

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE BACHARELADO EM GEOGRAFIA**

DANIELLE DALL AMARIA SOFFIATTI

**A variação da cobertura glacial das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e
Snow, Antártica, entre 1956 e 2021**

Porto Alegre

2023

DANIELLE DALL AMARIA SOFFIATTI

**A variação da cobertura glacial das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e
Snow, Antártica, entre 1956 e 2021**

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Kátia Kellem da Rosa

Monografia apresentada como requisito parcial à
obtenção do título de Bacharel em Geografia pela
Comissão de Graduação de Geografia da
Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BANCA EXAMINADORA:

Prof^a Dra. Carina Petsch

Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)

Dr. Filipe Gaudie Ley Lindau

Centro Polar e Climático (CPC)

PORTO ALEGRE

2023

CIP - Catalogação na Publicação

Soffiatti, Danielle Dall Amaria
A variação da cobertura glacial das ilhas
Greenwich, Livingston, Robert e Snow, Antártica, entre
1956 e 2021 / Danielle Dall Amaria Soffiatti. -- 2024.
69 f.
Orientadora: Kátia Kellem da Rosa.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Bacharelado em Geografia, Porto
Alegre, BR-RS, 2024.

1. Shetlands do Sul. 2. Retração glacial. 3. NDSI.
4. Landsat. 5. Análise espaço-temporal. I. Rosa, Kátia
Kellem da, orient. II. Título.

Agradecimentos

Agradeço a professora Kátia por todo o apoio, incentivo e orientações desde a bolsa de iniciação científica até o trabalho de conclusão de curso.

Agradeço a todos os meus colegas e amigos que fizeram parte da minha trajetória acadêmica. Um agradecimento especial ao Nicholas, meu namorado, que tornou todo o processo mais fácil. Tua companhia, apoio e incentivo foram essenciais, tanto para enfrentar os momentos desafiadores, quanto para comemorar as conquistas e momentos bons.

Agradeço a minha família por possibilitarem meus estudos. Agradeço em especial a minha mãe, que comemorou cada vitória ao meu lado e sempre incentivou a busca dos meus objetivos.

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino gratuito e de qualidade. E, por fim, agradeço ao Centro Polar e Climático pela bolsa de iniciação científica e por disponibilizar o espaço e equipamentos necessários para realização da pesquisa.

Resumo

A região da Península Antártica está apresentando rápidas transformações na paisagem e mudanças climáticas desde a década de 1950. A retração da cobertura glacial nas ilhas Shetlands do Sul, Antártica, possibilita a transformação de geleiras marinhas em geleiras com término em terra, formação e aumento de lagos e aumento da cobertura vegetal. Portanto, o trabalho teve como objetivo investigar a variação de área das calotas e campos de gelo das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow, entre 1956 e 2021, através de sensoriamento remoto. Foram gerados índices espectrais e interpretação de imagens ópticas Landsat 4, 7 e 8 (desde 1989) e aplicados dados secundários de delimitação das margens glaciais disponibilizados pelo GLIMS (1956 e 1957) para as análises temporais da área glacial. O MDE REMA 8 foi aplicado na análise morfométrica (elevação e declividade) das ilhas. Foi gerada uma série de temperatura média do ar anual para as análises de tendência e anomalia. As ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow apresentam elevações máximas entre 299,5 e 1.688,3 m. As ilhas Livingston e Greenwich são as maiores em cobertura glacial e apresentam elevações máximas de 1.688,3 e 625 m. Os resultados obtidos indicam que os campos de gelo de todas as ilhas apresentaram variações negativas no período analisado. O total de perda de área glacial foi de 16,34%, ou $203,01 \pm 0,113 \text{ km}^2$, no período 1956-2021, com uma taxa de retração de $3,1 \text{ km}^2/\text{ano}$. A ilha Snow, com batimetria rasa nas porções próximas às margens glaciais e com ampla extensão de margens com término em terra, apresentou os menores valores da área de estudo, com uma taxa de retração de $0,16 \text{ km}^2/\text{ano}$, perda percentual de 8,4% e uma perda de área total de $10,3 \pm 0,113 \text{ km}^2$. A cobertura glacial da ilha Livingston diminuiu (18,4%, equivalente a $153,2 \pm 0,113 \text{ km}^2$) significativamente nos últimos 76 anos, com uma taxa média de retração de aproximadamente $2,4 \text{ km}^2$ por ano, representando a maior taxa na área de estudo. No entanto, quando se observa o período 1989-2021, as mudanças na cobertura glacial das ilhas Robert e Greenwich foram as maiores. As taxas de retração da ilha Greenwich para os períodos 1989-2014 e 2014-2021 são, respectivamente, $0,41 \text{ km}^2/\text{ano}$ e $0,57 \text{ km}^2/\text{ano}$, ou seja, houve um aumento da taxa de retração glacial após 2014. As mudanças estão relacionadas à resposta das geleiras ao aumento gradual da temperatura média do ar. Os setores com geleiras

com término marinho, relacionadas a altas amplitudes batimétricas, apresentaram maiores variações em comparação aos demais setores das ilhas, contribuindo para a evolução de baías tipo fiordes.

Palavras-chave: geleiras, retração, mudanças climáticas, aquecimento atmosférico, região subpolar, região marítima antártica, sensores ópticos, Landsat, índices espectrais, análise espaço-temporal.

Abstract

The region of the Antarctic Peninsula has undergone rapid landscape transformations and climatic changes since the 1950s. The glacial coverage changes for the South Shetland Islands in recent decades could be explored, and the contrast between the islands could be discussed. This study uses remote sensing to investigate the area variation of ice caps and ice fields on the Greenwich, Livingston, Robert, and Snow islands between 1956 and 2021. Spectral indices were generated, and Landsat 4, 7, and 8 optical images (since 1989) were interpreted. Secondary data on glacial margin delineation provided by GLIMS (1956 and 1957) were employed for temporal analyses of glacier area. The REMA 8 MDE was applied in the islands' morphometric analysis (elevation and slope). An annual series of mean air temperature was generated for trend and anomaly analyses. The Greenwich, Livingston, Robert, and Snow islands exhibit maximum elevations ranging from 299.5 to 1,688.3 meters. The Livingston and Greenwich islands are the largest in glacial coverage, with maximum elevations of 1,688.3 and 625 meters, respectively. The results indicate that the ice fields of all islands showed negative variations during the analyzed period. The total glacial area loss was 16.34%, or $203.01 \pm 0.113 \text{ km}^2$, from 1956 to 2021, with a retraction rate of $3.1 \text{ km}^2/\text{year}$. Snow Island, with shallow bathymetry near glacial margins and extensive margins terminating on land, exhibited the smallest values in the study area, with a retraction rate of $0.16 \text{ km}^2/\text{year}$, a percentage loss of 8.4%, and a total area loss of $10.3 \pm 0.113 \text{ km}^2$. The glacial coverage of Livingston Island decreased significantly (18.4%, equivalent to $153.2 \pm 0.113 \text{ km}^2$) in the last 76 years, with an average retraction rate of approximately 2.4 km^2 per year, representing the highest rate in the study area. However, when observing the period 1989-2021, the changes in glacial coverage of the Robert and Greenwich islands were the most substantial. The retraction rates for Greenwich Island for the periods 1989-2014 and 2014-2021 are $0.41 \text{ km}^2/\text{year}$ and $0.57 \text{ km}^2/\text{year}$, respectively, indicating an increase in glacial retraction rates after 2014. These changes are related to glaciers' response to the behavior of average air and ocean temperatures. Sectors with marine-terminating glaciers, associated with high bathymetric amplitudes, exhibited more significant variations compared to other sectors of the islands, contributing to the evolution of fjord-type bays.

Key-words: ice cap, retreat, climatic change, atmospheric warming, subpolar region, maritime antarctic region, optical sensors, Landsat, spectral index, spatial temporal analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, Shetlands do Sul, Antártica.....	17
Figura 2: Ciclo anual de acumulação e ablação nas geleiras de médias e altas latitudes.....	19
Figura 3: Anomalias de temperatura média anuais no continente antártico entre 1950 e 2019.....	21
Figura 4: Anomalias de temperatura média anuais globais entre 1850 e 2022.....	22
Figura 5: Mapeamento das temperaturas máximas registradas por estações atmosféricas na PA entre os dias 06 e 11 de fevereiro de 2020.....	23
Figura 6: Comportamento espectral da neve e gelo e identificação dos sensores TM 1 a 4 (Landsat).....	26
Figura 7: Fluxograma metodológico da pesquisa.....	27
Figura 8: Representação da margem glacial obtida pelo método automático para a ilha Livingston com a utilização dos índices NDSI e NDWI.....	31
Figura 9: Gráfico de variação de área da cobertura glacial das ilhas Greenwich, Robert e Snow entre os anos 1956 e 2021.....	34
Figura 10: Gráfico de variação de área da cobertura glacial da ilha Livingston entre 1956 e 2021.....	34
Figura 11: Variação da cobertura glacial da ilha Livingston entre 1956 e 2020.....	35
Figura 12: Variação da cobertura glacial da ilha Greenwich entre 1956 e 2021.....	36
Figura 13: Variação da cobertura glacial da ilha Robert entre 1956 e 2021.....	36
Figura 14: Variação da cobertura glacial da ilha Snow entre 1957 e 2020.....	37
Figura 15: Gráfico com valores de anomalia de temperatura média registrados na ilha Rei George, entre 1978 e 2023.....	40
Figura 16: Gráficos de área (km ²) de cada ilha por classe de elevação.....	42
Figura 17: Contornos e perfis topográficos da ilha Livingston.....	43
Figura 18: Mapa de declividade da ilha Livingston.....	44
Figura 19: Contornos e perfil topográfico da ilha Greenwich.....	45
Figura 20: Mapa de declividade da ilha Greenwich.....	45

Figura 21: Contornos e perfil topográfico da ilha Robert.....	46
Figura 22: Mapa de declividade da ilha Robert.....	46
Figura 23: Contornos e perfil topográfico da ilha Snow.....	47
Figura 24: Mapa de declividade da ilha Snow.....	48
Figura 25: Mapa de contornos da elevação batimétrica na área de estudo.....	50

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Base de dados.....	31
Quadro 2: Valores de perda glacial (km ²) totais e por período das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow, Shetlands do Sul.....	35
Quadro 3: Porcentagem de área total por intervalos de classe de elevação por ilha.....	42
Quadro 4: Porcentagem de área total por intervalos de declividade por ilha.....	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço - NASA

Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - ASTER

British Oceanographic Data Centre - BODC

Enhanced Thematic Mapper plus - ETM+

General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO

Global Land Ice Measurements From Space - GLIMS

Global Multi-resolution Terrain Elevation Data - GMTED

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Modelo de Elevação de Referência da Antártica - REMA

Modelo Digital de Elevação - MDE

MultiSpectral Scanner - MSS

Normalized Difference Snow Index - NDSI

Normalized Difference Water Index - NDWI

Operational Land Imager - OLI

Pancromática - PAN

Península Antártica - PA

Polar Geospatial Center - PGC

Raiz do Erro Quadrático Médio - RMSE

Serviço Mundial de Monitorização dos Glaciares - WGMS

Surface Extraction from TIN-based Searchspace Minimization - SETSM

Thematic Mapper - TM

Thermal Infrared Sensor - TIRS

SUMÁRIO

1. Introdução.....	12
1.1 Objetivo geral.....	14
1.2 Objetivos específicos:.....	14
1.3 Justificativa.....	14
1.4 Área de estudo.....	15
2. Referencial teórico.....	17
2.1 Balanço de massa nos campos/calotas de gelo.....	17
2.2 Mudanças climáticas na região marítima ao norte da Península Antártica....	20
2.3 Monitoramento da variação de área das geleiras por sensores remotos ópticos e geoprocessamento.....	24
2.3.1 Sensores LANDSAT.....	25
2.3.2 Comportamento espectral da neve e gelo.....	25
3. Metodologia.....	27
3.1 Análise dos dados de temperatura atmosférica.....	27
3.2 Análise geomorfométrica.....	28
3.3 Análise batimétrica.....	29
3.4 Delimitação das margens glaciais.....	30
4. Resultados e discussões.....	32
4.1 Variação da cobertura glacial por ilha.....	33
4.1.1 Áreas de maior perda glacial em cada ilha.....	38
4.1.2 Diferenças da variação da cobertura glacial por períodos.....	38
4.1.3 Relação entre as variações de área glacial e de temperatura média do ar nas últimas décadas.....	40
4.2 Características geomorfométricas das ilhas.....	42
4.3 Controle da declividade e da batimetria nas variações de área glacial.....	49
5. Considerações finais.....	52
REFERENCIAL.....	55

1. Introdução

As geleiras são sensíveis às condições climáticas do ambiente e evidenciam sua variabilidade ao longo do tempo (BENN; EVANS, 2010; CUFFEY; PATERSON, 2014). A climatologia do continente Antártico é complexa e vem apresentando variações recentes, que são focos de diversos estudos. Segundo Turner *et al.* (2014), foram registradas taxas de aquecimento atmosférico de 0,54°C/década na Península Antártica (PA) entre os anos de 1951 e 2011. Segundo Carrasco *et al.* (2021) houve uma tendência positiva de aumento de 0,26°C de temperatura média no período 1978-2020.

O recuo de geleiras da região norte da PA nas últimas décadas é visto como consequência da tendência de aquecimento atmosférico observada desde meados do século XX (RIGNOT *et al.*, 2019). Consequentemente, poderá resultar na transformação de geleiras marinhas em geleiras com término em terra, modificando o albedo e os ecossistemas locais (POELKING, 2014). Além disso, segundo o IPCC (2019), a perda contínua de massa de gelo na Groenlândia e Antártica está acelerando o aumento médio do nível dos mares nas últimas décadas, o que promove ameaças de desastres naturais em regiões costeiras.

O verão de 2020 apresentou altas taxas de aquecimento atmosférico. Durante os dias 06 a 11 de fevereiro do mesmo ano as estações meteorológicas da PA e região ao norte registraram temperaturas positivas, chegando a 7°C na Estação Eduardo Frei, Ilha Rei George, e 18,3° C na estação Esperanza, setor norte da Península Antártica (HERRERO *et al.*, 2022). Aquino (2012) demonstra que, através do deslocamento de massas de ar, conexões climáticas possibilitam que o clima do continente antártico reflita no clima do Hemisfério Sul e vice e versa. Portanto, alterações nas dinâmicas climáticas de regiões tropicais e extratropicais, como América do Sul, podem influenciar o clima do continente antártico. Até o ano de 2050, são esperadas transformações ambientais significativas nas regiões polares, em decorrência das mudanças climáticas já observadas (IPCC, 2019).

Segundo Petsch *et al.* (2020), houve um aumento de 60% no número de lagos nas ilhas Shetlands do Sul entre os anos de 1986/89 e 2000/03 e de 55% no período 2000/03-2020. Também houve um aumento de 52% em áreas lacustres

entre 1986 e 2020. O aumento do número de lagos pode ser resposta à retração das geleiras presentes na área de estudo.

Cannone *et al.* (2021), encontraram alterações de cobertura vegetal total, número de espécies e composição florística na região de Victoria Land, porção nordeste do continente antártico. O estudo identificou uma tendência de alteração da vegetação local, com a substituição da cobertura mais baixa para a mais alta associada ao aumento da disponibilidade de água, resultado da retração de geleiras na região.

A maioria das geleiras presentes nas ilhas Shetlands do Sul são de maré e possuem atividade frontal com desprendimento de gelo no mar. Algumas áreas das ilhas possuem geleiras com ambientes terrestres e podem ter terminação em lagunas e lagos. A retração ou o balanço de massa das geleiras das ilhas Shetlands do Sul foram monitoradas por diversas pesquisas (COOK, 2016; COSTA, 2019; LORENZ, 2021), no entanto, há lacunas na estimativa de áreas de geleiras para diversos setores e ilhas na região. Algumas ilhas, só possuem dados de área para os anos mapeados pelo GLIMS, como 1957 ou 2000. Características das ferramentas e produtos do sensoriamento remoto, como tempo de operação relativamente curto e a melhoria recente e gradual da resolução espacial das imagens, são fatores limitantes na quantificação e análise da perda de massa de geleiras em escala regional e global (HUGONNET *et al.*, 2021). Diante disso, essa pesquisa possui as seguintes questões: a) Como as calotas e campos de gelo tem variado de área entre 1956 e 2021? b) Qual é a resposta das geleiras que fluem das calotas e campos de gelo das ilhas Shetlands do Sul à tendência de aquecimento atmosférico observada nas últimas décadas? c) Quais são algumas das características dos setores com maiores mudanças?

1.1 Objetivo geral

Investigar a variação de área das calotas e campos de gelo das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow, Antártica, entre 1956 e 2021.

1.2 Objetivos específicos:

- a. Aplicar índices espectrais em imagens ópticas para estimar a variação de área das calotas e campos de gelo entre 1956 e 2021;
- b. Analisar a os dados de temperatura média do ar e anomalias de temperatura média do ar para o período 1977-2021;
- c. Compreender as características ambientais (área, batimetria, elevação e declividade) das calotas e campos de gelo, com destaque para os setores que tiveram maior retração no período.

1.3 Justificativa

Os estudos sobre mudanças climáticas e suas consequências na criosfera são recentes. Além disso, as mudanças na climatologia global são dinâmicas e influenciam diferentes setores dos ecossistemas. O monitoramento e o estudo das dinâmicas glaciais são necessários para o melhor entendimento dos processos atuais e previsões de processos futuros.

A geração e disponibilização de dados geoespaciais das margens das geleiras entre 1989 e 2021, assim como a análise da relação das variações de área glacial no período poderá auxiliar na compreensão futura das dinâmicas de balanço de massa e alterações ecossistêmicas recentes das ilhas Shetlands do Sul, que estão em um contexto de mudanças climáticas. Além de contribuir para construção de banco de dados da área de estudo. A cobertura glacial registrada no ano de 1956 é considerada, por Fatras, Fernandez-Palma e Carlos Martillo (2020), como a extensão glacial máxima atualmente aceita, os dados do período são disponibilizados pelo *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS). Assim, o estudo analisa dados desde a extensão glacial máxima (1956) até o período recente (2021).

Além disso, o estudo auxilia na compreensão da relação entre gelo-oceano, em um contexto marítimo e de baixas latitudes da região ao norte da PA, ao investigar o comportamento das frentes de geleiras de desprendimento no mar. Também procura-se evidenciar a influência de fatores como a área glacial, batimetria, elevação, declividade nos possíveis contrastes das respostas das calotas e campos de gelo ao aquecimento atmosférico global. Portanto, os resultados

podem ser base para compreensão de outras áreas em contexto climático e glaciológico semelhantes.

1.4 Área de estudo

O Arquipélago das Shetland do Sul (Figura 1), composto por 29 ilhas, está situado 130 km a noroeste da PA, entre as latitudes 61° e 63° 30' S e longitudes 53° 55' e 62° 50' W, entre o Estreito de Drake e o Mar de Bellingshausen e estendem-se por aproximadamente 510 km no sentido sudoeste-nordeste (ARIGONY-NETO, 2001). O arquipélago possui uma área de 3.740 km². Porém, somente nove ilhas ultrapassam os 100 km² (ORHEIM; GOVORUKHA, 1982).

As ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow (Figura 1) pertencem ao arquipélago das Shetland do Sul e estão localizadas próximas à ilha Rei George, onde foi instalada a base antártica brasileira Estação Antártica Comandante Ferraz. Justifica-se a escolha das ilhas, pois, essas possuem área maior que 100 km², com destaque para a ilha Livingston, segunda maior ilha do arquipélago, com mais de 860 km². Além disso, as ilhas estão geograficamente próximas, portanto, são influenciadas de forma semelhante mesmo por eventos climáticos de escala local.

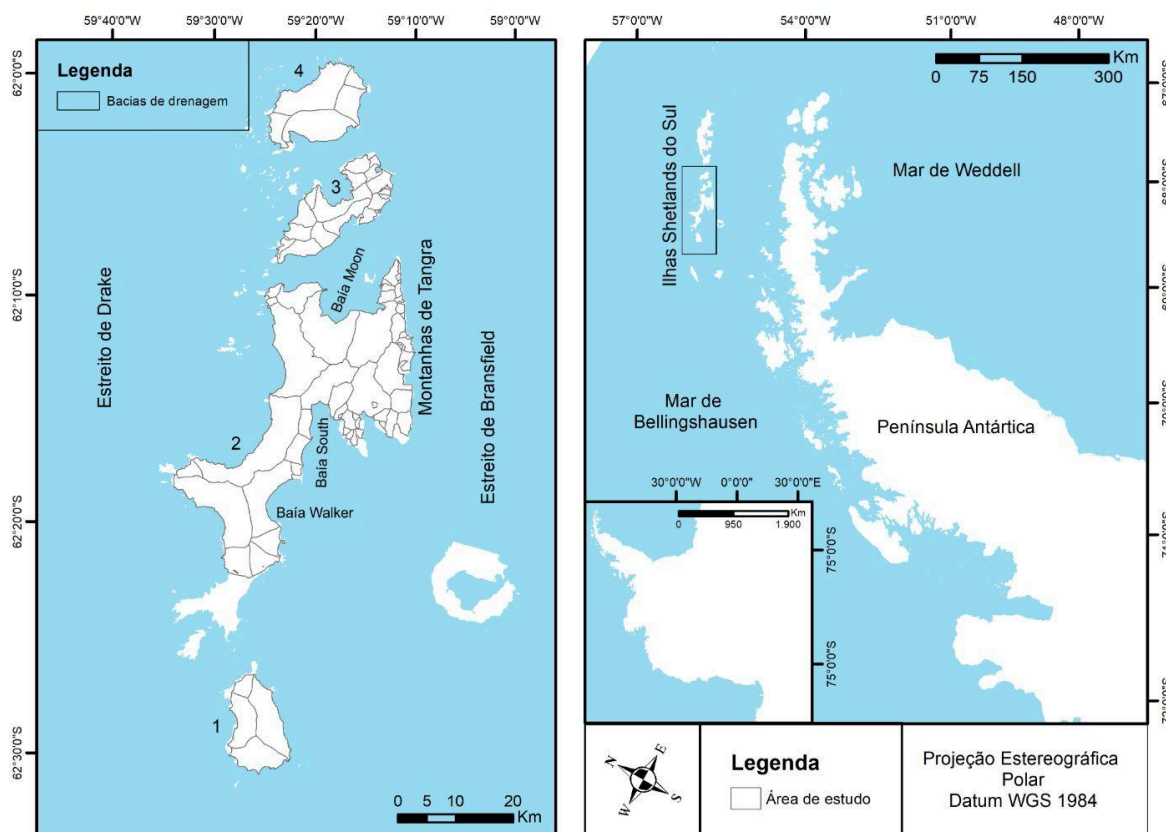


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, Shetlands do Sul, Antártica. 1: Ilha Snow, 2: Ilha Livingston, 3: Ilha Greenwich e 4: Ilha Robert. Fonte: elaboração própria.

A climatologia das Shetlands do Sul é caracterizada pela passagem de sistemas de baixa pressão (BRAUN; SCHNEIDER, 2000) sucessivos que se movem do Mar de Bellingshausen na direção leste (KNAP *et al.*, 1996). O clima da região é subpolar marítimo (SETZER; HUNGRIA, 1994). Bañón *et al.* (2013) analisaram os dados da Estação Eduardo Frei (Ilha Rei George), e encontraram valores de precipitação anual entre 500 a 800 mm, também encontraram, na península Byers (Ilha Livingston), uma temperatura do ar média anual de $-2,8^{\circ}\text{C}$, no período 2002-2010. Segundo dados registrados pela estação meteorológica Bellingshausen, localizada na Ilha Rei George, as temperaturas médias anuais, do verão e do inverno na área de estudo, são, respectivamente, $-2,1^{\circ}\text{C}$, $1,3^{\circ}\text{C}$ e $-5,6^{\circ}\text{C}$ (TURNER *et al.*, 2019).

O limiar altimétrico para neve seca na região ao norte da PA é acima de 1.200 m de altitude (MENDES JR, 2011), mas poucas ilhas da área de estudo tem elevações que ultrapassam esse limiar. Jiahong *et al.* (1998) encontraram a linha de

equilíbrio em altitudes de 140 - 150 m. a.s.l. para o período 1985-1992, Braun *et al.* (2000) encontraram a altura próxima a 250 m. a.s.l. para 1996/97, Falk, Lopez e Silva-Busso (2018) encontraram uma altitude de 260 ± 20 m entre 2010-2015 e Lorenz (2021) encontrou acima de 300 m na Ilha Rei George.

As geleiras das Shetlands do Sul estão próximas ao ponto de fusão sob pressão (JONSELL *et al.*, 2012), estão localizadas em latitudes próximas a 60°S , possuem baixa continentalidade e são consideradas como de alta sensibilidade no balanço de massa às mudanças climáticas (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT, 2017). Desta forma, essa pode ser considerada uma região sensível às mudanças climáticas atuais, logo, o seu monitoramento é importante para entender como as demais áreas podem responder a essas mudanças (LORENZ, 2021).

Além disso, as bacias de drenagem presentes nas ilhas são classificadas como geleiras de descarga ou calotas de gelo (classificação primária), sendo a primeira presente em mais de 60% da PA (SILVA *et al.*, 2019).

As ilhas sediam diversas estações de pesquisa e possuem áreas livres de gelo costeiras consideradas como ASPAS (*Antarctic Specially Protected Area*) ou ASMAS (*Antarctic Specially Managed Areas*) como a Baía do Almirantado, onde situa-se a Estação Antártica Comandante Ferraz, devido ao seus valores para o ambiente, ecossistemas, história e pesquisa científica (ATS, 2023).

2. Referencial teórico

Este capítulo destina-se ao levantamento teórico da pesquisa e subdivide-se nos seguintes capítulos: balanço de massa nos campos/calotas de gelo; mudanças climáticas na região marítima ao norte da península antártica; monitoramento da variação de área das geleiras por sensores remotos ópticos e geoprocessamento; sensores LANDSAT e comportamento espectral da neve e gelo.

2.1 Balanço de massa nos campos/calotas de gelo

Calotas de gelo são geleiras com forma de domo com até 50.000 km^2 de extensão, são comumente encontradas sob planaltos e podem apresentar diversos

domos e geleiras de descarga (SIMÕES, 2004). Campos de gelos são geleiras extensas, presentes em superfícies planas ou onduladas, não apresentam domos de gelo, apenas geleiras de descarga e o embasamento controla sua morfologia superficial (SIMÕES, 2004).

As geleiras alimentadas pelos campos e calotas de gelo podem caracterizar-se por diferentes morfologias e tipos, como as geleiras de descarga. A formação de uma geleira envolve a precipitação de neve, que se acumula ano a ano sem o completo derretimento (BAJRACHARYA *et al.*, 2019).

O balanço de massa de uma geleira (B) é equivalente à diferença entre os processos de ablação e acumulação de neve, ou seja, variação de massa (M), durante determinado intervalo de tempo (t). Se negativo, o balanço de massa indica diminuição no volume total da geleira (COSTI, 2015).

$$B = \Delta M = \int_{t_i}^{t_f} M dt$$

Os processos de ablação são representados com sinal negativo, pois promovem a diminuição de massa, gelo e/ou neve, da geleira. A perda de massa pode ocorrer por derretimento, evaporação, desprendimento, erosão eólica e avalanches (SIMÕES, 2004; PATERSON, 1994). Esses processos são mais ativos entre janeiro e abril, período denominado estação de ablação (Figura 2) (PETSCH, 2020).

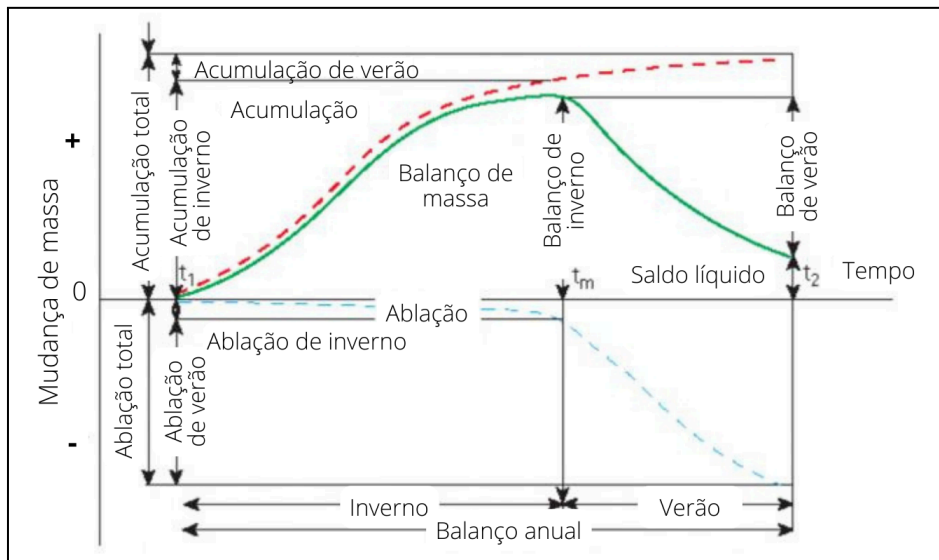


Figura 2: Ciclo anual de acumulação e ablação nas geleiras de médias e altas latitudes. Fonte: traduzido de BENN; EVANS, 2010.

A acumulação representa todo acréscimo de neve, gelo e/ou água em uma formação glacial (Figura 2), é responsável pelo aumento de massa da geleira. É resultado de precipitação de neve, gelo e chuva, condensação de gelo, transporte de neve e gelo e avalanches (SIMÕES, 2004). Além disso, processos como avalanches e ação do vento podem contribuir para ablação e acumulação simultaneamente, visto que removem, transportam e depositam neve e gelo (PATERSON, 1994).

A retração da geleira está relacionada com o aumento da temperatura, diminuição da precipitação de neve ou ainda pela combinação dos dois ao longo do tempo (BAJRACHARYA *et al.*, 2019). O limite de uma geleira entre as regiões onde a neve do inverno derrete no verão e aquela que a neve permanece acumulada, chama-se Altitude de Linha de Equilíbrio. Acima dessa linha, a neve continua a acumular e há o aumento de massa da geleira, porém, abaixo dessa linha, a neve derrete nos meses do verão e não há acumulação anual (BAJRACHARYA *et al.*, 2019).

Portanto, a linha de equilíbrio de uma geleira separa a zona de acumulação da zona de ablação. A sua posição é determinada pela delimitação de áreas com saldo de precipitação positivo ou negativo durante cada ano. A análise da linha de neve no final do verão e dos parâmetros glaciológicos possibilita a reconstrução de séries temporais anuais de balanço de massa (RABATEL *et al.*, 2012)

A sensibilidade das geleiras depende de seu regime termal basal, o qual pode ser de base termal úmida, politermal ou congelada (BENN; EVANS, 2010). As geleiras apresentam menor sensibilidade para configurações secas e frias (continental) e maior sensibilidade para configurações úmidas e quentes (marítimas). As ilhas Shetlands do Sul estão localizadas em uma região da Antártica sob influência marítima (BRAITHWAITE; RAPER, 2007), portanto, possuem geleiras com maior sensibilidade.

O balanço de massa negativo leva a retração das geleiras, além dos fatores climáticos, a relação gelo-oceano também pode ser considerada para explicar a retração glacial (ZHANG *et al.*, 2020). De acordo com o mesmo autor, o comportamento frontal das geleiras de desprendimento pode ser influenciada por diversos fatores simultaneamente, como a geometria do fiorde, o derretimento submarino e o escoamento de água de degelo. Assim, a sensibilidade das geleiras de desprendimento às diferentes condições climáticas e características ambientais são complexas e precisam ser melhor compreendidas (ZHANG *et al.*, 2020).

2.2 Mudanças climáticas na região marítima ao norte da Península Antártica

Os sistemas glaciais são sensíveis às condições climáticas do ambiente e, através da variação de massa, evidenciam as anomalias de temperatura do ar e de precipitação (BENN; EVANS, 2010; CUFFEY; PATERSON, 2014). A temperatura dos oceanos é também um dos principais fatores responsáveis pelo recuo das geleiras da região. Centenas de geleiras pertencentes à PA sofreram mudanças progressivas em sua cobertura glacial nas últimas décadas (COOK, 2016).

A PA é o ambiente terrestre localizado no hemisfério Sul que apresentou maior aquecimento na segunda metade do século XX (SIEGERT, 2019). As anomalias de temperatura média, no período 1950-2019, são maiores nas décadas de 1980, 1990, 2000 e 2010 (Figura 3) (ROSA *et al.*, 2023).

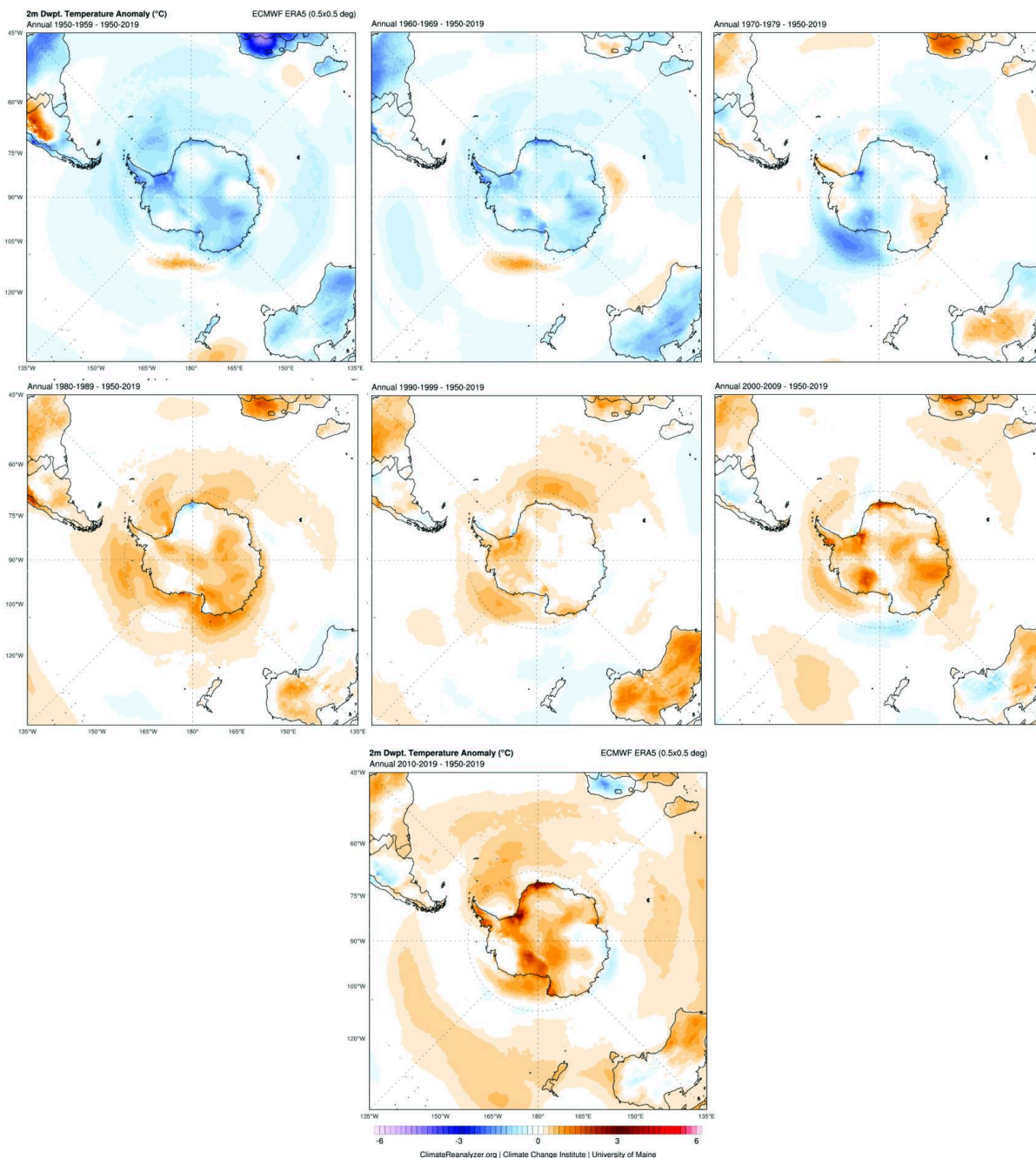


Figura 3: Anomalias de temperatura média anuais no continente antártico entre 1950 e 2019. Fonte: ROSA *et al.*, 2023.

Há registro de tendência a elevação das temperaturas mínimas e máximas entre 1969 a 2010 na região (WANDERLEY, 2016). As alterações descritas são mais significativas entre as estações de outono e inverno, chegando a um aumento de 0,84°C/década nos meses de maio, enquanto no verão a maior alteração foi de 0,22 °C/década nos meses de fevereiro (TURNER *et al.*, 2005).

O aumento da temperatura média global propicia o aumento da frequência de eventos climáticos extremos. Assim como, a ocorrência de eventos climáticos inéditos em grande escala, os quais as consequências ainda são desconhecidas (IPCC, 2023). Os anos de 2016 e 2020 apresentaram as maiores anomalias de temperatura média superficiais anuais globais já registradas (Figura 4), ultrapassando 1,0°C de aquecimento médio (NOAA, 2023).

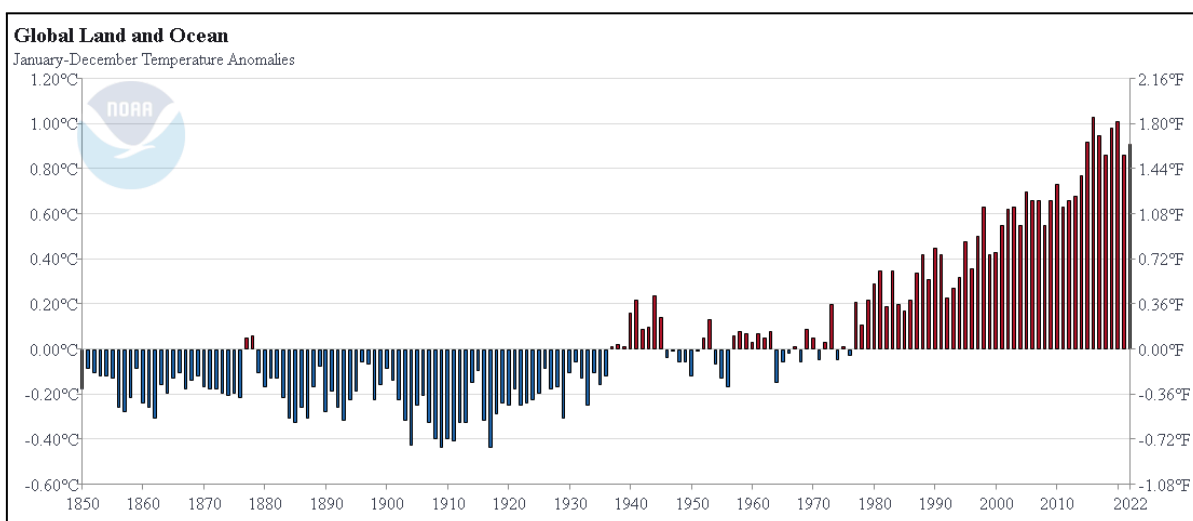


Figura 4: Anomalias de temperatura média anual global entre 1850 e 2022. Fonte: NOAA, 2023.

O ano de 2016 é destacado em diversos estudos sobre a climatologia do continente antártico (TURNER *et al.*, 2017; STUECKER; BITZ; ARMOUR, 2017; SCHOSSLER *et al.*, 2018), em decorrência do registro de eventos climáticos sem precedentes. O El Niño extremo entre 2015 e 2016, promoveu um forte aquecimento das águas superficiais em torno do continente antártico, e é considerado um dos eventos que contribuiu para as grandes taxas de degelo registradas (STUECKER; BITZ; ARMOUR, 2017). Na primavera do mesmo ano, a extensão do gelo marinho antártico recuou 18% a mais do que qualquer alteração registrada para o mesmo período, totalizando $6,82 \times 10^6$ km² de perda de extensão e $6,44 \times 10^6$ km² de área (TURNER *et al.*, 2017).

O verão de 2020 também apresentou altas taxas de aquecimento atmosférico. Durante os dias 06 a 11 de fevereiro, as estações meteorológicas da PA registraram temperaturas positivas, chegando a 7°C na Estação Eduardo Frei, Ilha Rei George, e 18,3° C na estação Esperanza, setor norte da península (Figura 5). A onda de

calor foi associada à presença de um sistema de alta pressão anômalo que atuou sobre o Estreito de Drake, localizado a norte das Shetlands do Sul (HERRERO, 2022).

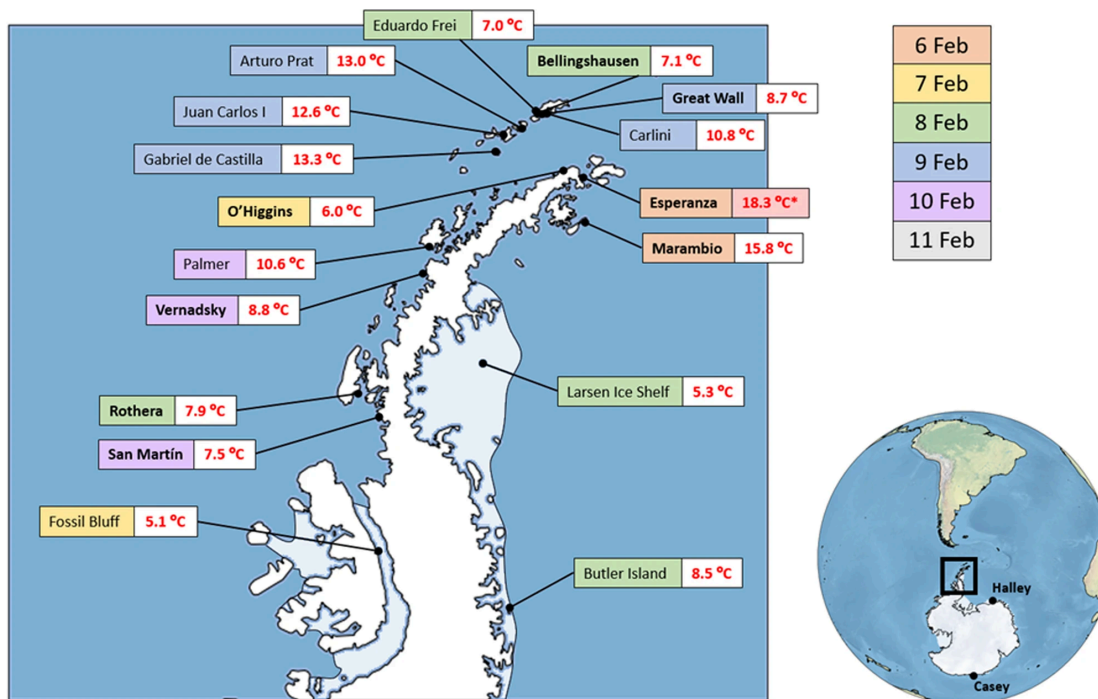


Figura 5: Mapeamento das temperaturas máximas registradas por estações atmosféricas na PA entre os dias 06 e 11 de fevereiro de 2020. Fonte: HERRERO, 2022.

Há uma tendência de aumento de temperaturas positivas e da frequência de dias quentes extremos na PA. Além disso, estão sendo contabilizados mais dias extremamente quentes e menos dias frios nas regiões de Bellingshausen e Vernadsky (TURNER *et al.*, 2021). Ainda segundo o mesmo autor, estações meteorológicas na região da PA apresentaram um aumento das temperaturas extremamente altas no final do século XX, porém, esse número diminuiu nos anos subsequentes. A climatologia da PA se difere das demais regiões do continente antártico, principalmente, pela atuação do Modo Anular Sul (SAM), que gera variações nos sistemas de pressão superficial (TURNER *et al.*, 2021).

Entre os anos de 1979 e 2019, o percentual de dias de temperatura máximas apresentou tendência decadal à aumento (0,22% por década⁻¹) na estação de Bellingshausen, Ilha Rei George (TURNER *et al.*, 2021). As variações de fenômenos como El Niño, Oscilação Sul e SAM, geram alterações nos extremos de temperatura

(WEI; YAN; DING, 2019). Segundo Simmonds (2015), durante o período 1970-2013, ocorreu uma tendência de fortalecimento da média anual do SAM, principalmente durante as estações de verão e outono austral, que ocasionou um aumento nos ventos de circumpolares de oeste. A intensificação dos ventos de oeste promovem a advecção de ar quente sobre a PA, elevando as temperaturas naquela região, principalmente durante o outono e o verão (THOMPSON; SOLOMON 2002; MARSHALL *et al*, 2006; MARSHALL, 2007; VAN LIPZIG *et al.*, 2008).

2.3 Monitoramento da variação de área das geleiras por sensores remotos ópticos e geoprocessamento

A quantidade de dados obtidos de maneira remota nas regiões polares apresentou um aumento significativo desde o início do século XXI, missões espaciais recentes possibilitam a obtenção de diversas informações do ambiente com melhores resoluções temporais e espaciais (MOHAJERANI *et al.*, 2019; BAUMHOER *et al.*, 2019). Portanto, o mapeamento por sensores remotos apresenta boa produtividade e menor custo, em comparação aos trabalhos de campo (MOHAJERANI *et al.*, 2019; BAUMHOER *et al.*, 2019). O Sensoriamento Remoto é bastante utilizado em estudos e monitoramento de geleiras (TURNER *et al.*, 2017; HILLEBRAND *et al.*, 2018; SILVA *et al.*, 2019; PETSCH *et al.*, 2020; LORENZ, 2021), principalmente nas regiões polares, devido ao alto custo e complexidade para realização dos trabalhos de campo.

Ainda assim, o Serviço Mundial de Monitoramento de Geleiras (WGMS), fundado em 1986, coletou, até o momento, dados de apenas 110 das mais de 100.000 geleiras presentes no *World Glacier Inventory*. Da mesma forma, o *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS), iniciativa internacional, tem o objetivo de pesquisar e divulgar informações sobre as cerca de 200.000 geleiras existentes no planeta. O GLIMS usa, principalmente, dados do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) presente no satélite japonês Terra, e da série norte-americana LANDSAT (NASA, 2023). O surgimento e continuação de projetos como WGMS e GLIMS, expressa a grande demanda de geração, atualização e disponibilização de dados sobre as geleiras do planeta.

2.3.1 Sensores LANDSAT

A série de satélites LANDSAT foi criada na década de 60 pela Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA). O LANDSAT-1, lançado em 1972, foi o primeiro satélite desenvolvido para auxiliar no estudo e observação de recursos naturais terrestres, ao total foram lançados 8 satélites da série (EMBRAPA).

Para realização da parte metodológica do estudo, foram utilizadas imagens ópticas dos satélites LANDSAT 4, 7 e 8, dos anos de 1989 a 2021. O LANDSAT 4 ficou ativo entre os anos de 1982 e 1993. Utilizava sensores *MultiSpectral Scanner* (MSS) e *Thematic Mapper* (TM), possuía resolução temporal de 16 dias e resolução espacial de 30 metros na faixa do visível (EMBRAPA).

O LANDSAT 7 foi lançado em 1999 e continua ativo. Utiliza o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), apresenta uma resolução temporal de 16 dias e resolução espacial de 15 metros na banda Pancromática (PAN), 30 metros na banda do infravermelho e 60 metros na banda do termal (EMBRAPA).

O LANDSAT 8 é o mais recente da série, foi lançado em 2013 e também continua ativo. Utiliza os sensores *Operational Land Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS), possui resolução temporal de 16 dias e resolução espacial de 15 metros para banda PAN, 30 metros no multiespectral e 30 metros na banda termal (EMBRAPA). Com o lançamento do satélite Landsat 8 juntamente ao sensor OLI, o mapeamento das geleiras e a análise de suas variações foram impulsionadas. Melhores resoluções espaciais possibilitam análises mais precisas, como a identificação e delimitação de feições menores.

2.3.2 Comportamento espectral da neve e gelo

O comportamento espectral da neve e gelo pode sofrer alterações importantes conforme as condições do ambiente nas faixas do visível e infravermelho próximo (HALL; MARTINEC, 1985). A reflectância da neve fresca na faixa de 0,4 μm (banda do azul) é considerada a maior observada para neve e gelo. Já o gelo glacial sujo, no mesmo intervalo, apresenta uma reflectância menor que 0,2, μm dos menores índices para os alvos (Figura 6).

Isso acontece pois fatores como pureza, tamanho do grão, derretimento superficial e compactação afetam a reflectância da neve e gelo nos sensores ópticos. Por exemplo, a reflectância da neve fresca reduz de 95% para aproximadamente 60% após transformar-se em gelo glacial. Entretanto, a precipitação de neve fresca, dependendo da sua espessura, pode aumentar a reflectância de uma área de deposição de gelo glacial sujo de 20% para até 95% (Figura 6) (QUNZHU *et al.*, 1984; HALL *et al.*, 1985).

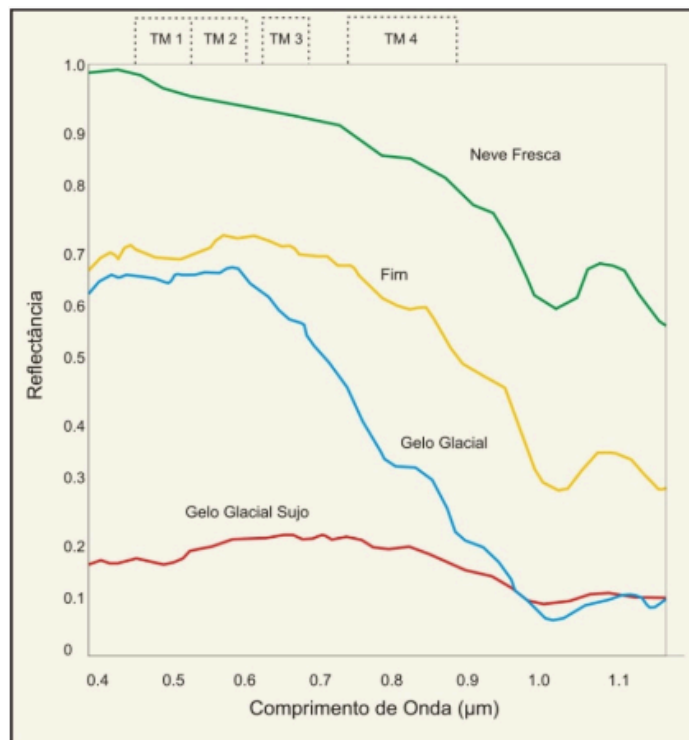


Figura 6: Comportamento espectral da neve e gelo e identificação dos sensores TM 1 a 4 (Landsat).

Fonte: CUFFEY; PATERSON (2010).

Em consequência da diferença de reflectância dos alvos, as camadas de gelo sujo podem apresentar confusão de classe em softwares de geoprocessamento quando aplicado o índice *Normalized Difference Snow Index* (NDSI). Portanto, alguns dos processos precisaram ser analisados e corrigidos visualmente.

O NDSI é um índice resultante de uma razão entre as bandas verde (equivalente a banda 2 nos sensores TM e banda 3 no sensor OLI) e a banda do infravermelho próximo (equivalente a banda 5 nos sensores TM e banda 6 no sensor OLI), capaz de reconhecer e delimitar a cobertura glacial nas imagens ópticas. Os

valores dos alvos classificados pelo índice variam entre -1 e 1 (BURNS; NOLIN, 2014; HILLEBRAND; ROSA; BREMER, 2018). Ao utilizar o NDSI, Burns e Nolin (2014) consideraram o limiar de $>0,4$ para delimitação da cobertura de neve no Himalaia. Lorenz (2021), utilizou o intervalo $>0,5$ para identificar geleiras da ilha Rei George. Os estudos definiram seus limiares de classificação através da análise visual do comportamento dos alvos das imagens com diferentes intervalos.

3. Metodologia

Esta pesquisa é quantitativa e o banco de dados é composto por dados de Sensoriamento Remoto, de reanálise, produtos de outros autores e dados disponibilizados por estações de pesquisa antártica.

A pesquisa possui quatro etapas metodológicas, conforme fluxograma apresentado a seguir (Figura 7).

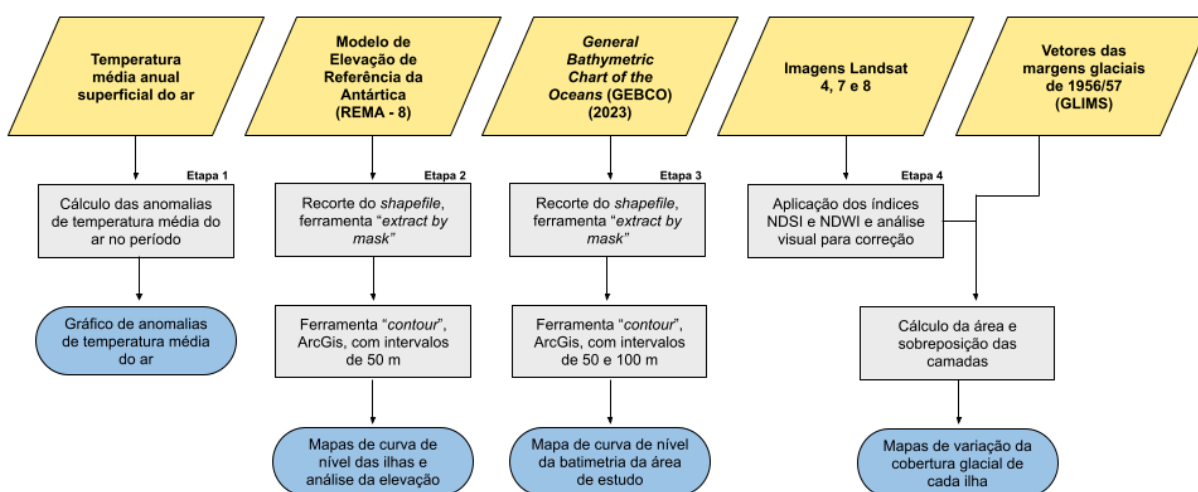


Figura 7: Fluxograma metodológico da pesquisa. Fonte: Elaboração própria.

3.1 Análise dos dados de temperatura atmosférica

Os dados anuais da temperatura média superficial do ar para a área de estudo são escassos e inconstantes, gerando assim intervalos temporais sem registros. Portanto, para realização da etapa metodológica do trabalho, os dados utilizados foram coletados de diferentes estações. A Estação Presidente Eduardo Frei Montalva (coordenadas $-62,19^{\circ}\text{S}$, $-58,94^{\circ}\text{W}$; localizada 5m acima do nível do mar),

instalada pela Direção Meteorológica do Chile na ilha Rei George, fornece dados para o período 1989-2021. A Estação antártica brasileira Comandante Ferraz (coordenadas -62,08°S, -58,39°W; localizada 5m acima do nível do mar), instalada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) na ilha Rei George, disponibiliza dados para o período 1986-1988. Já a estação polonesa Henryk Arctowski (coordenadas -62,09°S, -58,28°W; localizada 2m acima do nível do mar), instalada em Admiralty Bay, Ilha Rei George, disponibiliza dados para o período 1977-1985. Os dados das estações são referentes à temperatura média anual da região. O método de combinação dessas séries temporais é descrito em Ferron *et al.* (2004), e a correlação obtida foi de $r > 0.9$, portanto, positiva.

Após coleta dos dados de temperaturas médias anuais, foram calculadas as anomalias de temperatura anuais no *software* excel, subtraindo a temperatura média anual pela média de temperatura do período total (1978-2021). A tendência estatística foi analisada no *software* PAST, desenvolvido para execução de análises e operações numéricas (HAMMER; HARPER; RYAN, 2001).

3.2 Análise geomorfométrica

Para análise geomorfométrica da área de estudo, foram gerados produtos no *software* ArcGis para examinar a hipsometria, relevo sombreado e declividade de cada ilha. Estes foram obtidos com a utilização de recortes de dados do Modelo de Elevação de Referência da Antártica (REMA - 8). A coleção dos dados foi lançada a partir de 2018. O REMA foi construído com imagens estereoscópicas de resolução submétrica obtidas por satélites WorldView-1, durante a estação de verão entre 2015 e 2016.

Assim como o ArcticDEM, o REMA é disponibilizado pelo *Polar Geospatial Center (PGC)*, para auxiliar estudos sobre a criosfera. Ambos foram construídos através do *software* de estereofotogrametria *Surface Extraction from TIN-based Searchspace Minimization (SETSM)*. Os Modelos Digitais de Elevação (MDE) são formados por mosaicos de imagens, que possibilitam uma melhor representação do terreno, utilizando imagens desde 2007 até o presente (MUDD, 2020). O dado REMA possui 8 metros de resolução espacial e 3,5 metros de acurácia vertical (HOWAT *et al.*, 2019). Cada MDE foi registrado verticalmente de acordo com satélite

do Cryosat-2 e do ICESat, com menos de 1 metro de incerteza absoluta (HOWAT et al., 2019).

Foi obtido, como produto do MDE, uma estimativa das classes hipsométricas para mostrar a variação de elevação das ilhas, subdividindo-se em intervalos definidos de 100 m para ilha Livingston e 50 m para as ilhas Greenwich, Robert e Snow. Os intervalos foram gerados através da ferramenta “*contour*”, inclusa no conjunto de ferramentas “*Spatial Analyst*”, no *software* ArcGis, também foram gerados gráficos de distribuição de área (km²) de cada ilha por classe de elevação, em ambos os produtos foram desconsiderados os valores negativos presentes no MDE. Com a ferramenta *Slope* (ou declividade), no conjunto “*3D Analyst*” do ArcGis, foi realizado o cálculo de inclinação do valor de cada pixel. A variável declividade foi escolhida, pois, quanto maior a inclinação de um terreno, maior será a aceleração do fluxo glacial em geleiras de descarga com desprendimento de icebergs. A classificação da declividade proposta para a região foi 0-4°, 4,1-8°, 8,1-16°, 16,1-25° e >25.

3.3 Análise batimétrica

Para a análise da batimetria da área de estudo, foi utilizado o MDE *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) de 2023 disponibilizado pela *British Oceanographic Data Centre* (BODC). Ao sul de 60°S, os dados topográficos das superfícies terrestres ou de gelo foram baseados no MEaSURES BedMachine Antarctica, Version 2 (MORLIGHEM et al., 2020). Os dados das áreas ao norte de 60°N foram obtidos do conjunto de dados Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED, 2010). O produto final do MDE possui resolução espacial de 15 arc-second.

No *software* ArcGis, foi feito um recorte do MDE GEBCO_2023 Grid abrangendo a área considerada influente às ilhas (coordenadas 62°00'00"W - 59°00'00"W, 63°00'00"S - 62°20'00"S). A partir desse recorte, foi utilizada a ferramenta “*contour*”, inclusa no conjunto de ferramentas “*Spatial Analyst*”, para gerar curvas de nível com intervalos de 50m de elevação. Por fim, foi realizada análise visual do produto gerado, com auxílio da ferramenta “*measure*” para medir

as distâncias entre maiores profundidades da plataforma oceânica e as margens das ilhas.

3.4 Delimitação das margens glaciais

A delimitação das margens glaciais das ilhas Livingston, Snow, Greenwich e Robert foi realizada com a interpretação de imagens ópticas dos satélites Landsat 4, 7 e 8 (Quadro 1), entre os anos de 1989 a 2021, estas são disponibilizadas no portal *U.S. Geological Survey (USGS)*. As imagens selecionadas possuem pouca nebulosidade e foram registradas entre os meses de dezembro a fevereiro (estação de ablação). Devido a fatores como nebulosidade e área de cobertura, cada imagem abrange uma quantidade de ilhas diferente (Quadro 1). Portanto, foram selecionadas imagens de anos consecutivos (2002-2003 e 2020-2021) para possibilitar a comparação dos dados em intervalos de tempo semelhantes.

ID	Sensor	Abrangência	Data	Resolução espacial	Fonte
LT04_L2SR_217104_19890128_20200917_02_T2	TM	Livingston; Greenwich; Robert.	28/01/1989	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
LE07_L2SR_219104_20020130_20201112_02_T2	ETM+	Snow	30/01/2002	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
LE07_L2SR_217104_20030119_20200916_02_T2	ETM+	Robert	19/01/2003	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
LC08_L1GT_218104_20140116_20201016_02_T2	OLI	Livingston; Greenwich; Robert; Snow.	16/01/2014	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
LC08_L2SR_219104_20200209_20201016_02_T2	OLI	Snow e Livingston	03/02/2020	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
LC08_L2SR_217	OLI	Greenwich e	12/01/2021	30 m	https://earthexplorer.usgs.gov/

104_20210112_2 0210308_02_T2		Robert			lorer.usgs.gov/
---------------------------------	--	--------	--	--	-----------------

Quadro 1: Base de dados. Imagens do satélite Landsat utilizadas na etapa metodológica do estudo.

Fonte: elaboração própria.

Também foram utilizados os dados vetoriais secundários das bacias de drenagens e margens glaciais, fornecidos pelo GLIMS, gerados com cartas topográficas dos anos de 1956 para a ilha Snow e de 1957 para as ilhas Livingston, Greenwich e Robert, sendo esse o registro mais antigo das margens glaciais utilizado no estudo.

Durante o processamento das imagens, no *software* ArcGis, foram utilizados os índices *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) e *Normalized Difference Water Index* (NDWI) para delimitação automática das margens glaciais.

O NDSI (limiar $>0,7$) foi aplicado em todas as imagens para delimitar a cobertura glacial. O NDWI (limiar $>0,26$) foi utilizado para recortar o NDSI, utilizando a ferramenta “*extract by mask*” (Figura 7), para remover alvos com possíveis confusões de classe, como gelo marinho, sombras e pequenas nuvens.

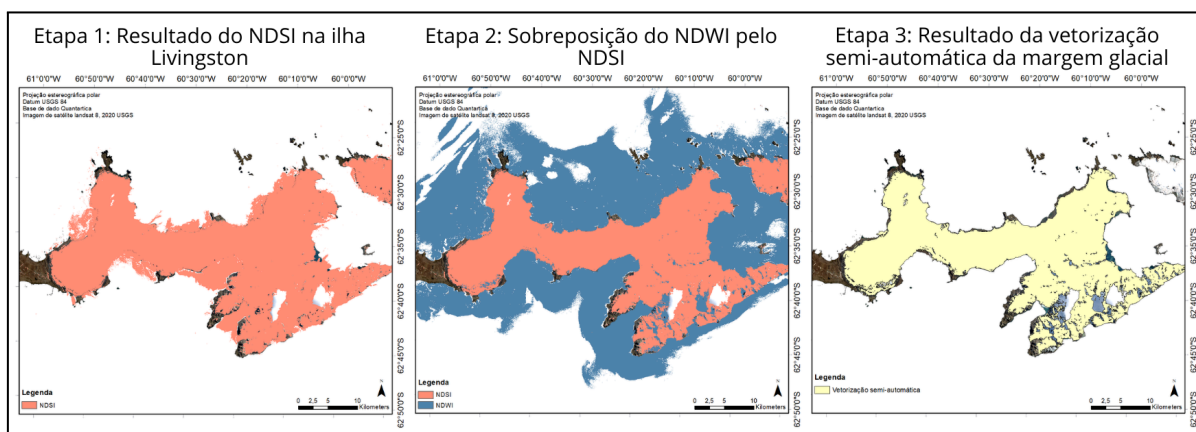


Figura 8: Representação da margem glacial obtida pelo método automático para a ilha Livingston com a utilização dos índices NDSI e NDWI. Fonte: elaboração própria.

Posteriormente, foi executado o método semi automático de identificação das frentes dos campos de gelo, a partir dos produtos obtidos com os índices espectrais e posterior a validação com interpretação visual, para obtenção mais precisa das áreas dos campos de gelo e correção de pontos com confusão de classe.

Os erros de mensuração dos campos de gelo pelos índices nas imagens entre 1989 e 2021, foram quantificados e analisados de acordo com Ye *et al.* (2006), utilizando as fórmulas sugeridas pelos autores:

$$U_T = \sqrt{\sum \lambda^2} + \sqrt{\sum \varepsilon^2},$$

e

$$U_A = 2U_T \sqrt{\sum \lambda^2 + \sum \varepsilon^2}.$$

Onde U_A é a incerteza da área glacial, U_T é a incerteza de medição do terminal da geleira, λ é a resolução de pixel original de cada imagem e, por fim, ε é o erro de registro, Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE), de cada imagem (Ye *et al.*, 2006).

O valor de RMSE utilizado foi de 1,31, este foi resultado do georreferenciamento com quatro pontos de controle, no *software* ArcGis, da imagem Landsat 4 de 1989 com base na imagem Landsat 8 de 2021. As seis imagens Landsat utilizadas apresentam resolução de pixel de 30 m (Quadro 1).

Portanto, os cálculos executados foram:

$$U_T = \sqrt{\sum 30^2} + \sqrt{\sum 1,31^2}$$

e

$$U_A = 2 \times 76,70 \sqrt{\sum 30^2 + \sum 1,31^2}$$

4. Resultados e discussões

Este capítulo é voltado para a apresentação dos resultados e está dividido da seguinte forma: variação da cobertura glacial por ilha; diferenças da variação da cobertura glacial por períodos; relação entre as variações de área glacial e de temperatura média do ar nas últimas décadas; características ambientais e análise espaço-temporal das variações da cobertura glacial das ilhas; hipsometria e

declividade das ilhas; áreas de maior perda glacial em cada ilha; controle da declividade e da batimetria nas variações de área glacial.

4.1 Variação da cobertura glacial por ilha

Após a resolução do cálculo, a incerteza nas medidas de área glacial encontrada foi de $\pm 0,113 \text{ km}^2$. O valor é considerado coerente quando comparado ao encontrado por Ye *et al.* (2006) ($\pm 0.042 \text{ km}^2$), onde foram utilizadas imagens de menor resolução espacial. Como foi utilizado apenas um valor de RMSE, da imagem mais antiga (1989), considera-se que o valor final obtido é referente ao erro máximo encontrado na metodologia.

Foram gerados gráficos para representar a área de cobertura glacial de cada ilha em todos os anos analisados. O gráfico da ilha Livingston foi separado dos demais devido à sua maior área. Os resultados obtidos indicam que os campos de gelo de todas as ilhas apresentaram variações negativas no período analisado (Figura 8 e 9). O total de perda de área glacial foi de 16,34%, ou $203,01 \pm 0,113 \text{ km}^2$, no período 1956-2021 (Quadro 2).

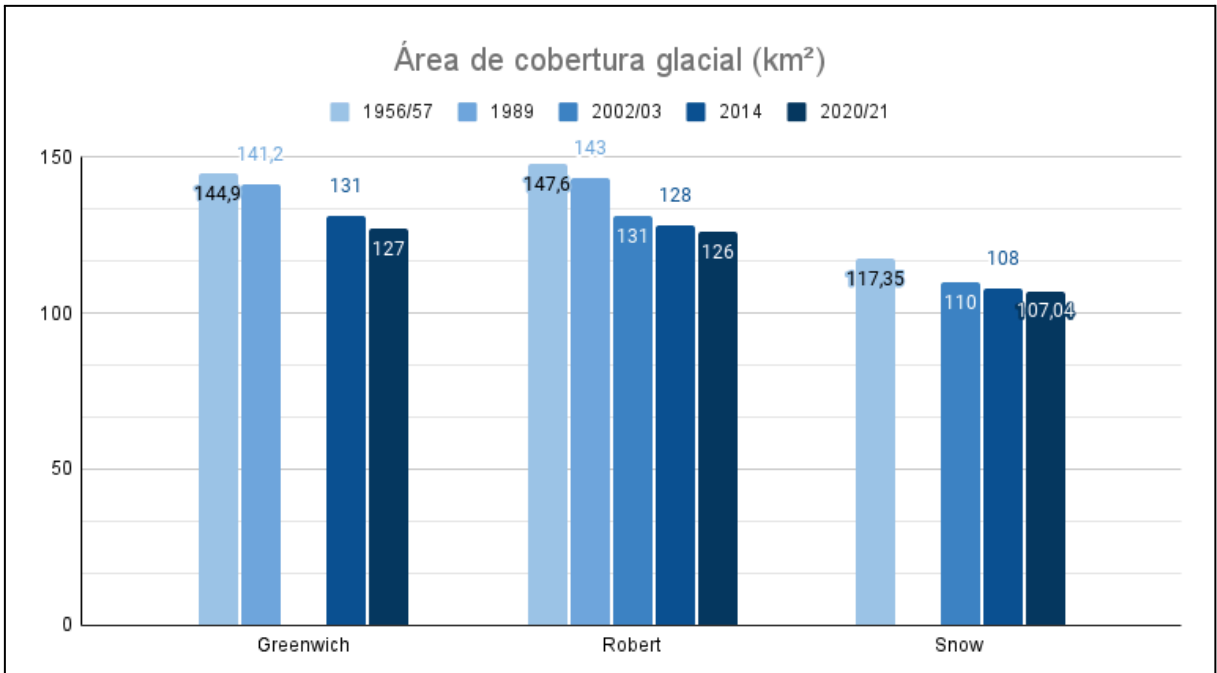


Figura 9: Gráfico de variação de área da cobertura glacial das ilhas Greenwich, Robert e Snow entre os anos 1956 e 2021. Fonte: Elaboração própria.

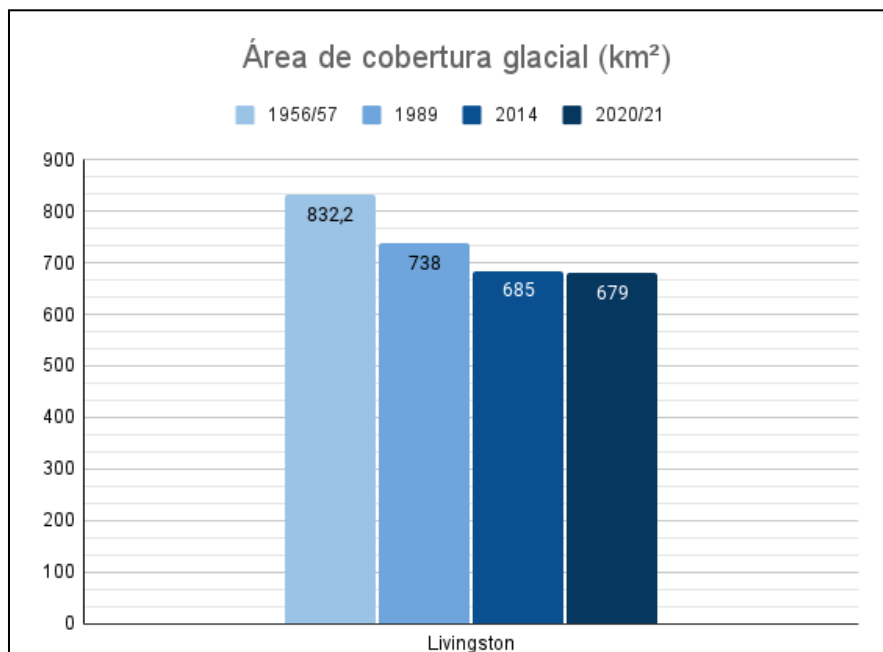


Figura 10: Gráfico de variação de área da cobertura glacial da ilha Livingston entre 1956 e 2021. Fonte: Elaboração própria.

Ilhas	1956/57- 1989	1956/57- 2002	1989 -2002/03	1989- 2014	2002/03- 2014	2014- 2020/21	Perda Total (km)
Livingston	94,2	-	-	53	-	9	153,2
Greenwich	3,7	-	-	10,2	-	4	17,9
Robert	4,6	16,6	12	15	3	2	21,6
Snow	-	7,35	-	-	2	0,96	10

Quadro 2: Valores de perda glacial (km²) totais e por período das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow, Shetlands do Sul. Fonte: elaboração própria

A extensão da cobertura glacial da ilha Livingston passou de 832,2 km² em 1957 para 738 km² em 1989, 685km² em 2014 e 679 km² em 2020 (Figura 10), uma redução total de 18,4% correspondendo ao total de 153,2 ±0,113 km² (Figura 8), com uma taxa de retração total de aproximadamente 2,4 km²/ano, sendo essa a maior taxa da área de estudo (Figura 8 e 9).

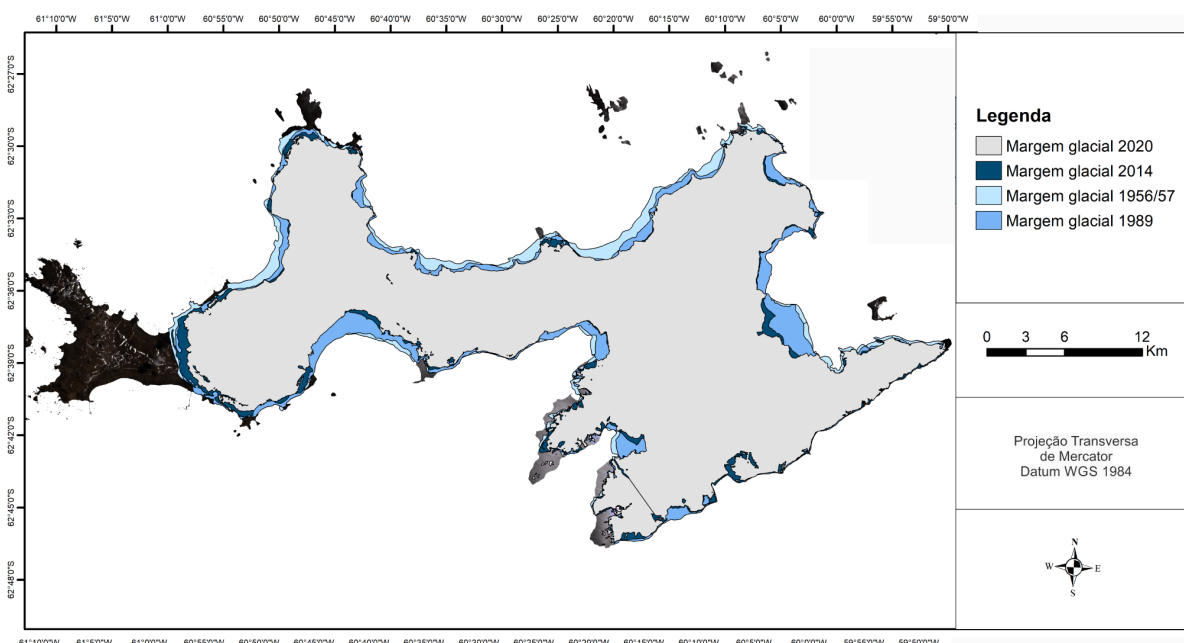


Figura 11: Variação da cobertura glacial da ilha Livingston entre 1956 e 2020. Fonte: Elaboração própria.

A área do campo de gelo da Ilha Greenwich variou de 144,9 km² em 1957 para 141,2 km² em 1989, 131 km² em 2014 e 127 km² em 2021 (Figura 11), uma perda de

área equivalente a $17,9 \pm 0,113 \text{ km}^2$ ou 12,3%, com taxa de retração de $0,27 \text{ km}^2/\text{ano}$ (Figura 8).

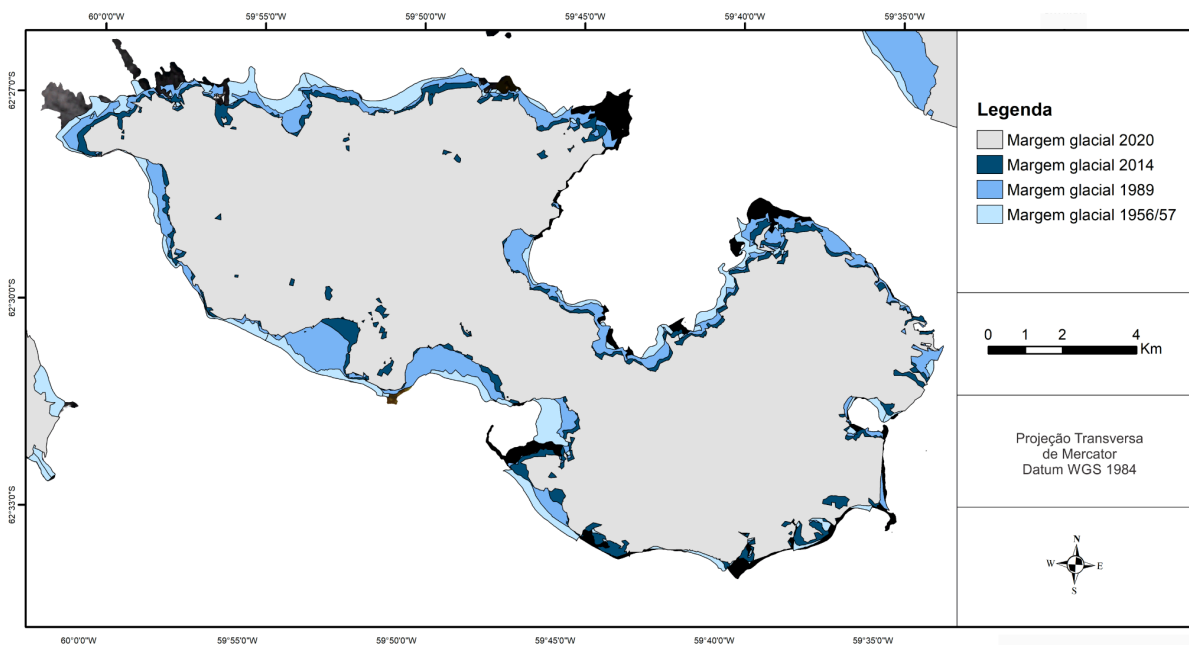


Figura 12: Variação da cobertura glacial da ilha Greenwich entre 1956 e 2021. Fonte: Elaboração própria.

A cobertura glacial da ilha Robert variou de $147,6 \text{ km}^2$ em 1957 para 143 km^2 em 1989, 131 km^2 em 2003, 128 km^2 em 2014 e 126 km^2 em 2021 (Figura 8). A redução total foi de aproximadamente $21,6 \pm 0,113 \text{ km}^2$ equivalente a 14,6%, com taxa de retração equivalente a $0,34 \text{ km}^2/\text{ano}$ (Figura 12).

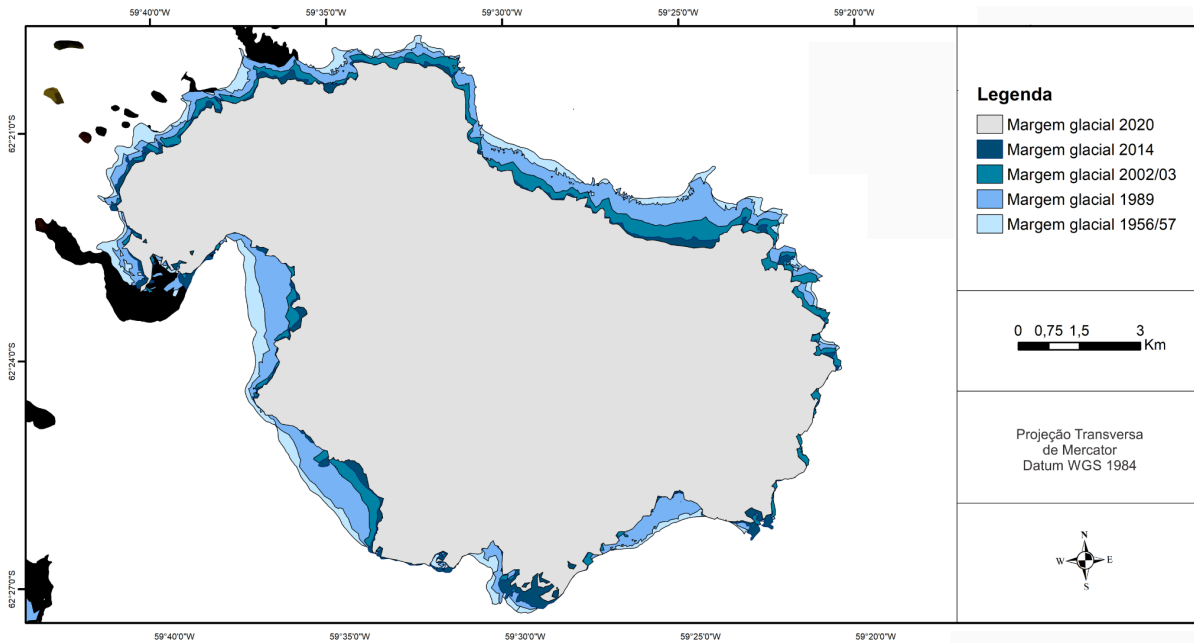


Figura 13: Variação da cobertura glacial da ilha Robert entre 1956 e 2021. Fonte: Elaboração própria.

Por fim, a área do campo de gelo da ilha Snow passou de 117,3 km² em 1956 para 110 km² em 2002, 108 em 2014 e 107,04 km² em 2020, recuo de 10,3 ±0,113 km² (Figura 8) equivalente a 8,4%, com taxa de retração equivalente a 0,16 km²/ano, sendo esses os menores valores encontrados na área de estudo (Figura 13).

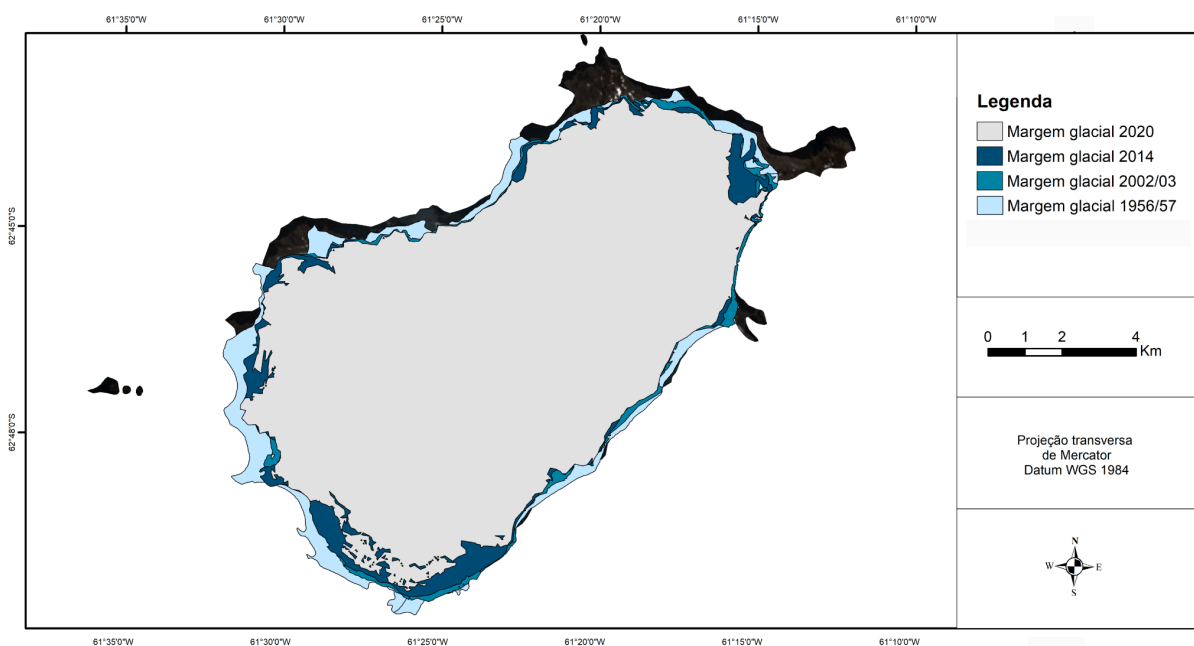


Figura 14: Variação da cobertura glacial da ilha Snow entre 1957 e 2020. Fonte: Elaboração própria.

Os resultados preliminares de perda de área para os campos de gelo no período são comparáveis aos encontrados em outro estudo semelhante sobre a ilha Rei George (LORENZ, 2021), no mesmo período.

4.1.1 Áreas de maior perda glacial em cada ilha

A cobertura glacial se manteve mais estável na região sudeste da ilha Livingston, onde se localizam as maiores elevações e declividades. As geleiras com término marinho que fluem para o interior de baías apresentaram maiores variações, destacando-se as margens sudoeste e extremo leste (Figura 10). Os valores de perda de área da ilha Livingston (1956-2021) são comparáveis aos obtidos por Cook *et al.* (2005) para as geleiras de mais acentuadas mudanças na PA (1958-2004).

A retração da cobertura glacial da Ilha Greenwich foi mais expressiva nas porções sudoeste e oeste, em geleiras com desprendimento no mar, iniciando a formação de baías e acentuando as já existentes (Figura 11).

O recuo da cobertura glacial na ilha Robert foi maior em geleiras com desprendimento no mar, também contribuindo para formação de baías, principalmente na metade oeste da ilha (Figura 12).

A variação da cobertura glacial da ilha Snow foi bem distribuída em sua margem, apresentando recuos em todos os setores, com destaque para a porção sudoeste, que também possui geleiras marinhas e obteve recuos visualmente maiores (Figura 13).

4.1.2 Diferenças da variação da cobertura glacial por períodos

Entre os períodos 1956-1989 e 1989-2021, observa-se que o total de perda de área das ilhas Livingston, Greenwich e Robert foi de 8,25%, equivalente a 102,5 km², no primeiro período, e 7,26%, equivalente a 90,2 km², no segundo. A ilha Livingston, quando comparada às demais, teve maior perda no primeiro período 1956-1989 (11,32%, correspondendo ao total de 94,2 km²), enquanto as ilhas Greenwich e Robert apresentaram maiores perdas no período 1989-2021 (10,6% correspondendo ao total de 14,2 km² e 11,89% correspondendo ao total de 17 km²,

respectivamente). Nota-se que a ilha Snow não foi considerada nesta análise, pois, a mesma não é representada na imagem de 1989 e não possui os dados necessários para comparação.

As ilhas Robert e Snow são as únicas ilhas para as quais foi possível gerar dados para as últimas três décadas, com destaque para a ilha Robert, que possui dados em todos os anos analisados. Quando se observa a taxa de perda anual por período para a ilha Robert, desde 1989, as maiores variações ocorreram entre 1989 e 2002 (0,92 km² por ano). A retração para os períodos seguintes (2002-2014 e 2014-2021) foi de 0,27 km² e 0,28 km² por ano, respectivamente. Para a ilha Snow, a taxa de perda foi de 0,17 km² por ano entre 2002-2014 e 0,14 km² por ano entre 2014-2021.

O percentual de perda de área calculado desde 1957 para Greenwich (12,3%), é menor do que o valor de 20,4% encontrado por Fatras, Fernandez-Palma e Carlos Martillo (2020). Os autores investigaram quatro geleiras da ilha que fluem do Monte Quito (noroeste), e obtiveram taxa de retração de 0,27 km²/ano, para o período 1956-2019. A maior variação foi encontrada na geleira Quito-I, com término marinho. As diferenças encontradas entre os estudos estão relacionadas à presença de geleiras de término em terra localizadas em demais setores da ilha, as quais podem apresentar uma menor taxa de retração do que as de término em água. No mesmo estudo, os autores destacam que a Oscilação Meridional-El Niño (ENSO) foi responsável pelo aumento da retração da cobertura glacial nas geleiras Ambato e Quito-II nos anos de 2015 e 2016. As taxas de retração da ilha Greenwich para os períodos 1989-2014 e 2014-2021 são, respectivamente, 0,41 km²/ano e 0,57 km²/ano, ou seja, houve um aumento da taxa de retração glacial após 2014, dado coerente com o trabalho de Fatras, Fernandez-Palma e Carlos Martillo (2020).

Ao analisar a cobertura glacial da ilha Livingston, Calvet *et al.* (1999) encontraram uma retração de 0,11% por ano no período 1956-1996. O percentual encontrado pelos autores é menor do que o encontrado no estudo ao analisar períodos semelhantes. Durante o período 1956-1989, a taxa de retração anual foi de 2,85 km², equivalente a uma perda de 0,34% por ano, enquanto o período 1956-2014 apresentou uma taxa de retração anual de 2,54 km², equivalente a 0,30% por ano. Como o ano de 1996 não foi analisado no estudo, foram utilizados os valores obtidos dos anos mais próximos, para fins de comparação.

No que se refere ao método adotado, os maiores valores de superestimação, quando aplicado o método automático, são encontrados para a medida de área da calota de gelo da ilha Livingston. Isso ocorre, pois, as geleiras com término em terra e com menor declividade possuem um setor próximo à sua margem frontal com sedimentos e água de degelo supraglacial. Portanto, a metodologia de delimitação visual foi utilizada para correção de alvos com confusão de classes identificadas pela autora. Por fim, a metodologia foi considerada satisfatória, pois abrange a medida obtida de forma automática pelos índices e a correção visual das áreas de confusão das classes. O erro de mensuração dos campos de gelo também foi considerado satisfatório, pois, é comparável aos valores obtidos pelo trabalho utilizado como referência nesta etapa metodológica (YE *et al.*, 2006).

4.1.3 Relação entre as variações de área glacial e de temperatura média do ar nas últimas décadas

A tendência de diminuição de área dos campos e calotas de gelo representa o balanço de massa negativo dessas geleiras e está relacionada à tendência de aumento da temperatura média do ar durante o inverno, registradas por Ferron *et al.* (2014) e Rosa *et al.* (2020). Os autores afirmam que houve invernos mais frios na década de 1970 e invernos mais quentes na década de 1980 e início dos anos 2000 desde a década de 1950.

As mudanças observadas também estão relacionadas às anomalias de temperatura média do ar. A série anual de anomalia de temperatura média mostra altas variações interanuais durante o período. A série de anomalia de temperatura média apresentou tendência estatisticamente não significativa (S: -97, Z: -0,97298, p: 0,33056). Os valores mais elevados de anomalia estão nos anos 1979, 1982, 1985, 1989, 1993, 1999, 2008, 2018 e 2021, sendo estes maiores que 0,5 °C. Apesar de 2020 não estar entre os anos com picos nas anomalias de temperatura média, os valores são elevados e, neste ano, ocorreram altas taxas de aquecimento atmosférico durante o verão chegando a 7°C na Estação Eduardo Frei, Ilha Rei George.

Entre 1989 e 2021, as mudanças na cobertura glacial das ilhas Robert e Greenwich foram em maior proporção e estão relacionadas à resposta das geleiras ao comportamento da temperatura média do ar e do oceano desde a década 1980.

Diferente da Figura 4, onde é possível observar que as maiores anomalias de temperatura média superficiais anuais globais ocorrem nos anos de 2016 e 2020 (série temporal desde de 1950), as anomalias positivas de temperatura média nas ilhas Shetlands do Sul são mais expressivas na década de 1980 (Figura 14) (série temporal desde de 1978 e com dados observacionais). Ferron *et al.* (2014) e Rosa *et al.* (2020) também observaram maior aquecimento para o inverno na década de 1980 ao analisar a série temporal desde de 1960 (ERA-5) e 1950 (dados observacionais), respectivamente. Ainda assim, há uma tendência de aquecimento das anomalias de temperatura média na PA após 2010. Durante o ano de 2011, foi registrada uma anomalia de temperatura média de $-1,0^{\circ}\text{C}$, esse valor subiu para $0,9^{\circ}\text{C}$ em 2021, sendo esse o maior valor da série desde 1989, quando foi registrado uma anomalia de $1,4^{\circ}\text{C}$ (Figura 14).

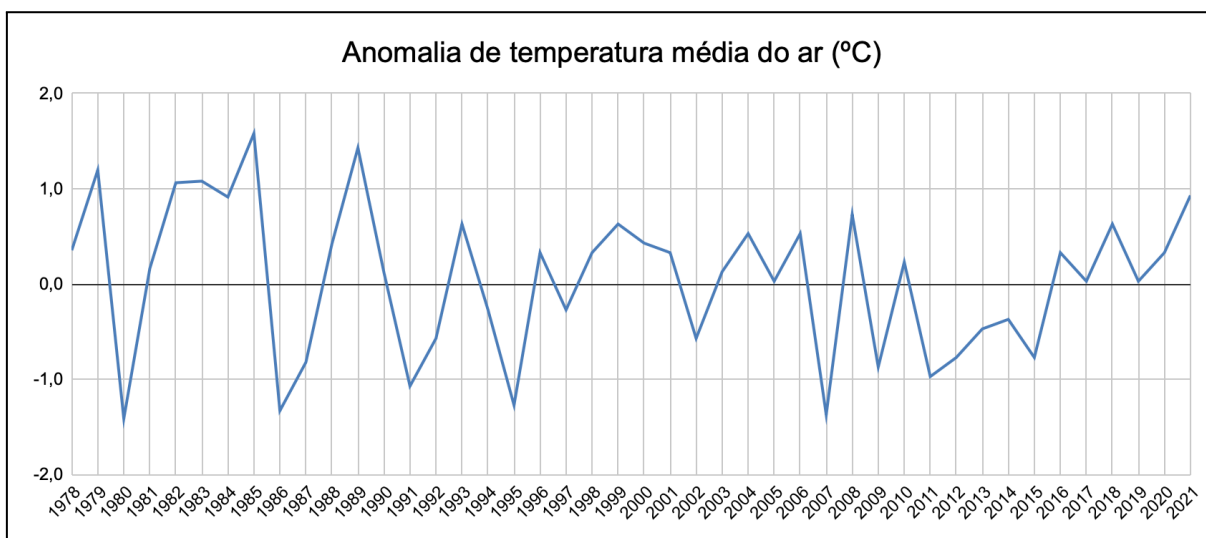


Figura 15: Gráfico com valores de anomalia de temperatura média registrados na ilha Rei George, entre 1978 e 2023. Fonte: elaboração própria.

A extensão do gelo marinho durante o inverno e seu período de duração anual estão diminuindo na região (SMITH *et al.*, 2008, HILLEBRAND *et al.*, 2023), além disso, é observado um balanço de massa negativo para a ilha Rei George (MICHALCHUK *et al.*, 2009) e uma retração glacial em geleiras marinhas nesta ilha

(ROSA et al., 2023). Esses fatores estão relacionados a alterações climáticas das últimas décadas (SMITH *et al.*, 2008, HILLEBRAND *et al.*, 2021). As geleiras de maré são complexas, pois, seu comportamento, dinâmica e balanço de massa são afetados por diversos elementos, entre eles estão o clima, condições oceânicas, forma, precipitação total e derretimento superficial (COOK *et al.*, 2012). Além disso, a ablação frontal das geleiras de maré é influenciada pela ação das ondas e pelas temperaturas marinhas superficiais (LUCKMAN *et al.*, 2015).

As alterações ecossistêmicas (POELKING, 2014), o aumento dos lagos glaciais (PETSCH *et al.*, 2022) e da área livre de gelo emersa recentemente nas ilhas Shetlands do Sul ou na região Biogeográfica da Península Antártica Norte podem estar relacionadas às mudanças observadas nas áreas costeiras das ilhas. Colesie *et al.* (2023) também estimam um aumento na cobertura vegetal no continente antártico para os próximos anos, em consequência da elevação da temperatura média do ar e maior disponibilidade de água.

4.2 Características geomorfométricas das ilhas

As ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow (Figura 1) apresentam elevações máximas entre 299,5 e 1.688,3 m (Quadro 3 e Figura 15).

Ilha	Classes de elevação (m)										
	0-100	101-200	201-300	301-400	401-500	501-600	601-700	701-800	801-900	901-1000	> 1000
1	22	24,4	23,2	11	6,2	3,4	2	1,5	0,95	0,73	2,3
2	26,3	29,2	18,3	11	5	3,6	0,2	0	0	0	0
3	28,8	34,6	29,7	0	0	0	0	0	0	0	0
4	24,4	30	30,1	11,5	0	0	0	0	0	0	0

Quadro 3: Porcentagem de área total por intervalos de classe de elevação por ilha. Ilha 1: Livingston, ilha 2: Greenwich, ilha 3: Snow, ilha 4: Robert. Fonte: elaboração própria.

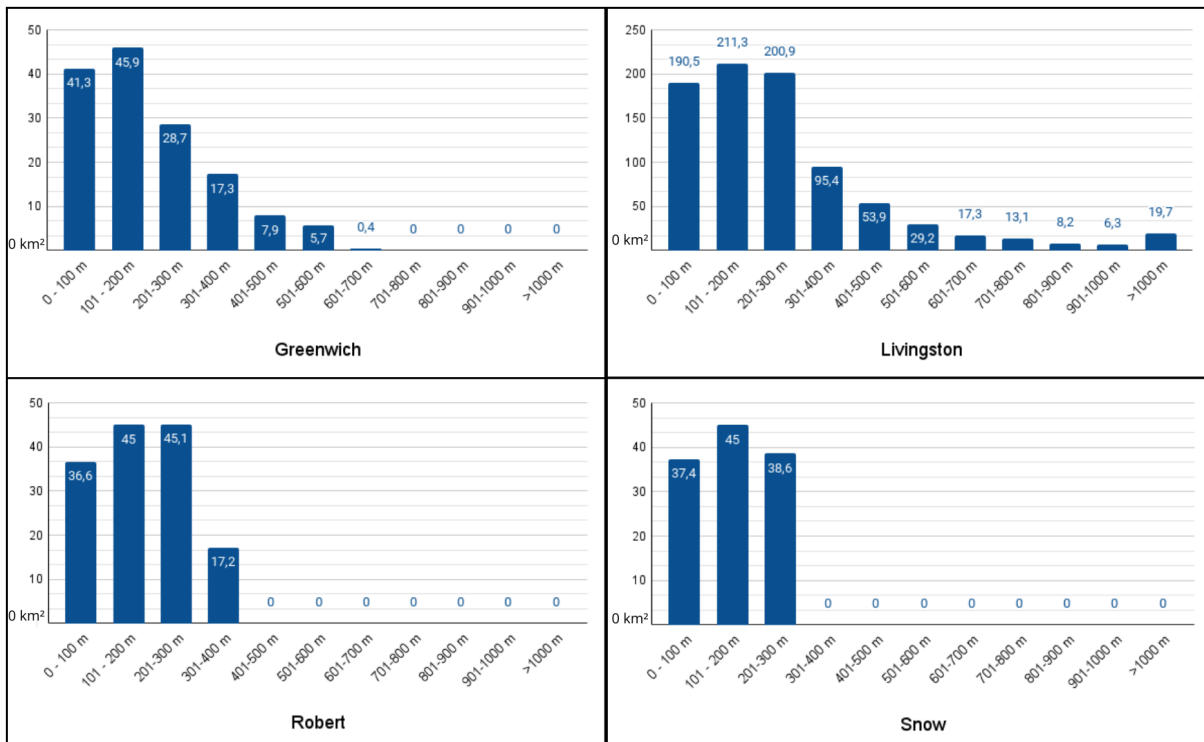


Figura 16: Gráficos de área (km²) das ilhas Greenwich, Livingston, Robert e Snow, por classe de elevação. Fonte: elaboração própria.

A ilha Livingston é a maior ilha em extensão da área de estudo, com aproximadamente 866,8 km², e possui elevações máximas de 1.688,3 m (Figura 16), sendo o maior valor identificado na área de estudo. Quanto a declividade, apesar de aproximadamente 343 km² (equivalente a 39,6% da área total) da ilha apresentar valores entre 0° e 4°, esta possui a maior área com valores de declividade acima de 25° (aproximadamente 109,4 km²) (Figura 17) em comparação com as demais ilhas estudadas (Quadro 4). As áreas mais íngremes se concentram nas bordas das calotas e na porção sudeste, onde estão localizadas as montanhas de Tangra (Figura 1).

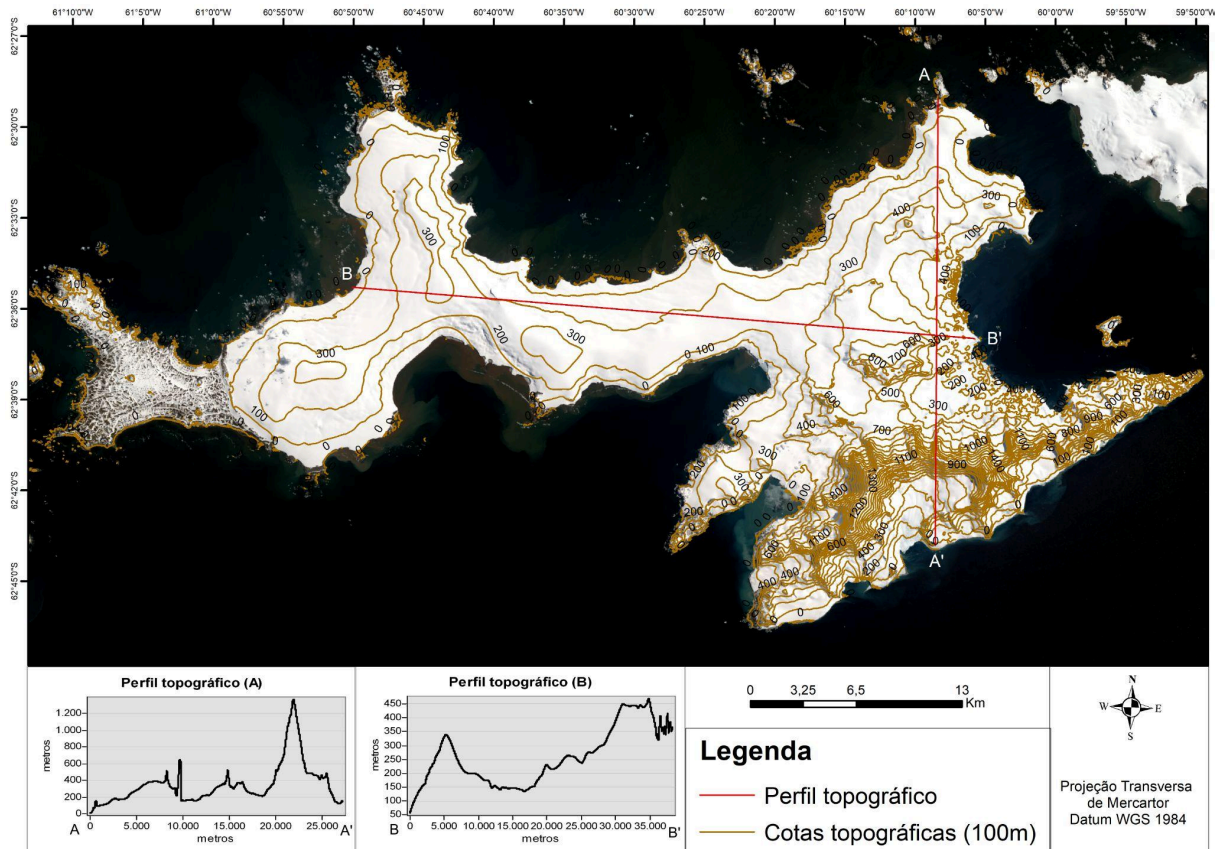


Figura 17: Contornos e perfis topográficos da ilha Livingston. Imagem Landsat de 2014. Fonte: elaboração própria.

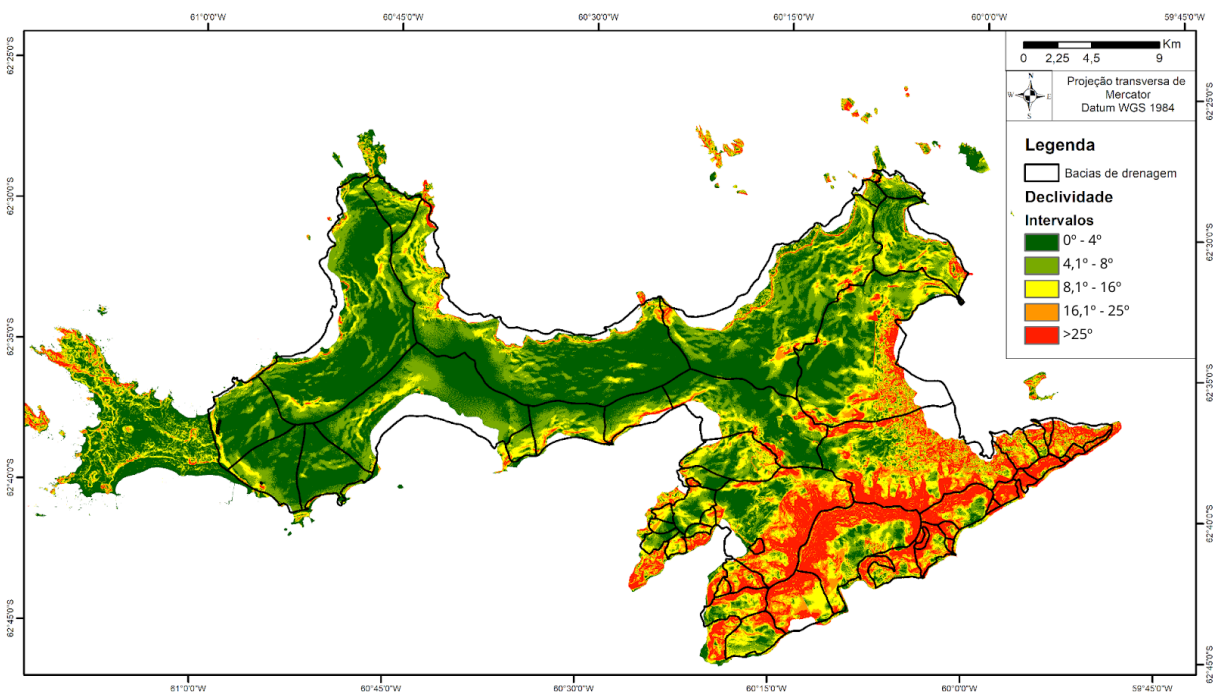


Figura 18: Mapa de declividade da ilha Livingston. Fonte: elaboração própria, 2023. As bacias de drenagem utilizadas são disponibilizadas pelo GLIMS.

Declividade	Livingston	Greenwich	Robert	Snow
0° - 4°	39,6%	23,7%	59,6%	59,6%
4° - 8°	24,3%	28,9%	25,9%	30,4%
8° - 16°	15,6%	27,9%	10,4%	7,5%
16° - 25°	7,9%	10,7%	2,3%	1,6%
>25°	12,6%	8,8%	1,8%	0,9%

Quadro 4: Porcentagem de área total por intervalos de declividade por ilha. Fonte: elaboração própria.

A ilha Greenwich é a segunda maior ilha em extensão da área de estudo, com cerca de 157 km², apresenta elevações máximas de 625 metros (Figura 18), a ilha tem duas feições mais elevadas, uma a sudeste e outra a noroeste, sendo a primeira mais expressiva. A porção sudeste da ilha também apresenta os maiores valores de declividade, o intervalo predominante é entre 4° e 8° (Figura 19), identificado em 28,9% (cerca de 45,5 km²) da área total da ilha (Quadro 4).

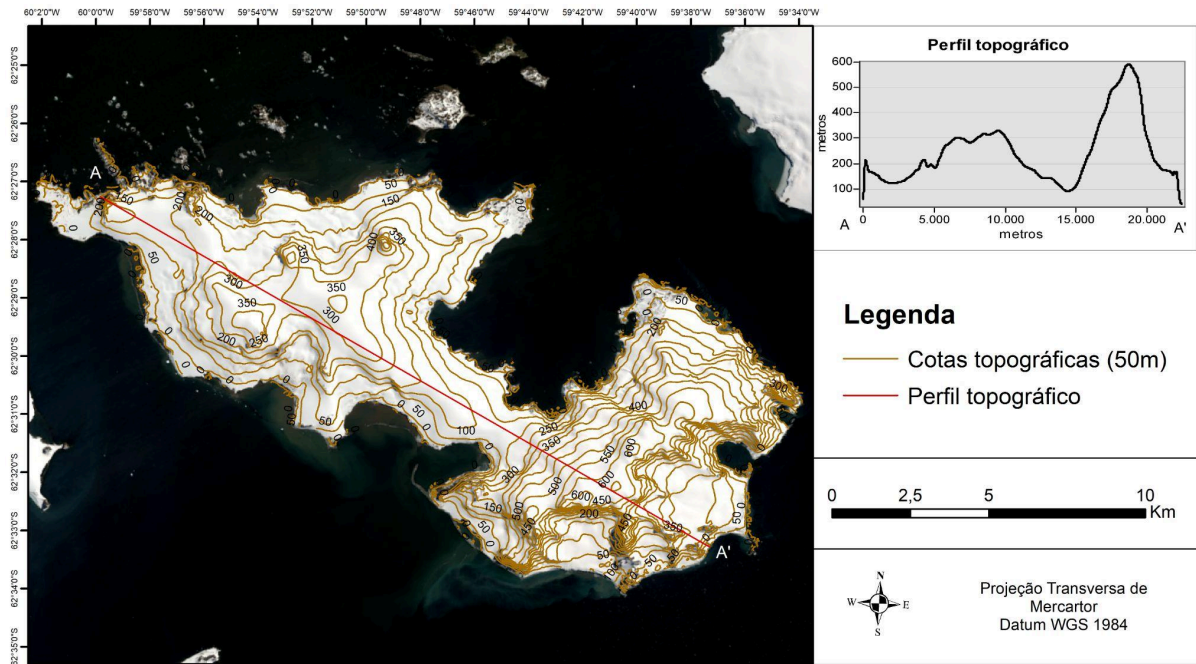


Figura 19: Contornos e perfil topográfico da ilha Greenwich. Imagem Landsat de 2014. Fonte: elaboração própria.

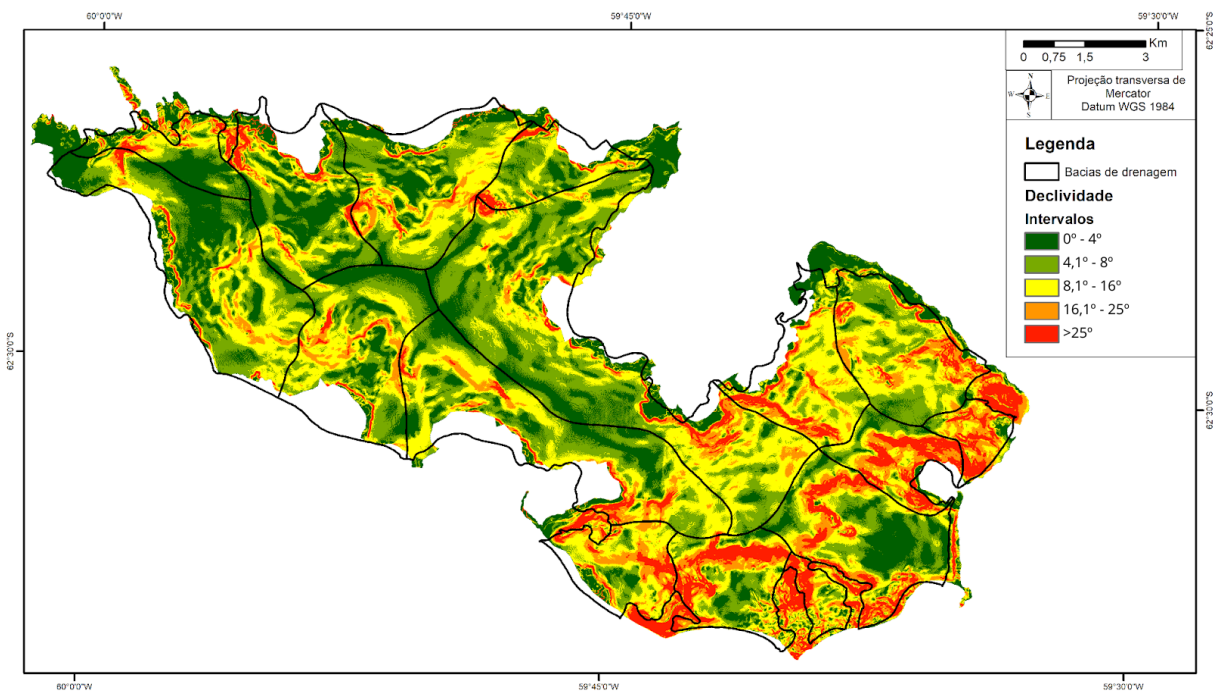


Figura 20: Mapa de declividade da ilha Greenwich. As bacias de drenagem utilizadas são disponibilizadas pelo GLIMS. Fonte: elaboração própria.

A ilha Robert possui aproximadamente 150 km² de extensão e possui elevações máximas de 362,7 metros, concentradas em sua porção central (Figura 20). A maior parte das áreas com grandes declividades estão localizadas próximas

às linhas de costa. Aproximadamente 60% da extensão da ilha possui declividades entre 0° e 4° (Figura 21), indicando um relevo pouco acidentado (Quadro 4).

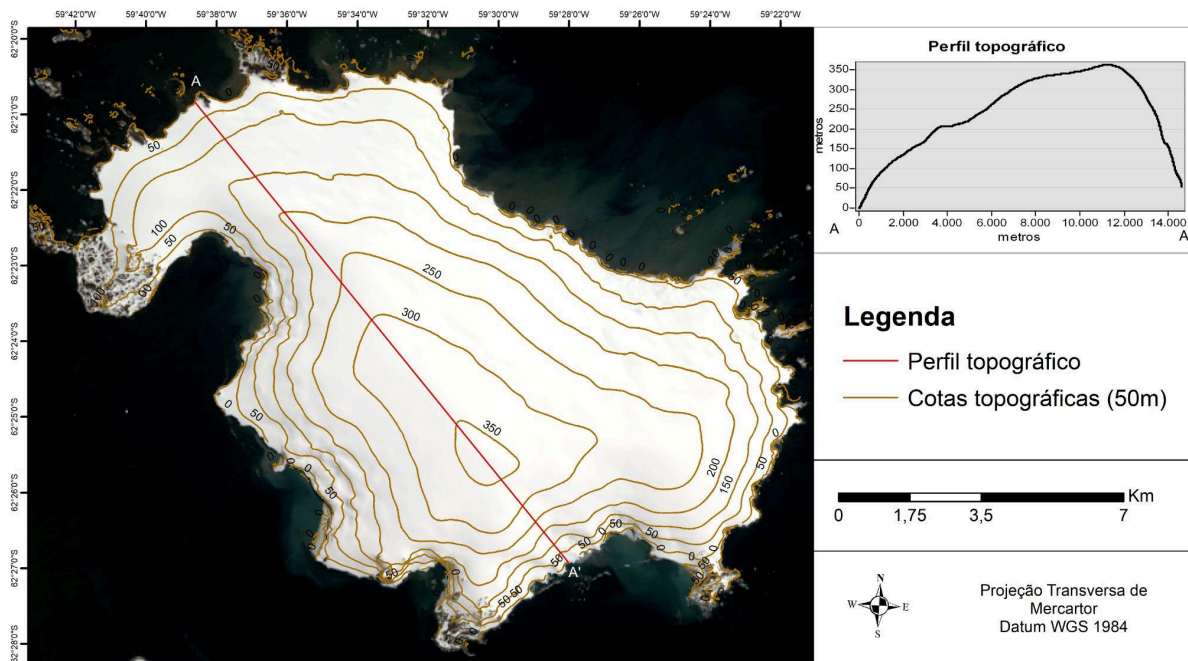


Figura 21: Contornos e perfil topográfico da ilha Robert. Imagem Landsat de 2014. Fonte: elaboração própria.

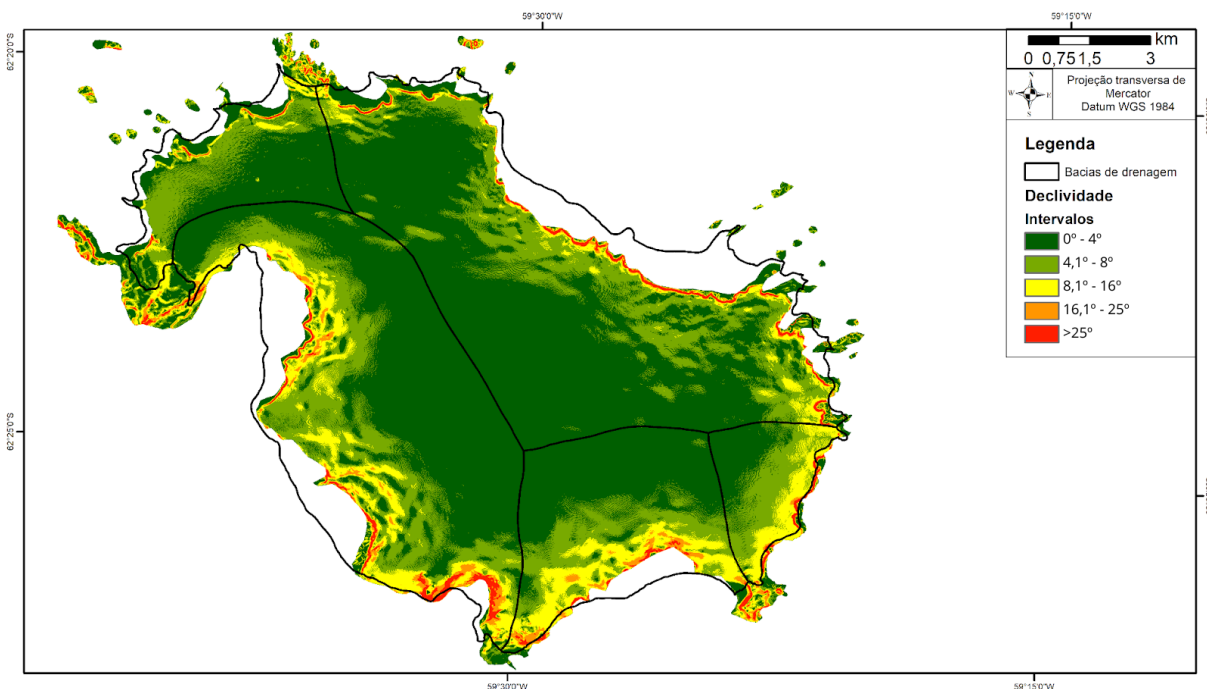


Figura 22: Mapa de declividade da ilha Robert. As bacias de drenagem utilizadas são disponibilizadas pelo GLIMS. Fonte: elaboração própria.

Já a ilha Snow é a menor ilha em extensão, possui 130 km² e apresenta elevações máximas de 299 metros, distribuídas na área central da ilha (Figura 22). As áreas declivosas estão localizadas próximas à linha de costa, aproximadamente 76,9 km² (59,6% da área total da ilha) apresentam declividades entre 0° e 4° (Figura 23), também indicando um relevo pouco acidentado (Quadro 4).

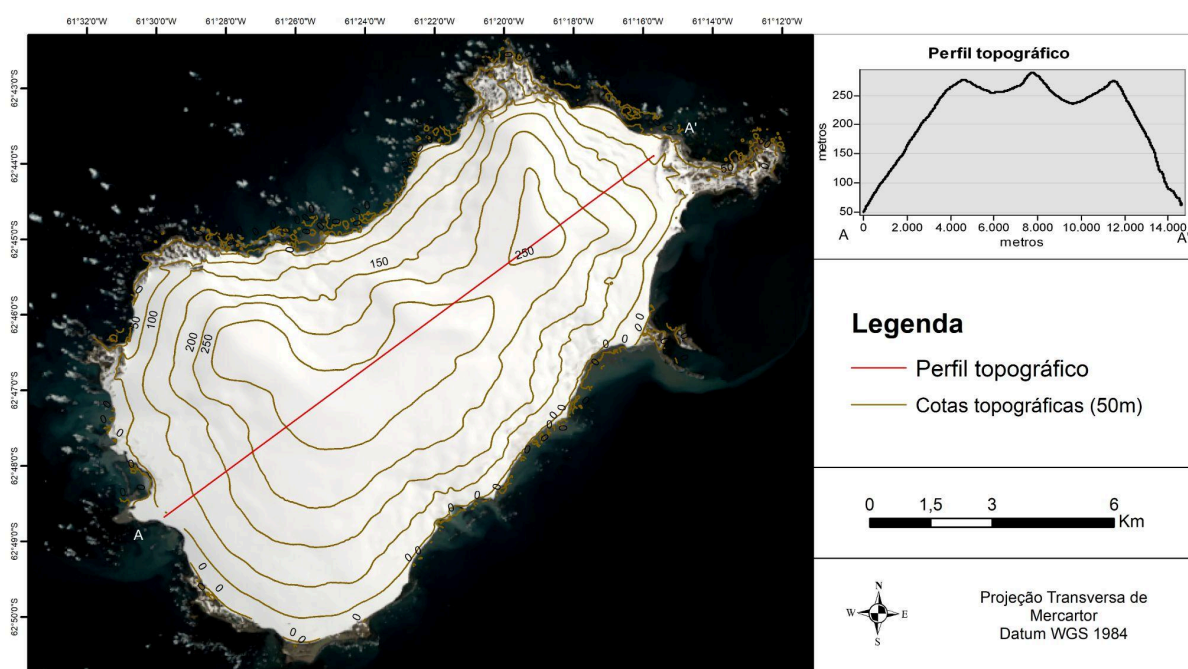


Figura 23: Contornos e perfil topográfico da ilha Snow. Imagem Landsat 2014. Fonte: elaboração própria.

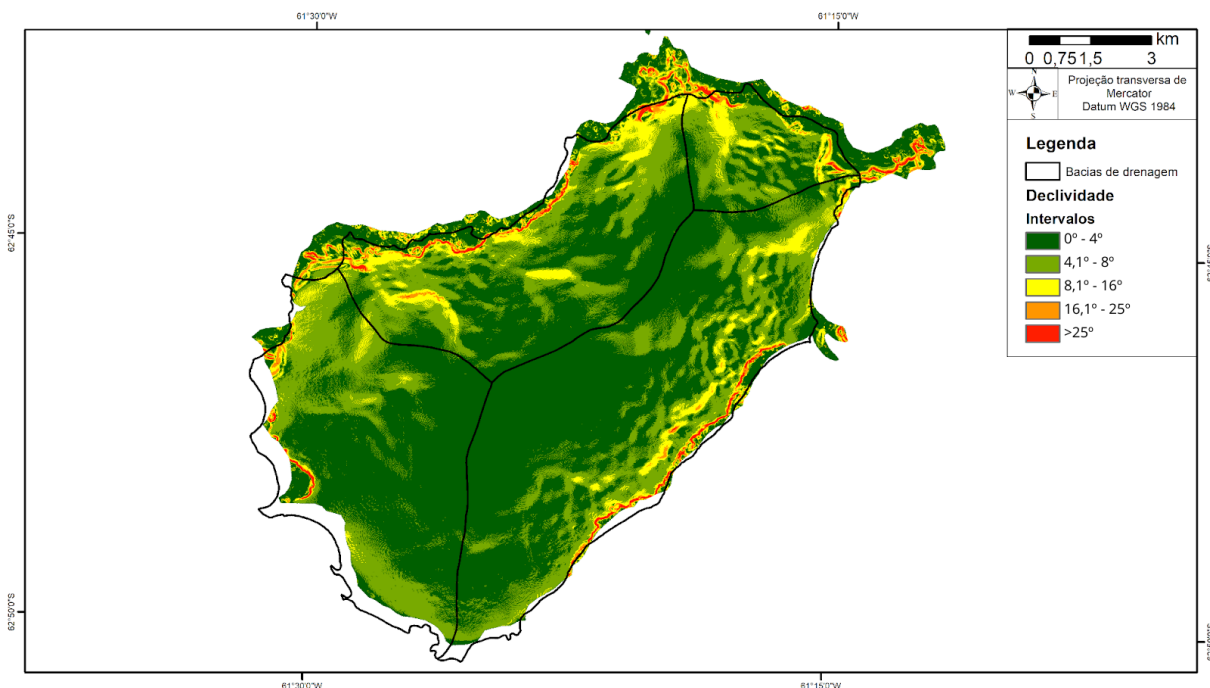


Figura 24: Mapa de declividade da ilha Snow. As bacias de drenagem utilizadas são disponibilizadas pelo GLIMS. Fonte: elaboração própria, 2023.

As calotas e campos de gelo das ilhas Livingston e Greenwich possuem menor sensibilidade às mudanças climáticas projetadas para as próximas décadas quando comparadas às demais ilhas, pois, atualmente há uma maior área glacial distribuída nas classes de maior elevação (Figura 16 e 18). A temperatura atmosférica e o volume de precipitação de neve variam conforme a altitude do local, ao analisar os Alpes, Oerlemans e Hoogendoorn (1989) encontraram uma relação direta entre a temperatura e a posição da linha de equilíbrio, onde uma mudança de 1°K da temperatura local, altera a posição da altitude da linha de equilíbrio em 130 m. A distribuição de área por cota de elevação influencia nos parâmetros de área de acumulação e também no raio de área de acumulação, o qual se relaciona com o balanço de massa (OERLEMANS; HOOGENDOORN, 1989). Além disso, a absorção de ondas curtas pela neve também é influenciada pela altitude, pois, o albedo da superfície diminui significativamente nas porções inferiores da geleira (OERLEMANS; HOOGENDOORN, 1989) e há influência no balanço de radiação.

4.3 Controle da declividade e da batimetria nas variações de área glacial

A ilha Livingston possui maiores elevações e uma grande área glacial. Essa ilha foi a que apresentou maior perda percentual de área no período. Segundo Cook *et al.* (2005), o tamanho da frente da geleira apresenta forte relação com o balanço de massa da mesma, ou seja, geleiras com maiores extensões, geralmente, apresentam maiores perdas de massa. O setor com as maiores declividades da ilha (>25°) não foi o que apresentou as maiores perdas de área (Figura 10 e 16). A classe de declividade de maior área é a 0° - 4°, que está associada à maior presença de geleiras de desprendimento. Em relação ao perfil de declividade das geleiras, Cook *et al.* (2005) encontraram que geleiras da PA com valores baixos de declividades médias tiveram maior perda de área glacial, assim como as geleiras de término flutuante.

As maiores variações na ilha Livingston são observadas para as geleiras que fluem para baías, como as Baías Walker, South e Moon (Figura 1), fiordes caracterizados por altas amplitudes batimétricas (Figura 24), de aproximadamente -250 m. Esse fator influencia na estabilidade da *groundline* das geleiras em contato com o oceano, na velocidade de fluxo e possui implicações para o balanço de massa glacial (BIANCHI *et al.* 2020; PERONDI *et al.*, 2023). A diminuição da espessura frontal das geleiras marinhas em retração auxilia nas taxas de desprendimento de gelo (BIANCHI *et al.*, 2020). Perondi *et al.* (2023) encontraram uma maior perda de espessura de gelo nas geleiras com perfil batimétrico íngreme devido ao maior fluxo glacial e desprendimento de gelo. Huybrechts e De Wolde (1999) e Schäfer *et al.* (2015) afirmam que o fluxo do gelo na zona de ablação é intensificado pela presença de declividades mais acentuadas no setor frontal das geleiras, o que promove a perda de massa glacial. Segundo Bianchi *et al.* (2020), as flutuações da posição frontal de geleiras *tidewater*, em ambientes glaciomarinhas, são influenciadas por fatores como: desprendimento de *icebergs*, áreas basais instáveis e a dinâmica de temperatura atmosférica. Portanto, a batimetria e a topografia se mostram influentes na resposta das geleiras de maré na ilha Livingston às mudanças climáticas do ambiente.

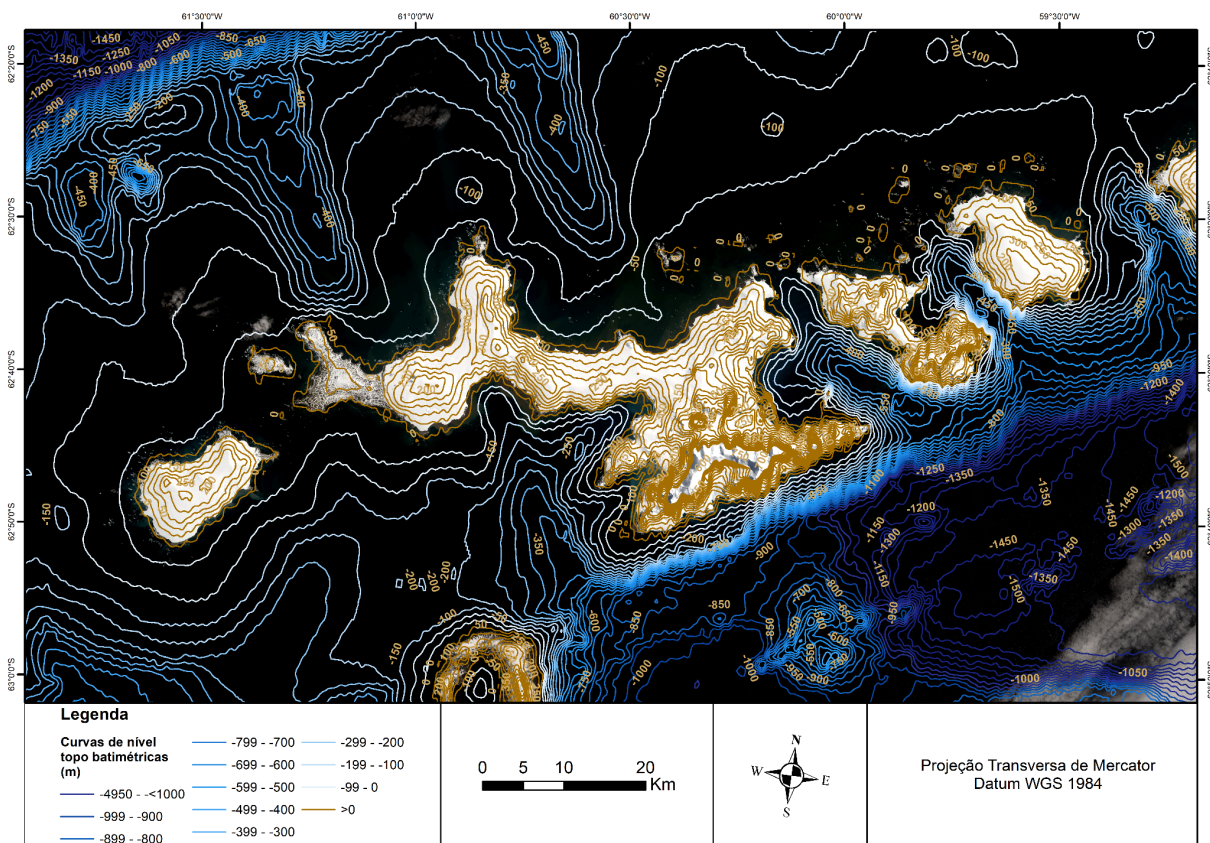


Figura 25: Mapa de contornos da elevação batimétrica na área de estudo. Fonte: elaboração própria.

As áreas de maior retração glacial da ilha Greenwich também apresentam relação com geleiras com término marinho em setores de altas amplitudes batimétricas (Figura 11 e 24), expondo e ampliando baías já existentes. Os setores oeste e sudeste da ilha estão próximos a profundidades de -400 m.

A retração glacial da ilha Robert é bem distribuída espacialmente (Figura 12), exceto em um setor. A retração das geleiras para as cabeceiras atuais dos fiordes e a formação de baías tipo fiordes na metade oeste se distingue das demais áreas. A amplitude batimétrica local, que alcança -400 m de profundidade (Figura 24), é maior nesse setor e influencia na dinâmica glacial e na resposta das geleiras marinhas às mudanças climáticas. Segundo Hill *et al.* (2021), setores mais profundos apresentam maior fricção basal e lateral, portanto, geleiras marinhas ancoradas em grandes profundidades, geralmente, apresentam maiores retrações quando comparadas às geleiras ancoradas em feições mais rasas.

A ilha Snow apresenta retrações glaciais espacialmente bem distribuídas por toda margem. Isso ocorre pois parte significativa das geleiras da ilha é de término

em terra, e sua margem está distante de grandes profundidades em comparação com as demais ilhas da área de estudo (Figura 24).

5. Considerações finais

A análise das mudanças nas geleiras foi fundamental para conhecer o ritmo de retração glacial desde 1956 e, principalmente, para identificar os setores de maior variação ou estabilização. Além de avaliar algumas das características morfométricas das ilhas, o estudo contribuiu na compreensão do tipo de término e da amplitude batimétrica das porções de maior retração em cada ilha para explicar as diferenças com os setores de menor retração.

O total de perda de área glacial foi de 16,34%, ou $203,01 \pm 0,113 \text{ km}^2$, no período 1956-2021, com uma taxa de retração de $3,12 \text{ km}^2/\text{ano}$. As mudanças progressivas na cobertura glacial observadas nas últimas décadas estão relacionadas ao aquecimento atmosférico e oceânico regional e global.

A ilha Livingston apresentou a maior taxa de retração anual ($2,4 \text{ km}^2/\text{ano}$), perda percentual (18,4%) e de área total ($153,2 \pm 0,113 \text{ km}^2$) da área de estudo no período. Quando se observa o período 1989-2021, as mudanças na cobertura glacial das ilhas Robert e Greenwich foram em maior proporção e houve um aumento da taxa de retração glacial após 2014. A análise da série temporal de temperatura do inverno para anos posteriores a 2017 pode demonstrar se essa variável está significativamente influenciando nessa maior perda. A década de 1980 se destaca na série de anomalias de temperatura do ar, apresentando o maior valor registrado no período 1978-2022, e levou a mudanças na cobertura glacial das ilhas.

Diversos fatores ambientais das ilhas, como menor extensão da cobertura glacial, menores elevações máximas, maiores declividades, alta amplitude batimétrica próxima às margens glaciais e a presença de geleiras com término marinho explicam a maior perda de área de algumas ilhas ou setores das ilhas. Destaca-se que as geleiras de término marinho foram as que mais retraíram no período, contribuindo para formação e avanço de baías, esse comportamento foi observado nas ilhas Livingston, Greenwich e Robert. A menor perda de área no período apresentada pela ilha Snow está relacionada a menor amplitude batimétrica, altimétrica e a menor extensão de margens marinhas.

Diferentemente da ilha Rei George, analisada em outros estudos, nem todos setores costeiros ao sul estão relacionados com as maiores retrações, mas são os setores que possuem maior amplitude batimétrica associada a localização de diversos fiordes.

Os resultados e discussões obtidos nas diferentes etapas metodológicas do estudo são comparáveis aos de estudos semelhantes, mostrando coerência entre as análises. Assim, a metodologia foi considerada satisfatória, haja vista sua capacidade de abranger a mensuração automática por meio de índices, além da correção visual das áreas propensas a confusões de classes. Os erros de mensuração relativos aos valores de perda de área campos de gelo também foram considerados aceitáveis.

O uso do sensoriamento remoto e geoprocessamento permitiu o monitoramento das geleiras da área de estudo para o período de 65 anos. Porém, não foi possível gerar valores de cobertura glacial das quatro ilhas para todos os anos analisados. Fatores como recorte de área das imagens, cobertura de nuvens e grandes volumes de precipitação foram limitantes para geração de dados.

A metodologia de delimitação da margem glacial pelos índices NDSI e NDWI se mostrou eficiente, apesar da necessidade de correções pontuais pela metodologia visual. Foram encontradas poucas imagens Landsat consideradas adequadas na área de estudo, principalmente pela presença de nebulosidade, o que foi um fator limitante para a resolução temporal do trabalho. Para maior detalhamento temporal, recomenda-se a combinação de diferentes satélites e/ou a utilização de sensores ativos.

As informações geradas por diferentes estudos podem ser usadas para o contínuo monitoramento das mudanças ambientais na área. Os resultados da análise das variações das geleiras podem ser aplicados no entendimento de mudanças nas ilhas, como o aumento do número e área de lagos em setores costeiros nas últimas décadas. Também poderá ser utilizado para relacionar a estudos sobre mudanças na vegetação e disponibilidade de água de degelo.

Para estudos futuros, será relevante a análise da temperatura média do inverno e do verão para compreender anomalias e tendências nas diferentes estações ao longo das últimas décadas na área de estudo. A análise de cartas topográficas da

década de 50 pode auxiliar no entendimento de mudanças como perda do tipo de término flutuante e mudanças na elevação e espessura das geleiras.

REFERENCIAL

AQUINO, F. E. **Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil**. Tese de doutorado Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 128, 2012.

ARIGONY-NETO, J. **Determinação e interpretação de características glaciológicas e geográficas com sistema de informações geográficas na Área Antártica Especialmente Gerenciada, baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de Mestrado Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 84, 2001.

ATS. Secretariat of the Antarctic Treaty, 2023. Area Protection and Management / Historic Sites and Monuments. Disponível em: <<https://www.ats.aq/e/protected.html>>. Acesso em: 04 de abril de 2023.

BAJRACHARYA, S. R.; MAHARJAN, S. B.; SHRESTHA, F. Glaciers in the Indus Basin. In: KHAN, Sadiq; ADAMS, Thomas (ed.). **Indus River Basin: water security and sustainability**. Amsterdã: Elsevier, cap. 5. p. 123-144. 2019.

BAÑÓN, M.; JUSTEL, A.; VELÁZQUEZ, D.; QUESADA, A. Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. **Antarctica Science**, v. 25, p. 146–156, 2013. DOI:10.1017/S0954102012001046

BAUMHOER, C.A.; DIETZ, A.J.; KNEISEL, C.; KUENZER, C. Automated Extraction of Antarctic Glacier and Ice Shelf Fronts from Sentinel-1 Imagery Using Deep Learning. **Remote Sensing**, v. 11, n. 2529, 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11212529>

BENN, D. I.; EVANS, D. J. A. **Glaciers e glaciation**. 2. ed. Nova York: Hodder Education, 2010. 801 p.

BIANCHI, T. S.; ARNDT, S.; AUSTIN, W. E. N.; BENN, D. I.; BERTRAND, S.; CUI, X.; FAUST, J. C.; KOZIOROWSKA-MAKUCH, K.; MOY, C. M.; SAVAGE, C.; SMEATON, C.; SMITH, R. W.; SYVITSKI, J. Fjords as aquatic critical zones. **Earth Science Reviews**, v. 203, n. 103145, 2020. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103145

BRAITHWAITE, R. J.; S. C. B. RAPER. Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model. **Annals of Glaciology** v. 46, p. 297-302, 2007. doi:10.3189/172756407782871206

BRAUN, M.; RAU, F.; SAURER, H. GOBMANN, H. Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctica, during austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data. **Annals of Glaciology**, v. 31, p. 357-363, 2000. doi:10.3189/172756400781819950

BURNS, P.; NOLIN, A. Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 165-178, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.026>

CARRASCO, J. F.; BOZKURT, D.; CORDERO, R. R. A review of the observed air temperature in the Antarctic Peninsula. Did the warming trend come back after the early 21st hiatus?. **Polar Science**, v. 28, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100653>.

COLESIE, C.; WALSHAW, C. V.; SANCHO, L. G.; DAVEY, M. P.; GRAY, A. Antarctica's vegetation in a changing climate. **WIREs Climate Change**, v. 14 (1), n. 810, 2023. <https://doi.org/10.1002/wcc.810>

CALVET, J.; GARCÍA-SELLÉS, D.; CORBERÁ, J. Fluctuaciones de la extensión del casquete glaciar de la Isla Livingston, Shetland del Sur desde 1956 hasta 1996. **Acta Geológica Hispánica**, v. 34, p. 365-374, 1999.

CANNONE, N.; GUGLIELMIN, M.; MALFASI, F.; HUBBERTEN, H. W.; WAGNER, D. Rapid soil and vegetation changes at regional scale in continental Antarctica. **Geoderma**, v. 394, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115017>.

CONSTABLE, A.J.; HARPER, S.; DAWSON, J.; HOLSMAN, K.; MUSTONEN, T.; PIEPENBURGi, D.; ROST, B.; 2022: Cross-Chapter Paper 6: Polar Regions. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)].

Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, p. 2319–2368, doi:10.1017/9781009325844.023.

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**, v. 308, p. 541-544, 2005. doi:10.1126/science.1104235.

COOK, A. J.; HOLLAND, P. R.; MEREDITH, M. P.; MURRAY, T.; LUCKMAN, A.; VAUGHAN, D. G. Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. **Science** v. 353, n. 283, 2016. DOI: 10.1126/science.aae0017

COOK, A. J.; MURRAY, T.; LUCKMAN, A.; VAUGHAN, D. G.; BARRAND, N. E. A new 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment. **Earth System Science Data**, v. 4, p. 129-142, 2012. doi:10.5194/essd-4-129-2012.

COSTA, R. M.; PETSCH, C.; SOTILLE, M. E.; ROSA, K. K.; SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F.; ANDRADE, A. M. Evidências Geomorfológicas de Mudanças Ambientais na Baía Esperança, Península Antártica. **Geography Department University of São Paulo**, v. 37, p. 137-149, 2019. <http://dx.doi.org/10.11606/rdg.v37i0.149173>.

COSTI, Juliana. **DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS NA PENÍNSULA ANTÁRTICA**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015. 114 p.

CUFFEY, K. M.; PATERSON W. S. B. **The Physics of Glaciers**. 4a ed. Burlington, MA: Butterworth-Heinemann/Elsevier, 2010.

CUFFEY, K. M.; PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers**. 4a ed. Oxford: Pergamon/Elsevier Science, p. 380, 2014.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). Landsat - Portal Embrapa. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento/missoes/landsat>>. Acesso em: 4 mar. 2023.

ESTADO UNIDOS. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Global Time Series**. 2023. Disponível em: https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/climate-at-a-glance/global/time-series/globe/land_ocean/ytd/12/1850-2022. Acesso em: 25 fev. 2023.

FALK, U.; LOPEZ, D.; SILVA-BUSSO, A. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula. **The Cryosphere**, v. 12 (4), p. 1211 - 1232. 2018. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018>

FATRAS, C.; FERNANDEZ-PALMA, B. F.; MARTILLO, C. Estimating ice retreat on Greenwich island – Antarctica between 1956 and 2019 using optical and SAR imagery. **Polar Science**, v. 24, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100526>.

FERRON, F. A.; SIMÕES, J. C.; AQUINO, F. E.; SETZER, A. W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 155-169, 2004. DOI: 10.31789/pab.v4n1.012

HALL, D. K.; MARTINEC, J. Remote Sensing of Ice and Snow, **Polar Record**, v. 23, p. 213-214, 1985. doi: 10.1017/S0032247400028503.

HAMMER, Ø., HARPER, D. A. T., RYAN, P. D. PAST: PALEONTOLOGICAL STATISTICS SOFTWARE PACKAGE FOR EDUCATION AND DATA ANALYSIS. **Palaeontologia Electronica**, v. 4, p. 9. 2001.

HERRERO, S.; BARRIOPEDRO, D.; TRIGO, R. M.; LÓPEZ-BUSTINS, J. A.; OLIVA, M. Climate warming amplified the 2020 record-breaking heatwave in the Antarctic Peninsula. **Commun Earth Environ**, v. 3, n. 122, 2022. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00450-5>

HILLEBRAND, F.; FREITAS, M.; BREMER, U.; ABRANTES, T.; SIMÕES, J.; MENDES, C.; SCHARDONG, F.; ARIGONY-NETO, J. Concentration and thickness of sea ice in the Weddell Sea from SSM/I passive microwave radiometer data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 95 (Supl. 3), 2023. DOI 10.1590/0001-3765202320230342

HILLEBRAND, F.; ROSA, C.; BREMER, U. Mapeamento das Zonas de Neve Úmida e de Percolação por Meio do Sentinel-2. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 96-103, 2018. https://doi.org/10.11137/2018_3_96_103

HILL, E.; GUDMUNDSSON, G.; CARR, J.; STOKES, C.; KING, H. Twenty-first century response of Petermann Glacier, northwest Greenland to ice shelf loss. **Journal of Glaciology**, v. 67 (261), p. 147-157, 2021. doi:10.1017/jog.2020.97

HOWAT, I. M.; PORTER, C.; SMITH, B. E.; NOH, M.-J.; MORIN, P. The Reference Elevation Model of Antarctica. **The Cryosphere**, v. 13, p. 665–674, 2019. <https://doi.org/10.5194/tc-13-665-2019>.

HUGONNET, R., MCNABB, R., BERTHIER, E., MENOUNOS, B., NUTH, C., GIROD, L., FARINOTTI, D., HUSS, M., DUSSAILLANT, I., BRUN, F., KÄÄB, A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. **Nature**, v. 592 (7856), p. 726–731, 2021. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>

HUYBRECHTS, P.; DE WOLDE, J. The dynamic response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to multiple-century climatic warming. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2169–2188, 1999. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<2169:TDR0TG>2.0.CO;2

IPCC, 2019: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley (eds.)]. In press.

IPCC, 2023: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 36 p.

JIAHONG, W.; JIANCHENG, K.; JIANKANG, H.; ZICHOU, X.; LEIBAO, L.; DALI, W. Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands,

Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 105–109, 1998. doi:10.3189/1998AoG27-1-105-109

JONSELL, U. Y.; NAVARRO, F.; BAÑON, M. A.; LAPAZARAN, J.; OTERO, J. Sensitivity of a distributed temperature-radiation index melt model based on AWS observations and surface energy balance fluxes, Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica. **The Cryosphere**, v. 6, n. 3, p. 539–552, 2012. <https://doi.org/10.5194/tc-6-539-2012>

KNAP, A. H., MICHAELS, A., CLOSE, A. R., DUCKLOW, H., DICKSON, A. G. Protocols for the joint global ocean flux study (JGOFS) core measurements. JGOFS, Reprint of the IOC Manuals and Guides No. 29, UNESCO 1994, 19, 1996.

LEIPZIG, N. V.; MARSHALL, G. J.; ORR, A.; KING, J. C. The Relationship between the Southern Hemisphere Annular Mode and Antarctic Peninsula Summer Temperatures: Analysis of a High-Resolution Model Climatology. **Journal of Climate**, v. 21 (8), p. 1649, 2008. DOI:10.1175/2007JCLI1695.1

LORENZ, Julia. **Variações de área das geleiras e o estado atual da linha de neve transitória dos campos de gelo da ilha Rei George, Antártica, usando sensores remotos orbitais**. TCC (Graduação).- Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2021. 90 pf.

LUCKMAN, A.; BENN, D.; COTTIER, F.; BEVAN, S.; NILSEN, F.; INALL, M. Calving rates at tidewater glaciers vary strongly with ocean temperature. **Nature Communication**, v. 6, n. 8566, 2015. <https://doi.org/10.1038/ncomms9566>

MACKINTOSH, A. N.; ANDERSON, B. M.; PIERREHUMBERT, R. T. Reconstructing Climate from Glaciers, **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, n. 1, p. 649–680, 2017. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020643>

MARSHALL, G. J.; ORR, A.; LIPZIG, N. V. The Impact of a Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures. **Journal of Climate**, v. 19 (20), p. 5388-5404, 2006. DOI:10.1175/JCLI3844.1

MENDES, C. W. J. **Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I**. Tese

(Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

MICHALCHUK, B.; ANDERSON, J.; WELLNER, J.; MANLEY, P.; MAJEWSKI, W.; BOHATY, S. Holocene climate and glacial history of the northeastern Antarctic Peninsula: The marine sedimentary record from a long SHALDRIL core. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, p. 3049-3065, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.012>

MOHAJERANI, Y.; WOOD, M.; VELICOGNA, I.; RIGNOT, E. Detection of Glacier Calving Margins with Convolutional Neural Networks: A Case Study. **Remote Sensing**, v. 11, n. 74, 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11010074>

MORLIGHEM, M.; RIGNOT, E.; BINDER, T.; BLANKENSHIP, D.; DREWS, R.; EAGLES, G.; EISEN, O.; FERRACCIOLI, F.; FORSBERG, R.; FRETWELL, P.; GOEL, V.; GREENBAUM, J.; GUDMUNDSSON, H.; GUO, J.; HELM, V.; HOFSTEDE, C.; HOWAT, I.; HUMBERT, A.; JOKAT, W.; KARLSSON, N.; LEE, W.; MATSUOKA, K.; MILLAN, R.; MOUGINOT, J.; PADEN, J.; PATTYN, F.; ROBERTS, J.; ROSIER, S.; RUPPEL, A.; SEROUSSI, H.; SMITH, E.; STEINHAGE, D.; SUN, B.; BROEKE, M.; OMMEN, T.; WESSEM, M.; YOUNG, D. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet. **Nature Geoscience**, v. 13, p. 132–137, 2020. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8>

TAROLLI, P.; MUDD, S. M. *Developments in Earth Surface Processes*, **Elsevier**, v. 23, p. 91-128, 2020. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00004-7>.

OERLEMANS, J.; HOOGENDOORN, N. C. Mass-Balance Gradients and Climatic Change. **Journal of Glaciology**, v. 35 (121), p. 399–405, 1989. [doi:10.3189/S0022143000009333](https://doi.org/10.3189/S0022143000009333)

ORHEIN, O.; GOVORUKHA, L. S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. **Journal of Glaciology**, 1982, 3, p. 233-238. [doi:10.3189/S0260305500002834](https://doi.org/10.3189/S0260305500002834)

PATERSON, W. S. B. *The physics of glaciers*. Third edition. Oxford, etc., Elsevier. 1994.

PERONDI, C.; ROSA, K.; MAGRANI, F.; PETSCH, C.; VIEIRA, R.; NETO, A.; SIMÕES, J. Paleoglaciological reconstruction and geomorphological mapping of Dobrowolski Glacier, King George Island, Antarctica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24 (3), 2023. DOI:10.20502/rbg.v24i3.2425.

PETSCH, C.; ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; BRAUN, M.; COSTA, R.; SIMÕES, J. Los efectos de los cambios climáticos en los sistemas glaciales, proglaciales y periglaciales del glaciar Collins, isla Rey Jorge, Antártica, del final de la Pequeña Edad del Hielo al siglo XXI. **Investigaciones Geográficas**, n. 103, 2020. <https://doi.org/10.14350/rig.60153>

PETSCH, C.; ROSA, K.; OLIVEIRA, M.; VELHO, L.; SILVA, S.; SOTILLE, M.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J. An inventory of glacial lakes in the South Shetland Islands (Antarctica): temporal variation and environmental patterns. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 94 (Suppl. 1), 2022. DOI 10.1590/0001-3765202220210683.

POELKING, E. L.; ANDRADE, A. M.; VIEIRA, G. B. T. G.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES, F. E. I. Variações da frente da geleira Polar Club, Península Potter (ilha Rei George, Antártica Marítima) entre 1986 e 2011. **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 29 (3), p. 379–388, 2014. <https://doi.org/10.1590/0102-778620120439>

POLVANI, L. M., PREVIDI, M.; DESER, C. Large cancellation, due to ozone recovery, of future Southern Hemisphere atmospheric circulation trends, **Geophysical Research Letters**, v. 38, 2011. doi:10.1029/2011GL046712.

QUNZHU, Z.; MEISHENG, C.; FENG, X.; FENGXIAN, L.; XIANZHANG, C.; WENKUN, S. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. **Hydrological Applications Of Remote Sensing And Remote Data Transmission**, v. 145, p. 451-462, 1984.

RABATEL, A., BERMEJO, A., LOARTE, E., SORUCO, A., GOMEZ, J., LEONARDINI, G., VINCENT, C.; SICART, J. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics?

Journal of Glaciology, v. 58 (212), p. 1027-1036, 2012.
doi:10.3189/2012JoG12J027

ROSA, K. K.; OLIVEIRA, M.; PETSCH, C.; AUGER, J.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J. Expansion of glacial lakes on Nelson and King George Islands, Maritime Antarctica, from 1986 to 2020. **Geocarto International**, v. 37, n. 15, p. 4454-4464, 2021. DOI: 10.1080/10106049.2021.1886342

ROSA, K.; PERONDI, C.; LORENZ, J.; AUGER, J.; CAZAROTO, P.; PETSCH, C.; SIQUEIRA, R.; SIMÕES, J.; VIEIRA, R. Glacier fluctuations and a proglacial evolution in King George Bay (King George Island), Antarctica, since 1980 decade. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 95, 2023. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202320230624>

ROSA, K.; PERONDI, C.; VEETIL, B.; AUGER, J.; SIMÕES, J. Contrasting responses of land-terminating glaciers to recent climate variations in King George Island, Antarctica. **Antarctic Science**, v. 32(5), p. 398-407, 2020. doi:10.1017/S0954102020000279

RIGNOT, E.; MOUGINOT, J.; SCHEUCHL, B.; BROEKE, V. D.; WESSEM, V.; MORLIGHEM, M. Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979-2017. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 116, n. 4, p. 1095-1103, 2019. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>

SCHÄFER, M.; MÖLLER, M.; ZWINGER, T.; MOORE, J. Dynamic modeling of future glacier changes: mass-balance/elevation feedback in projections for the Vestfonna ice cap, Nordaustlandet, Svalbard. **Journal of Glaciology**, v. 61, p. 1121–1136, 2015. DOI: 10.3189/2015JoG14J184

SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J. C.; AQUINO, F. E.; VIANA, D. R. Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 23, n. e14, 2018. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820170081>

SETZER, A. W.; HUNGRIA, C. S. Meteorologia na Península Antártica: alguns aspectos práticos. São José dos Campos (SP), 1v. (Relatório Interno INPE-5612-RPQ/668)– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). 101p. 1994.

SIEGERT, M.; ATKINSON, A.; BANWELL, A.; BRANDON, M.; CONVEY, P.; DAVIES, B.; DOWNIE, R.; EDWARDS, T.; HUBBARD, B.; MARSHALL, G.; ROGELJ, J.; RUMBLE, J.; STROEVE, J.; VAUGHAN, D. The Antarctic Peninsula Under a 1.5°C Global Warming Scenario. **Frontiers In Environmental Science**, v. 7, 2019. <http://dx.doi.org/10.3389/fenvs.2019.00102>.

SILVA, A. B.; ARIGONY-NETO, J.; BICCA, C. E. caracterização geomorfológica das geleiras da Península Antártica. **Revista Brasileira De Geomorfologia**, v. 20, 2019. <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1547>

SIMMONDS, I. Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35 year period 1979-2013. **Annals of Glaciology**, v. 56 (69), p. 18–28, 2015. doi:10.3189/2015AoG69A909

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

STUECKER, M. F.; BITZ, C. M.; ARMOUR, K. C. Conditions leading to the unprecedented low Antarctic sea ice extent during the 2016 austral spring season. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 17, p. 9008-9019, 2017. <http://dx.doi.org/10.1002/2017gl074691>.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. **SCIENCE**, v. 296, p. 895-899, 2002. DOI:10.1126/science.1069270

TURNER, J.; BARRAND, N., BRACEGIRDLE, T., CONVEY, P., HODGSON, D., JARVIS, M.; JENKINS, A.; MARSHALL, G.; MEREDITH, M. P.; ROSCOE, H.; SHANKLIN, J.; FRENCH, J.; GOOSSE, H.; GUGLIELMIN, M.; GUTT, J.; JACOBS, S.; KENNICUTT, M. C.; DELMONTTE, V. M.; MAYEWSKI, P.; NAVARRO, F.; ROBINSON, S.; SCAMBOS, T.; SPARROW, M.; SUMMERHAYES, C.; SPEER, K.; KLEPIKOV, A. Antarctic climate change and the environment: An update. **Polar Record**, v. 50 (3), p. 237-259, 2014. doi:10.1017/S0032247413000296.

SMITH, W. O. JR.; COMISO J. C. Influence of sea ice on primary production in the Southern Ocean: A satellite perspective. **Journal Geophysical Research**, v. 113, 2008. doi:10.1029/2007JC004251.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A.; LAGOVKINA, S. Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 279–294, 2005. <https://doi.org/10.1002/joc.1130>

TURNER, J.; MAKSYM, T.; PHILLIPS, T.; MARSHALL, G. J.; MEREDITH, M. P. Impact of changes in sea ice advance on the large winter warming on the western Antarctic Peninsula. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 852–861, 2013. <https://doi.org/10.1002/joc.3474>

TURNER, J.; MARSHALL, G. J.; CLEM, K.; COLWELL, S.; PHILLIPS, T.; LU, H. Antarctic temperature variability and change from station data. **International Journal of Climatology**, 579 (7800): 544-548. 2019. <https://doi.org/10.1002/joc.6378>

TURNER, J.; PHILLIPS, T.; MARSHALL, G.; HOSKING, S.; POPE, J.; BRACEGIRDLE, T. J.; DEB, P. Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 13, p. 6868-6875, 2017. <http://dx.doi.org/10.1002/2017gl073656>.

TURNER, J.; LU, H.; KING, J.; MARSHALL, G. J.; PHILLIPS, T.; BANNISTER, D.; COLWELL, S. Extreme Temperatures in the Antarctic. **Journal of Climate**, v. 34, p. 2653-2668, 2021. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0538.1>

WANDERLEY, H. S.; JUSTINO, F.; SEDIYAMA, G. C. Tendência da Temperatura e Precipitação na Península Antártica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 2, p. 114-121, 2016. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631220140146>.

WEI, T.; YAN, Q.; DING, M. Distribution and temporal trends of temperature extremes over Antarctica. **Environmental Research Letters**, v. 14, n. 8, 2019. DOI 10.1088/1748-9326/ab33c1

YE, Q.; KANG, S.; CHEN, F.; WANG, J. Monitoring Glacier Variations on Geladandong Mountain, Central Tibetan Plateau, from 1969 to 2002 Using Remote-Sensing and GIS Technologies. **Journal of Glaciology**, v. 52 (179), p. 537–545, 2006. DOI:10.3189/172756506781828359

ZHANG, E.; LIU, L.; HUANG, L.; SHING, K. An automated, generalized, deep-learning-based method for delineating the calving fronts of Greenland glaciers from multi-sensor remote sensing imagery. *Remote sensing of environment*, v. 254, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112265>