

**UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL**

**PROCESSO DE RETRAÇÃO NAS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO
KRAKÓW, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA**

MANOELA ARAUJO GONÇALVES

Porto Alegre

2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL**

MANOELA ARAUJO GONÇALVES

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO,
APRESENTADO COMO REQUISITO PARA
A CONCLUSÃO DO CURSO DE
BACHARELADO EM GEOGRAFIA.**

ORIENTADORA:

Prof^a. Dr^a. Kátia Kellem da Rosa

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Marcos Freitas

Mestre Carina Petsch

Porto Alegre, 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Gonçalves, Manoela Araujo

Processo de retração nas geleiras do campo de gelo
Kraków, Ilha Rei George, Antártica / Manoela Araujo
Gonçalves. -- 2018.

53 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, 2018.

1. Retração de geleiras . 2. Campo de gelo Kraków.
3. Sistemas de Informações Geográficas. 4. Ilha Rei
George. I. Rosa, Kátia Kellem da, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à minha família, que sempre acreditou em mim e me incentivou a seguir em frente mesmo em meio aos desafios.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade de ser aluna em uma das melhores universidades do país.

À Prof^a. Dr^a. Kátia Kellem da Rosa, em quem muito me inspiro, pela incansável orientação, pelas muitas horas dedicadas às correções e dicas, que contribuíram para a realização deste trabalho e também pela oportunidade de ser monitora de sua disciplina nesta universidade.

Também agradeço ao meu noivo Guilherme pela compreensão e incentivo de seguir na carreira acadêmica.

E principalmente a Deus, por ter colocado pessoas maravilhosas ao meu redor durante os quatro anos de graduação, professores, colegas e amigos.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo investigar e comparar as variações de área das geleiras do campo de gelo Kraków, Ilha Rei George, no período de 1956/88 a 2017. O estudo usou imagens SPOT (1988 e 2000), LANDSAT 8 OLI (2014), e SENTINEL-2 (2017) para determinar a variação de área dessas geleiras e mapear a linha de frente atual. A morfologia e morfometria das geleiras foram determinadas com dados do Modelo Digital de Elevação e interpretação de imagens de satélite através da análise em SIG. Os resultados indicaram a tendência contínua do processo de retração das geleiras no período de 1956/88 a 2017, mesmo que, no período de 2000 a 2017 tenha diminuído as taxas de retração para a maioria das geleiras. Foi possível identificar diferenças no padrão de retração entre as geleiras, as quais foram analisadas. As geleiras foram agrupadas em: com maiores (22,36% - 62,37%), intermediárias (11,24% - 17,94%) e menores (4,27% - 9,46%) retrações. Os resultados indicam que a causa das diferenças de retração das frentes das geleiras do campo de gelo Kraków não está associada um único fator e sim da combinação de vários fatores, como a declividade das frentes, elevação no setor frontal, área, orientação do fluxo de gelo e principalmente a configuração de término de cada uma delas. Estes parâmetros analisados mostraram as diferenças de sensibilidade de algumas geleiras da área de estudo às mudanças climáticas regionais no período. Com o processo de retração houve a perda de 16,59 km², equivalente a 16,86% da área total (98,56 km² em 1988). As geleiras que apresentaram maiores retrações foram Szymanowski (22,36%), White Eagle (29,1%), Wanda (33,33%), Wyspianski (38,96%), Dobrowolski Sul (39,74%), Penderecki (42,94%), e Dragon (62,37%). Destas, as que apresentam frente de maré são Wyspianski e Dobrowolski Sul, as demais são terrestres. As geleiras Wanda, Dragon e White Eagle, que são as de menor área, apresentaram a sua maior perda percentual até 2000, estas podem ter mudado de frente de maré para frente em terra no período analisado. A integração dos dados em SIG possibilitou gerar um banco de dados que apoiará o monitoramento contínuo das geleiras, além do estudo comparativo com outras massas de gelo para melhor entender as diferenças de sensibilidade às mudanças ambientais regionais.

PALAVRAS-CHAVE: Retração de geleiras. Campo de gelo Kraków. Sistemas de Informação Geográficas. Ilha Rei George.

ABSTRACT

This work aims to investigate and compared the glacier area fluctuations of the Krakow icefield, King George Island, from 1956/88 to 2017. The study used SPOT images (1988 and 2000), LANDSAT 8 OLI (2014), and SENTINEL-2 (2017) to determine the area variation and map the current glacier outlines. The morphology and morphometry of the glaciers were determined with Digital Elevation Model and with interpretation of satellite images through GIS analysis. The results indicated the continuous trend of the glacier retraction process from 1956/88 to 2017, even though in the period from 2000 to 2017 the retreat rates for most glaciers decreased. It was possible to identify differences in the retreat pattern between the glaciers. The glaciers were grouped in: with larger (22.36% - 62.37%), intermediate (11.24% - 17.94%) and smaller (4.27% - 9.46%) retreats. The results indicate that the cause of the differences in retreat process of the Kraków icefield glaciers is not associated with a single glacier attribute, but a combination of the several variables, such as slope of fronts, elevation in the frontal sector and accumulation area, total area, orientation of the flow ice and especially the glacier terminus configuration type. These analyzed parameters have been shown to explain the sensitivity differences of some glaciers in the study area to regional climate changes in the period. With the retraction process there was a loss of 16.59 km², equivalent to 16.86% of the total area (98.56 km² in 1988). The glaciers with more lost area were: Szymanowski (22.36%), White Eagle (29.1%), Wanda (33.33%), Wyspianski (38.96%), Dobrowolski Sul (39.74%), Penderecki (42.94%), and Dragon (62.37%) (the Wyspianski and Dobrowolski South glaciers have outlet marine terminating and the others are land-terminating glaciers). The Wanda, Dragon and White Eagle glaciers, which are the smallest area, showed more area lost until 2000, which may have changed from tidal/outlet to land-terminating in the analyzed period. The integration of the data into GIS made it possible to generate an information's that will allow the continuous monitoring of the glaciers, as well as the comparative study with other ice masses, and provide conditions for better understand the differences in glacier sensitivities to regional environmental changes.

KEYWORDS: Retreat of glaciers. Kraków Ice Field. Geographic Information Systems. King George Island.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização do Campo de gelo Kraków na Ilha Rei George, Baía do Almirantado (1) e Baía Rei George (2), Antártica. Imagem de satélite SPOT, 2000, RGB 432. . 11	
Figura 2 - Mapa de Sombreamento do Campo de Gelo Kraków. 28	28
Figura 3 - Mapa Hipsométrico do Campo de Gelo Kraków..... 29	29
Figura 4- Mapa de Declividade do Campo de Gelo Kraków. 31	31
Figura 5 - Mapa de Orientação do Campo de Gelo Kraków. 32	32
Figura 6 - Gráfico de área em 2017 do campo de gelo Kraków..... 33	33
Figura 7 - Mapa das linhas de frente 1988 e 2017 do campo de gelo Kraków. 34	34
Figura 8 - Gráfico de perda percentual total de área no período 1956/1988 a 2017 37	37
Figura 9 - Mapa de retração das geleiras por período analisado. 38	38
Figura 10 - Geleira Wanda (A) e geleira Dragon (B). Fonte Rosemary Vieira, 2011..... 38	38
Figura 11 - Geleira Penderecki. Fonte Marinha do Brasil, 2007..... 39	39
Figura 12 - Geleiras Professor (A), Krak (B), Rybak (C), e Szymanowski (D). Fonte Rosemary Vieira, 2011 (A e B) E Marinha do Brasil, 2007 (C e D)..... 40	40
Figura 13 - Geleira Dobrowolski Sul. Fonte Kátia Kellem da Rosa, 2011. 41	41
Figura 14 - Geleira Anna Sul 2 (A) e geleira Wit Stwosz Sul (B). Fonte Marinha do Brasil, 2007. 41	41
Figura 15 - Mapa das novas áreas livres de gelo no campo de gelo Kraków 43	43

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Bandas e seus respectivos comprimentos de onda do sensor Sentinel-2.	20
Quadro 2 - Dados utilizados neste estudo	23
Quadro 3 - Distribuição das classes de Declividade (EMBRAPA, 1979).....	24
Quadro 4 – Estudo das geleiras por período de acordo com disponibilidade de dados.....	26
Quadro 5 - Área, morfometria e configuração de término do Campo de gelo Kraków.	30
Quadro 6 - Relação de área total, área perdida por período, percentual total de área perdida e taxa de retração anual do campo de gelo Kraków.	36

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	8
1.1	OBJETIVOS	8
1.1.1	Objetivo Geral.....	8
1.1.2	Objetivos Específicos	9
1.2	JUSTIFICATIVA	9
1.3	ÁREA DE ESTUDO	10
2	REFERENCIAL TEÓRICO	14
2.1	DINÂMICA DAS GELEIRAS E MUDANÇAS AMBIENTAIS NA REGIÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA	14
2.2	O SIG E SENSORIAMENTO REMOTO PARA O ESTUDO DE MUDANÇAS EM AMBIENTES GLACIAIS	17
3.	METODOLOGIA.....	22
3.1	DADOS.....	22
3.2	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	24
3.2.1	Caracterização Morfométrica do campo de gelo e das geleiras	24
3.2.2	Determinação da variação de área das geleiras	25
3.2.3	Análise comparativa das geleiras	26
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	27
4.1	MORFOMETRIA E CONFIGURAÇÃO DE TÉRMINO DAS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO KRAKÓW	27
4.2	RETRAÇÃO DAS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO KRAKÓW	32
4.3	COMPARAÇÃO ENTRE AS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO	37
5	CONCLUSÕES.....	44
	REFERÊNCIAS.....	46

1 INTRODUÇÃO

Os ambientes glaciais são sensíveis às mudanças climáticas regionais. Por ser considerado um laboratório natural único, as regiões polares têm recebido atenção da comunidade científica, visto que o conhecimento sobre as características e os fenômenos que ocorrem neste ambiente permite o esclarecimento de questões científicas importantes (SIMÕES, 2011; ANDRADE, 2013).

Uma das preocupações tem sido o processo contínuo de retração das frentes de geleiras que vem ocorrendo na Ilha Rei George. O processo de retração é consequência do aquecimento atmosférico evidenciado nas últimas décadas (1950-2003) (VAUGHAN *et al.*, 2003). Essas mudanças climáticas foram acompanhadas também de desprendimentos frequentes de icebergs, mudanças no padrão de precipitação e redução do gelo marinho sazonal em diversos setores da Península Antártica (ARIGONY-NETO *et al.*, 2006).

O presente trabalho pretende realizar a quantificação, comparação e análise da variação de área de geleiras pertencentes ao campo de gelo Kraków nas últimas décadas. Pretende-se, com este trabalho, realizar o monitoramento do comportamento destas massas de gelo, atualizar os dados de variação de área existentes para as geleiras que fluem para a baía do Almirantado até 2000 e ainda realizar o primeiro estudo sobre a dinâmica das geleiras que fluem para a baía Rei George e o Estreito de Bellingshausen. Para Furbish e Andrew *et al* (1984), geleiras com geometrias diferentes reagem de diferentes maneiras às mudanças climáticas. Por exemplo, camadas de gelo subpolares respondem muito mais lentamente ao clima do que pequenas geleiras de vale, devido ao tamanho da geleira, declividade, e da hipsometria (XIANGKE XU *et al.*, 2010).

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Investigar e comparar as variações de área das geleiras do campo de gelo Kraków, Ilha Rei George, no período de 1956/88 a 2017.

1.1.2 Objetivos Específicos

- a) Classificar as geleiras quanto à sua configuração de término, área, declividade e orientação predominante do fluxo de gelo;
- b) Mapear a linha de costa atual do campo de gelo e quantificar a área livre de gelo formada no período 1988 a 2017;
- c) Quantificar e analisar as diferenças no processo de retração das geleiras na área de estudo no período de 1956 a 2017 (geleiras que fluem para a baía do Almirantado) e no período de 1988 a 2017 (geleiras que fluem para a Baía Rei George e Estreito de Bellingshausen – mar aberto).

1.2 JUSTIFICATIVA

As geleiras respondem, em diferentes escalas de tempo, à variabilidade climática e por isto o seu monitoramento é relevante para o entendimento das flutuações climáticas regionais.

Na área das Shetlands do Sul, Knap *et al.* (1996) aponta que as massas de gelo são particularmente sensíveis às variações climáticas em função de sua posição geográfica e da pequena espessura de gelo e por estarem muito próximas do ponto de fusão sob pressão (regime termal basal úmido).

Vários autores têm evidenciado o processo de retração das frentes de geleiras na Ilha Rei George (IRG) no período de 1950 a 2000, inclusive geleiras de maré do Campo de Gelo Kraków, como a Viéville, Dobrowolski e Krak, e também geleiras com suas terminações em terra, como a Wanda, Professor e Dragon (ARIGONY-NETO, 2001; BIRKENMAJER, 2002; PARK *et al.*, 1998; SIMÕES *et al.*, 1999; BRAUN E GOSSMANN, 2002).

O presente trabalho possibilitará a atualização de dados de retração para as geleiras que fluem para a baía do Almirantado, estendendo o registro ambiental para 2017. Não há estudos que registrem a variação de área das geleiras deste campo de gelo que fluem para o mar aberto e para Baía Rei George, ou seja, a dinâmica das geleiras Szymanowski, Matejko, Wit Stwosz Norte e Wit Stwosz Sul, Wyspianski, White Eagle, Anna Sul 1 e Anna Sul 2 permanece desconhecida. Este trabalho gerará resultados que pretendem preencher esta lacuna de dados.

Os resultados possibilitarão, assim, a geração de um banco de dados disponibilizado em Sistemas de Informações Geográficas (SIG) com atualizações para todas as geleiras da área de estudo o que contribuirá para o contínuo monitoramento. Este monitoramento é relevante por elas representarem indicadores sensíveis às mudanças climáticas e agem como importantes

reguladores do sistema climático, pois influenciam no albedo e contribuem para o gradiente térmico global (ZEMP *et al.*, 2008).

Segundo Oerlemans (1988), geleiras de diferentes características morfométricas (declividade, altimetria, orientação e exposição solar), área e de configuração de término podem reagir de diferentes formas às mudanças climáticas regionais. Estes parâmetros podem estar influenciando nas diferenças de comportamento de retração das geleiras na área de estudo e serão investigados comparativamente. Serão analisadas as possíveis diferenças de variação de área das geleiras que fluem para a Baía do Almirantado e para a Baía Rei George. A sensibilidade de uma geleira depende não apenas da variabilidade climática regional, mas também dos efeitos topográficos locais e da distribuição da área e elevação (KUHN, 1985). As diferenças no comportamento das geleiras gera novas áreas livres de gelo.

Slaymaker e Kelly (2007) alertam, que o aumento destas áreas decorrentes da alteração do clima ocasiona uma série de transformações locais, como diminuição do albedo das superfícies, fazendo com que os solos absorvam maior energia solar, o que pode afetar o microclima do solo, alterando a distribuição da cobertura vegetal e migração da fauna. As recentes áreas livres de gelo ficam disponíveis para serem colonizadas por plantas e provêm novos habitats para fauna (SIMÕES *et al.*, 2004; BREMER *et al.*, 2004; BRAUN e GOSSMANN, 2002; CONVEY, 2006; ANDRADE, *et al.*, 2014). Esta mudança ambiental traz consequências para a biota nesta região, como alteração nas taxas de crescimento, invasão e colonização acidental de espécies exóticas trazidas pelo homem (CONVEY, 2006).

Desta forma, os resultados possibilitarão compreender como está ocorrendo a dinâmica de avanço ou retração das geleiras do campo de gelo Kraków e discutir sobre as possíveis diferenças entre as suas respostas à variabilidade da temperatura média do ar nas últimas décadas.

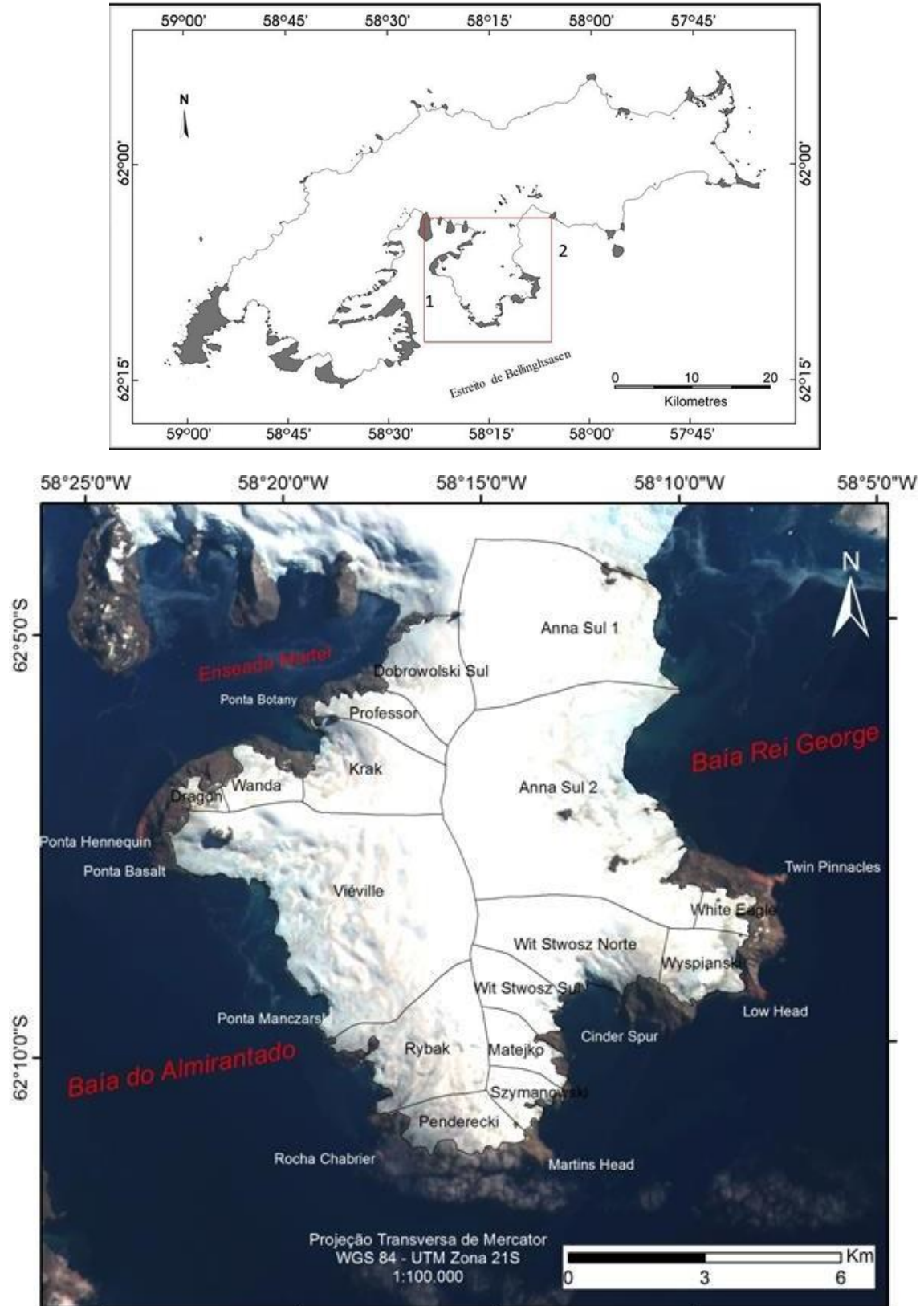
Para a geração de cenários de comportamento das massas de gelo, além da compreensão das mudanças climáticas e seus efeitos, é relevante entender as diferenças de sensibilidade das geleiras e suas dinâmicas de retração.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

O campo de gelo Kraków se localiza na Ilha Rei George (Figura 1). Essa ilha faz parte do Arquipélago das Shetlands do Sul, situado 130 km a noroeste da Península Antártica (PA)(ARIGONY-NETO, 2001). A Ilha Rei George é a maior das Shetlands do Sul em área, com 1250 km² (BREMER, 1998) e situa-se entre as coordenadas 61°50` e 62°15`S e 57°30` e

59°00`W. Possui comprimento de 80 km em seu eixo maior de orientação sudoeste-nordeste e 15 km de largura média.

Figura 1 - Localização do Campo de gelo Kraków na Ilha Rei George, Baía do Almirantado (1) e Baía Rei George (2), Antártica. Imagem de satélite SPOT, 2000, RGB 432.



O embasamento das Shetlands do Sul constitui-se de rochas formadas desde o Pré-Cambriano até o Eoceno a Mioceno, sendo formado por rochas sedimentares, metassedimentares, vulcânicas e de suítes intrusivas. A litoestratigrafia do arquipélago se constitui de sedimentos do Paleozóico Superior, eventualmente metamorfizados em função dos processos vulcânicos (Jurássico ao Paleoceno) e de intrusões plutônicas (Cretáceo Superior ao Paleoceno) (CURL, 1980).

A precipitação média anual na ilha varia entre 350 e 500mm, sendo que a maior parte dessa precipitação ocorre em forma de neve. As chuvas líquidas concentram-se durante o verão (SIMÕES *et al.*, 1999, ØVSTEDAL e SMITH, 2001). Conforme a classificação climática de Köppen (1948), nas regiões polares há dois domínios climáticos: o *Ef* (Glacial Polar) e o *Et* (Glacial Tundra). No domínio *Ef*, as temperaturas médias mensais sempre são negativas, enquanto que no domínio *Et* ocorre temperatura média positiva inferior a 10°C por pelo menos um mês no ano. A média de temperatura anual na Ilha Rei George é de -2,8°C, sendo que no verão, varia entre -1,3° a 2,7°C e no inverno varia entre -15,5° a -1,0°C (FERREIRA, 1991; FERRON *et al.*, 2004).

Segundo Braun *et al.* (2004) há uma forte variabilidade interanual nas condições atmosféricas. Pequenas variações na temperatura ao longo do ano, alta umidade relativa do ar (em torno de 82%) e a constante cobertura de nuvens caracterizam o clima da região (RAKUSA-SUSZCZEWSKI *et al.*, 1993; BINJANTA, 1995).

A área de estudo possui um clima tipicamente subpolar marítimo, pois sua localização geográfica está associada à região de baixa pressão circumpolar antártica. Sendo assim, seu clima é fortemente influenciado pelas sucessivas passagens de sistemas ciclônicos que, geralmente, se originam no sudeste do oceano Pacífico. Os fortes ventos que transportam o ar relativamente quente e úmido são decorrentes destes sistemas. Durante o período do verão, resultam em precipitações líquidas e temperaturas positivas do ar (DOMACK e ISHMAN, 1993; SETZER e HUNGRIA, 1994; BREMER, 1998; BRAUN, 2001).

O campo de gelo Kraków possui diversas geleiras de maré e de término em terra que fluem para a Baía do Almirantado, para a Baía Rei George e para o mar aberto (Estreito de Bellinhsausen) (Figura 1). Observações na imagem Google Earth e o mapa da área de estudo, mostram que a Baía do Almirantado, diferentemente da Baía Rei George com condições de mar aberto, possui condições morfológicas mais abrigadas das ondas de tempestade (Figura 1) e batimetria mais rasa. O campo de gelo Kraków possui conexão com o campo de gelo Rei George, de maior elevação (700 m). Segundo Simões (2004), um campo de gelo é caracterizado por uma geleira ou um conjunto destas que cobrem uma área extensa, com superfície plana ou

ondulada, e, ao contrário de uma calota de gelo, não chega a ter domos de gelo. Geralmente, os campos de gelo são escoados por geleiras de descarga, que fluem através de brechas e passagens entre as montanhas.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 DINÂMICA DAS GELEIRAS E MUDANÇAS AMBIENTAIS NA REGIÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Geleiras são corpos de gelo originados pela acumulação de neve (PATERSON, 1994). Essas massas de gelo e neve se movem continuamente por fluência, e muitas vezes por deslizamento basal. Esse deslizamento ocorre de um ponto mais alto para outro ponto mais baixo. Se flutuante, a massa de gelo espalha-se continuamente em direção à água aberta. Sua formação acontece onde a acumulação anual de neve é maior que a ablação.

Conforme Simões (2004), as massas de gelo podem ser subdivididas em mantos de gelo, plataformas de gelo, calotas de gelo, geleiras de piemonte e diversos tipos de geleiras de montanha, como geleiras de vale e de anfiteatro.

As geleiras de montanha caracterizam-se por fluir entre as paredes de um vale de montanha, esculpindo assim a topografia subglacial. Os dois tipos mais recorrentes são as geleiras de anfiteatro que ocupa uma reentrância arredondada e individualizada, em um lado de uma montanha, escavando-a profundamente e as geleiras de vale que ficam confinadas entre as paredes e termina em uma língua estreita e várias destas podem convergir, formando um fluxo principal, ou seja, uma geleira de vale composta, onde as morainas indicam os limites de cada unidade (SIMÕES, 2004).

Os campos de gelo são áreas extensas de geleira com relevo plano ou ondulado. A cobertura de gelo não é espessa o suficiente para cobrir montanhas ou formar uma calota, a morfologia superficial é fortemente controlada pelo embasamento. Geralmente, os campos de gelo são escoados por geleiras de descarga (SIMÕES, 2004).

A frente da geleira corresponde ao limite de menor elevação da mesma, que pode ter a configuração de término: de maré, quando uma geleira termina no mar; de descarga, quando uma geleira drena um manto ou calota de gelo situada no interior e flui através de um desfiladeiro entre as montanhas periféricas; e frente em terra, quando uma geleira termina em terra emersa (SIMÕES, 2004).

Alguns fatores são importantes para explicar os motivos pelos quais estas geleiras se diferenciam na forma como retraem e mudam sua área, volume e a velocidade de seu fluxo. Um desses fatores é a ação das ondas que influencia diretamente na dinâmica frontal destas geleiras, pois as geleiras que fluem para oceano aberto podem ter maior taxa de desprendimento

de icebergs e growlers, as correntes marinhas também contribuem para alterar a dinâmica da região e mudar as frentes das geleiras (LUCKMAN *et al.* 2015)

Geleiras voltadas para baías sofrem a influência do gelo marinho, o qual diminui a influência das ondas nas frentes das geleiras de maré. A variação da temperatura superficial dos oceanos influencia a dinâmica destas geleiras. Já as geleiras terrestres muitas vezes ficam ancoradas em pontos rochosos e também cordões morânicos fazendo com que diminua a velocidade frontal e estas se estabilizem (LUCKMAN *et al.*, 2015).

Outro importante condicionante na dinâmica de geleiras são as suas características geomorfológicas: declividade, altimetria, orientação e exposição solar fazem com que as geleiras reajam de diferentes formas às mudanças climáticas regionais. De forma geral, a área também interfere na forma como as geleiras retraem, no estudo de Rosa *et al* (2014) sobre a geleira Dragão, que é a menor do campo de gelo Kraków, apresenta altas taxas de retração no período de 1979 a 1988 comparando com sua área total, seguindo a retração em uma menor taxa nas décadas posteriores. Outro importante aspecto a ser levado em consideração é a exposição solar, pois determina a intensidade da radiação solar que chega à superfície da geleira e resulta em padrões complexos de temperatura da neve superficial e do ar e nas taxas de evaporação (WHITE *et al.* 1992). Petsch (2014) apresenta estudo sobre a Ilha Renaud, e mostra retrações de 5 km² na porção voltada para o norte da ilha, provavelmente por causa da maior incidência de radiação ao longo do ano.

O equilíbrio, nas geleiras, se rompe ao variar o balanço anual de acumulação e ablação. Em caso de balanço positivo, o excesso de massa causa aumento da espessura e velocidade da geleira, tendo como consequência avanço de sua frente, ao contrário, com a diminuição da espessura e velocidade, a geleira se retrai. Na maioria das geleiras a troca de massa varia com a altitude, enquanto a altitude da superfície da geleira se ajusta com o fluxo, caracterizando uma relação indireta de grande importância (PATERSON,1994). Os recuos e avanços da geleira referem-se apenas à posição do término da mesma. Para a maioria das geleiras, os recuos e avanços são ocorrências bastante lentas, exigindo anos ou décadas para ter um efeito significativo, no entanto quando as geleiras recuam rapidamente, o movimento pode ser visível ao longo de alguns meses ou anos (SOTILLE, 2015).

Na Península Antártica têm ocorrido mudanças climáticas, estudos recentes mostram que a PA apresenta uma tendência de aquecimento atmosférico durante os últimos 65 anos (MORRIS e VAUGHAN, 2003; CARRASCO, 2013; IPCC, 2013). A região que engloba as estações Rothera (67°34' S, 68°08' O) e Vernadsky (65°14' S, 64°15' O) apresentam a maior tendência de aumento da temperatura média do ar comparado com a média global

(CARRASCO, 2013). Essa tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste da PA, especialmente nas altas latitudes onde esse aquecimento é mais expressivo no inverno austral. Além disso, a neve sazonal que cobre as áreas livre de gelo tem diminuído ao longo do tempo nessa região (VAUGHAN, 2006). Segundo Rees (2006) a PA é uma das áreas mais suscetíveis às mudanças climáticas, pois ela está localizada na periferia do continente Antártico, dentro dos limites do gelo marinho sazonal e por ser influenciada tanto por massas de ar subpolar frias e por massas de ar das latitudes médias (DE ANGELIS e SKVARCA, 2003).

Alguns estudos foram realizados abordando a modificação das frentes das geleiras na Península Antártica. Ahlert (2005) estudou 12 geleiras na Ilha Brabant, a partir de 1956, com resultados que indicaram sua retração. Cook *et al.* (2005) analisaram a dinâmica de 244 frentes de geleiras utilizando dados coletados desde 1940 ficando claro o recuo de 212 frentes de geleiras e o avanço de apenas 32. De acordo com Scambos *et al.* (2004) também ocorreram fragmentações parciais das plataformas de gelo Larsen e Prince Gustav no setor leste da Península.

As recentes retrações das plataformas de gelo da PA estão atribuídas ao aquecimento atmosférico (VAUGHAN e DOAKE, 1996; SCAMBOS *et al.*, 2003; VAN DEN BROEKE, 2005) ou a mudanças na oceanografia (SHEPHERD *et al.*, 2003). Para Glasser e Scambos (2008) e Glasser *et al.* (2009) tanto o aquecimento atmosférico quanto as mudanças oceanográficas podem gerar mudanças na composição estrutural das plataformas de gelo. De forma geral, estudos têm indicado que a taxa de desprendimento de icebergs é influenciada pela temperatura da água dos oceanos (LUCKMAN *et al.* 2015).

Enquanto o setor oeste da Península Antártica permanece com tendência de aquecimento, a surpresa ficou por parte das estações localizadas na Ilhas Shetlands do Sul, apesar de tanto a estação russa Bellingshausen, quanto a estação brasileira Ferraz apresentaram pequena tendência de aquecimento para o período todo, foi observado que a tendência a partir do ano 2000 é de resfriamento nesta região (LINDEMANN, 2012).

Setzer e Romão (2008) já haviam notado esse resfriamento na última década na estação Ferraz, para o período entre 1988-2007, os autores encontraram queda significativa na temperatura de 0,73°C/década.

Na Ilha Rei George também houve retração observada nas últimas décadas, 45 geleiras tiveram perda de área e apresentaram retração de suas frentes o que resultou na perda de 89 km² da cobertura de gelo (BREMER 1998). Isso representou a redução de 7,1% da área que a IRG tinha no final de 1956 (BREMER 1998).

Estudos de Ferrando *et al.* (2009) relacionam a ocorrência de precipitações sobre a neve na ilha Rei George com o processo de diminuição de área e espessura das geleiras na área de estudo nas últimas décadas. A água provoca fusão da superfície de neve sobre as geleiras, o fluxo de água de degelo penetra nas fendas e se conecta com fluxos englaciais e subglaciais nas geleiras temperadas, o que acelera a velocidade do processo de fusão da geleira no verão e mudanças no balanço de massa das geleiras na ilha Rei George.

No campo de gelo Kraków, estudos de Rosa *et al.* (2014) apresentam dados das geleiras Professor e Dragão (comparativamente com menores dimensões) que apresentaram altas taxas de retração ($3,1 \times 10^{-2}$ km/ano e $2,6 \times 10^{-2}$ km/ano respectivamente) no período de 1979-1988 comparando com suas áreas totais, seguindo a retração em uma menor taxa nas décadas posteriores. Este processo pode estar relacionado às suas características de menores dimensões e um processo contínuo de perda de massa nas décadas anteriores, evidenciadas pelas geoformas deposicionais morânicas. Com a perda de uma ancoragem (deposicional) no setor frontal após deixarem de possuir condições de maré, ambas geleiras podem ter acelerado o processo de retração no período inicial observado.

2.2 O SIG E SENSORIAMENTO REMOTO PARA O ESTUDO DE MUDANÇAS EM AMBIENTES GLACIAIS

O uso de dados de sensores remotos para monitorar as geleiras é de extrema importância, em função das dificuldades logísticas para o desenvolvimento de trabalhos de campo. Desde 1966, a cobertura de neve tem sido monitorada por meio de imagens ópticas (RESS, 2006). Em relação ao comportamento espectral dos alvos relacionados a superfície da geleira, a neve seca aparece clara para o olho humano na banda do visível devido seu elevado albedo (0,80-0,97 μm), porém a reflectância é maior ainda para neve fresca (CUFFEY e PATERSON, 2010; TEDESCO, 2015). Dessa forma, o cristal de neve e o gelo apresentam comportamentos espectrais diferentes nas diversas bandas. A neve recém-caída e o *firn* (gelo em estado intermediário entre neve e gelo glacial) apresentam alta reflectância nas bandas espectrais do visível e infravermelho próximo, porém o *firn* tem uma reflectância de 25–30% menor que a neve. A reflectância do gelo é elevada no comprimento de onda do azul (400–500 μm) e verde (500–600 μm), entretanto diminui para uma reflectância próxima do zero no comprimento de onda do vermelho (600–700 μm) (ZENG *et al.*, 1984). No infravermelho termal a emitância da neve seca é relativamente pequena, com valores máximos de 6–8% abaixo de 6 μm e mínimo por volta de 1% e com comprimento de onda abaixo de 10 μm (TEDESCO, 2015). A reflectância da neve é também afetada por outros fatores como as

impurezas (fuligem e poeira) no visível provocando diminuição do albedo, apresentando reflectância baixos (0,15–0,25 μm) (CUFFEY e PATERSON, 2010; TEDESCO, 2015). O tamanho do grão afeta também a reflectância principalmente no infravermelho próximo e no médio (0,70–2,35 μm). Quanto menor o grão, maior é a reflexão de uma camada de neve, pois as interfaces ar-gelo são menores possibilitando o maior espalhamento. A presença de água no estado líquido também modifica as propriedades ópticas ao agregar os cristais de gelo (RESS, 2006). A reflectância reduz com o envelhecimento da geleira e com os diversos derretimentos aumentando nos recongelamentos cíclicos (TEDESCO *et al.*, 2015).

A água possui diferentes curvas de comportamento espectral. Líquida, sua distinção é possível pelo padrão de reflectância em relação a outros alvos, principalmente no infravermelho próximo (NOVO, 2010). Em estado gasoso apresenta elevada reflectância no visível e infravermelho próximo, enquanto que a neve demonstra alta reflectância no visível, tornando-se pouco reflexiva a partir de 1,4 μm (BROWKER *et al.*, 1985; NOVO, 2010). Já os solos e rochas apresentam comportamento espectral parecido que depende de fatores como a presença de óxidos de ferro, umidade, matéria orgânica, granulometria, mineralogia da argila e o material de origem (NOVO, 2010). Segundo Moreira (2005), somando-se a estes fatores deve-se considerar a cor do solo, a capacidade de drenagem, a temperatura e a localização.

O mapeamento de geleiras com o uso de imagens de satélite ópticas tem sido realizado com base no comportamento espectral dos alvos. Com o aprimoramento de sistemas satelitais nas últimas décadas tem ocorrido um aumento no número de estudos desenvolvidos em ambientes polares (ANDRADE, 2013).

Segundo Novo (2010) as imagens do Landsat são o mais longo e completo registro da superfície terrestre a partir do espaço devido à aquisição repetitiva de dados multiespectrais calibrados com média resolução espacial e grande continuidade temporal. O Landsat 8 possui dois sensores, o Operational Land Imager (OLI) e o Thermal Infrared Sensor (TIRS), resultando em uma melhor resolução espectral (EMBRAPA, 2016). O sensor OLI coleta dados na faixa do visível, infravermelho próximo (NIR), do infravermelho de ondas curtas (SWIR) e no pancromático (EMBRAPA, 2016). São no total nove bandas espectrais, com resolução espacial de 30 m para as bandas 1 a 7 e 9 e para a banda 8 a resolução é de 15 m. As imagens obtidas pelo OLI nas bandas 1 a 9 possuem resolução espectral 0,43– 0,45 μm (bandas 1), 0,45–0,51 μm (bandas 2), 0,53–0,59 μm (bandas 3), 0,64–0,67 μm (bandas 4), 0,85–0,88 μm (bandas 5), 1,57–1,65 μm (bandas 6), 2,11–2,29 μm (bandas 7), 0,50–0,68 μm (bandas 8) e 1,36–1,38 μm (bandas 9) (USGS). Já o sensor TIRS possui bandas espectrais na faixa do TIR. Apresenta resolução espectral de 10,60– 11,19 m na banda 10 e 11,50–12,51 m na banda 11 (USGS). Seus dados possuem 100 m de resolução espacial, com resolução

radiométrica de 12 bits (EMBRAPA, 2016), mas as imagens disponibilizadas pelo USGS (2015) foram reamostradas para 16 bits.

Diversos estudos com imagens Landsat têm sido desenvolvidos para estimar a flutuação frontal de geleiras em ambientes polares e de montanhas (KEJNA et al., 1998; BOLCH e KAMP, 2006; ANDRADE et al., 2011; POELKING et al., 2014; ROSA et al., 2014a; SIMÕES et al., 2015), assim como detectar mudanças no desenvolvimento de lagos proglaciais (FRICKER et al., 2010; SHRIDHAR et al., 2015; ZHANG et al., 2015). Sotille (2015) utilizou 8 cenas do Landsat (sensores TM, ETM+ e OLI/TIRS) para delimitar as geleiras no extremo norte da Península Trinity, este estudo apresentou resultados de retração frontal, perda de massa e também avanço de uma das geleiras no período de 1988 a 2015. Simões (2017) investigou a dinâmica de retração frontal das geleiras de maré Drummond e Widdowson, na costa ocidental da Península Antártica, utilizando imagens Landsat a partir de 1986 para determinar a variação de área destas geleiras no período de 1956 a 2016. A série SPOT (*Satellite pour l'Observation de la Terre*), foi iniciada com o satélite franco-europeu SPOT 1, em 1986 sob a responsabilidade do *Centre National d'Etudes Spatiales-CNES da França*. Os satélites da família SPOT operam com sensores ópticos, em bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio. Com o lançamento do SPOT 5, ocorrido em maio de 2002, a missão inaugurou a possibilidade de aquisição de imagens orbitais tridimensionais graças a sua capacidade de visada lateral de até 27° (estereoscopia cilíndrica), e também conseguiu melhorar a resolução espacial do canal pancromático para 5 metros (EMBRAPA). Arigony-Neto (2001) determinou a variação frontal de geleiras da Baía do Almirantado com o uso de uma série de imagens SPOT.

Segundo Kääb *et al.* (2016), o satélite europeu SENTINEL-2 têm significativo potencial no estudo de geleiras, principalmente em mapeamentos de contornos e frentes de geleiras e ainda dimensões de velocidade de fluxo, pois a resolução deste sensor é de grande benefício para os estudos de neve e gelo. O Sentinel-2A foi lançado em 23 de junho de 2015 como parte do programa Copernicus da Comissão Europeia. O satélite oferece imagens de alta resolução (deca-métricas) desde o final de junho de 2015. Os dados são de alta qualidade, já que o Sentinel-2 possui uma imagem multiespectral de alta resolução inovadora (MSI) com 13 bandas espectrais. A combinação de alta resolução (até 10 m), novas capacidades espectrais (por exemplo, três bandas na borda vermelha), ampla cobertura (largura da faixa de 290 km) e 10

dias de revisão (cinco dias a partir de 2016 após o lançamento do Sentinel-2B) fornecerá informações extremamente úteis para uma ampla gama de aplicações. São no total 13 bandas, sendo que 4 bandas operam no visível e infra vermelho com 10m de resolução (banda 02, 03, 04 e 08), 6 bandas operam no “red edge” e no infra vermelho de ondas curtas com 20m de resolução (05, 06, 07, 08^a, 11 e 12) e três bandas servem para correções atmosféricas com 60m de resolução (01, 09 e 10). A resolução radiométrica é de 12 bits por pixel. O quadro 1 apresenta o comprimento de onda de cada uma das bandas do sensor.

Quadro 1 - Bandas e seus respectivos comprimentos de onda do sensor Sentinel-2.

Banda	Comprimento de onda (nm)
B1	433-453
B2	458-523
B3	543-578
B4	650-680
B5	698-713
B6	743-748
B7	765-785
B8	785-900
B8A	855-875
B9	930-950
B10	1365-1385
B11	1565-1655
B12	2100-2280

A resolução melhorada do sensor, juntamente com a alta fidelidade radiométrica, também é importante para detectar e avaliar lagos de geleiras e suas mudanças ao longo do tempo (WINSVOLD *et al.* 2016). Winsvold et al (2016) rastream, com os dados do Sentinel-2, velocidades de geleiras pequenas e até, em escala sazonais nos Alpes, Cáucaso, Nova Zelândia e Groenlândia, isso permite obter velocidades de verão e anualmente a partir do mesmo sensor.

O uso de Modelos Digitais de Elevação (MDE) também auxilia na caracterização morfométrica destes ambientes, onde, em função das limitações do ambiente, torna-se difícil a utilização de levantamentos topográficos convencionais. O trabalho de Rekowsky (2016) utilizou dados de elevação e orientação das massas de gelo obtidos a partir do Modelo Digital de Elevação para caracterizar sete geleiras na Colômbia e Venezuela, este estudo mostrou que

houve perda de área de 55,87 km² no período de 1985 a 2015. Idalino (2016) utilizou ASTER-GDEM e imagens do Landsat 8 com objetivo de identificar e analisar as alterações nas bacias de drenagem glaciais do Monte Melimoyu no período entre 1970 e 2016. Os resultados possibilitaram identificar diferenças no padrão de retração entre as geleiras e encontrar possíveis relações com as características de elevação máxima e mínima (elevação da linha de frente das geleiras), declividade, área total e direção de fluxo predominante. Petsch (2014) utilizou RAMP DEM e imagens de diferentes sensores ASTER, TM, ETM+ para avaliar a dinâmica da variação das frentes de geleiras da Ilha Renaud no período de 1986 a 2007.

Com o SIG e a análise temporal de imagens de satélite é possível monitorar a dinâmica das frentes das geleiras. A utilização de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) na Antártica é importante para o contínuo monitoramento destes ambientes diante das mudanças climáticas regionais. Atualmente está consagrada sua utilização na integração, gerenciamento, atualização e apresentação de informação espacial, bem como na geração de modelos e prognósticos ambientais.

A utilização de um SIG auxilia na integração de informações multitemporais de sensores remotos visando o monitoramento de geleiras. De acordo com Arigony (2001) a implementação do SIG possibilita detectar e quantificar diferenças nas posições das frentes de geleiras e assim perceber as taxas de retração a partir da década de 50.

Na Antártica, a informação geográfica é indispensável em todas as esferas de atividades humanas (HARRIS, 1991), devido a sua contribuição ao planejamento das atividades científicas, logísticas, turísticas e gerenciamento dos recursos naturais e históricos. Sievers *et al* (1993) se referem à necessidade de precisão dessa informação geográfica, de acordo com cada tipo de aplicação (monitoramento de mudanças ambientais, gerenciamento de atividades humanas).

3. METODOLOGIA

A primeira etapa metodológica envolveu a pesquisa bibliográfica sobre dinâmica das geleiras na área de estudo e obtenção de dados de sensores remotos e base de dados em *shapefile* da área. Na segunda etapa foi realizada a caracterização morfométrica e morfológica das geleiras do campo de gelo Kraków. Posteriormente, o mapeamento da variação das frentes a da área das geleiras e a determinação da linha de costa e total de áreas recentemente livres de gelo.

3.1 DADOS

Os dados utilizados (quadro 2) no trabalho foram: Modelo Digital de Elevação (MDE) da Ilha Rei George (IRG), disponibilizados no formato digital *shapefile*, as linhas de costa e linhas de frente das geleiras dos anos de 1956, 1988 e 2000 de Arigony-Neto (2001) e imagens de satélite. Foram utilizadas imagens SPOT sensor HRV na composição 432 para os anos de 1988 e 2000. Também foram utilizados, imagens LANDSAT-8 sensor OLI RGB 432 de 2014 e SENTINEL-2 nível 1C RGB 843 de 2017, similar a LANDSAT falsa cor. Os dados foram co-registrados e integrados em um Sistema de Informações Geográficas.

As imagens de satélite LANDSAT 8 de 2014 e SENTINEL-2 de 2017 foram adquiridas através do *United States Geological Survey* (USGS) e disponibilizadas online no site <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Os dados encontram no padrão de Nível 1 (ortorretificadas) com sistema de referência WGS 1984, coordenadas GCS WGS 1984 (Sistema geodésico Mundial 1984) e resolução radiométrica de 16 Bits. Também foi utilizado o *layer* dos Divisores de Drenagem Glacial da Ilha Rei George de Bremer (1998).

Quadro 2 - Dados utilizados neste estudo.

Dados	Data	Formato do dado	Escala/Resolução	Fonte
Divisores de Drenagem Glacial da IRG	1998	Vetorial shapefile	-	Bremer (1998)
Modelo Digital de Elevação da IRG	2000	Raster tif	100m	Braun <i>et al</i> (2001)
Imagem Spot- 1XS Composição 432	19/02/1988	Raster tif	20m	CPC
Imagem Spot Composição 432	2000	Raster tif	20m	CPC
Linha de costa e linhas de frente das geleiras	1956; 1988; 2000	Vetorial shapefile	-	CPC; Arigony-Neto (2001)
Imagem Landsat 8, sensor, OLI, RGB 432	2014	Raster tif	30m	USGS http://earthexplorer.usgs.gov
Imagem Sentinel-2 RGB 843 ID sentinel2017MSIL1C_20170310T131931	2017	Raster tif	10m	USGS http://earthexplorer.usgs.gov

As massas de gelo fluem dos domos glaciais por meio de bacias de drenagem de diferentes amplitudes e condições topográficas. Bremer (1998) apresenta a delimitação desses divisores de drenagem sobre um mosaico construído a partir das composições de bandas RGB 432 das cenas SPOT.

O plano de informação referente a altimetria baseia-se no trabalho desenvolvido por Braun *et al.* (2001), os quais elaboraram um MDE da IRG de 100 metros de resolução espacial. Os autores utilizaram dados derivados do ADD (BAS, 1988), Carta Polonesa da Baía do Almirantado (POLSKIEJ AKADEMII NAUK, 1990), Carta Chilena da Península Fildes (fornecida pelo Servicio Aerofotogramétrico de La Fuerza de Chile, 1993), MDE da Península Potter e levantamentos por DGPS da porção sudoeste da ilha (1997/1998 e 1999/2000). Com o MDE foi possível também gerar variáveis geomorfológicas (hipsometria, declividade e orientação das vertentes), que possibilitaram a caracterização morfológica do ambiente a partir da análise comparativa dos resultados.

3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

3.2.1 Caracterização Morfométrica do campo de gelo e das geleiras

Para a análise morfométrica, foram gerados mapas hipsométrico, declividade, orientação e de modelo de sombreamento das geleiras do campo de gelo Kraków, com escala de 1:100.000, utilizando o *3D Analyst* do ArcGIS com base no MDE de Braun *et al.* (2001).

O início das etapas de processamento no software ArcGIS ocorreram com a definição do Sistema de Coordenadas para o sistema UTM zona 21S e para o Datum WGS 1984, e adicionando-se o arquivo *raster* MDE na área de controle do *software*. Após o processamento inicial, o MDE foi convertido para UTM, Fuso 21S, utilizando a ferramenta *Projections and Transformations* da caixa de ferramentas *Data Management Tools*, da extensão *ArcToolbox* e co-registrado com a imagem SPOT de 2000. Para a edição do Modelo Digital de Elevação, criou-se uma máscara para recorte espacial que englobou somente o campo de gelo, incluindo áreas expostas, como superfícies rochosas através da ferramenta *Extract By Mask*. Os dados morfométricos foram gerados a partir dos resultados do processamento dos dados aplicando-se as ferramentas do *3D Analyst* ao recorte do MDE.

O mapa hipsométrico foi elaborado a partir do fatiamento do MDE em 5 classes, buscando fornecer a visualização do terreno por meio de cores representando as cotas altimétricas de intervalos definidos de 100 m, entre 0m e 500 m. Para o mapa de Declividade foi aplicada a ferramenta do *Slope* ao recorte do MDE, obtendo-se a representação em porcentagem nas classes de 0 a 3%, 3 a 8%, 8 a 20%, 20 a 45%, 45 a 70% e maior que 70% de acordo com as classes propostas pela EMBRAPA (quadro 3).

Quadro 3 - Distribuição das classes de Declividade (EMBRAPA, 1979).

Declividade (%)	Relevo
0 - 3	Plano
3 - 8	Suave-ondulado
8 - 20	Ondulado
20 - 45	Forte-ondulado
45 - 75	Montanhoso

Para o mapa de Orientação de vertentes foi aplicada a ferramenta *Aspect* ao recorte do MDE, gerando-se um arquivo *raster* com as orientações da área de estudo que tem como finalidade demonstrar a orientação das vertentes e da área de estudo. O mapa de sombreamento foi elaborado com ângulo solar azimutal 315, e foi sobreposto à imagem SPOT do ano de 2000. As estatísticas dos dados hipsométricos, de declividade e orientação das

vertentes (drenagens) foram obtidas no programa ArcGIS.

Os mapas hipsométrico, de declividade e de orientação foram usados para analisar as classes de elevação mínima (frente) e máxima (setor de acumulação), classes percentuais de declividade no setor frontal das geleiras e orientação predominante do fluxo de gelo. A topografia foi analisada através de imagens do Google Earth e Modelo de Sombreamento da área de estudo.

3.2.2 Determinação da variação de área das geleiras

A caracterização da dinâmica de retração das geleiras foi realizada pela integração dos dados vetoriais e raster obtidos pela análise temporal das imagens de satélite em SIG. Com as cenas do SENTINEL-2 foram determinadas as áreas totais atuais e condições de término atuais de cada geleira, além da linha de costa atual. Para obter dados de 2017 foi usada a cena do SENTINEL-2, sobreposta a esta foi usada cena do LANDSAT 8, sensor OLI (*Operational Land Imager*) TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) de 2014 para comparativo nos setores com nuvens. Os dados do programa Landsat foram adquiridos no site oficial da USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov>), já corrigidos radiometricamente em nível G1 – ainda sim sendo necessário processar a correção do sistema de coordenadas e sistema de referência. Utilizou-se o shape Divisores de Drenagem de 2000, fornecido por Bremer (2001), para a análise temporal.

Foi realizado o mapeamento de áreas totais e da variação frontal por período, utilizando o método de delineamento manual, com interpretação visual de imagens. Foi quantificada a perda de área e as taxas de retração de cada uma das geleiras para o período de 1956/1988 a 2017 e 1988 a 2017. As geleiras que fluem para a baía do Almirantado tiveram o mapeamento para o período de 1956 a 2017, enquanto que, as geleiras que fluem para a Baía Rei George e Estreito de Bellingshausen (mar aberto), tiveram o mapeamento para o período de 1988 a 2017 (Quadro 4).

Quadro 4 - Estudo das geleiras por período de acordo com a disponibilidade de dados.

ANOS	GELEIRAS
1988-2017	Szymanowski, Matejko, Wit Stwosch Norte, Wit Stwosch Sul, Wuspianski, White Eagle, Anna Sul 1, Anna Sul 2
1956-2017	Dobrowolski Sul, Professor, Krak, Wanda, Dragon, Viéville, Rybak, Penderecki

Foi criada linha atualizada de frentes de geleira e costa de todo campo de gelo Kraków. Com o mapeamento das frentes em 2017 e análise da imagem SPOT de 2000, além de dados vetoriais das frentes de 1956 e 1988 foi possível criar polígonos de retração para cada período. O mapeamento da diferença das linhas de frente com a imagem Sentinel-2 representou a retração das geleiras entre 2000 e 2017. Em seguida foi dado início a edição do polígono com a ferramenta *Creat Features*, utilizando o Auto Complete Polygon, permitindo mapear a diferença de área entre 1988 a 2000 ou 1956 e 1988 a 2000 conforme a geleira, (Quadro 4) com os vértices do polígono anterior. Também foi mapeado setores que apresentaram retração e deram origem a novas áreas rochosas expostas no período de 1988 a 2017, obtendo-se, assim, o mapeamento das áreas recentemente livres de gelo da área de estudo (Figura 15).

3.2.3 Análise comparativa das geleiras

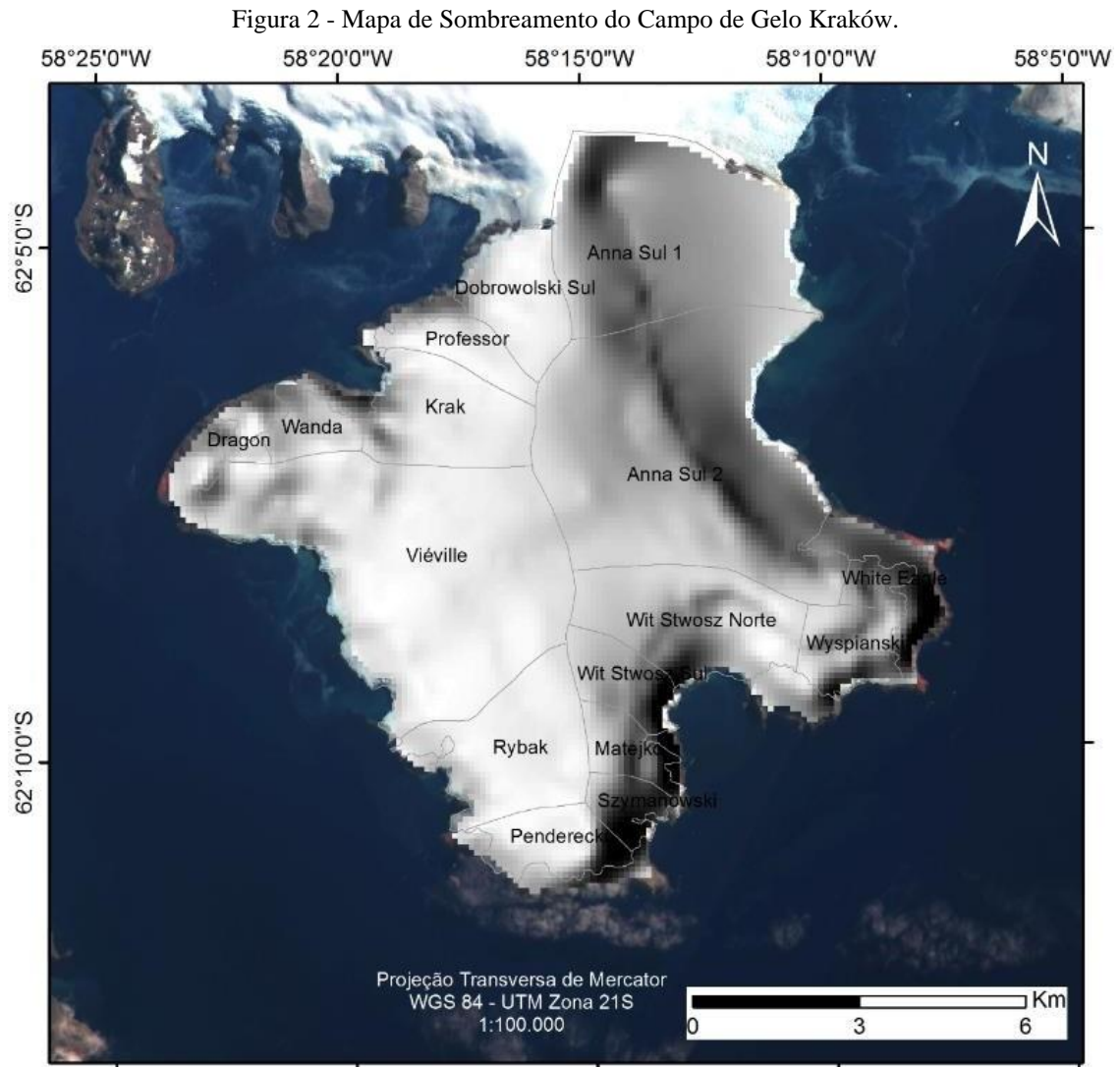
Foram discutidas as possíveis relações entre diferenças de variação de área das geleiras no período com as características geomorfométricas (área, declividade, hipsometria e configuração e orientação do término) destas. A proposta do estudo foi efetuar análises para representar as diferenças entre as características morfológicas relacionadas à configuração topográfica e morfométrica de cada geleira. A avaliação dos mapas gerados e interpretação dos dados resultaram na análise comparativa das sensibilidades das geleiras as mudanças climáticas regionais.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 MORFOMETRIA E CONFIGURAÇÃO DE TÉRMINO DAS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO KRAKÓW

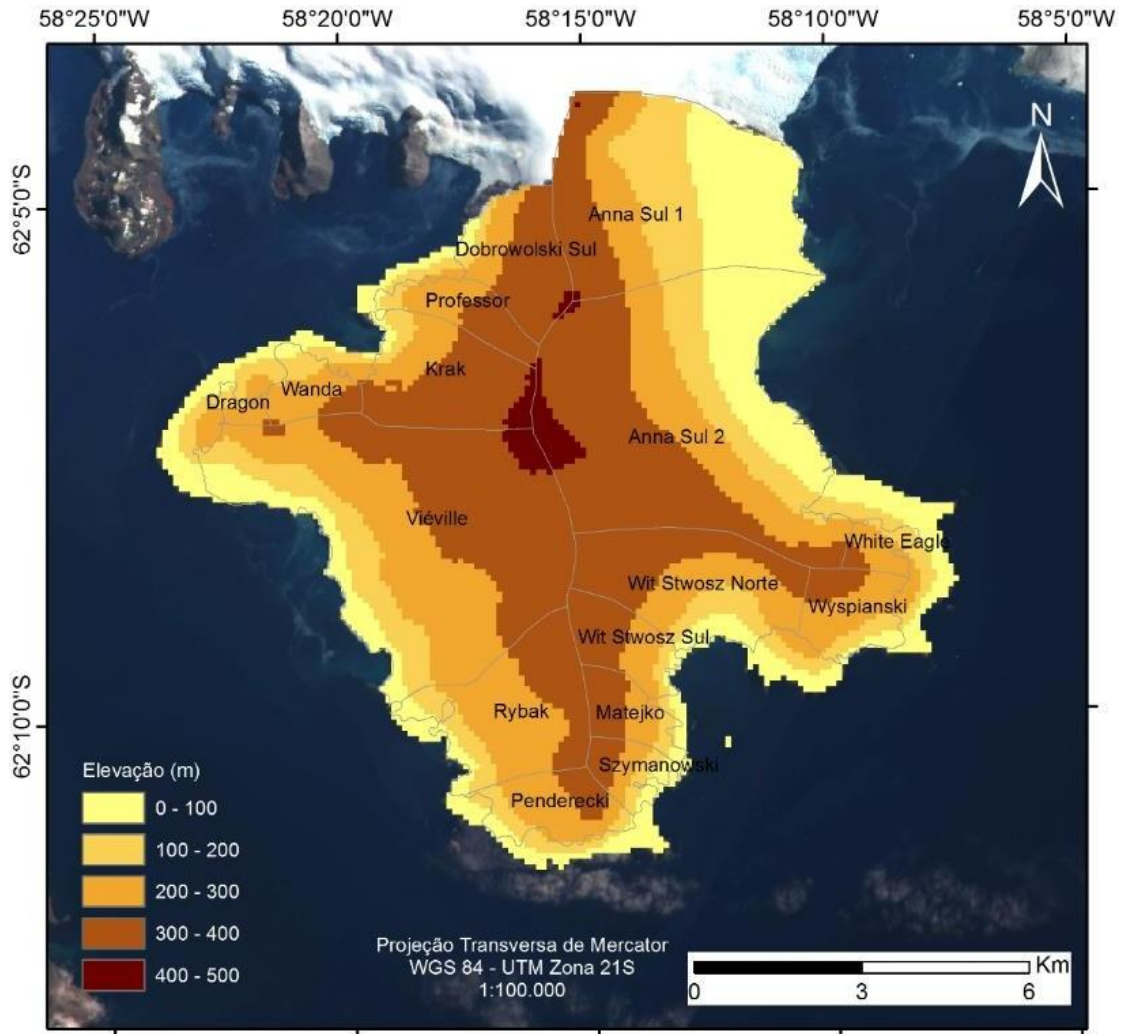
A área total do campo de gelo Kraków é de 85,91 km² com 16 geleiras que apresentam características distintas quanto a área, elevação, declividade, orientação e configuração de término. O campo de gelo possui declividade máxima de 75%, média de 13% e mínima de 0% (Figura 2)

A morfologia do campo de gelo pode ser observada pelo modelo de sombreamento (Figura 2). Com a interpretação visual da imagem Sentinel-2 de 2017 e Landsat 8 de 2014, e ainda a visualização do modelo tridimensional, foi possível verificar que a geleira Dobrowolski Sul, Krak, Viéville, Wit Stwosz Norte, Wyspianski, Anna Sul 2, Anna Sul 1 apresentam frente em maré ou descarga, as demais Professor, Wanda, Dragon, Rybak, Penderecki, Szymanowski, Matejko, Wit Stwosz Sul, White Eagle apresentam suas frentes em terra.



A análise do mapa hipsométrico (Figura 3) mostra que o campo de gelo apresenta elevação mínima de 0 m (nível do mar) e elevação máxima de 403 m, a elevação média da área de estudo é 223 m. Foi possível observar que as geleiras que possuem suas frentes com menor elevação de 0-100 m são: Krak, Szymanowski, Wit Stwosz Norte, Wyspianski, Anna Sul 2, Anna Sul 1 e as que possuem maior elevação nas frentes são Dobrowolski Sul, Professor, Wanda, Dragon, Viéville, Rybak, Penderecki, Matejko, Wit Stwosz Sul, White Eagle. Destas, as que são alimentadas pelas áreas mais altas do campo de gelo são Dobrowolski Sul, Krak, Viéville, Anna Sul 2, Anna Sul 1. A geleira Anna Sul 1 também recebe alimentação de seu fluxo de gelo do campo de gelo Rei George.

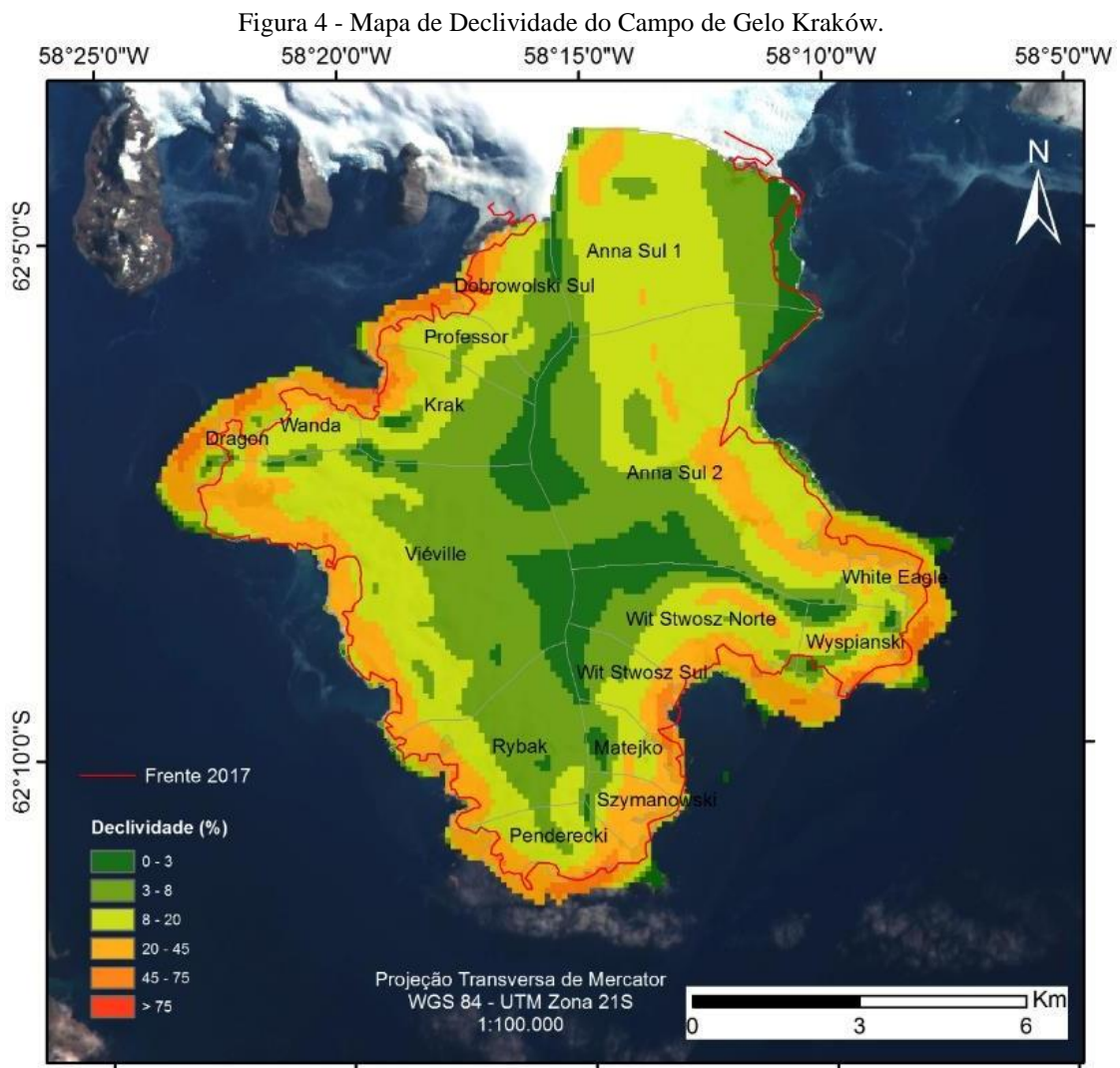
Figura 3 - Mapa Hipsométrico do Campo de Gelo Kraków.



Quadro 5 - Área, morfometria e configuração de término do Campo de gelo Kraków.

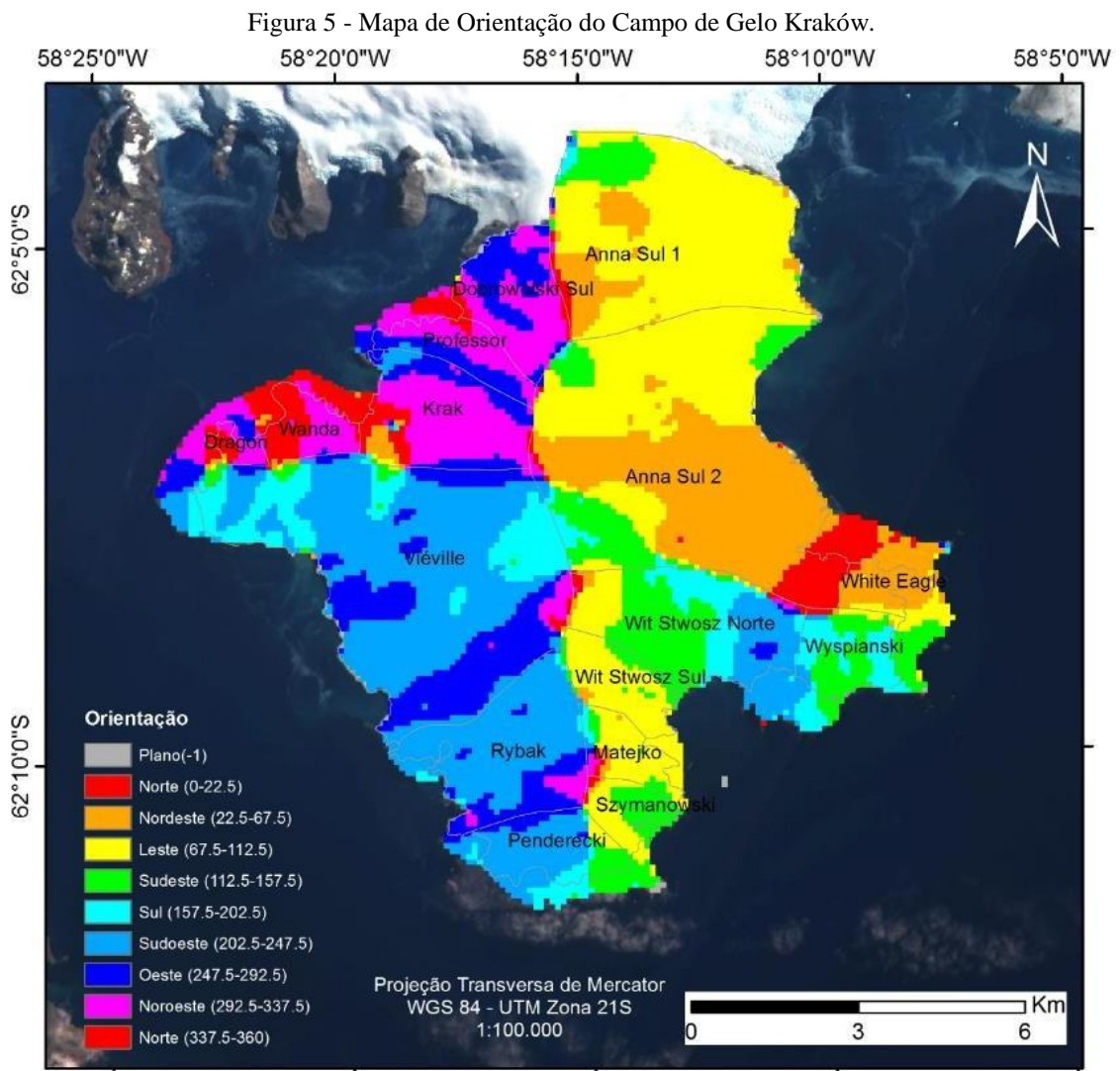
Geleira	Perda de área total (%)	Área 2017 (km ²)	Elev. máxima	Elev. mínima (frentes)	Declividade setor frontal(%)	Orientação predominante	Configuração de término
Dobrowolski Sul	39,74	2,88	400-500	100-200	45-75	Oeste/ Baía do Almirantado	Maré
Professor	17,94	1,92	300-400	100-200	20-45	Noroeste/ Baía do Almirantado	Terrestre
Krak	15,25	5	400-500	0-100	>75	Noroeste/ Baía do Alirantado	Maré
Wanda	33,33	1,49	300-400	100-200	20-45	Norte/ Baía do Almirantado	Terrestre
Dragon	62,37	0,38	200-300	100-200	20-45	Noroeste/ Baía do Almirantado	Terrestre
Viéville	17,24	19,19	400-500	0-200	8-20	Sudoeste/ Baía do Almirantado	Maré
Rybak	12,67	5,86	300-400	100-200	20-75	Sudoeste/ Baía do Almirantado	Terrestre
Penderecki	42,94	2,12	300-400	100-200	20-45	Sudoeste/ Baía do Almirantado e Baía Rei George	Terrestre
Szymanowski	22,36	1,25	300-400	0-100	20-45	Sudeste/ Baía Rei George	Terrestre
Matejko	11,29	1,65	300-400	100-200	20-45	Leste/ Baía Rei George	Terrestre
Wit Stwosz Norte	11,74	6,16	300-400	0-100	20-45	Sul-Sudeste/ Baía Rei George	Maré
Wit Stwosz Sul	4,27	2,24	300-400	100-200	>75	Leste/ Baía Rei George	Terrestre
Wypianski	38,96	1,77	300-400	0-100	>45	Sudeste-Sul/ Baía Rei George	Maré
White Eagle	29,1	0,95	300-400	100-200	20-45	Nordeste/Baía Rei George	Terrestre
Anna Sul 2	9,46	20,29	400-500	0-100	8-20	Leste- Nordeste/ Baía Rei George	Maré
Anna Sul 1	6,38	12,76	400-500	0-100	3-8	Leste/ Baía Rei George	Maré

As declividades superiores a 45% nos setores frontais encontram-se relacionadas às geleiras Dobrowolski Sul, Krak, (voltadas para a Baía do Almirantado), Wit Stwosz Sul e Wyspianski (voltadas para Baía Rei George). As geleiras que apresentaram até 20% de declividade em suas frentes são Viéville, Anna Sul 1 e Anna Sul 2. Já as declividades entre 20-45% estão relacionadas às geleiras Professor, Wanda, Dragon, Rybak, Penderecki, Szymanowski, Matejko, Wit Stwosz Norte e White Eagle (quadro 5).



Quanto à orientação (Figura 5), as geleiras do Campo de gelo Kraków se apresentam com diferentes orientações, que podem indicar direção predominante de fluxo do gelo. A geleira Dobrowolski Sul apresenta orientação de fluxo predominante no sentido Oeste, a geleira Professor e Krak são voltadas para Noroeste, ambas fazem parte da Enseada Martel, e a geleira Wanda também tem fluxo voltado para esta enseada e orientação Norte.

Outras são voltadas para a entrada da Baía do Almirantado e possuem orientação Noroeste e Sudoeste, como a Dragon, Viéville e Rybak. A geleira Penderecki está voltada para Sudoeste e direcionada ao mar aberto. As demais, todas voltadas para Baía Rei George, possuem orientações diversas: Szymanowski Sudeste, Matejko Leste, Wit Stwosz Norte Sul-Sudeste, Wit Stwosz Sul Leste, Wyspianski Sudeste-Sul, White Eagle Nordeste, Anna Sul 2 Leste-Nordeste e Anna Sul 1 Leste.

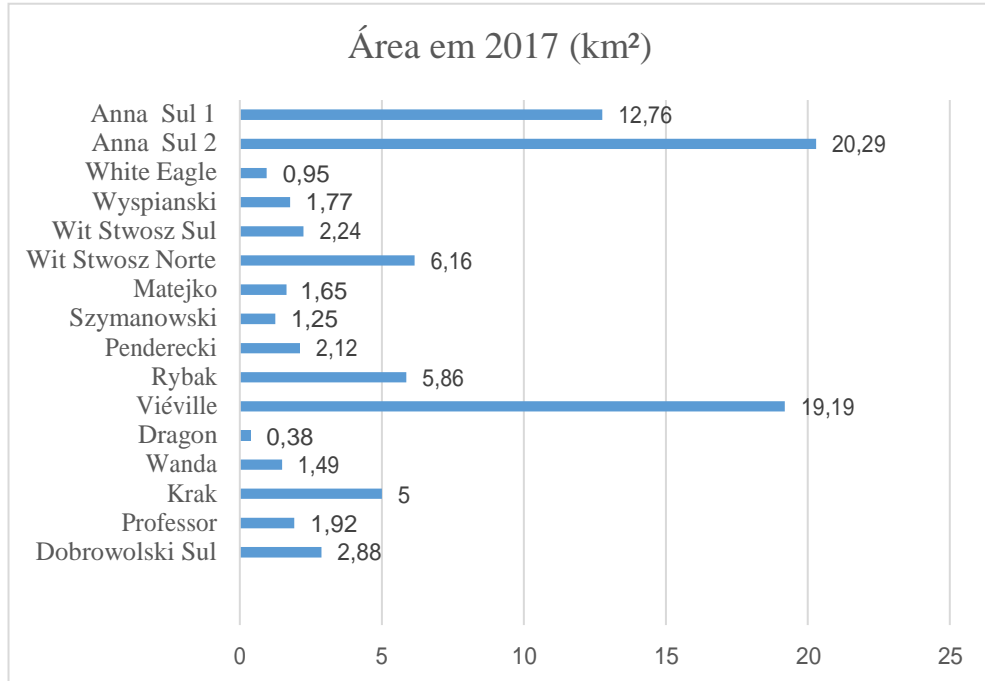


4.2 RETRAÇÃO DAS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO KRAKÓW

O mapeamento das geleiras evidenciou que as geleiras de maior área são: Anna Sul 1 (12,76 km²), Viéville (19,19 km²), e Anna Sul 2 (20,29 km²), seguido de áreas intermediárias representadas pelas geleiras Wit Stwosz Norte (6,16 km²), Rybak (5,86 km²) e Krak (5 km²) e

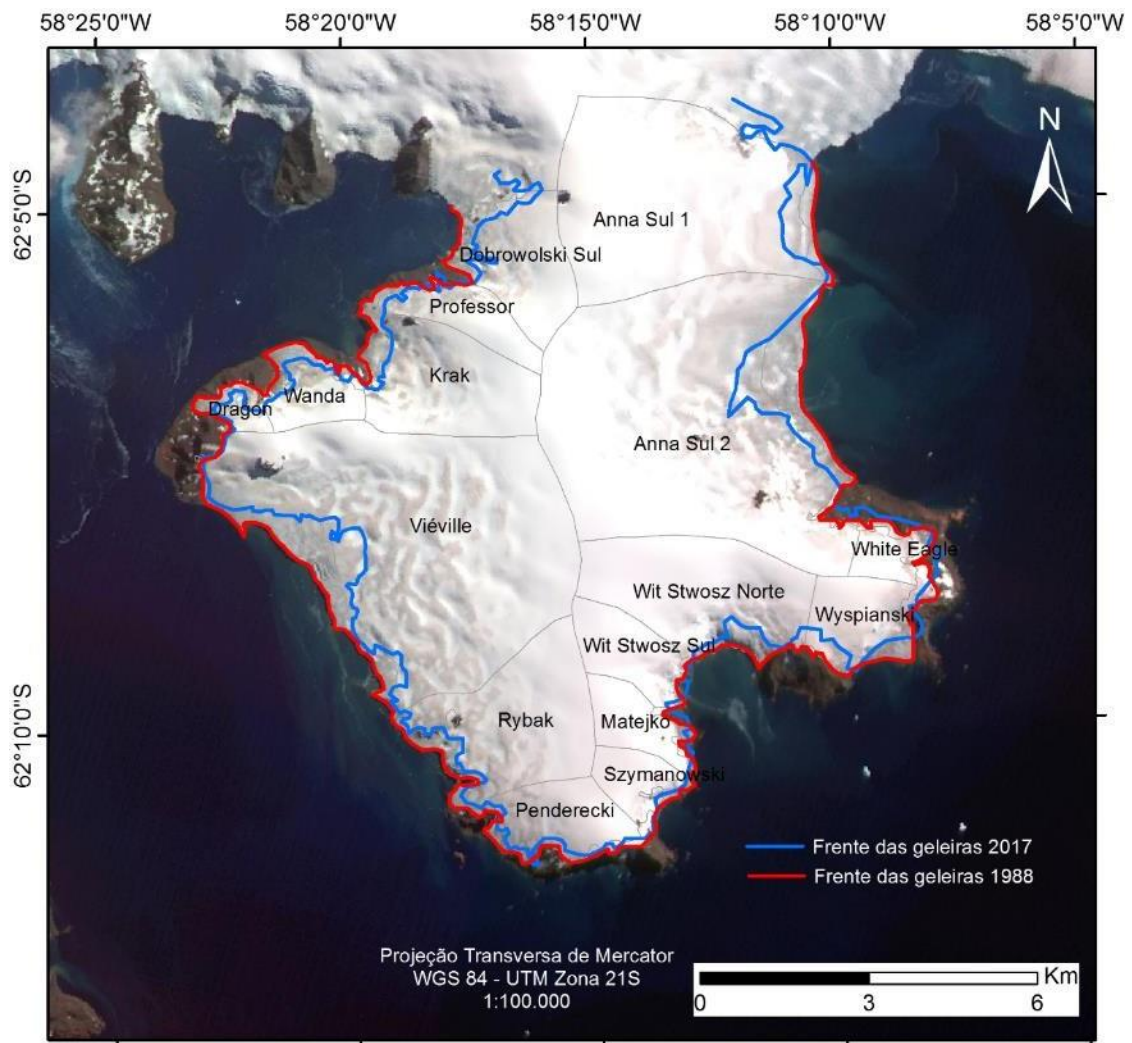
as de menor áreas são Dragon (0,38 km²), White Eagle (0,95 km²), Szymanowski (1,25 km²), Wanda (1,49 km²), Matejko (1,65 km²), Wyspianski (1,77 km²), Professor (1,92 km²), Penderecki (2,12 km²), Wit Stwosz Sul (2,24 km²), Dobrowolski Sul (2,88 km²) (Figura 6).

Figura 6 - Gráfico de área em 2017 do campo de gelo Kraków.



A partir de análises visuais em imagens de satélite e a quantificação das perdas de áreas das geleiras do Campo de Gelo Kraków verificou-se que o processo de retração é contínuo no período entre 1988 a 2017.

Figura 7 - Mapa das linhas de frente 1988 e 2017 do campo de gelo Kraków.



O total de área perdida no campo de gelo no período entre 1988 a 2017 foi de 16,59 km², equivalente a 16,86% da área total (98,56 km² em 1988), sendo que a maior perda de área foi no período entre 1988-2000, com 6,62 km² representando 6,71 % da área inicial (98,56 km² em 1988) e a menor perda foi no período entre 2000-2017, com 6,03 km² representando 6,58 % da área em 2000 (91,94 km²).

As geleiras voltadas para a Baía do Almirantado apresentam variação de área e retração desde 1956. Estas apresentaram 3,94 km² de área perdida no período de 1956-1988, representando 7,9 % da área total (da área de 1956), em 1988 a 2000 o total foi de 3,14 km² e de 2000 a 2017 foi de 3,51 km².

As geleiras voltadas para a Baía Rei George (mar aberto) também apresentaram variação de área. Estas apresentaram 3,48 km² de área perdida no período de 1988-2000, e em 2000 a 2017 o total foi de 2,52 km².

As geleiras que tiveram maior perda de área no campo de gelo no período entre 1988-2017 foram a Viéville e a Anna Sul 2. A geleira Viéville apresentou a perda total de 4 km², equivalente a 17,24% (da área total de 23,19 km² em 1956). Já a Anna Sul 2 apresentou perda de 2,12 km², representando 9,46% (da área total de 22,41 km² em 1988), sendo que a maior perda de área foi no período de 1988-2000, com uma perda de 1,49 km², representando 6,64% da área de 1988. A terceira geleira com maior perda de área foi a Dobrowolski Sul, com perda de 1,9 km² representando 39,74 % (da área total de 4,78 km² em 1956), mas esta apresentou sua maior taxa de retração no período de 1956 a 1988, com a perda de 0,96 km².

As geleiras que apresentaram perda de área contínua, nos períodos de 1988 a 2000 e também de 2000 a 2017, foram Dobrowolski Sul, Rybak, Penderecki, Wit Stwosz Norte, Wyspianski, com 39,74% (1,9 km²), 12,66% (0,85 km²), 42,94% (1,4 km²), 11,74% (0,82 km²), 38,96% (1,13 km²) da área total em 1988, respectivamente. Já as demais geleiras, com exceção de White Eagle que se manteve estável no período de 2000 a 2017, pois, não apresentou perda de área, todas as demais apresentaram perda de área inferior na última década referente ao período de 1998 a 2000.

No período de 2000 a 2017, as geleiras que apresentaram maior perda de área foram Viéville com 1,4 km², Dobrowolski Sul com 0,81 km², ambas voltadas para Baía do Almirantado, Wyspianski com 0,71 km² e a Anna Sul 2 com 0,63 km², estas voltadas para Baía Rei George (quadro 6).

Quadro 6 - Relação de área total, área perdida por período, percentual total de área perdida e taxa de retração anual do campo de gelo Kraków.

Geleira	Área em 1956 (km²)	Área em 1988 (km²)	Área perdida 1956-1988	Área em 2000 (km²)	Área perdida 1988-2000	Área em 2017 (km²)	Área perdida 2000-2017	Perda de área total (km²)	Perda de área total (%)	Taxa de retração anual (km²)
Dobrowolski Sul	4,78	3,82	0,96	3,69	0,13	2,88	0,81	1,9	39,74	0,031
Professor	2,34	2,11	0,23	1,97	0,14	1,92	0,05	0,42	17,94	0,006
Krak	5,9	5,49	0,41	5,12	0,37	5	0,12	0,9	15,25	0,014
Wanda	2,25	2	0,24	1,63	0,37	1,49	0,14	0,75	33,33	0,012
Dragon	1,01	0,74	0,27	0,49	0,25	0,38	0,11	0,63	62,37	0,01
Viéville	23,19	21,75	1,44	20,59	1,16	19,19	1,4	4	17,24	0,065
Rybak	6,71	6,49	0,22	6,24	0,25	5,86	0,38	0,85	12,66	0,126
Penderecki	3,26	3,09	0,17	2,62	0,47	2,12	0,5	1,4	42,94	0,022
Szymanowski	-	1,61	-	1,39	0,22	1,25	0,14	0,36	22,36	0,012
Matejko	-	1,86	-	1,68	0,18	1,65	0,03	0,21	11,29	0,007
Wit Stwosz Norte	-	6,98	-	6,7	0,28	6,16	0,54	0,82	11,74	0,028
Wit Stwosz Sul	-	2,34	-	2,27	0,07	2,24	0,03	0,1	4,27	0,003
Wypianski	-	2,9	-	2,48	0,42	1,77	0,71	1,13	38,96	0,038
White Eagle	-	1,34	-	0,95	0,39	0,95	0	0,39	29,10	0,013
Anna Sul 2	-	22,41	-	20,92	1,49	20,29	0,63	2,12	9,46	0,073
Anna Sul 1	-	13,63	-	13,2	0,43	12,76	0,44	0,87	6,38	0,03

4.3 COMPARAÇÃO ENTRE AS GELEIRAS DO CAMPO DE GELO

As geleiras com maior percentual de área perdida (Dobrowolski Sul 39,74%, Wanda 33,33%, Dragon 62,37%, Penderecki 42,94%, Wyspianski 38,96%, White Eagle 29,1%), demonstraram-se, na área de estudo, serem as mais sensíveis à variabilidade climática regional (Figura 10 e 11). As geleiras de término em terra Wanda, Dragon (Figura 10) e White Eagle, que são geleiras pequenas e com término em terra, apresentaram a sua maior perda percentual até 2000, quando passaram a diminuir a perda percentual. Este comportamento pode estar relacionado à tendência de resfriamento de temperatura média superficial do ar regional no período, evidenciado por Turner *et al.* (2016)

Assim como, estas poderiam ter passado de configuração de término de maré para término em terra, como é o caso da geleira Wanda e Ecology, evidenciado por Rosa *et al.* (2008). A Geleira Penderecki (Figura 11), que apresentou percentual de 42,94% de retração, está ancorada no substrato rochoso em um setor com declividade superior a 45%, certamente esta perdeu parte de sua área para o mar em forma de icebergs.

Figura 8 - Gráfico de perda percentual total de área no período 1956/1988 a 2017

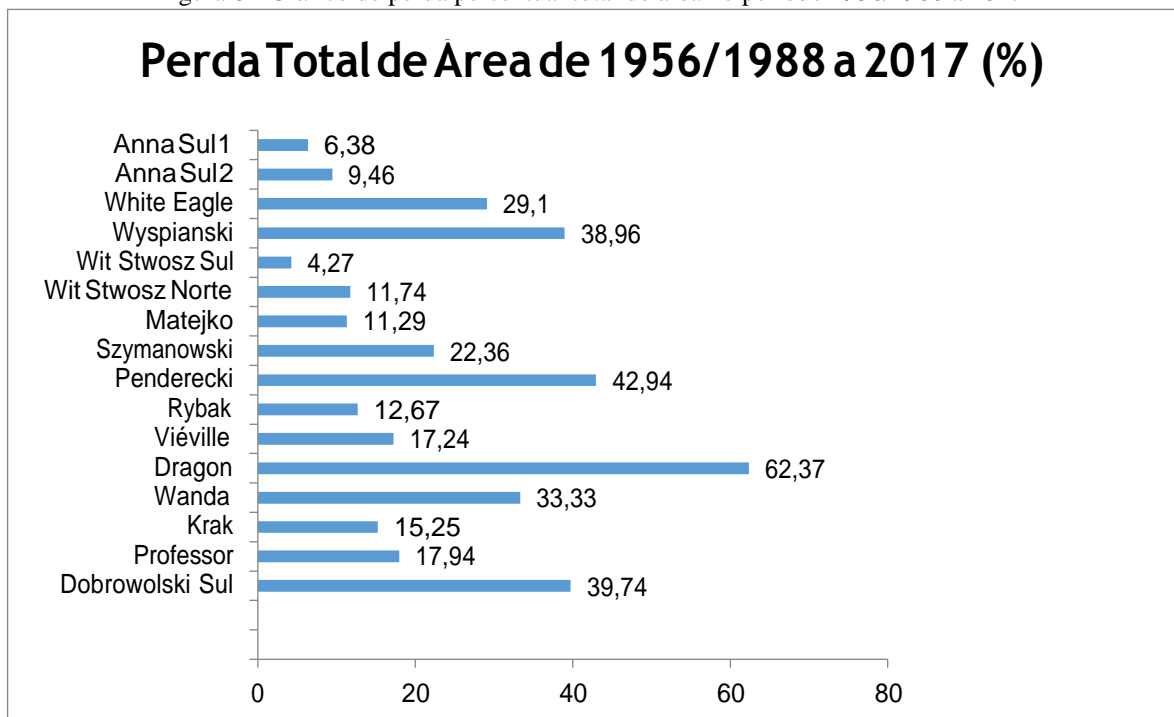


Figura 9 - Mapa de retração das geleiras por período analisado.

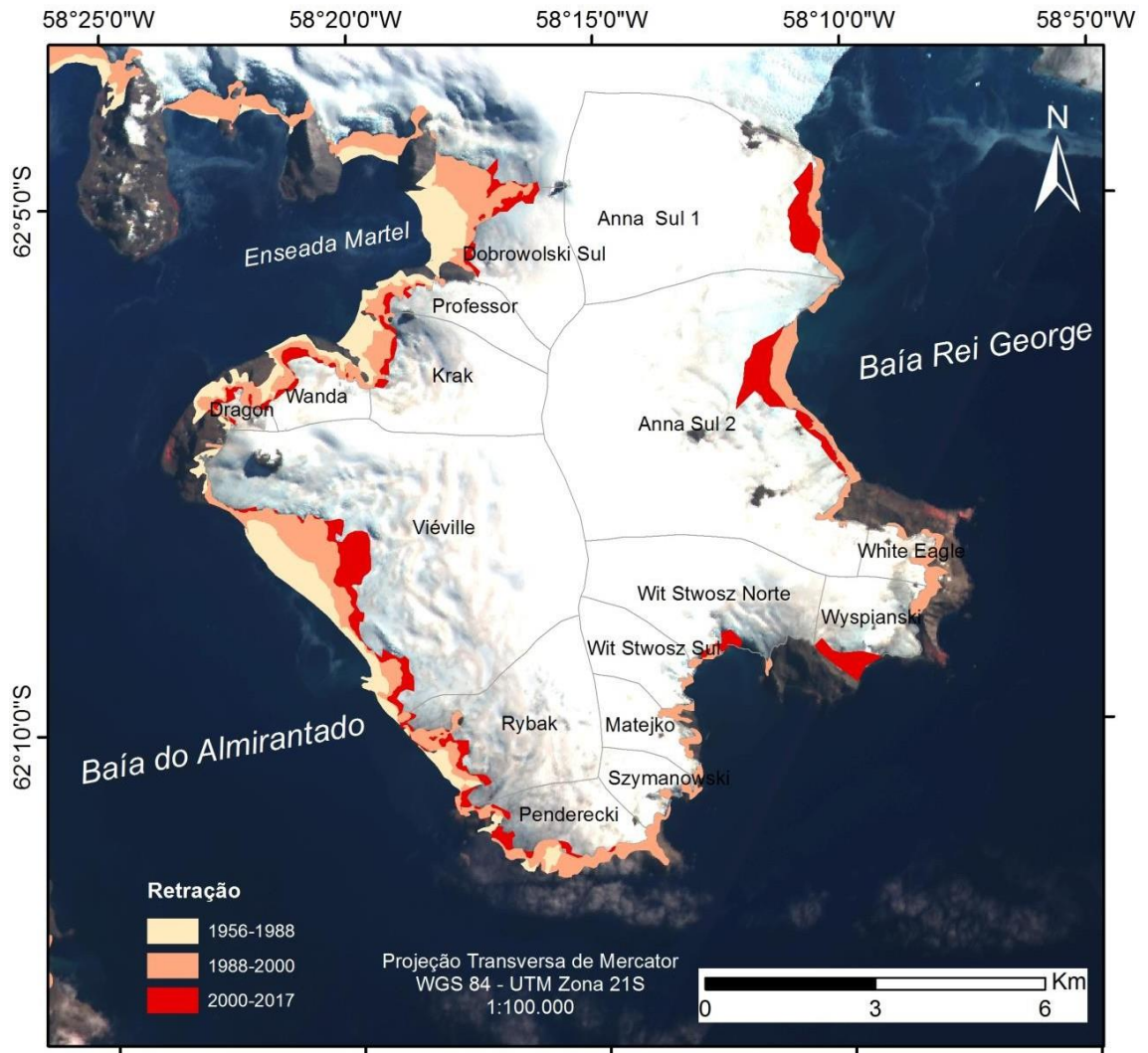


Figura 10 - Geleira Wanda (A) e geleira Dragon (B). Fonte Rosemary Vieira, 2011.

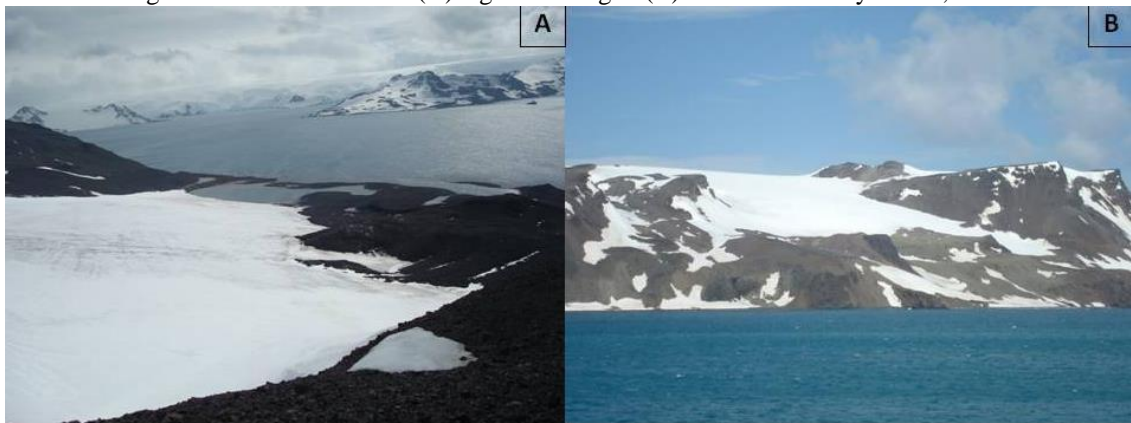


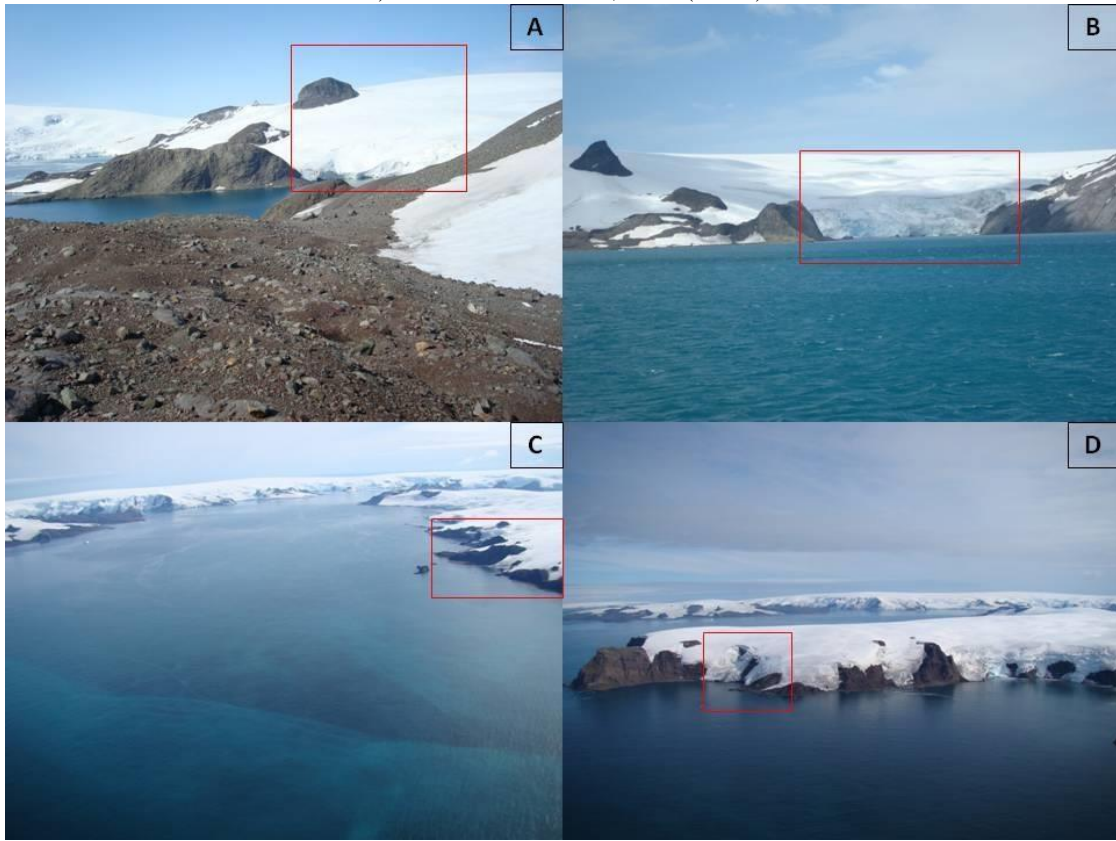
Figura 11 - Geleira Penderecki. Fonte Marinha do Brasil, 2007.



As geleiras que tiveram perda percentual intermediária de área são: Professor (17,94%), Krak (15,25%), Viéville (17,24%), Rybak (12,67%), Szymanowski (22,36%), Matejko (11,29%), e Wit Stwosz Norte (11,24%) (Figuras 12). Destas as que são de maré são a Krak e a Viéville e considera-se que a Rybak e a Szymanowski eram de maré até o ano de 2000 e desta forma, foram influenciadas pelo mar na dinâmica de icebergs. Estas geleiras não apresentaram padrão quanto as áreas semelhantes.

A geleira Viéville possui área de 19,19 km², sendo a maior das geleiras voltadas para a Baía do Almirantado, esta têm sido acompanhada desde 1956 quando apresentava área de 23,49 km² passando para 19,01 km² em 2011 (SARTORI, 2013). Já as geleiras Szymanowski e Matejko, ambas voltadas para Baía Rei George, apresentam áreas bem menores, com 1,25 km² e 1,65 km², respectivamente. Estudos de Rosa *et al.* (2015) evidenciaram que a geleira pode ser influenciada também pela espessura, assim como variações na tendência de aumento de precipitação líquida nas últimas décadas na região. As geleiras que apresentaram perda percentual intermediária apresentaram padrão quanto à elevação máxima, todas elas possuem seu ponto mais alto entre 300-400m, com exceção de Krak e Viéville, que são alimentadas pelo ponto mais alto do campo de gelo Kraków (403m).

Figura 12 - Geleiras Professor (A), Krak (B), Rybak (C), e Szymanowski (D). Fonte Rosemary Vieira, 2011 (A e B) E Marinha do Brasil, 2007 (C e D).



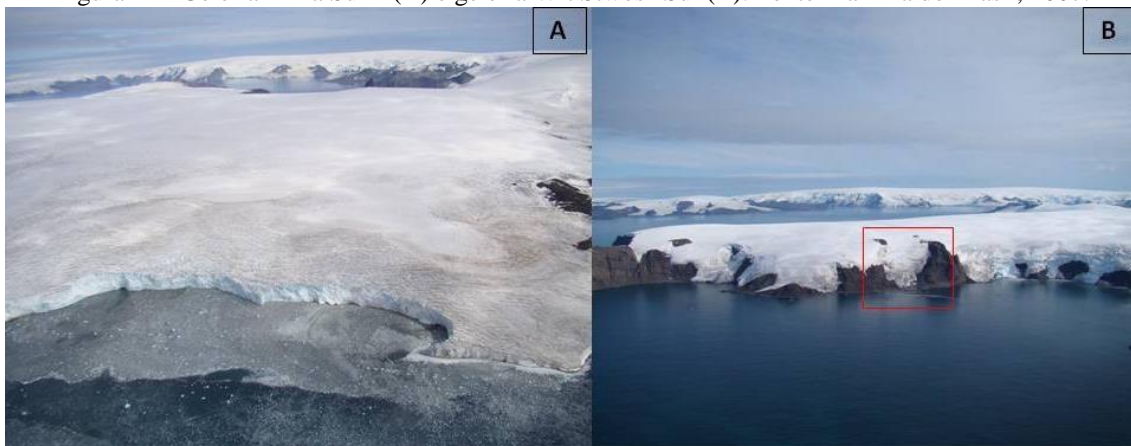
As geleiras de maré, que apresentam declividade no setor frontal acima de 45%, correspondem a Dobrowolski Sul (Figura 13) e Wyspianski, estas possuem perda de valor de área percentual de 39,74% e 38,86%, respectivamente. Estas perdas semelhantes evidenciam que as maiores declividades no setor frontal podem influenciar no grau de desprendimento de *icebergs* e posteriormente levá-las a estabilizarem suas frentes no embasamento rochoso quando diminuem de espessura.

Figura 13 - Geleira Dobrowolski Sul. Fonte Kátia Kellem da Rosa, 2011.



As geleiras de menor perda percentual de área no período foram Wit Stwosz Sul, Anna Sul 1 e Anna Sul 2 (Figura 14). Estas estão dentre as que possuem maior área do campo de gelo com exceção de Wit Stwosz Sul, a qual apresenta área de 2,24 km² e máximas elevações de 400-500m, para as duas maiores, e de 300-400m, para a menor delas. Também apresentam elevações mínimas no setor frontal, com exceção de Wit Stwosz Sul que, por ter término em terra, apresenta elevação na frente de 100-200 m.

Figura 14 - Geleira Anna Sul 2 (A) e geleira Wit Stwosz Sul (B). Fonte Marinha do Brasil, 2007.



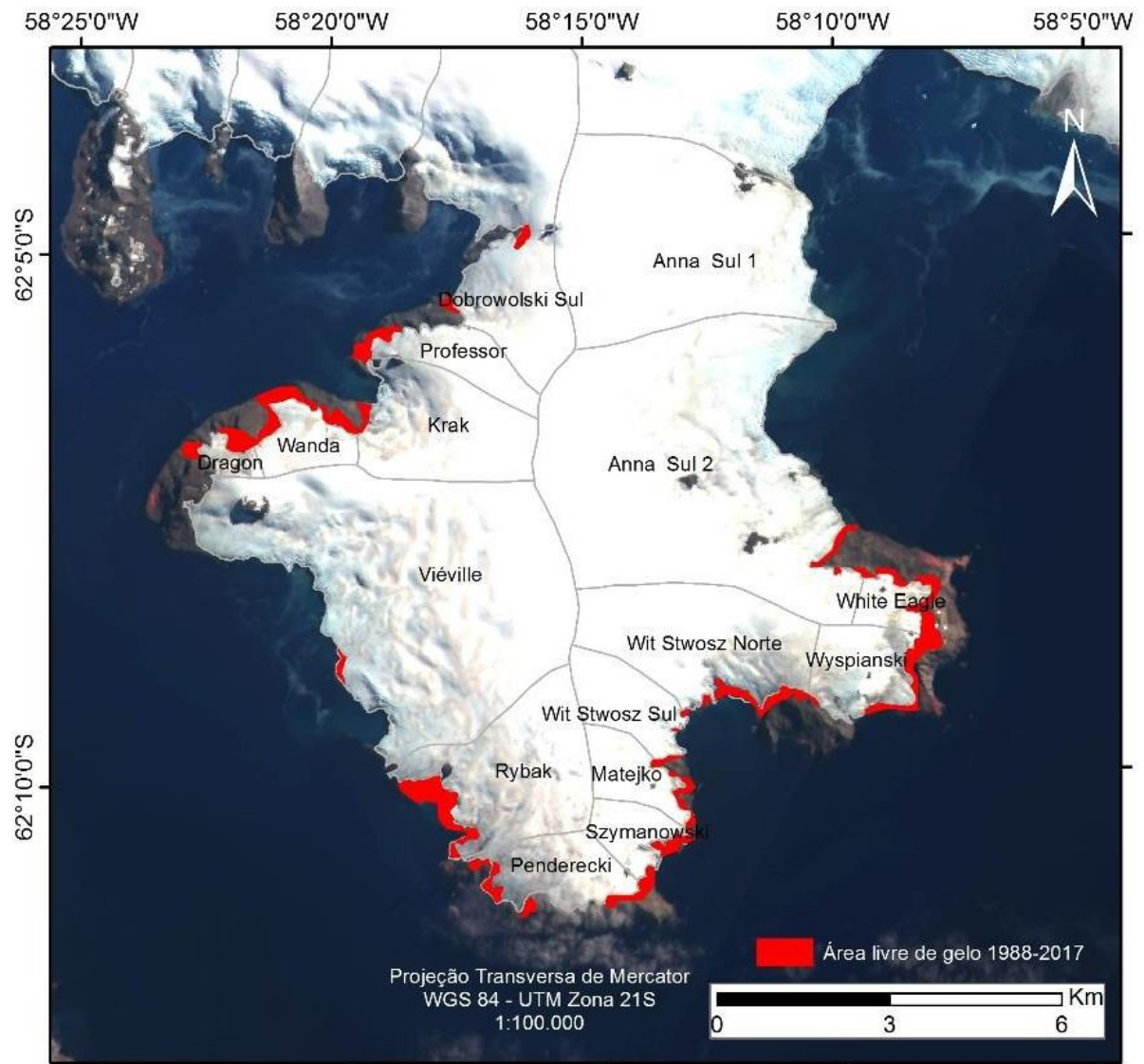
As geleiras de maior perda de área total no período 1988-2017 foram: Dobrowolski Sul (1,9 km²), Viéville (4 km²), Penderecki (1,4 km²), Wyspianski (1,13 km²), Anna Sul 2 (2,12 km²), destas, a única que apresenta frente terrestre é a Penderecki, as demais todas são geleiras de maré e provavelmente apresentam batimetria menos rasa da área de estudo, e assim, a perda

frontal ocorre também por influência do mar (temperatura do oceano e ondas influenciando o desprendimento de icebergs) e há ausência de ancoragem no setor frontal (pode haver maior velocidade de fluxo e perda de massa), com exceção de Penderecki.

Analisando-se todo o período, os resultados encontrados de contínua retração, na área de estudo, vão ao encontro de diversos estudos que têm evidenciado perda de áreas de geleiras e retração de frentes na ilha Rei George (SARTORI 2013; SIMÕES *et al.*, 2015). Caña (2016), evidenciou a redução de área da geleira Polar Club entre 1981-2015, em 2,95km², representando perda de área total de 9,44%. Rosa *et al* (2014) evidenciou retração das geleiras Krak, Dobrowolski e Wanda no período de 1979 a 2000 e ainda uma continuidade nas décadas posteriores relacionada à tendência de aumento da temperatura média superficial do ar, e também ao aumento de precipitação líquida na região da PA.

Este processo de perda de área das geleiras do campo de gelo Kraków está diretamente relacionado com a tendência de aumento das temperaturas médias do ar (da década de 50 ao início da década de 2000) (MORRIS e VAUGHAN, 2003; CARRASCO, 2013; IPCC, 2013), aumento de dias com precipitação líquida no verão e o aumento de número de dias em que a temperatura média ultrapassou os 0°C nas últimas décadas (SIMÕES, 2015). Verificou-se que algumas geleiras (Professor, Krak, Wanda, Dragon, Szymanowski, Matejko, Wit Stwosz Sul, White Eagle, Anna Sul 2) diminuíram a taxa de retração no período 2000-2017, evidenciando que algumas geleiras podem refletir, entre outros fatores (mudança de configuração de término e ancoragem rochosa submarina frontal), em poucos anos a tendência de resfriamento atmosférico registrado nas últimas duas décadas no estudo de Turner *et al.* (2016). Com a retração, houve o aumento de 3,63 km² (Figura 16) de novas áreas livres de gelo, para Convey (2006) essa mudança ambiental traz consequências para a biota na região.

Figura 15 - Mapa das novas áreas livres de gelo no campo de gelo Kraków.



Comparando as taxas de retrações evidenciadas (quadro 6) à metodologia proposta pelo *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS, 2013) e RAU (2004), para caracterização da dinâmica atual destas geleiras, classifica-se estas retrações como pequenas, pois são inferiores a 20 metros por ano. Mas se for observar as perdas percentuais de suas áreas, considera-se que as geleiras do campo de gelo Kraków apresentaram perdas significativas de área. Todas as geleiras apresentaram valores de retração para os períodos em análise. Com exceção de White Eagle, que de 2000 a 2017, não apresentou taxa de retração, sua maior perda foi no período anterior, de 1988 a 2000, correspondendo a 29% de perda de área (do total de 1,34 km² em 1988).

5 CONCLUSÕES

O campo de gelo Kraków apresentou 16,85 km² de total de área perdida no período de 1956/1988 a 2017. Com a retração houve um aumento de 3,63 km² de áreas expostas. A retração das geleiras, em taxa anual, é considerada pequena, mas as perdas percentuais relativas às áreas das geleiras são significativas. Algumas geleiras, em perda percentual de área, foram classificadas em geleiras com maiores (Dobrowolski Sul 39,74%, Wanda 33,33%, Dragon 62,37%, Penderecki 42,94%, Wyspianski 38,96%, White Eagle 29,1%), intermediárias (Professor 17,94%, Krak 15,25%, Viéville 17,24%, Rybak 12,67%, Szymanowski 22,36%, Matejko 11,29%, e Wit Stwosz Norte 11,24%) e menores (Wit Stwosz Sul 4,27%, Anna Sul 1 6,38%, e Anna Sul 2 9,46%). As geleiras Wanda, Dragon e White Eagle e Penderecki mudaram suas configurações de término de maré para terrestre recentemente.

Através deste estudo foi possível verificar as mudanças ocorridas na área, pois os dados apontaram considerável redução nas frentes das geleiras. As que apresentaram maior percentual de retração foram geleiras Dragon (que perdeu mais da metade de sua área desde o primeiro mapeamento em 1956, com total de 62,37%, e hoje apresenta área de 0,38 km²), Penderecki com 42,94%, Dobrowolski Sul com 39,74%, Wyspianski com 38,96%, Wanda com 33,33% e White Eagle com 29,1%.

Não foi encontrada relação significativa entre algumas das características morfométricas das geleiras, principalmente quanto à orientação solar. A causa da retração das frentes das geleiras do campo de gelo Kraków não resulta de um único fator e sim da combinação de vários fatores que foram analisados neste estudo, declividade das frentes, elevação no setor frontal, área e principalmente a configuração de término de cada uma delas.

Porém, cada geleira responde de maneiras e tempos diferentes às variações ambientais, dependendo, provavelmente, de sua posição geográfica, área, declividade, elevação e de outras variáveis, como precipitação, taxa de derretimento anual e velocidade do gelo. O contínuo processo de retração apresentado reflete à tendência de aquecimento atmosférico de várias décadas, mesmo que as últimas décadas tenham registrado tendência à resfriamento. Algumas geleiras podem ter demonstrado resposta a este resfriamento, como é o caso das geleiras Professor, Krak, Wanda, Dragon, Szymanowski, Matejko, Wit Stwosz Sul, White Eagle, Anna Sul 2, as demais não respondem em anos, mas em mais décadas, à variabilidade climática regional. As geleiras que tiveram diminuição na perda de área no período entre 2000 a 2017, comparativamente aos demais analisados, possuem características distintas e podem ter mudado suas condições ambientais para uma maior estabilização da frente

(por provável diminuição do desprendimento de icebergs devido a uma ancoragem em substrato rochoso).

Utilizando-se dados do satélite Sentinel- 2 e Landsat 8 foi possível realizar a atualização das linhas de frente das dezesseis geleiras do campo de gelo para o ano de 1988 e 2017 e ainda delimitar as áreas onde houve retração das frentes. Através do MDE foi possível verificar declividade, hipsometria, direção de fluxo e orientação de cada umas das geleiras e assim, entender a causa das geleiras estarem retraindo continuamente. Estudos geomorfológicos, como a identificação de feições morânicas, indicadoras de processos de avanço e retração, que possam estar preservadas são relevantes para trabalhos futuros, já que a retração no campo de gelo Kraków gerou novas áreas de solo/rocha exposta.

A integração dos dados em SIG possibilitou gerar um banco que permitirá o monitoramento contínuo das geleiras, além do estudo comparativo com outras massas de gelo para melhor entender as diferenças de sensibilidade às mudanças ambientais regionais.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, A.M. Delimitação de geoambientes na península Potter, ilha Rei George (Antártica Marítima), utilizando dados COSMO-SkyMed e Quickbird. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Sensoriamento Remoto, p. 150, 2013.

ANDRADE, A. M. de; ARIGONY-NETO, J.; POELKING, E. L.; SCHAEFER, C. E. G. R.; BREMER, U. F.; FERNANDES FILHO, E. I. Avaliação da influência da radiação solar na distribuição superficial da vegetação na península Potter, Antártica Marítima. *Revista Brasileira de Cartografia*, v. 21, n. 66, p. 14-26, 2014.

AHLERT, S. e SIMÕES, J.C. O sensoriamento remoto como recurso no estudo da Antártica. 4 Jornada de Educação em Sensoriamento Remoto no Âmbito do MERCOSUL. Brasil, p. 5, 2004.

AHLERT S. Variações morfológicas do campo de gelo da ilha Brabant, Antártica. Dissertação de Mestrado. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 102, 2005.

ARIGONY NETO, J.; BREMER, U. F.; SIMÕES, J. C. Variações nas frentes de gelo da Enseada Martel, Ilha Rei George, Antártica, entre 1956 e 2000. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10, Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: INPE, 2001, p. 709-711, 2001.

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.

ARIGONY NETO, J. Monitoring glacier parameters on the Antarctica Peninsula. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, Faculty of Florest and Enviromental Science, 136 p., 2006.

BINJANTA, R. The local surface energy balance of the Ecology glacier, King George Island, Antártica: measurement sand modeling. *Antarctic Science*, v. 7, n. 3, p. 315-325, 1995.

BIRKENMAJER, K. Retreat of Ecology Glacier, Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica), 1956-2001. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, v.50, p.15-29, 2002.

BIRKENMAJER, K. Geology of Volcanic Rocks (Upper Cretaceous-Lower Tertiary) at Potter Peninsula, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, v. 46-2, p. 147-155, 1998.

BRAUN, M.; GOSSMANN, H. Glacial changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, maritime Antarctica. In: BEYER, L.; BÖLTER, M. (Org.). *Geocology of Antarctic ice-free coastal landscapes*. Berlin: Springer-Verlag. p. 75-89, 2002.

BRAUN, M.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S.; BREMER, U. F.; SAURER, H.; AQUINO, F. E. A new satellite image map of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Polar Forschung*, v. 71, p. 47-48, 2001.

BRAUN, M.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S. e GOBMAN, H. The influence of largescale atmospheric circulation on surface energy balance and ablation on King George Island, Antarctica. *International Journal of Climatology*, p. 21-36, 2001.

BRAUN, M. e GOBMAN, H. Glacial changes in the area of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Antarctica. In: Beyer, M. & Boelter, M. (ed.): *Geo Ecology of Terrestrial Antarctic Oases*, Springer Verlag, p. 75-89, 2002.

BRAUN, M.; SAURER, H. e GOBMAN, H. Climate, energy fluxes and ablation rates on the ice cap of King George Island. *Pesquisa Antártica Brasileira*, v.4, p. 87-104, 2004.

BREMER, U. F. *Morfologia e Bacias de Drenagem da Cobertura de Gelo da ilha Rei George, Antártica*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. p.117, 1998.

BREMER, U. F.; ARIGONY NETO, J.; SIMÕES, J. C. Teledetecção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. *Pesquisa Antártica Brasileira*, n. 4, p. 37-48, 2004.

BROWKER, D. E.; DAVIS, R. E.; MYRIK, D. L. e JONES, W. J. Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies. *EUA: NASA*. p. 184, 1985.

DE ANGELIS, H. e SKVARCA, P. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299, p. 1560–1562, 2003.

CAÑA, B. B. *Caracterização geomorfológica das áreas livres de gelo e flutuações na geleira Polar Club, Península Potter, Ilha Rei George / Betânia Bonada Caña*. 90 f, Dissertação (Mestrado) -Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BRRS,2016.

CARRASCO, J.F. Decadal Changes in the near-surface air temperature in the western side of the Antarctic Peninsula. *Atmospheric and Climate Sciences*, 3, p. 275–281, 2013.

CHWEDORZEWSKA, K. J. Terrestrial Antarctic ecosystems in the changing world: an overview. *Polish Polar Research*, n. 30, p. 263-276, 2009.

CONVEY, P. Antarctic Terrestrial Ecosystems: Responses to Environmental Change. *Polar Forschung*, 75 (2-3), p. 101-111, 2006.

CONVEY, P. Geothermal bryophyte habitats in the South Sandwich Islands, maritime Antarctic. *Journal of Vegetation Science* 17: 529-538, 2006.

COOK, A. J; FOX, A. J; VAUGHAM, D. G. e FERRIGNO, J. G. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. *Science*, v. 308, n. 22, p. 541544, 2005.

CUFFEY, K.M. and W.S.B. PATERSON. 2010. *The physics of glaciers*. Fourth edition. Amsterdam, etc., Academic Press. 704pp.

CURL, J. E. A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica. Ohio State University, Institute of Polar Studies Report, v. 63, p. 129, 1980.

DOMACK, E. W. e ISHMAN, S. E. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1175-1189, 1993.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. disponível em: <<https://www.embrapa.br/en/monitoramento-por-satelit>>. Acesso em: 12 de setembro de 2017.

FERNANDO, F. A.; ROSA, K. K. Sobre el calentamiento global en la Isla Rey Jorge: procesos y evidencias en el glaciar Wanda y su entorno. *Revista Informaciones Geográficas*, v. 41, p. 25-40, 2009.

FERREIRA, A. B. Os ambientes periglaciários e o significado das manifestações periglaciárias herdadas. *Finisterra Revista Portuguesa de Geografia*, v. 26, n. 51, p. 84-105, 1991.

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

FURBISH e ANDREW *et al.* The Use of Hypsometry to Indicate Long-Term Stability and Response of Valley Glaciers to Changes in Mass Transfer. 1984

GLASSER, N.F. and SCAMBOS, T.A. A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice shelf collapse. *Journal of Glaciology* 54(184) 3–16, 2008.

HARRIS, C. M. 1991a. Environmental effects of human activities on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Polar Record* 27 (162): 193-204.

IDALINO, F. D. Aplicação do Aster-Gdem v.2 e Sig Na Análise das Alterações nas Bacias de Drenagens no Monte Melimoyu (44 ° 5's - 72 ° 51'w) - Chile. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão de Curso. 2016.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. Climate change 2013: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report. IPCC, Geneva, Switzerland.

KÄÄB, A. The potential of Sentinel-2 for investigating glaciers and related natural hazards. EGU General Assembly, held 17-22 April, 2016 in Vienna Austria, id. EPSC2016-14036. Department of Geosciences, University of Oslo, Norway 2016

KÄÄB, A., WINSVOLD S.H., ALTENA B, NUTH C., NAGLER T., WUITE J. Glacier remote sensing using Sentinel-2. Part I: Radiometric and geometric performance, and application to ice velocity. *Remote Sensing*, 8(7), 598, 2016.

KNAP, W. H.; OERLEMANS, J. e CADEE, M. Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*, v. 23, p. 154-159, 1996.

KEJNA et al., 1998; BOLCH e KAMP, 2006; ANDRADE et al., 2011; POELKING et al., 2014; ROSA et al., 2014a; SIMÕES et al., 2015),

KUHN, M. Reactions of mid-latitude glacier mass balance to predicted climatic changes, in *Glaciers, ice Sheets*. Committee on Glaciology, National Academy Press, Washington, pp248-254 (1985)

LINDEMANN, D. S. Variações de temperatura no continente antártico: observações e reanálises. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais. 2012.
MOREIRA, M. A. 2005. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação. Viçosa: UFV, 3 ed. p. 320, 2005.

LUCKMAN, A. BENN, D.I.; COTTIER, F. BEVAN, S. NILSEN, F. e INALL, M. Calving rates at tidewater glaciers vary strongly with ocean temperature. *Nature Communications*. p. 6-7, 2015.

MORRIS, E. M. e VAUGHAN, D. G. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves.

DOMACK, E. L. A.; BURNETT, A.; BINDSCHALLER, R.; CONVEY, P. E KIRBY, M (ED.) Antarctic Peninsula climate variability historical and paleo environmental perspectives. Washington: D.C. American Geophysical Union, p. 61-68, 2003.

NOVO, E. M. L. de M. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. São Paulo: Blucher, 4 ed. p. 387, 2010.

OVSTEDAL, D. O. e SMITH, R. I. L. Lichens of Antarctica and South Georgia: A guide to their Identification and Ecology. Cambridge: Cambridge University Press, p. 453, 2001.

OERLEMANS, J., Glaciers as indicators of a carbon dioxide warming. *Nature*, 320, p. 607 – 609, 1986.

OERLEMANS, J., ANDERSON, B., HUBBARD, A., HUYBRECHTS, P., JÓHANNESSON, T., KNAP, W., SCHMEITS, M., STROEVEN, A., DE WAL, R. V., WALLINGA, J. & ZUO, Z. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Clim. Dynam.* 14: 267–274, 1998.

PARK, B. K.; CHANG, S. K.; YOON, H. I. e CHUNG, H. Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, v. 27, p. 633-635, 1998.

PATERSON, W. *The Physics of Glacier*. Amsterdam. Elsevier, 3 ed., p. 496, 1994.

PAUL, F., WINSVOLD, S.H. A. KÄÄB, T. NAGLER AND G. SCHWAIZER. Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. *Remote Sens.*, 8(7), 575, 2016.

PETSCH, C. Sensoriamento Remoto da Calota de Gelo da Ilha Renaud- Antártica. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geografia. p. 115, 2014.

PUNKARI, M. Function of ice streams in the Scadinavian ice sheet: analyses of glacial geological data from south western Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburg - Earth Sciences*, v. 85, p. 283-302, 1995.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S (Ed.). *The maritime Antarctic coastal Ecosystem of Admiralty Bay*. Warsaw, Polish Academy of Sciences, p. 27-30, 1993.

RAU, F., MAUZ, F., VOGT, S., KHALSA, S. J. S. & RAUP, B. *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory*. GLIMS Regional Center ‘Antarctic Peninsula’. Alemanha, Institut für Physische Geographie, Freiburg, p. 36, 2004.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S (Ed.). *The maritime Antarctic coastal Ecosystem of Admiralty Bay*. Warsaw, Polish Academy of Sciences, p. 27-30, 1993.

REES, W. G. *Remote Sensing of snow and ice*. Boca Raton: CRC Press. p. 285, 2006.

REKOWSKY, Isabel Cristiane. Variações de área das geleiras da Colômbia e da Venezuela entre 1985 e 2015, com dados de sensoriamento . Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia-UFRGS Porto Alegre, 2016.

ROSA, K.K.; SARTORI, R. Z. Análise das mudanças ambientais da Geleira Viéville, Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica. *Pesquisas em Geociências*, 42 (1): 61-71, jan./abr. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, 2015.

ROSA, K. K. Formas e processos dos ambientes de deglaciação das geleiras Wanda e Ecology, Ilha Rei George, Antártica. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado, 2008.

ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; FERRANDO, F.J.; SIMÕES, J.C. Feições sedimentológicas e geomorfológicas do ambiente de deglaciação das geleiras Wanda e Ecology, ilha Rei George. Antártica. *Revista Pesquisas em Geociências*, 2009.

ROSA, K. K. Dinâmica glacial, sedimentológica e variações ambientais em geleiras na enseada Martel, Ilha Rei George, Shetlands do Sul. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de doutorado, 2012.

ROSA K.K., SIMÕES C.L., VIEIRA R., MAROTTA H., SIMOES J.C. Recent glaciological and geomorphological changes in Kraków ice Field and Collins Glacier, King George Island, Antarctica. In: XXXIII SCAR Open Science Conference, 2014, Auckland, 2014.

ROSA, K. K.; SOUZA, E. J. R.; VIEIRA, R. e SIMÕES, J. C. The landforms and pattern of deglaciation of the Dragon glacier, King George Island, South Shetlands, Antarctica. *Revista Geografia*, 2014.

ROSA, K. K. Modelamento da evolução de ambientes glaciais para a detecção de indicadores de mudanças climáticas regionais. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2016.

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

SETZER, A.; ROMÃO, M.; AQUINO, F. E. Antártica: Relação Climática com a América do Sul. Contribuição mensal em Item 7, Climanálise Boletim de Monitoramento e Análise Climática, CPTEC, Vol.23, nos. 1 a 12, 2008.

SHEPHERD, A.; WINGHAM, D.; PAYNE T. e SKVARCA P. Larsen ice shelf has progressively thinned. *Science*, 302(5646), p. 856– 859, 2003.

SIEVERS, J.; BENNAT, H 1989. Reference Systems of maps and geographic information systems of Antarctica. *Antarctica Science*.

SIEVERS, J.; BENNAT, H. e HEIDRICH, B. Topographic-glaciological features rendered in ERS-1 SAR and optical image data. *Revista SELPER* 9 (1/2): 17-22, 1993.

SLAYMAKER, O.; KELLY, R. *The Cryosphere and Global Environmental Change*. Blackwell Publishing. p. 261, 2007.

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

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

SIMÕES, J.S.; FERRON, F.A.; BERNARDO, R.T.; ARISTARAIN, A.J.; STIÉVENARD, M.; POURCHET, M.; DELMAS, R.J. Ice core study from the King George Island, South Shetlands, Antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 2004.

SIMÕES, J.C.; EVANGELISTA, H.; CAMPOS, L. S.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A E.; BREMER, U. F. Antártica e as Mudanças Globais - Série Sustentabilidade. José Goldemberg (coord). Série Sustentabilidade. Blucher, 2011.

SIMÕES, J. C. Antártica e as mudanças globais: um desafio para a humanidade. José Goldemberg (Coord.). Série Sustentabilidade. São Paulo: Blucher. p. 168, 2011.

SIMÕES, C. L, Retração das geleiras Drummond e Widdowson em resposta às recentes mudanças ambientais na Península Antártica (1957-2016). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 70 f., 2017.

SLAYMAKER, O.; KELLY, R. The Cryosphere and Global Environmental Change. Blackwell Publishing. p. 261, 2007.

SOTILLE, M. E. Avanço e retração de área glacial no extremo norte da península Trinity, Antártica, entre 1988 e 2015. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós graduação em Sensoriamento Remoto. 89 f.

USGS. United States Geological Survey. 2015. Earth Explorer. Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov>>. Acesso em:

TEDESCO, M. Electromagnetic properties of componentes of the cryosphere p. 17-30. (Org. TEDESCO, M.). Remote Sensing of the Cryosphere, The Cryosphere Science Series, New York, Wiley Blackwell, p. 17–30, 2015.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R. A.; CONVEY, P.; Di PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D. A.; MAYEWSKI, P. A. e SUMMERHAYES, C. P.(eds.). Antarctic Climate Change and the Environment. Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research, p. 1-32, 2009.

Variations in Surface Velocities of Tidewater Glaciers of the Antarctic Peninsula Between the Periods 1988-1991 and 2000-2003. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/273204224_Variations_in_Surface_Velocities_of_Tidewater_Glaciers_of_the_Antarctic_Peninsula_Between_the_Periods_1988-1991_and_2000-2003>. Acesso em: 11 de novembro de 2018.

VAUGHAN, D.G.; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M.; PARKINSON, C.; MULVANEY, R.; HODGSON, D.A.; KING, J.C.; PUDSEY, C.J. e TURNER, J. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. Climatic Change, 60, p. 243–274, 2003.

VAUGHAN, D.G. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(1). p. 147–152, 2006. Rees 2006.

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

ZEMP, M.; ROER, M; KÄÄB, A; HOELZLE, M; PAUL, F e HAEBERLI, W. Global Glacier Changes: facts and figures. UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 2008.