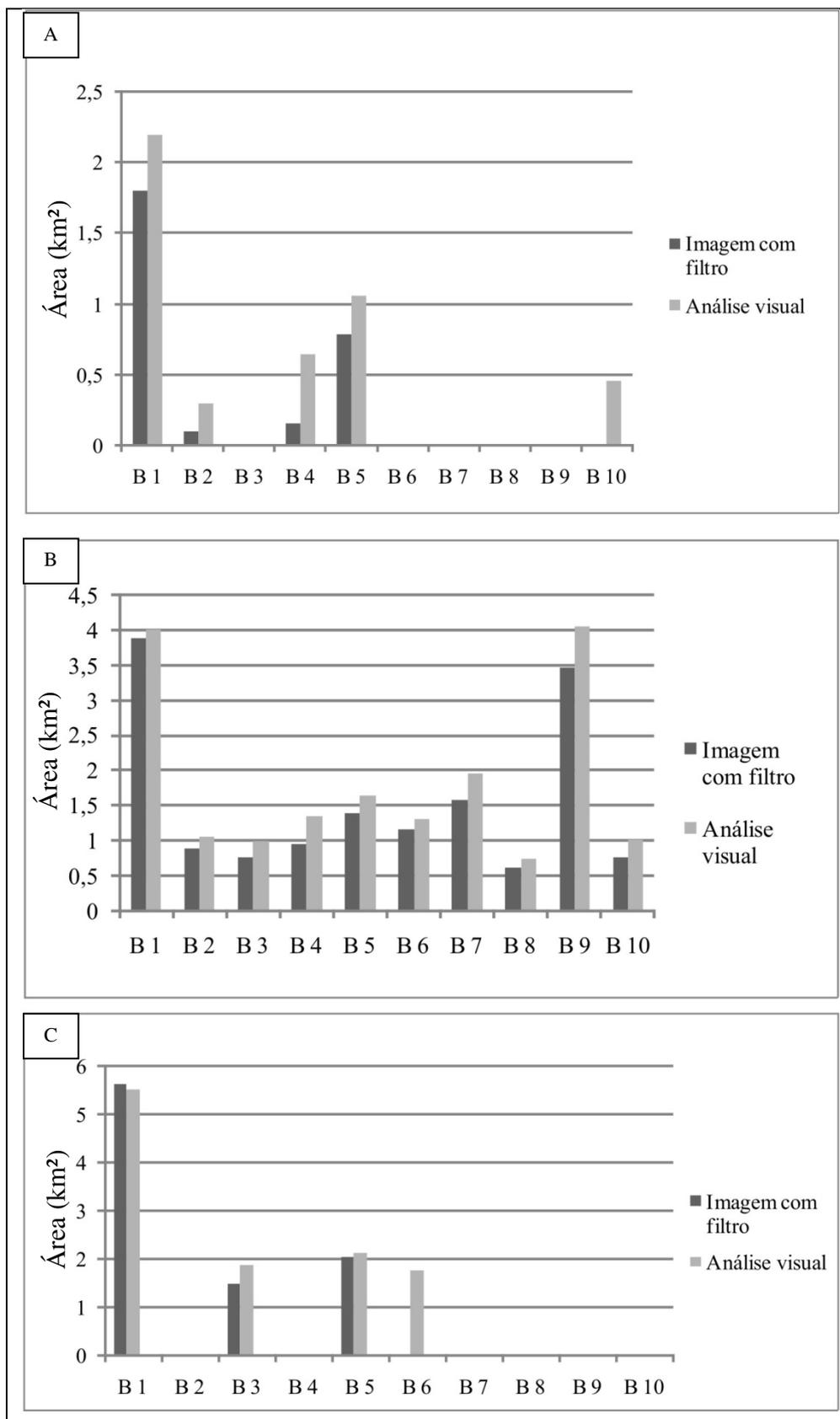


Figura 42: Retração das frentes de geleiras segundo a análise visual e imagem com filtro para os períodos de 1997 (A), 1999 (B) e 2007 (C).

Dessa forma, considerando o tamanho do pixel da imagem Landsat (15 m para o ETM+) e o erro contido durante o georreferenciamento da imagem (43 m) o resultado obtido entre a análise visual e o realce das bordas, para a expansão das geleiras, é praticamente igual. Para os valores de retração, a diferença entre as metodologias foi maior com variação de 500 m. Pode-se afirmar que, se a imagem não possuir nuvens e gelo marinho nas proximidades da parte terminal da geleira, a aplicação do realce de bordas é uma opção pertinente, caso contrário é recomendável a análise visual. A aplicação do realce de bordas na imagem de satélite também seria aconselhável para áreas de estudo em áreas maiores, visando agilidade na delimitação das frentes das geleiras.

6.5.2 Erros inerentes ao processo de quantificação da dinâmica da geleira

Ao se quantificar dados em imagens de satélite por sensoriamento remoto é importante destacar que ocorrerão erros, relacionados ao georreferenciamento, e à projeção cartográfica. Para a imagem de 18/02/1986 o erro horizontal foi de 41 m, já para a data de 23/02/1997 o erro foi de 42 m; para o ano de 27/09/1999 foi de 45 m considerando que a escala espacial dessa imagem é de 15 m e para o ano de 07/03/2007 foi de 63 m.

6.5.3 Análise da dinâmica da retração e aumento das frentes de geleiras da ilha Renaud

A imagem do ano de 1997 (Figura 43 A) apresentou cobertura de nuvens em 5 geleiras, e das 5 geleiras restantes 4 apresentaram expansão totalizando 0,6 km², e a retração foi observada em todas somando aproximadamente 4,5 km².

A imagem de 1999 (Figura 43 C) não apresentou nuvens permitindo assim uma análise de todas as bacias de drenagem glacial. Em 3 geleiras não foi observada a expansão da frente da geleira, nas demais a expansão total foi de 0,5 km², ressaltando que esse valor de expansão é referente à 7 geleiras, e é menor que do ano de 1997 onde somente 5 geleiras foram monitoradas. Já no que se refere ao processo de retração, o valor acumulado foi de 17,5 km², ou seja, a ilha Renaud perdeu aproximadamente 3% de sua área em 13 anos de monitoramento.

Em 2007 (Figura 43 B), só houve expansão em uma geleira (0,1 km²) de 4 analisadas, e retração de 11,2 km² nestas, com presença de nuvens em 4 bacias e falha na imagem em outras duas. Em 1999, o valor de retração total foi de 16,6 km² para 10 geleiras, e em 2007 foi

de 11,2 km² somente para 4 bacias de drenagem. A presença de nuvens e falhas na imagem acabou prejudicando a análise, porque nem todas bacias de drenagem glacial puderam ser monitoradas. Contudo, observou-se que todas as geleiras apresentaram valores de retração significativamente maiores que o de expansão.

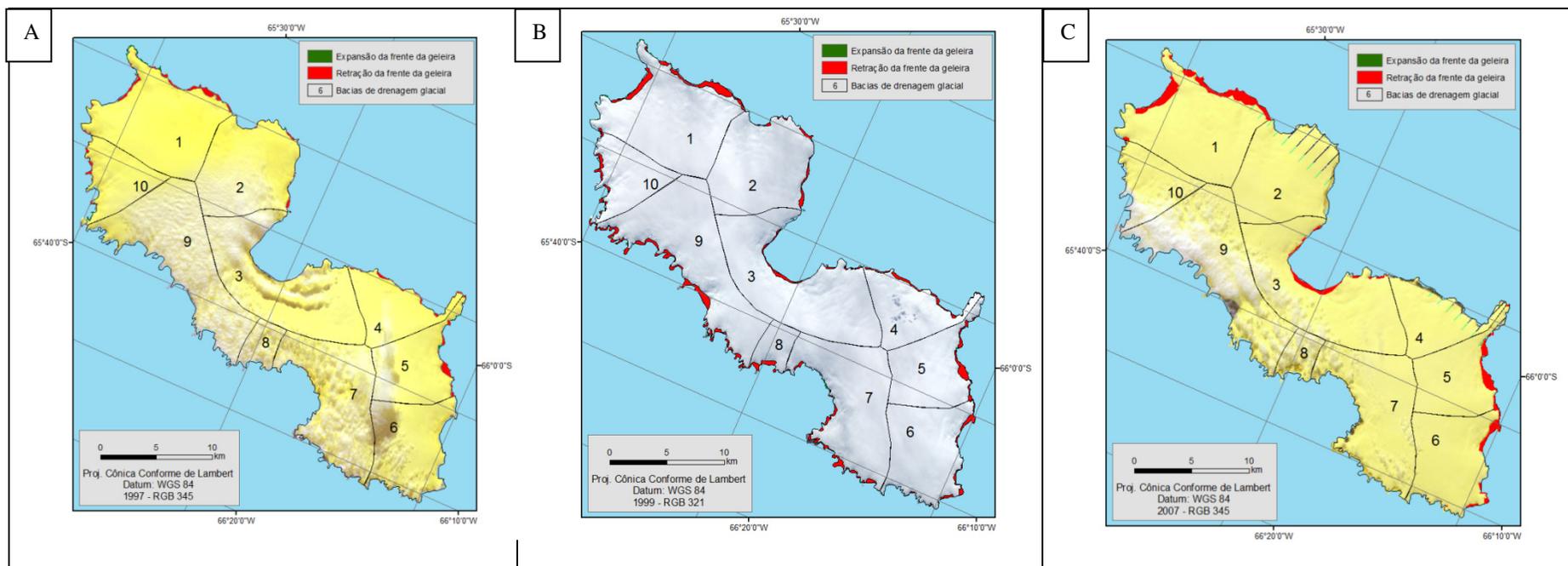


Figura 27: Dinâmica das frentes de geleiras para os períodos de 1986–1997 (A), 1986–1999 (B) e 1986–2007 (C).

Considerando que somente na imagem de satélite de 1999, todas as bacias de drenagem glacial foram analisadas, o cálculo de expansão e retração total para a área de estudo se limita à somente 13 anos. Então, no período entre 1986 e 1999 a ilha Renaud teve uma retração aproximada de 18 km², enquanto que a expansão total foi somente de 0,5 km², resultando numa retração total de 17,5 km² correspondendo à 3,5% da área total.

6.6 As variações da calota de gelo da ilha Renaud no cenário regional.

Como verificado na classificação temática das imagens de satélite, a ilha Renaud possui zona saturada e gelo sobreposto, ou seja, com presença de água líquida em toda a superfície da calota de gelo. Em vista disso, o fluxo da neve provavelmente deve ser rápido com alta taxa de derretimento superficial, dada a distância que a geleira tem entre a sua parte mais alta e a mais baixa (aproximadamente de 5 km) sendo possível a manutenção da cobertura de gelo na ilha devido à alta precipitação.

As observações feitas em Faraday/Vernadsky desde 1956 mostram um aumento estatisticamente significativo no número de eventos de precipitação durante o inverno. O número anual total desses eventos em Rothera também está aumentando, mas como o registro é relativamente curto, não é estatisticamente significativo (TURNER *et al.* 2012). A ilha Renaud se localiza numa área com ocorrência de grande precipitação, contribuindo assim para uma entrada de massa glacial significativa no sistema.

O valor de retração das geleiras da ilha Renaud, no período entre 1986 e 1999 foi de 17,5 km². Comparando com dados de outras ilhas da porção oeste da Península Antártica, a retração da ilha Renaud foi alta. A ilha Brabant, entre 1989 e 1999 diminuiu 2,7 km², representando uma perda total de 0,3% da sua área. Na ilha Rei George, a diminuição foi de 89 km² do campo de gelo, uma redução de 7,14 % da área entre 1956 e 1995 (BREMER, 1998). A ilha Joinville perdeu 9 km² de suas frentes de geleiras, entre 1990 e 2000, representando 0,6% da área total da ilha.

Na ilha Rei George entre 1956 e 2000, a Enseada Martel perdeu 3,55 km², ou 7,7% de sua área total. Destaca-se a geleira Dobrowolski, onde uma retração de até 1140 m (± 40 m) nesse período foi observada, tendo perdido 1,58 km² de gelo, valor este que corresponde a 11,67 % de sua área atual (ARIGONY-NETO, 2001). Na ilha Renaud, as geleiras nomeadas de 1 e 9 apresentaram retração de 4 km², cada uma, entre 1986 e 1999, o que respectivamente

corresponde a 5,5% e 5% da área total dessas geleiras. Assim, pode-se verificar a maior taxa de retração das geleiras da ilha Renaud.

As taxas mais altas de retração na ilha Renaud (proporcionalmente) em relação a outras ilhas da PA deve-se, provavelmente, ao fato de que todas as geleiras da área de estudo serem do tipo de desprendimento de gelo e sofrerem ação erosiva por parte das ondas. Geleiras de maré foram as que mais recuaram nas ilhas do entorno da Península Antártica, cerca de 87% (PRITCHARD *et al.* 2007). Além disso, como são as partes flutuantes que estão retraindo, pode-se correlacionar essas variações com temperaturas mais altas no oceano dessa região e diminuição da espessura do gelo marinho, que desestabiliza a frente da geleira.

Os trabalhos desenvolvidos por Simões *et al.* (1999) e Ahlert *et al.* (2002) apontaram uma tendência de retração mais significativa em áreas abrigadas das geleiras, como no interior de enseadas e baías, predominantemente orientadas para o sul ou sudeste. A ilha Renaud não obedece esse padrão, tendo como orientação principal da retração, sudoeste, justamente em áreas mais expostas.

A causa da retração das frentes de geleiras da ilha Renaud, provavelmente resulta de uma combinação de fatores, sendo os principais: elevação da temperatura das águas do oceano, diminuição da espessura do gelo marinho, intensificação do derretimento do gelo e aquecimento atmosférico. Assim como Braun e Gossmann (2002), constataram sobre as geleiras das ilhas Shetland do Sul, na ilha Renaud não existe um padrão geral para o recuo das frentes de geleiras, algumas até se mantiveram estáveis.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 Considerações

Utilizando a metodologia de análise visual da imagem Landsat TM 1999, e do arquivo de direção de fluxo do RAMP DEM, foi possível delimitar 10 bacias de drenagem na ilha Renaud. Todas as geleiras são bacias simples e apresentam o perfil longitudinal regular, característica frontal de desprendimento, o que pela classificação primária é uma calota de gelo. Assim, trata-se de uma ilha com cobertura de gelo muito homogênea.

A variação de declividade também é muito pequena, chegando a 9%, sendo considerada baixa. A altitude máxima é de aproximadamente 150 m, e o perfil altimétrico da ilha demonstra um formato dômico, sem controle do embasamento, como seria de esperar em uma calota de gelo.

Os dados do RAMP DEM, mesmo tendo poucos detalhes devido à escala espacial, permitiram a geração dos mapas de declividade, hipsometria, orientação das vertentes, direção do fluxo e de curvas de nível para a ilha Renaud.

A obtenção da temperatura superficial estimada apresentou problemas, considerando que a emissão na faixa do termal sofreu interferência da temperatura da água na superfície do gelo. Mesmo com a validação dos dados utilizando a temperatura obtida *in loco* da estação meteorológica de Rothera na ilha Adelaide, a TSE sempre apresentou diferença, em média, de 4°C mais baixa que a temperatura obtida em campo. Os resultados também não foram satisfatórios para diferenciação de nuvens e neve. Na imagem de 1985 as nuvens apresentam maior temperatura e nas imagens de 1997 e 2007 a nuvem é mais fria que a neve, não obedecendo assim a um padrão. Contudo, analisando esses dados foi possível delimitar e caracterizar preliminarmente as zonas de acumulação e ablação da ilha, para auxílio na classificação temática.

A classificação temática e os dados de reflectância mostram a ilha Renaud com água líquida em todas as zonas superficiais, indicando uma alta taxa de derretimento. A cobertura de neve nessa ilha é preservada pela alta precipitação nessa área da costa oeste da Península Antártica.

Todas as geleiras da ilha Renaud são de desprendimento de gelo (geleira de maré) com uma parte flutuante no mar, concordando com observações de variações de outras frentes de gelo na PA. A retração das geleiras da ilha Renaud é proporcionalmente maior do que em

outras ilhas da região. Isso pode ser o resultado de uma combinação de fatores, sendo os principais: elevação da temperatura das águas do oceano e desestabilização das frentes de geleiras por ação das ondas, diminuição da espessura do gelo marinho, intensificação do derretimento do gelo e aquecimento atmosférico.

Considerando a variação das geleiras entre 1986 e 2001 (imagem sem nuvem), somente em 3 geleiras não foi observada a expansão da frente da geleira, nas demais ocorreu uma expansão total de 0,5 km². Já no que se refere ao processo de retração, o valor acumulado foi de 18 km² (perda líquida total de 17,5 km²), ou seja, a ilha Renaud perdeu aproximadamente 3% de sua área em 13 anos de monitoramento.

A utilização de filtros para realçar as bordas nas imagens de satélite e assim a linha de frente da geleira, mostra resultados próximos aos obtidos de forma manual, desde que não haja gelo marinho e nuvens presentes na imagem. A aplicação do realce de bordas na imagem de satélite também seria aconselhável para áreas de estudo maiores, visando agilidade na delimitação das frentes das geleiras.

Considerando as dificuldades inerentes à obtenção de dados com uso do sensoriamento remoto, ressalta-se a importância do uso de imagens de diferentes sensores, ASTER, TM, ETM+, dados do RAMP DEM, além de diferentes técnicas, como classificadores variados e metodologias semi-automáticas para obtenção dos limites das frentes das geleiras, para que em conjunto possa ser possível obter mapas e dados para áreas pouco pesquisadas como a ilha Renaud.

7.2 Trabalhos futuros

Como sugestão de trabalhos futuros, recomenda-se a obtenção de mais imagens ASTER, que permitam a geração de um Modelo Numérico de Terreno com maior escala de detalhe para a ilha Renaud. Também sugere-se a utilização de imagens termais do Landsat em outras áreas da Península Antártica com estações meteorológicas instaladas, buscando uma metodologia para validar esses dados. Realizar outros tipos de processamentos de imagem buscando a automatização, por completo, da metodologia de realce de bordas nas imagens tornando-a menos subjetivo e mais rápida, já que o processamento não seria feito pelo usuário.

Além disso, para obter dados de balanço de massa e velocidade de fluxo, validando os dados obtidos nesta pesquisa, seria adequada a utilização de dados provenientes de sensores ativos como o LASER ou RADAR.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADD - **Antarctic Digital Database**. Versão 6.0. Disponível em: <http://www.nerc.bas.ac.uk/public/magic/add_home.html>. Acesso em: 16 de abril de 2013.

AHLERT, S. **Variações Morfológicas do Campo de Gelo da Ilha Brabant, Antártica**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 116 p., 2005.

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

AHLERT, S.; SIMÕES, J. C.; O sensoriamento remoto como recurso no estudo da Antártica. *In*: 4ª JORNADA DE EDUCAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO NO ÂMBITO DO MERCOSUL, 2004, São Leopoldo, RS. **Anais...** São Leopoldo: 2004, 5 p.

ANDRADA, R. R.; OLIVEIRA, J. A.; BICCA, C. E.; MENDES JUNIOR, C. W.; ARIGONY NETO, J. Análise de parâmetros morfométricos de geleiras derivados de diferentes modelos digitais de elevação da Península Antártica. *In*: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 2013, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Foz do Iguaçu: 2013, p. 8782–8789.

ARIGONY-NETO, J.; BREMER, U. F.; SIMÕES, J. C. Variações nas frentes de gelo da enseada Martel, ilha Rei George, Antártica, entre 1956 e 2000. *In*: X Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, 2001, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...**, Foz do Iguaçu: 2001, INPE, p. 709–711.

ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; RAU, F.; JAÑA, R.; VOGT, S.; GOSSMANN, H. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, vol. 94. p.19–33, 2009.

ASTER – **DTM**. Disponível em: <http://www.sulsoft.com.br/asterdtm/>. Acesso em 22 de novembro de 2013.

BAMBER, J. L.; KWOK, R. Remote-sensing techniques. *In*: BAMBER, J. L.; PAYNE, A. J. (ed.). **Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 59–113, 2004.

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

BAS–**British Antarctic Survey**. Rothera Research Station. Disponível em http://www.antarctica.ac.uk/living_and_working/research_stations/rothera/. Acesso em: 12 de outubro de 2013.

BECK, C. D. **Morfologia e Variações na Cobertura de Gelo da Ilha Joinville-Antártica, Através de Técnicas de Sensoriamento Remoto**. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 116 p., 2005.

BENN, D. I.; EVANS, D. J. A. **Glaciers and Glaciation**. Londres: Edward Arnold, 734 p., 1998.

BENNETT, M. R.; GLASSER, N. F. **Glacial Geology - Ice sheets and Landforms**. Inglaterra: John Wiley, 364 p., 1996.

BRAUN, M.; GOSSMANN, H. Glacial changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, maritime Antarctica. In: Beyer, L.; Bölter, M. (Ed). **Geoecology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes**. Berlin: Springer-Verlag, p. 75–89, 2002.

BREMER., U. F. **Morfologia e Bacias de Drenagem da Cobertura de Gelo da Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998. 119 p.

BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J. **Glaciogenic Sediments. Developments in Sedimentology**. Amsterdam: Elsevier, vol. 49, 1991.

CAMPBELL, J. B. **Introduction to Remote Sensing**. New York: Guilford, 622 p., 2011.

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**, vol. 113, p. 893–903, 2009.

CHOI, H.; BINDSCHADLER, R. Cloud detection in Landsat imagery of ice sheets using shadow matching technique and automatic normalized difference snow index threshold value decision. **Remote Sensing of Environment**, vol. 91 (2), p. 237–242, 2004.

CHOUDHURY, B. J., CHANG, A. T. C. The solar reflectance of a snow field. **Cold Regions Science and Technology**, vol. 1 (2), p. 121–128, 1979.

COOK, A. J.; MURRAY, T.; LUCKMAN, A.; VAUGHAN, D. G.; BARRAND, N. E. **Antarctic Peninsula 100 m Digital Elevation Model Derived from ASTER GDEM**. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center: 2012.

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**, vol. 308, p. 541–544, 2005.

CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 1993.

CUFFEY, K. M.; PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers**. 4^a ed. Oxford: Pergamon/Elsevier Science, 380 p., 2010.

DELMAS, R. J. Polar ice records of the past climate and environment. *In: Ciências Espaciais e da Atmosfera na Antártica*, 1995, São Paulo. **Anais...**São Paulo: 1995, p. 313.

DOZIER, J. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. **Remote Sensing of Environment**, vol. 28, p. 9–22, 1989.

FERRON, F. A. **Variações nas Razões de Isótopos Estáveis na Neve e no Gelo na Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 125p., 1999.

FRETWELL, P. et al. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, **The Cryosphere**, n. 7, p. 375–393, 2013.

GLIMS. 2013. **Global Land Ice Measurement from Space**. Disponível em: <http://www.glims.org>. Acesso em: 10 de agosto de 2013.

GROVE, J. M. **The Little Ice Age**. London: Methuen, 498 p., 1988.

HALL, D. K.; BAYR, K. J.; SCHONER, W.; BINDSCHADLER, R. A.; CHIEN, J. Y. L. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893–2001). **Remote Sensing of Environment**, vol. 86 (4), p. 566–577, 2003.

HALL, D. K.; MARTINEC, J. **Remote Sensing of Ice and Snow**. Londres: Chapman, 189 p., 1985.

HAMBREY, M. **Glacial Environments**. Londres: UCL Press, 296 p., 1994.

HATTERSLEY-SMITH, M. A.; PHIL, F. R. S. C. The History of Place-names in the British Antarctic Territory (Part I). **Scientific Reports**, n. 113, 349 p., 1991.

HENDERSON, F. M.; CHASAN, R.; PORTALS, J.; HART JR, T. F. Contribution of SAR data and image concatenation in reducing optical sensor-derived urban land cover category confusion. *In: Second International Workshop on Retrieval of Bio and Geo-Physical Parameters from SAR data for Land Applications*, 1998, Noordwijk, The Netherlands. **Workshop...** Noordwijk: 1998, p. 21–23.

IZAGUIRRE, I. **Antártida: descubriendo el continente blanco**. Ediciones Caleuche, 192 p., 2000.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em Recursos Terrestres**. São José dos Campos, SP: Parênteses, 598 p., 2009.

JENSON S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System Analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, vol. 54 (11), p. 1593–1600, 1988.

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

KLEMAN, J.; HATTESTRAND, C.; STROEVEN, A. P.; JANSSON, K. J.; DE ANGELIS, H.; BORGSTROM, I. Reconstruction of paleo-ice sheets-inversion of their glacial geomorphological record. *In*: Knight, P.G. (Ed). **Glacier Science and Environmental Change**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd, 527 p., 2006.

LEE, J. E.; CHOWN, S. L. Quantification of intra-regional propagule movements in the Antarctic. **Antarctic Science**, vol. 23 (4), p. 337–342, 2011.

LEVIN N. (1999). **Fundamentals of Remote Sensing, a book compiled using Internet resources, articles and personal knowledge**. 225p.

LILLESAND, T.; KIEFER, R. **Remote Sensing and Image Interpretation**. New York: John Wiley & Sons, 724 p., 2000.

LIMA – **Landsat Image Mosaic of Antarctica**. Disponível em: <http://lima.usgs.gov/>. Acesso em: 14 de abril de 2013.

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), 2001.

LONGLEY P. A.; GOODCHILD M. F.; MAGUIRE D. K.; RHIND D. W. (eds.), **Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications**. New York: John Wiley, 517 p., 2005.

LYTHE, M. B.; VAUGHAN, D. G. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, J. **Geophysical Research**, vol. 106 (83) p 11335–11351, 2001.

MASSOM, R.; LUBIN, D. **Polar Remote Sensing: Ice Sheets.**, Chichester (UK): Praxis Publishing, 756 p., 2006.

MONAGHAN, A. J.; BROMWICH D. H.; SCHNEIDER, D. P. Twentieth century Antarctic air temperature and snowfall simulations by IPCC climate models. **Geophysical Research Letters**, n. 35 (7) , DOI 10.1029/2007 GL 032630, 2008.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). **Landsat Data Continuity Mission: Continuously Observing Your World**. 2013. Disponível em: <http://ldcm.gsfc.nasa.gov/mission_details.html>. Acessado em: 19 dez. 2013.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto - Princípios e Aplicações**. São Paulo: Edgard Blucher, 308 p., 2011.

NSIDC – National Snow and Ice Data Center. **Landsat 8 helps unveil the coldest place on Earth**. Disponível em: http://nsidc.org/news/press/2013_ColdestPlace_PR.html. Acesso em 12 de dezembro de 2013.

O'BRIEN, H. W.; MUNIS, R. H. **Red and Near-infrared Spectral Reflectance of Snow**. Hanover: U. S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab., 1975.

OLIVEIRA, J. A. DE *et al.* Desenvolvimento de um método semi-automático para o inventário de geleiras da Península Antártica. *In: Resumos do APECS BRASIL, 2012*, Rio Grande, RS. **Anais...**Rio Grande: 2012. Disponível em: <http://apecs-brasil-iiworkshop.blogspot.com.br/>

OERLEMANS, J; FORTUIN, J. P. F. Sensitivity of Glaciers and Small Ice Caps to Greenhouse Warming. **Science**, vol. 258, p. 115–117, 1992.

ORHEIM, O.; LUCCHITTA, B. K. Numerical analysis of Landsat Thematic Mapper images of Antarctica: surface temperatures and physical properties. **Annals of Glaciology**, vol. 11, p. 109–120, 1988.

PARKINSON, C. L. Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979–99. **Annals of Glaciology**, vol. 34, p. 435–440, 2002.

PRITCHARD, H. D.; VAUGHAN, E. D. G. (2007). Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula, **Journal of Geophysical Research**, n. 112 (F3), DOI: 10.1029/2006JF000597, 2007.

PURKEY, S. G.; GREGORY C.; JOHNSON, P. Antarctic Bottom Water Warming and Freshening: Contributions to Sea Level Rise, Ocean Freshwater Budgets, and Global Heat Gain. **Journal of Climate**, vol. 26, p. 6105–6122, 2013.

RACK, W.; ROTT, H. Pattern of retreat and disintegration of the Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, vol. 39, p. 505–510, 2004.

RAU, F.; MAUZ, F.; VOGT, S.; KHALSA, S. J. S.; RAUP, B. **Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory**. Alemanha: GLIMS Regional Center 'Antarctic Peninsula'. Alemanha, 36 p., 2004.

REES, G. W. **Remote Sensing of Snow and Ice**. Londres: Taylor and Francis, 285 p., 2006.

REES, W. G.; **Physical Principles of Remote Sensing**. 2^a ed., Cambridge University Press, Reino Unido, 343 p., 2001.

REYNOLDS., M. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **Br. Antarctic Sum Bulletin**, n. 54, p. 123–133, 1981.

REZAEI, Y. **Investigation of Chale Khersan Glacier using Remote Sensing Data and GIS**. Iran: Khaje Nasire Toosi, 2004.

RICHARDS, J. A.; JIA, X. **Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction**. 4^a ed., Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2006.

RIGNOT, E. J. Fast recession of a West Antarctic glacier. **Science**, vol. 281, p.549–551, 1998.

SCAMBOS, T.; BOHLANDER, J. A.; SHUMAN, C. A.; SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. **Geophysical Research Letters**, vol. 31 (18), p. 1–4, 2004.

SHARP, R. P. **Living ice: Understanding glaciers and glaciation**. Cambridge: University Press, 225 p., 1991.

SHI, J.; DOZIER, J. Measurement of snow and glacier covered areas by single-polarization SAR. **Annals of Glaciology**, vol. 17, p. 72–76, 1995.

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

SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F.; AQUINO, F. A.; FERRON, F. A. Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 220–224, 1999.

SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H. Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. *In*: Domack E.; Leventer, A.; Burnett, A.; Bindschadler, R.; Convey, P. & Kirby, M. (Eds.): Antarctic Peninsula climate variability: historical and paleoenvironmental perspectives. **Antarctic Research Series**, n. 79, p. 69–78, 2003.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, **Science**, vol. 296 (5569), p. 895–899, 2002.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; HARANGOZO, S. Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations, **Journal of Geophysical Research**, vol. 102 (02), p. 13999–14007, 2012.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. **Antarctic Climate Change and the Environment – a contribution to the International Polar Year 2007-2008**. Cambridge: SCAR, Scott Polar Research Institut., 395 p., 2009.

USGS – **United States Geological Survey: Earth Explorer**. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em 13 de abril de 2013.

VAUGHAN, D. G., et al. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula, **Climate Change**, vol. 60(3), p. 243–274, 2003.

VERMOTE, E. F.; TANRE, D.; DEUZ, J. L.; HERMAN, M.; MORCRET, J. J. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 35 (3), p. 675–686, 1997.

VINNIKOV, K. Y.; ROBOCK, A.; STOUFFER, R. J.; WALSH, J. E.; PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J.; MITCHELL, J. F. B.; GARRETT, D.; ZAKHAROV, V. F. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. **Science**, vol. 286, p. 1934–1937, 1999.

WALLEN, R. **Introduction to Physical Geography**. Dubuque, IA: Wm. C. Brown Publishers, 1992.

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

WHITE, I. D.; MOTTERSHEAD, D. N.; HARRISON, S. **Environmental System: An Introductory Text**. 2 ed., Londres, Chapman e Hall, 616 p., 1992.

WILLIAMS, JR. R. S.; DOROTHY, K.; HALL, S.; BENSON, C. S. Analysis of glacier facies using satellite techniques. **Journal of Glaciology**, vol. 37, n. 125, p. 120–128, 1991 .

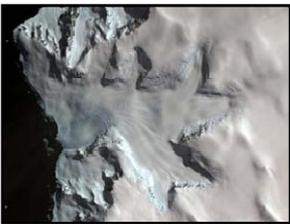
ZENG, Q.; CAO, C. M.; FENG, X.; LIANG, F.; CHEN, X.; SHENG, W. Study on reflection characteristics of snow, ice and water of northwest China. **IAHS Publication**, v. 23, p. 451–462, 1984.

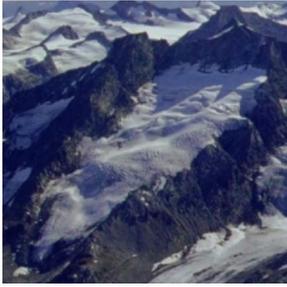
ZHANG, T. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview, **Reviews of Geophysics**, vol. 43(4), DOI: 10.1029/2004RG000157, 2005.

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

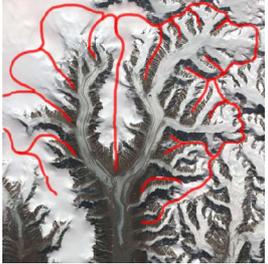
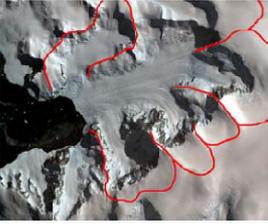
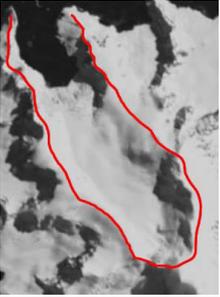
ANEXOS

Anexo 01: Características primárias das geleiras. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|--------|--|---|
| 1 | Manto de Gelo | Uma massa de neve e gelo com grande espessura e área maior do que 50.000 km ² . Os mantos de gelo podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso ou flutuando. Podem ser constituídos por vários domos de gelo, que refletem elevações subglaciais. Mantos e calotas de gelo submergem a topografia subglacial e desenvolvem perfis superglaciais, com meia secção parabólica, em padrão governado pelas propriedades de deformação do gelo. |
| 2 | Campo de Gelo  | Geleira que cobre área extensa, com superfície plana ou ondulada e não apresenta domos de gelo. A cobertura de gelo não é espessa o suficiente para cobrir as montanhas ou formar uma calota e a morfologia superficial é fortemente controlada pelo embasamento. Geralmente, os campos de gelo são escoados por geleiras de descarga que fluem através de brechas e passagens entre as montanhas. |
| 3 | Calota de Gelo  | Uma geleira com forma de domo, geralmente cobrindo um planalto. Calotas de gelo são menores em área (até 50.000 km ²) do que mantos de gelo. Assim como os mantos, uma calota pode ter vários domos e geleiras de descarga. |
| 4 | Geleira de descarga  | Uma geleira de vale que drena um manto ou calota de gelo situada no interior, e que flui através de um desfiladeiro entre as montanhas periféricas. |
| 5 | Geleira de Vale  | Uma geleira que é confinada entre as paredes de um vale e termina em uma língua estreita. Várias geleiras de vale podem coalescer, formando um tronco principal, ou seja uma geleira de vale composta, onde as morainas mediais indicam os limites de cada unidade. |

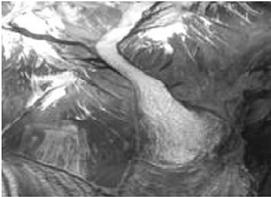
| | | |
|----|---|---|
| 6 | <p>Geleira de Montanha</p>  | <p>Qualquer geleira que flui entre as paredes de um vale de montanha, refletindo as principais feições da topografia subglacial.</p> |
| 7 | <p>Áreas glaciadas e/ou campo de neve</p>  | <p>Pequenas massas de gelo que perdurem pelo menos por dois anos sucessivos e que se encontra distribuída de forma indefinida em depressões, leitos de rio e em encostas abrigadas. São desenvolvidas a partir da precipitação de neve, avalanchas ou acumulação significativa em certos anos e normalmente não apresenta nenhum padrão de fluxo.</p> |
| 8 | <p>Plataforma de Gelo</p>  | <p>A parte flutuante de um manto de gelo, cuja espessura varia entre 200 e 2000 m e está fixa à costa. As plataformas de gelo têm geralmente grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada. Eles ganham massa pelo fluxo do gelo do manto ou pela acumulação <i>in situ</i>, e podem perder massa pelo desprendimento de <i>icebergs</i> ou derretimento do fundo pela água do mar.</p> |
| 9 | <p>Geleira de rocha</p>  | <p>Uma corrente de rocha que parece uma geleira, ocorrendo em anfiteatros, vales e vertentes. O gelo pode estar presente, mas predomina o material rochoso. Ocorre em ambientes relativamente áridos.</p> |
| 10 | <p>Corrente de gelo</p> | <p>Uma zona em um manto de gelo onde as velocidades de deslocamento do gelo podem ultrapassar centenas de metro por ano, devido ao deslizamento sobre o embasamento rochoso. Uma corrente não flui necessariamente na mesma direção do gelo circundante. Geralmente, uma corrente de gelo estende-se por centenas de quilômetros e tem milhares de metros de largura. As margens podem ser fraturadas com fendas expostas. Frequentemente uma corrente está associada a uma depressão profunda na topografia subglacial e drenam grande volume de gelo.</p> |
| 0 | <p>Indefinido</p> | <p>Qualquer característica diferenciada não descrita acima.</p> |

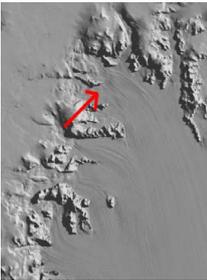
Anexo 02: Forma das geleiras. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|--------|--|--|
| 1 | <p>Composição de bacia glacial</p>  | <p>Duas ou mais geleiras de vale que se fundem em uma única geleira (geleiras de vale tributários).</p> |
| 2 | <p>Bacia composta</p>  | <p>Duas ou mais bacias de acumulação que drenam para uma única geleira.</p> |
| 3 | <p>Bacia simples</p>  | <p>Área de acumulação que constitui uma bacia simples, sem tributários.</p> |
| 4 | <p>Geleira de anfiteatro</p>  | <p>Uma geleira ocupa reentrância arredondada e individualizada em um lado de uma montanha, escavando profundamente. No momento que a geleira de anfiteatro flui da sua reentrância, forma uma geleira de vale.</p> |
| 5 | <p>Niche</p> | <p>Uma geleira pequena que ocupa um recesso estreito e irregular na vertente da montanha.</p> |
| 6 | <p>Geleira de cratera</p>  | <p>Ocorrem em regiões altas sobre crateras de vulcões extintos ou dormentes.</p> |
| 7 | <p>Flanco de gelo</p>  | <p>Massa de neve e gelo fina aderida à vertente, geralmente íngreme, de uma montanha.</p> |

| | | |
|----------|----------------------------|---|
| 8 | Grupo de pequenas geleiras | Pequenas massas de gelo próximas e com características semelhantes. São geleiras muito pequenas para serem avaliadas individualmente. |
| 9 | Gelo remanescente | Pequena massa glacial inativa localizada próxima a uma geleira (gelo morto). |
| 0 | Incerta ou mista | Forma diferenciada não descrita acima. |

Anexo 03: Características frontais das geleiras. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|--------|---|--|
| 1 | Piemonte  | Parte terminal de uma geleira de vale, na forma de leque e que ocupa extensa área na base de uma montanha. |
| 2 | Expandida  | Lóbulo formado na parte inferior da geleira, quando essa deixa as paredes limitadas de um vale e se estende para uma superfície menos restringida e mais nivelada – menor que piemonte. |
| 3 | Lóbulo  | Extensão de parte de uma geleira (braço) e que não chega a caracterizar uma geleira de descarga. |
| 4 | Desprendimento  | A separação de um pedaço de gelo a partir de uma geleira flutuante, frente de gelo ou iceberg. O termo é usado principalmente para descrever a formação de icebergs, que é a principal maneira de perder massa das plataformas de gelo antárticas. |
| 5 | Coalescente, não tributária | Geleiras que se encontram e fluem paralelamente. Não ocorre mistura da massa de gelo. |
| 10 | Desprendimento e piemonte  | Geleiras que terminam na forma de leque no mar/lago e perdem massa na forma de grunhões e <i>icebergs</i> . |
| 11 | Desprendimento e expandida  | Geleira que escoo entre as paredes limitadas de um vale e se estende para uma superfície menos restringida, terminando no mar/lago através da quebra de <i>icebergs</i> e grunhões. |
| 12 | Desprendimento e lóbulo | Extensão de parte da geleira normalmente assentada no fundo e que perde massa na forma de <i>icebergs</i> . |

| | | |
|------------------|---|--|
| <p>13</p> | <p>Geleira tributária de plataforma de gelo</p>  | <p>São as geleiras que drenam de um manto de gelo e coalescem formando as plataformas de gelo. A linha de ancoragem pode ser inferida de forma aproximada.</p> |
| <p>14</p> | <p>Geleira de Maré (flutuante)</p>  | <p>Geleiras que terminam no mar/lago e cuja frente esteja fluando.</p> |
| <p>15</p> | <p>Desprendimento seco</p>  | <p>O desprendimento (fragmentação do gelo) ocorre em terra, ocasionado por uma ruptura topográfica acentuada.</p> |
| <p>16</p> | <p>Confluente</p>  | <p>Geleiras tributárias se encontram e ocorre mistura da massa glacial drenada por essas.</p> |
| <p>0</p> | <p>Normal ou mista</p> | <p>Geleira regular que não apresenta mudanças ao longo do perfil superficial.</p> |

Anexo 04: Característica longitudinal da geleira. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|---------------|--|--|
| 1 | Regular  | Inclui as geleiras com perfil longitudinal regular ou ligeiramente suavizado. |
| 2 | Geleira pendurada  | Geleira ancorada no lado íngreme de uma montanha ou num vale suspenso. |
| 3 | Cascadeada  | Geleira que apresenta uma série de degraus com muitas fendas ao longo do perfil central da geleira. |
| 4 | Cascata de gelo  | Área de uma geleira com declive muito íngreme, densamente fraturada e geralmente com muitas fendas profundas expostas. |
| 5 | Interrompida  | O fluxo glacial não é contínuo. É interrompido pela presença de rupturas topográficas ao longo da linha central de drenagem. |
| 0 | Íncerta ou diversificada | Não é possível determinar as características longitudinais ou esta se encontra muito diversificada. |

Anexo 05: Origem da massa glacial. Fonte: RAU (2004).

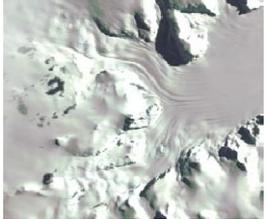
| Código | Nome da classe | Caracterização |
|---------------|--|---|
| 1 | Neve/neve arrastada  | Precipitação de neve ou neve arrastada pela ação do vento. |
| 2 | Avalancha | Gelo ou neve oriunda de uma avalanche. |
| 3 | Gelo sobreposto | Presença de água de derretimento, misturando camadas e veios de gelo numa massa contínua, com incremento anual de gelo exposto na superfície. |
| 0 | Desconhecida | Quando não se pode determinar com certeza a origem da massa glacial. |

Anexo 06: Dinâmica atual da geleira. Fonte: RAU (2004).

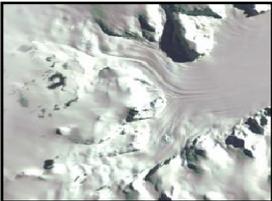
| DINÂMICA ATUAL | | |
|-----------------------|---|--|
| Código | Nome da classe | Caracterização |
| 1 | Retração evidente | Retração maior que 20 metros por ano |
| 2 | Retração pequena | Retração de até 20 metros por ano |
| 3 | Estacionária | Estacionária |
| 4 | Avanço pequeno | Avanço de até 20 metros por ano |
| 5 | Avanço evidente | Avanço maior que 20 metros por ano |
| 6 | Possibilidade de pulso (surge) ⁶ | Possibilidade de aceleração abrupta de uma geleira, não autenticada. |
| 7 | Pulso (surge) conhecido | Aceleração abrupta do fluxo de uma geleira, acompanhada pelo avanço rápido e brusco (alguns quilômetros) da frente da geleira. |
| 8 | Oscilação | Geleira com uma sucessão de avanços e recuos pouco significativos |
| 9 | Desprendimento seco | A topografia determina a dinâmica da geleira. Na parte terminal da geleira ocorre uma ruptura acentuada do relevo |
| 0 | Incerto | Não há certeza sobre a dinâmica atual |

⁶ Surge: aceleração abrupta do fluxo de uma geleira, acompanhado pelo avanço rápido e brusco (alguns quilômetros) do término da mesma (SIMÕES, 2004).

Anexo 07: Caracterização das morainas. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|---------------|--|---|
| 0 | Sem morainas  | Sem exposição de depósitos sedimentares |
| 1 | Moraina terminal  | Depósito de fragmentos carreados pela geleira e que se encontram na frente da geleira |
| 2 | Moraina lateral e/ou central  | Fragmentos incorporados a massa de gelo nos lados ou ao longo do eixo longitudinal da geleira |
| 3 | Moraina de empurrão | Formada pelo avanço de uma geleira e tem forma de arco |
| 4 | Combinação de 1 e 2 | Combinação de 1 e 2 |
| 5 | Combinação de 1 e 3 | Combinação de 1 e 3 |
| 6 | Combinação de 2 e 3 | Combinação de 2 e 3 |
| 7 | Combinação de 1,2 e 3 | Combinação de 1,2 e 3 |
| 8 | Fragmentos | Depósito sedimentar do qual não há certeza de ser uma moraina. |
| 9 | Moraina–tipo incerto ou não listado | Depósito sedimentar glacial com características diferenciadas ou incertas |

Anexo 08: Cobertura superficial de sedimentos da geleira. Fonte: RAU (2004).

| Código | Nome da classe | Caracterização |
|---------------|--|--|
| 0 | Gelo limpo  | Sem presença de fragmentos na superfície da geleira |
| 1 | Gelo levemente sujo  | Quando até 25% da área de ablação da geleira apresenta sedimentos em superfície |
| 2 | Gelo sujo  | Aproximadamente 50% da área de ablação da geleira apresenta sedimentos na superfície |
| 3 | Gelo recoberto por sedimentos | A maior parte da área de ablação está recoberta por sedimentos |