

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

**EVOLUÇÃO HIDRO GEOMORFOLÓGICA DA ZONA
PROGLACIAL DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE,
ANTÁRTICA**

CARINA PETSCH

PROFESSOR ORIENTADOR: JEFFERSON CARDIA SIMÕES

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2018

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

**EVOLUÇÃO HIDRO GEOMORFOLÓGICA DA ZONA
PROGLACIAL DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE,
ANTÁRTICA**

CARINA PETSCH

PROFESSOR ORIENTADOR: JEFFERSON CARDIA SIMÕES

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. André Medeiros de Andrade

Prof. Dra. Kátia Kellem da Rosa

Prof. Dr. Luiz Felipe Velho

Prof. Dra. Rosemary Vieira

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Petsch, Carina
EVOLUÇÃO HIDRO GEOMORFOLÓGICA DA ZONA PROGLACIAL
DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA /
Carina Petsch. -- 2018.
120 f.
Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Antártica. 2. geleiras. 3. geomorfologia
glacial. 4. Ilha Rei George. 5. Geleira Collins. I.
Cardia Simões, Jefferson, orient. II. Título.

DEDICATÓRIA

*Dedico aos meus pais.
Mãe, obrigada por me ensinar a ser
eu mesma.*

“A sustentação é que amanhã já vem
Logo mais, amanhã já vem
Chega dessa pele, é hora de trocar
Por baixo ainda é serpente
E devora a cauda pra continuar”

Serpente - Priscilla Novaes Leone

AGRADECIMENTOS

Professor Jefferson, meu orientador durante toda pós-graduação, obrigada pela paciência, conselhos e todo aprendizado nessa fase. Professora Kátia, obrigada por todas ideias, conversas e conhecimento morâinico adquirido. Professores (as) Rosemary, Luiz Felipe, André Medeiros, Francisco Aquino, Ulisses Bremer pela ajuda e participação nas bancas. Professor Matthias Braun por ter sido meu orientador do doutorado sanduíche.

Aos amigos do CPC: Anderson, Bijeesh, Carol Simões, Claudinha, Enoil, Filipe Idalino, Flávia Moraes, Flavia Tavares, Fran, Kauana, Manu, Mary, Pedro Amaral, Pedro Valente, Rafa, Ronaldo, Venisse e Zé Mauro muito obrigada jovens por todas caçadas Pokémon e conversas sobre Diva Depressão, sub-celebridades e Britney. As amigas que conheci durante as disciplinas e pela UFRGS “Ana Rita, Deinha e Aline vamos ser doctoras”. Alexandre, Jessica e Felipe, obrigada por terem partilhado experiências alemãs regadas a pão e *schnitzel*.

A minha família, e em especial ao meu pai e a minha prima Dani, obrigada pelo apoio (aquele toque de cabeça). Amigas sussuienses/beltrãoenses Valéria, Carol, Andreia e Jessica, vamos fazer um piquenique para comemorar? Humberto, Barreta, João, Marcelo, Andrews, Elisa e professora Rose obrigada pelo apoio e chocolate compartilhado nos trabalhos de campo. Trouxinhas do 302, Pri e Jhonny, obrigada pelas noites cantando Wanessa para desestressar. Shine it on!

Milena, obrigada por todo apoio e por me ouvir nessa parte final. Obrigada por me acalmar e produzir frangos grelhados. Que você fique ao meu lado em muitas outras experiências da minha vida.

Agradeço a CAPES, PROANTAR, FAPERGS e INCT da CRIOSFERA pela bolsa concedida ao longo do doutorado bem como do financiamento para realização dos trabalhos de campo. E também agradeço as bases Escudero e Artigas pela logística oferecida na península Fildes.

RESUMO

As geleiras são indicadores sensíveis às mudanças climáticas, aquelas áreas marginais à geleira e proglaciais apresentam várias mudanças decorrentes da retração das geleiras. Dessa forma, esta tese propõe um modelo de desenvolvimento hidrológico e geomorfológico da zona proglacial de uma geleira no sul da ilha Rei George, ilhas Shetland do Sul, Antártica no período desde a Pequena Idade do Gelo até 2017. A compartimentação do relevo e mapeamento geomorfológico proglacial foi feito a partir de Modelo Digital de Elevação gerado a partir de imagens TanDEM-X e de uma imagem QuickBird de 2008, além de coletas de sedimentos em campo. Já para a caracterização da fenologia de gelo da superfície de lagos proglaciais, foi feita uma correlação da área de superfície líquida, obtida em imagens TerraSAR X de 2011, com as variáveis temperatura, precipitação e vento. O cenário de evolução da geleira (chamada localmente de geleira Collins) até 2070 foi elaborado a partir de metodologia de Ruckamp *et al.* (2011). Os compartimentos na península onde encontra-se a geleira (península Fildes) são planaltos e depressões que possuem como principais formas associadas paleovales em U e vales em anfiteatro que foram posteriormente retrabalhados por canais de degelo e processos intempéricos. A área proglacial não é homogênea e a frente da geleira apresentou distintos ambientes que foram mapeados nessa tese em setores. Os setores do lado leste são os mais dinâmicos da geleira, pois além de apresentar vários canais de água de degelo, tem feições como *flutings* e morainas de recessão. No cenário do comportamento da geleira para o futuro, são justamente essas áreas que deverão ser as primeiras a apresentarem retração, até 2030. É provável que no futuro, com a retração da geleira, devido a configuração do relevo subglacial, haverá formação de lagos, alagados e canais nas suas porções mais côncavas e mais tempo de atuação dos processos paraglaciais. Os setores voltados para a passagem de Drake indicam um sistema glacial ativo com capacidade de transporte de material de diferentes tamanhos e quantidade. No futuro essa área, devido ao relevo subglacial e hidrologia, provavelmente não terá a formação de lagos e feições como *flutings* ou morainas de recessão, se caracterizando como mais estável. Quanto a formação atual dos lagos, 7 dos 15 lagos analisados para o verão de 2011 apresentaram correlação significativa (ρ maior que 0,4) com a temperatura, enquanto 11 lagos responderam significativamente para precipitação. Os lagos atingem a área máxima de superfície líquida no final de fevereiro e congelam completamente no início de abril. O cenário de variação espacial da frente da geleira Collins revela a continuidade do processo de retração para as próximas décadas, com perda de 35% de sua área até 2070. No primeiro momento, a retração na zona proglacial formará uma área instável com alta quantidade de sedimentos nos canais. A fixação da vegetação contribuirá nessa fase para aumento da infiltração de água de degelo no solo (formação de alagados), aumento da força e cisalhamento do solo até que a paisagem atinja uma fase estável, com indícios de atividade periglacial entre 2050 e 2070.

Palavras-chave: zona proglacial, geleira, lagos proglaciais, morainas, península Fildes.

ABSTRACT

Glaciers are sensitive indicators of climate change, those marginal and proglacial areas show several changes due to glaciers retraction. Having this in mind, this thesis proposes a hydrological and geomorphological development model for the proglacial zone of a glacier in the south of the King George island, South Shetland Islands, Antarctica in the period between the Little Ice Age and 2017. The relief compartmentation and proglacial geomorphological mapping was done using a Digital Elevation Model generated from TanDEM-X images and a QuickBird image from 2008, in addition to field sediment samples. For the characterization of the ice phenology of the proglacial lakes surface, a correlation of the net surface area, obtained from 2011 TerraSAR X images, was made with temperature, precipitation and wind variables. The evolution of the glacier (locally called Collins Glacier) until 2070 was elaborated using the methodology by Ruckamp *et al.* (2011). The compartments in the peninsula where the glacier is located (Fildes Peninsula) are plateaus and depressions that have U paleovalley sand amphitheatre valleys as main forms later reworked by melting channels and interperic processes. The proglacial area is not homogeneous and the glacier front has different environments that were mapped in this thesis in sectors. The glacier eastern sectors are the most dynamic ones, as they have several melting water channels, features like flutings and moraines of recession. In the scenario for the future behaviour of the glacier, it is possible that these areas that will be the first ones to present retraction, until 2030. It is probable that in the future, with the retraction of the glacier, due to the configuration of the subglacial relief, there will be formation of lakes, flooded areas and channels in their more concave portions and more time for operation of the paraglacial processes. The sectors orientated to the Drake Passage indicate an active glacial system with capacity to transport material of different sizes and quantity. In the future this area, due to subglacial relief and hydrology, probably will not have the formation of lakes and features like flutings or moraines of recession, characterizing itself as more stable. Regarding the current lake formation, 7 of the 15 lakes analysed for the 2011 summer presented a significant correlation (p greater than 0.4) with temperature, while 11 lakes responded significantly to precipitation. The lakes reached the maximum net surface area at the end of February and frozen completely at the beginning of April. The spatial variation scenario of the Collins Glacier front reveals the continuity of the retraction process for the coming decades, with a loss of 35% of its area by 2070. At the first moment, the retraction in the proglacial zone will form an unstable area with a high amount of sediments in the channels. In this phase, vegetation fixation will increase the infiltration of melting water into the soil (formation of floodwaters), increase of soil strength and shear until the landscape reaches a stable phase, with indications of periglacial activity between 2050 and 2070.

Key-words: proglacial area, glacier, proglacial lakes, moraines, Fildes peninsula.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	4
AGRADECIMENTOS.....	6
RESUMO	7
ABSTRACT	8
SUMÁRIO	9
LISTA DE FIGURAS	12
LISTA DE TABELAS.....	12
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	14
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Objetivo geral	18
1.1.1 <i>Objetivos específicos</i>	18
1.2 Caracterização da área de estudo	18
1.2.1 <i>Evolução geomorfológica da península Fildes</i>	22
1.2.1.1 <i>Gênese das depressões centrais: anterior à deglaciação</i>	22
1.2.1.2 <i>Deglaciação Holocênica</i>	23
1.2.1.3 <i>Formação das morainas de avanço: Pequena Idade do Gelo</i>	25
CAPÍTULO 2 - REFERENCIAL TEÓRICO.....	26
2.1 Hidrogeomorfologia de zonas proglaciais	26
2.1.1 <i>Regime termal das geleiras e água de degelo</i>	26
2.1.2 <i>Sistema de drenagem proglacial</i>	27
2.1.3 <i>Processos geomorfológicos em zonas proglaciais</i>	29
2.2 Sensoriamento Remoto aplicado a áreas proglaciais	31
2.2.1 <i>Radar de abertura sintética e TERRA SAR X</i>	31
2.2.2 <i>TERRA SAR X: aplicações na glaciologia</i>	32
CAPÍTULO 3 - GEOMORFOLOGIA GLACIAL E CONTEXTO PALEOGLACIOLÓGICO DA PENÍNSULA FILDES, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA.....	34
3.1 Introdução.....	34
3.2 Materiais e métodos	35
3.3. Resultados e discussões	36
3.3.1 <i>Deglaciação na península Fildes desde o Último Máximo Glacial</i>	36
3.3.2 <i>Compartimentação geomorfológica das unidades de relevo da península Fildes</i> ..	37
3.3.3 <i>Delimitação dos Vales</i>	41
3.3.4 <i>Evolução do grau de entalhamento dos vales</i>	42

3.3.5 Formas individuais de relevo erosivas e deposicionais inseridas nas unidades morfoesculturais	43
3.3.5.1 Vale Klotz (Vale A).....	43
3.3.5.2 Vale Norte – vale B	45
3.3.5.3 Vale C	45
3.3.5.4 Vale D.....	45
3.3.5.5 Vale E	46
3.3.5.6 Vale Grande (vale F)	46
3.3.5.7 Vale do Vento (vale G), vale H e I.....	46
3.3.5.8 Vale J.....	47
3.3.5.9 Vale K.....	47
3.4 Considerações finais.....	47
CAPÍTULO 4 - IDENTIFICAÇÃO E MAPEAMENTO EM MESOESCALA DA ZONA PROGLACIAL DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA.....	49
4.1 Introdução.....	49
4.2 Materiais e métodos	49
4.2.1 Análise granulométrica	50
4.2.2 Análise morfooscópica	50
4.2.3 Mapeamento geomorfológico de mesoescala da zona proglacial	52
4.3 Resultados e discussões	53
4.3.1 Análise sedimentológica e interpretação de geoformas deposicionais	53
4.3.1.1 Setor 1 - Flutings	54
4.3.1.2 Setor 1 - Morainas de recessão (formadas por material supraglacial)	55
4.3.1.3 Setor 2 - Morainas de recessão recentes	56
4.3.1.4 Setor 3: Morainas de recessão (formadas em ambiente glaciofluvial)	57
4.3.1.5 Setor 3 - Morainas de recessão (formadas por obstáculo rochoso)	58
4.3.1.6 - Setor 4 - Morainas de recessão/estagnação	59
4.3.1.7 Setor 1, 2 e 4 – Morainas de avanço.....	60
4.3.2 Mapeamento geomorfológico e interpretação dos ambientes deposicionais.....	62
4.4 Considerações finais.....	69
CAPÍTULO 5- DESENVOLVIMENTO HIDROLÓGICO E FENOLOGIA DE LAGOS DA PENÍNSULA FILDES – ANTÁRTICA	70
5.1 Introdução.....	70
5.2 Materiais e métodos	72
5.2.1 Imagens TerraSAR-X.....	72
5.2.2 Estatística da superfície lacustre líquida exposta com variáveis climatológicas	72

5.2.3 <i>Correlação da superfície líquida exposta com variáveis climatológicas – lago analisado em campo</i>	73
5.2.4 <i>Parâmetros climáticos</i>	73
5.3 Resultados e discussões	74
5.3.1 <i>Correlação com a temperatura do ar</i>	77
5.3.2 <i>Correlação com a precipitação</i>	77
5.3.3 <i>Correlação com o vento</i>	78
5.3.4 <i>Dias com temperatura positiva</i>	79
5.3.5 <i>Temperatura média do verão</i>	80
5.3.6 <i>Estação de ablação</i>	81
5.3.7 <i>Lago observado em campo em fevereiro de 2016</i>	81
5.3.8 <i>Lagos classificados com as imagens TSX</i>	83
5.4 Considerações finais	87
CAPÍTULO 6 - DESENVOLVIMENTO DA ÁREA PROGLACIAL E RETRAÇÃO DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA	89
6.1 Introdução	89
6.2 Materiais e métodos	91
6.2.1 <i>Possível variação espacial da frente da geleira e mudanças ambientais</i>	91
6.2.2 <i>Mapeamento da nova área proglacial</i>	92
6.3 Resultados	93
6.3.1 <i>Futura área e espessura da geleira Collins</i>	93
6.3.2 <i>Cenário para os próximos 10 anos</i>	93
6.3.3 <i>Cenário para os próximos 30 anos</i>	96
6.3.4 <i>Cenário para os próximos 50 anos</i>	97
6.4 Considerações finais	99
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS DA TESE	101
REFERÊNCIAS	106

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Antártica e da Península Fildes e geleira Collins.	21
Figura 2: As principais feições morfológicas da península Fildes na ilha Rei George.	22
Figura 3: Deglaciação na península Fildes.	37
Figura 4: Geologia da península Fildes.	38
Figura 5: Compartimentos do relevo encontrados para a península Fildes.	40
Figura 6: Relevo da península Fildes.	41
Figura 7: Principais feições identificadas com uso de perfis topográficos em alguns dos vales da península Fildes.	42
Figura 8: Grau de entalhamento dos vales encontrados na península Fildes.	43
Figura 9: Fotografias de vales da península Fildes.	44
Figura 10: Área proglacial da geleira Collins com a localização das amostras coletadas e setores mapeados.	51
Figura 11: Metodologia adotada para a interpretação dos depósitos geomorfológicos examinados neste trabalho.	52
Figura 12: Análise granulométrica e morfoscópica das amostras 3 e 4.	54
Figura 13: Análise granulométrica e morfoscópica das amostras 1 e 2.	55
Figura 14: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 5 e 6.	56
Figura 15: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 11 e 12.	57
Figura 16: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 8, 9 e 10.	58
Figura 17: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 15, 16 e 17.	60
Figura 18: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 7, 13 e 14.	61
Figura 19: Frente da geleira Collins na porção com gelo estagnado, <i>flutings</i> e morainas.	63
Figura 20: Montículos de morainas de recessão, moraina de recessão com vista da frente da geleira e perfil das morainas de recessão.	64
Figura 21: Morainas de recessão à frente de obstáculo rochoso na porção que a geleira está ativa; Sequência de morainas que indicam a recessão pós PIG; Moraina de recessão formada em ambiente glaciofluvial na zona proglacial distal.	66
Figura 22: Cordões morânicos de recessão/estagnação.	67
Figura 23: Lagos estudados classificados em três ambientes.	75
Figura 24: Índice de correlação entre a área líquida dos lagos x temperatura, precipitação e ventos.	79
Figura 25: Dias com temperatura acima de 0 °C.	80
Figura 26: Temperatura média dos meses de janeiro, fevereiro e março.	81
Figura 27: Lagos proglaciais da geleira Collins em diferentes datas de 2011.	84
Figura 28: Lagos da porção central da área proglacial em diferentes datas de 2011.	85
Figura 29: Lagos voltados para a passagem de Drake em diferentes datas de 2011.	86
Figura 30: Evolução da frente da geleira Collins até o ano de 2070.	94
Figura 31: Possível espessura e área da geleira Collins em 2070, mostrando os prováveis novos lagos e canais de drenagem proglacial, e lagos atuais que serão afetados pela perda de contato direto com a geleira.	98

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Síntese dos principais eventos no processo de deglaciação da península Fildes no Holoceno até a PIG.	25
Tabela 2: Variáveis físicas consideradas para realização da compartimentação geomorfológica.	36
Tabela 3: Chave de interpretação das feições deposicionais proglaciais e de contato com a geleira.	53
Tabela 4: Quadro síntese apresentando as características morfoscópicas e granulométricas, processo de formação e relevância ambiental das feições da área proglacial da geleira Collins.	68
Tabela 5: Imagens TSX utilizadas para classificação da superfície livre de gelo dos lagos.	73
Tabela 6: Parâmetros climáticos utilizados para o período de 1972–2017.	74
Tabela 7: Valores de Kolmogorov Smirnov Z e ρ para as variáveis de temperatura, precipitação, velocidade do vento e direção do vento.	76
Tabela 8: Área dos lagos analisados, e grupo pertencente sendo estes: proglacial (lagos que recebem água de degelo da geleira); menores: localizados na porção central da frente da geleira, com relevo que não permite incidência intensa de ventos, e com menor área; Drake: lagos que estão próximos a passagem de Drake e a incidência de vento é alta.	76
Tabela 9: Valores de Z , p-valor e índice de correlação para as variáveis climatológicas de temperatura e precipitação.	82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Antes do presente	A.P.
Índice de concentração de rugosidade	ICR
Modelo Digital de Elevação	MDE
Península Antártica	PA
Pequena Idade do Gelo	PIG
Radar de Abertura Sintética	SAR
TerraSAR-X	TSX

CAPÍTULO 1-INTRODUÇÃO

A Península Antártica (PA) é uma das áreas que apresentaram maior aquecimento da temperatura superficial do ar na Terra, na ordem de 3,0°C entre 1961 e 2000 (STEIG *et al.* 2009), sendo assim considerada uma região de mudanças drásticas nos sistemas climáticos e glaciais (BRAUN e HOCK, 2004). Da mesma forma, a região da Antártica Marítima¹ tem sofrido alterações em seus ecossistemas terrestres em função das recentes mudanças climáticas (BRAUN e GOßMANN, 2002). Vários estudos evidenciam a retração de geleiras, especificamente na ilha Rei George, relacionada ao aumento da temperatura do ar na região da PA entre 1948 e a primeira década do século XXI (SIMÕES e BREMER, 1995; BREMER, 1998; PARK *et al.* 1998; SIMÕES *et al.* 1999; BRAUN e GOSSMANN, 2002; ROSA *et al.* 2009; RÜCKAMP *et al.* 2011).

A partir de meados da primeira década deste século, algumas áreas da PA passaram a apresentar tendências de resfriamento (TURNER *et al.* 2016) e o registro de temperatura da PA das últimas três décadas passou de uma tendência de aquecimento de 0,32°C/década entre 1979–1997 para uma tendência de resfriamento de -0,47°C/década durante 1999–2014. Oliva *et al.* (2017) demonstraram que esse resfriamento iniciado em 1998/1999 tem sido mais significativo no norte e nordeste da PA e nas ilhas Shetland do Sul, modesto nas ilhas Orkney e ausente no sudoeste da PA. Contudo, ainda é difícil prever quais serão as consequências dessa tendência de resfriamento nos sistemas glaciais. Ainda, de acordo com Oliva *et al.* (2017), é difícil delinear a tendência da variabilidade decenal e interanual, particularmente quando os fatores naturais (como ENSO e SAM), bem como os fatores antropogênicos (emissões de gases de efeito estufa) desempenham papéis significativos na evolução do clima da Antártica e na PA em particular.

Entretanto, as geleiras respondem de maneiras diferentes às mudanças ambientais (CUFFEY e PATERSON, 2014). Para o caso da geleira Collins, localizada na ilha Rei George e com término em Terra, Simões *et al.* (2015) ressaltam que se trata de uma área sensível a variações climáticas, porque as massas de gelo estão próximas ao ponto de fusão sob pressão. Ainda segundo esses autores, a retração está ocorrendo nas

¹ O termo Antártica Marítima é utilizado para definir às áreas localizadas as margens do continente antártico e a um grupo de ilhas antárticas e subantárticas (HOLDGATE, 1970). Essa divisão biogeográfica é dada a partir das diferenças no clima e na vegetação da região em relação ao continente e outras zonas longitudinais (ØVSTEDAL e SMITH, 2001).

áreas de baixa espessura do pacote de gelo e exposição à maior radiação solar na face oeste (SIMÕES *et al.* 2015). Rückamp *et al.* (2011), usando dados de balanço de massa, indicam o quase total desaparecimento da geleira Collins em 200 anos e Barboza *et al.* (2004) apontam a retração da geleira Lange (na baía do Almirantado, ilha Rei George) em aproximadamente 26 metros para os próximos 100 anos. Assim, se faz imprescindível entender o recente comportamento e resposta hidro geomorfológica da zona proglacial, e elaborar cenários para a evolução desses ambientes.

Como consequência da retração das geleiras, várias feições geomorfológicas têm sido investigadas em ambientes glaciais, por exemplo, o aumento de depósitos de detritos em cristas morânicas, o que pode ser considerado como um dos primeiros efeitos das mudanças ambientais (BALLANTYNE, 2002). As características sedimentológicas e geomorfológicas glaciais também podem ser usadas para interpretar os processos subglaciais, inferir as condições termo-basais, a dinâmica de avanço e recuo da geleira e, assim, reconstruir a evolução do ambiente de deglaciação (BENNETT e GLASSER, 1996; GLASSER e HAMBREY, 2002).

De acordo com Quesada *et al.* (2006) a dinâmica dos canais de drenagem glaciais e todo sistema hidrológico são extremamente sensíveis às mudanças de temperatura do ar, que irão juntamente com outros parâmetros controlar suas formas de relevo e a distribuição destas. Mudanças na temperatura de superfície do ar causarão mudanças em lagos proglaciais, principalmente devido à retração de geleiras, além de produzir um aumento direto na temperatura da água, gerando aquecimento das rochas e solos da bacia glacial, e por consequência, aumentando o derretimento (QUESADA *et al.* 2006). Como resultado, esse processo pode ocasionar o aumento em área e em quantidade de lagos glaciais (WANG *et al.* 2011).

Quanto ao monitoramento constante de lagos proglaciais, dados de satélites e imagens de satélite são fontes importantes de informações para monitorar mudanças de curto e de longo prazo que ocorrem em um local específico ou regiões ao longo do tempo (JAWAK, 2015). Os lagos são potenciais fontes de informações indiretas das atuais variações climáticas e contribuem para entendimento dos efeitos do clima local (ADRIAN *et al.* 2009). A variabilidade e tendências na dinâmica dos lagos como rompimento do gelo da superfície e posterior congelamento ao longo de um período, chamada fenologia, é um indicador direto que pode ser relacionado com as condições climáticas e características físicas desses lagos (LATIFOVIC E POULIOT, 2007).

A Antártica é de difícil acesso e trabalhos de campo demandam logística mais avançada para realizar medições e observações diretas em todo sistema glacial, o que prejudica o entendimento dos processos hidrológicos. A escolha da área de estudo (a ilha Rei George) justifica-se exatamente pela acessibilidade, e conseqüentemente, três trabalhos de campo foram realizados. Com o banco de dados disponível foi possível realizar um estudo de monitoramento de área proglacial e acompanhamento da retração da geleira Collins para monitoramento em outras áreas com condições similares, configurando uma verdadeira “área laboratório”. Blindow *et al.* (2010) ressaltam que devido a boa acessibilidade da ilha Rei George, esta se torna o lugar ideal para estudar os efeitos do aquecimento atmosférico em pequenos domos de gelo com clima marítimo.

Com o recente processo de retração de geleiras na região da PA e ilhas adjacentes, torna-se importante o monitoramento das respostas da dinâmica proglacial e as suas interligações existentes. A relevância dos estudos na península Fildes também decorre da importância de monitorar uma das maiores áreas livres de gelo da Antártica Marítima. Nesse sentido, os principais avanços que esta tese irá apresentar são voltados para entendimento da dinâmica de deposição e formação de feições geomorfológicas e do comportamento sazonal hidrológico da área proglacial de uma geleira que está apresentando retração de sua frente (sem avanços) desde a Pequena Idade do Gelo (PIG), por volta de 650 anos atrás. Salienta-se que a pesquisa da tese irá avançar no mapeamento geomorfológico da península Fildes e no mapeamento inédito da área proglacial auxiliando no entendimento dos efeitos da retração da geleira Collins e as mudanças ambientais associadas.

Além disso, os impactos do aquecimento climático sobre a hidrologia e sedimentologia de bacias glaciais podem variar consideravelmente entre as diferentes zonas climáticas. Melhorar a compreensão dos impactos na dinâmica da frente da geleira e das mudanças climáticas na evolução hidrológica proglacial é um grande desafio científico por causa das diferentes e complexas interações hidroclimatológicas em distintas escalas espaciais e ambientes (MILNER *et al.* 2007). A escolha de uma área proglacial também se justifica por ser o ambiente que sofre com mudanças diretas diante das modificações no sistema glacial, seja em variação de área ou volume, causando mudanças ambientais no que se refere à vegetação, solos, retrabalhamento geomorfológico e canais de degelo.

1.1 Objetivo geral

Elaborar um modelo de desenvolvimento hidrológico e geomorfológico da zona proglacial da geleira Collins (Ilha Rei George) em resposta à dinâmica glacial no período entre a Pequena Idade do Gelo e 2017.

1.1.1 Objetivos específicos

- a) Analisar a evolução geomorfológica da península Fildes, elaborando a compartimentação do relevo e caracterização das feições geomorfológicas da península Fildes;
- b) Caracterizar e interpretar os processos geomorfológicos e formação de geoformas do ambiente proglacial, incluindo a área marginal ao gelo da geleira Collins;
- c) Realizar mapeamento do desenvolvimento hidrológico para todo verão de 2011, utilizando imagens TerraSAR X (TSX) e avaliar a variação de área líquida e sua relação com variáveis climatológicas;
- d) Criar cenário da evolução geomorfológica, da dinâmica da frente da geleira e desenvolvimento dos canais de drenagem e lagos para as próximas décadas.

1.2 Caracterização da área de estudo

O arquipélago das Shetlands do Sul é separado da América do Sul pela passagem de Drake, e da Península Antártica pelo estreito de Bransfield. Esse grupo de ilhas compartilha a mesma história geológica e tectônica e pode conter rochas vulcânicas e plutônicas do Cretáceo Inferior e do início do Mioceno, relacionada à subducção do Pacífico abaixo do continente antártico (SMELLIE, 1983). O vulcanismo subsequente do Mioceno está associado ao rifteamento no estreito de Bransfield (BIRKENMAJER *et al.* 1990). A península Fildes é composta por uma espessa sucessão de basalto e andesito com intercalações de rochas vulcanoclásticas (HAWKES, 1961).

A ilha Rei George é a maior das Shetlands do Sul, localizada no extremo norte da PA, com área total de aproximadamente 1250 km², dos quais mais de 90% estão cobertos por neve (OSMANOGLU *et al.* 2013), e está dividida em vários domos de gelo conectados (SIMÕES *et al.* 1999). Simões *et al.* (1999) identificaram 70 bacias de drenagem, onde várias frentes de gelo voltadas para sudeste retraíram rapidamente

desde a década de 1950. Rückamp e Blindow (2012) apontam para uma espessura média do gelo de aproximadamente 240 m, com valor máximo de 422 m, e a elevação máxima é de 720 m acima do nível do mar na porção central da ilha (RÜCKAMP *et al.* 2011).

Wen *et al.* (1998) relataram forte gradiente de precipitação anual altitudinal, com aproximadamente 500 mm ao nível do mar (estação russa Bellingshausen) atingindo mais de 2000 mm nas partes mais altas do domo dessa ilha. Blindow *et al.* (2010) definem o domo de gelo da ilha como temperado (pelo menos abaixo de 400 m de altitude), ou seja, em alguns lugares a temperatura do gelo está no ponto de fusão sob pressão, ou próximo deste.

Na maioria das áreas livres de gelo da ilha Rei George, a água de derretimento das geleiras é descarregada em pequenos canais, dos quais muitos fluem até lagos. Esses lagos se formam principalmente perto das margens das geleiras, ou em áreas planas de plataformas marinhas de abrasão soerguidas (MÄUSBACHER, 1991; HOCHSCHILD e STAEBLEIN, 1998). A alimentação de lagos na ilha Rei George é essencialmente por derretimento de neve ou gelo, sendo que a dinâmica do derretimento controla o tamanho e a localização dos lagos nas escalas de tempo interanuais e sazonais. Na península Fildes, novos lagos surgiram com o recuo do gelo, nas últimas décadas, nas áreas recentemente deglaciadas em frente à geleira Collins (VOGT e BRAUN, 2004).

Quanto ao clima ocorre na ilha um tipo marítimo relativamente ameno, resultando em baixa variabilidade anual das temperaturas mensais médias do ar (SMITH *et al.* 1996) e frequente sucessão de centros de baixa pressão móveis para leste na zona circumpolar do vento oeste do Hemisfério Sul (BINTANJA e VAN DEN BROEKE, 1995; TURNER e LEONARD, 1996). Os ventos provenientes de noroeste e oeste são mais frequentes, alcançam as velocidades mais altas e são relativamente quentes. Em fevereiro, eles são mais comuns, trazendo fortes precipitações, umidade relativa e cobertura de nuvens (RAKUSA-SUSZCZEWSKI *et al.* 1993).

A vegetação na ilha Rei George é composta basicamente por tundra mal desenvolvida e consistem quase exclusivamente em criptógamas, líquens e musgos (OLECH, 2001). Andrade *et al.* (2015) ressaltam que a quantidade de radiação incidente é um elemento determinístico no desenvolvimento da vegetação para a península Fildes (ANDRADE *et al.* 2018).

A península Fildes (Figura 1), localiza-se na parte sul da ilha Rei George (62°08' e 62°14'S; 59°02' e 58°51'O), é limitada a nordeste por um pequeno domo de gelo, a geleira Collins (Figura 1), aproximadamente na latitude 62°12'S e longitude 58°57'O, com uma área de 15 km² e elevação máxima de 270 m (SIMÕES *et al.* 2015). A velocidade de deslocamento do gelo na geleira Collins é baixa, sendo estimada entre 0,15 e 3,72 m a⁻¹, enquanto que no domo de gelo principal da ilha Rei George o valor máximo alcança 112,1 m a⁻¹ (RÜCKAMP *et al.* 2010).

Simões *et al.* (2015) indicam que o processo de retração da geleira produz distintos ambientes na parte norte da península Fildes, com fluxos de fusão provenientes da geleira, originando lagos e alagados com dois tipos de drenagens: um voltado para a passagem de Drake e outro voltado para a enseada Maxwell (SIMÕES *et al.* 2015). Vieira *et al.* (2015) apontam que em pequena porção norte da península Fildes predominam formas proglaciais associadas à atividade da geleira e formas paraglaciais que já possuem interferência de outros agentes como vento, água de fusão de neve e precipitação líquida. Na porção central, em direção ao sul, os ambientes que predominam são ambientes periglaciais com processos de erosão não-glacial, movimento de massa nas vertentes, vento, água de fusão da neve e *permafrost*, e também de precipitação líquida (VIEIRA *et al.* 2015). As cristas praias são mais desenvolvidas na costa leste por apresentar menor erosão marinha e foram formadas por soerguimento após a retração dos sistemas glaciais dessa área por volta de 6.000 anos antes do presente – AP (MICHEL *et al.* 2014). De acordo com Rosa *et al.* (2010) são caracterizadas pela deposição de material sedimentar erodido pela ação do mar e encontram-se alinhadas paralelamente a linha de costa atual.

De forma geral, Bremer (2008) afirma que as áreas livres de gelo das ilhas Shetland do Sul são compostas por terrenos jovens e drenadas por canais intermitentes e a morfodinâmica está associada a processos físicos e químicos devido ao derretimento da neve e do gelo. De acordo com Michel *et al.* (2014), os solos da península Fildes são bem desenvolvidos para padrões antárticos, sendo os criossolos dominantes relacionados a crioturbação e processos da camada ativa. Os processos periglaciais são dominantes com elevação acima de 50 m, onde são comuns solos em padrão. Os processos geomorfológicos que ocorrem atualmente na península Fildes são nivação, solifluxão, ablação, erosão e crioturbação (SIMAS *et al.* 2008). Lopez-Martinez *et al.* (2012) identificaram as seguintes formas na península Fildes: plataformas marinhas soerguidas, vales planos, solos com padrão e lóbulos de gelifluxão.

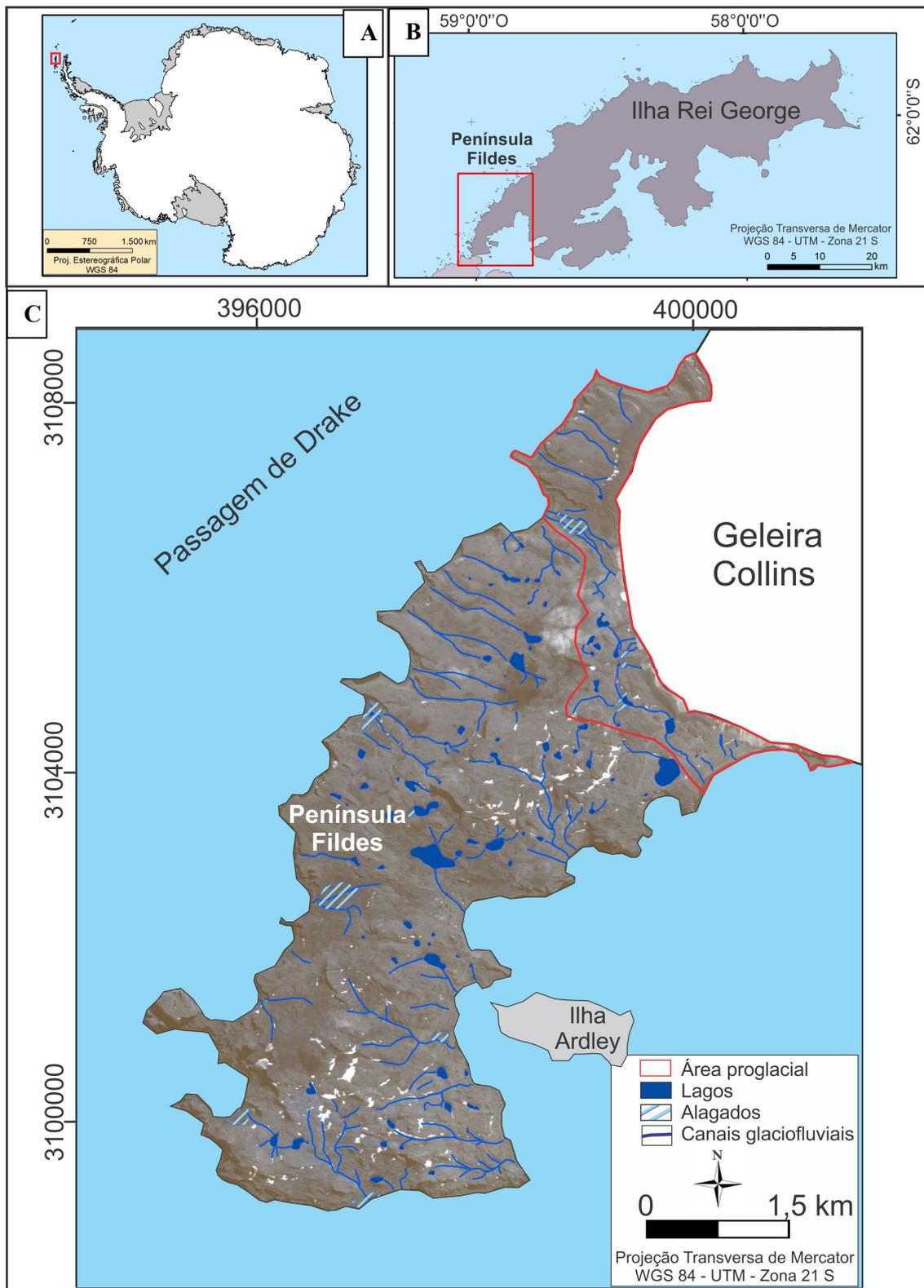


Figura 1: (A) Localização da Antártica com polígono vermelho destacando a ilha Rei George; (B) Ilha Rei George com polígono vermelho em destaque para a península Fildes; (C) Península Fildes e geleira Collins.

1.2.1 Evolução geomorfológica da península Fildes

1.2.1.1 Gênese das depressões centrais: anterior à deglaciação

As principais áreas de maior elevação da península Fildes são duas plataformas vulcânicas, a Meseta Sul com 167 m de elevação no promontório Schenke e a Meseta Norte (Figura 2) com 155 m no pico São Francisco (MORA *et al.* 2017) e duas depressões centrais separadas por um pico rochoso.

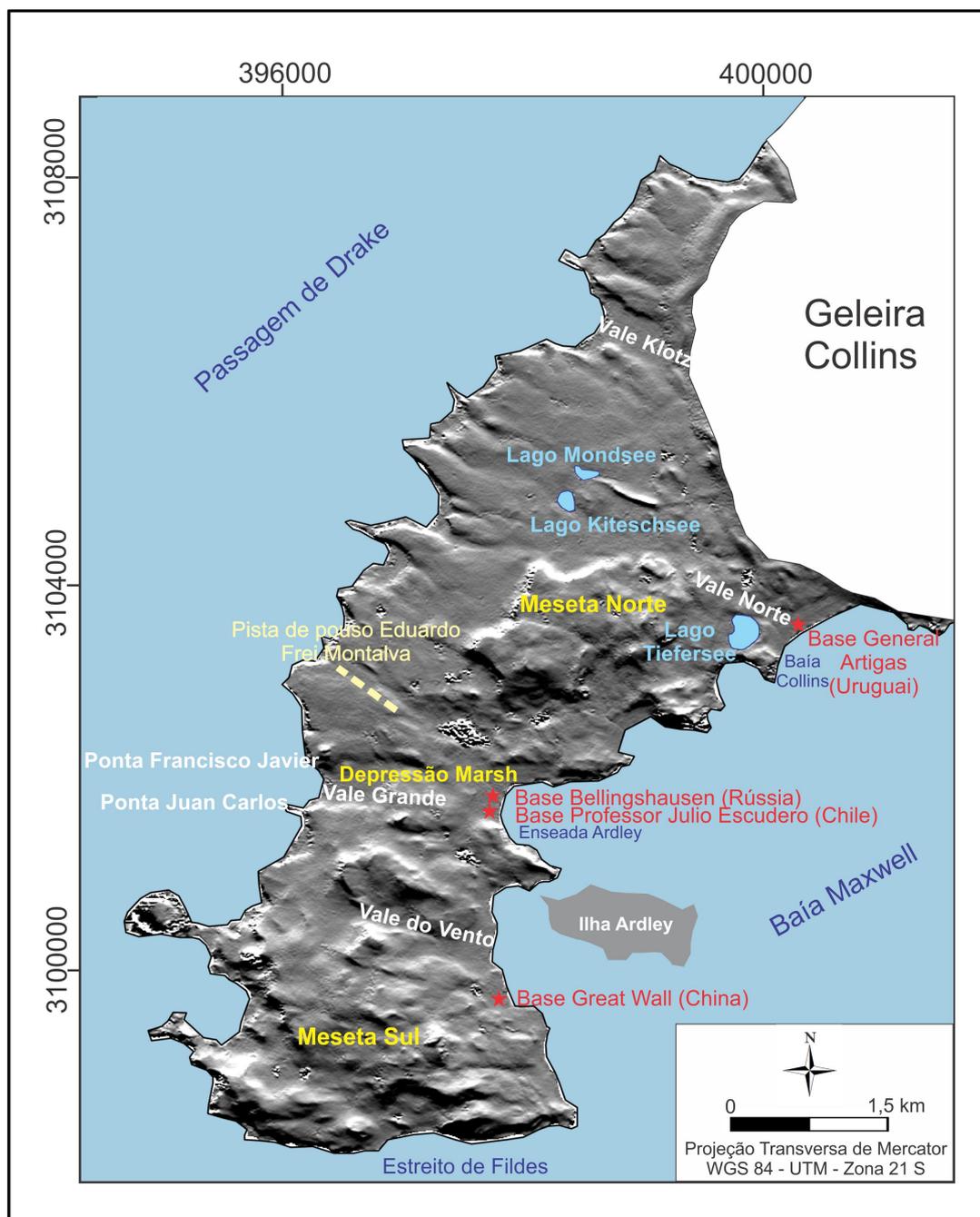


Figura 2: As principais feições morfológicas da península Fildes na ilha Rei George, ao nordeste, a geleira Collins.

Para a formação dessas depressões centrais, John (1972) sugere que houve uma corrente de gelo, chamada Fildes, que possuía direção noroeste-sudeste que cruzava a península Fildes e causou a erosão da baía Maxwell. O mesmo autor propõe ainda, que essa massa de gelo não tinha origem na porção emersa conhecida atualmente, pois nem a península de Fildes nem a península de Rip Point são suficientemente extensas ou altas para ter um domo de gelo ativo. Dessa forma é provável que tenha existido uma massa de gelo a noroeste da atual península Fildes e que originou a corrente de gelo que foi responsável pela erosão que deixou a depressão Marsh esculpida entre as duas mesetas (JOHN, 1972)

Zhu *et al.* (1996) sugerem que houve uma outra corrente de gelo, chamada Munao, que teria esculpido uma segunda depressão localizada mais ao sul da depressão Marsh. Esses autores ressaltam que provavelmente os demais setores de maior elevação também poderiam ser embasamento para correntes que possuíam menos volume de gelo e, portanto, com menor ação erosiva. Provavelmente as feições observadas atualmente são resultados desses processos de erosão subglacial (JOHN, 1972).

1.2.1.2 Deglaciação Holocênica

De acordo com Sudgen e Clapperton (1986) e John (1972) a deglaciação das ilhas Shetland do Sul começou antes de 10 mil anos antes do presente (AP). Mäusbacher *et al.* (1989) corroboram em parte com essa ideia e, usando datações com radiocarbono na porção sudoeste do estreito de Fildes (entre a ilha Rei George e ilha Nelson), sugerem que a deglaciação tenha começado antes de 8 mil anos do presente (Tabela 1).

Já Mäusbacher *et al.* (1989), Hjort *et al.* (1992) e Ingrifsson *et al.* (1992) ressaltam que a deglaciação da ilha Rei George foi entre 9 mil e 5 mil anos AP (Tabela 1). Por volta de 9 mil anos AP, as geleiras retraíram para as porções mais altas e deixaram pequenos fiordes gerados por fluxos tributários e porções terrestres da ilha Rei George começaram a se tornar áreas livres de gelo (MÄUSBACHER *et al.* 1989). Os autores ainda propõem que houve uma deglaciação por volta de 10 mil anos AP, um reavanço por volta de 7 mil AP e uma maior deglaciação entre 6000–5000 anos AP.

Mäusbacher (1991) e Watcham *et al.* (2011) ressaltam que a retração mais intensa das geleiras da península Fildes ocorreu entre 11 e 9 mil anos AP, com as geleiras próximas ou no limite atual por volta de 6100 anos AP (MARTINEZ-MACCHIAVELLO *et al.* 1996). Resquícios de duas pinguineras na praia em 18 m de

elevação na parte central oeste da península Fildes foram datados em 6200 anos AP (BARSCH e MÄUSBACHER, 1986). Essa praia pode estar relacionada após a deglaciação ao ajuste glacioisostático.

A diminuição do volume de gelo e a elevação isostática regional da porção continental durante o Holoceno permitiram a formação progressiva de séries de praias marinhas elevadas em áreas costeiras da península Fildes, localizadas em elevações inferiores a 20 m. É comum encontrar uma sequência de três a oito praias sendo mais desenvolvidas na costa leste onde a erosão marinha não é tão forte (VALE *et al.* 2002; WATCHAM *et al.* 2011; MICHEL *et al.* 2014). Quanto à idade de sua formação, as praias holocênicas datam de aproximadamente 7300 anos na linha de 6 m de altitude (JOHN e SUGDEN, 1971). Contudo, Barsch e Mäusbacher (1986) ressaltam que todas as praias holocênicas, situadas entre a linha de costa atual e 20 m de elevação, foram formadas durante os últimos 6000 anos.

A datação em lagos também fornece informações acerca da deglaciação. Segundo Schmidt *et al.* (1990), o lago Tiefersee (Figura 2) não existia há 6000 anos, enquanto o lago Kiteschsee já estava formado. Para o lago Mondsee (Figura 2) a datação da camada inferior é de 4700 anos e a camada mais recente de musgos é datada de aproximadamente 800 anos mais velha que a equivalente no lago Tiefersee (MÄUSBACHER *et al.* 1989), sugerindo então que o degelo da porção oeste aconteceu antes que a porção leste. Verifica-se também que a frente da geleira não oscilou significativamente nos últimos 5000 anos e, de acordo com Mäusbacher *et al.* (1989) depois que a geleira Collins retraiu da bacia do lago Tiefersee não houve mais uma grande resposta desse sistema.

De maneira geral, a deglaciação da península Fildes ocorreu entre 11000 anos e 5000 anos AP e, segundo os autores citados, pode ter havido avanços e retrações nesse período, mas por volta de 5000 anos AP a frente da geleira Collins atingiu uma posição muito próxima da atual.

Há indicativos de expansão da geleira Collins no Holoceno médio, como Mäusbacher (1991) ressalta, entre 5000 e 4000 anos atrás. E para o período de 3000 e 1000 anos AP, Barsch e Mäusbacher (1986) ressaltam que houve ao menos dois reavanços que foram restritos às geleiras de descarga que seguiram os vales pré-existentes.

Tabela 1: Síntese dos principais eventos no processo de deglaciação da península Fildes no Holoceno até a Pequena Idade do Gelo. Em cinza escuro, dados das ilhas Shetland do Sul e ilha Rei George; em cinza médio, dados da Península Fildes; em branco, dados da geleira Collins.

Período (anos AP)	Evento	Autor (es)
Antes de 10.000	Deglaciação das ilhas Shetland do Sul	John (1972), Sudgen e Clapperton (1986), Hjort <i>et al.</i> (1992) e Ingolfsson <i>et al.</i> (1992)
Entre 9 000 e 5 000	Deglaciação da ilha Rei George	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989) e Martinez–Macchiavello <i>et al.</i> (1996)
Antes de 8000	Deglaciação da península Fildes	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989)
Por volta de 7000	Grande avanço das geleiras na ilha Rei George	Hjort <i>et al.</i> (1992) e Ingolfsson <i>et al.</i> (1992)
Antes de 6000	Praias holocênicas da costa atual até 20 m, na ilha Rei George	Barsch e Mäusbacher (1986)
Por volta de 6000	Lago Kiteschsee apresenta sedimentos marinhos datados em 6000 anos AP, ou seja, estava se formando. Há uma pinguinera datada para esta época na parte central oeste da península Fildes	Barsch e Mäusbacher (1986) e Schmidt <i>et al.</i> (1990)
6000-5000	Uma maior deglaciação na ilha Rei George	Hjort <i>et al.</i> (1992) e Ingolfsson <i>et al.</i> (1992)
Por volta de 3000	Provável avanço das geleiras das ilhas Shetland	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989)
Entre 3000-1000	2 reavanços nas geleiras das ilhas Shetland	Barsch e Mäusbacher (1986)
Entre 3200-2700	Ótimo climático	Björck <i>et al.</i> (1993)
Antes de 650	Frente da geleira se localizava onde está atualmente ou atrás devido à presença de campos de musgos na moraina	Hall (2007)
650 até o presente	Morainas de empurrão foram formadas pela geleira Collins	Hall (2007)

1.2.1.3 Formação das morainas de avanço: Pequena Idade do Gelo

Hall (2007), ao datar musgos em morainas de avanço, concluiu que a frente da geleira Collins é relativamente estável e que não retrocedeu mais de algumas dezenas de metros ao longo do Holoceno tardio. As morainas de avanço foram provavelmente formadas nos últimos 650 anos.

Ainda, de acordo com Hall (2007), a presença de material orgânico nas morainas pode levar a inferir que a geleira estava na mesma posição ou alguns metros atrás da posição atual. Com o avanço, os musgos foram incorporados aos sedimentos. Essa autora ainda ressalta a presença de conchas marinhas nos sedimentos do lado leste dessa moraina, sugerindo que a incorporação deste material ocorreu durante o avanço da geleira.

CAPÍTULO 2 - REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Hidrogeomorfologia de zonas proglaciais

2.1.1 Regime termal das geleiras e água de degelo

Na geleira, a temperatura do gelo varia ao longo do tempo e espaço (MAIZELS, 1995; BENN e EVANS, 2010). A distribuição de temperatura no interior de uma massa de gelo é função: (a) da taxa de fluxo de calor geotérmico na base da massa de gelo; (b) da temperatura de superfície e variabilidade da temperatura atmosférica; (c) dos componentes verticais e horizontais de velocidade em qualquer ponto dentro da massa de gelo, como calor gerado por cisalhamento pela deformação interna; (d) atrito na base da geleira (MAIZELS, 1995; CUFFEY e PATERSON, 2014).

Em uma geleira, a fusão pode ser causada pelo calor fornecido pelo substrato, e pressão exercida pelo gelo sobrejacente (MAIZELS, 1995). Assim, baseando-se na temperatura do gelo no ponto de fusão sob pressão, basicamente têm-se as geleiras temperadas, com base úmida e que possuem temperatura basal entre -1°C e -3°C ; e aquelas com bases frias que possuem a base congelada (MAIZELS, 1995; BENN e EVANS, 2010) e as politermais que são mais complexas do que estes dois estados térmicos citados. Temperaturas basais de gelo podem variar temporal e espacialmente, produzindo, em massas de gelo, condições basais politermais (MAIZELS, 1995; CUFFEY e PATERSON, 2014).

Assim, dependendo da temperatura basal da geleira, e também de processos superficiais, têm-se o processo de derretimento. De acordo com Benn e Evans (2010), o derretimento é um componente extremamente importante dos sistemas glaciais. Trata-se da saída de água do derretimento de geleiras que, conseqüentemente, exercerá influência sobre a hidrologia das áreas proglaciais, além de interferir na quantidade de água em outras partes do sistema hidrológico mundial incluindo os oceanos e a atmosfera (BENN e EVANS, 2010). Derretimento pode existir dentro de um sistema glacial, mas separado em cada subambiente glacial individual, ou em alguns grandes sistemas que se interconectam com todos subambientes (MAIZELS, 1995).

A maioria das geleiras apresenta fortes variações sazonais de aporte de água de degelo, além de variações anuais na ablação de superfície da geleira devido a alterações na radiação solar incidente na superfície e temperatura do ar (BENN e EVANS, 2010). O monitoramento desses processos é relevante para o estudo das flutuações no nível do mar, da circulação marinha, da dinâmica glacial, da produção sedimentar e, ainda, para

a formação de geoformas glaciais (JANSSON *et al.* 2003; CUFFEY e PATERSON, 2014).

O padrão diário de descarga de água das geleiras nos canais proglaciais é impulsionado pelo ciclo de temperatura diurna. Variações de descarga consistem de um ciclo de ascensão e queda do fluxo sobreposto sobre o fluxo basal ou descarga mínima diária. O fluxo de água de degelo pode ser de várias fontes, incluindo água de degelo subglacial, água armazenada em cavidades, percolação de água de degelo através da neve e das águas subterrâneas (MAIZELS, 1995; BENN e EVANS, 2010).

2.1.2 Sistema de drenagem proglacial

Antes de analisar os lagos proglaciais será abordada a drenagem proglacial, fonte de alimentação e manutenção desses lagos. Os sistemas subglaciais, englaciais e supraglaciais são locais de armazenamento temporário importantes para fusão superficial e fornecimento de água de degelo proglacial (BENN e EVANS, 2010).

No verão, há formação de eficientes canais de água de degelo em direção a área de ablação (HUBBARD e GLASSER, 2005). Redes de canais proglaciais, por sua vez, alimentados pelo derretimento do sistema glacial, possuem morfologias muito distintas devido à suas descargas serem altamente variáveis e com altas taxas de transferência de sedimentos (BENN e EVANS, 2010). Picos diários de descarga acontecem nos canais de drenagem algumas horas depois da fusão máxima, o que ocorre em função da distância que a água tem que percorrer através e abaixo da geleira e a configuração da rede de drenagem interna (BENN e EVANS, 2010; MAIZELS, 1995).

A rede de drenagem desenvolve-se por completo durante a estação do derretimento já que a entrada de água de degelo termina no fim da temporada de ablação, as descargas subglaciais diminuem e os canais do interior do corpo da geleira tendem a fechar em resposta à crescente pressão e mais rápida deformação gelo. Em algumas cavidades é possível que ocorra a retenção da água próximo ao substrato, proporcionando possíveis núcleos no sistema de drenagem para o ano seguinte (BENN e EVANS, 2010). Os canais de drenagem proglacial integram toda a água derretida numa bacia de drenagem glacial (COWTON *et al.* 2013).

A sensibilidade dos lagos polares a mudanças se baseia na proximidade térmica com o congelamento, que se aplica os limites críticos para respostas ambientais, incluindo a temperatura, a extensão do gelo, cobertura de neve, disponibilidade de luz e

albedo (VINCENT, 1988). Redução de neve e cobertura de gelo sobre lagos são causados por reduções tanto na cobertura de gelo terrestre permanente e albedo, que facilitam o aquecimento local (QUAYLE *et al.* 2002).

Lagos glaciais são classificados em cinco tipos: supraglacial, lago aberto, lagos formados em fiordes, lago proglacial e lagos represados por morainas (JAWAK, 2015). Lagos proglaciais são aqueles entre as margens da geleira ou na parte frontal da geleira (BENN e EVANS, 2010) e são formados e desenvolvidos temporalmente com o recuo dessas e são em grande parte alimentados pela descarga de degelo glacial que pode ser recebida por canais de fusão proglacial (CLAGUE e EVANS, 2000). Alguns lagos são sazonais, desaparecendo ou então congelando durante partes do ano, ou seja, podem ser ambientes transitórios e dinâmicos (CARRIVICK e TWEED, 2013; JAWAK, 2015). O tamanho dos lagos é função do volume de gelo nas imediações, relevo local de sua idade (SELLMANN *et al.* 1975).

A formação de lagos proglaciais está intimamente ligada com a formação de lagos supraglaciais. Os lagos supraglaciais são fundamentais para desintegração e coalescência de gelo, para formar grandes lagos proglaciais (ROHL, 2008). Assim, a formação, evolução e persistência de lagos proglaciais estão fortemente ligadas à dinâmica da geleira, à natureza do ambiente circundante e ligações ao comportamento da geleira e, portanto, às mudanças climáticas (CARRIVICK e TWEED, 2013).

Lagos proglaciais ainda podem alterar a dinâmica sedimentar deste ambiente, interrompendo a passagem da água de degelo de uma geleira e reduzindo a velocidade de fluxo de água, causando sedimentação de material erodido. Lagos, portanto, podem funcionar como uma “barragem” de sedimentos que de outra forma seriam transportados para uma zona proglacial e além dessa área (CARRIVICK e TWEED, 2013).

Uma vez que os lagos proglaciais se formam, as configurações do ambiente exercem controle no crescimento das suas áreas, retração, aumento e diminuição do volume, todos os quais são importantes para compreender o registro do relevo e sedimentos (CARRIVICK e TWEED, 2013). Mas também há formação de lagos e sistemas de drenagem na zona periglacial. Os regimes de escoamento e desenvolvimento de redes de drenagem na zona periglacial são dominados pelo rápido derretimento da neve e gelo no período de transição do inverno para o verão (FRENCH, 2007).

Os processos podem ocorrer num ambiente periglacial em ordem de importância são: o desenvolvimento de solo permanentemente congelado; intemperismo ocasionado pelo congelamento, causando a quebra de rochas; superfície de descongelamento sazonal causando hidromorfismo temporário do solo (que contribui para alimentação dos lagos); movimentos de massa rápidos, em solos encharcados de água; processos ligados ao vento forte e regimes fluviais caracterizados por padrões de descarga sazonal com alta quantidade de sedimentos. E ressalta-se que o fluxo para os lagos varia em uma escala diária, sazonal e anual (FRENCH, 2007).

Lagos cobertos com a superfície congelada são importantes indicadores da variabilidade climática local e flutuações regionais. Esses ambientes constituem um componente essencial da Criosfera (JAWAK, 2015) e mudanças na extensão da área de superfície do lago de água podem ocorrer devido a vários fatores, incluindo a sedimentação do lago, mudanças climáticas, atividade tectônica causando elevação ou subsidência e o desenvolvimento de falhas de drenagem (GOERNER *et al.* 2009).

Aumento da temperatura em si tem efeitos diretos sobre os lagos poderá produzir um aumento direto na temperatura da água, mas também vai aquecer as rochas e solos da bacia hidrográfica. Estas rochas irão transferir mais calor para o lago (QUESADA *et al.* 2006).

2.1.3 Processos geomorfológicos em zonas proglaciais

Geleiras temperadas e com base úmida movimentam-se também por deslizamento basal e possuem alta capacidade de carga de detritos rochosos basais por processos erosivos como abrasão, arrancamento glacial e transporte pela água de degelo. Esses processos são mais efetivos porque a água de degelo é produzida em grande quantidade (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). Os processos de liberação da água armazenada no sistema glacial para o proglacial dependem da variabilidade da descarga de água de degelo. Com a retração, por exemplo, muitas geleiras têm a estocagem hídrica reduzida e transferem mais água e sedimentos em suspensão para os canais de fusão, lagos e ambiente glaciomarinho (JANSSON *et al.* 2003; CUFFEY e PATERSON, 2014). Esses sedimentos contribuem na formação de feições proglaciais da geleira (CUFFEY e PATERSON, 2014).

Conforme uma geleira sofre retração, começam processos de retrabalhamento pela ação do vento, fluxos gravitacionais, fluvial, precipitação líquida e consequente

intemperismo químico e físico dos depósitos recentemente expostos (MERCIER, 2008; MERCIER e ÉTIENNE, 2008). O primeiro processo que a área exposta apresenta resulta da atividade paraglacial, considerada por Ballantyne (2002) como um dos primeiros efeitos das mudanças ambientais na zona proglacial.

Segundo Bennett e Glasser (1996) é possível identificar as geoformas proglaciais segundo dois grupos. Aquelas encontradas em ambiente subglacial, as quais possuem contato direto com a massa de gelo fornecendo informações sobre direção do fluxo e regime termo basal, enquanto feições formadas em condições marginais ao gelo permitem inferir sobre variações na posição da frente da geleira ao longo do tempo. As geoformas subglaciais apresentam-se no terreno como acumulações sedimentares transversas ou longitudinais formadas abaixo do gelo da geleira numa situação ativa, e quando este sistema sofre recessão expõe feições como *flutings*², eskers ou *drumlins*. Já as morainas formam-se na parte marginal da geleira com sedimentos que podem ser transportados sub, englacial ou supraglacialmente (BENNETT e GLASSER, 1996; BENN e EVANS, 2010).

Uma moraina é uma forma resultante de deposição e ou deformação de sedimentos transportados por uma geleira. Diferentes tipos de geleiras existem devido a variados processos que geram deposição de sedimentos e ocorrem geograficamente em diferentes locais e ambientes glaciais (GOUDIE, 2004). Morainas podem ser classificadas de acordo com a gênese como de empurrão, compressão ou despejo ou de acordo com a posição no sistema glacial (GOUDIE, 2004; BENN e EVANS, 2010). A feição exterior formada no limite frontal marginal da geleira é classificada como moraina terminal, que podem estar ligadas à períodos de estabilização durante avanços. Também podem ocorrer morainas mediais, laterais e ainda latero-frontais.

Morainas subglaciais transversas incluem diferentes localizações, nomes e interpretações de sua formação, como *LabelsRogen*, *De Geer*, *ribbed*, *washboard*, *corrugates*, *cyclice-cross-valley*. Estão frequentemente associadas à *flutings* e morainas formadas por empurrão de material erodido do substrato rochoso e os empilham e comprimem abaixo do gelo, também conhecidas como morainas de ablação ou desintegração. Podem ser formadas em períodos ativos da geleira ou por estagnação do gelo. Morainas formadas por sedimentos supraglaciais produzem uma topografia

² Os depósitos identificados como *flutings* possuem em média 2 m de altura e 4–5 m de extensão localizados na área proglacial de contato com o gelo em um ambiente recentemente exposto. A provável diminuição da espessura da geleira à jusante de obstáculos rochosos implica na diminuição da velocidade de deslizamento basal da geleira e competência de transporte, e assim no pouco tempo de transporte o canal subglacial é preenchido (BENNETT e GLASSER, 1996).

caótica, sedimentologia variável e as formas criadas são fortemente afetadas pela ressedimentação, ação da água, e movimento de massa durante a formação (GOUDIE, 2004).

Dessa forma, as margens de geleiras são demarcadas por uma grande variedade de feições deposicionais produzidas pelas interações complexas de numerosos processos glaciogênicos e paraglaciais (BENN e EVANS, 2010). A própria zona proglacial modifica-se em sua área de acordo com a variação da frente da geleira (GOUDIE, 2004), e com o progressivo retrabalhamento, também sazonalmente.

2.2 Sensoriamento Remoto aplicado a áreas proglaciais

2.2.1 Radar de abertura sintética e TERRA SAR X.

O principal avanço no SR por radar foi obtido com a melhoria na resolução em azimute, pelo desenvolvimento do radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar-SAR*) (JENSEN, 2009). Esses sistemas empregam uma antena física curta, mas por meio de técnicas de gravação e de processamento de dados modificados, que sintetizam o efeito de uma antena longa. O resultado deste modo de operação é uma largura de feixe de antena efetiva muito estreita, sem a necessidade de um longo espaço físico da antena ou um curto comprimento de onda de operação (LILLESAND *et al.* 2014).

O instrumento SAR transmite micro-ondas em direção à superfície da Terra, a partir de uma antena, e a radiação refletida retroespalhada a partir da superfície da Terra é usado para construir uma representação bidimensional da variação do coeficiente de retroespalhamento (σ°) através da cena (PELLIKA e REES, 2010).

Os avanços no campo do SR por RADAR permitiram a aquisição de novos produtos por sensores, tais como o TSX (OTUKEI, 2015). Fallourd *et al.* (2011) salientam que depois do sucesso da primeira geração de satélites SAR (ERS, RADARSAT-1 e JERS) na década de 1990, apenas um satélite SAR foi lançado durante um período de 10 anos: ENVISAT (Agência Espacial Europeia) em 2002. Posteriormente em 2006, foi lançado o satélite ALOS (Agência Espacial do Japão), em seguida, em 2007 o TERRA SAR-X (DLR, Alemanha), COSMO-Sky-Med (ASI, Itália) e Radarsat-2 (Agência Espacial Canadense).

Radar de abertura sintética (SAR) têm sido apontado como uma importante fonte de dados para pesquisas aplicadas a água (BRISCO *et al.* 2008) e proporciona

mais oportunidades para a análise ambiental, bem como monitoramentos temporais (OTUKEI, 2015). Fallourd *et al.* (2011) indicam que a nova geração de sensores SAR (por exemplo, TERRA SAR-X ou Radarsat-2) pode atingir uma resolução de poucos metros, ou até uma precisão de cerca de 10 centímetros pode ser esperada.

Para Fallourd *et al.* (2011), as imagens TSX tem uma característica muito diferente dos SAR anteriores: opera na banda X (mais curto comprimento de onda do que a banda C da ERS, RADARSAT e ENVISAT) e oferece aquisições de dupla polarimetria. A resolução pode atingir 2 metros no modo *Stripmap* e até mesmo menos de 1 metro no modo *Spotlight*.

2.2.2 TERRA SAR X: aplicações na glaciologia

Schubert *et al.* (2010,2012 e 2013) destacam que a alta resolução espacial do TERRA SAR X e a repetição de ciclo de 11 dias, em combinação com a sua alta geolocalização e precisão, o diferencia de outros sensores SAR civis e abre a sua utilização para monitoramentos de geleiras.

No caso de neve e gelo, a profundidade de penetração das micro-ondas é reduzida pelo comprimento de onda menor. Portanto, a resposta de radar na banda X é mais sensível a variações das superfícies do que para a banda C, isso faz do TSX uma ferramenta valiosa para regular, e investigar estruturas em superfícies de gelo e neve. Características como linhas de fluxo e fendas pode ser observada em detalhe e utilizado para estudar o fluxo dinâmica das geleiras e correntes de gelo (JEZEK *et al.* 2009).

Foram encontrados vários trabalhos voltados para a medição de fluxo de geleiras. Root *et al.*(2014) ressaltam que a resolução de 2,5 m do modo *StripMap* fornece resolução suficiente para detecção da rede de drenagem e ablação sobre superfícies de gelo, fendas também são visíveis. As investigações demonstram que as novas oportunidades do TerraSAR-X para o mapeamento de movimento e estudos de dinâmica do fluxo das geleiras e correntes de gelo, gera um aumento de aplicação de técnicas de correlação de imagem. A alta resolução espacial e capacidade de observação da repetição frequente permitem a observação detalhada de campos de fluxo e suas variações temporais.

No trabalho de Joughin *et al.* (2013), os dados TerraSAR-X mostraram uma evolução espaço-temporal do fluxo de gelo durante toda a temporada de derretimento

no verão, evidenciando a formação dos lagos de drenagem supraglacial (JOUGHIN *et al.*2013).

Fallourd *et al.* (2011) apresentam os primeiros resultados sobre a velocidade das geleiras Chamonix e Mont-Blanc obtidos com imagens multi-temporais TSX com dados comparados com medições em campo. No que diz respeito a informação da sazonalidade, a análise de vários outonos e invernos com interferogramas de 11 dias mostram que, em geleiras cobertas por neve e gelo, foi difícil obter coerência, enquanto que geleiras cobertas por sedimentos é possível observar o deslocamento de frentes (FALLOURD *et al.* 2011). Schubert *et al.* (2013) em seu estudo para a geleira Aletsch (Suíça) adquiriu duas imagens, no modo StripMap e outra Spotlight, para estimar a velocidade da geleira e observou os mesmos problemas que Fallourd *et al.* (2011) em relação a superfície com sedimentos. Sobre a questão da resolução de imagem, o modo Stripmap (2,5 m) parece ser confiável para a estimativa de velocidade sobre áreas de movimento rápido (FALLOURD *et al.*2011).

No campo de gelo da Patagônia, o uso do TSX também se destacou, para mapeamento e monitoramento de fluxo e deformação do gelo usando técnicas de correlação de imagens. O método foi aplicado com sucesso em geleiras com comportamento de fluxos diferenciados (FLORICIOIU *et al.* 2009) no estudo de Jaber (2012). A combinação de dados TSX e TanDEM-X permitiram derivar topografia da geleira, sua velocidade e mudanças temporais no campo de gelo da Patagônia Austral, parâmetros necessários para calcular as variações de massa de gelo (JABER, 2012).

Para a área da geleira Collins foi encontrado a investigação de Mavlyudov (2015) sobre o balanço de massa durante seis temporadas de verão (2007–2012 a 2014–2015) e para um inverno (2011). Durante esse período somente em três anos houve balanço de massa negativo. Nos últimos anos foi observado aumento da neve, *firn* e acumulação de gelo em toda a área da geleira, mas especificamente na sua parte superior (MAVLYUDOV, 2015).

CAPÍTULO 3 - GEOMORFOLOGIA GLACIAL E CONTEXTO PALEOGLACIOLÓGICO DA PENÍNSULA FILDES, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA

3.1 Introdução

Durante o movimento das geleiras, algumas feições de erosão e deposição são formadas e são consideradas relevantes evidências da dinâmica glacial (RUSZKICZAY-RÜDIGER *et al.* 2016), além de registro fundamental para a compreensão das forçantes naturais e da abrangência espacial das mudanças climáticas ao longo do Holoceno (BARCLAY *et al.* 2013). As geleiras são sistemas sensíveis às mudanças climáticas, apresentando variações em extensão e volume em resposta às mudanças de temperatura do ar e precipitação de neve, de modo que as flutuações de geleiras do passado e presente servem como uma importante fonte de informação sobre o funcionamento e variabilidade do sistema climático global (BENN e EVANS, 2010; CUFFEY e PATERSON, 2014).

Para reconstruir a evolução do ambiente de deglaciação de uma geleira é importante considerar os registros geomorfológicos na interpretação dos processos de deposição e de erosão glacial (KLEMAN *et al.* 2006). A identificação geomorfológica glacial é relevante para interpretar os processos subglaciais e inferir a dinâmica de avanço e recuo da geleira e, assim, reconstruir a evolução do ambiente de deglaciação (BENNETT e GLASSER, 1996; GLASSER e HAMBREY, 2002).

Para o entendimento da evolução da paisagem da península Fildes e contextualização da dinâmica de avanço e recuo da geleira Collins durante a deglaciação é relevante a elaboração de uma compartimentação geomorfológica e espacialização das principais feições geomorfológicas subglaciais e marginais ao gelo. O mapeamento de formas de relevo glaciais pode ser realizado usando dados de Sensoriamento Remoto, como imagens de satélite, dados de Sistema de Posicionamento Global (GPS), Modelos Digitais de Elevação (MDE) aliado a validações de campo (KUHLEMAN *et al.* 2013). A disponibilidade dos MDEs, bem como o rápido avanço no campo da tecnologia de Sistemas de Informação Geográfica, oferece novas oportunidades na análise do relevo (CHENG *et al.* 2004).

As classificações de unidades geomorfológicas se baseiam principalmente nas características morfométricas (MILIARESIS, 2001). A avaliação e entendimento da

origem das formas é relevante para estudos ambientais (CUFFEY *et al.* 2000, STOKES e CLARK, 2003), sendo que os produtos de análise do relevo podem auxiliar na investigação de mudanças morfológicas na paisagem glacial ao longo do tempo (ROSA *et al.* 2014). Para a Antártica, a precisão dos MDEs tem aumentado, permitindo análises geomorfológicas mais detalhadas. O TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for *Digital Elevation Measurements*) está relacionado a uma missão realizada pelos satélites gêmeos TerraSAR-X e TanDEM-X com o principal objetivo de disponibilização de um MDE mundial, consistente, e de alta precisão para várias áreas de pesquisas científicas, assim como para uso operacional e comercial (DLR, 2017). O TerraSAR-X foi lançado em junho de 2007 e o TanDEM-X em junho de 2010 (GRUBER *et al.* 2012). A aquisição da primeira e segunda cobertura foi concluída em abril de 2013. A terceira fase de aquisição iniciou em maio de 2013 e incluiu a primeira aquisição sobre toda a Antártica e outras áreas de difícil acesso como desertos e regiões montanhosas (TRIDON *et al.* 2014).

O objetivo deste capítulo é analisar a evolução geomorfológica da península Fildes, Antártica, com uma proposta de compartimentação do relevo e caracterização das feições subglaciais e marginais ao gelo.

3.2 Materiais e métodos

O mapeamento das formas de relevo foi desenvolvido a partir das descrições em campo e da interpretação da imagem QuickBird (adquirida em fevereiro de 2008). Essa imagem foi co-registrada com dados de linha de costa disponível no site do Antarctica Digital Database (www.add.scar.org). Foi aplicado um realce de ajuste de histograma para facilitar a identificação de feições geomorfológicas.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizado foi produzido por Braun *et al.* (2016), com resolução espacial de 12 m, para toda a ilha Rei George a partir de imagens TanDEM-X, de janeiro de 2012, referenciadas e validadas com base em medidas DGPS. Os dados foram processados utilizando interferometria e um MDE antigo como referência (BRAUN *et al.* 2016).

Para a interpretação geomorfológica foram elaborados mapas de hipsometria, declividade, acumulação de água, orientação das vertentes e índice de rugosidade no *software* QGIS 2.18. As áreas com acúmulo de água foram delimitadas com base na direção do escoamento, calculado a partir do MDE. A declividade foi delimitada com as

classes de porcentagem entre: 0–3% (plano), 3–8% (suave ondulado), 8–20% (ondulado), 20–45% (forte ondulado), 45–75% (montanhoso). A hipsometria foi aplicada entre 0–300 m com intervalos definidos de 50 m. A orientação das vertentes foi elaborada a partir da ferramenta “Aspect” a partir do MDE. O índice de rugosidade foi calculado com a ferramenta “Análise de terreno” e apresentou valores entre 0–6. Sampaio (2008) define o Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (Hm) e a densidade de drenagem (Dd).

A delimitação dos vales foi realizada a partir dos dados de hipsometria, declividade, índice de rugosidade e acumulação de água. Também foram elaborados perfis topográficos para as principais feições visando sua classificação em vales de anfiteatro ou paleovales em U. Nos trabalhos de campo de 2015 e 2016 foram obtidos registros fotográficos para a interpretação dos principais vales da área.

A compartimentação do relevo foi realizada a partir do contexto geológico, hipsométrico, da declividade, da interpretação e identificação da disposição espacial das formas de relevo e do tipo de feições erosivas e deposicionais que estão sendo retrabalhados (Tabela 2).

Tabela 2: Variáveis físicas consideradas para realização da compartimentação geomorfológica, Valores estabelecidos segundo as características do terreno.

Compartimento	Declividade (%)	Hipsometria (m)	ICR
Planalto	>8	>80	>3
Depressão	<8	<80	<3

3.3. Resultados e discussões

3.3.1 Deglaciação na península Fildes desde o Último Máximo Glacial

Durante o período do Último Máximo Glacial (UMG), provavelmente o gelo escoava atravessando a península Fildes no sentido O–E (JOHN, 1972), cobrindo toda área, e um escoamento com origem do campo de gelo da ilha Rei George. As feições, atualmente retrabalhadas, são de origem subglacial, proveniente desses campos de gelo do UMG. A partir de 10.000 AP, quando se iniciou o processo de desnudação da península, o campo de gelo da ilha Rei George retraiu, deixando o sistema glacial do domo Collins e pequeno campo de gelo nas áreas planálticas no Norte e Sul. Esses planaltos foram nomeados de Meseta Sul e Meseta Norte. Na Meseta Sul, havia

provavelmente um maior número de drenagens, esculpindo formas de esporões (*horn*) que atualmente abrigam canais glaciofluviais no período de verão, fluindo por antigos vales de anfiteatros e outros encaixados em fraturas geológicas. Na Meseta Norte, provavelmente não existia um campo de gelo muito espesso, sendo um sistema com baixa capacidade erosiva, resultando num topo aplainado (Figura 3).

Durante parte da Pequena Idade do Gelo (650 anos atrás), a geleira Collins apresentou um período de avanço (HALL, 2007) com formação de uma crista morânica de aproximadamente 17 m de altura. Em 2017, a geleira Collins retraiu alguns metros em relação ao limite de extensão alcançado na PIG (Figura 3).

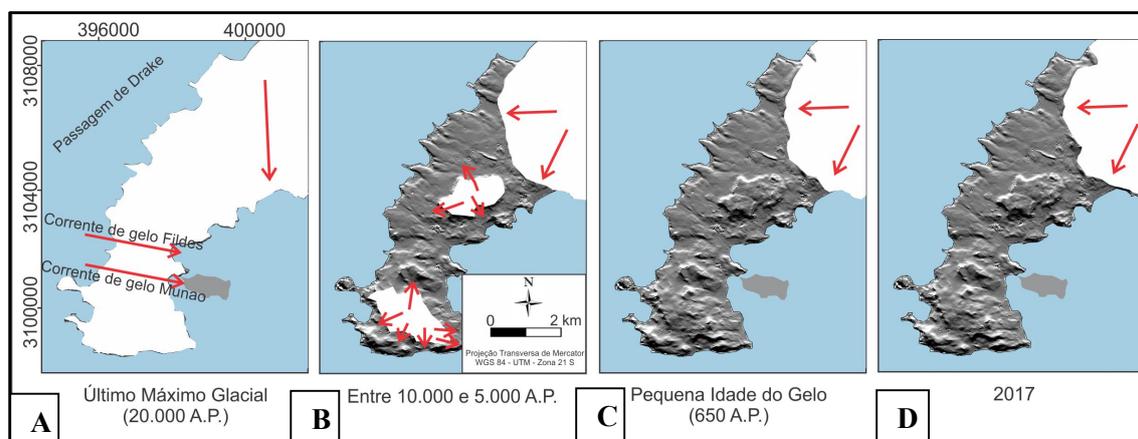


Figura 3: Deglaciação na península Fildes. A) Último Máximo Glacial; B) período de deglaciação, entre 10.000 e 5.000 AP.; C) Avanço na PIG; D) atual posição da frente da geleira Collins. Setas em vermelho indicando o sentido do escoamento do gelo.

3.3.2 Compartimentação geomorfológica das unidades de relevo da península Fildes

A compartimentação do relevo e identificação das unidades geomorfológicas considerou as características geológicas locais, encontrando-se dois grupos na área: o Jurássico Vulcânico no sul e o grupo Península Fildes na porção central e norte. As rochas vulcânicas do grupo Jurássico (Figura 4) são compostas basicamente de lavas andesíticas e piroclásticas e duas subdivisões estratigráficas são reconhecidas: uma série inferior de andesitos dobrados separados por inconformidades e uma superior de fragmentos de rochas piritizadas, calcificadas e silidificadas suavemente dobrados (BIRKENMAJER, 1989; BARTON, 1995). As rochas do grupo Península Fildes foram formadas entre o Paleoceno tardio (59 Ma) e o Eoceno Médio (43–42 Ma), estão localizadas na parte central e norte e são subdivididas por inconformidades em pelo menos quatro subdivisões estratigráficas (Figura 4): andesitos que são predominantes,

sedimentos de rochas, aglomerados e andesitos intercalados por tufos (BIRKENMAJER, 1989; BARTON, 1995). Há um horizonte de sedimentos terrestres fossilíferos distintos aproximadamente no meio da sucessão (BIRKENMAJER, 1989).

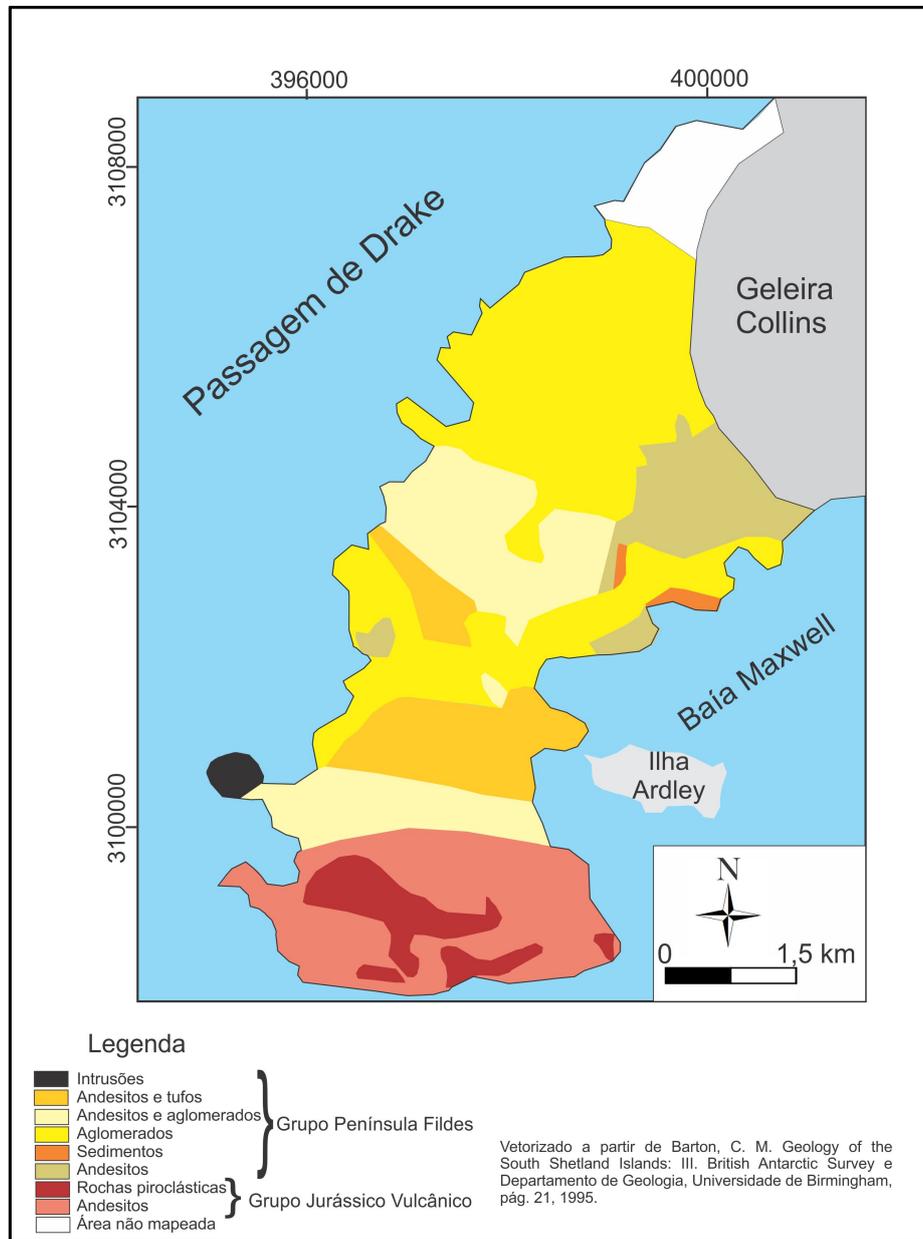


Figura 4: Geologia da península Fildes mostrando dois grupos, sendo o Jurássico Vulcânico localizado no sul e Península Fildes na porção central e norte.

A península Fildes foi compartimentada em unidades geomorfológicas: planaltos e depressões periféricas. As unidades morfoesculturais dos Planaltos (Figura 5) são a Meseta Norte e a Meseta Sul. A Meseta Norte possui a morfologia tabuliforme, elevações de 80 a 100 m, com declividade na zona de borda superior a 45%, e na porção plana entre 8–20%. A Meseta Norte apresenta lagos formados

principalmente na porção mais ao norte e as bordas erodidas com dois vales em circo. A Meseta Sul está inserida na Formação Geológica Jurássico, com reentrâncias abrigando vales em circo. Apresenta elevações entre 80 e 160 m, e a declividade média é de 8–20% com vários picos que apresentam declividade acima de 45%. Há uma feição que é um *paleohorn*, na parte central da Meseta Sul.

As unidades morfoesculturais de depressões possuem vários paleovales em U na porção oeste. Trata-se de um relevo suave, com baixo índice de rugosidade (1–2) e com declividades menores que 8%. É possível identificar as seguintes depressões: Depressão 1 com paleovales em U; Depressão 2, vales erodidos preenchidos pelo sistema de lagos proglaciais e deposição de material sedimentar pela geleira; Depressão 3, vales de anfiteatro estabelecidos na parede da Meseta Norte; Depressão 4, onde a depressão central erodida corresponde a passagem de um fluxo de gelo antes da deglaciação Holocênica; Depressão 5, com vales esculpidos em fraturas geológicas; Depressão 6: vales em anfiteatro esculpidos nas paredes da Meseta Sul (Figura 5).

Os dados de elevação (Figura 6) indicaram valores de máxima elevação entre 150 a 200 m, os quais estão localizados a duas áreas rochosas relacionadas às litologias de andesitos e conglomerados, na Meseta Norte, e rochas piroclásticas, na Meseta Sul. As áreas menos elevadas estão nos setores costeiros e em um eixo central, com litologia de conglomerados. Quanto à declividade (Figura 6), os maiores valores percentuais estão relacionados às escarpas das Mesetas Norte e Sul. Estes dados, juntamente com os de orientação da vertente e rugosidade, foram utilizados para descrição dos principais vales da península Fildes (item 3.3.3).

O ICR determinou as zonas de escarpa das duas áreas delimitadas como planaltos da Meseta Norte e Meseta Sul. Quanto maior o índice de rugosidade, maior a ação da erosão na área por ser uma área de maior declividade. Os valores baixos de rugosidade indicam as áreas de depressão e planícies com áreas de deposição. O ICR permite discriminar as áreas homogêneas de zonas mais dissecadas, permitindo analisar as formas de relevo. Os valores de maior rugosidade foram encontrados nos setores de maior amplitude topográfica, principalmente no setor sul e nas bordas da Meseta Norte. Foram delimitadas também as áreas de acumulação de água (Figura 6).

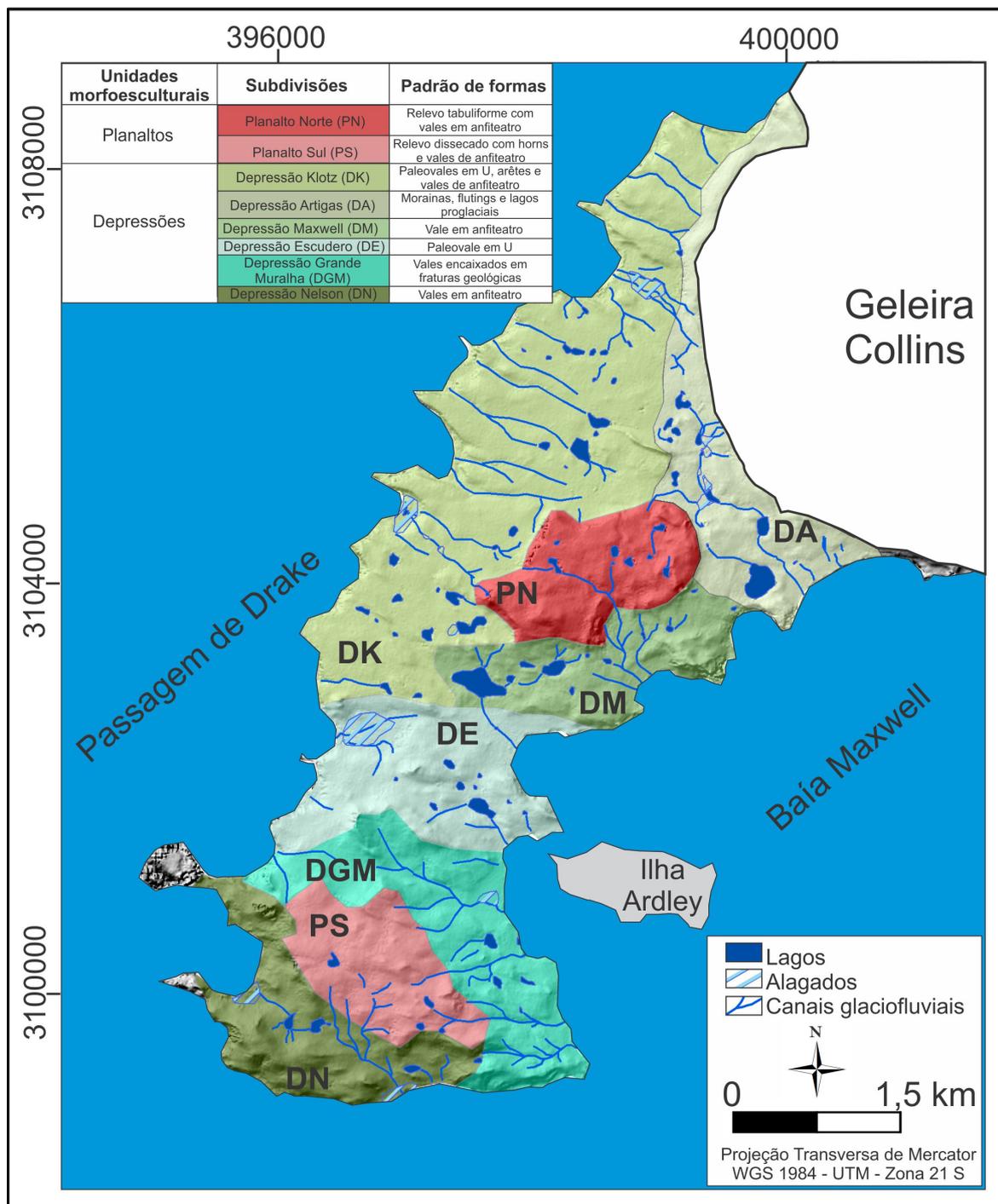


Figura 5: Compartimentos do relevo encontrados para a península Fildes. A unidade geomorfológica depressão se divide em seis, as quais apresentam-se com: plataformas marinhas, depressões e planícies com sedimentos glaciais, vales em circo, depressão central, vales.

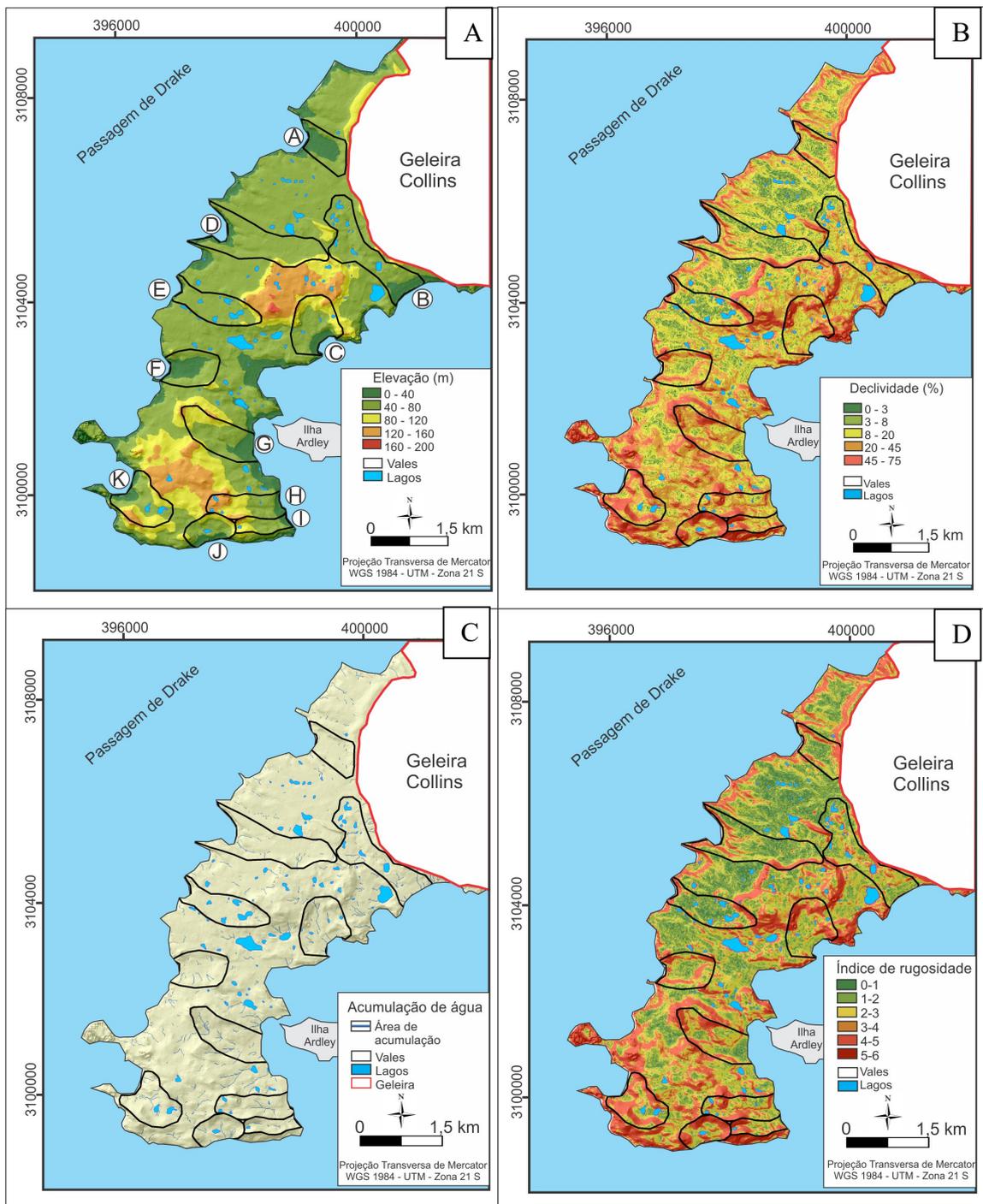


Figura 6: Relevo da península Fildes: A) Hipsometria; B) Declividade; C) Áreas de acumulação de água; D) Índice de rugosidade (quanto mais alto o valor significa que o relevo é mais dissecado). A sequência de letras no mapa A (elevação) representa a nomenclatura atribuída aos vales.

3.3.3 Delimitação dos Vales

Os perfis topográficos (Figura 7) identificam paleovales em U (perfis A, D, F e K) na porção oeste com preenchimento por material sedimentar proveniente dos canais de degelo. Na zona proglacial (perfil B) há uma sequência de lagos que

funcionam como áreas de deposição e formação de alagados com os sedimentos provenientes de canais de degelo que fluem principalmente da geleira Collins. Há vales em anfiteatro que se formam na parede das Mesetas Norte (perfil C e E) e Sul (perfil J) com vertentes íngremes e vales que se encaixam em falhas geológicas da formação do Grupo Jurássico (G, H e I) na porção sudeste.

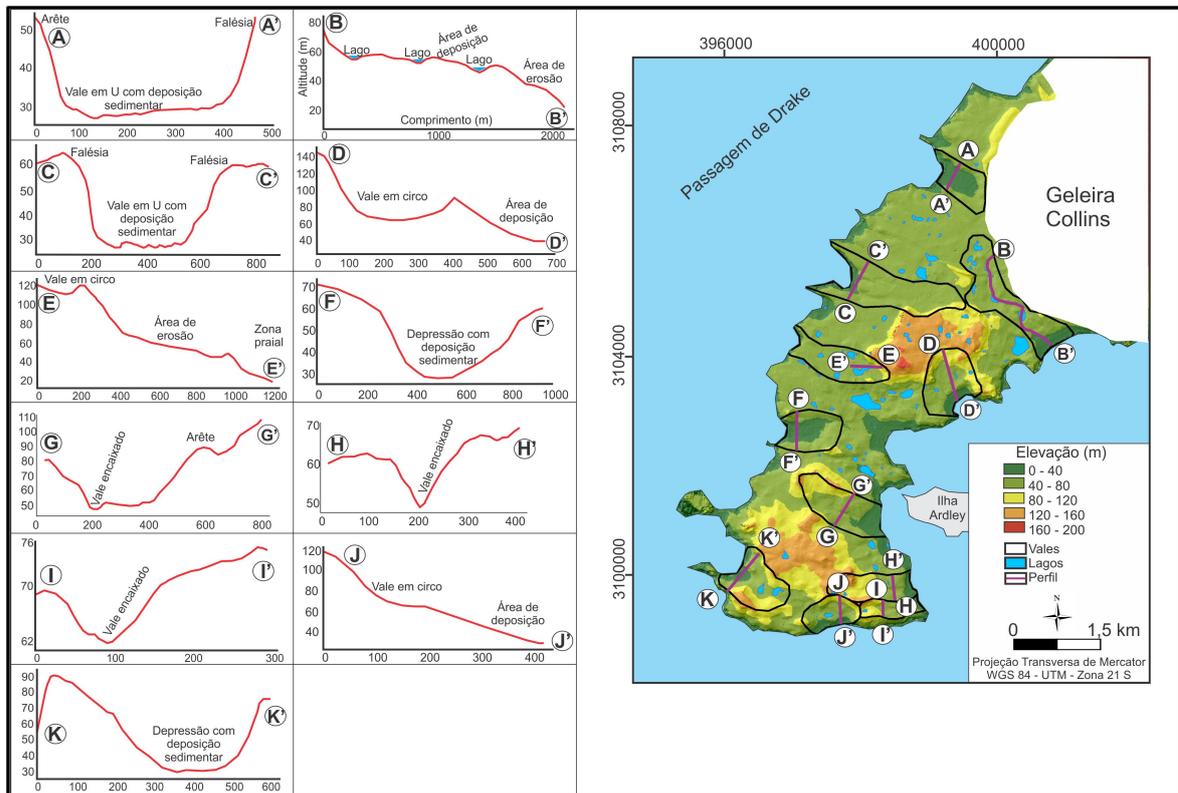


Figura 7: Principais feições identificadas com uso de perfis topográficos em alguns dos vales da península Fildes. Os vales estão nomeados (letras) de acordo com a figura 6.

3.3.4 Evolução do grau de entalhamento dos vales

A maior parte dos paleovales em “U” localizados no Compartimento de Depressão Klotz, estão passando por um processo de diminuição do grau de entalhamento. Esses vales estão sendo preenchidos por sedimentos provenientes das paredes das falésias e também transportados por canais de fusão da neve. A maioria dos vales se encaixa na classe de baixa dimensão interfluvial e estão evoluindo de um grau de entalhamento muito forte (>160 m) para médio (40–80m) (Figura 8). Os vales encaixados em fraturas geológicas, pertencentes ao compartimento “Grande Muralha” também estão diminuindo seu grau de entalhamento de muito forte para forte (80–160m).

Dimensão interfluvial média	Baixa - 1750 m a 3750 m	Média - 750 m a 1750 m
Grau de entalhamento dos vales		
Médio (40 - 80m)		
Forte (80 - 160m)		
Muito forte (> 160m)		

↑
Processo desnudacional e deposicional

Figura 8: Grau de entalhamento dos vales encontrados na península Fildes. Com o processo de desnudação, os vales passaram a sofrer sedimentação e intemperismo, diminuindo o grau de entalhamento. Adaptado de Ross (1994).

3.3.5 Formas individuais de relevo erosivas e deposicionais inseridas nas unidades morfoesculturais

3.3.5.1 Vale Klotz (Vale A)

O vale Klotz (Figura 9 - vale A) recebe atualmente o escoamento de água de degelo da porção noroeste da geleira Collins. Possui vertentes orientadas para Norte e Oeste, áreas que permanecem sem cobertura de neve por mais tempo no verão, permitindo maior ação de retrabalhamento pelas águas de degelo. Observa-se a presença de colonização por animais, desenvolvimento de vegetação e umidade do ar proveniente da passagem de Drake. O aporte de água de degelo, somado ao intemperismo químico local, faz desse vale uma área com sedimentos arredondados e pouco angulosos.

O fundo do vale Klotz é relativamente plano e com elevações entre 15 e 50m (Figura 9 - Fotografia A), há deposição de sedimentos finos transportados por canais de degelo e fluviais e depósitos de escoamento de detritos junto às vertentes rochosas mais íngremes. As porções laterais do vale são escarpadas e íngremes (com declividade em torno de 45%) e apresentam ação erosiva do mar junto à passagem de Drake formando falésias. No setor lateral voltado para o Sul do vale há uma paleoaresta (*arête*) formada pela deposição por duas correntes antigas de gelo. No contato com o mar observam-se

dois promontórios que provavelmente ancoravam a geleira que fluiu por este vale e possuía término no mar.

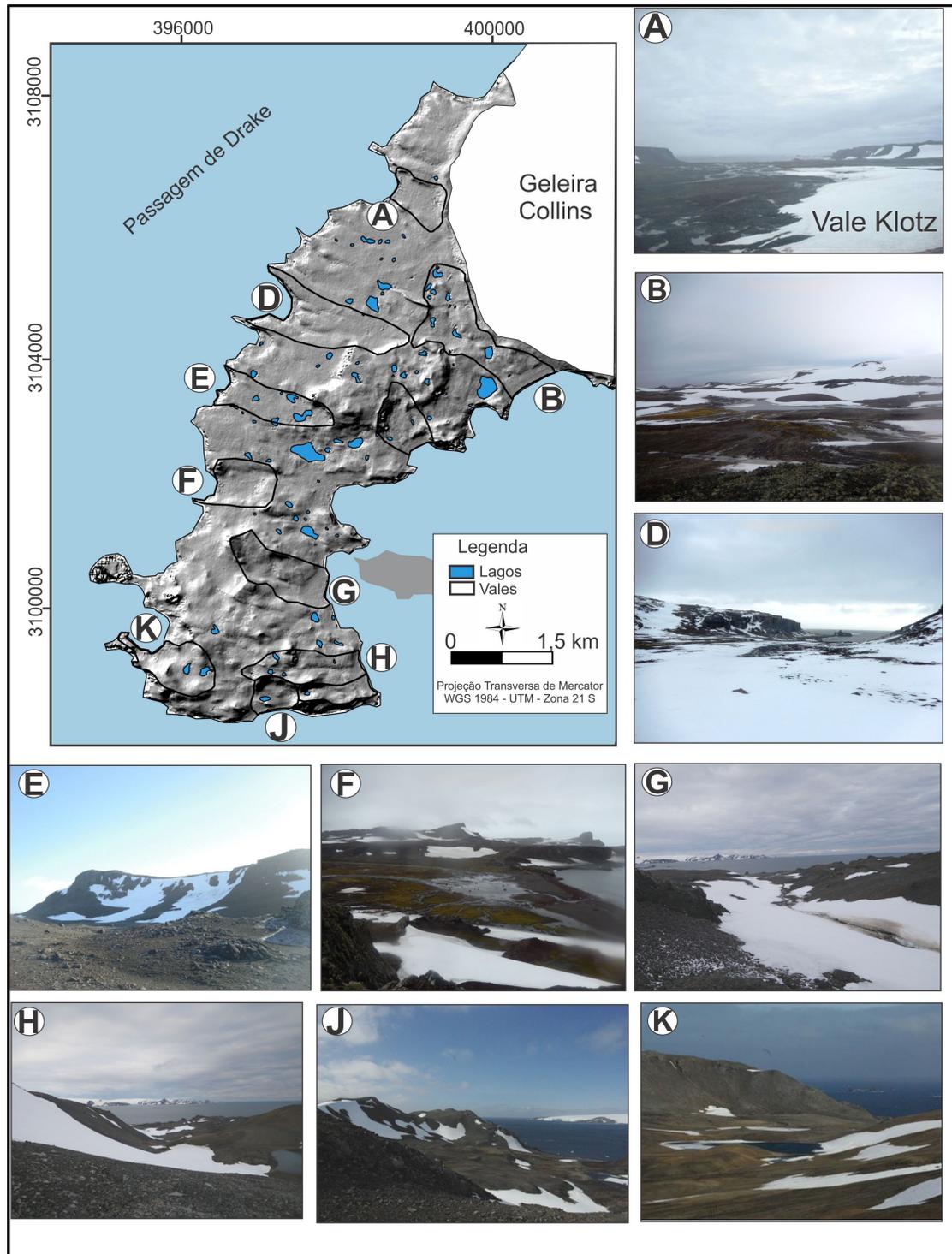


Figura 9: Fotografias de vales da península Fildes - A) Vale Klotz localizado na porção norte da península Fildes; B) bacia proglacial que drena até a baía Collins; C) não há fotografias do vale C; D) vale em área de paleogeleira de rocha; E) vale de antiga geleira de anfiteatro; F) vale em “U” na porção central da península Fildes; G) vale encaixado em fratura geológica; H) vale encaixado em fratura geológica; I) não há fotografias do vale I; J) vale de geleira de anfiteatro; K) vale encaixado em vale de anfiteatro. Os vales estão nomeados de acordo com a figura 6.

3.3.5.2 Vale Norte – vale B

O vale Norte (Figura 9 - vale B) possui orientação Oeste-Leste e é composto por uma série de lagos conectados e alimentados por múltiplos canais que desaguam na baía Maxwell. Esses recebem influxo d'água de derretimento da geleira e também de neve. Identifica-se que não se trata de um vale esculpido diretamente por geleira, mas sim de uma bacia glaciofluvial com o divisor de drenagem relacionado a moraina de avanço (formada durante a Pequena Idade do Gelo).

Esse vale (Figura 9- Fotografia B) é na sua maior parte plano com declividade entre 3–8% e com elevações que variam entre 0 e 100 m. Possui uma feição rochosa que pode ser indicativo de um paleoaresta que dividia o escoamento de dois vales (ou bacias) que fluíam da geleira Collins em direção a passagem de Drake. A feição está erodida por processos desnudacionais relacionados ao intemperismo físico (por processos de erosão de congelamento e descongelamento) e queda de blocos.

3.3.5.3 Vale C

A orientação predominante das vertentes do vale C (Figura 9) é sul e leste. Provavelmente foi esculpido por uma geleira que se localizava na reentrância na Meseta Norte onde apresenta três patamares escalonados devido à ação da erosão. O primeiro patamar está entre 100 m e 150 m de elevação, o segundo entre 50 e 100 m e o terceiro começa em 0 e segue até 50 m. A declividade é de mais de 20% na parede da Meseta Norte e entre 20 e 45% em um degrau há alguns metros da praia.

3.3.5.4 Vale D

O vale D (Figura 9- Fotografia D) está voltado para a passagem de Drake, apresenta uma área alagada alimentada por canais de fusão de neve. Possui uma escarpa até praia, que está entre 0–30 m, provável resultado do soerguimento dessa parte seguido por erosão marinha e apresenta promontórios que provavelmente ancoravam à frente da geleira. Quanto à orientação das vertentes, há predomínio para o norte. A declividade prevalece menor que 6%, tendo um declive maior que 44% nas paredes da Meseta Norte. Predomina a elevação entre 50 e 100m, nas paredes da Meseta atinge 150 m.

3.3.5.5 Vale E

A orientação das vertentes predomina em oeste e norte no vale E (Figura 9). A declividade atinge 45% na parede da Meseta Norte e no degrau para a praia, mas o restante da área é plana e faz parte da plataforma marinha. Ao sopé da Meseta Norte, no setor de maior declividade, há uma forma de anfiteatro registrando a erosão por uma geleira de circo que anteriormente fluía ao longo do vale até a zona costeira (Figura 9-Fotografia E). Predomina a elevação entre 50 e 100 m. Essa área foi modificada para construção de uma pista de pouso de aeronaves, contudo, a massa de gelo provavelmente fluía para a passagem de Drake e possuía dois pontos de ancoragem na praia.

3.3.5.6 Vale Grande (vale F)

As duas paredes do vale têm orientação predominante norte e sul, e é retrabalhado gerando formas suaves, predomina elevação menor que 50 m, atingindo a máxima de 100m. O vale Grande (Figura 09 - vale F) também é similar ao vale Klotz e ao vale E, se desenvolve numa depressão formada pela corrente de gelo Manao e é posteriormente retrabalhado pelos canais de fusão de neve. As escarpas do vale possuem declive entre 20–45%, porém o vale se desenvolve suavemente até a parte plana onde se forma um alagado com canais anastomosados, dois lagos e delta progradante com sedimentos finos em direção à zona costeira. Predominam formas de deposição fluvial de sedimentos derivados das áreas marginais mais altas. O vale (Figura 9 - Fotografia F) pode ter sido esculpido pela ação de um escoamento glacial posterior ao UMG, desprendendo-se na enseada onde há dois promontórios rochosos denominados de Ponta Juan Carlos (ao sul) e de Ponta Francisco Javier (ao norte), as quais podem estar relacionadas a ponto de ancoragem de um fluxo de uma geleira que chegava ao mar.

3.3.5.7 Vale do Vento (vale G), vales H e I

Birkenmajer (1989) indica que há zonas de falha na porção sudeste da península Fildes e na depressão central, local onde há a formação de uma sequência de três vales encaixados em fraturas geológicas delimitadas e descritos abaixo. Na porção encaixada dos três vales assumem uma forma em “V” que provavelmente ocorre por erosão diferencial nessa zona de fratura e retrabalhamento por canais de degelo.

Acompanhando os falhamentos tectônicos existentes ao sul da península na direção Oeste-Leste há três vales encaixados (Figura 9 - vales G, H e I) que possuem sistemas de drenagens fluviais extensos, estreitos e encaixados na parte superior e central (Figura 9 - Fotografias G e H) com praia soerguida na porção a jusante. Foram encontrados blocos com formato de *stoss and lee* retrabalhados pela ação marinha, porém não foram observados estriamentos. Atualmente há retrabalhamento pela ação fluvial e há a acumulação de água de fusão e de sedimentos nas porções de menor elevação onde ocorre a formação de lagos.

Predominam direção das vertentes em leste e sul, a elevação entre 28 e 90 m, além de uma zona de deposição sedimentar mais espessa indicando morainas marginais do fluxo de gelo pretérito. A declividade varia, atingindo a classe de 20–45 nas encostas mais íngremes.

3.3.5.8 Vale J

É um vale pequeno (Figura 9 - vale J), menor que 1 km², com vertentes orientadas para o sul. A declividade é maior que 45% na parede da Meseta Sul onde a geleira esculpiu uma reentrância nessa feição (Figura 9 - Fotografia J) e fluía por uma área de 400 metros livres até a praia. Predomina a elevação menor que 50 m, contudo a elevação chega a 100 m na parede da Meseta.

3.3.5.9 Vale K

É um vale (Figura 9 - vale K) na forma de circo ou anfiteatro (Figura 9 - Fotografia K) que representa condições de erosão glacial. Há a formação de um lago na porção central do vale. Há paredes rochosas íngremes com declividade de 20% e com fluxo de detritos. Com o retrabalhamento pela ação fluvial e marinha (relacionada a variações glacioeustáticas do nível do mar) há sedimentos arredondados no leito do vale. As pontas Rvegg e Eddy podem representar a extensão lateral do fluxo glacial que se inseria no local. As orientações predominantes das vertentes são norte e oeste e as elevações chegam a 150 m.

3.4 Considerações finais

De forma geral, os principais planaltos e depressões resultam de formas subglaciais anteriores a deglaciação. Alguns paleovales em U e vales em circo são

prováveis testemunhos de corpos de gelo menores que fluíam de campos de gelo localizados nas Mesetas Norte e Sul. Posteriormente, a ação intempérica e de retrabalhamento dos canais de degelo esculpiu os principais vales, com o processo desnudacional tem-se a formação de depressões periféricas aos planaltos e deposicional a formação de planícies.

A identificação das formas dos vales e seus processos atuantes, com auxílio de perfis topográficos, permitiu traçar a evolução do ambiente desde o período de deglaciação até a atual posição da geleira. Os produtos gerados a partir do MDE permitiram a caracterização do relevo e posterior compartimentação, o que é importante, pois está associado com a história de evolução da paisagem da península. O índice de rugosidade apresenta dados de dissecação e declividade e permite delimitar unidades geomorfológicas homogêneas, a partir do momento em que delimitou as áreas escarpadas.

Com base no grau de entalhamento dos vales, conclui-se que a maioria está diminuindo o valor de dissecação, pois estão passando por um momento de sedimentação dos fundos, alimentado por canais glaciofluviais e intemperismo das áreas escarpadas. Dessa forma, é possível inferir que a paisagem é de rápida transição de proglacial para periglacial, de mudança pós deposicional com a retração da geleira Collins.

Por fim, salienta-se que é importante avaliar a transformação da paisagem, numa escala temporal recente, de 10–50 anos, para a zona marginal à geleira, que se encontra em processo de retração. A zona proglacial já apresenta feições geomorfológicas que indicam mudanças de espessura e capacidade de transporte da geleira, então é fundamental avaliar em escala de detalhe a dinâmica sedimentar proglacial e sua sucessão de ambientes nessa área.

CAPÍTULO 4 - IDENTIFICAÇÃO E MAPEAMENTO EM MESOESCALA DA ZONA PROGLACIAL DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA.

4.1 Introdução

Conforme uma geleira sofre processo de retração da sua frente, se iniciam processos de retrabalhamento pela ação do vento, fluxos gravitacionais, fluvial, precipitação líquida e conseqüente intemperismo químico e físico dos depósitos recentemente expostos (MERCIER, 2008; MERCIER e ÉTIENNE, 2008), a formação de morainas evidencia o padrão de avanço/retração das geleiras (BENN e EVANS, 2010).

A dinâmica de degelo das geleiras é importante para construir relações sobre transporte sedimentar e a formação de geformas deposicionais relacionadas à dinâmica das geleiras (FOUNTAIN e WALDER, 1998). Características sedimentológicas e geomorfológicas glaciais podem ser usadas para interpretar os processos subglaciais, inferir as condições termo-basais, a dinâmica de avanço e recuo da geleira e, assim, reconstruir a evolução do ambiente de deglaciação (BENNETT e GLASSER, 1996; GLASSER e HAMBREY, 2002; 2005).

Com o recente processo de retração de geleiras na região da Península Antártica e ilhas adjacentes, torna-se importante o monitoramento das respostas da dinâmica glacial e proglacial e as interligações existentes. Além disso, a península Fildes é uma das áreas livres de gelo de maior extensão (cerca de 30 km²) na Antártica Marítima e, portanto, o monitoramento dos processos proglaciais que ali ocorrem são importantes (MICHEL *et al.* 2012).

O objetivo deste capítulo é caracterizar e interpretar os processos geomorfológicos e a formação de geformas do ambiente proglacial, incluindo a área marginal ao gelo da geleira Collins, ilha Rei George, Antártica.

4.2 Materiais e métodos

Foram coletadas 17 amostras (Figura 10) distribuídas ao longo de feições geomorfológicas (morainas e *flutings*) nas áreas proglaciais e marginais ao gelo para obter o mapeamento de detalhe da área. As áreas de coleta foram escolhidas para serem representativas de cada feição. As atividades de campo foram realizadas durante os verões de 2014/2015 e 2015/2016.

As amostras foram coletadas com uma pá, na parte subsuperficial da feição, na quantidade aproximada de 100g e colocadas em sacos plásticos com o código de cada amostra. Em cada local de coleta foram realizados pontos de controle de GPS (altitude geométrica e coordenadas) e observação do ambiente de entorno (orientação, tamanho do depósito, matriz).

4.2.1 Análise granulométrica

A separação dos sedimentos, finos e grosseiros foi realizado por um conjunto de peneiras com malha decrescente até o limite de 0,062 mm, visando a separação de acordo com classes texturais. Em seguida realizou-se a pesagem por classe (Figura 11).

Esses dados foram processados usando o *software* GRADISTAT, obtendo-se assim, a distribuição percentual das classes texturais dos sedimentos segundo a escala de Wentworth (1922). Foram elaborados histogramas para analisar a distribuição granulométrica e se o mesmo é unimodal, bimodal ou multimodal.

4.2.2 Análise morfooscópica

A análise foi realizada em 50 grãos das três classes granulométricas de maior intervalo. O grau de arredondamento foi calculado usando a tabela de comparação de Krumbein (1941) e o grau de esfericidade medido pela tabela de Rittenhouse (1943). As análises das texturas superficiais foram realizadas pela classificação de Bigarella (1955). Para a análise da presença de estrias nas amostras utilizou-se uma lupa binocular.

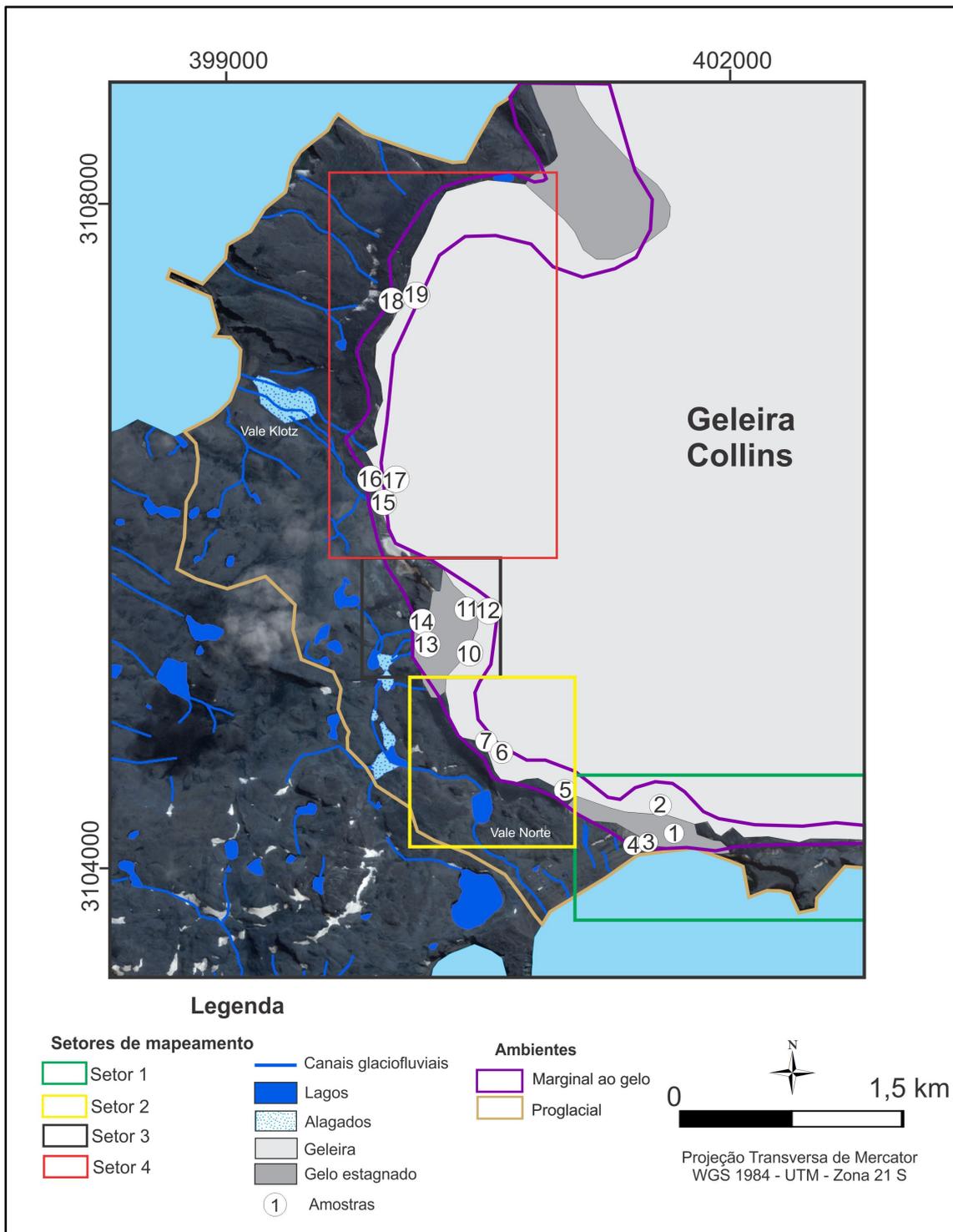


Figura 10: Área proglacial da geleira Collins com a localização das amostras coletadas (1 a 19) e setores mapeados.

A forma do clasto foi definida pela dimensão relativa dos três eixos ortogonais, chamados a (maior), b (intermediário), e c (menor) (HUBBARD e GLASSER, 2005). Os dados da forma dos clastos foram plotados em diagramas triangulares, colocando os raios dos três eixos ortogonais da partícula e realizados com o programa *TriPlot*. O

índice RA (% dos clastos angulosos) e índice C_{40} (% de clastos cujo eixo c/a é $< 0,4$) também foram calculados (Figura 11).

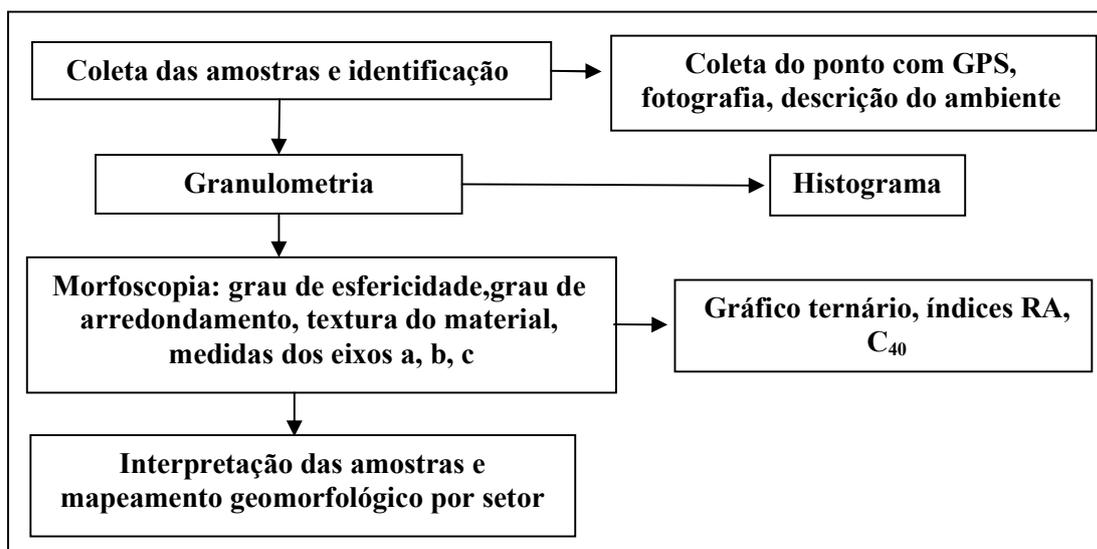


Figura 11: Metodologia adotada para a interpretação dos depósitos geomorfológicos examinados neste trabalho.

4.2.3 Mapeamento geomorfológico de mesoescala da zona proglacial

O mapeamento geomorfológico dos ambientes e geoformas deposicionais, proglacial e marginal ao gelo, foi realizada para feições de mesoescala. As feições foram identificadas pela análise de registros sedimentares, interpretação geomorfológica em campo e na imagem QuickBird (de fevereiro de 2008).

Foi criada uma chave de interpretação (Tabela 3) para definição e a identificação das formas para o mapeamento geomorfológico baseada em Glasser *et al.* (2005), Hubbard e Glasser (2005), Smith e Clark (2005), Gustavsson *et al.* (2006).

O degradê de cores varia entre tons escuros (vermelho) para as feições morânicas mais antigas a tons claros (amarelo) para as feições mais recentes. Essa dedução se baseia na interpretação sedimentológica, contudo não foi realizada datação. Não foi possível delimitar morainas recentes de recessão que se apresentam isoladas, devido à escala, sendo então gerado um polígono para a região em que estas se concentram. Nas imagens QuickBird não foi possível identificar as morainas de recessão.

Tabela 3: Chave de interpretação das feições deposicionais proglaciais e de contato com a geleira. Os setores foram identificados na Figura 10.

Feição mapeada	Perfil	Disposição espacial	Dimensões	Posição em relação ao sistema glacial
Cristas morânicas de avanço - setor 1, 2, 3 e 4		Perpendicular à direção de fluxo	Altura entre 8–10 m e foi encontrada em todos setores mapeados.	Frente da geleira - área proglacial distal
Cristas morânicas de recessão (supraglaciais) - setor 1		Perpendicular à direção de fluxo	Alguns montículos com 1–2 m de altura e até 5 m; crista morânica com 3–4 m de altura e comprimento maior que 10 m.	Frente da geleira - proglacial de contato com a geleira
Flutings - Setor 1		Paralela à direção de fluxo	Feições com no máximo 2 m de altura e comprimento chegando no máximo a 5 m.	Frente da geleira - proglacial de contato com a geleira
Cristas morânicas de recessão recentes - setor 2		Perpendicular à direção de fluxo	Feições com 1 m de altura e comprimento máximo em 4 m.	Frente da geleira - proglacial de contato com a geleira
Cristas morânicas de recessão - setor 3		Perpendicular à direção de fluxo	Altura entre 2–5 m de altura e 20 m de comprimento.	Frente da geleira - proglacial de contato com a geleira
Cristas morânicas de recessão / estagnação - setor 4		Perpendicular à direção de fluxo	Altura variando entre 6–8 m.	Frente da geleira - proglacial de contato com a geleira

4.3 Resultados e discussões

4.3.1 Análise sedimentológica e interpretação de geofomas deposicionais

Os resultados da análise granulométrica e morfoscópica foram base para a interpretação da história de transporte, erosão e deposição das feições glaciais e, assim, para a identificação desses e de ambientes sedimentares associados. Foram encontradas feições denominadas de *flutings*, morainas recentes indicativas da retração da geleira e morainas antigas resultantes de avanço.

4.3.1.1 Setor 1 - Flutings

Os depósitos identificados em campo possuem em média 2 m de altura e 4-5 m de extensão, com uma seção transversal uniforme que geralmente se inicia por um obstáculo rochoso. São feições compostas por *till* de alojamento e também contêm areias e cascalhos (BENNETT e GLASSER, 1996; EKLUND e HART, 1996).

Nos depósitos interpretados como *flutings* (Figura 12 - Amostra 3 e 4) observa-se predominância textural de cascalho e areia (42% e 57% para amostra 3, respectivamente; 53% e 44% para a amostra 4). Somente grãos acima de 4 mm apresentam esfericidade média, subarredondamento e estrias, abaixo de 4 mm predominam grãos com esfericidade média e o arredondamento sub-angular, textura sacaróide fosco, índice RA em 30%, esfericidade média e índice C_{40} de 32% e 20%, para as amostras 3 e 4, respectivamente (Figura 12). A presença de estrias e o grau de arredondamento encontrado indica transporte subglacial, e/ou glaciofluvial, contudo, outras características apresentadas indicam que a amostra possui mistura de sedimentos de diferentes períodos de transporte.

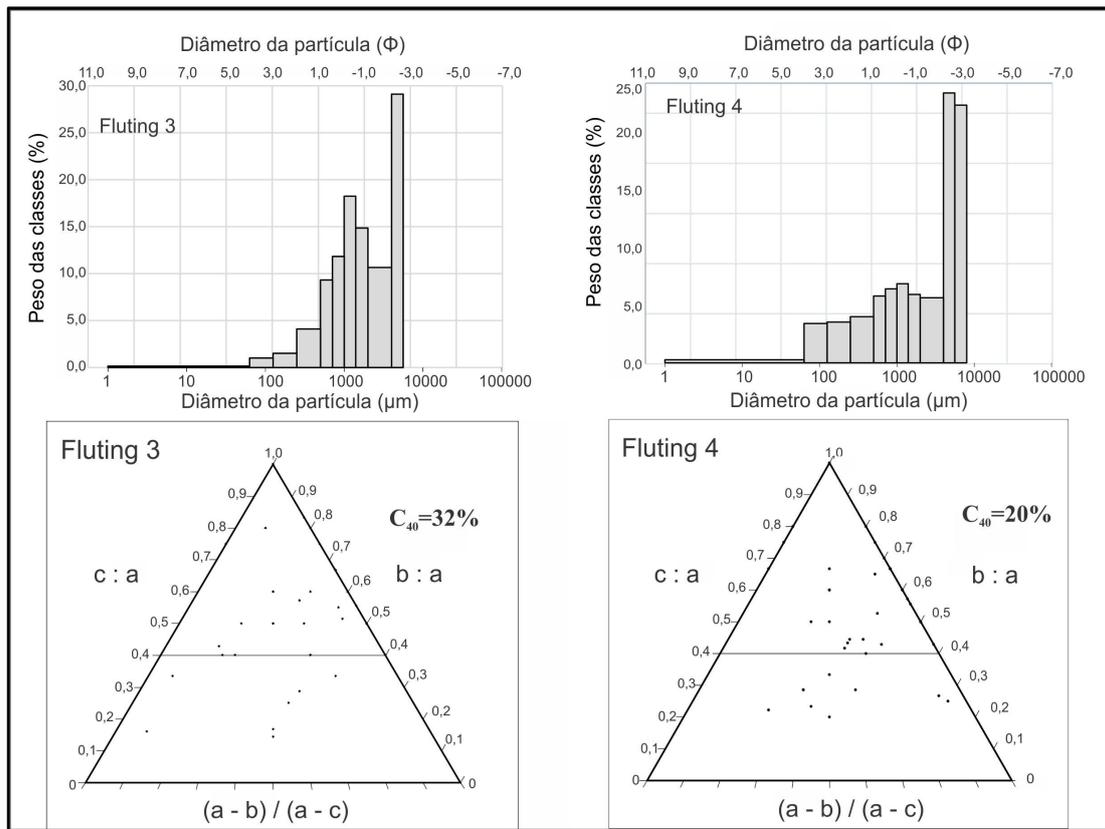


Figura 12: Análise granulométrica e morfoscópica das amostras 3 e 4 caracterizadas como *flutings*.

4.3.1.2 Setor 1 - Morainas de recessão (formadas por material supraglacial)

A amostra 1 (Figura 13) é composta por sedimentos de fração cascalho de médio a fino (94,3%) a areia (5,5%), com quase ausência de sedimentos finos, muito bem selecionada e com distribuição unimodal. Grãos de baixo arredondamento (65%) e esfericidade média (48%) predominam. O índice RA é de 45% e possui alto índice C_{40} (90%).

Na amostra 2 predominam sedimentos de fração predominante de cascalho de médio a fino (85%), areia (15%), evidencia-se quase ausência de sedimentos finos, apresenta-se bem selecionada e com distribuição unimodal. Os sedimentos têm baixo arredondamento, com predomínio de 48% da classe angular e 36% sub-angular, e esfericidade média (54%) a baixa (40%). O índice RA é 48% e possui alto C_{40} (76%). Os relativos altos índices de C_{40} e predomínio de grãos com raios c/a pequenos indicam grãos mais alongados e imaturos e a alta angularidade e pouca esfericidade podem resultar da grande quebra que sofrem os grãos. As características de pouco selecionamento, esfericidade e arredondamento indicam transporte passivo e da pouca distância de transporte.

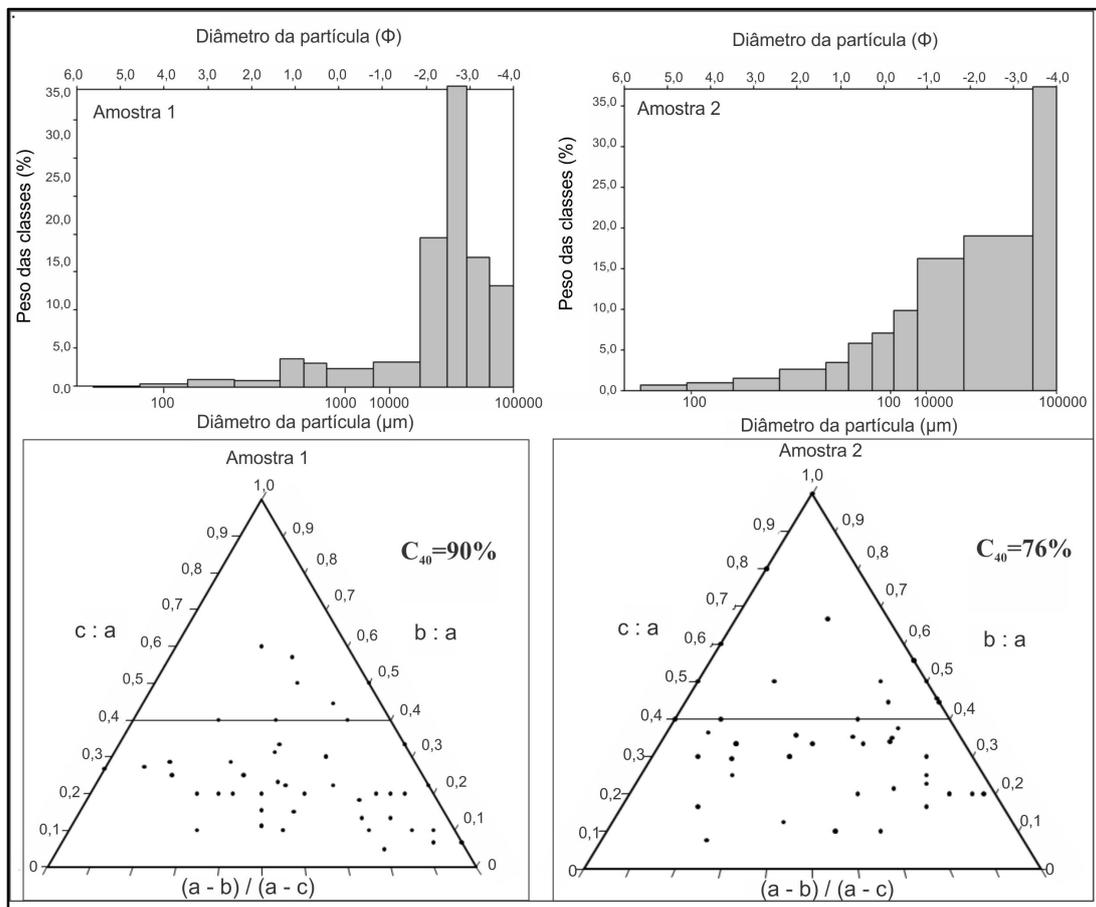


Figura 13: Análise granulométrica e morfoscópica das amostras 1 e 2.

4.3.1.3 Setor 2 - Morainas de recessão recentes

É possível observar uma sequência de pequenos depósitos de cristas irregulares (com altura média entre 1–2 m e extensão de até 5 m) e que as características sedimentares mostram ser morainas, no setor nordeste da península Fildes. A análise granulométrica das amostras 5 e 6 (Figura 14) indica que predominam areia e cascalho, pobremente selecionada e distribuição bimodal. Os grãos são predominantemente subarredondados e de esfericidade média, com índice RA em 30% e 20% (amostra 5 e 6). Há poucas estrias e a textura predominante é sacaróide fosco. O baixo índice C_{40} (12% e 40% para as amostras 5 e 6, respectivamente) indica transporte ativo.

As características dessas morainas apontam formação na margem de geleira com base úmida, pela presença de água de derretimento e retração da geleira, já como observado em estudos anteriores na área (SIMÕES *et al.* 2015) e criadas por uma combinação de processos de despejo e empurrão. O predomínio de grãos grosseiros, a pouca quantidade de finos e o selecionamento indica que os sedimentos da amostra foram modificados por processos erosivos em ambiente glacial e supraglacial ou ocorreu transporte curto (alguns metros) para a modificação dos grãos.

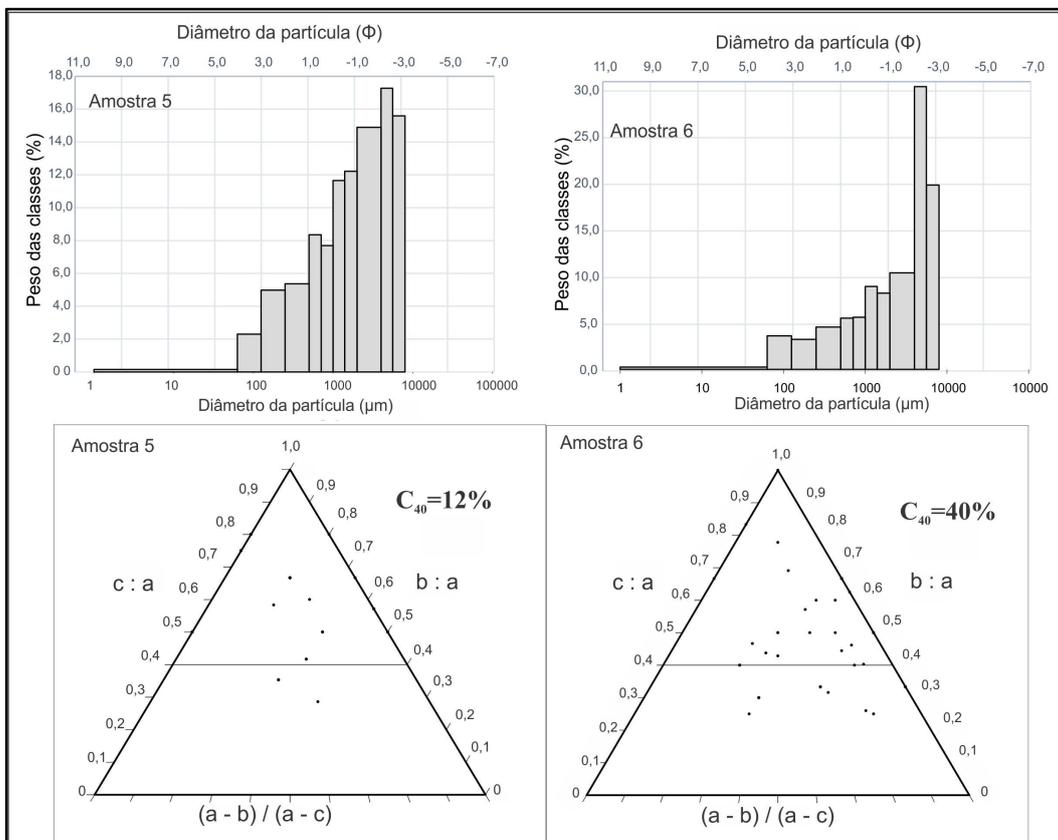


Figura 14: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 5 e 6.

4.3.1.4 Setor 3: Morainas de recessão (formadas em ambiente glaciofluvial)

As feições morânicas representadas pelas amostras 11 e 12 (Figura 15), possuem extensão entre 1-5 m e altura máxima de 2 m, se localizam isoladamente ao lado de um canal de água de derretimento, na margem frontal da geleira.

A amostra 11, localizada à jusante de um obstáculo rochoso, caracteriza-se por ser unimodal, com 73% de cascalho e 27% de areia. Predomina arredondamento sub angular com índice RA em 25%, esfericidade baixa, textura superficial sacaróide fosca. O índice C_{40} é de 30% indica o papel do transporte por água de derretimento neste local, o que é evidenciado por vários canais em um sistema de leque glaciofluvial na área, além do arrancamento de material proveniente da área rochosa exposta à jusante.

A amostra 12 indica predominância de areia (54%) e cascalho (44%) e é pobremente selecionado. Apresenta estrias, predominância de esfericidade média, arredondamento médio e textura de sacaróide fosco. A amostra possui índice RA de 5% e C_{40} de 22%. Essas características evidenciam atividade erosiva subglacial com a presença de água de degelo.

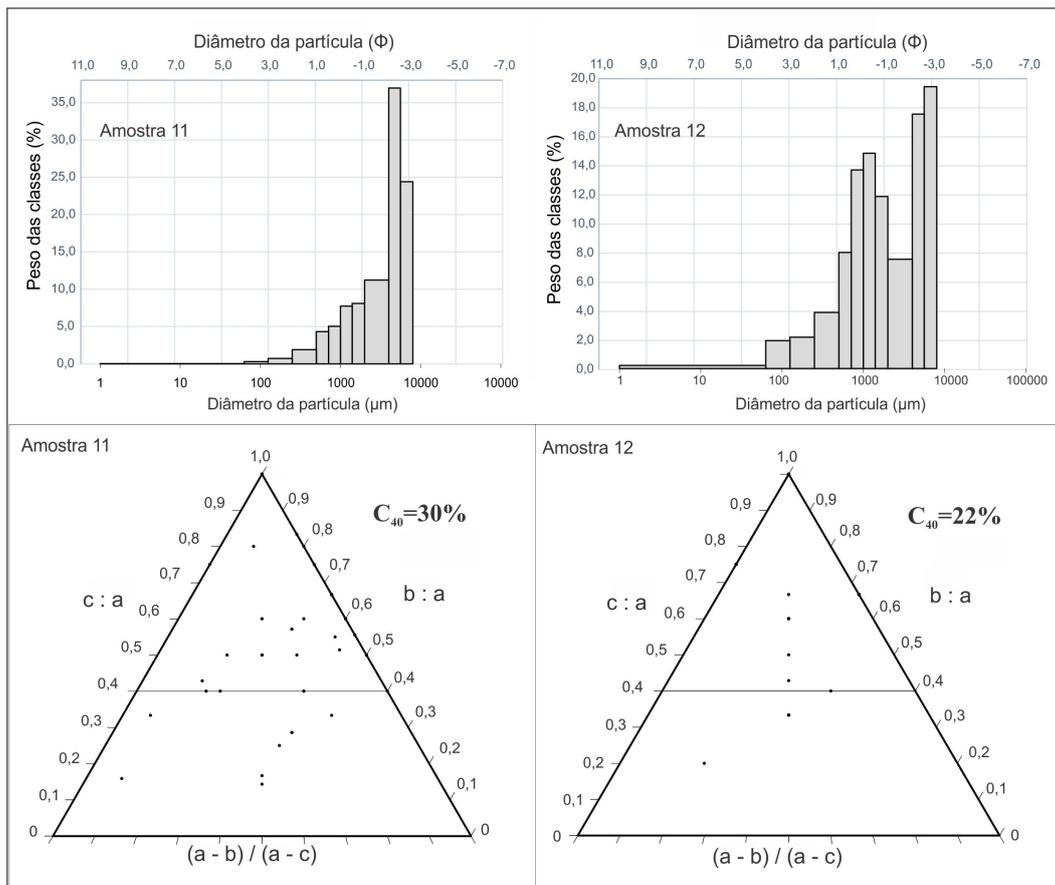


Figura 15: Análise morfológica e granulométrica das amostras 11 e 12.

4.3.1.5 Setor 3 - Morainas de recessão (formadas por obstáculo rochoso)

As amostras 8 e 9 (Figura 16), interpretadas como morainas, possuem sua formação provavelmente relacionada à mesma época de retração da geleira (pós Pequena Idade do Gelo), pois apresentam índices C_{40} e RA semelhantes. Formam uma crista morânica que, possivelmente, no passado possuía ligação longitudinal. Possuem 7 m de altura e extensão máxima de 30 m.

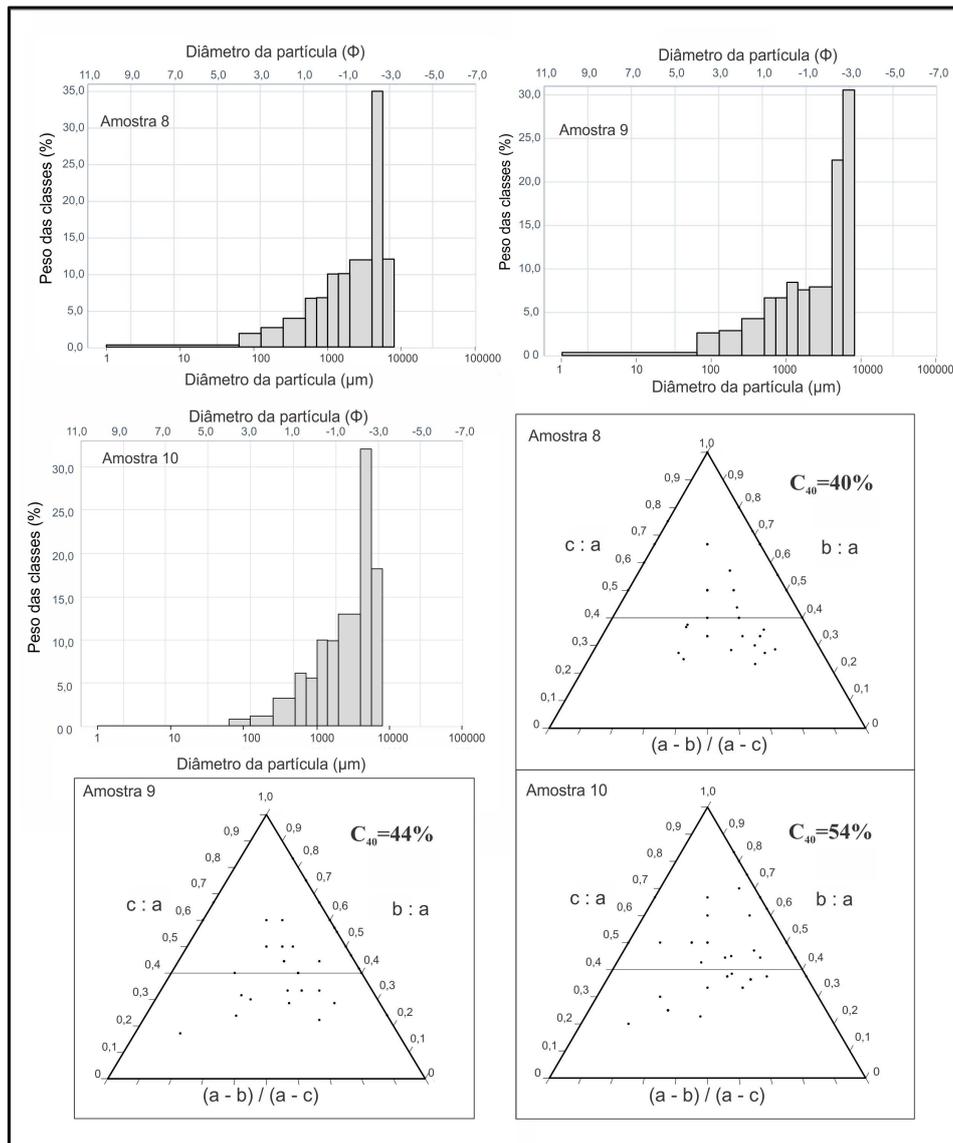


Figura 16: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 8, 9 e 10.

As amostras 8 e 9 apresentam 57% de cascalho, 41% de areia, pobremente selecionada com areia grossa e cascalho fino. Há poucas estrias ou grãos sacaróides polidos. Apresenta esfericidade baixa, o arredondamento predomina em angular/sub-angular, e o índice RA é de 50% e 67% e o índice C_{40} é de 40% e 44% (ambos os valores, respectivamente para amostras 8 e 9).

Atualmente, as morainas representadas pelas amostras 8 e 9 (Figura 16) indicam um limite de frente da geleira, já que possivelmente o gelo localizado à sua jusante está estagnado e em anos de maior ablação como 2008 perde conexão com o sistema glacial principal.

Já a moraina 10 (Figura 16), formada em posição distal em relação a moraina 9, é uma feição de recessão influenciada pela presença de um obstáculo rochoso, que diminui a velocidade da geleira, tornando-a menos espessa e com menor competência de transporte sedimentar. Apresenta 65% de cascalho e 34% de areia, pobremente selecionada, esfericidade predominante baixa, arredondamento angular, índice RA de 56%, sem estrias e índice C_{40} de 54%.

4.3.1.6 - Setor 4 - Morainas de recessão/estagnação

As três cristas morânicas (amostras 15, 16 e 17), encontradas no setor de mapeamento 4, podem estar relacionadas a uma sequência de retração e estabilização do setor frontal da geleira Collins no quadrante noroeste. A amostra 16 (Figura 17) está entre a moraina de avanço (amostra 15) e a moraina mais recente (amostra 17) do setor 4 e representa, possivelmente, uma fase de retração depois do avanço da pequena Idade do Gelo, trata-se de uma moraina com 4–6 m de altura. A amostra 17 possui contato direto com a geleira, entre 3–6 m de altura, e a amostra 15 possui características muito similares às encontradas no setor 2, contudo apresentam maior continuidade longitudinal e maior altura (6–8m), sendo possível encontrar grãos como blocos de 40 cm x 30 cm.

A análise granulométrica da amostra 15 indica que há predominância de cascalho (76%) e areia (21,8%), caracterizando-se por ser pobremente selecionada e com distribuição bimodal. Predominam grãos sub-angulares a sub arredondados, com a presença de grãos arredondados. A esfericidade predominante é de média, índice C_{40} é de 40% e o RA é de 1%. Apresenta sedimentos de textura superficial com muitos sulcos, estrias e predomínio de grãos mamelonados foscas.

A moraina 16 apresenta 40% de classe textural cascalho e 57% areia. Predomina o arredondamento angular, esfericidade baixa (75%), índice RA 63% e índice C_{40} de 50%, sem a presença de estrias e predomínio de grãos com textura sacaróide fosca.

A moraina 17 (Figura 17) possui predominância textural de cascalho (62%) e areia (37%), caracterizando-se como pobremente selecionada, esfericidade

predominante baixa (40%), angulosidade predomina em sub-arredondados, textura sacaróide fosco, poucas estrias, RA de 35% e índice C_{40} de 32%. A esfericidade e arredondamento indicam maior distância de transporte dos sedimentos e modificação subglacial com a presença de água de degelo, ainda que possa ter mistura de grãos de diferentes origens de transporte.

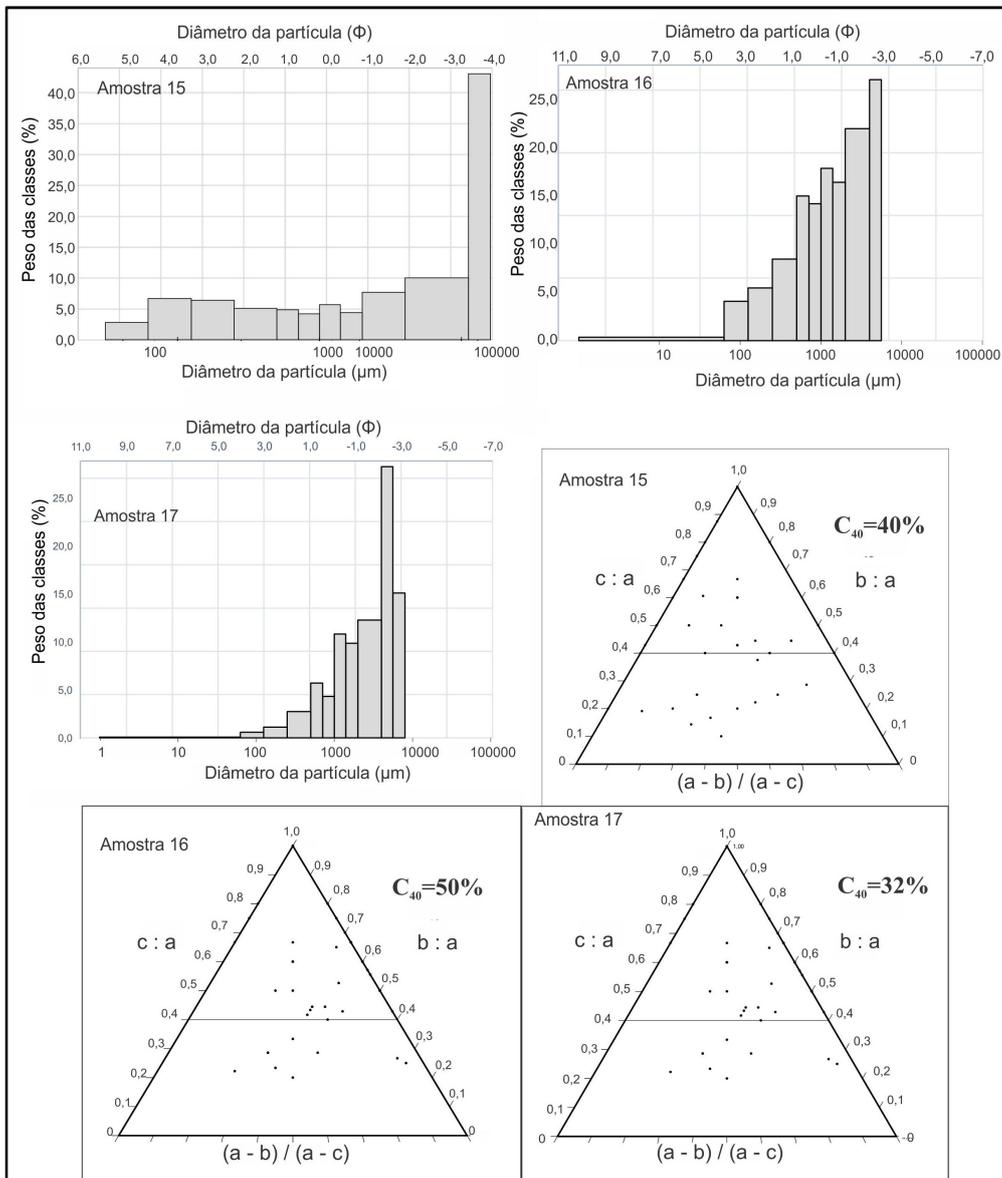


Figura 17: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 15, 16 e 17.

4.3.1.7 Setor 1, 2 e 4 – Morainas de avanço

As amostras 7, 13 e 14 apresentam-se distribuídas nos setores 1, 2 e 4 com altura chegando a 10 m e extensão de 800 m. Se distinguem pela continuidade e altura em relação as demais feições de deposição encontradas. Por sua localização, podem ser interpretadas como morainas de avanço relacionadas à datação por radiocarbono de

Hall (2007), que evidencia a extensão do campo de gelo da ilha Rei George sobre a península Fildes no Holoceno tardio. A crista morânica comumente mostra-se 10 m acima do nível gelo atual e parte dela pode ter sido formada por processo de empurrão durante a fase de avanço.

A amostras 7, 13 e 14 (Figura 18) são compostas predominantemente por cascalho (55–72%) e areia (27–44%), destacando-se por possuir maior quantidade de fração cascalho que as morainas relacionadas a fases mais recentes, ou seja material mais imaturo e pouco tempo de transporte. No geral, o arredondamento predominante é angular, esfericidade baixa a média, índice RA entre 38 e 64%, índice C_{40} entre 44% e 50% e textura superficial sacaróide fosco, com poucas estrias. As características sedimentares indicam relativo transporte subglacial e posterior deposição durante o período de estagnação do avanço.

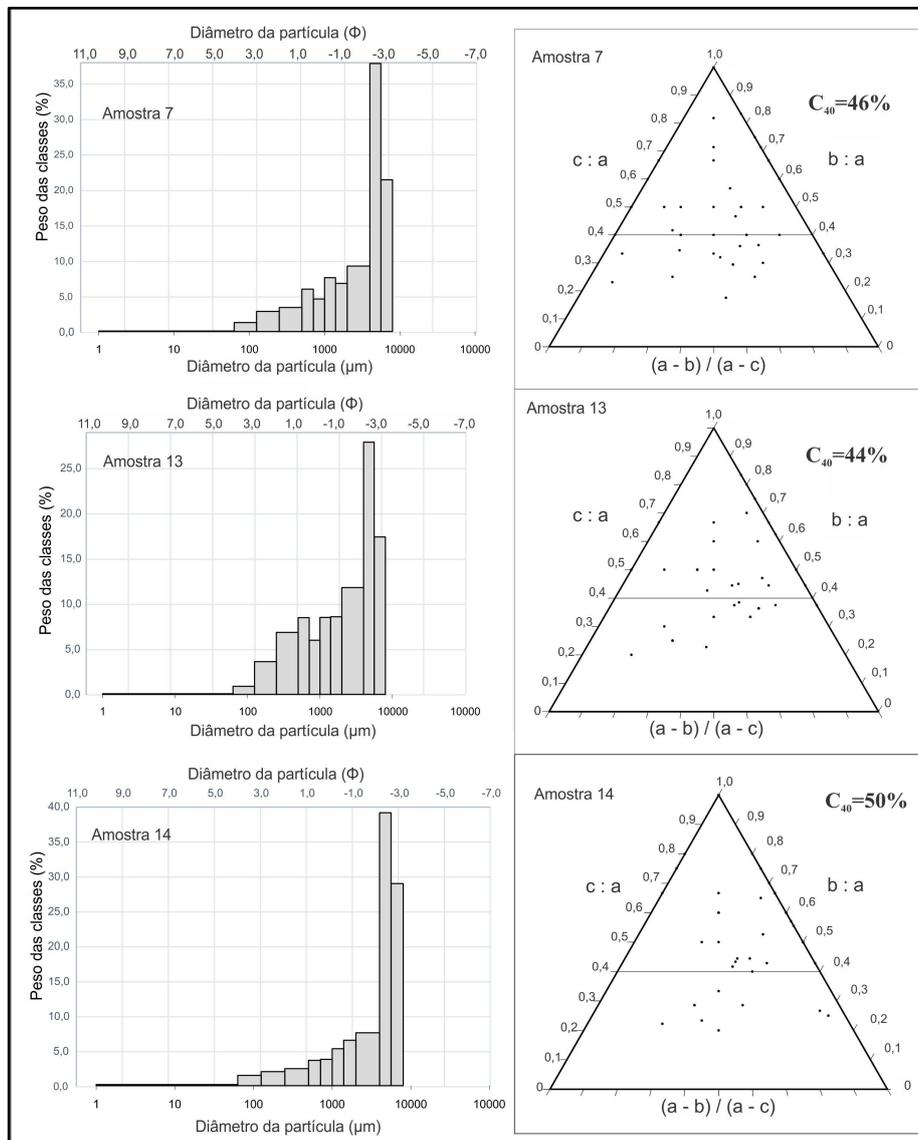


Figura 18: Análise morfoscópica e granulométrica das amostras 7, 13 e 14.

4.3.2 Mapeamento geomorfológico e interpretação dos ambientes deposicionais

A interpretação do contexto hidrológico, deposicional e relação com dinâmica da frente glacial atual possibilitou distinguir dois ambientes sedimentares na área de estudo: (a) zona de contato com gelo, ou seja, imediatamente conectado à geleira, classificada como área marginal do gelo; (b) zona de contato com a geleira por processos glaciofluviais.

Para o mapeamento geomorfológico em detalhe a área de estudo foi dividida em 4 setores, em diferentes quadrantes, em relação a frente atual da geleira: setor 1 - geleira com pouca espessura evidenciando os *flutings* da base e morainas supraglaciais; setor 2 - área com formação de morainas de recessão; 3 - área com gelo estagnado e morainas formadas por despejo de material sedimentar e sistema glaciofluvial bem desenvolvido; quatro - setor com morainas de avanço bem desenvolvidas (acima de 6 m), formadas por empurrão durante a PIG.

• **Setor 1:** Há uma zona de leque glaciofluvial alimentada pela água de derretimento da geleira com declividade entre 0–8% drenando água e sedimentos para a baía Maxwell. A retração da geleira deixa o terreno exposto no período de ablação mostrando as morainas de recessão (Figura 19C), formadas por material supraglacial (amostras 1 e 2) e feições deposicionais, como os *flutings* (Figura 19A e B). Os *flutings* demonstram-se dinâmicos quanto a sua exposição, condicionados a intensidade de ablação e derretimento da neve nesta parte de gelo estagnado, condicionados ao aporte sedimentar e hidrológico.

• **Setor 2:** Possui uma moraina de avanço (a moraina mais externa) proeminente na paisagem, ao lado desta têm-se o vale Norte com o canal que interliga lagos do setor 3 até o escoamento no mar, para a baía de Maxwell. O setor 2 é caracterizado por apresentar sequência de morainas de recessão (Figura 20A e B) de pouca extensão e altura (3m de comprimento por 1 m de altura). Essas morainas estão sujeitas a retrabalhamento em fases de estabilização anual com processo de despejo (*dumping*) sazonal de sedimentos, porém são indicativos de retração nessa área. As morainas de recessão recentes (amostras 5 e 6) mostram-se num alinhamento perpendicular ao fluxo da geleira e com uma assimetria mais íngreme em direção à frente da geleira (Figura 20 C).

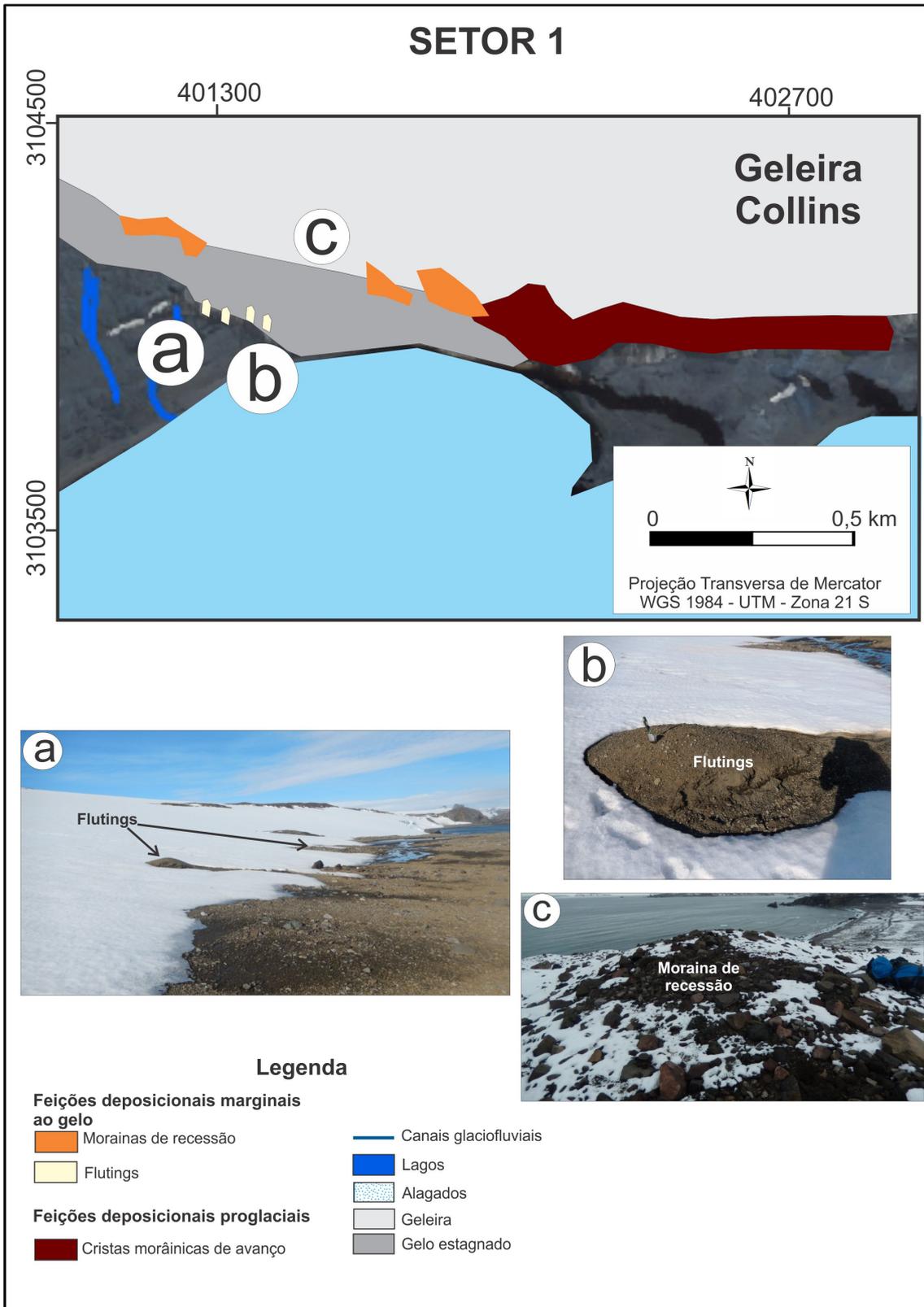


Figura 19: A) Frente da geleira Collins na porção com gelo estagnado e *flutings*; B) *fluting*; C) moraina de formação supraglacial.

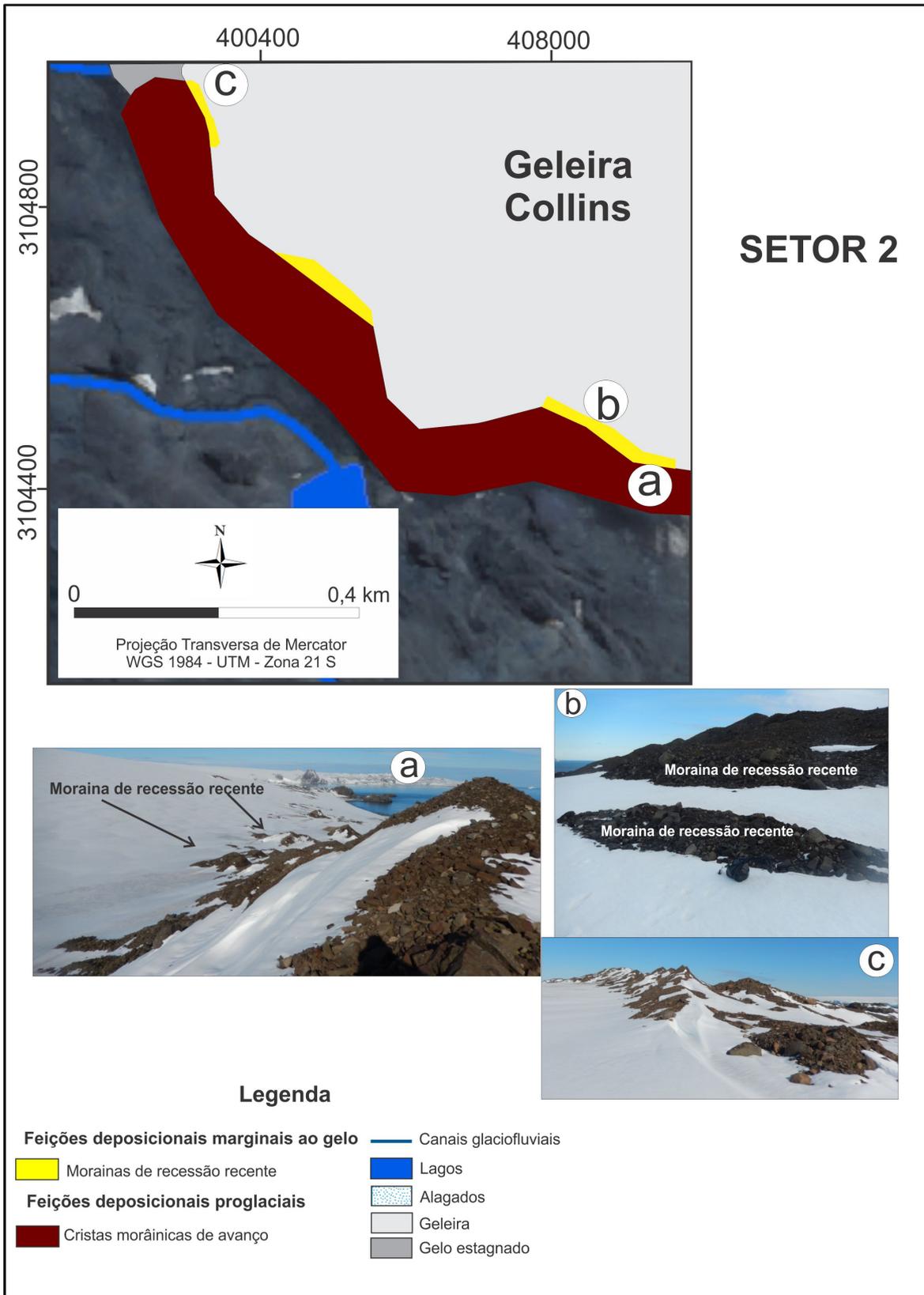


Figura 20: A) Vários montículos de morainas de recessão; B) Moraina de recessão com vista da frente da geleira; C) Perfil das morainas de recessão a esquerda, e de avanço à direita.

• **Setor 3:** Apresenta uma zona de leque glaciofluvial na zona proglacial (amostras 11 e 12), distante 300 m da frente da geleira ativa formando a cabeceira de uma rede de drenagem no sentido da baía de Maxwell com três lagos interconectados (Figura 21 C). Esse obstáculo rochoso, que possui a mesma elevação que a Meseta Norte (120 m) provavelmente são relictos do intemperismo diferencial na área. Esse setor é o único que não tem preservação da crista morânica de avanço citada por Hall (2007) formada na PIG. Provavelmente, devido a um obstáculo rochoso, à frente da geleira não tenha avançado tanto quanto nos demais setores (Figura 21B), tendo-se subdividido em duas direções de fluxo (NE-SO e NO-SE) e originando a moraina de recessão/estagnação na área (amostras 11 e 12). Com a retração posterior ao último avanço da geleira (Figura 21 A), e ao fluxo de água de degelo nesta área, a moraina de avanço foi retrabalhada por processos glaciofluviais.

• **Setor 4:** Caracteriza-se por possuir a moraina de avanço com cerca de 8–10m de altura. A área possui extensão da moraina de avanço (amostra 16) em torno de 800 m, formadas durante recessão/estagnação (Figura 22 B), muito similares (segundo a morfologia do depósito e morfoscopia sedimentar) àquelas de avanço do setor 2 (amostras 6 e 7). Observando-se na imagem de satélite, as morainas de avanço são amplamente arqueadas no plano (Figura 22 A), mas no detalhe elas são irregulares e sinuosas, refletindo a morfologia da frente ativa da geleira durante a PIG.

O setor 3, assim como o 1, apresenta uma área com obstáculo rochoso (atualmente exposto) e fluxos de água de degelo e fusão de neve, sem preservação da moraina de avanço. Contudo, apresenta um cinturão morânico, já retrabalhado, que indica fase de recessão/estagnação pós PIG e que atualmente delimita a frente atual da geleira com presença de gelo estagnado à jusante (Tabela 4).

A moraina de recessão do setor 4 apresenta grãos com estrias que evidenciam transporte subglacial (amostra 15). Por fim, destaca-se que o setor 2 apresenta morainas recentes pequenas (1–2 m de altura), tamanho que evidencia estabilizações da geleira em retração contínua. A pouca espessura dessas feições deposicionais aponta para a capacidade e competência de transporte, enquanto o setor 4 demonstra condições de geleira mais ativa (fluxo da geleira).

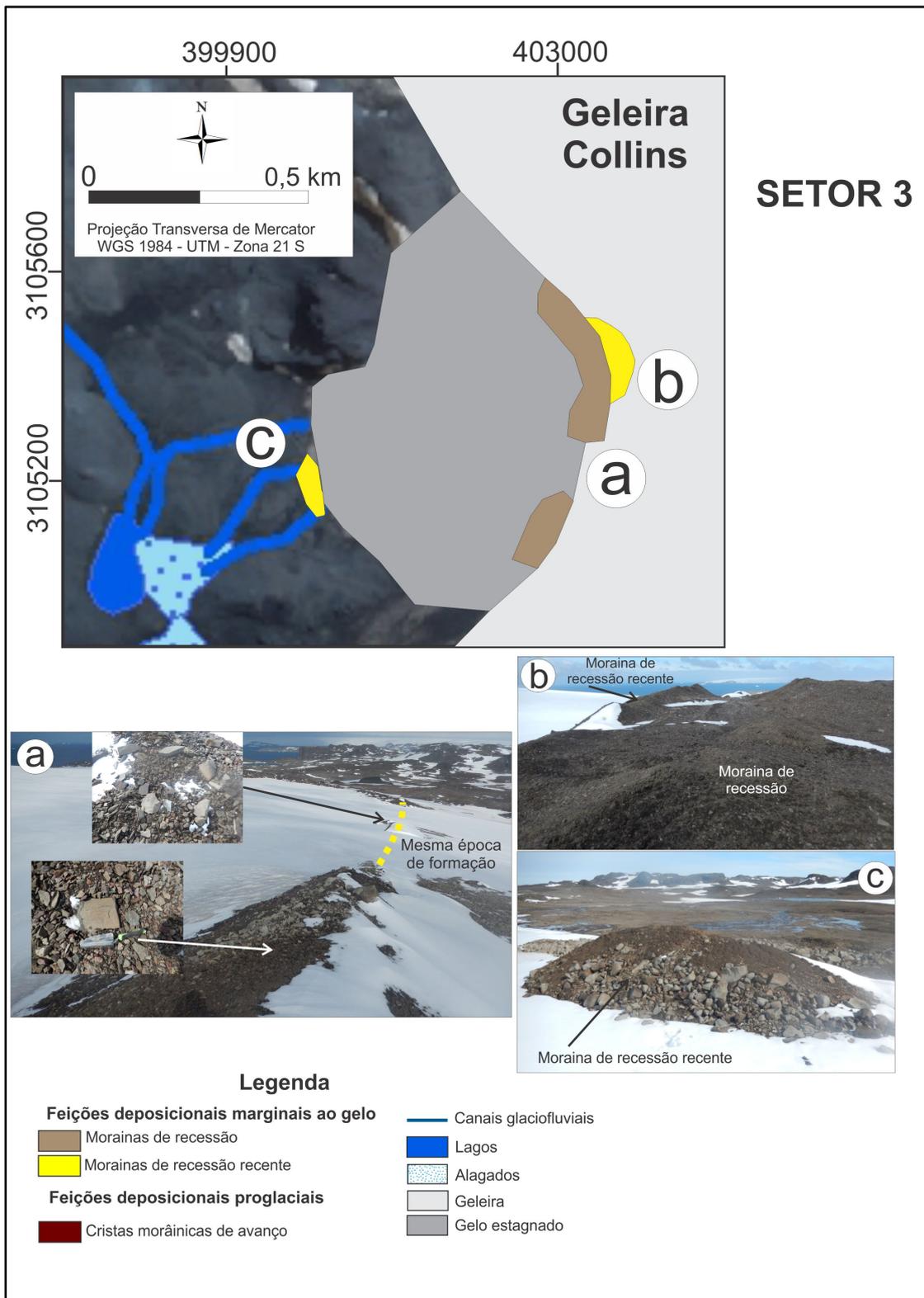


Figura 21: A) Morainas de recessão à frente de obstáculo rochoso na porção que a geleira está ativa; B) Sequência de morainas que indicam a recessão pós PIG; C) Moraina de recessão formada em ambiente glaciofluvial na zona proglacial distal.

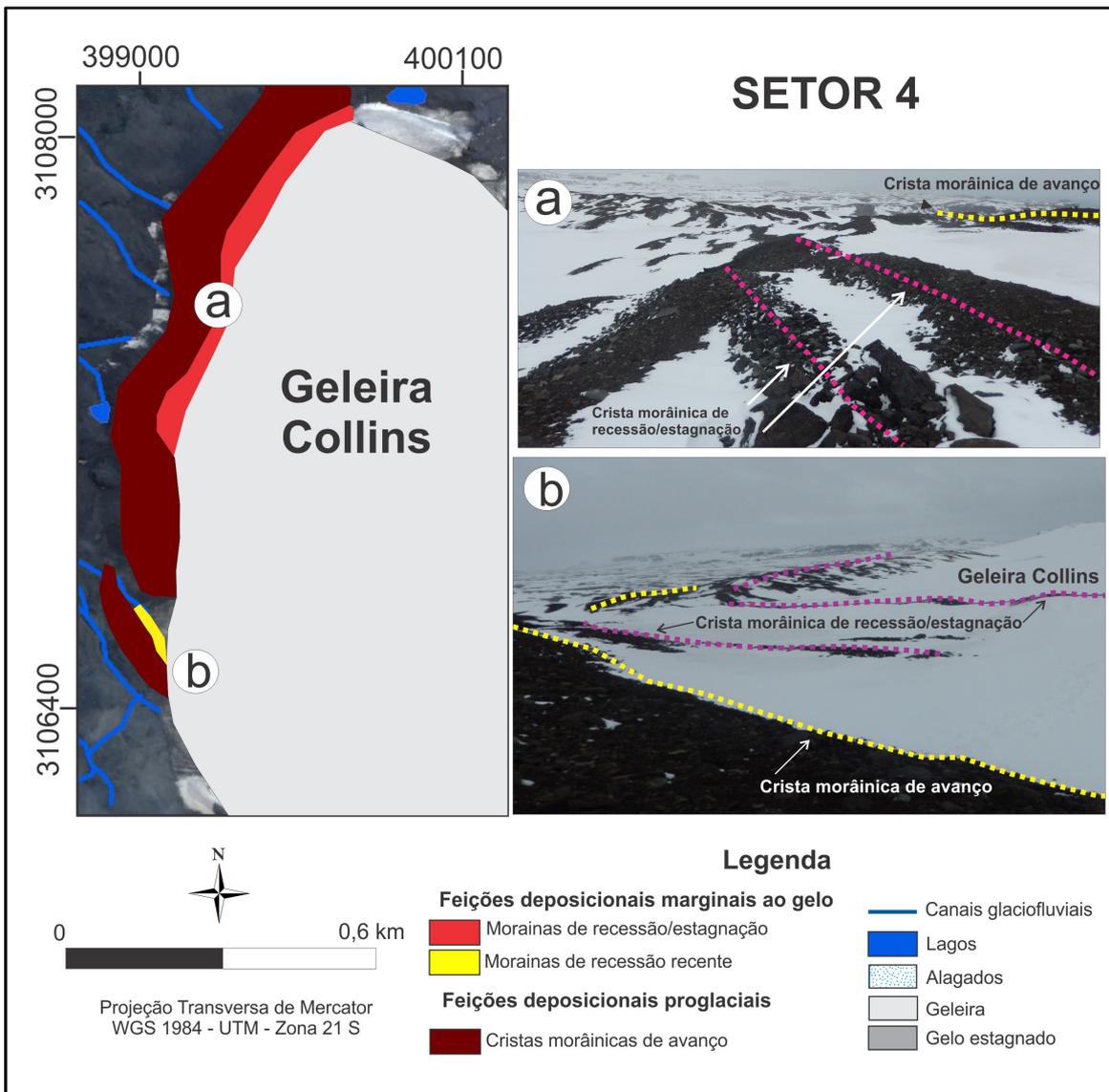


Figura 22: A) Cordões morânicos de recessão/estagnação; B) mostra as cristas em outro ângulo de visada.

As cristas morânicas de avanço (setor 1, 2 e 4) apresentam material sedimentar variado, grãos angulosos representando imaturidade morfoscóptica, típico de *till* e encontram-se intensivamente retrabalhados por processos de intemperismo físico. As cristas morânicas supraglaciais (amostras 1 e 2) de recessão, formadas no setor 1, apresentam sedimentos imaturos textural e morfoscópicamente, sem estrias, angulosos (média acima de 45% dos grãos examinados). Esta área apresenta pouca espessura de gelo e possui alto aporte sedimentar e hidrológico, com a formação de *flutings*. Essas morainas de recessão recentes e a formação de *flutings* indicam possível retração da geleira e diminuição da espessura apontando para uma mudança ambiental (Tabela 4).

Tabela 4: Quadro síntese apresentando as características morfoscópias e granulométricas, processo de formação e relevância ambiental das feições da área proglacial da geleira Collins.

Feição mapeada	Características e processo de formação	Características sedimentares	Relevância ambiental
Cristas morânicas de avanço - setor 1, 2 e 4 - amostras 7, 13 e 14.	Possuem de 8–10 metros de altura e já se encontram retrabalhadas como, por exemplo, grãos intemperizados. Não está mais em contato direto com a frente da geleira, formada por processo de empurrão e sujeita a movimentação gravitacional.	RA variando entre 38–64% C ₄₀ variando entre 44% e 50%. Predomina a granulometria de cascalho, arredondamento angular e esfericidade baixa a média.	Indica período de geleira em avanço, registro da frente da geleira durante avanço na PIG, alta capacidade e competência de transporte de material variado.
Morainas supraglaciais de recessão - setor 1 - amostras 1 e 2.	Moraina supraglacial localizada no ambiente marginal ao gelo. Material com pouco transporte	Granulometria predominante de cascalho. RA entre 45–48% e C ₄₀ entre 38–45%.	Indica área com pouca espessura de gelo e retração da geleira.
Flutings -Setor 1 - amostras 3 e 4.	Depósitos de preenchimento de canais subglaciais com atividade glaciofluvial. Localizadas em área frontal da geleira, com menor espessura do gelo (voltado para a baía Maxwell).	Granulometria predomina em cascalho e areia. RA entre 6 e 70% e C ₄₀ : 10 e 26%. Material que sofreu transporte sub e englacial com transporte por longa distância.	Indica regime termal basal úmido, presença de água de degelo, deslizamento basal e a orientação do fluxo do gelo do setor NO-SE neste setor.
Cristas morânicas de recessão recentes - setor 2 e 3 - amostras 5, 6, 10, 11 e 12.	Formada por processos de despejo e movimentos gravitacionais pós deposicionais. Morainas com em média 1 m de altura e comprimento de 3–4 m.	Granulometria predomina em cascalhos RA entre 1 e 30% e C ₄₀ variando entre 6% e 20%. Material geralmente arredondado e trabalhado pelo transporte subglacial	Indica retração da geleira, pouca capacidade do sistema glacial transportar material, presença de água de degelo.
Cristas morânicas de recessão - setor 3 - amostras 8 e 9	Formadas por processos de empurrão e despejo de sedimentos. Altura média de 5 m. Cristas morânicas que provavelmente no passado tiveram continuidade longitudinal num processo de retração/estagnação da geleira.	Predomina granulometria de cascalho. RA entre 50 e 67% e C ₄₀ entre 20 e 27%. Material próximo a obstáculo rochoso e pouco tempo de transporte	Indica uma área de gelo estagnado. Morainas localizadas no ambiente de gelo estagnado, portanto em transição de contato com o gelo para proglacial.
Cristas morânicas de recessão/estagnação - setor 4 (amostras 15,16 e 17)	Formada por processos de empurrão com compressão e despejo de sedimentos. Crista morânica de aproximadamente 6 a 8 m de altura. Formada pela recessão/estagnação da geleira.	Predomina granulometria de areia. RA variando entre 35% e 63% e C ₄₀ variando entre 16 e 25%. Morainas formadas numa área ativa da geleira, material pobremente selecionado, com material de variadas origens de transporte na geleira e pouco tempo de transporte.	Evidencia uma área ativa da geleira, com capacidade de transporte de material de granulometria variada nas feições, indicando a área de maior fluxo da geleira.

4.4 Considerações finais

As principais feições deposicionais encontradas foram cristas morânicas de avanço, em geral 8–10 m acima da área a sua frente, geoforma resultante da expansão da geleira na PIG formada por processos de empurrão; morainas de recessão apresentadas em montículos e associadas a processos de empurrão sazonal; morainas de recessão que formam montículos ou pequenas cristas formadas por processos de despejo, empurrão e compressão; *flutings* formados de sedimentos subglaciais e morainas supraglaciais formadas em áreas de pouca espessura da geleira.

O mapeamento foi importante para identificar as áreas de retração e também na interpretação de zonas com gelo estagnado que, provavelmente, serão as futuras áreas expostas submetidas a processos relacionados a ambientes marginais ao gelo. Os setores 1, 2 e 3 apresentam uma série de feições morânicas de recessão e *flutings* que indicam geleira em retração, diminuição da espessura do gelo e interferência do relevo subglacial implicando na diminuição da velocidade de deslizamento basal da geleira e competência de transporte, resultando em material arredondado e pouco anguloso. Já o setor 4, pela continuidade das cristas morânicas de avanço e recessão/estagnação, indica sistema glacial ativo com capacidade de transporte de material de diferentes tamanhos e quantidade.

Foram identificadas três áreas de gelo estagnado (setores 1, 3 e 4) com transição do ambiente de contato com o gelo para ambiente proglacial. Essas áreas de gelo estagnados em anos de muita ablação não estão mais conectadas ao sistema glacial, como pode ser observado na imagem QuickBird(Figura 10) utilizada para o mapeamento geomorfológico. Ambientalmente, essas áreas indicam os setores mais frágeis e que provavelmente serão as primeiras a sofrerem retração nos próximos anos.

O mapeamento elaborado a partir das amostras sedimentares permitiu interpretar, a partir dos ambientes de sedimentação, diferentes comportamentos da geleira, com avanço durante a PIG e das posteriores fases de recessão/estagnação.

CAPÍTULO 5- DESENVOLVIMENTO HIDROLÓGICO E FENOLOGIA DE LAGOS DA PENÍNSULA FILDES – ANTÁRTICA

5.1 Introdução

Mudanças na cobertura de neve, na posição da frente das geleiras, variações e tendências na duração de congelamento e descongelamento (fenologia) dos lagos são claros exemplos de indicadores de mudanças climáticas no sistema hidrológico proglacial (QUESADA *et al.* 2006; LATIFOVIC e POULIOT, 2007; ADRIAN *et al.* 2009). Como resultado, esse processo pode ocasionar o aumento em área e na quantidade de lagos glaciais (WANG *et al.* 2011). Todavia, salienta-se que a formação, evolução e persistência de um lago proglacial também estão diretamente ligadas a dinâmica glacial e a natureza do ambiente de entorno (CARRIVICK e TWEED, 2013).

A fenologia da cobertura de gelo pode afetar e controlar o período de crescimento, interações químicas entre água e atmosfera, e características hidrológicas dos lagos (AUSTIN e COLMAN, 2007) e também influencia na biologia e biogeoquímica (QUAYLE *et al.* 2002; BLENCKNER 2005; WILLIAMSON *et al.* 2009). Além disso, a transferência direta de calor entre lagos e a atmosfera aumenta o tempo que esses atuam como fonte de gases de efeito estufa devido a processos químicos e biológicos, o que aumenta também a evaporação anual da superfície do lago (LATIFOVIC e POULIOT, 2007).

A formação da superfície dos lagos é diretamente afetada pela temperatura do ar, no entanto há outras variáveis que interferem como padrões de acumulação de neve na proximidade, precipitação, condições do vento, localização (latitude e características da paisagem), elevação e variáveis morfológicas (tamanho do lago e profundidade) (WILLIAMS, 1971; PALECKI e BARRY, 1986; VAVRUS *et al.* 1996; MENARD *et al.* 2002; ŠMEJKALOVÁ *et al.* 2016)

Quanto ao monitoramento constante de lagos proglaciais, salienta-se que o alto custo e logística restringem as viagens de pesquisa para as regiões polares. Nesse sentido, o uso do Sensoriamento Remoto permite o monitoramento da cobertura de gelo de um grande número de lagos em uma grande área (PIERSON *et al.* 2011). Portanto, dados de satélites e fotografias aéreas são fontes importantes de informação para monitorar mudanças de curto e de longo prazo que ocorrem em um local específico ou regiões ao longo do tempo (JAWAK, 2015). Sensores ópticos como MODIS, GOES-VISSR, AVHRR e SPOT-VEGETATION têm sido utilizados para estimar o início do

descongelamento baseado na interpretação visual das imagens (JEFFRIES *et al.* 2005; LATIFOVIC e POULIOT, 2007). Contudo a alta presença de nuvens na região das ilhas Shetland do Sul não permite uma cobertura de imagens ópticas adequada para monitoramento.

O mapeamento de lagos permanentes e de alagados glaciais, medidas de espessura de gelo, e eventos de congelamento e descongelamento também podem ser efetuados e mensurados de forma eficiente utilizando os dados de Radar de Abertura Sintética - SAR (JEFFREIS *et al.* 1994; DUGUAY e LAFLEUR, 1997; BAGHDADI *et al.* 2001).

Estudos já indicam os efeitos das mudanças climáticas nos lagos glaciais (PAQUETTE, 2005; DUGUAY *et al.* 2006; ŠMEJKALOVÁ *et al.* 2016). Na Antártica, os lagos são encontrados principalmente em regiões costeiras (DORAN *et al.* 1994) e também apresentam variações devido as mudanças de temperatura do ar. Há uma deficiência no monitoramento de lagos antárticos quanto à fenologia devido à dificuldade de obter imagens de satélites que contemplem todo o verão.

Mueller *et al.* (2009) demonstram que lagos na ilha Ellesmere (Canadá) apresentaram reduções significativas na cobertura de gelo no verão na década de 2001–2010. Castendyk *et al.* (2016) observaram que o lago Vanda, localizado nos Vales Secos em McMurdo (Antártica Ocidental), apresentou um aumento de 15 m no seu nível de água ao longo dos últimos 68 anos em resposta à variabilidade do clima e descarga anual do rio Onyx, sua principal fonte de água. O nível dos lagos no vale seco Taylor, Antártica, também aumentou devido ao aumento do derretimento glacial, aumento da descarga nos canais e a diminuição da espessura de coberturas permanentes de gelo (FOREMAN *et al.* 2004).

A ilha subantártica Signy (60°43'S) possui 17 lagos que representam os registros lacustres contínuos mais longos da Antártica (QUAYLE *et al.* 2002). Os padrões hidrológicos nessa ilha indicam aumento de água dos lagos e canais glaciofluviais no final do verão, cada vez mais influenciado pela precipitação direta líquida, em vez da ablação de neve ou derretimento de gelo da geleira (NOON *et al.* 2002)

Este capítulo avalia a evolução da formação dos lagos na zona proglacial e periglacial da geleira Collins, ilha Rei George, Antártica Marítima, utilizando imagens TerraSAR-X. Além disso, é correlacionada a variação da área de superfície líquida com as variáveis temperatura, precipitação e vento.

5.2 Materiais e métodos

5.2.1 Imagens TerraSAR-X

A área de estudo foi recortada e delimitada de acordo com o terreno imageado nas imagens TSX. As imagens do sensor TSX (Tabela 5) foram obtidas no formato SSC (*Single Look Slant Range Complex*), entre 1 de fevereiro e 19 de abril de 2011, sendo necessário realizar transformação dos dados em valores geocodificados (AIRBUSDS, 2017). O processamento das imagens foi realizado de acordo com Badurska (2011) e Gorrabet *al.* (2015). As imagens TSX-SSC com valores dos dados em radiância foram primeiramente transformadas em *multilook*. Após essa etapa foram calibradas radiometricamente para obter o coeficiente de retroespalhamento, para corrigir diferenças causadas pela topografia do terreno, e os valores dos pixels transformados para Sigma. Então foram corrigidas geometricamente usando o Modelo Digital de Elevação (MDE) Getasse no *software* SNAP. Por fim, foi realizada a transformação para valores em dB (decibéis) e aplicação do filtro de mediana, janela 5x5, para redução do *speckle*.

Após testes realizados com classificadores supervisionados e não supervisionados, os melhores resultados para classificação das imagens foram do classificador de Máxima Verossimilhança (MAXVER). Para treinamento foram delimitados polígonos dos seguintes alvos: água líquida, água congelada, área com cobertura de neve e área livre de neve.

5.2.2 Estatística da superfície lacustre líquida exposta com variáveis climatológicas

A metodologia foi baseada em Kropáček *et al.* (2013) que aplicou o coeficiente de correlação entre dados de fenologia dos lagos com fatores climáticos locais.

Foi realizado o teste estatístico de Kolmogorov–Smirnov para verificar a normalidade das variáveis climatológicas, utilizando o *software* OriginPro 2017. As hipóteses do teste são: H_0 : a variável tem distribuição normal e H_1 : a variável não tem distribuição normal. Para este capítulo foram adotados os valores acima de 0,4 e abaixo de -0,4 como de correlação aceitável. Para dados não paramétricos foi utilizado a correlação de Spearman e para dados lineares, a de Pearson considerando um valor de significância (p) de 0,05.

O índice de correlação foi calculado a partir das medianas das variáveis climatológicas (temperatura, velocidade e direção do vento) dos últimos 10 dias com a

área de superfície líquida dos lagos, para as datas em que há imagens TSX (Tabela 5). Para a variável de precipitação foi considerado o acumulado, ou seja, a soma dos valores registrados. Os dados de área de superfície líquida foram transformados em percentuais para questão de normalização.

Tabela 5: Imagens TSX utilizadas para classificação da superfície livre de gelo dos lagos.

Data	Tipo de produto	Modo da imagem	Polarização	Direção de passada	Canais de polarização	Resolução espacial (m)
01/02/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
12/02/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
23/02/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
28/02/2011	SSC	HS	S	Ascendente	HH	1
01/03/2011	SSC	HS	S	Descendente	HH	1
06/03/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
11/03/2001	SSC	HS	S	Ascendente	HH	1
12/03/2011	SSC	HS	S	Descendente	HH	1
17/03/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
28/03/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
08/04/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3
19/04/2011	SSC	SM	S	Ascendente	HH	3

5.2.3 Correlação da superfície líquida exposta com variáveis climatológicas – lago analisado em campo

Os dados obtidos em campo foram registrados nos dias 2, 6, 7, 9, 13, 17, 21 e 26 de fevereiro de 2016. A área aproximada foi calculada com base em medições em campo utilizando trena. Os valores de precipitação e temperatura foram obtidos junto a estação meteorológica da pista de pouso da base chilena Presidente Eduardo Frei Montalva (62°12'S e 58°57'O). Com esses dados foi possível diferenciar o tipo de precipitação em neve ou líquida. Foi calculada a mediana de valores de temperatura e precipitação de 5 dias anteriores à medição de área. Também foi aplicado o teste de normalidade de Kolmogorov–Smirnov para escolha do método de correlação a ser utilizado: Spearman ou Pearson.

5.2.4 Parâmetros climáticos

Foram aplicados parâmetros climáticos (Tabela 6) para verificar a temperatura média do verão, número de dias com precipitação positiva e a duração da estação da ablação (janeiro-abril) para a série histórica de dados para a área (1972–2017), obtidos na estação da pista de pouso Eduardo Frei Montalva.

Tabela 6: Parâmetros climáticos utilizados para o período de 1972–2017.

Parâmetro	Cálculo	Referências
Temperatura média do verão	Σ Temperatura diária (verão) / Número de dias	Hanson (1987)
Número de dias com temperatura positiva	Σ Temperatura média diária com temperatura > 0°C	Orheim (1972), Bradley e England (1978)
Duração da estação de ablação	Número de dias entre os três primeiros dias consecutivos com T>0°C, na primavera, e os três últimos dias consecutivos com T>0°C, no outono.	Bradley e England (1978)

5.3 Resultados e discussões

Dos lagos incluídos no estudo (Figura 23), 15 são proglaciais e foram analisados segundo mapeamento de superfícies líquidas por Sensoriamento Remoto, e outro lago periglacial foi analisado segundo dados coletados em campo. Sendo que os lagos proglaciais são aqueles que possuem contato hidro sedimentológico com a geleira Collins.

O tipo de índice de correlação a ser utilizado foi escolhido após a realização do teste de Kolmogorov–Smirnov para verificação da normalidade. No caso de variáveis que não possuem uma distribuição gaussiana, não se recomenda o uso de testes paramétricos. Para a variável de temperatura e direção do vento (Tabela 07) os dados não apresentaram distribuição normal. Para a variação precipitação todos os lagos, com exceção do 15, apresentaram dados normais. Para a variável velocidade do vento, os valores oscilaram quanto a normalidade, considerando um nível de significância de 0,5 (p-valor). Salienta-se que para dados normais foi aplicado o índice de correlação de Pearson, e para dados não normais foi aplicado o índice de correlação de Spearman.

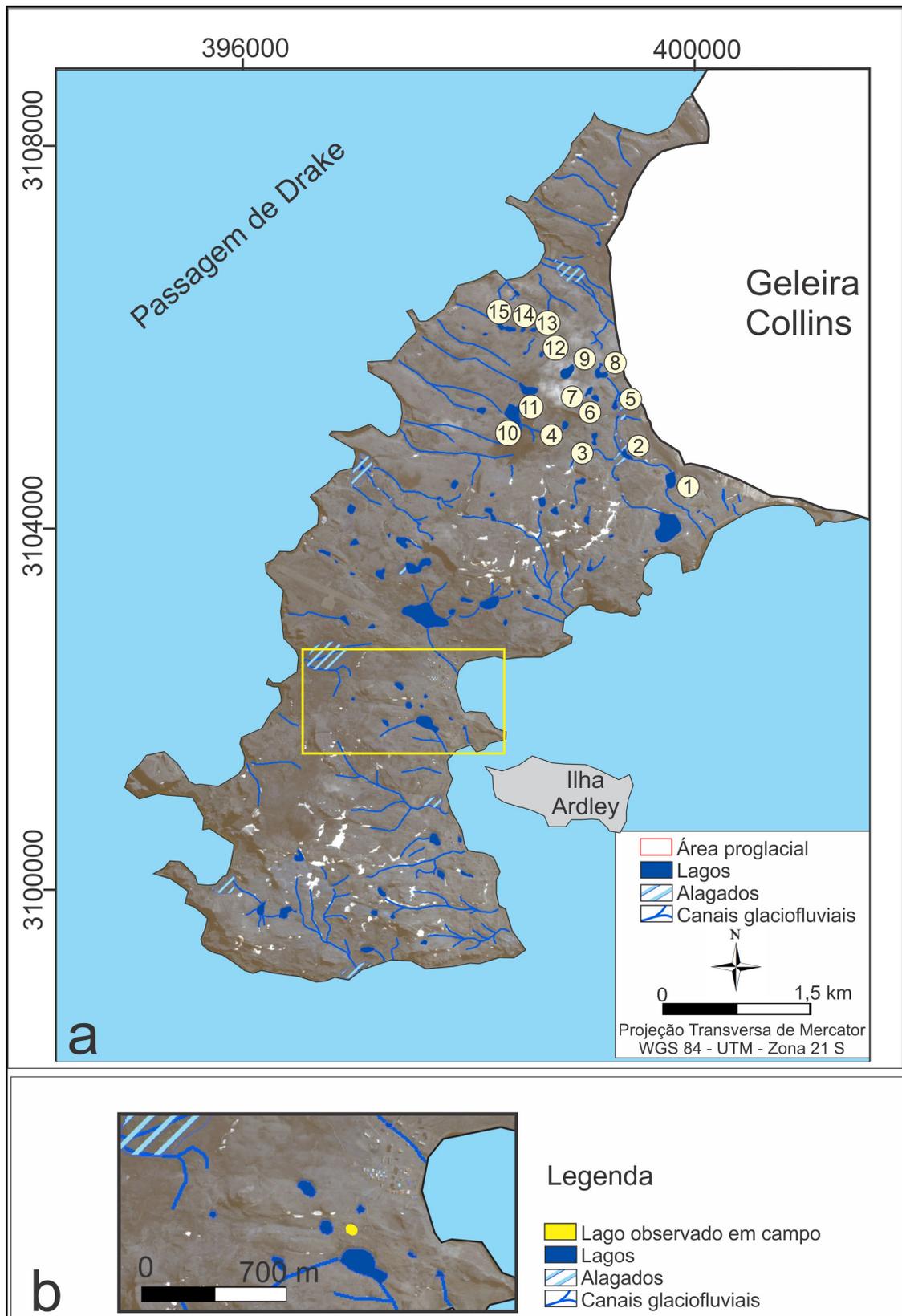


Figura 23: A) Os números de 1 a 15 referem-se aos lagos estudados nesse capítulo e classificados em 3 ambientes: “proglaciais, menores e do Drake”; B) O lago observado em campo está mais ao Sul, e indicado no mapa.

Tabela 7: Valores de Kolmogorov–Smirnov Z e ρ para as variáveis de temperatura (azul), precipitação (verde), velocidade do vento (amarelo) e direção do vento (vermelho). Valores de significância (ρ) maiores que 0,05 indicam dados normais.

Lago	Temperatura		Precipitação		Velocidade do vento		Direção do vento	
	Kolmogorov–Smirnov Z	ρ -valor						
1	1,91881	0,0007	1,06	0,2100	1,27	0,0700	2,34	0,0000
2	1,91881	0,0007	1,06	0,2100	1,49	0,0200	2,34	0,0000
3	1,91881	0,0007	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
4	1,49241	0,0207	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
5	1,91881	0,0007	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
6	1,70561	0,0040	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
7	2,13201	0,0001	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
8	1,91881	0,0007	1,06	0,2100	1,27	0,0700	2,34	0,0000
9	1,91881	0,0007	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
10	2,13201	0,0001	1,27	0,0700	1,49	0,0200	2,34	0,0000
11	1,91881	0,0007	1,27	0,0700	1,27	0,0700	2,34	0,0000
12	1,70561	0,0044	1,27	0,0700	1,27	0,0700	2,34	0,0000
13	1,70561	0,0044	1,27	0,0700	1,27	0,0700	2,34	0,0000
14	1,70561	0,0044	1,27	0,0700	1,27	0,0700	2,34	0,0000
15	1,91881	0,0007	1,49	0,0200	1,49	0,0200	2,34	0,0000

Segundo a localização, tamanho e conectividade com a geleira, os lagos foram divididos em 3 grupos: os proglaciais, os próximos a passagem de Drake e os lagos de menor área (Tabela 8) localizados na porção central da área de frente da geleira, porém estes não recebem diretamente fluxo de água de degelo.

Tabela 8: Área dos lagos analisados, e grupo pertencente sendo estes: proglacial (lagos que recebem água de degelo da geleira); menores: localizados na porção central da frente da geleira, com relevo que não permite incidência intensa de ventos, e com menor área; Drake: lagos que estão próximos a passagem de Drake e a incidência de vento é alta.

Lagos	Área (m ²)	Grupo
1	18101	Proglacial
2	9053	Proglacial
3	7193	Menores
4	3957	Menores
5	5773	Proglacial
6	4476	Menores
7	5175	Menores
8	12488	Proglacial
9	4497	Menores
10	33271	Drake
11	18423	Drake
12	2333	Drake
13	3417	Drake
14	2281	Drake
15	12309	Drake

5.3.1 Correlação com a temperatura do ar

No estudo de Livingstone (1997), a correlação entre a fenologia dos lagos e a temperatura do ar foi particularmente elevada. Kropacek *et al.* (2013) também encontraram um alto coeficiente de correlação, entre 0,62–0,63 para todos os lagos estudados no planalto do Tibete, aumentando para 0,82 em lagos com área maior que 300 km². Contudo, é importante frisar que outros efeitos também devem ser considerados como radiação, precipitação e condições de vento. A morfometria do lago também é um determinante da cobertura de gelo, pois isso afeta a incidência do vento, a circulação e a temperatura da água, bem como o armazenamento de calor (JEFFRIES e MORRIS, 2005).

Todos lagos voltados para a passagem de Drake, apresentaram correlação acima de 0,40 entre essas duas variáveis: 0,55, 0,46, 0,54, 0,46, 0,56, 0,50, 0,60 (Figura 24) para os lagos 8, 10, 11, 12, 13, 14 e 15, respectivamente. Isso pode ser explicado pela exposição a ventos mais aquecidos e úmidos que provêm da passagem de Drake que acabam influenciando na quebra e derretimento do gelo superficial dos lagos.

5.3.2 Correlação com a precipitação

A resposta do ambiente à precipitação é diferente, já que com a precipitação líquida ocorre aumento do processo de fusão da neve (devido a liberação de calor latente quando a água da chuva congela) e ocorre um aumento da quantidade de água líquida no sistema glaciofluvial, que além de aumentar o nível dos lagos pode influenciar nos processos de troca de energia nas camadas dos lagos. A queda de neve, associada a uma temperatura menor que 0°C, ocasiona congelamento dos canais glaciofluviais, cessando a fusão da neve, com diminuição da quantidade de água líquida que chega aos lagos e, conseqüentemente, diminuindo as trocas de energia.

Onze lagos proglaciais apresentam correlação com a precipitação variando entre 0,51 e 0,65 (Figura 24), o que pode ser explicado mesmo que a precipitação tenha sido de neve, temperaturas positivas contribuíram para a fusão na parte frontal da geleira, o que pode ter provocado trocas de energia nesses lagos impedindo a formação de uma camada de gelo. Os maiores lagos mostram maior correlação com a variável precipitação com valores de 0,51, 0,65, 0,58 e 0,58 para os lagos 1, 8, 10 e 11, respectivamente.

Os únicos lagos que não responderam significativamente para a variação em precipitação foram o 3, 4, 7 e 12, caracterizados como lagos de menor área (7193 m², 3957 m², 5175 m² e 2333 m², respectivamente), sendo que os lagos 3, 4 e 7 não respondem significativamente a nenhuma variável das analisadas. Isso pode ser explicado por algum fator local morfométrico do lago ou que a fenologia esteja ligada a outros fatores. Segundo Livingstone (1997), a espessura e condições de uma camada de gelo cobrindo um lago dependem de muitos processos, envolvendo diversas variáveis ambientais que são frequentemente difíceis de mensurar porque demandaria medição durante todo verão antártico. São muitos processos, portanto, que afetam os lagos e é necessário obter mais dados para fazer o índice de correlação.

5.3.3 Correlação com o vento (direção e intensidade)

Quanto à direção dos ventos, entre 28 de janeiro e 17 de março de 2011, há o predomínio de ventos provenientes de N, O e NO. A partir deste período ocorreu uma mudança no comportamento dos ventos, tornando-se predominantes os de SE. Até 17 de março ocorreu predomínio de um padrão na variação de área, ou seja, todos os lagos voltados para a passagem de Drake respondiam a variações de área nos mesmos dias. Quando ocorre a mudança na direção dos ventos, a resposta de superfície dos lagos varia seguindo provavelmente outros fatores como a morfometria dos lagos.

Os lagos voltados para a passagem de Drake mostram correlação significativa para a direção do vento apresentando valores de 0,40, 0,48, 0,55, 0,57 e 0,46 para os lagos 11, 12, 13, 14 e 15, respectivamente. O lago 8, apesar de ser proglacial e ter aporte de água de degelo, também está recebendo influência direta dos ventos quentes e úmidos que provem do mar.

Os lagos 8, 10 e 11 também apresentam correlação positiva com a velocidade do vento com valores de 0,45, 0,5 e 0,51, respectivamente (Figura 24). Estes lagos estão em áreas expostas, que com aumento do vento, que além de trazer umidade e calor, provoca ondas que desestabilizam a camada de gelo superficial dos lagos. Para os demais lagos não há um padrão de resposta, nem foi registrado um índice significativo de correlação.

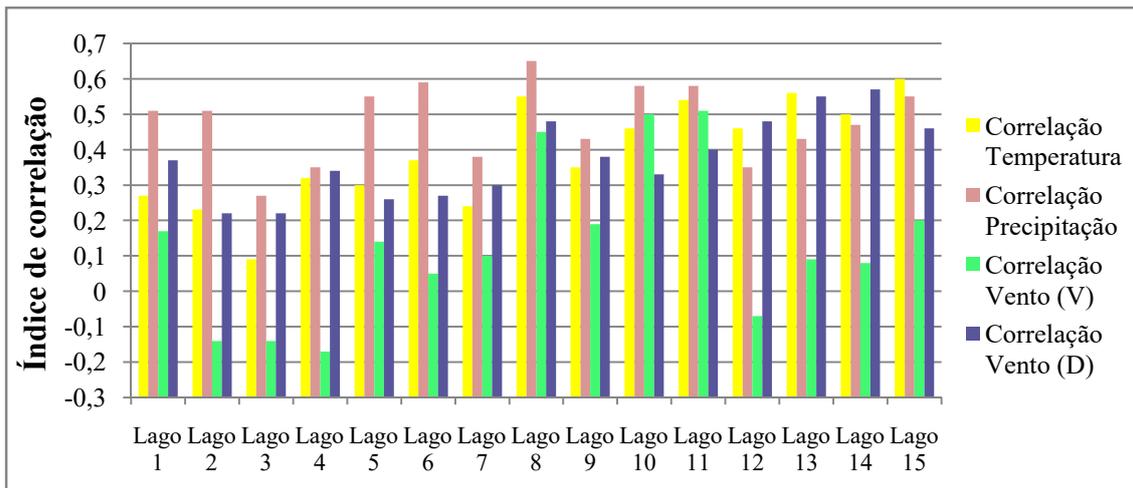


Figura 24: Índice de correlação entre a área líquida dos lagos x temperatura, precipitação e ventos (direção e velocidade).

5.3.4 Dias com temperatura positiva

Considerando a série histórica de dados de temperatura (1972–2017), o mês de janeiro apresenta uma média de 26, 29, 29 e 27 dias com temperatura positiva para as décadas de 1977–1987, 1987–1997, 1997–2007, 2007–2017, respectivamente; para o mês de fevereiro os valores são de 25, 25, 26, 22 dias para as décadas acima analisadas; para o mês de março os valores são de 19, 18, 19 e 20 dias para as décadas citadas; para abril são de 12, 8, 10 e 4 dias. É possível verificar uma variabilidade, com uma pequena diminuição de dias de ablação para o mês de abril (12, 8, 10 e 4), nas décadas consideradas.

Os dias de temperatura positiva registram a marca de 27 dias para janeiro, 28 para fevereiro (todo mês), 18 para março e 2 dias para abril de 2011. Considerando as médias históricas por década, os meses de janeiro, fevereiro, março estão dentro da média de 2007–2017, e somente o mês de abril está abaixo da média.

A variabilidade climática e as mudanças climáticas durante a estação do frio podem afetar os lagos pela mudança de energia (por exemplo, radiação solar, calor atmosférico e fricção do vento) e entradas de massa de ar (por exemplo, precipitação, partículas em suspensão e substâncias dissolvidas) e também alterando as características temporais e espaciais dessas entradas (PHAM *et al.* 2008). Para o caso do ano de 2011 pode-se dizer que está dentro da média de temperaturas e pode ser utilizado para análise da formação de lagos no verão considerando o período de 1972–2017 (Figura 25).

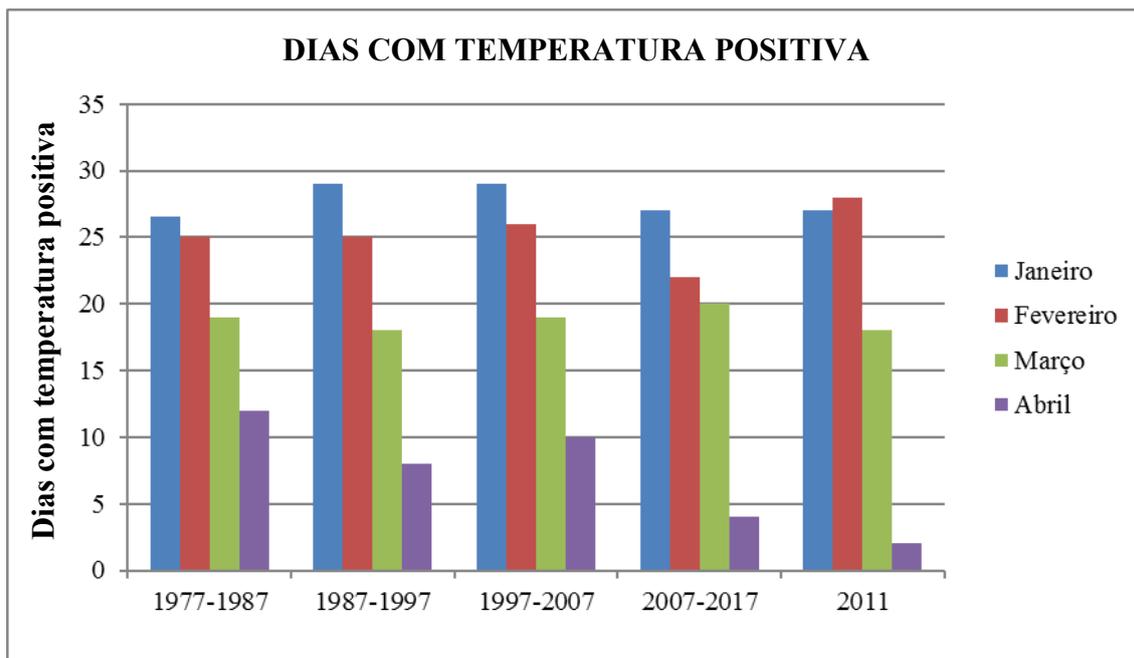


Figura 25: Dias com temperatura acima de 0 °C. É possível notar uma diminuição para o mês de fevereiro e abril e um aumento para o mês de março.

5.3.5 Temperatura média do verão

O índice de temperatura média do verão mostra que a média de temperatura do mês de janeiro apresentou valores entre 0,93 e 1,73 °C para as décadas analisadas de 1977–1987, 1987–1997, 1997–2007 e 2007–2017, respectivamente. Para o mês de fevereiro os valores oscilam entre 1,02 e 1,83 °C para as décadas acima citadas; para o mês de março os valores foram de 0,60, 0,36, 0,53 e 0,40°C para as décadas analisadas. Os meses de janeiro e março mostram variabilidade sem padrão e o mês de fevereiro mostra uma tendência de diminuição. O ano de 2011 mostra valores de 0,93, 1,97 e 0,27 para janeiro, fevereiro e março, respectivamente. Dessa maneira, mesmo que o ano de 2011 demonstre o número de dias com temperaturas positivas dentro do padrão para a década de 2007–2017, a temperatura média para o mês de fevereiro é superior à média e para o mês de março é inferior (Figura 26). Essa diminuição da temperatura média pode estar ligada a tendência de resfriamento na PA. A maioria dos dados das estações meteorológicas revela um resfriamento notável para a década 2006–2015, maior no norte da PA (OLIVA *et al.* 2017). Contudo, essa tendência de diminuição da temperatura média do ar está dentro de um contexto maior, o de aquecimento.

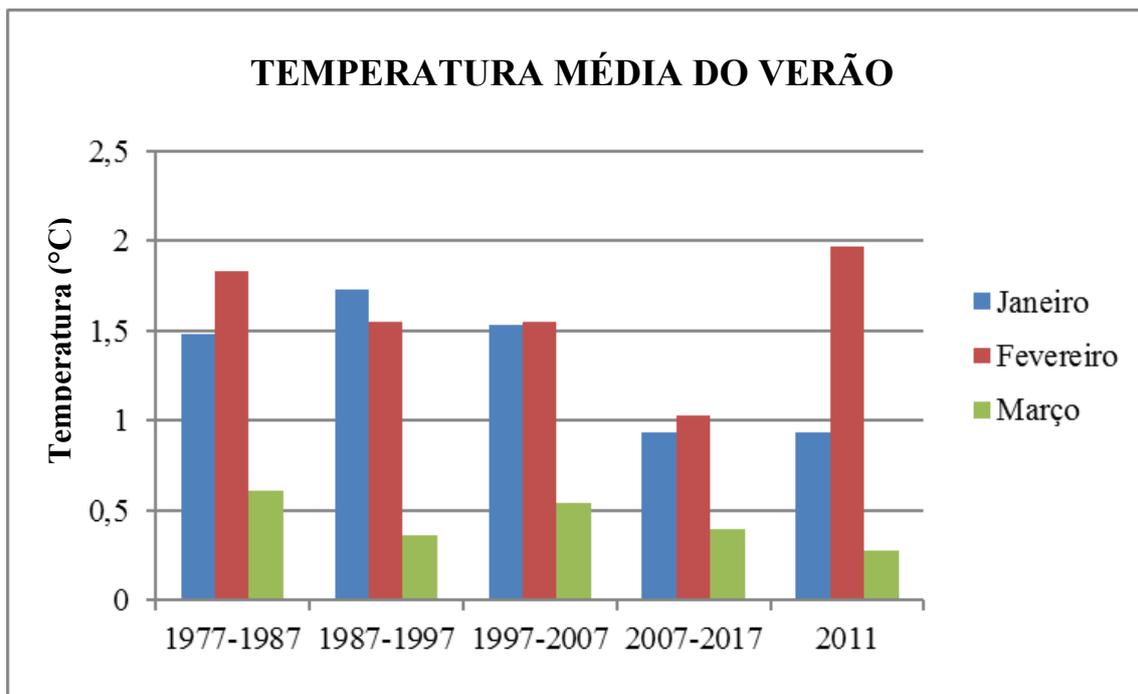


Figura 26: Temperatura média dos meses de janeiro, fevereiro e março.

5.3.6 Estação de ablação

O início da estação de ablação (conforme tabela 6) para o ano de 2011 foi em 19 de dezembro e terminou em 19 de março. Considerando a série temporal analisada (1972–2017), em somente nove anos a data final de ablação aconteceu em março e em 30 anos foi em abril. Na década de 1977–1987 a estação de ablação durou 138 dias; para 1987–1997 durou 127 dias; para 1997–2007 foi de 129 dias e para a década de 2007–2017 foi de 119 dias, enquanto que para 2011 foi somente de 90 dias. Dessa forma o ano de 2011, apresenta uma estação de ablação diferente do padrão observado em outros anos, uma situação atípica que pode ser explicada pelo período de mudança nos padrões de ventos, que geralmente ocorrem em abril, e nesse ano ocorreu em março.

5.3.7 Lago observado em campo em fevereiro de 2016

Os dados de formação de superfície líquida do lago periglacial observado em campo (identificado na Figura 23) mostram valores fora da normalidade para temperatura e distribuição normal para precipitação (geral, quando se considera neve e líquida), e para neve e líquida individualizadas. A correlação se mostra significativa para temperatura com o valor de 0,70, o que pode ser explicado pela medição ser realizada justamente no lago, e também devido ao pequeno tamanho, por ser um lago formado por fusão de neve, pode responder rapidamente às mudanças de temperatura.

Para o caso da precipitação, quando não se diferencia o tipo, o valor de correlação é de -0,61 (Tabela 9) indicando uma diminuição da área em função do aumento de precipitação. Porém, quando ocorre a diferenciação da precipitação, o valor de correlação para neve atinge -0,87 e para líquida é de 0,66, evidenciando assim que o efeito da precipitação líquida é um dos mais importantes na formação de superfície líquida dos lagos.

Tabela 9: Valores de teste Z, p-valor e índice de correlação para as variáveis climatológicas de temperatura e precipitação.

	Temperatura (°C)	Precipitação (geral)	Precipitação (neve)	Precipitação (líquida)
Kolmogorov–Smirnov Z	1,6	0,26	0,63	0,7
p-valor	0,008	1	0,87	0,77
Índice de correlação	0,7	-0,61	-0,87	0,66

Enquanto o efeito da mudança de temperatura no ambiente pode refletir uma quebra do gelo e descongelamento da superfície do lago em alguns dias, o efeito da precipitação pode ser mais rápido, principalmente quando for um lago pequeno e a precipitação for líquida. Esse efeito é claramente observado no comportamento do lago investigado (Figura 23). No dia 16 de fevereiro foi registrado 11 mm de neve e todo lago foi coberto por camada de gelo em 17 de fevereiro. Em seguida, houve uma sequência de 3 dias (18, 19 e 20/02) com precipitação líquida (2,1, 2,3 e 8,6 mm, respectivamente) e no dia 20 a área de superfície líquida voltou a estar exposta, mudando completamente toda superfície do lago. Já nos dias 21, 22 e 23 ocorreu uma sequência de dias de precipitação de neve de 2,4, 3,6 e 9,3 mm, e a área do lago do dia 23/02 para 24/02 diminuiu pela metade.

Um lago relativamente raso, com menos de 5 m de profundidade, e formado principalmente por fusão de neve tem comportamento diferenciado. Sua área é de aproximadamente 1220 m². Portanto, pode sofrer mudanças na sua camada de gelo superficial de forma rápida pela troca de energia e aquecimento mais rápido da água. Talvez, essa resposta a precipitação líquida não ocorra nos lagos com maior volume de água, ou ocorra de forma mais lenta. O aspecto morfológico mais importante de um lago é a profundidade (KORHONEN, 2006), uma vez que isso determina a quantidade de calor armazenado na água e, portanto, o tempo necessário para o lago esfriar e, finalmente, congelar.

5.3.8 Lagos classificados com as imagens TSX

A classificação das imagens TSX (fevereiro-abril de 2011) foi realizada para os alvos: neve, água congelada, água líquida e área livre de gelo. Posteriormente, somente as áreas classificadas como água líquida foram isoladas, transformadas em vetores e quantificadas. Salienta-se que os resultados apesar de demonstrarem boa coerência, acima de 70% realizando comparação da classificação com área que possuem reflectância de superfície da água, a detecção de água líquida também pode ser difícil com imagens de radar quando a superfície está molhada ou contém água de agrupamento (HALL *et al.* 1994). Nos dias com maior quantidade de neve acumulada, os resultados da classificação se apresentaram inferiores às imagens com maior descongelamento da área.

• **Proglacial** (Figura 27): o lago 1 (área de 18101 m²) apresentaram a superfície líquida exposta entre 01/02/2011 e 08/04/2011, apresentando variações no período sendo que em 23 de fevereiro e 28 de março a cobertura de gelo foi de 100%. O lago 1 foi o que apresentou maior período de tempo com superfície líquida; o lago 2 com área de 9053 m², apresentou superfície líquida entre 1 de fevereiro e 28 de março; para o lago 5 (área de 5773 m²) entre 1 de fevereiro e 28 de março houve superfície líquida e somente em 23 de fevereiro teve toda área congelada; o lago 8, área de 12488 m², ficou entre 1 de fevereiro e 28 de março com superfície líquida, mas também sofreu variações na cobertura.

• **Lagos menores** – área central da zona proglacial (Figura 28): Lagos 3, 4, 6, 7 e 9 são os menores da área de estudo (7193, 3957, 4476, 5175, 4497 m², respectivamente) e tiveram diferentes data de descongelamento e congelamento: entre 1 de fevereiro e 28 de março; 12 de fevereiro e 17 de março; 1 de fevereiro e 17 de março; 1 de fevereiro e 8 de abril; e 12 de fevereiro e 8 de abril, respectivamente.

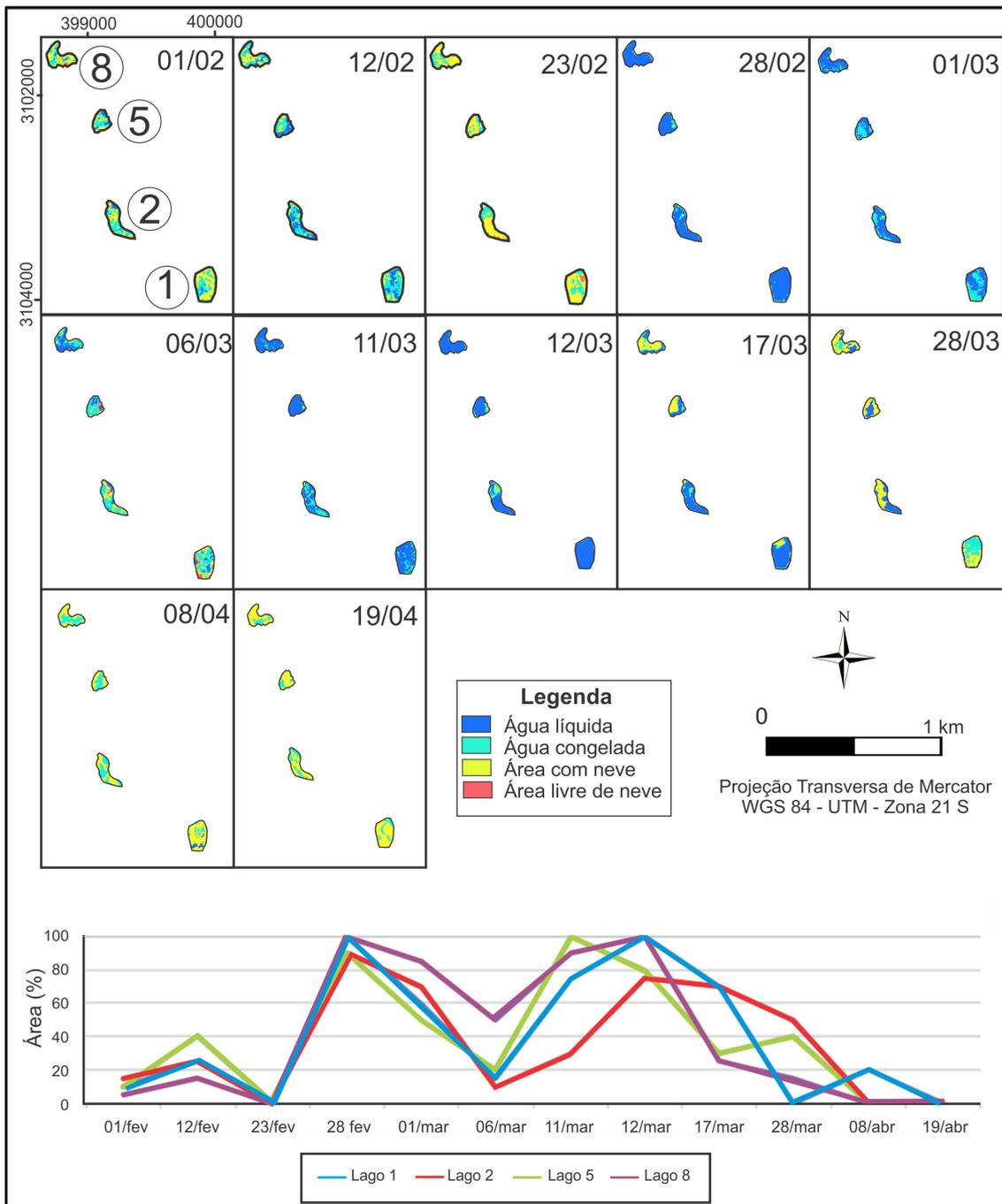


Figura 27: Lagos proglaciais da geleira Collins. Em 28 de fevereiro todos lagos atingem a área máxima de superfície de água líquida.

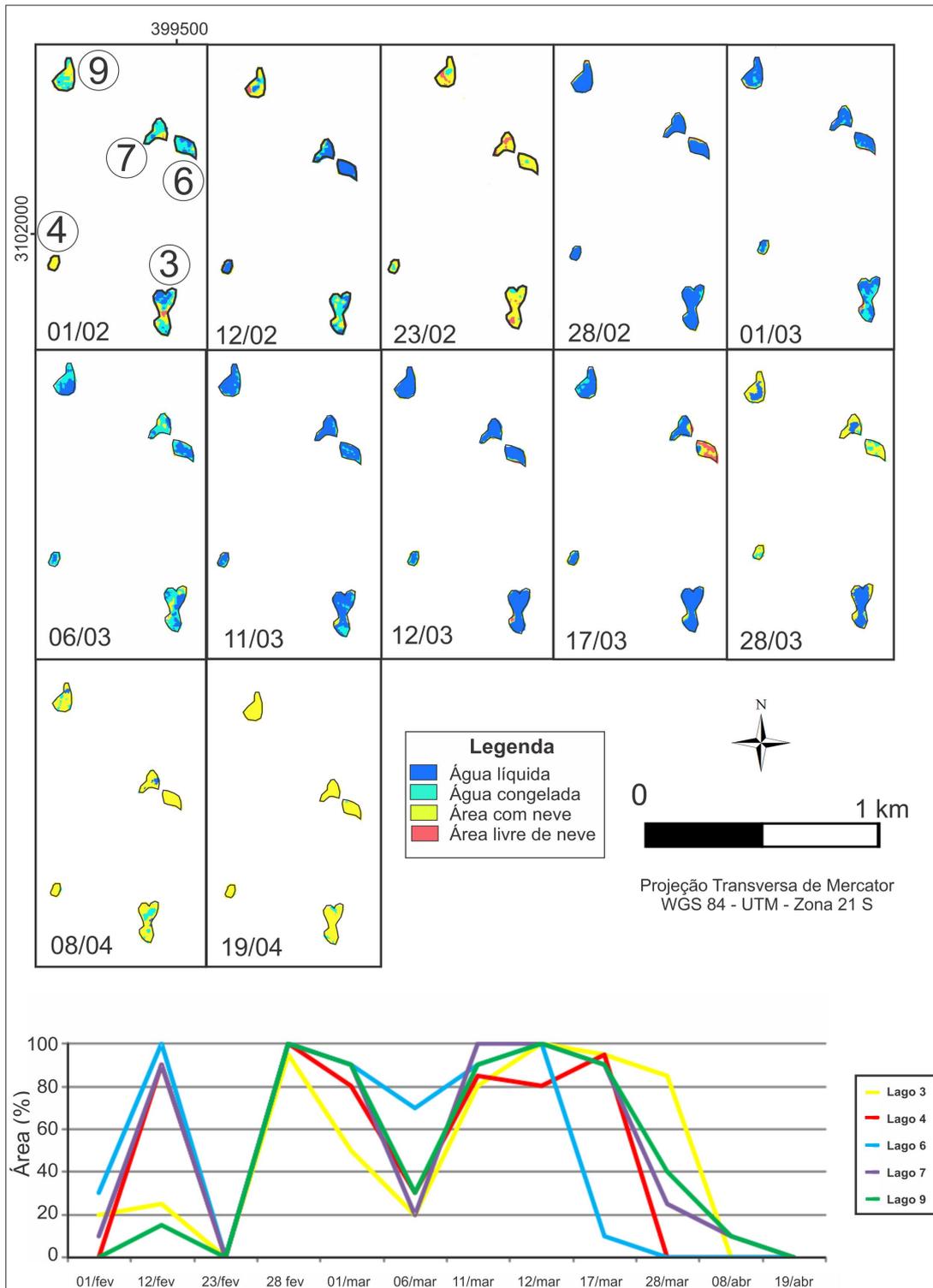


Figura 28: Lagos (classe “menores” da tabela 8) da porção central da área proglacial. Em 28 de fevereiro todos lagos atingem a área máxima de superfície líquida, voltando a congelar em alguns pontos no dia 06 de março de 2011.

• **Lagos voltados para a passagem de Drake (Figura 29):** O lago 10, área de 33271 m², permaneceu com área líquida exposta entre 01 de fevereiro e 8 de abril; os lagos 11 e 15 (área de 18423 e 12309 m², respectivamente) permaneceram expostos

entre 01 de fevereiro e 28 de março; os lagos 12, 13 e 14 são pequenos (2333, 3417, 2281 m², respectivamente) e permaneceram expostos entre 01 de fevereiro e 17 de março.

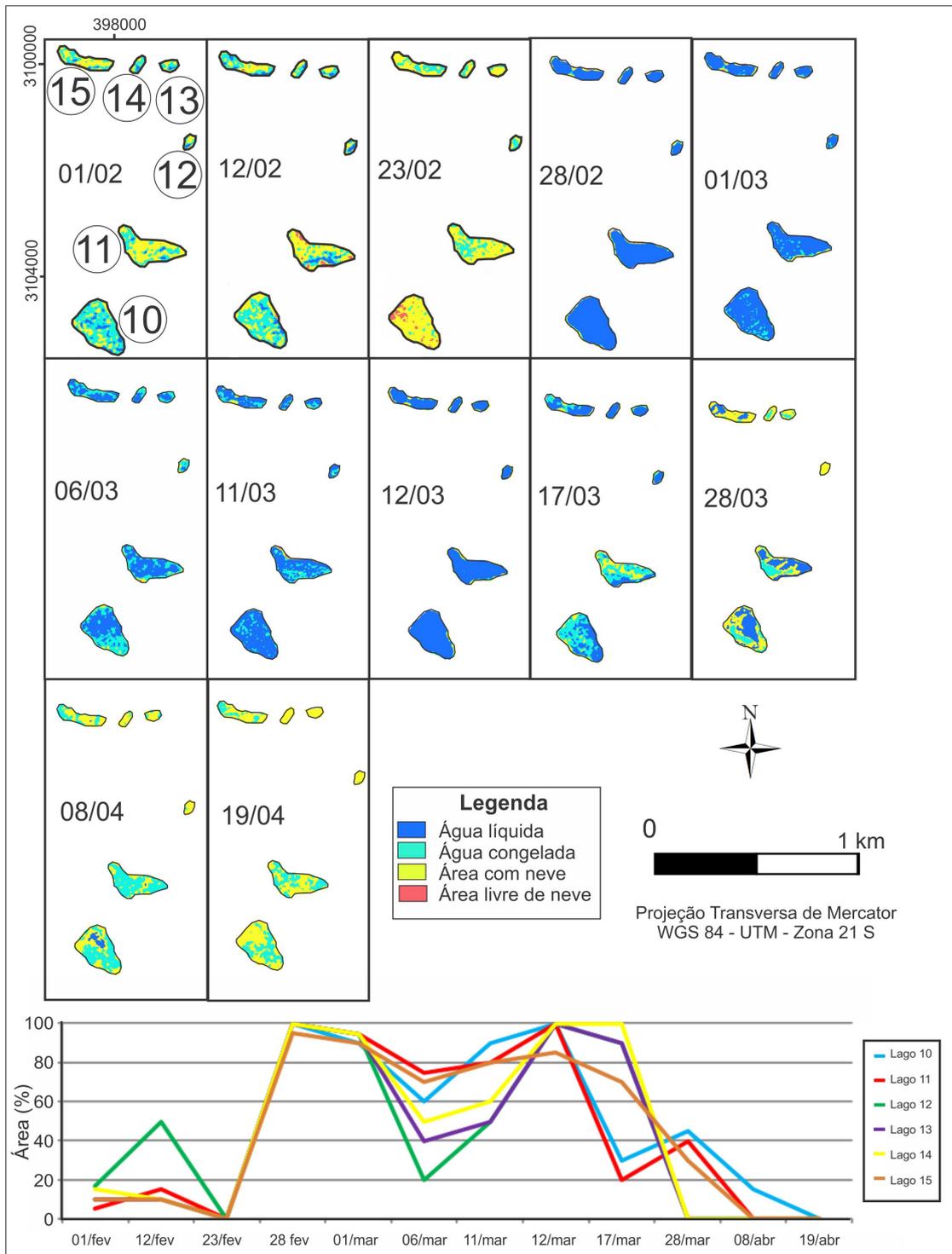


Figura 29: Lagos voltados para a passagem de Drake. Os lagos atingem o máximo de área de superfície líquida em 28 de fevereiro e congelam totalmente em 19 de abril de 2011.

A data de 28 de fevereiro foi considerada como o dia de descongelamento dos lagos, pois todos apresentavam superfície líquida. Podem ter ocorrido erros de classificação e que esse descongelamento total teria em algum momento entre 23 e 28 fevereiro, já que não há imagens para esse período. Em 12 de março ainda permaneciam todos os lagos descongelados apesar de haver algumas áreas ainda congeladas nesse período, e em 08 de abril todas as superfícies já estavam congeladas.

5.4 Considerações finais

Em trabalho de campo na península Fildes, em fevereiro de 2016, foi observado que o fator que mais afeta o descongelamento dos lagos é a precipitação líquida, uma vez que ocorre um processo de quebra da camada de gelo e também intensificação do escoamento superficial que por fim aumenta o nível dos lagos. Os valores de correlação entre a área de superfície líquida e esta variável, ao considerar-se a precipitação de neve e líquida como um único fator, foi de -0,61. Ao separá-los, a correlação com a neve é de -0,87 de correlação e com a precipitação líquida é de 0,66. Assim, conclui-se que a necessidade de ter um dado de precipitação com essa diferenciação, pois é possível chegar a valores altos de correlação.

A correlação de temperatura do ar atmosférico com a área demonstra padrão de correlação significativa em 7 dos 15 lagos (usando a área obtida com a classificação das imagens TSX). Em outros trabalhos (LIVINGSTONE, 1997; KROPACEK *et al.* 2013) a variável de temperatura era a de maior correlação, contudo para esta pesquisa a precipitação seguiu o padrão observado em campo, e foi a mais importante na formação da superfície líquida. Os únicos lagos que não responderam significativamente para a precipitação foram os 3, 4, 7 e 12, caracterizados como lagos de pouca área (7193 m², 3957 m², 5175 m² e 2333 m², respectivamente), sendo que os lagos 3, 4 e 7 não respondem significativamente a nenhuma variável das analisadas, ou seja, seria necessário considerar outras variáveis como radiação, fluxo de água para o sistema, temperatura do solo, etc.

Os lagos voltados para a passagem de Drake mostram correlação significativa para a direção do vento apresentando correlações de 0,40, 0,48, 0,55, 0,57 e 0,46 para os lagos 11, 12, 13, 14 e 15; para velocidade do vento só foi observado correlação em três lagos, estando todos próximos a passagem de Drake. Quanto à direção dos ventos, entre 28 de janeiro e 17 de março, houve um predomínio de ventos provenientes de N, O e

NO. A partir dessa data houve mudança no comportamento dos ventos e tornaram-se predominantes de SE. Os lagos voltados para a passagem de Drake, muito provavelmente, possuem sua formação ligada a um microclima criado pela umidade proveniente do mar. A estação de ablação termina em 19 de março coincidindo com a data de mudanças de direção de ventos para a área. Após essa data a resposta de superfície dos lagos varia seguindo provavelmente outros fatores como a morfometria dos lagos.

A existência dos lagos proglaciais está correlacionada positivamente com a variável de precipitação, contudo é um ambiente complexo, sendo necessário dados de descarga de água de derretimento da geleira para explicar de forma mais exata o comportamento dessas massas d'água. Também é importante considerar que os lagos proglaciais da geleira Collins estão conectados numa sequência de três lagos, e de acordo com a classificação das imagens TSX, a cobertura de gelo se forma na área com menos circulação e aporte de água proveniente dos canais que os interligam.

As imagens TSX permitiram um detalhamento temporal inédito para a área de estudo possibilitando mapear os lagos no período de fevereiro até abril de 2011. A resolução espacial de 3 m permitiu também a classificação de lagos com menores áreas e boa acurácia na distinção dos alvos delimitados. Trata-se de um trabalho inédito para a área proglacial da geleira Collins e que deve ser aplicado em outros anos de acordo com a disponibilidade de imagens TSX.

Por fim, no ano de 2011, analisado pelas imagens de radar, o número de dias com temperatura positiva esteve no padrão para a década de 2007–2017, porém a temperatura média para o mês de fevereiro foi superior à média e para o mês de março foi inferior. Quanto à estação de ablação, apresentou uma situação atípica que pode ser explicada pelo período de mudança nos padrões de ventos, que geralmente ocorrem em abril, e naquele ano ocorreu em março.

CAPÍTULO 6 - DESENVOLVIMENTO DA ÁREA PROGLACIAL E RETRAÇÃO DA GELEIRA COLLINS, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA

6.1 Introdução

As geleiras são um dos indicadores mais sensíveis das mudanças climáticas, respondendo às mudanças de temperatura e precipitação, entre outros fatores (BURLANDO *et al.* 2002; BENN e EVANS, 2014). Entre os impactos ambientais decorrentes da retração das geleiras, estão o aumento do nível global do mar (PACHAURI *et al.* 2014), desequilíbrio causado pelo aumento de água doce nos oceanos, desenvolvimento de áreas livres de gelo, modificações nas zonas proglaciais, interferência na hidrologia de canais alimentados pelas geleiras e mudanças na configuração do relevo (DYURGEROV e MEIER, 2005).

O recuo de geleiras e a perda de cobertura de neve resultarão em áreas com rochas e *permafrost* recentemente expostos, criando novos habitats para a colonização e fornecendo condições para expansão da flora e a fauna (ROSA *et al.* 2016). O termo “áreas livres de gelo” refere-se aos locais disponíveis para colonização e sucessão biológica, devido ao recuo das geleiras (RÜCKAMP *et al.* 2011). Os estágios iniciais da colonização por plantas são característicos nas zonas livres de gelo da Antártica Marítima (LONGTON 1985; 1988), sendo que os limites para o desenvolvimento das comunidades de plantas são impostos não apenas pelo clima extremo, mas também pela instabilidade das superfícies das rochas. Portanto, os fenômenos de gelificação, intemperismo, etc., implicam numa rápida mudança de substratos e as plantas são obrigadas a se adaptar constantemente para colonização dessas novas superfícies (SANCHO e VALADARES, 1993).

Logo após a retração da geleira, a paisagem passa por um processo de desequilíbrio hidrológico e sedimentológico definido como período de ajuste paraglacial. Vários autores (BALLANTYNE, 2002; SLAYMAKER, 2009; BENN e EVANS, 2010) propuseram que o termo paraglacial é melhor definido como o período de tempo em que o ajuste ambiental é rápido e ocorre após a retração da geleira. Ambientes proglaciais são definidos como aqueles que estão localizados próximos à frente da geleira, domo de gelo ou manto de gelo (PENCK e BRUCKNER, 1909). Já os ambientes periglaciais são definidos como aqueles em que os processos relacionados à *permafrost* dominam (FRENCH 2000; FRENCH e THORN, 2006).

Compreender a evolução e a variabilidade espacial de geleiras pode contribuir para entender os impactos, tendências e taxas das mudanças climáticas (BAUDER *et al.* 2007). Também é fundamental apontar que a resposta das geleiras às mudanças climáticas não é apenas pela retração, embora a média global seja uma perda de 10 m ano⁻¹ (IPCC, 2014), também podendo ocorrer diminuição do volume. A taxa de recuo das geleiras é resultado de diferentes fenômenos e depende tanto dos fatores invariantes em larga escala quanto fatores locais e dependentes do tempo (BURLANDO *et al.* 2002; JOUVET *et al.* 2008; KHADKA *et al.* 2014).

Para previsões de mudanças no volume de gelo existem modelos combinados de balanço de massa e de dinâmica do gelo (SCHNEEBERGER *et al.* 2003; OERLEMANS *et al.* 2009). As previsões de mudanças nas geleiras necessitam do volume de gelo atual como condição inicial e informações sobre a distribuição da espessura do gelo (FARINOTTI *et al.* 2009).

Estudos indicam que as geleiras da PA mostraram rápida resposta dinâmica a mudanças ambientais (PAUL *et al.* 2004; BOLCH e KAMP, 2006), para o período 1970–2000. Mais recentemente, Carrasco (2013) detectou uma diminuição da taxa de aquecimento em estações meteorológicas do lado oeste da PA entre 2001 e 2010, com uma leve tendência de resfriamento na ilha Rei George. A maioria dos dados das estações meteorológicas revela um resfriamento notável para a década 2006–2015, maior na porção norte da PA, e no outono e inverno (até 1,8°C mais frio do que a década anterior) (OLIVA *et al.* 2017). Nos últimos anos, as baixas temperaturas do verão ocasionaram uma maior duração da cobertura de neve em algumas áreas, como nas ilhas Shetland do Sul (PABLO *et al.* 2017).

Por outro lado, análises de séries temporais da média mensal, sazonal e anual da temperatura superficial do ar, nas estações na parte norte da Península Antártica e nas ilhas Shetland do Sul revelam, principalmente, tendências crescentes e uma série alternada de períodos mais frios e mais quentes durante o período 1950–2003 (STASTNA, 2010). Segundo Oliva *et al.* (2017), o resfriamento recente ainda não impactou as grandes massas de gelo da PA, geleiras e plataformas de gelo, contudo, as geleiras de frente marinhas e terrestres do norte da PA já tem retração desacelerada para a década de 2000.

Sob o cenário de aumento de temperatura, usando modelos de índice de fusão, as áreas livres de gelo poderão expandir em mais de 17.000 km² até o final do século, um aumento de aproximadamente 25%. A maior parte dessa expansão ocorrerá na PA, onde

um aumento triplo na área livre de gelo poderia alterar drasticamente a disponibilidade e a conectividade do habitat (LEE *et al.* 2017). Para a ilha Rei George, Knap *et al.* (1996) preveem uma redução de 36% no volume de gelo nos próximos 100 anos sob condições de +1 K e um desaparecimento total de toda a base de gelo no cenário de +5 K. Rückamp *et al.* (2011) previram o desaparecimento total da geleira Collins para daqui a 200 anos se a tendência da temperatura média do ar se mantivesse como na década 1998–2009. A espessura atual da geleira Collins varia entre 0–150 m (RÜCKAMP *et al.* 2011).

Com a retração das geleiras, ocorrerá um aumento progressivo no número e volume de lagos marginais ao gelo (CARRIVICK e TWEED, 2013). Mudanças na zona proglacial terão consequências imediatas na estabilidade da paisagem e para o fluxo de sedimentos e água. Os sistemas marginais ao gelo e os proglaciais estão evoluindo rapidamente devido a mudanças climáticas contínuas (CARRIVICK e RUSSEL, 2013). Dessa maneira, um dos objetivos dessa pesquisa é visualizar a variação da área e espessura da geleira para os anos de 2030, 2050 e 2070 e estimar a geomorfologia dessa área proglacial para 2070. Importante salientar que apesar de Rückamp *et al.* (2011) já terem realizado a aplicação do modelo de variação de área e espessura para a geleira, ainda não havia estudos sobre o comportamento da área proglacial que será criada, visando analisar as mudanças ambientais para melhorar a compreensão da área de estudo.

6.2 Materiais e métodos

6.2.1 Possível variação espacial da frente da geleira e mudanças ambientais

O modelo de retração da geleira para o futuro foi baseado na metodologia proposta por Rückamp *et al.* (2011) e os dados de temperatura média do ar são provenientes da Estação Científica Russa Bellingshausen. O modelo aplicado considerou que a temperatura para os próximos 50 anos seja a mesma da década 1998–2009.

As medidas de DGPS (Sistema de Posicionamento Global Diferencial) para determinar a topografia da superfície do gelo da geleira Collins foram levantadas ao longo de 11 anos (1998–2009) de trabalhos de campo e reunidos por Rückamp *et al.* (2011). Para detectar mudanças na elevação da superfície, Rückamp *et al.* (2011) realizaram uma análise cruzada dos pontos de verificação (CPA). O autor chegou a uma

equação relacionando a altura elipsoidal com a perda ou ganho da superfície do gelo atual (valores negativos e positivos, respectivamente) (Eq. 1):

$$\Delta Z = -1.66 + 0.0054 \times Z \text{ m a}^{-1} \quad \text{Eq. 1}$$

onde z é a altura elipsoidal.

Depois de obtida a perda de altura da superfície de gelo de cada cota ortométrica por ano, foi aplicada a equação abaixo (Eq. 2):

$$S(x, y, t) = S(x, y, t - \Delta t) + \Delta Z \quad \text{Eq. 2}$$

sendo $S(x, y, t)$ a elevação da superfície de gelo no tempo t , Δt é o tempo em anos a ser calculado a evolução e ΔZ a perda de altura da superfície resultante da Eq. 1. O produto final é a espessura estimada da superfície de gelo da geleira Collins para os anos de 2030, 2050 e 2070 e a área livre de gelo, ou seja, a nova área proglacial.

No futuro poderão ocorrer pequenas mudanças na sua configuração, provavelmente com processos de intemperismo e movimentos de massa no período considerado nessa pesquisa, mas isso foi desconsiderado no mapeamento. A linha de frente da geleira atual foi delimitada a partir de imagem QuickBird de 2008, e a partir dela calculada a área de retração do sistema glacial, utilizando o *software* QGIS 2.18

6.2.2 Mapeamento da nova área proglacial

Com base na retração da geleira prevista para o ano de 2070, foram delimitadas de acordo com os dados do MDE do TanDEM, as possíveis áreas de acúmulo e fluxo de água utilizando a ferramenta direção de fluxo do *software* QGIS 2.18. A partir disso, também foram identificados os possíveis lagos e alagados da atual área proglacial que sofrerão mudanças de aporte de água de degelo com a retração da geleira Collins.

Posteriormente, com o auxílio de trabalhos de campo realizados em 2015 e 2016 e mapeamentos geomorfológicos anteriores, foram descritas as principais fases de estabilização da área que provavelmente será exposta e as possíveis feições geomorfológicas formadas ou expostas. O critério para identificação de feições

geomorfológicas se baseou na atual configuração destas e no seu extrapolamento para o futuro.

A vegetação e o padrão de ocupação da área por campos de musgos já foram mapeadas por Petsch *et al.* (2017) e foram considerados para delineamento de possíveis aspectos de sucessão e colonização vegetal.

6.3 Resultados

6.3.1 Futura área e espessura da geleira Collins

É importante salientar que diante da tendência de resfriamento para a PA (CARRASCO, 2013; NAVARRO, 2017), a hipótese defendida aqui é de que a geleira Collins continuará retraindo. Isso vai de acordo com a ideia de Oliva *et al.* (2017), que ressalta que somente massas de gelo menores irão responder estagnando ou até avançando sua área. Portanto, o cenário de temperatura do ar de 1998–2009 foi considerado representativo para aplicação desse modelo.

O cenário de variação espacial da frente da geleira Collins indica a continuidade do processo de retração para as próximas décadas (Figura 30). Estima-se que a geleira perderá 5% de sua área total até 2030 (0,90 km²), 21% de sua área (3,60 km²) até o ano de 2050, e 35% (5,90 km²) até 2070. A área total considerada foi de 17 km². Há diferenciações espaciais quanto a este processo (Figura 30), sendo que o período entre 2030 e 2050 será o de maior retração, e o de menor será entre 2010 e 2030.

6.3.2 Cenário para os próximos 10 anos

A porção leste, voltada para o vale Norte, será a primeira a apresentar retração para os próximos 10 anos (Figura 30 B), juntamente com uma porção noroeste (voltada para a passagem de Drake). Este comportamento pode estar associado ao fato dessa área da geleira já possuir espessura menor, entre 0–30 m. A porção leste apresenta, já nas condições atuais, uma maior quantidade de feições como *flutings* e morainas de recessão com comprimento de 2–5 m e altura de 1–2 m, que indicam um ambiente com menor capacidade de transporte e maior liberação de água de degelo, caracterizando uma área de retração. Sendo assim, os dados geomorfológicos mapeados no capítulo 4, indicam o mesmo resultado do método aqui utilizado para dinâmica do sistema glacial, ou seja, a continuidade da retração.

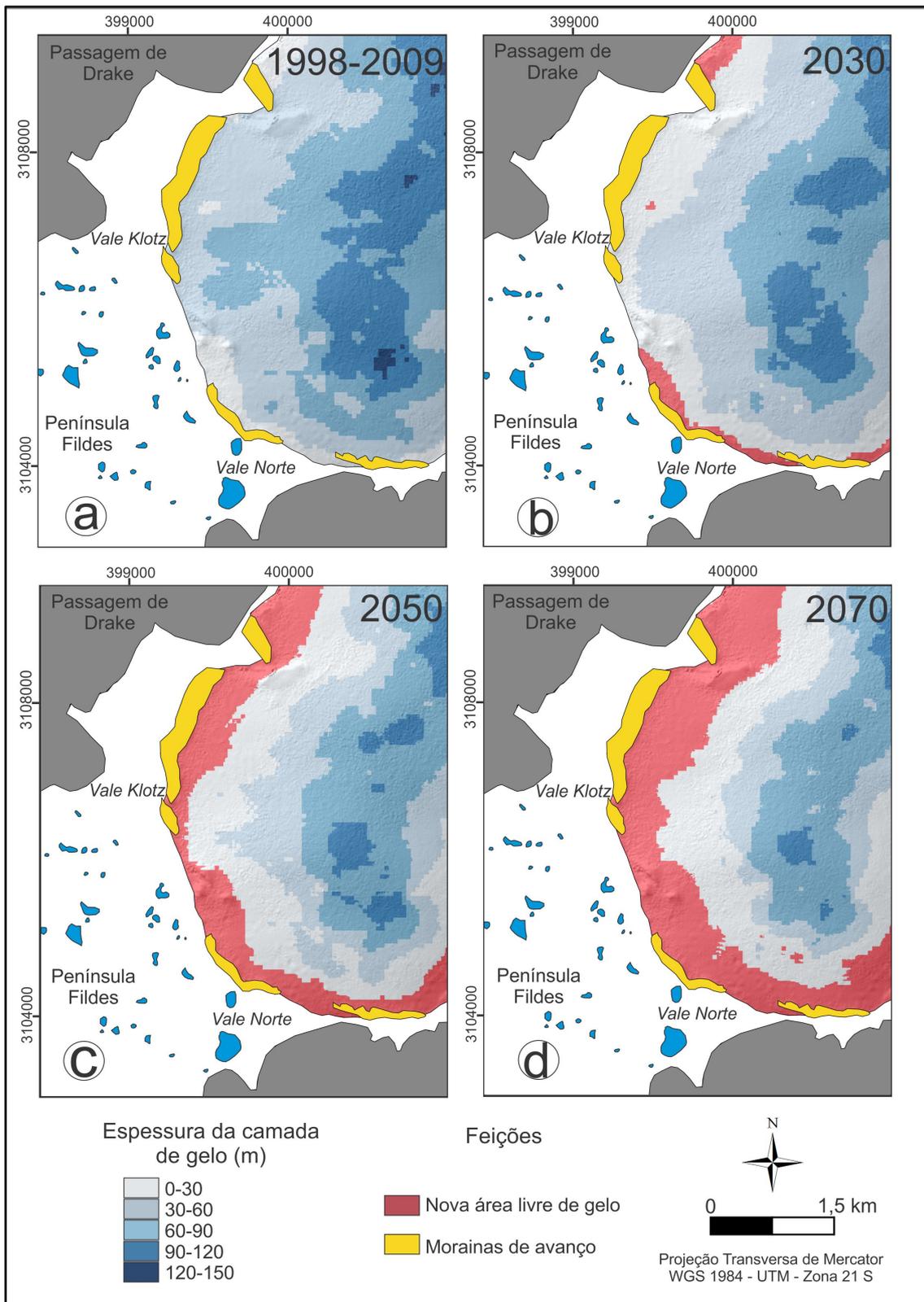


Figura 30: Previsão da evolução da frente da geleira Collins até o ano de 2070 - A) Espessura da geleira medida entre 1998–2009; B) Retração da geleira Collins destacada na porção leste, prevista para 2030; C) Retração da geleira Collins para o ano de 2050; D) Retração da geleira Collins para o ano de 2070.

A continuidade da retração da geleira Collins, provavelmente apresentará uma paisagem recentemente livre de gelo que será submetida a rápidas mudanças geomorfológicas com atuação de processos sedimentológicos, hidrológicos e eólicos se alternando no ambiente. Poderá ser um período de alto aporte de sedimentos e fluxo de água de degelo, caracterizando a paisagem paraglacial. Poderá haver um período de ajustamento que termina quando ocorre diminuição da influência hidrosedimentológica da geleira, seja pela escassez de aporte sedimentar glacial ou pela estabilização dos processos de retrabalhamento (BALLANTYNE, 2002). A alta carga sedimentar poderá ser responsável pela formação de depósitos glaciais como morainas, *till*, eskers e *flutings* e, segundo Rosa *et al.* (2016), os processos que envolvem a modificação da área livre de gelo são movimentos de massa, ação de degelo e recongelamento, processos fluviais, entre outros.

Nesse período instável da frente da geleira Collins, provavelmente dentro de 5 a 15 anos, começarão os primeiros sinais de colonização vegetal na área, principalmente fixados aos sedimentos terrestres de textura mais fina. De acordo com Worley (1973) e Lawrence (1979) essa comunidade pode ser composta de cianobactérias que fixam nitrogênio, briófitas, gametófitos de *Equisetum variegatum* e líquens. Esta primeira comunidade contribui para a estabilização da superfície do solo, que ainda apresentará alto pH (7 a 8), porém começará a reduzir a transferência de sedimentos para correntes d'água (MILNER *et al.* 2007) devido sua estabilização. A influência da colonização vegetal é fundamental para evolução e estabilização dessa paisagem, seja pela fixação de sedimentos finos, desenvolvimento dos solos ou produção de matéria orgânica para os canais e lagos.

Nesta fase de retração inicial, com a instabilidade da paisagem, várias feições de recessão e canais de degelo entrelaçados serão formadas, provavelmente, na área entre a frente da geleira e a moraina de empurrão Shetland I (capítulo 3 e 4). É possível que ocorra a formação de um lago represado nessa porção, contudo é difícil precisar sobre sua permanência. A evolução e a persistência dos lagos proglaciais exibem fortes ligações com o comportamento das geleiras e, portanto, com as mudanças climáticas (CARRIVICK e TWEED, 2013). Os lagos recentemente formados são inicialmente turvos com silte e argilas glaciais, mas rapidamente diminuem sua turbidez à medida que a geleira não influencia mais diretamente nessa área (MILNER *et al.* 2007).

6.3.3 Cenário para os próximos 30 anos

Nesta fase a retração da frente da geleira possivelmente será uniforme e ocorrerá tanto na porção próxima ao vale Norte, quanto ao vale Klotz (Figura 30C). As atividades paraglaciais provavelmente já não serão mais tão intensas e haverá a formação de um ambiente proglacial, onde os lagos proglaciais que antes se formaram junto à geleira e poderão ser alimentados por canais de degelo. Os canais glaciofluviais que serão formados durante essa fase provavelmente irão ajudar a retrabalhar os depósitos de *till*, morainas de recessão e *flutings* formados nos primeiros 10 anos.

Diferente da fase anterior em que boa parte desse material não permanecia na zona proglacial da geleira Collins, sendo levado para o mar ou área periglacial, neste momento poderá haver maior estabilização da paisagem. Os sedimentos finos foram fixados no ambiente pela comunidade vegetal, apresentando grãos mais intemperizados, arredondados e menos angulosos. Nesta etapa o aporte sedimentar e fluxo de água de degelo provavelmente diminuirá e os processos predominantes serão de erosão. Por outro lado, a vegetação fixada também alterará a disponibilidade de sedimentos pela redução da erosão do solo (QUINTON *et al.* 1997).

A quantidade e disponibilidade de sedimentos, bem como a formação dos solos, evoluirá provavelmente à medida que os efeitos paraglaciais se tornem menos intensos na área livre de gelo da geleira Collins, passando de solos com estrutura simples para uma estrutura complexa e mais profunda. A vegetação também contribuirá nessa fase para aumento da infiltração de água de degelo no solo (formação de alagados), aumento da força e cisalhamento do solo. No âmbito geomorfológico, a vegetação contribuirá para estabilização das formas de relevo, por exemplo, encostas do vale, depósitos de detritos paraglaciais e depósitos glaciofluviais (KLAAR *et al.* 2015).

Nesta etapa poderá haver uma intensa descarga de sedimentos e aporte hidrológico para o antigo ambiente proglacial mapeada em 2017, que já estará sofrendo processos periglaciais, ainda que iniciais. Essa área estabilizada e distante cerca de 800 m da frente da geleira (2050) poderá apresentar um crescimento dos campos de musgos, que atualmente já ocupam as áreas úmidas próximas aos lagos e o fluxo de sedimentos inserido nesse ambiente pode chegar aos vales (exemplo: vale Klotz), que ao serem depositados contribuirão para diminuir o entalhamento destes. Contudo, o aporte de água para essa área pode ser reduzido devido a interferência de lagos represados na moraina de empurrão Shetland I. Os lagos proglaciais interrompem a

passagem da água de derretimento de uma geleira através de uma zona proglacial e reduzem as velocidades de fluxo o suficiente para causar sedimentação (CARRIVICK e TWEED, 2017).

6.3.4 Cenário para os próximos 50 anos

A porção noroeste (voltada para o vale Klotz), em 2070, apresentará uma porção de gelo que se destaca alguns metros (100 m aproximadamente) à frente da linha de frente para esse período (Figura 30D). Esse gelo se encaixa numa área baixa que drena para o vale Klotz. Provavelmente durante o Último Máximo Glacial a geleira Collins era ligada ao fluxo do gelo que chegava ao vale Klotz e sua retração desde essa época segue um padrão, recuando por esse vale.

Essa fase provavelmente apresentará menor atividade paraglacial, e algumas áreas estabilizadas poderão já iniciar uma fase final de estabilização com processos periglaciais. Também poderão ser observados processos como movimentos de massa, fusão do *permafrost* e intemperismo químico na nova zona proglacial da geleira Collins. Rosa *et al.* (2012) apontam que a área poderá apresentar formas de relevo glacialmente erodidas e depósitos de *till*, que são registros da história de deglaciação. O relevo já retrabalhado apresentará sedimentos mais arredondados e menos angulosos esculpido pela ação da água glaciofluvial e intemperismo. Os solos também já estarão mais complexos e aprofundados.

Com o cenário de retração apresentado para o ano de 2070, para a geleira Collins, é provável que não só feições de deposição sejam formadas, mas também que haja feições subglaciais que venham a ficar expostas (Figura 31). A porção leste, voltada para o vale Norte, de acordo com Hall (2007), apresentou um reavanço no período da PIG, o que pode ter ocasionado estriamento de pavimentos.

Considerando a retração da geleira Collins, haverá uma gradual sucessão das comunidades de plantas na interação biológica/ecológica e com os processos geomorfológicos no novo ambiente com atividade periglacial (MILNER *et al.* 2007; MARSTON, 2010). Atualmente, a zona que apresenta maior colonização da vegetação é a área oeste pois apresenta maior umidade proveniente do passagem de Drake, em paleovales em U que facilitam o desenvolvimento de canais de drenagem anastomosados para fixação de vegetação. Os lagos e canais glaciofluviais já estarão mais concentrados quanto ao fluxo, e apresentarão baixa carga sedimentar.

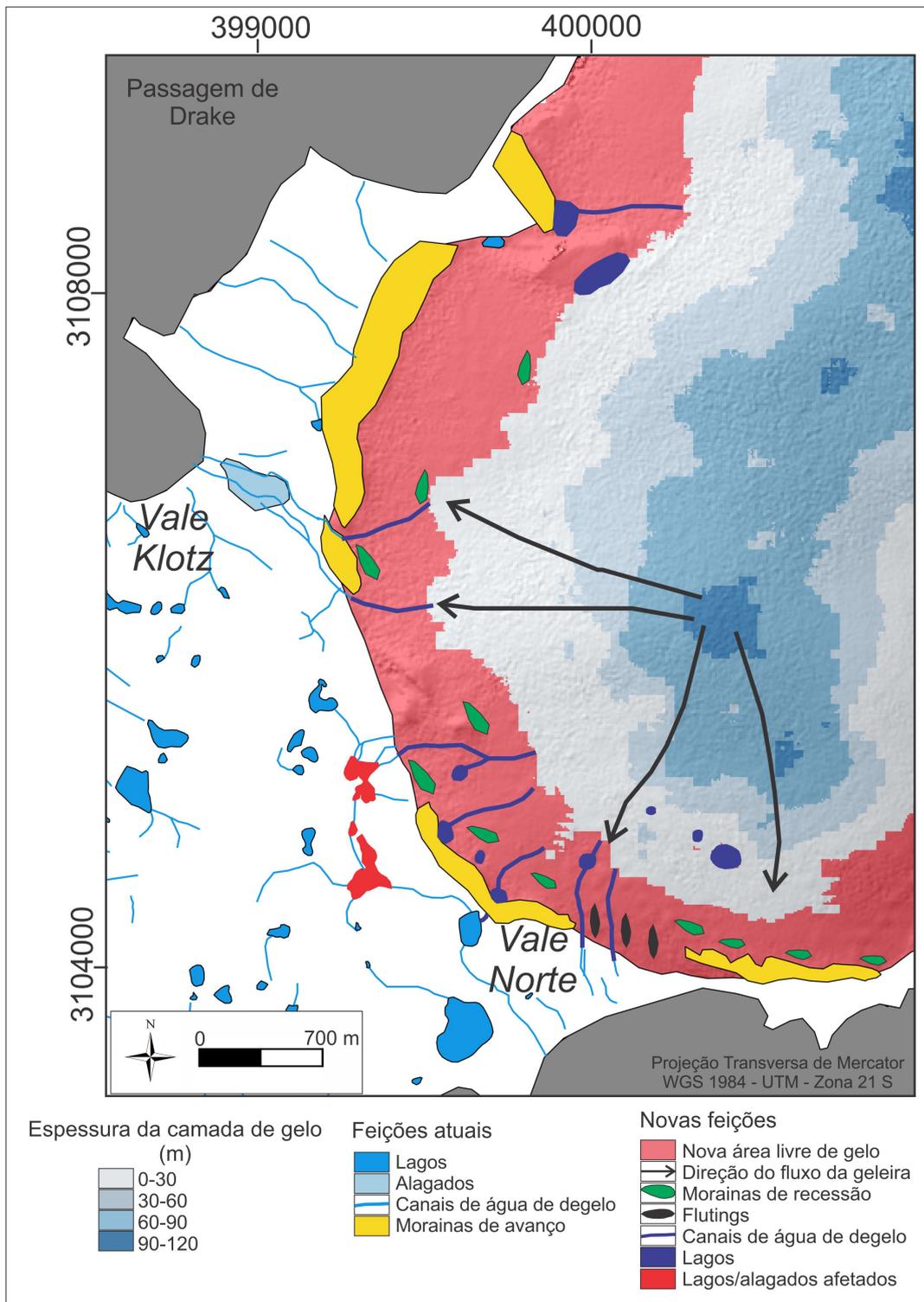


Figura 31: Possível espessura e área da geleira Collins em 2070, mostrando os prováveis novos lagos e canais de drenagem proglacial, e lagos atuais que serão afetados pela perda de contato direto com a geleira.

Conforme já discutido no capítulo 5, a direção predominante dos ventos é norte e noroeste e trazem umidade da passagem de Drake para a área noroeste da geleira Collins (vale Klotz). A umidade pode contribuir para a formação pedológica e fixação

da vegetação, acelerando o processo de estabilização da paisagem. Essa área também apresenta um fluxo concentrado de água e, portanto, dificilmente terá lagos proglaciais ou feições formadas pelo despejo de alta carga sedimentar, portanto essa área é mais estável. A porção voltada para o vale Norte é mais dinâmica, pois além de ser a primeira a retrair já apresenta atualmente alto aporte hídrico e sedimentar. O relevo subglacial também favorece a formação de lagos e canais de drenagem entrelaçados.

6.4 Considerações finais

O setor próximo ao vale Norte foi o primeiro a apresentar mudanças de área na geleira Collins e corresponde justamente a área de menor espessura atual. Essa área já apresenta feições geomorfológicas, que indicam baixa capacidade de transporte e alto fluxo de água de degelo, como morainas de recessão e *flutings*. Na fase subsequente, entre 2030 e 2050 possivelmente ocorrerá, a fase de maior retração da geleira, apresentando uma perda total de 21% de sua área. Na fase final, de 2050–2070, a perda de área ocorrerá provavelmente em toda frente da geleira, deixando um prolongamento do corpo glacial em direção ao vale Klotz. É provável que essa configuração siga justamente um comportamento passado, do UMG, quando a maior espessura do sistema glacial permitiu sua chegada até a passagem de Drake.

No primeiro estágio pós retração da geleira Collins, provavelmente predominarão processos paraglaciais na área, caracterizando uma zona instável com alta quantidade de sedimentos formando feições como morainas, depósitos de *till*, eskers, *flutingse* canais entrelaçados com capacidade de transportar material até a atual zona proglacial. Neste momento se iniciará o processo de colonização biológica da área, contribuindo para o início da formação de solos.

A atual área proglacial possivelmente sofrerá com a perda de água de degelo. Esses processos contribuirão para que essa área se torne periglacial. Poderá haver um aumento da quantidade de água de degelo e sedimentos que irão escoar para esse ambiente, contribuindo para aumento dos lagos e alagados, fixação da vegetação e deposição nos vales, diminuindo seu entalhamento. Entretanto, lagos formados na nova área livre de gelo poderão servir como represas para a passagem de água e sedimentos para a antiga zona proglacial (2017).

Os resultados indicam que a zona proglacial, a ser formada em 2070, poderá estar mais estabilizada, apresentando processos periglaciais com a presença de intemperismo químico, movimentos de massa e sucessão ecológica na área. Os canais

de degelo irão se conectar a lagos e alagados e provavelmente terão menor capacidade de transporte de sedimentos devido ao menor fluxo de água, sendo possível encontrar sedimentos mais finos depositados. Nesta fase poderá ser encontrada mais matéria orgânica, a qual contribuirá para o desenvolvimento pedológico.

O modelo apresentado só considera as variações de temperatura do ar do período 1998-2009, o que pode obviamente gerar diferença no cenário proposto devido à variabilidade climática. A geleira Collins, provavelmente, continuará sua retração.

A área mais dinâmica quanto a hidrologia e sedimentologia é o setor leste, próximo ao vale Norte, pois a configuração do relevo subglacial indica que haverá formação de lagos, alagados e canais nas suas porções mais côncavas. Atualmente já são observados vários canais de degelo e feições geomorfológicas deposicionais. Provavelmente os processos paraglaciais estabilizarão primeiro na porção voltada para o vale Klotz, devido a entrada de ventos úmidos que contribuem para o intemperismo químico, fixação da vegetação e formação dos solos.

CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS DA TESE

De forma geral, o processo desnudacional da península Fildes iniciou aproximadamente 10.000 anos atrás. Anterior a deglaciação havia correntes de gelo classificadas como Fildes e Manao alimentadas por um corpo de gelo a oeste da península que erodiram planaltos, representados pela Meseta Norte e Meseta Sul, e depressões. Esses grandes compartimentos de planaltos e depressões possuem como principais formas associadas paleovales em U e vales em anfiteatro que foram posteriormente retrabalhados por canais de degelo e processos intempéricos, transportando sedimentos para as planícies e diminuindo o entalhamento dos vales. A porção sul da península apresenta vales encaixados em zonas de fraturas condicionadas à geologia local do grupo Jurássico Vulcânico com rochas piroclásticas e andesitos. Os vales que estão esculpidos nas bordas do planalto da Meseta Norte são, na sua maioria, de anfiteatro esculpidos de andesitos, tufos, aglomerados e sedimentos do grupo Península Fildes.

Na porção norte da península Fildes há uma zona próxima à geleira caracterizada como proglacial, classificada na compartimentação como DA (Depressão Artigas) com áreas de planícies formadas por sedimentos subglaciais e lagos conectados diretamente à geleira pelo fluxo de água de degelo. Contudo, essa porção a frente da geleira forma distintos ambientes que foram mapeados nessa tese em 4 setores conforme dinamicidade dos processos glaciais e paraglaciais. Dessa forma, houve um avanço no mapeamento geomorfológico proglacial da área, aumentando a escala de análise com uso de amostras de sedimentos, interpretação dos processos e identificação de formas como *flutings* e morainas frontais de cinco tipos: de recessão recente, de recessão recente formada em ambiente glaciofluvial, de recessão formada por obstáculo rochoso, de recessão/estagnação e de avanço por empurrão.

O setor 1 da zona proglacial, situado próximo a base uruguaia General Artigas, apresenta retração da geleira e deixa o substrato rochoso exposto no período de ablação devido à pouca espessura de gelo, mostrando feições deposicionais como *flutings* formados abaixo do sistema glacial, e morainas de recessão formadas por material supraglacial. O setor 2, além de possuir a crista morâinica de avanço da PIG, apresenta uma sequência de montículos de morainas de recessão e que estão sujeitas a retrabalhamento com fases de estabilização anual e despejo sazonal de sedimentos. Essas feições indicam que o sistema glacial é pouco espesso e com pouca capacidade de

transporte de sedimentos, porém com alto fluxo de água de degelo. No modelo de previsão de comportamento da geleira, são justamente essas áreas do setor 1 e 2 que serão as primeiras a apresentarem retração, até 2030. Outra importante mudança futura para essa área, é que seja possível a formação de lagos represados pela moraina de avanço e alimentadas pela água de degelo da geleira em retração. Também poderá haver morainas de recessão formadas por material supraglacial na margem da geleira em retração.

O setor 3 apresenta uma área complexa, sem a crista morâinica de avanço da PIG, com um leque glaciofluvial na zona proglacial, distante 300 m da frente da geleira atual, formando a cabeceira de uma rede de drenagem com 3 lagos interconectados que drenam para a baía Maxwell. A hipótese inicial para o desenvolvimento dos lagos era de que a temperatura do ar seria o mais importante controle na formação da superfície líquida dos lagos. Contudo, em campo foi observado que a precipitação líquida afetava o descongelamento dos lagos, já que ocorre a quebra da camada de gelo e aumento de fluxo de água de degelo. A correlação entre a precipitação líquida e área de superfície líquida do lago foi de $\rho = 0,66$.

Sete dos 15 lagos analisados para o verão de 2011 apresentaram correlação significativa (ρ maior que 0,4) com a temperatura, enquanto 11 lagos responderam significativamente para precipitação. Os lagos atingiram sua máxima área de superfície líquida em 28 de fevereiro e com o fim da estação da ablação em 19 de março eles passam a congelar, em 19 de abril de 2011 todos estavam congelados. A utilização das imagens TSX para avaliação da fenologia dos lagos melhora o detalhe da escala espacial e temporal, difícil de ser alcançada no ambiente antártico devido ao custo das imagens e as nuvens presentes nas imagens ópticas. E também é um estudo que avança na discussão de fenologia em lagos polares e foi inédito para a ilha Rei George.

A formação rochosa que está exposta no setor 3 possui a mesma elevação que a Meseta Norte (120 m) e provavelmente também é uma forma relictual do intemperismo diferencial na área. Essa região provavelmente atuava na divisão do fluxo da geleira, e ainda o faz em duas direções de fluxo (NE-SO e NO-SE), portanto dificultando a formação da moraina de avanço como ocorre nos demais setores. No modelo futuro essa área também atuará como obstáculo e divisão do fluxo da geleira, criando dois novos e diferentes ambientes proglaciais (discutidos abaixo).

O setor 4 possui duas cristas morâinicas formadas por avanço/estagnação durante a PIG com poucas morainas de recessão, o que indica que a geleira é ativa na

área. Hidrologicamente há um fluxo concentrado de água de degelo que flui para o vale Klotz e que, provavelmente, continuará assim com a retração da geleira, dificultando a formação de lagos já que o substrato também não possui áreas côncavas para a acumulação de água. Ventos predominantes de norte e noroeste durante o verão trazem umidade da passagem de Drake, que no futuro contribuirão para a formação pedológica e fixação da vegetação, acelerando o processo de estabilização da paisagem. Os lagos voltados para a passagem de Drake já apresentam correlação positiva com a direção do vento, uma vez que os ventos úmidos provenientes do oceano contribuem para a quebra da superfície congelada, criando um microclima.

Foram identificadas três áreas de gelo estagnado na geleira (setores 1, 3 e 4) onde está ocorrendo transição do ambiente de contato com o gelo para ambiente proglacial distal. Ambientalmente, essas áreas indicam os setores mais frágeis e que apresentarão retração e mudanças ambientais nos próximos anos até 2030. O cenário de variação espacial da frente da geleira Collins mostra a continuidade do processo de retração para as próximas décadas, apresentando para as décadas de 2010–2030, 2030–2050 e 2050–2070 as perdas de área, respectivamente, de 5%, 21% e 35%.

O modelo de recuo da geleira só considerou variações de temperatura do ar do período 1998-2009. A recente tendência de resfriamento do ar registrada para a Península Antártica e ilhas Shetland, pode ser somente uma curta variabilidade climática. Analisando o número de dias com temperatura positiva para o período 1977–2017 na península Fildes, ou seja, quando provavelmente ocorreu derretimento da neve e fluxo de água, há uma tendência de diminuição desses dias para o mês de abril, na década de 2007–2017. Os meses de janeiro, fevereiro e março não apresentam mudanças significativas. Quanto a temperatura média do verão, o mês de fevereiro mostra uma tendência de diminuição para 2007–2017, considerando a análise decadal, e os meses de janeiro e março não tem padrão.

O cenário de retração da geleira Collins aponta uma nova área proglacial que será formada entre a frente em recessão e a moraina de avanço da PIG. A zona proglacial nos primeiros 20 anos pós deglaciação poderá ser uma área instável com alta quantidade de sedimentos nos canais, formando feições como morainas, depósitos de *till*, *eskers*, *flutingse* canais entrelaçados com capacidade de transportar material até a atual zona proglacial. A quantidade e disponibilidade de sedimentos, bem como a formação dos solos, evoluirá provavelmente à medida que os efeitos paraglaciais se tornem menos intensos na área livre de gelo da geleira Collins, passando de solos com

estrutura simples para uma estrutura complexa e mais profunda. A fixação da vegetação também contribuirá nessa fase para aumento da infiltração de água de degelo no solo (formação de alagados), aumento da força e cisalhamento do solo. A paisagem atingirá uma fase estável, onde passarão a atuar processos erosivos nas formas de relevo e nos depósitos de *till*, e alguns indícios de atividade periglacial na fase de 2050 a 2070, como movimentos de massa, fusão do *permafrost* e intemperismo químico na nova zona proglacial da geleira Collins.

A área mais dinâmica quanto a hidrologia e sedimentologia atualmente já é o setor leste (setor 1 e 2 do mapeamento), devido a maior diversidade de formas geomorfológicas de deposição que indicam recessão e a quantidade de canais de água de degelo, provavelmente no futuro também será, pois, a configuração do relevo subglacial indica que haverá formação de lagos, alagados e canais nas suas porções mais côncavas. O setor 4 indica sistema glacial ativo com capacidade de transporte de material de diferentes tamanhos e quantidade. Trata-se de um setor com duas cristas morânicas de avanço com cerca de 8–10 m de altura. Observando-se na imagem de satélite QuickBird, as morainas de avanço são amplamente arqueadas no plano, mas no detalhe elas são irregulares e sinuosas, refletindo a morfologia da frente ativa da geleira durante a PIG.

Assim como foi discutido no início da pesquisa, a península Fildes é uma área relativamente acessível e com uma área proglacial em desenvolvimento devido a retração da geleira Collins. A pesquisa desenvolvida durante a tese permitiu traçar um acompanhamento da evolução temporal desses ambientes distais e marginais ao gelo desde a PIG e apontar um cenário até 2070. O local mostrou sua relevância como área laboratório e os trabalhos de campo realizados permitiram acompanhar a evolução da fenologia da cobertura de gelo dos lagos, coleta de sedimentos, fotografias e interpretações das formas geomorfológicas de erosão e deposição deste ambiente. Além disso, foi possível identificar diferentes setores do sistema glacial e assim concluir que da mesma forma que as geleiras responderam de forma diferente ao aumento de temperatura do ar nos últimos anos, também há diferentes comportamentos dentro da zona proglacial.

Como trabalhos futuros pretende-se avaliar a fenologia de gelo da superfície dos lagos, utilizando imagens TSX, para outros anos com objetivo de estabelecer um padrão quanto a data de descongelamento e posterior congelamento, bem como a qual variável física é a que mais influencia nesse processo; fazer datação dos sedimentos das

principais feições da zona proglacial para fazer a reconstrução da formação desse ambiente; aplicar modelos de previsão do comportamento futuro da espessura e área da geleira Collins que possam considerar o aumento de temperatura; por fim, fazer medidas de fluxo para inserir no modelo de variação da área e espessura.

REFERÊNCIAS

ADRIAN, R.; O'REILLY, C. M.; ZAGARESE, H.; BAINES, S. B.; HESSEN, D. O.; KELLER, W.; VAN DONK, E. Lakes as sentinels of climate change. **Limnological and Oceanography**, v. 54, n. 6, p. 2283–2297, 2009.

AIRBUSDS, TerraSAR-X: **Image Product Guide**. Disponível em: <www.intelligence-airbusds.com/files/pmedia/public/r459_9_20171004_tsxx-airbusds-ma-0009_tsx-productguide_i2.01.pdf>. Acesso em: 20 de outubro de 2017.

ANDRADE, A. M.; MICHEL, R. F. M.; BREMER, U. F.; SCHAEFER, C. E. R. G.; SIMÕES, J. F. Relationship between solar radiation and surface distribution of vegetation in Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **International Journal of Remote Sensing**, v. 39, p. 2238–2254, 2018.

AUSTIN, J. A.; COLMAN, S. M. Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: A positive ice-albedo feedback. **Geophysical Research Letter**, v. 34, p. 1–5, 2007.

BADURSKA, M. Orthorectification and geometric verification of high-resolution TerraSAR-X images. **Geomatics and Environmental Engineering**, v. 5, n. 3, p. 13–25, 2011.

BAGHDADI, N.; BERNIER, M.; GAUTHIER, R.; NEESON, I. Evaluation of C-band SAR data for wetlands mapping. **International Journal Remote Sensing**, v. 22, n. 1, p. 71–88, 2001.

BALLANTYNE, C. K. Paraglacial geomorphology. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, p. 1935–2017, 2002.

BARBOZA, H. H. C.; BORTOLI, A. L.; SIMÕES, J. C.; CUNHA, R. D.; BRAUN, M. Bidimensional numerical simulation of Lange Glacier, King George Island, Antarctica: preliminary results. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 67–76, 2004.

BARCLAY, D. J.; YAGER, E. M.; GRAVES, J.; KLOCZKO, M.; CALKIN, P. E.; Late Holocene glacial history of the Copper River Delta, coastal south-central Alaska, and controls on valley glacier fluctuations. **Quaternary Science Reviews**, v. 81, p. 74–89, 2013.

BARSCH, D.; MÄUSBACHER, R. New Data on the relief development of the South Shetland Islands. **Antarctica - Interdisciplinary Science Review**, v. 11 n. 2, p. 211–218, 1986.

BARTON, C. M. The geology of the South Shetland Islands: The stratigraphy of King George Island. **British Antarctic Survey Scientific Bulletin**, v. 44, 33 p., 1995.

BAUDER, A.; FUNK, M.; HUSS, M. Ice volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. **Annals of Glaciology**, v. 46, p. 145–149, 2007.

BENN, D. I.; EVANS, D. J. A. **Glaciers and Glaciation**. Londres: Arnold, 734 p., 2010.

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

BIGARELLA, J. J.; HARTKOPF, C. C.; SOBANSKI, A.; TREVISAN, N. Textura superficial dos grãos mareias e arenitos. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, p. 253–275, 1955.

BINTANJA, R.; VAN DEN BROEKE, M. R. The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, p. 902–926, 1995.

BIRKENMAJER, K. A guide to tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. **Polish Polar Research**, v. 10, p. 555–579, 1989.

BIRKENMAJER, K. Discovery of Pliocene glaciation on King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). **Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Ser. Sciences de la Terre**, v. 27, p. 59–67, 1980.

BIRKENMAJER, K., SOLIANI, E., KAWASHITA, K. Reliability of Potassium argon dating of Cretaceous Tertiary island-arc volcanic suites of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). **Bulletin Academic Polish Science**, v. 30, p. 133–143, 1990.

BLENCKNER, T. A conceptual model of climate-related effects on lake ecosystems. **Hydrobiologia**, v. 533, n. 1–3, 2005.

BLINDOW, N.; SUCKRO, S.; RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SCHINDLER, M.; BREUER, B.; SAURER, H.; SIMOES, J. C.. LANGE, M. Geometry and status of the King George Island ice cap (South Shetland Islands, Antarctica). **Annals of Glaciology**, v. 51, n. 55, p. 103–109, 2010.

BOLCH, T.; KAMP, U. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. **Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung**, n. 41, p. 37–48, 2006.

BRADLEY, R.S. e ENGLAND, J. Recent climatic fluctuations of the Canadian high Arctic and their significance for glaciology. **Arctic and Alpine Research**, v. 10, n. 4, p. 715–731, 1978.

BRAUN, M. H.; BETSCH, T.; SEEHAUS, T. **King George Island TanDEM-X DEM, link to GeoTIFF**. PANGAEA, 2016. Disponível em: <doi.org/10.1594/PANGAEA.863567>. Acesso em 11 de maio de 2017.

BRAUN, M.; GOSSMANN, H. Glacial changes in the area of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Antarctica. *In*: BEYER, L.; BÖLTER, M. **Geocology of Terrestrial Antarctic Oasis**. Berlin-Heidelberg:Springer Verlag, p. 75–89, 2002.

BRAUN, M.; HOCK, R. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). **Global and Planetary Change**, v. 42, n. 1, p. 45–58, 2004.

BRAUN, M.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S.; GOSSMANN, H. The influence of large scale atmospheric circulation on surface energy balance and ablation on King George Island, Antarctica. **International Journal of Climatology**, v. 21, n.1, p. 21–36, 2001.

BREMER, U. F. **Morfologia e bacias de drenagem na cobertura de gelo da ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Porto Alegre, 135 p., 1998.

BREMER, U. F. **Soils and geomorphology of the Eastern Warszawa Peninsula, King George Island, maritime Antarctica**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 136 p., 2008.

BRISCO, B.; TOUZI, R.; VAN DER SANDEN, J. J.; CHARBONNEAU, F.; PULTZ, T. J.; D'IORIO, M. Water resource applications with RADARSAT-2 – a preview. **International Journal of Digital Earth**, v. 1, n. 1, p. 130–147, 2008.

BURLANDO, P.; PELLICCIOTTI, F.; STRASSER, U. Modelling mountainous water systems between learning and speculating looking for challenges. **Hidrology Research**, n. 33, n. 1, p. 47–74, 2002.

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

CARRIVICK, J. L.; TWEED, F. S. Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. **Quaternary Science Reviews**, v. 78, p. 34–52, 2013.

CARRIVICK, J. L.; RUSSELL, A. J. Glaciofluvial Landforms of Deposition. *In*: ELIAS, S. A. (Ed.). **The Encyclopedia of Quaternary Science**, Amsterdam: Elsevier, p. 909–920, 2013.

CASTENDYK, D. N.; OBRYK, M. K.; LEIDMAN, S. Z.; GOOSEFF, M.; HAWES, I. Lake Vanda: A sentinel for climate change in the McMurdo Sound Region of Antarctica. **Global and Planetary Change**, v. 144, p. 213–227, 2016.

CHENG, Q.M.; ZHANG, G.; LU, C.; KO, C. GIS spatial-temporal modeling of water systems in greater Toronto area, Canada. **Journal of China University of Geosciences**, n. 15, n. 3, p. 275–282, 2004.

CLAGUE, J. J., EVANS, S. G. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. **Quaternary Science Review**, v. 19, n. 17, p. 1763–1783, 2000.

COWTON, T.; NIENOW, P.; SOLE, A.; WADHAM, J.; LIS, G.; BARTHOLOMEW, I.; MAIR, D.; CHANDLER, D. Evolution of drainage system morphology at a land terminating Greenlandic outlet glacier. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, p. 29–41, 2013.

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

CUFFEY, K.M.; CONWAY, H.; GADES, A.M.; HALLET, B.; LORRAIN, R.; SEVERINGHAUS, J.P.; STEIG, E.J.; VAUGHN, B.; WHITE, J.W.C. Entrainment at cold glacier beds. **Geology**, v. 28, p. 351–354. 2000.

PABLO, M. de; RAMOS, M.; MOLINA, A. Snow cover evolution, on 2009-2014, at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Catena**, v. 149, n. 2, p. 538–547, 2017.

DLR, Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt. **The Satellite**. Disponível em: <www.dlr.de/dlr/en/desktopdefault.aspx/tabid-10388/574_read-425/>. Acesso em: 25 de outubro de 2017.

DORAN, P. T.; WHARTON JR., R. A.; LYONS, W. B. Paleolimnology of the McMurdo Dry Valleys. **Antarctica Journal Paleolimnology**, v. 10, p. 85–114, 1994.

DUGUAY, C. R.; PROWSE, T. D.; BONSAI, B. R.; BROWN, R. D.; LACROIX, M. P.; MENARD, P. Recent trends in Canadian lake ice cover, **Hydrology Processes**, v. 20, n. 4, p. 781–801, 2006.

DUGUAY, C. R.; LAFLEUR, P. M. Determining depth and ice thickness of shallow sub-Arctic lakes using space-borne optical and SAR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 3, p. 475–489, 1997.

DYURGEROV, M. B.; MEIER M. F. Glaciers and the changing Earth system: a 2004 snapshot, **INSTAAR Occasional Paper**, v. 58, 2005.

EKLUND, A.; HART, J. K. Glaciotectonic deformation within a flute from the glacier Isfallsglaciären, Sweden. **Journal of Quaternary Science**, v. 11, n. 4, p. 299–310, 1996.

FALLOURD, R. Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal TerraSAR-X images and continuous GPS measurements. **IEEE Journal of selected topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 4, n. 2, 2011.

FARINOTTI, D.; HUSS, M.; BAUDER, A.; FUNK, M.; TRUFFER, A. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 197, p. 422–430, 2009.

FERRANDO F. A., VIEIRA R., 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, n. 25–40, 2009.

FLORICIOIU, D.; EINEDER, M.; ROTT, H.; YAGÜE-MARTINEZ, N.; NAGLER, T. Surface velocity and variations of outlet glaciers of the Patagonia Icefields by means of TerraSAR-X. *In: Anais International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Cape Town. IEEE, 2009.

FOREMAN, C. M.; WOLF, C. F.; PRISCU, J. C. Impact of episodic warming events on the physical, chemical and biological relationships of lakes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Aquatic Geochemistry*, v. 10, p. 239–268, 2004.

FOUNTAIN, A. G.; WALDER, J. S. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*. v. 36, p. 299–328, 1998.

FRENCH, H. M. Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to the usage of the term "periglacial". *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 11, n. 1, p. 35–42, 2000.

FRENCH, H. M. *The Periglacial Environment*. 3^a ed. Ottawa: John Wiley & Sons Ltd. 2007.

FRENCH, H. M.; THORN C. The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, v. 12, n. 3, p. 1–33, 2006.

GLASSER, N. F.; HAMBREY, M. J.; Sedimentary facies and landform genesis at a temperate outlet glacier: Soler Glacier, North Patagonian Icefield. *Sedimentology*, v. 49, n. 1, p. 43–64, 2002.

GLASSER, N.F.; JANSSON, K.N.; HARRISON, S.; RIVERA, A. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology*, v. 71, n. 3–4, p. 263–277, 2005.

GOERNER, A.; JOLIE, E.; GLOAGUEN, R. Non-climatic growth of the saline Lake Beseka. Main Ethiopian Rift. *Arid Environmental*. v. 73, n. 3, p. 287–295, 2009.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. The Bransfield rift and its active volcanism. *In: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A.; THOMSON, J. W. (eds.) The Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge: Cambridge University Press, 1987.

GORRAB, A.; ZRIBI, M.; BAHGDABI, N.; MOUGENOT, B.; FANISE, P.; CHABAANE, Z. L. Retrieval of both soil moisture and texture using TerraSAR-X images. *Multidisciplinary Digital Publishing Institute*, p. 10098–10116, 2015.

GOUDIE, A. S.; KALVODA, J. Recent geomorphological processes in the Nagar region, Hunza Karakoram. *Acta Universitatis Carolinae*, v. 34, p. 135–148, 2004.

GRUBER, A.; WESSEL, B.; HUBER, M.; ROTH, A. Operational TanDEM-X DEM calibration and first validation results. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. v. 73, p. 39–49, 2012.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: renewal of a scientific

discipline for understanding landscape development. **Geomorphology**, v. 77, n. 1–2, p. 90–111, 2006.

HALL, B. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands. **The Holocene**, v. 17, p. 1253–1258, 2007.

HALL, D. K.; FAGRE, D. G.; KLASNER, F.; LINEBAUGH, G.; LISTON, G. E. Analysis of ERS 1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implications for climate studies. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 22473–22482, 1994.

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

HANSON, B. Reconstructing mass-balance profiles from climate for an Arctic ice cap. **The Physical basis of the ice sheets, IAHS**, v. 170, p. 181–189, 1987.

HAWKES D. D. The geology of South Shetland Islands. The petrology of King George Island. **Scientific Reports of the Falkland Islands Dependencies Survey**, v. 26, p. 1–28, 1961.

HJORT, C.; INGOLFSSON, O. Studies of the Glacial History in the Antarctic Peninsula Area. *In*: KARLQVIST, A. (ed.), **Swedish Antarctic Research Programme 1988/89-A Cruise Report**, Stockholm: Swedish Polar Research Secretary, p. 76–80, 1990.

HOCHSCHILD, V.; STAEBLEIN, G. Geomorphologische Kartierung der Potter Halbinsel (King George Island) mit optischen Fernerkundungsdaten und ERS-1-SAR-Daten. *In*: Goßmann H (Ed.), **Patagonien und Antarktis – Geofernerkundung mit ERS-1- Radarbildern**. Gotha: Perthes, p. 101–117, 1998.

HOLDGATE, M. W., ed. **Antarctic Ecology**. Londres: Academic Press, 732 p., 1970.

HUBBARD, B.; GLASSER, N. **Field Techniques in Glaciology and Glacial geomorphology**. West Sussex: John Wiley, 400 p., 2005.

INGOLFSSON, O.; HJORT, C.; BJORCK, S.; SMITH, R. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Boreas**, v. 21, n. 3, p. 198–222, 1992.

IPCC, 2013: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G. K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.

JABER, W. A.; FLORICIOIU, D.; ROTT, H.; EINEDER, M. Dynamics of fast glaciers in the Patagonia Icefields derived from TerraSAR-X and TanDEM-X data. *In*: **Anais Geoscience and Remote Sensing Symposium**. Munique. IEEE, 2012.

JANSSON, P.; HOCK, R.; SCHNEIDER, T. The concept of glacier storage: a review. **Journal of Hydrology**, v. 282, p. 116–129, 2003.

JAWAK, S. D.; MATHEW, J. Semi-automatic extraction of water bodies and roads from high-resolution QuickBird satellite data. **Proceedings of Geospatial World Forum**, Hyderabad, p. 247–257, 2011.

JEFFREIS, M. O., MORRIS, K., WEEKS, W. F.; WAKABAYASHI, H. Structural and stratigraphic feature and ERS 1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991–1992. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 22459–22471, 1994.

JEFFRIES, M. O.; MORRIS, K.; KOZLENKO, N. Ice characteristics and processes, and remote sensing of frozen rivers and lakes. **Remote sensing in northern hydrology**, n. 163, p. 63–90, 2005.

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

JEZEK, K.; GOGINENI, P.; WU, X.; RODRIGUEZ, E.; RODRIGUEZ F.; FREEMAN, A. Global ice sheet mapping observatory: airborne experiments. *In: Anais Radar Conference, of Institute of Electrical and Electronics Engineers*. Pasadena. MDPI, 2009.

JOHN, B. S. Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctica. *In: SUGDEN, D. E.; PRICE, R. J. (eds) Polar Geomorphology*. Londres: Institute of British Geographers, p. 75–92, 1972

JOUGHIN, I.; SMITH, B. E.; SHEAN, D. E.; FLORICIOIU, D. Further summer speedup of Jakobshavn Isbrae. **The Cryosphere**, v. 8, p. 209–214, 2014.

JOUVET, G.; HUSS, M.; BLATTER, H.; PICASSO, M.; RAPPAZ, J. Numerical simulation of Rhone gletscher from 1874 to 2100. **Journal of Computational Physics**, v. 228, p. 6426–6439, 2009.

KHADKA, D.; BABEL, M. S.; SHRESTHA, S., TRIPATHI, N. K. Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. **Journal of Hydrology**, v. 511, p. 49–60, 2014.

KLAAR, M. J.; KIDD, C.; MALONE, E.; BARTLETT, R.; PINAY, G.; CHAPIN, S.; MILNER, A. Vegetation succession in deglaciated landscapes: implications for sediment and landscape stability. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 8, p. 1088–1100, 2015.

KLEMAN, J. *et al.* Reconstruction of paleo ice sheets inversion of their glacial geomorphological record. *In: KNIGHT, P. G. (ed.). Glacier Science and Environmental Change*. Oxford: Blackwell, 527 p., 2006.

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

- KORHONEN, J. Long-term changes in lake ice cover in Finland. **Nordic Hydrology**, n. 4-5, p. 347–363, 2006.
- KOURAEV, A. V., SEMOVSKI, S. V., SHIMARAEV, M. N., MOGNARD, N. M., LEGRESY, B., ANDREMY, F. Observations of Lake Baikal ice from satellite altimetry and radiometry. **Remote Sensing Environment**, v. 108, n. 3, p. 240–253, 2007.
- KROPACEK, J.; MAUSSION, F.; CHEN, F.; HOERZ, S.; HOCHSCHILD, V. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data. **The Cryosphere**, n. 7, p. 287–301, 2013.
- KRUMBEIN, W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 11, p. 64–72, 1941.
- KUHLEMANN, J. GACHEV, E.; GIKOV, A.; NEDKOV, S.; KRUMREI, I.; KUBIK, P. Glaciation in the Rila Mountains (Bulgaria) during the last glacial maximum. **Quaternary International**, v. 293, p. 51–62, 2013.
- LATIFOVIC, R.; POULIOT, D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record. **Remote Sensing of Environment**, v. 106 (4), p. 492–507, 2007.
- LAWRENCE, D. B. Primary versus secondary succession at Glacier Bay National Monument, S.E. Alaska. *In*: LINN, R. M (ed.). **Proceedings of the First Conference on Scientific Research in the National Parks Washington (DC)**. US Department of the Interior, National Park Service, 1979.
- LEE, J. R.; RAYMOND, B.; BRACEGIRDLE, T. J.; CHADÉS, I.; FULLER, R. A.; SHAW, J. D.; TERAUDS, A. Climate change drives expansion of Antarctic ice-free habitat. **Nature**, v. 547, p. 49–54, 2017.
- LILLESAND, T.; KIEFER, R. **Remote Sensing and Image Interpretation**. New York: John Wiley, 724 p., 2000.
- LIVINGSTONE, D. M. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. **Climatic Change**, n. 37(2), p. 407–439, 1997.
- LONGTON, R. E. Terrestrial habitats - Vegetation. *In*: BONNER, W. N.; WALTON, D. W. H. (eds.). **Key Environments Antarctica**, Oxford: Pergamon Press, p. 73–105, 1985.
- LONGTON, R. E. **The biology of polar bryophytes and lichens**. Studies in Polar Research. Cambridge: Cambridge University Press, 1988.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S.; LINÉS, C. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (Northern Antarctic Peninsula region). **Geomorphology**, v. 155–156, p. 62–79, 2012.

MAIZELS, J. Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. *In: MENZIES, J. (ed.). Modern glacial environments: processes, dynamics and sediments.* Oxford: Butterworth-Heinemann, 621 p. 1995.

MARSTON, R. A. Geomorphology and vegetation on hillslopes: interactions, dependencies and feedback loops. **Geomorphology**, v.116, n. 3, p. 206–217, 2010.

MARTINEZ–MACCHIAVELLO J. C.; TATUR, A.; SERVANT–VILDARY S.; DEL VALLE, R. Holocene environmental change in a marine–estuarine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands. **Antarctic Science**, n. 8, p. 313–322, 1996.

MÄUSBACHER, R. Die Jungkvartäre Relief – und Klimageschichte im Bereich der Fildeshalbinsel, Süd-Shetland-Inseln, Antarktis: Heidelberger. **Geographische Arbeiten**, n.89, 207 p., 1991.

MÄUSBACHER, R.; MULLER, J.; MUNNICH, M.; SCHMIDT, R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p. 219–234, 1989.

MAVLYUDOV, B. R. Glacial caves of Bellingshausen Dome, King George Island, Antarctica. Elsevier Conference. *In: Anais Elsevier Conference.* Oslo, 2016

MENARD, P.; DUGUAY, C. R.; FLATO, G. M.; ROUSE, W. R. Simulation of ice phenology on Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. **Hydrological Processes**, v.16, n. 18, p. 3691–3706, 2002.

MERCIER, D. (ed.) Paraglaciaire et changements climatiques, **Bulletin de l'Association de Géographes Français**, v. 2, p. 131–208, 2008.

MERCIER, D., ÉTIENNE, S. (eds.) Paraglacial geomorphology: processes and paraglacial context. **Geomorphology**, v. 95, p. 1–10, 2008.

MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SIMAS, F. N. B.; HAUS, N. W.; SERRANO, E.; BOCKHEIM, J. G. Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, v. 225, p. 76–86, 2014.

MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. M. B.; FRANCELINO, M. R.; FERNANDES-FILHO, E. I.; LYRA, G. B.; BOCKHEIM, J. G. Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica. **Solid Earth**, v. 5, p. 1361–1374, 2014.

MILIAREISIS, G. C. Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. **Computers and Geosciences**, v. 27, p. 775–786, 2001.

MILNER, A. M.; FASTIE, C. L.; CHAPIN, F. S.; ENGSTROM, D. R.; SHARMAN, L.C. Interactions and linkages among ecosystems during landscape evolution. **BioScience**, v. 57, n. 3, p. 237–247, 2007.

MORA, C.; JIMÉNEZ, J. J.; PINA, P.; CATALÃO, J.; VIEIRA, G.; Evaluation of single-band snow-patch mapping using high-resolution microwave remote sensing: an application in the maritime Antarctic. **The Cryosphere**, v. 11, p. 139–155, 2017.

MUELLER, D. R.; VAN HOVE, P.; ANTONIADES, D.; JEFFRIES, M.O.; VINCENT, W.F. High Arctic lakes as sentinel ecosystems: cascading regime shifts in climate, ice cover, and mixing. **Limnological Oceanography**, v. 54, p. 2371–2385, 2009.

NAVARRO, F. Observed impacts on the Cryosphere of the recent cooling in the Northern Antarctic Peninsula. *In: Anais Interdisciplinary Polar Studies in Poland, Warsaw*. Poland. 2017.

NOON, P. E.; LENG, M. J.; ARROWSMITH, C.; EDWORTHY, M. G.; STRACHAN, R. J. Seasonal observations of stable isotope variations in a valley catchment, Signy Island, South Orkney Islands, **Antarctic Science**, v. 14, n. 4, p. 333–342, 2002.

OERLEMANS, J.; GIESSEN, R. H.; VAN DEN BROEKE, M. R. Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland). **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 729–736, 2009.

OLECH, M. **Annotated checklist of Antarctic lichens and lichenicolous fungi**. Kraków: The Institute of Botany of the Jagiellonian University, 145 p., 2001

OLIVA, M.; NAVARRO, F.; HRBÁČEK, F.; HERNÁNDEZ, A.; NÝVLT, D.; RUIZ-FERNANDEZ, J.; TRIGO, R. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. **Science of the Total Environment**, n. 580, p. 210–223, 2017.

ORHEIM, O. A 200-year record of glacier mass balance at Deception Island, southwest Atlantic Ocean, and its bearing on models of global climatic change. **Institute of Polar Studies Report**, v. 42, 118 p., 1972.

OSMANOGLU, B., BRAUN, M., HOCK, R., NAVARRO, F. Surface velocity and ice discharge of the ice cap on King George Island, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 54, n. 63, p. 111–119, 2013.

OTUKEI, J. R.; BLASCHKE, T.; COLLINS, M. Fusion of TerraSAR-x and Landsat ETM+ data for protected area mapping in Uganda. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 38, p. 99–104, 2015.

ØVSTEDAL, D. O.; SMITH, L. **Lichens of Antarctica and South Georgia: A guide to their identification and ecology**. Cambridge: Cambridge University Press, 424 p., 2001.

PACHAURI, R. K., *et al.* **Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Geneva: IPCC, 151 p., 2014.

PALECKI, M. A. E BARRY, R. G. Freeze-up and break-up of lakes as an index of temperature changes during the transition seasons: A case study for Finland. **Journal of Climate Applied Meteorology**, v. 25, p. 893–902, 1986.

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

PAUL, F.; KÄÄB, A.; MAISCH, M.; KELLENBERGER, T. W.; HAEBERLI, W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. **Geophysical Research Letters**, v. 31, 2004.

PELLIKKA, P.; REES, W. (eds.) **Remote Sensing of Glaciers: techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers**. London: CRC Press, 330 p., 2010.

PENCK A.; BRUCKNER, E. **Die Alpen im Eiszeitalter**. Leipzig: Tauchnitz, 1199 p., 1909.

PETSCH, C.; SIMÕES, C. L.; COSTA, R. M.; ROSA, K. K. DA; SIMÕES, J. C. **Cambios climáticos y aumento de la vegetación en la Península Fildes, Antártica**. Visiones sobre Ciencia Antártica - IX Congreso Latino Americano de Ciencia Antártica, p. 684–687, 2017.

PHAM, S. V.; PETER L.; MCGOWAN, R.; SUZANNE, P. P. Spatial variability of climate and land-use effects on lakes of the northern Great Plains. **Journal Limnology and Oceanography**, v. 53, n. 2, p. 728–742, 2008.

PIERSON, D. C. ; WEYHENMEYER, G. A.; ARVOLA, L.; BENSON, B.; BLENCKNER, T.; KRATZ, T.; LIVINGSTONE, D. M.; MARKENSTEN, H.; MARZEC, G.; PETERSSON, K.; WEATHERS, K. An automated method to monitor lake ice phenology. **Limnology Oceanographic: Methods**, v. 9, p. 74–83, 2011.

QUAYLE, W. C.; PECK, L. S.; PEAT, H., ELLIS-EVANS, J. C.; HARRIGAN, P. R. Extreme responses to climate change in Antarctic lakes. **Science**, v. 295, p. 645, 2002.

QUESADA, V.; KAUP, H. L. Landscape control of high latitude lakes in a changing climate. *In*: BERGSTROM, D. M. *et al.* (eds.), **Trends in Antarctic Terrestrial and Limnetic**. Dordrecht: Springer, 2006.

QUINTON, J. N.; EDWARDS, G. M.; MORGAN, R. P. C. The influence of vegetation species and plant properties on runoff and soil erosion: results from a rainfall simulation study in south east Spain. **Soil Use and Management**, v. 13, n. 3, p. 143–148, 1997.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI S.; MIETUS M.; PIASECKI J. Weather and climate. *In*: Rakusa-Suszcze-wski S. **The maritime Antarctic coastal ecosystem of Admiralty Bay**. Varsóvia: Polish Academy of Sciences, p. 19–25, 1993.

RITTENHOUSE, G. A visual method for estimating two-dimensional sphericity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 13, p. 79–81, 1943.

RÖHL, K. Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 188, p. 867–880, 2008.

ROSA, K. K. **Dinâmica glacial, sedimentológica e variações ambientais em geleiras na enseada Martel, ilha Rei George, Shetlands do Sul**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 175p.,2012.

ROSA, K. K.; MENDES JR, C. W.; VIEIRA, R.; DANI, N.; SIMOES, J. C. Análise morfométrica do setor norte da baía do almirantado, ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 32, n. 1, p. 52–61, 2014.

ROSA, K. K.; PETSCH, C.; CAMPANA, A. S.; SIMÕES, C. L.; GONÇALVES, M. A.; VIEL, J. A. Evolução de Ambientes Proglaciais em Resposta às mudanças climáticas. *In: Anais XI Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Maringá. UGB, 2016.

ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; FERRANDO, F. A.; SIMÕES, J. C. Geomorfologia e sedimentologia glacial aplicadas na reconstrução da evolução do ambiente de deglaciação da geleira Wanda, Ilha Rei George, Antártica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, p. 39–48, 2010.

ROSA, K. K.; MENDES JR, C. W.; ARIGONY-NETO, J.; PETSCH, C.; SIMOES, J. C. Potencial do uso das imagens COSMO-SkyMed na investigação da dinâmica de áreas em ambientes glaciais recentemente expostos, campo de gelo Krakow, ilha Rei George, Antártica. *In: Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. INPE, 2015

ROSA, K., VIEIRA, R., FERRANDO, F.; SIMÕES, J. Erosional landforms and deposition processes product of the deglaciation evolution at Wanda Glacier, King George Island. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 3, p. 315–326, 2009.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH-USP, n. 8, p. 64–74, 1994.

ROTT, H., FLORICIOIU, D., WUITE, J., SCHEIBLAUER, S., NAGLER, T., AND KERN, M. Mass changes of outlet glaciers along the Nordensjøkøld Coast, northern Antarctic Peninsula, based on TanDEM X satellite measurements, **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 8123–8129, 2014.

RÜCKAMP, M.; BLINDOW, N. King George Island ice cap geometry updated with airborne GPR measurements. **Earth System Science Data**, v. 4, p. 23–30, 2012.

RÜCKAMP, M.; BLINDOW, N.; SUCKRO, S., BRAUN, M.; HUMBERT, A. Dynamics of the ice cap on King George Island, Antarctica: Field measurements and numerical simulations, **Annals of Glaciology**, v. 51, n. 55, p. 80–90, 2010.

RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SUCKRO, S.; BLINDOW, N. Observed glacial changes on the King George ice cap, Antarctica, in the last decade. **Global and Planetary Change**, v.79, p. 99–109, 2011.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z.; KERN, P.; URDEA, R.; BRAUCHER, R.; MADARÁSZ, B.; SCHIMMELPFENNIG, I. Revised deglaciation history of the pietrele–stânișoara glacial complex, Retezatmts, southern Carpathians, Romania. **Quaternary International**, v. 415, p. 216–229, 2016.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da bacia hidrográfica do rio Benevente – ES**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 147 p., 2008.

SANCHO, L. G.; VALLADARES, F. Lichen colonization of recent moraines on Livingston Island (South Shetland I., Antarctica). **Polar Biology**, v. 13, n. 4, p.227–233, 1993.

SCHNEEBERGER, C.; BLATTER, H.; ABE-OUCHI, A.; WILD, M. Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient $2 \times \text{CO}_2$ scenario, **Journal of Hydrology**, v. 282, n. 1–4, p. 145–163, 2003.

SCHUBERT, A.; JEHLE, M.; SMALL, D.; MEIER, E. Influence of atmospheric path delay on the absolute geolocation accuracy of TerraSAR-X high-resolution products. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 48, n. 2, p. 751–758, 2010.

SCHUBERT, A.; JEHLE, M.; SMALL, D.; MEIER, E. Mitigation of atmospheric perturbations and solid-Earth movements in a TerraSAR-X time-series. **Journal of Geodesy**, v. 86, n. 4, p. 257–270, 2012.

SCHUBERT, A.; FAES, A.; KÄÄB, A. & MEIER, E. Glacier surface velocity estimation using repeat TerraSAR-X images wavelet- vs. correlation-based image matching. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 82, n. 4, p. 49–62, 2013.

SELLMANN, P. V.; BROWN, J.; LEWELLEN, R. I.; MCKIM, H.; MERRY, C. The classification and geomorphic implications of thaw lakes on the Arctic Coastal Plain. **CRREL Res. Rep.**, v. 344, p. 1–22, 1975.

SERRANO, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. Rock glaciers in the South Shetland Islands, western Antarctica. **Geomorphology**, v. 35, n. 1–2, p. 145–162, 2000.

SIMAS, F., C.; SCHAEFER, M. F. F; DACOSTA, I. Genesis, properties and classification of cryosols from admiralty Bay, Maritime Antarctica. **Geoderma**, v. 144, n. 1–2, p. 116–122, 2008.

SIMÕES, C. L.; ROSA, K. K.; CZAPELA, F.; VIEIRA, R.; SIMOES, J. C. Collins Glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica. **Geographical Review**, v. 105, p. 462–471, 2015.

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

SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F. Investigation of King George Island ice cover using ERS1 SAR and SPOT imagery. **Selper**, v. 11, p. 56–60, 1995.

SLAYMAKER O. Periglacial and paraglacial processes and environments. *In*: KNIGHT, J.; HARRISON. S. S. C. (eds.). **Special Publication**. The Geological Society: Londres, p. 71–84, 2009.

ŠMEJKALOVÁ, T.; EDWARDS, M. E.; DASH, J. Artic lakes show strong decadal trend in earlier spring ice-out. **Nature: Scientific reports**, v. 6, p. 1–8, 2016.

SMELLIE, J. L. Syn-plutonic origin and Tertiary age for the pre-Cambrian False Bay schists of Livingston Island, South Shetland Islands. **British Antarctic Survey Bulletin**, v. 52, p. 21–32, 1983.

SMITH, M. J.; CLARK, C. D. Methods for the visualisation of digital elevation models for landform mapping. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 7, p.885–900, 2005.

SMITH, R. C.; STAMMERJOHN, S. E.; BAKER K. Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula Region. *In*: ROSS, R. M.; HOFMANN, E. E.; QUETIN, L. B. (eds.). **Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula**. American Geophysical Union, Antarctic Research Book Series, v. 70, p. 105–121, 1996.

STASTNA, V. Spatio-temporal changes in surface air temperature in the region of the northern Antarctic Peninsula and South Shetland islands during 1950–2003. **Polar Science**, v. 4, n. 1, p.18–33, 2010.

STEIG, E. J.; SCHNEIDER, D. P.; RUTHERFORD, S. D.; MANN, M. E.; COMISO, J. C.; SHINDELL, D. T. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. **Nature**, v. 457, p. 459–462, 2009.

STOKES, C. R.; CLARK, C. D. The Dubawnt lake paleo-ice stream: evidence for dynamic ice sheet behaviour on the Canadian Shield and insights regarding the controls on ice-stream location and vigour. **Boreas**, v. 32, p. 263–279. 2003.

SUDGEN, D. E.; LAPPERTON, C. M. Glacial history of the Antarctic Peninsula and South Georgia. **South African Journal of Science**, v. 82, p.508–509, 1986.

TRIDON, D. B.; BACHMANN, M.; SCHULZE, D.; POLIMENI, M. D.; MARTONE, M.; BÖER, J.; ZINK, M. **TanDEM-X DEM Difficult Terrain e Antarctica Acquisitions towards the Planning of the Science Phase**. Berlin: VDE, 2014.

TURNER J, LEONARD S. Synoptic scale weather systems around the Antarctic Peninsula from satellite imagery and model fields. *In*: **Anais 8th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography**. Atlanta, 1996.

TURNER, J., LU, H., WHITE, I., KING, J. C., PHILLIPS, T., HOSKING, J. S., BRACEGIRDLE, T. J., MARSHALL, G. J., MULVANEY, R.; DEB, P. Absence of 21

st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability, **Nature**, v. 535, p. 411–415, 2016.

VALE, R. A. del, MONTALTI, D.; INBAR, M. Mid Holocene macrofossil-bearing raised marine beaches at Potter Peninsula, King George Island, South Shetland Islands. **Antarctic Science**, v. 14, n. 3, p. 263–269, 2002.

VAVRUS, S. J., WYNNE, R. H.; FOLEY, J. A. Measuring the sensitivity of southern Wisconsin lake ice to climate variations and lake depth using a numerical model. **Limnological Oceanography**, v. 41, n. 5, p.822–831, 1996.

VELHO, L. F. **Análise da temperatura da superfície e da ocupação urbana no município de Porto Alegre.** Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 117 p.,2014.

VIEIRA, R. Análisis Sedimentológico y geomorfológico de áreas lacustres em lapenínsula Fildes, Isla Rey Jorge, Antártica Marítima. **Investigaciones Geograficas Chile**, v. 49,p. 3–30, 2015.

VINCENT, W. F. **Microbial Ecosystems of Antarctica.** Cambridge: Cambridge University Press, 1988.

WANG, W.; YAO, T.; GAO, Y.; YANG, X.; KATTEL, D. B. A first order method to identify potentially dangerous glacial lakes in a region of the southeastern Tibetan Plateau. **Mountain Research and Development**, v. 31, p. 122–130, 2011.

WATCHAM, E. P.; BENTLEY, M. J.; HODGSON, S. J.; ROBERTS, P. T.; FRETWELL, J.M. LLOYD, R.D. LARTER, P.L. WHITEHOUSE, M. J. LENG, P. MONIEN.; MORETON, S. G. A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, p. 3152–3170, 2011.

WEN, J.; KANG, J.; HAN, J.; XIE, Z.; LIU, L.; WANG, D. Glaciological studies on King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 105–109, 1998.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 3, p. 377–392, 1992.

WILLIAMS, G. P. Predicting the date of lake ice breakup. **Water Resources Research**, v. 7, n. 2, p. 323–333, 1971.

WILLIAMSON, C. E.; SAROS, J. E.; VINCENT, W. F.; SMOL, J. P. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. **Limnology Oceanography**, v. 54, p. 2273–2282, 2009.

WORLEY, I. A. The “blackcrust” phenomenon in upper Glacier Bay, Alaska. **Northwest Science**. v. 47, p. 20–29, 1973.

ZHU, C.; CUI, Z.; ZHANG, J. Relationship between the distribution of periglacial landforms and glaciation history, Fildes peninsula, King George island, Antarctica. **Permafrost and Periglacial Processes**, v. 17, p. 95–100, 1996.