

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO
REMOTO E METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO**

MESTRADO

**VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DO CAMPO DE
GELO DA ILHA BRABANT, ANTÁRTICA.**

Siclério Ahlert

Orientador:

Dr. Jefferson Cardia Simões

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Nelson Luiz Sambaqui Gruber – UFRGS

Prof. Dr. Norberto Dani – UFRGS

Prof. Dr. Sérgio Florêncio de Souza – UFRGS

Dissertação apresentada como requisito parcial para a
obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto

Porto Alegre

Novembro de 2005



*A ilha Brabant vista a partir do estreito Gerlache
Fotografias: Jefferson Cardia Simões.*

Ahlert, Siclério

Variações morfológicas do campo de gelo da Ilha Brabant, Antártica. / Siclério Ahlert. - Porto Alegre : UFRGS, 2005.

[102 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia. Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Porto Alegre, RS - BR, 2005.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Mudanças climáticas
3. Morfologia. 4. Ilha Brabant, Antártica. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*Dedico esta dissertação aos meus pais Lauro e Nelma
pelo apoio, pela confiança e incentivo de sempre.*

Agradecimentos

Quero fazer um agradecimento ao Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões pelo auxílio e orientação durante o desenvolvimento deste trabalho e, em especial, pela visão científica que transmite aos seus orientados e pela forma de coordenação do Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas (NUPAC), proporcionando todas as condições para o desenvolvimento dos trabalhos;

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto (PPGSR) vinculado ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM), que proporcionaram a capacitação teórica e técnica indispensável para a elaboração deste trabalho;

Aos funcionários do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto, especialmente a secretária da pós-graduação Magdalena Assaf;

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela excelência acadêmica desta instituição, proporcionando aos alunos, todas as condições necessárias para o desenvolvimento dos estudos e pesquisas como as bibliotecas e os laboratórios;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo e apoio na infra-estrutura, essencial para o desenvolvimento da pesquisa;

Aos colegas do PPGSR, em especial aos colegas da turma de 2003: André, Ângela, Camila, Carlos, Claudinéia, Dênis, Débora, Juliana, Maristela, Marcos (Saldanha) e Sheila;

Aos colegas do NUPAC, que de uma ou outra maneira acompanharam este saga: Angélica, Cândida, Charlotte, Cláudia, Felipe, Fernando Livi, Fernando Mews (MT), Francisco Aquino, Francisco Tomazelli, Heloiza, Ildo, Kátia, Leandro, Maira, Mariangela, Norberto (Dani), Norton, Paula, Rafael, Ricardo (Braga), Ronaldo, Rosemary, Ulisses e Vagner. Agradecimento especial ao colega Jorge Arigony, por intermediar junto a Instituto de Geografia Física da Universidade de Freiburg, a obtenção das imagens de satélite e pelo apoio e discussão da metodologia de classificação morfológica de geleiras por sensoriamento remoto;

Aos colegas desde o primeiro dia e de sempre da geografia, especialmente ao Marcelo, Paulo Romero, Tomás e Raquel.

Aos inúmeros amigos e amigas. Seria impossível listar todos aqui.

Aos familiares, especialmente meus pais Lauro e Nelma. Obrigado por tudo !!!

Resumo

VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DO CAMPO DE GELO DA ILHA BRABANT, ANTÁRTICA¹

Siclério Ahlert

Orientador: Jefferson Cardia Simões

A morfologia e variação das frentes de geleiras da ilha Brabant, oeste da península Antártica, foram estudadas através do uso de imagens, obtidas pelos satélites LANDSAT 4 e 7 em 1989 e 2001. Esses dados foram complementados por informações espaciais de temáticas ambientais importantes para o conhecimento glaciológico, como a geologia, altimetria, clima e circulação oceânica. A metodologia está baseada na interpretação conjunta desses dados e no mapeamento dos fatores controladores da dinâmica e da morfologia das bacias glaciais delimitadas, utilizando um sistema de informações geográficas. Os limites de 76 bacias glaciais identificadas no campo de gelo que cobrem a ilha são determinados pelo controle estrutural do substrato subglacial, ocorrendo diferenciação morfológica entre as bacias do lado leste e oeste, incrementadas pelas condições climáticas e oceanográficas predominantes em cada lado. No lado oeste, a altitude da linha transiente de neve em 2001 era 250 m, em alguns trechos alcançava 750 m. No lado leste, essa alcança 1.250 metros de altitude. Essa variação é controlada basicamente pela topografia e secundariamente pelas condições climáticas. A área da ilha em 1989 era de 916 km², dos quais 98,5% recobertos por gelo. No período 1989-2001 ocorreu variação na posição frontal em 23 geleiras, das quais 18 retraíram e 5 avançaram. O balanço dessas variações causou a perda de 2,7 km² na área da ilha. As maiores retrações ocorreram nas geleiras de maré Rush e 61, cujas frentes retraíram 1.200 e 450 m na sua posição frontal, correspondendo a perda de 1,4 e 0,4 km², respectivamente.

¹ Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (102 p.) Novembro, 2005.

Abstract

MORPHOLOGIC VARIATIONS OF THE BRABANT ISLAND ICEFIELD, ANTARCTICA²

Siclério Ahlert

Counselor: Jefferson Cardia Simões

The morphology and variation of glacier fronts on the Brabant Island icefield, Western Antarctic Peninsula, were studied by employing imagery, obtained from LANDSAT 4 and 7, in 1989 and 2001. Spatial information from other glaciologically relevant environmental themes, such as geology, altimetry, climate and ocean circulation, was added to the imagery data. This methodology is based on an integrated interpretation of the different data sets and mapping of the factors controlling the dynamics and morphology of the glacial drainage basin limits, using a geographic information system. The limits of 76 drainage basins, identified in the icefield that covers the island, are determined by the subglacial bedrock structural control, thus, promoting morphological differences between the eastern and western drainage basins, which are additionally boosted by the different predominant climatic and oceanographic conditions found on the two coasts. On the west side, the 2001 transient snowline altitude was 250 m, reaching 750 m at some segments. On the eastern side, the transient snowline altitude attained 1,250 m. This variation is basically controlled by the topography and, secondarily, by climatic conditions. The area of the island in 1989 was 916 km², of which 98.5% was ice covered. In the period between 1989-2001, 23 glaciers showed variation in their glacial terminus, 18 of which retreated and 5 advanced. The balance of these variations resulted in a loss of the island's area of 2.7 km². The greatest retractions occurred at the Rush and 61 tidal glaciers, where the related terminus retreated 1,200 and 450 m from their former positions, corresponding to a loss of 1.4 and 0.4 km², respectively.

² Master of Science Dissertation in Remote Sensing, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (102 p.) November, 2005

Sumário

	Pág.
Capa.....	i
Frontispício.....	ii
Dedicatória.....	iii
Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	v
Abstract.....	vi
Sumário.....	vii
Lista de Figuras.....	x
Lista de Tabelas.....	xi
Lista de Abreviaturas.....	xii

Capítulo 1 – Introdução

1.1- Apresentação.....	01
1.2- Um contexto para esse estudo.....	01
1.3- Objetivos.....	02
1.4- Localização da ilha Brabant.....	03
1.5- Importância da criosfera no sistema global.....	03

Capítulo 2 – A ilha Brabant

2.1- Introdução.....	07
2.2- Descobrimto, exploração científica e gerenciamento político.....	07
2.3- Contexto geográfico.....	09
2.3.1- Geologia.....	10
2.3.2- Glaciologia e geomorfologia	14
2.3.2.1- Topografia e declividade	14
2.3.2.2- Caracterização glacial e variação da extensão frontal das geleiras	20
2.3.3- Oceanografia.....	22
2.3.4- O gelo marinho.....	24
2.3.5- Clima.....	26
2.3.6- A variabilidade climática regional.....	30

Capítulo 3 – Sensoriamento Remoto e mapeamento da criosfera

3.1- Introdução.....	33
3.2- Zoneamento superficial das massas de gelo.....	33
3.3- Estrutura e dinâmica glacial.....	35
3.4- Comportamento da radiação eletromagnética na criosfera.....	36
3.5- Sensores remotos para a criosfera.....	38
3.5.1- Sensores ópticos.....	38
3.5.2- RADAR.....	39
3.5.3- Sensores Altimetros de LASER.....	41
3.6- Cartografia em regiões polares.....	42
3.7- Sistema de informações geográficas (SIG).....	45

Capítulo 4 – Metodologia

4.1- Introdução.....	47
4.2- Base de dados.....	47
4.3- Métodos e técnicas.....	48
4.3.1- Base digital.....	48
4.3.2- Georreferenciamento das imagens.....	49
4.3.3- Modelo numérico do terreno (MNT).....	49
4.3.4- Imagens de satélite.....	50
4.3.5- SIG e servidor de mapas.....	52
4.4- Classificação morfológica das geleiras.....	53

Capítulo 5 – Levantamento do campo de gelo da ilha Brabant

5.1- Introdução.....	57
5.2- Características gerais da cobertura de gelo da ilha Brabant.....	57
5.3- Delimitação das bacias de drenagem.....	58
5.4- Morfologia da ilha Brabant.....	60
5.4.1- Controle estrutural das bacias.....	60
5.4.2- Temperatura superficial do campo de gelo.....	62
5.4.3- Classificação temática.....	64
5.4.4- Altura da linha de neve.....	66

5.4.5- Morfologia das bacias glaciais.....	68
5.4.5.1- Morfologia das geleiras da península Pauster.....	69
5.4.5.2- Morfologia das geleiras Lister e Pare.....	71
5.4.5.3- Morfologia das geleiras Laennec e Malpighi.....	71
5.4.5.4- Morfologia das geleiras Mackenzie, da Ponta Pinel e Hippocrates.....	74
5.4.5.5- Morfologia das geleiras Koch e Jenner.....	76
5.4.5.6- Morfologia da geleira Rush.....	77
5.4.5.7- Morfologia das geleiras da baía Dallmann.....	78
5.5- Comparações morfológicas entre as bacias.....	78
5.6- Variação frontal das geleiras da ilha Brabant.....	81

Capítulo 6 – Conclusões

6.1- Conclusões.....	86
6.2- Recomendações.....	87

<i>Referências Bibliográficas</i>	88
--	----

Anexos

Anexo 1 – Cálculo da área elipsoidal.....	93
Anexo 2 – Formula Inversa de Vicenty.....	95
Anexo 3 – Identificação das geleiras.....	97
Anexo 4 – CD-ROM.....	98
Anexo 5 – Critérios utilizados para a classificação morfológica.....	99

Lista de Figuras

Fig. 1.1-	Localização da ilha Brabant.....	04
Fig. 1.2-	Principais topônimos da ilha Brabant.....	05
Fig. 2.1-	Mapa da ASPA nº 153 na baía Dallmann.....	10
Fig. 2.2-	Formações geológicas e linhas de falhamento da ilha Brabant.....	11
Fig. 2.3-	Perfil geológico no nordeste da ilha Brabant.....	12
Fig. 2.4-	Atividade deposicional decorrentes das flutuações glaciais do Holoceno..	13
Fig. 2.5-	Perfis topográficos: ¹ Entre o mar de Bellingshausen e a plataforma de gelo Larsen; ² Perfil Norte-Sul da ilha Brabant.....	15
Fig. 2.6-	Mapa hipsométrico da ilha Brabant.....	16
Fig. 2.7-	Mapa de declividade da ilha Brabant.....	17
Fig. 2.8-	Expedição britânica no cume do monte Parry, ilha Brabant.....	18
Fig. 2.9-	Platô <i>Rokki</i> no norte da ilha Brabant.....	18
Fig. 2.10-	Acesso ao cume do monte Celsus.....	19
Fig. 2.11-	Vista do setor sul da ilha Brabant a partir do monte Celsus.....	19
Fig. 2.12-	Dinâmica frontal das principais geleiras da ilha Brabant.....	21
Fig. 2.13-	Variabilidade da salinidade na: (A) superfície e (B) 300 metros de profundidade. Variabilidade da temperatura potencial na (C) superfície e (D) 300 metros de profundidade. Costa oeste da península Antártica.....	24
Fig. 2.14-	Extensão mensal média do gelo marinho na longitude 60°W no período 1976-95.....	25
Fig. 2.15-	Parâmetros climáticos na Antártica: (a) altimetria (m); (B) direção dos ventos superficiais; (C) temperatura média anual e (D) precipitação anual	27
Fig. 2.16-	Temperatura média na península Antártica.....	29
Fig. 2.17-	Temperaturas médias, mínimas e máximas absolutas na ilha Brabant entre janeiro de 1984 e março de 1985.....	30
Fig. 2.18-	Tendências da temperatura atmosférica nas principais estações na península Antártica.....	32
Fig. 3.1-	Zoneamento superficial de grandes geleiras.....	34
Fig. 3.2-	Comportamento espectral de alvos glaciais.....	37
Fig. 3.3-	Resolução espectral (bandas), espacial e radiométrica dos principais sensores em órbita utilizados para estudos glaciológicos.....	40
Fig. 3.4-	Diferenças cartográficas nas projeções Gnomonica, Estereográfica e Ortográfica.....	43
Fig. 3.5-	Concepção das projeções cônicas e cilíndricas.....	43

Fig. 3.6-	Quadrado geográfico envolvente da ilha Brabant e as distâncias utilizadas na comparação das projeções cartográficas.....	44
Fig. 5.1-	Delimitação e nomenclatura das bacias glaciais da ilha Brabant.....	59
Fig. 5.2-	Delimitação das bacias de drenagem glacial da ilha Brabant e a correlação com as linhas de falhamento.....	61
Fig. 5.3-	Temperatura superficial da ilha Brabant obtida a partir da banda termal do satélite LANDSAT 7.....	63
Fig. 5.4-	Classificação temática da ilha Brabant.....	65
Fig. 5.5-	Determinação da altura da linha de neve da ilha Brabant.....	67
Fig. 5.6-	Morfologia das geleiras da península Pauster.....	70
Fig. 5.7-	Morfologia glacial das geleiras Lister e Pare.....	72
Fig. 5.8-	Morfologia das geleiras Laennec e Malpighi.....	73
Fig. 5.9-	Morfologia das geleiras Mackenzie, da ponta Pinel e Hippocrates.....	75
Fig. 5.10-	Morfologia da geleira Koch e Jenner, setor sul da ilha Brabant.....	76
Fig. 5.11-	Morfologia e retração frontal da geleira Rush.....	77
Fig. 5.12-	Morfologia das geleiras que drenam para a Baía Dallmann.....	79
Fig. 5.13-	Dinâmica das frentes das geleiras da ilha Brabant no período 1989-2001..	83

Lista de Tabelas

Tab. 3.1- Cálculo de áreas e distâncias em diferentes projeções cartográficas	45
Tab. 4.1- Emissividade dos alvos mapeados a partir da imagem LANDSAT.....	51
Tab. 5.1- Classificação morfológica das geleiras da península Pauster.....	70
Tab. 5.2- Classificação morfológica das geleiras Lister e Pare.....	72
Tab. 5.3- Descrição morfológica das geleiras Laennec e Malpighi.....	74
Tab. 5.4- Descrição morfológica das geleiras Mackenzie, da ponta Pinel e Hippocrates.....	75
Tab. 5.5- Descrição morfológica das geleiras Koch e Jenner.....	77
Tab. 5.6- Descrição morfológica de algumas geleiras que drenam para a baía Dallmann.....	80

Lista de Abreviaturas

AAF	– <i>Água Antártica de Fundo</i>
AAS	– <i>Água Antártica Superficial</i>
ACPI	– <i>Água Circumpolar Profunda Inferior</i>
ACPS	– <i>Água Circumpolar Profunda Superior</i>
ADD	– <i>Antarctic Digital Database</i>
ASTER	– <i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
AVHRR	– <i>Advanced Very High Radiometric Resolution</i>
BAS	– <i>British Antarctic Survey</i>
CAPES	– <i>Conselho de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior</i>
CBERS	– <i>China Brazil Earth Resource Satellite</i>
CCA	– <i>Corrente Circumpolar Antartica</i>
CCD	– <i>Charge Coupled Device</i>
CEPSRM	– <i>Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia</i>
CNPq	– <i>Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico</i>
ERS	– <i>Earth Resources Satellite</i>
ESA	– <i>European Space Agency</i>
ESRI	– <i>Environmental Systems Research Institute</i>
ETM+	– <i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
GIA	– <i>Geocoded Information System Antártica</i>
GLAS	– <i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
GLIMS	– <i>Global Land Ice Measurements from Space</i>
GPS	– <i>Global Positioning System (Sistema de Posicionamento Global)</i>
ICESat	– <i>Ice, Cloud and, & Land Elevation Satellite</i>
IMW	– <i>International Map of the World</i>
IPG	– <i>Institut für Physische Geographie – Albert-Ludwigs – Universität Freiburg</i>
IRS	– <i>Indian Remote Sensing (Program)</i>
HRV	– <i>High Resolution Visible</i>
HRG	– <i>High Resolution Geometric</i>
LANDSAT	– <i>Land Satellites</i>
LASER	– <i>Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation</i>
LASERC	– <i>Laboratório de Sensoriamento Remoto da Criosfera</i>
LISS III	– <i>Linear Imaging Self-scanning Sensor III</i>
LSCCA	– <i>Limite sul da corrente circumpolar Antártica</i>

MNT	– <i>Modelo Numérico do Terreno</i>
MODIS	– <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	– <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	– <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NSIDC	– <i>National Snow</i>
NUPAC	– <i>Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas</i>
PROANTAR	– <i>Programa Antártico Brasileiro</i>
SAR	– <i>Synthetic Aperture Radar(Radar de Abertura Sintética)</i>
SCAR	– <i>Scientific Committee of Antarctic Research</i>
SIG	– <i>Sistema de Informações Geográficas</i>
SPOT	– <i>Systeme Probatoire de l’Observation de la Terre</i>
TIN	– <i>Triangular irregular network</i>
TM	– <i>Thematic Mapper</i>
UFRGS	– <i>Universidade Federal do Rio Grande do Sul</i>
UNESCO	– <i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>
USGS	– <i>United State Geologic Survey</i>
UTM	– <i>Universal Transversa de Mercator</i>
WGI	– <i>World Glacier Inventory</i>
WGMS	– <i>World Glacier Monitoring Service</i>
WGS 84	– <i>World Geodetic System 1984</i>

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

*Aqueles que desejam alcançar o sucesso devem
primeiro fazer as perguntas certas.*

Aristóteles

1.1 – Apresentação

Este capítulo inicial apresenta o contexto em que surge o presente estudo, os objetivos da dissertação, localiza geograficamente a área analisada e discute alguns aspectos que levam ao aprofundamento na pesquisa da criosfera.

1.2 – Um contexto para esse estudo

A partir da segunda metade do século XX, as pesquisas sobre a Antártica foram progressivamente incrementadas graças aos avanços tecnológicos e logísticos, junto com a cooperação internacional após a II Grande Guerra. Esse fato é demonstrado através da realização de várias expedições, do aumento do número de estações de pesquisa, da realização do Ano Geofísico Internacional (1956-58) e da criação do Tratado Antártico em 1959. Esse período, que se estende até os dias atuais, é definido como o período moderno da ciência na Antártica (Fogg, 1992).

No início desse período, a pesquisa na Antártica desenvolveu-se de forma uniforme através de levantamentos básicos em todas as áreas do conhecimento científico, visando compreender a dinâmica desse ambiente praticamente desconhecido (Fogg, 1992).

Na Glaciologia, no início da década de 1950, eram dados os primeiros passos para compreender a estrutura e dinâmica do gelo da Antártica, e por conseqüência, a sua importância para o planeta (Paterson, 1994). Esse propósito é aprofundado na atualidade, diante de um quadro de aumento de temperatura atmosférica superficial em diversas

regiões do globo e as possíveis conseqüências desse processo para a dinâmica e o balanço de massa das geleiras (Simões, 2003).

As técnicas de sensoriamento remoto oferecem muitos recursos para esses tipos de estudos e são empregadas com muita freqüência nas regiões polares, especialmente devido três motivos: a) A dificuldade de acesso às calotas e aos mantos de gelo; b) a grande extensão areal destes; c) a necessidade de logística avançada e especializada para a realização dos trabalhos de campo (Bamber e Kwok, 2004).

O estudo sobre a ilha Brabant, aqui apresentado, se insere na conjunção desses fatores. Localizada no lado oeste da península Antártica, o ambiente desta ilha é fortemente influenciado pela variabilidade anual da extensão do gelo marinho e o rápido aumento da temperatura atmosférica constatada na península Antártica e seu entorno. As características topográficas dessa ilha tornam difíceis as atividades de exploração científica através de trabalhos no terreno, embora fundamentais. Esse contexto faz com que o presente trabalho esteja primordialmente apoiado em informações obtidas por sensoriamento remoto.

1.3 – Objetivos

O objetivo desta dissertação é definir a morfologia e as características glaciológicas do campo de gelo que recobre a ilha Brabant, arquipélago Palmer, Antártica, utilizando as ferramentas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. Especificamente, estuda-se a morfologia e estrutura das bacias glaciais, além de investigar a ocorrência de alterações na extensão da cobertura de gelo da ilha entre 1989 e 2001.

Entre as metas a serem atingidas encontram-se:

- Contextualizar a ilha ao quadro ambiental da península Antártica e de outras ilhas da região, especialmente sob o enfoque da dinâmica e extensão da frente das geleiras, relacionadas a variáveis climáticas e oceanográficas;
- Analisar as conseqüências cartográficas nos mapeamentos de áreas cobertas por gelo na região da península Antártica e ilhas adjacentes, como as distorções implícitas em projeções cartográficas para regiões polares;
- Estruturar uma base de dados geográficos para a ilha utilizando as ferramentas do sistema de informações geográficas (SIG) integrada com as técnicas de sensoriamento remoto, englobando a toponímia, glaciologia, geologia e geomorfologia.

1.4 – Localização da ilha Brabant

A ilha Brabant (916 km²) está no quadrante compreendido entre as coordenadas 64°00'S – 62°00'W e 64°35'S – 62° 45'W, e faz parte do arquipélago Palmer, Antártica. A sudoeste, o canal Schollaert separa a Brabant da ilha Anvers, a mais extensa do arquipélago. A sudeste, o estreito Gerlache, com 20 a 30 km de largura, separa a ilha da costa Danco na península Antártica. As costas norte e noroeste da ilha são banhadas pelas águas do oceano Austral.

A figura 1.1 localiza a ilha no continente e na península Antártica. O mapa da figura 1.2 apresenta os principais aspectos da ilha Brabant a partir de uma imagem LANDSAT de 21 de fevereiro de 2001. Todos os topônimos usados neste trabalho são apresentados nesse último mapa (veja também Anexo 4).

1.5 – Importância da criosfera no sistema global

A criosfera, que engloba todo o gelo e a neve existentes na superfície terrestre, cobre aproximadamente 10% do planeta, exercendo papel fundamental no sistema ambiental global. O continente Antártico é coberto por um manto de gelo¹ de quase 14 milhões de quilômetros quadrados e volume de 25 milhões de quilômetros cúbicos, concentrando 90% do gelo e 68% da água doce do planeta (Paterson, 1994; Simões *et al.*, 1995; Simões, 2004).

O gelo Antártico atua como um grande sorvedouro do calor oriundo das baixas latitudes e é responsável pela formação da maior parte das águas de fundo oceânico, originadas sob as plataformas de gelo² que circundam a costa do continente ou sob o cinturão de gelo marinho³, que durante o inverno pode superar os 18 milhões de quilômetros quadrados (Parkinson, 2002). A alteração no balanço energético do oceano, com a diminuição da extensão espacial e temporal do gelo marinho, causa um maior aquecimento nas águas oceânicas, podendo ocasionar mudanças na dinâmica da circulação

¹ Uma massa de neve e gelo com grande espessura e área maior do que 50.000 km². Os mantos de gelo podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso, como ocorre no interior da Antártica e da Groenlândia, ou flutuando, constituindo as plataformas de gelo (Simões, 2004).

² Constituída pela parte flutuante de um manto de gelo, cuja espessura varia entre 200 e 2000 m e é fixa à costa. Geralmente tem grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada (Simões, 2004).

³ Qualquer forma de gelo formado pelo congelamento da água do mar, não incluindo os *icebergs* (Simões, 2004).

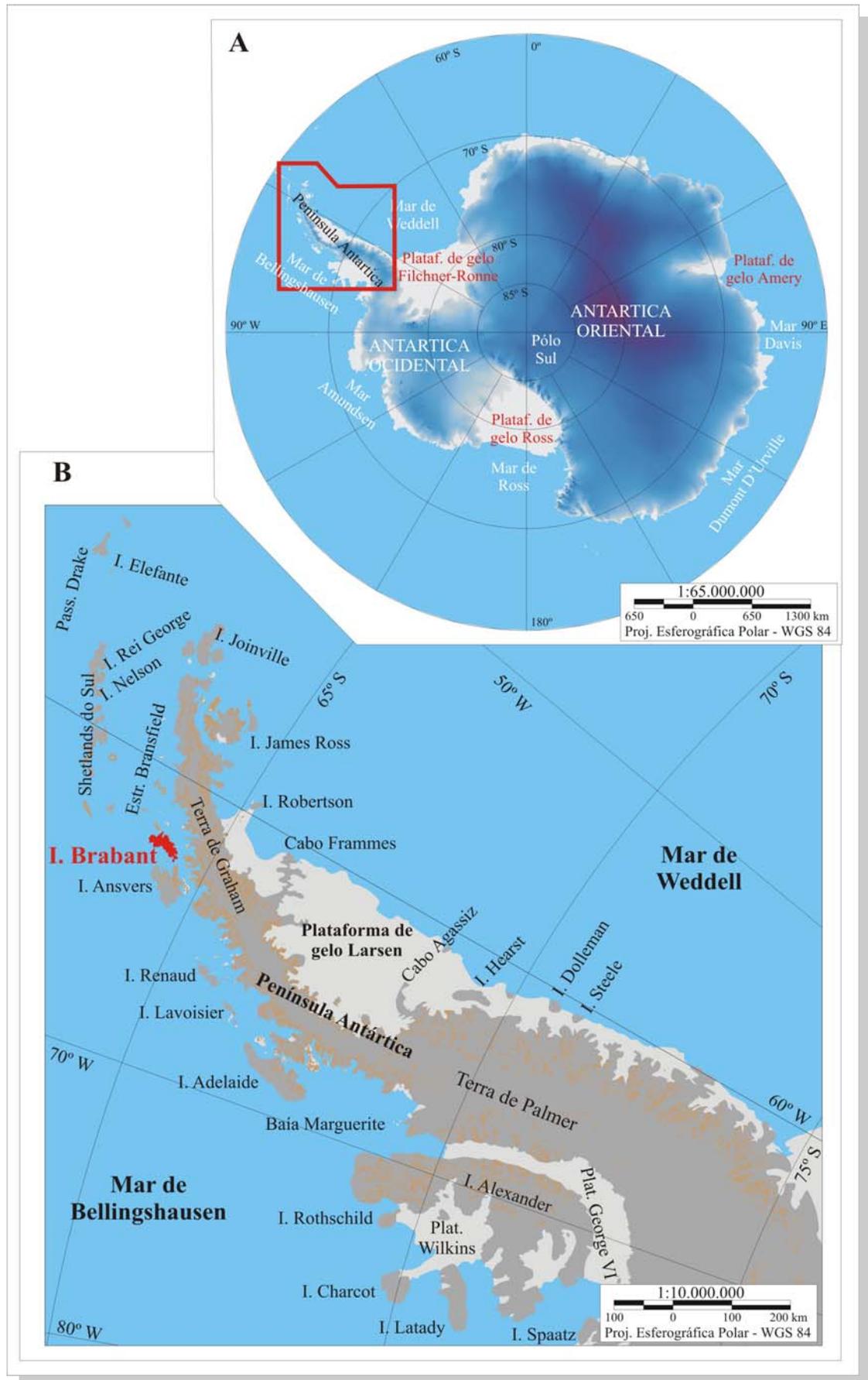


Figura 1.1 - Localização da ilha Brabant. A área da figura B é identificada no mapa geral da Antártica.

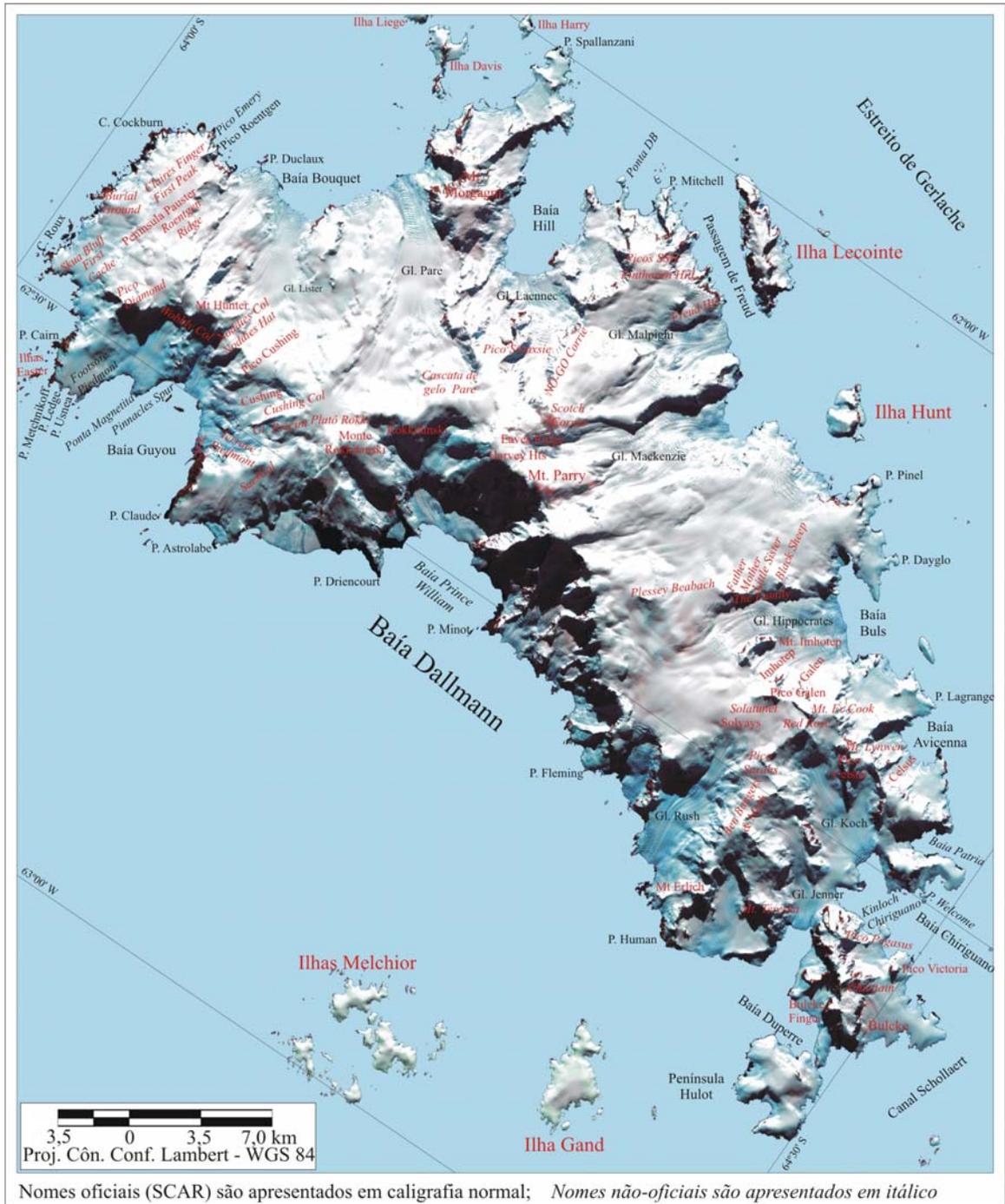


Figura 1.2 - Principais topônimos da ilha Brabant, arquipélago Palmer, Antártica.

oceânica e repercutir na estabilidade das frentes das geleiras que sofrem a influência desse, como as geleiras de maré⁴ e as próprias plataformas de gelo (King e Turner, 1997).

As ilhas no entorno da Antártica, sob outras condições ambientais e estruturais, apresentam-se recobertas por calotas ou campos de gelo. As calotas de gelo são geleiras

⁴ Uma geleira que termina no mar, geralmente em um fiorde. A frente é na forma de uma *falésia de gelo* de onde se separam *icebergs* (Simões, 2004).

com forma de domo, geralmente de perfil semiparabólico e recobrimdo um planalto, mascarando as rugosidades topográficas do substrato. Uma calota de gelo pode apresentar vários domos, se diferenciando do manto de gelo, pela sua área de abrangência, inferior a 50.000 km². Já um campo de gelo, cobre áreas extensas, com superfícies planas ou onduladas, contudo não chega a formar domos. A cobertura de gelo não é espessa o suficiente para cobrir montanhas ou formar uma calota, sendo a morfologia superficial fortemente controlada pelo embasamento. Geralmente, os campos de gelo são escoados por geleiras de descarga, que fluem através de brechas e passagens entre as montanhas (Simões, 2004). Em condições topográficas apropriadas, as geleiras que drenam as calotas e os campos de gelo podem formar geleiras de maré.

As geleiras de maré foram as que mais retraíram em diversas ilhas como a Rei George, Nelson e Joinville (Simões *et al.*, 1999; Ahlert *et al.*, 2002; Beck *et al.*, 2003). A tendência de retração das geleiras se estende para todas as ilhas e a costa oeste da península Antártica. Cook *et al* (2005) analisaram o comportamento de 224 geleiras em contato com o oceano nessa região a partir de meados da década de 1950, concluindo que 87% dessas apresentaram retração frontal no período.

Capítulo 2

A ILHA BRABANT

O todo é maior que a soma de suas partes.

Max Wertheimer

2.1 – Introdução

Neste capítulo apresentamos aspectos geográficos da ilha Brabant, dando breve histórico sobre a descoberta, exploração científica e gerenciamento administrativo, além de fazer a caracterização geológica, climática, oceanográfica e glaciológica da área de estudo. Enfatizam-se questões relacionadas com o processo de mudanças ambientais e com a dinâmica, estrutura e morfologia do campo de gelo da ilha.

2.2 – Descobrimento, exploração científica e gerenciamento político

A história do descobrimento das ilhas austrais e do próprio continente Antártico é difícil de ser desvendada, pois o desbravamento de novas terras envolvia questões geopolíticas por parte dos países que patrocinavam as expedições e as descobertas eram mantidas em segredo para preservar interesses econômicos, como a exploração dos recursos naturais, especialmente a caça à baleia, à focas e ao elefante marinho (Fogg, 1992).

A ilha Brabant não foge dessa conjuntura. Segundo Furse (1986), em fevereiro de 1821, o capitão do Navio *Cecília*, John Davis, encontrou mais caçadores do que focas no arquipélago das Shetlands do Sul, e após visitar a ilha Low, navegou para sudeste até a latitude de 64°S e possivelmente se tornou o primeiro navegador a visualizar a ilha Brabant.

Já Hattersley e Phill (1991), referem que a ilha foi descoberta por Foster em 1829, que teria navegado na costa norte da ilha, comandando o *HMS Chanticleer*, atribuindo a

denominação de ilha Brabant, em referência à província de Brabant na Bélgica que patrocinou parcialmente a realização da expedição.

Em 1975, pesquisadores chilenos realizaram levantamentos para entender o arcabouço geológico e mineralógico, com interesse especial nos recursos minerais passíveis de uma futura exploração, conforme pode ser visto em Alarcon *et al.* (1976).

A maior expedição de propósitos exploratórios e científicos realizada nesta ilha ocorreu entre 1983 e 1985, sendo organizada pelo *Joint Services* das forças armadas britânicas. Dessa expedição, foram derivados relatórios sobre a logística e das pesquisas realizadas por especialistas de diferentes áreas do conhecimento. No relatório geral, destacam-se o amplo planejamento logístico necessário para esse tipo de expedição, além da contribuição científica de caráter descritivo nas áreas de geologia, geomorfologia, meteorologia e climatologia e, sobre aspectos biológicos (Furse, 1986).

A partir da negociação de um protocolo de preservação ambiental para a Antártica (Protocolo de Madrid) em 1991 (em vigência desde 1998), ganha mais força o intuito de preservar a Antártica, principalmente pela declaração de uma moratória de 50 anos para a exploração de qualquer recurso natural não-renovável. Além disso, para normatizar as atividades das pesquisas, foram criados instrumentos legais, desde o início da vigência do Tratado Antártico em 1961, para preservar áreas de relevante interesse científico ou com características peculiares de paisagem, sendo essas áreas designadas de forma diferenciada dentro do sistema jurídico Antártico. Foram assim criadas as áreas de preservação, que na atual configuração legal são designadas por Áreas Antárticas Especialmente Protegidas (ASPA)⁵. Também foram criadas as Áreas Antárticas Especialmente Gerenciadas (ASMA)⁶, e a diferença entre essas duas designações está no grau de restrições quanto à realização de qualquer atividade científica ou turística. Em uma ASMA o acesso é permitido mediante o cumprimento de um plano de manejo para a área, na ASPA é necessária uma autorização preliminar que justifique a necessidade científica para adentrá-la, evitando assim, atividades de pesquisas ou de turismo que eventualmente possam causar degradação do ambiente. Essa autorização deve ser concedida por uma autoridade competente do país do cientista, que no Brasil compete ao Ministério do Meio Ambiente.

A ilha Brabant tem uma ASPA (Nº 153) na costa sudoeste da ilha, abrangendo a baía Dallmann. A ASPA 153 é a denominação atual para o antigo Sítio de Interesse

⁵ ASPA – Abreviação de *Antarctic Special Protect Area*

⁶ ASMA – Abreviação de *Antarctic Specially Managed Area*

Científico Especial nº 36 (SSSI)⁷. Esta área de preservação é totalmente oceânica e foi criada por ser um dos dois locais, conhecidos e próximos da estação Palmer (Estados Unidos da América) que apresenta condições propícias para o uso de redes de arrasto de fundo para coleta de peixes e organismos bentônicos. Esse sítio, e em particular a sua fauna bentônica, apresentam excepcional interesse científico, o que requer um longo período de proteção para evitar interferência nociva ao ecossistema. Outras razões, como a longa série de dados coletados nessa área (desde o início da década de 1970), as pesquisas bioquímicas e de adaptações fisiológicas a baixas temperaturas em peixes, reforçaram os argumentos para a manutenção dessa área de proteção.

A topografia submarinha nesse setor apresenta declividade suave desde a linha da costa até uma profundidade de 200 metros. No setor oeste da área, a profundidade aumenta bruscamente. O substrato é constituído por uma matriz de areia (cascalhos/areia/lama), sobre a qual se estrutura uma comunidade bentônica que inclui diversas espécies de peixes, invertebrados e plantas marinhas. Diversas espécies de aves e mamíferos freqüentam as cercanias dessa área.

A proposição inicial da ASPA 153 compreendia uma área de 551 km², localizada entre as latitudes de 64°00'S e 64°20'S e a longitude de 62°50'W até a zona de praia da ilha, cujo período de designação de ASPA para esta área expirou em 31 de dezembro de 2001. Contudo, a importância ambiental dessa área fez com que a ASPA fosse revisada e a designação estendida por um período indeterminado.

A área atual está mais adequada à realidade do ecossistema, pois os limites seguem aproximadamente a isolinha batimétrica de 200 m de profundidade, faixa da coluna d'água que concentra a maior parte da atividade biológica. A área atual da ASPA 153 é de 610 km². O mapa da figura 2.1 mostra a área inicial e atual da ASPA da baía Dallmann.

2.3 – Contexto geográfico

O contexto geográfico da ilha fundamenta grande parte das análises discutidas no capítulo 5. A descrição das características do ambiente em que está situada a ilha auxilia na interpretação de diversos fatores. A morfologia das geleiras é diretamente influenciada pelo terreno subglacial e muitas vezes por aspectos geológicos como linhas de falhamento, que podem determinar a orientação das bacias glaciais e o fluxo das geleiras. As condições climáticas e oceanográficas predominantes determinam a estrutura térmica das geleiras e,

⁷ SSSI - Abreviação de *Site of Special Scientific Interest* (Sistema de nomenclatura antigo)

por conseqüência, influenciam na dinâmica delas. Alterações na temperatura atmosférica e nas águas oceânicas influenciam na estabilidade da massa glacial.

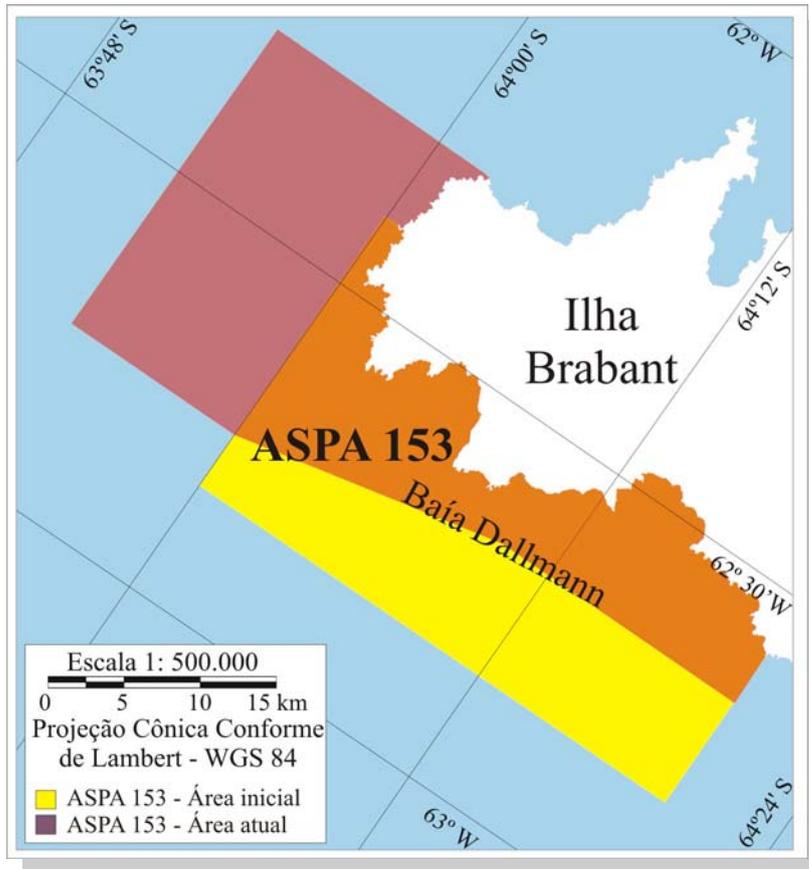


Fig. 2.1 - Mapa da ASPA n° 153 na Baía Dallmann, sudoeste da ilha Brabant.

2.3.1 – Geologia

Rochas vulcânicas e suítes intrusivas predominam na ilha Brabant e estão associadas com a dinâmica tectônica da península Antártica, especialmente do setor sul do estreito Gerlache. Rochas vulcânicas do Terciário, provavelmente do Cretáceo Superior ao Mioceno, integram vários grupos constituídos de basaltos, andesitos, aglomerados e tufos, e que afloram em várias ilhas ao longo da costa noroeste da península Antártica (Alarcon *et al.*, 1976).

Em diversos pontos da ilha ocorrem intrusões associadas à suíte intrusiva andina, constituídas de rochas ácidas que incluem granodioritos do Jurrásico Inferior ao Terciário Inferior (Alarcon *et al.*, 1976).

Alarcon *et al.* (1976) identificaram quatro formações na ilha Brabant. No setor sul predominam as rochas da Formação Ilha Wiencke, intercaladas com intrusões de batólitos (granodioritos) da formação Arquipélago Palmer. Os granodioritos também ocorrem em outros setores da ilha, como na costa oeste da ilha e em torno da baía Hill, onde afloram em meio às rochas da formação Baía Bouquet. No setor norte e em parte da costa leste

Wiencke ocorre em toda a região oeste do arquipélago Palmer e sua espessura na Ilha Brabant chega a aproximadamente 1.000 metros no monte Bulcke (Alarcon *et al.*, 1976).

A formação Baía Guyou é constituída por uma série de rochas sedimentares continentais originadas pela erosão de rochas vulcânicas e que incluem intercalações de materiais piroclásticos. Essa unidade está sobreposta às rochas efusivas da formação Ilha Wiencke, com a qual apresenta aparente concordância, sendo possível que apresente em alguns locais uma discordância angular. Essa formação apresenta espessura variável, entre 100 e 200 metros, na costa leste da ilha (Alarcon *et al.*, 1976).

A formação Baía Bouquet é definida pelo conjunto de lavas sub-horizontais pleistocênicas com características intermediárias a básicas. Estratigraficamente, essa é a formação mais recente e superior, sobre as quais se encontram somente depósitos de moraina e sofrendo intenso processo de erosão glacial (Alarcon *et al.*, 1976). O monte Parry, ponto mais alto da ilha, com 2522 metros de altitude, faz parte dessa formação e se constitui num vulcão de idade pleistocênica.

O batólito Arquipélago de Palmer é um complexo intrusivo do Terciário e que na ilha Brabant aflora de forma irregular, derivada de soerguimentos ocorridos ao longo das linhas de falhamento ou por apófises, como os afloramentos que ocorrem intercalados à formação Ilha Wiencke. Na Brabant, esse batólito é constituído de granodioritos (mineralogia composta de plagioclásios, feldspatos alcalinos e quartzo em menor quantidade).

O perfil geológico C-C' (figura 2.3) delineado na figura 2.2 mostra a estrutura estratigráfica no nordeste da ilha Brabant e sua extensão na baía Bouquet e na vizinha ilha Davis. Neste setor verifica-se claramente a estratigrafia das rochas da formação Baía Bouquet sobrepostas às rochas da formação Baía Guyou e fraturadas por falhas geológicas. Ocorrem também afloramentos de corpos plutônicos em decorrência do soerguimento de blocos e que são um registro da forte atividade tectônica ocorrida nesta área até o Pleistoceno.

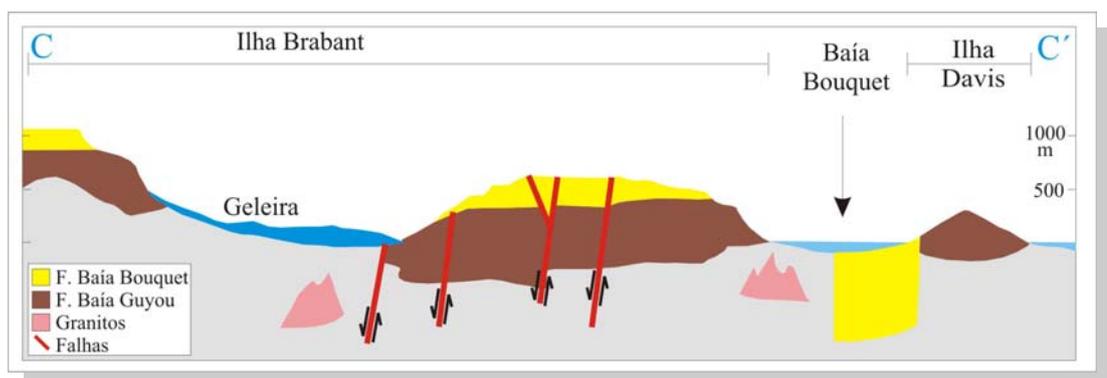


Figura 2.3 - Perfil geológico no nordeste da ilha Brabant. Adaptado de Alarcon *et al.* (1976).

A atividade erosiva das geleiras sobre essas formações e depósitos sedimentares na forma de morainas e *tills*, marca a atividade geológica-geomorfológica recente na ilha. Hansom e Flint (1989) analisaram os depósitos e buscaram uma correlação destes com as flutuações glaciais ocorridas durante o Holoceno. Os depósitos glaciais expostos são raros na ilha e se localizam nas pontas Claude, Metchnikoff e no cabo Roux, na forma de morainas concêntricas a cerca de 100 metros da posição atual da frente das geleiras. Na ponta Welcome, conchas marinhas (bivalves) são encontradas incrustadas em *till* de origem basal das geleiras cerca de 40 cm acima do nível do mar atual. Sobre esta camada sedimentar de aproximadamente 60 centímetros de espessura, ocorre a cobertura glacial atual, cuja espessura do gelo varia entre 10 e 15 metros, conforme mostra a figura 2.4.

A zona de praia apresenta um pavimento rochoso com cascalhos retrabalhados pela ação das ondas, com muitos blocos erráticos de granitos, provavelmente oriundos da região da península Antártica e que foram transportados por processos glaciais passados (Hansom e Flint, 1989).

A ocorrência de depósitos marinhos numa altura superior ao nível do mar atual é indicativa de um período mais quente ao registrado atualmente ou soerguimento da praia. Possivelmente, evidencia uma extensão glacial mais restrita, que ocorreu possivelmente no Holoceno Inferior (cerca de 6.500 a 5.000 anos A.P.). Um re-avanço glacial posterior recobriu os depósitos marinhos das faixas de praia do passado, até atingir a posição atual.

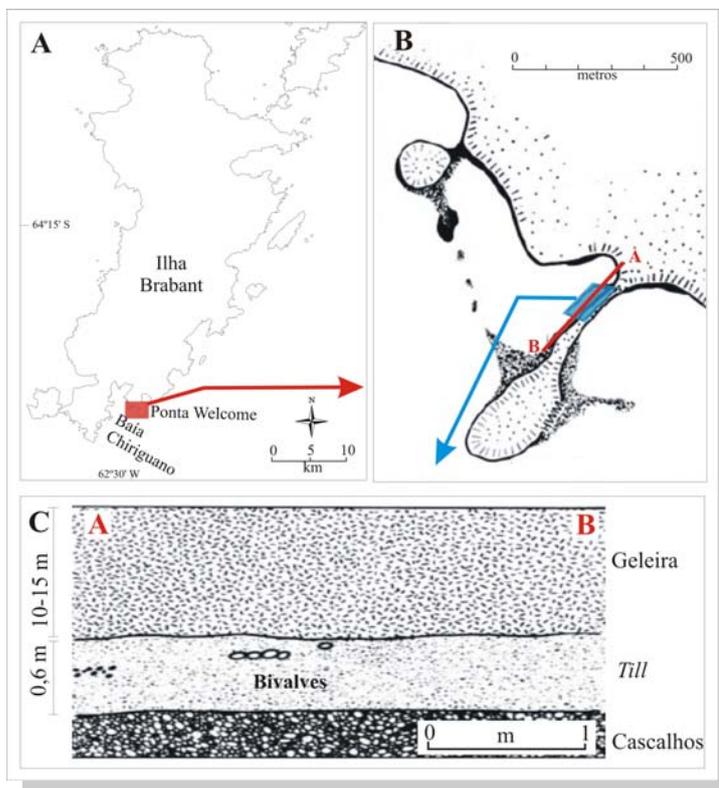


Figura 2.4 - Atividade deposicional decorrentes das flutuações glaciais do Holoceno. Fonte: Modificado de Hansom e Flint (1989).

2.3.2 – Glaciologia e geomorfologia

A glaciologia e a geomorfologia nos ambientes glaciais e periglaciais são extremamente interligadas, pois a presença do gelo e sua ação se materializam na estrutura da paisagem, dada a sua capacidade como agente erosivo e deposicional (Sugden e John, 1991).

As principais paisagens e feições morfológicas construídas pela erosão glacial são vales fiordes, esporões, arestas, anfiteatros (depressões escavadas pelo gelo), dentre outros. As principais feições deposicionais são terraços e principalmente morainas (Hambrey, 1994). Os processos glaciais envolvidos na construção dessas feições e paisagens são complexos e condicionados por diversos fatores. Um aprofundamento dessas temáticas pode ser obtido em Hambrey e Alean (1992), Hambrey (1994), Benn e Evans (1998) e Sugden e John (1991).

Na interação da glaciologia com a geomorfologia, as paisagens glaciais podem ser diferenciadas pelo grau de interferência que o substrato (topografia) exerce na geleira. A topografia influencia ou até determina a morfologia e estrutura das geleiras, no último caso, da origem a paisagens como campos de gelo, geleiras de vale e de anfiteatro, dentre outros. Quando o volume de gelo é suficiente para encobrir totalmente a topografia subglacial, esta passa a ter menos importância na definição das formas. É o caso dos mantos de gelo, das calotas e de geleiras de *piemonte* (Sugden e John, 1991).

2.3.2.1 – Topografia e declividade

O relevo da península Antártica é extremamente acidentado devido a orogênese Andina. Esta península é uma barreira orográfica proeminente em relação ao continente Antártico, com cerca de 1.300 km de extensão e largura variando entre 35 km no extremo norte e quase 300 km na latitude 74°S. A altitude média ao longo do eixo central é superior a 1.500 metros.

Essas características geográficas a tornam um importante controlador do clima, da circulação marinha e da dinâmica glacial da Antártica Ocidental. O perfil topográfico da figura 2.5 (perfil 1) no sentido norte-sul, perpendicular a península, entre o mar de Bellingshausen (oeste) e a plataforma de Larsen (leste), mostra a topografia do setor central da ilha Brabant e especialmente da península Antártica.

Nesse setor existe grande semelhança nos aspectos topográficos (altimetria e declividade) das duas margens do estreito Gerlache, com a ilha Brabant a oeste e a península a leste.

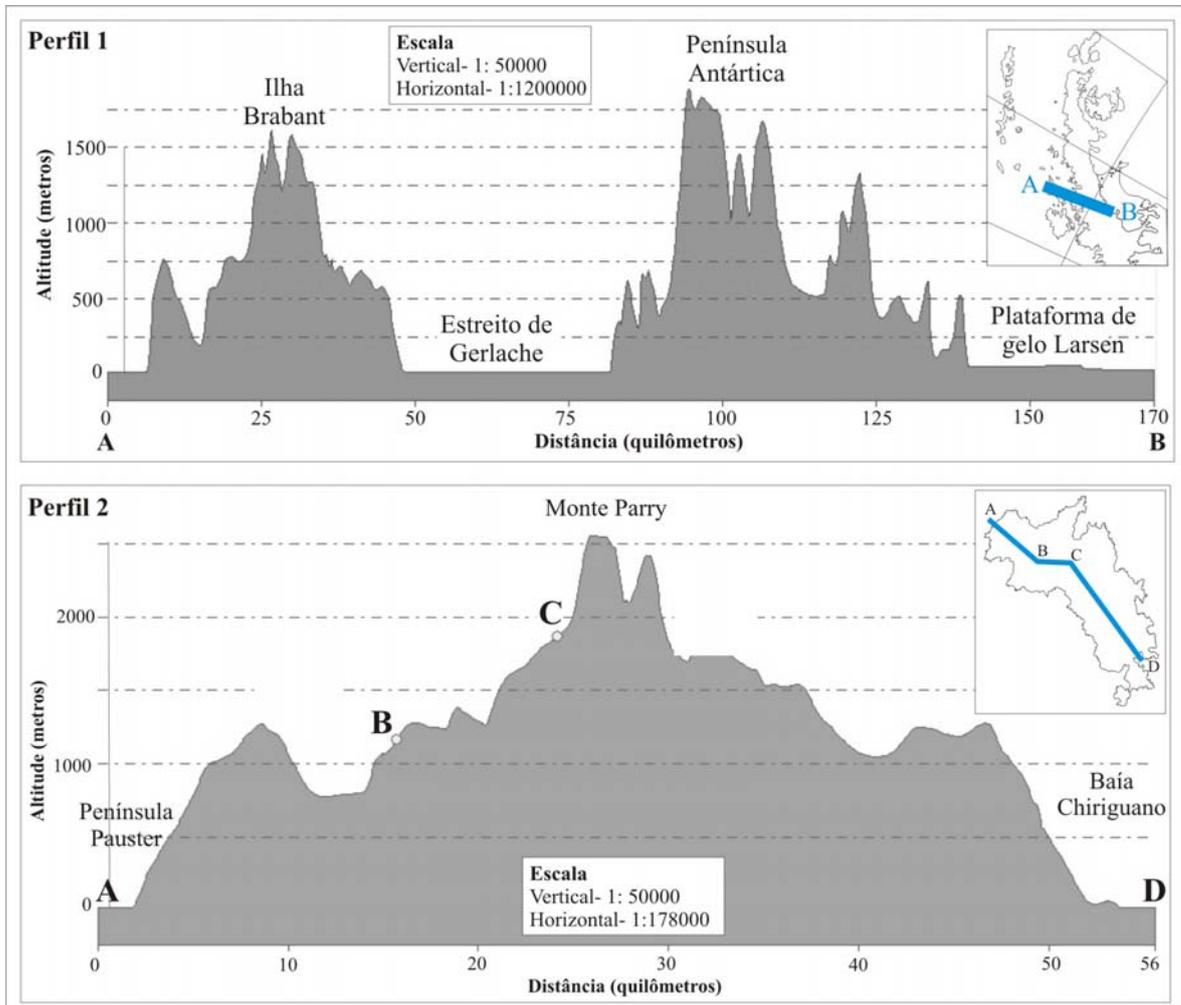


Figura 2.5 - Perfis topográficos: (1) Entre o mar de Bellingshausen e a plataforma de gelo Larsen; (2): Perfil Norte-Sul da ilha Brabant. No detalhe, a localização dos perfis. Fonte: Liu *et al.*, 2001.

A ilha Brabant se insere dentro desse contexto geográfico. Ela é bastante elevada e íngreme, principalmente no lado oeste, conforme mostram as figuras 2.6 e 2.7.

O perfil 2 da figura 2.5 mostra a topografia da ilha ao longo do seu eixo longitudinal (ver o mapa de localização do perfil 2). Do ponto A, no norte, até o ponto C, a declividade é suave (inferior a 30%) e marcada por vales que drenam o gelo. Do ponto C até o cume da ilha no monte Parry (2.522 m), a declividade cresce significativamente (superior a 40%) e esse padrão se mantém no setor sul dessa montanha. A declividade em direção ao sul volta a ser suave, aumentando ao longo das bacias que drenam para a baía Chiriguano.

Todo o setor central da ilha está acima de 1000 metros de altitude, conforme o mapa hipsométrico na figura 2.6, elaborado a partir da interpolação das curvas de nível da ADD (*Antarctic Digital Database*, 1998), cujo intervalo é de 250 metros.

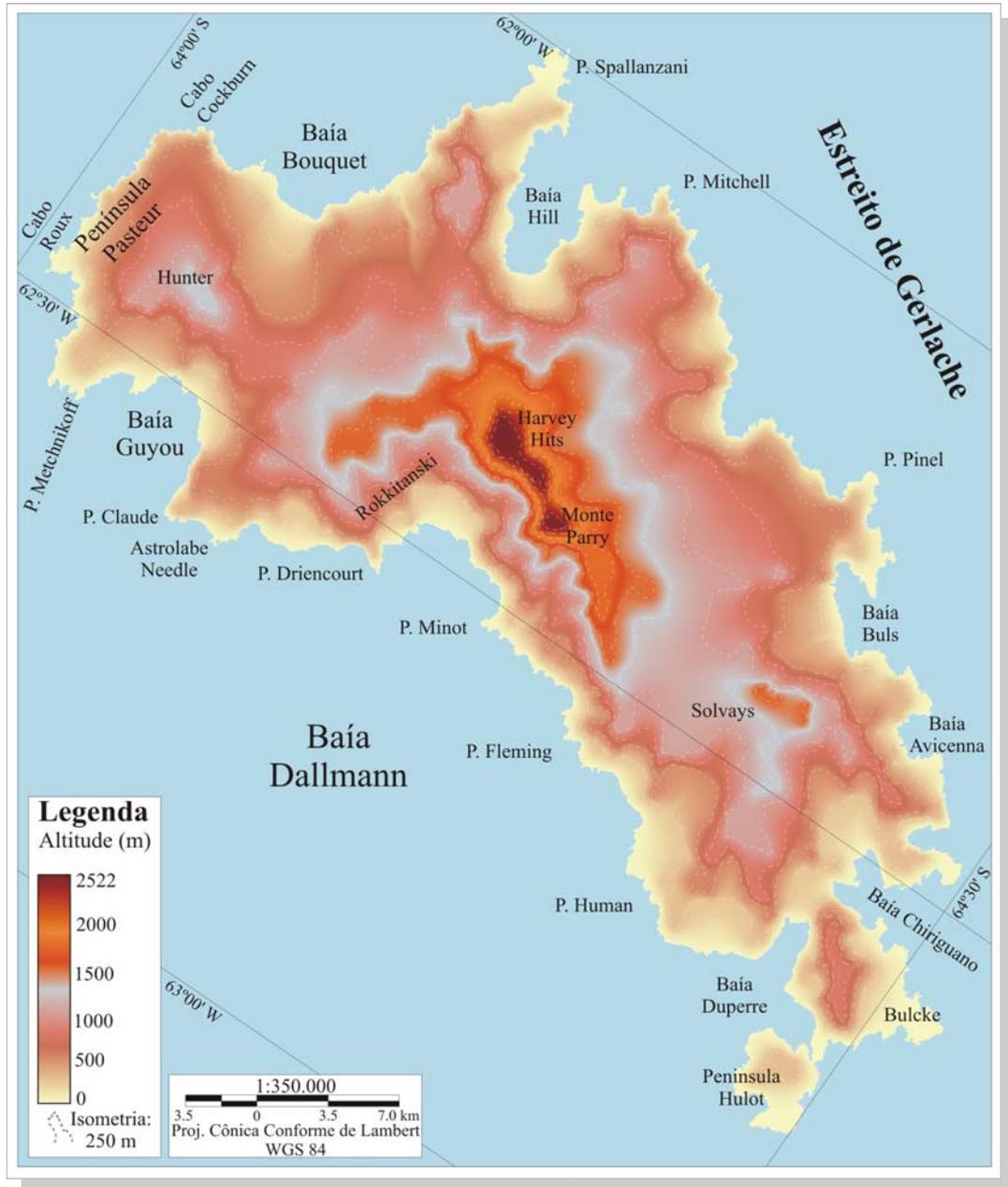


Figura 2.6 - Mapa hipsométrico da ilha Brabant, interpolado a partir das curvas altimétricas da *Antarctic Digital Database*. (ADD, 1998).

A declividade é maior na margem oeste da ilha, aonde chega a superar os 60% junto ao monte Parry. Todo o setor que abrange as geleiras que drenam para a baía Dallmann tem declividade superior a 20%. Somente em algumas cabeceiras das bacias ou junto a costa, a declividade diminui.

Nos demais setores da ilha, a declividade é variável e controlada por estruturas locais do substrato, como o afloramento de cadeias de *nunataks* ou falhas geológicas e deslocamento de blocos, dando origem a rupturas no terreno.

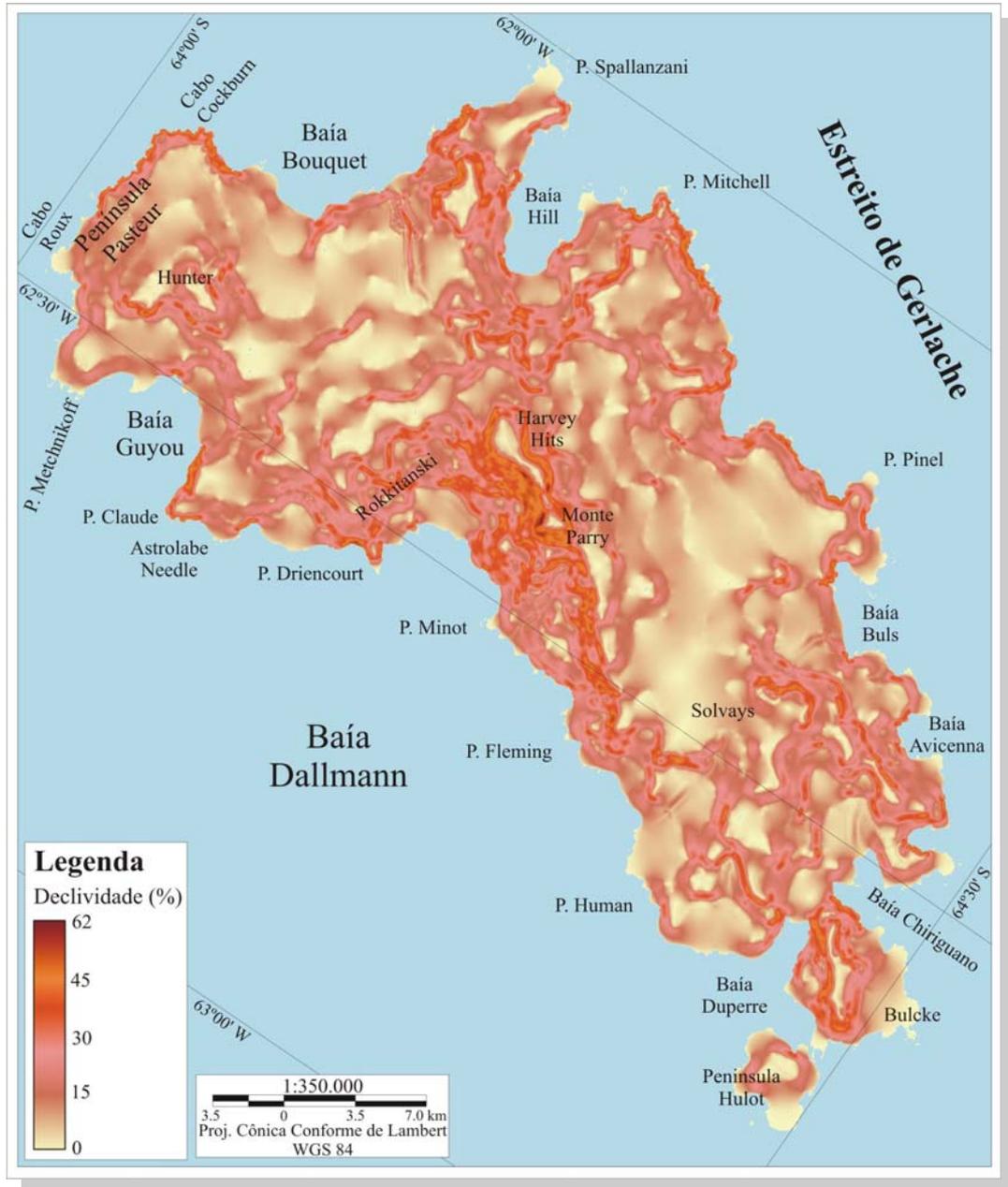


Figura 2.7 - Mapa de declividade da ilha Brabant.

A alta declividade junto a linha de costa resulta do término das geleiras, onde estas em contato com o mar perdem massa através do desprendimento de grunhões e *icebergs*.

As paisagens formadas pela topografia, sua declividade e os aspectos decorrentes da superfície do gelo podem ser observadas na seqüência de fotos das figuras 2.8 a 2.10. A foto da figura 2.8 mostra a chegada ao cume do monte Parry, em outubro de 1984, de uma

equipe que integrou a expedição britânica a ilha Brabant (Furse, 1986). Repare que o monte apresenta vertentes praticamente verticais, de difícil acesso e soberano na paisagem.



Figura 2.8 - Expedição britânica chega ao cume do monte Parry (2522 m) na ilha Brabant em outubro de 1984. Fonte: Jed Corbett, *in* Furse (1986).

Em contraste com o monte Parry, o platô Rokki (figura 2.9), no norte da ilha e com aproximadamente 1.300 metros de altitude, apresenta declividade suave em meio aos montes recobertos de neve e gelo. Repare as micro formas na neve, formadas pela ação do vento.



Figura 2.9 - Platô *Rokki* no norte da ilha Brabant. Fonte: Ted Atkins, *in* Furse (1986).

No sul da ilha, a topografia subglacial controla fortemente a forma das bacias glaciais e a dinâmica das respectivas geleiras. A figura 2.10 ilustra as dificuldades de acesso ao pico Celsius (altitude superior a 1.000 metros), onde a geleira é cheia de fendas devido ao fluxo glacial completamente desordenado por influência do substrato. A figura 2.11 mostra a paisagem vista do pico Celsius em direção ao sul. A ilha Anvers está ao fundo.



Figura 2.10 - Acesso ao cume do monte Celsius, mostrando as perigosas fendas decorrentes das irregularidades do embasamento rochoso.

Fonte: Jim Lumsden, *in* Furse (1986).

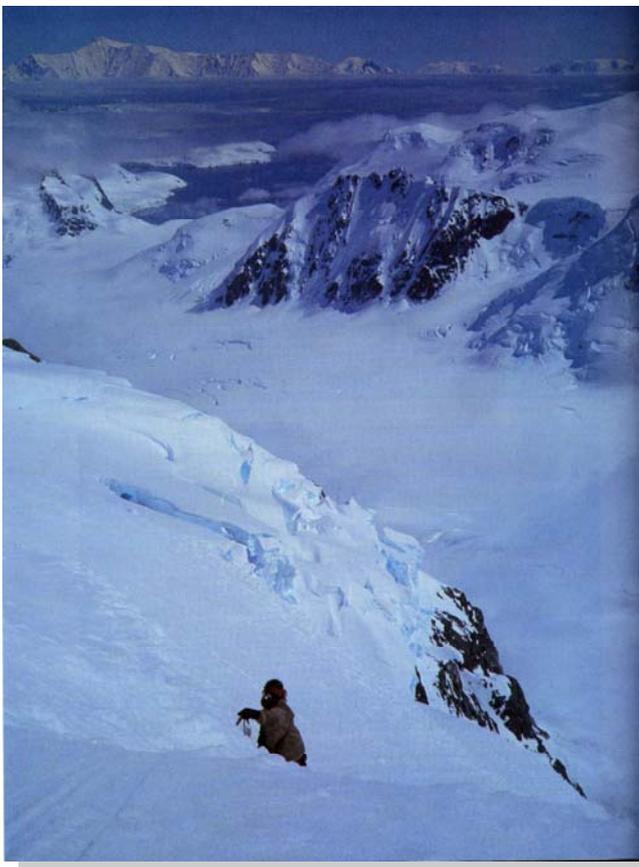


Figura 2.11: Vista do setor sul da ilha Brabant a partir do monte Celsius. O vale da geleira Koch no primeiro plano e ao fundo, o canal Schollaert e a ilha Anvers, Arquipélago Palmer.

Fonte: François de Gerlache, *in* Furse (1986).

2.3.2.2 – Caracterização glacial e variação da extensão frontal das geleiras

As geleiras da península Antártica e entorno estão sendo estudadas com grande interesse pela comunidade científica devido ao rápido aquecimento atmosférico regional e mudanças ambientais observadas ao longo das últimas décadas (Turner *et al.*, 2002).

As maiores mudanças referem-se à retração e derretimento de geleiras, especialmente de plataformas de gelo, ocorridas nos dois lados da península Antártica. As dificuldades técnicas para medir a variação do volume de gelo de uma área extensa e variável como a península Antártica torna difícil estimar o balanço de massa de uma geleira na região. Este depende de inúmeras variáveis, por exemplo, a topografia, a circulação atmosférica, a precipitação anual e a ablação das geleiras (Turner *et al.*, 2002).

Segundo Turner *et al.* (2002), a precipitação de neve aumenta com a altitude e de forma mais intensiva no lado oeste da península. Nas latitudes inferiores a 70° S, a relação entre a topografia e precipitação é significativa, sendo que nas regiões costeiras, a precipitação está entre 500 e 1.000 mm anuais (equivalente em água), e na cimeira da península, este valor sobe para 2.000 ou mesmo 2.500 mm. Apesar da precipitação ser uma variável importante, é muito complexo relacioná-la com o balanço de massa, especialmente em uma região de alta variabilidade ambiental e com as características climáticas da península Antártica (Turner *et al.*, 2002).

Assim como a precipitação, a extensão frontal das geleiras também não pode ser usada diretamente como indicativo do balanço de massa, dadas as características físicas, condições de acúmulo de neve e fluxo da massa glacial, conforme será descrito no item 3.2. Tampouco, a retração glacial pode ser associada diretamente a um fator como o aquecimento atmosférico. O balanço de massa de uma geleira depende da integração de uma grande gama de parâmetros, como precipitação e temperatura atuais e pretéritas, distribuídas por toda a extensão da mesma (Paterson, 1994).

A retração das frentes de geleiras é nítida nas ilhas periféricas do continente Antártico, como as ilhas Rei George e Nelson (no arquipélago das Shetlands do Sul) e Joinville, estudadas respectivamente por Simões *et al.* (1999), Ahlert *et al.* (2002), Beck *et al.* (2003), dentre outros. Além da retração dessas geleiras, a fragmentação parcial das plataformas de gelo de Larsen e Prince Gustav no lado leste da península e de Wordie, George VI e Wilkins na costa oeste, estão provavelmente associadas a junção de vários fatores, como a elevação da temperatura atmosférica, diminuição da extensão e da espessura do gelo marinho e o aumento do período de derretimento (dias por ano), registrado a partir do final da década de 1970 (Scambos *et al.*, 2000).

Cook *et al.* (2005), constataram a retração entre 1947 e 2001 de 84% das 244 geleiras analisadas na península antártica e ilhas adjacentes (os períodos variam nas diferentes áreas analisadas). Todas as 12 examinadas na ilha Brabant, a partir de 1956, também retraíram. Os estudos de Cook *et al.*, (2005) para a ilha Brabant são resumidos na figura 2.12.

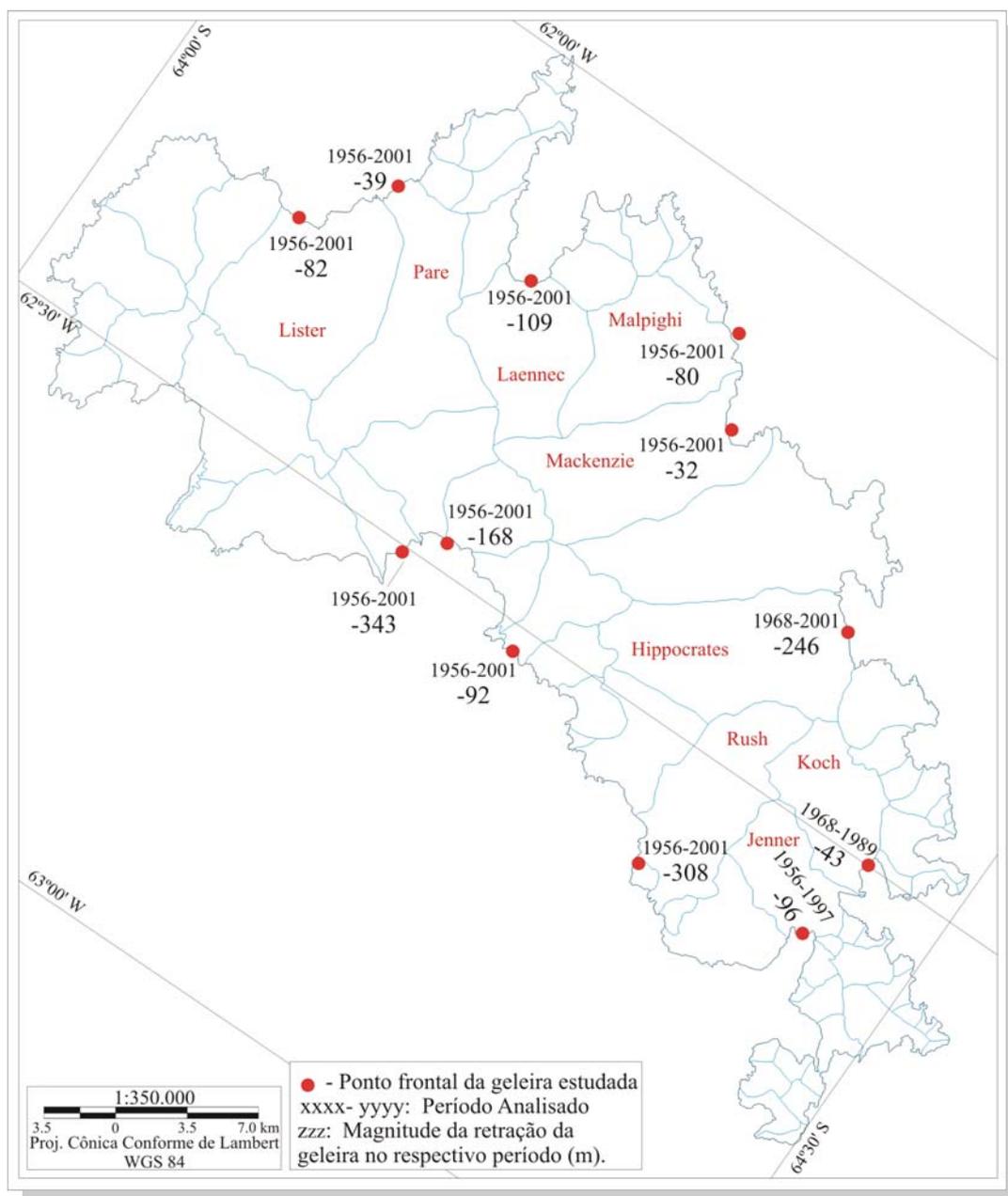


Figura 2.12 - Dinâmica frontal das principais geleiras da ilha Brabant. O ponto em cada bacia de drenagem identifica o “ponto central” do estudo, o nome da geleira, o período estudado e a retração total em metros. Fonte: Elaborado a partir de Cook *et al.* (2005).

Cabe salientar que as geleiras localizadas nessa região se encontram próximas ao ponto de fusão sob pressão (0 °C), portanto estruturalmente e dinamicamente suscetíveis a variações de temperatura, seja atmosférica ou oceânica.

2.3.3 – Oceanografia

A dinâmica oceânica tem papel importante na determinação das condições meteorológicas e climáticas da Antártica. Também se destaca a importância do ciclo anual de formação e derretimento do gelo marinho e as repercussões decorrentes da sua variabilidade (King e Turner, 1997). Para nosso estudo, a oceanografia tem grande importância pela interface entre o oceano e as geleiras que terminam no mar, como as de maré (*tidewater*), que sofrem a ação dessas águas.

No entorno da ilha Brabant temos em superfície a ação de duas correntes oceânicas com características diferenciadas. A leste existe a corrente do estreito de Gerlache e a oeste aquela associada com a circulação do estreito de Bransfield, do mar de Bellingshausen e do sul da passagem de Drake (veja figuras 1.1 e 1.2). Essa região desperta grande atenção no âmbito da pesquisa oceanográfica pela complexidade da estrutura de fluxo, pela origem das águas das correntes e pela alta produtividade biológica em todos os níveis tróficos (Zhou *et al.*, 2002).

O leste do mar de Bellingshausen e o sul da passagem de Drake apresentam uma seqüência estratigráfica com quatro massas oceânicas: Água Antártica Superficial (AAS), Água Circumpolar Profunda Superior (ACPS), Água Circumpolar Profunda Inferior (ACPI) e Água Antártica de Fundo (AAF). A AAS é uma massa de água fria que se origina no entorno da Antártica no começo do inverno e se estende até 200 metros de profundidade. Essa massa d'água tem temperatura sub-superficial tipicamente inferior a 0 °C, mergulhando em uma forte haloclina (Garcia *et al.*, 2002).

Sob as águas superficiais (AAS), os dois níveis da circulação circumpolar ocupam a maior parte da coluna. As massas da ACPS e ACPI são diferenciadas pela sua origem extra Antártica e por sutis diferenças. A isolinha de 0 °C (temperatura potencial⁸) é considerada o limite entre a ACPI e AAF, que nessa região se constitui das águas profundas oriundas do mar de Weddell (Garcia *et al.*, 2002).

O limite sul da Corrente Circumpolar Antártica (LSCCA) é a principal feição oceanográfica do setor leste do mar de Bellingshausen e sul da passagem de Drake. A frente da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) é a única que não separa massas de águas distintas, pois distingue as águas da CCA de uma área de relativa homogeneidade vertical que se estende até a plataforma continental das Shetlands do Sul (Garcia *et al.*, 2002).

⁸ Temperatura potencial equivale a temperatura medida da água menos a pressão exercida pela coluna d'água.

A passagem de Bransfield é definida como zona de transição, sendo a água basicamente controlada pelas características das águas dos mares vizinhos que aportam para esse estreito. Do mar de Bellingshausen, aportam águas relativamente quentes (entre 0,5 e 3,0 °C) e de salinidade menor (33,1 a 33,9 ppm⁹ no verão), e do mar de Weddell aporta água fria (temperatura negativa) e de maior salinidade (34,1 a 34,6 ppm), tanto nos níveis superiores quanto de fundo (Garcia *et al.*, 2002).

O estreito de Gerlache pode ser entendido como uma extensão da bacia oeste do Bransfield. Dada a pouca profundidade do estreito (em torno de 350 metros), não são encontradas as águas de fundo do mar de Weddell. A coluna típica do estreito de Gerlache é constituída de águas transicionais, no qual a camada superior tem influência do mar de Bellingshausen e o restante apresenta influência do mar de Weddell. Eventualmente, ocorre intrusão intermediária da circulação circumpolar profunda. A temperatura da água na região do estreito de Gerlache é menor pelo aporte de água de degelo das geleiras locais (Garcia *et al.*, 2002). Os mapas da figura 2.13 mostram a variabilidade espacial de dois parâmetros importantes, temperatura potencial e salinidade, medidos na superfície e na profundidade de 300 metros, no verão de 1996. Esses dois parâmetros em conjunto determinam as condições para a formação do gelo marinho no inverno, importante variável no balanço de energia da Antártica e que influencia na dinâmica das geleiras em contato com o oceano.

A importância do contexto oceanográfico reside na sua relação com a dinâmica glacial na região em estudo. Grande parte das geleiras dessa área são de maré (*tidewater*) ou terminam na forma de plataformas de gelo e, portanto em contato e sob a influência direta do oceano. Mudanças na temperatura das águas superficiais que penetram sob as plataformas, concomitante ao aquecimento atmosférico regional, poderiam desencadear ruptura no processo de estabilidade dessas geleiras que se encontram próximos do ponto de fusão sob pressão. A fragmentação parcial de plataformas de gelo, como por exemplo, a de Larsen (leste da península Antártica) pode ser indício do aquecimento das águas superficiais do mar de Weddell (Scambos *et al.*, 2000; Gille, 2002; Cook *et al.*, 2005). Fortifica esse argumento, o recuo generalizado das geleiras da região, particularmente em geleiras de maré, como constatado por Simões *et al.* (1999) na ilha Rei George, Ahlert e Simões (2002) na ilha Nelson, Beck *et al.* (2003) na Ilha Joinville, Skvarca *et al.* (1998) na ilha James Ross.

⁹ ppm é medida de concentração de sal, partes por milhão.

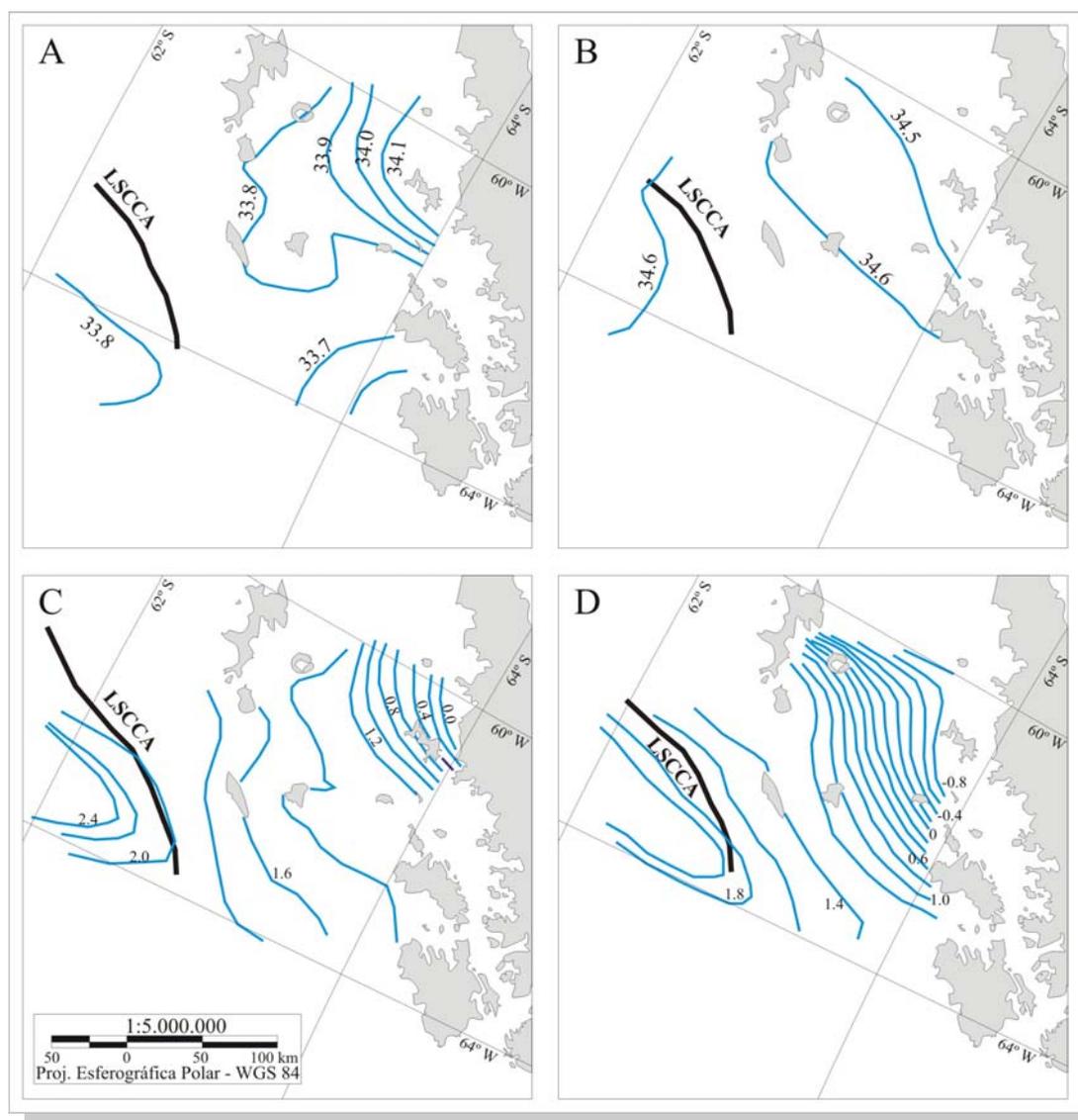


Figura 2.13 - Variabilidade da salinidade (ppm) na superfície (A) e 300 metros de profundidade (B). Variabilidade da temperatura potencial (°C) na superfície (C) e a 300 metros de profundidade (D). Costa oeste da península Antártica. Fonte: Modificado de García *et al.* (2002).

2.3.4 – O gelo marinho

O gelo marinho exerce papel importante na dinâmica ambiental da Antártica, especialmente nos processos meteorológicos e climáticos das áreas marítimas e na costa do continente, além do contexto oceanográfico. No sistema climático, o gelo marinho altera o balanço de energia, modificando o albedo do oceano. O albedo do oceano é da ordem de 10 a 15% e do gelo marinho, ultrapassa a 90% quando está recoberto pela precipitação da neve. Outro papel importante exercido pelo gelo marinho no clima está no fato que esse atua como um isolante, bloqueando o fluxo de energia do oceano para a atmosfera (King e Turner, 1997).

A variabilidade espacial e temporal do gelo marinho influencia nos processos de formação de massas de ar, condensação de nuvens e na precipitação (King e Turner, 1997). Na costa oeste da península Antártica, existe forte correlação entre a extensão do gelo marinho e a temperatura superficial do ar. Anos com invernos frios culminam com grande extensão do gelo (Vaughan *et al.* 2003; King, 1994).

Na longitude de 60°W, a extensão média mensal do gelo marinho começa a aumentar em abril, alcançando sua máxima extensão no mês de agosto quando chega a atingir a latitude de 60°S, recuando progressivamente até o mínimo que é alcançado em fevereiro, quando sua extensão média não ultrapassa a latitude de 63°30'S. A extensão do gelo marinho ao longo desse meridiano varia em mais de 300 km entre o mínimo e máximo anual, tendo também alta variabilidade de um ano para o outro, especialmente nos meses de inverno, conforme pode ser visto na figura 2.14 (Ferron *et al.*, 2004).

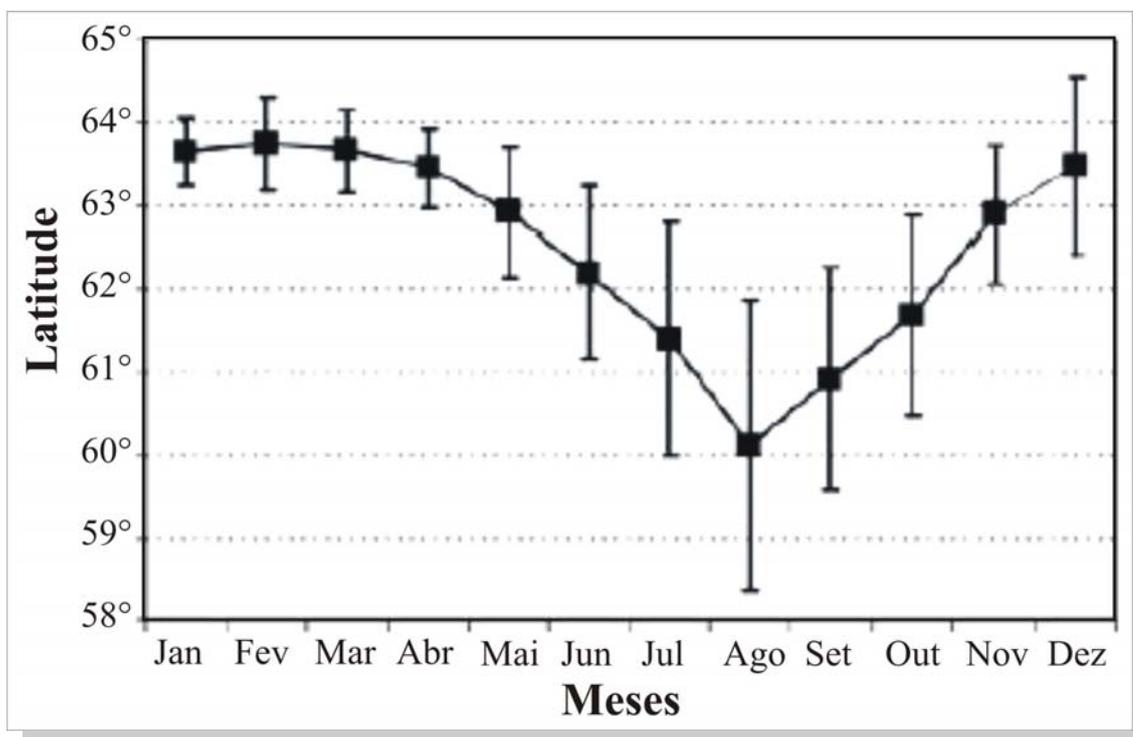


Figura 2.14 - Extensão mensal média do gelo marinho na longitude de 60° W no período 1976-95. As barras verticais indicam o desvio-padrão. Fonte: Adaptado de Ferron *et al.* (2004).

No lado oeste da península, vem se constatando a diminuição na extensão do gelo marinho, e também na duração do período anual de ocorrência do mesmo. Esse processo é correlacionado com significativa tendência de aquecimento atmosférico que vem sendo constatado nessa região (Parkinson, 2002).

A ilha Brabant está localizada dentro da área onde ocorre essa grande variação anual do gelo marinho (ver figura 1.1), por decorrência, suas geleiras sofrem as influências

deste processo. Nessa região da Antártica, a duração da estação do gelo marinho é de no mínimo 120 dias com pelo menos 15% da superfície oceânica recoberta pelo gelo marinho e de 60 dias com 50% de cobertura de gelo. A tendência da diminuição nesse período constatada para essa região está entre 3 e 6 dias, tanto para 15% como para 50% de cobertura de gelo marinho (Parkinson, 2002).

A diminuição na extensão e na duração do período anual, assim como alterações na espessura média do gelo marinho, influenciam na temperatura d'água do oceano, na estabilidade das geleiras (as frentes ficam mais expostas a ação das ondas e variações da maré), no clima regional e nos ecossistemas. Esses aspectos são relevantes ao considerarmos a variação na extensão das geleiras, como as de maré, sujeitas a esses condicionantes oceânicos.

2.3.5 – Clima

A Antártica é o mais frio, desértico e ventoso dos continentes e exerce papel fundamental na circulação atmosférica e oceânica de todo o planeta. A maior parte das águas de fundo oceânico é originada no oceano Austral, e o continente também é o grande sorvedouro de calor do hemisfério sul (King e Turner, 1997).

Sobre a Antártica existe um bem definido centro de alta pressão, com temperaturas decrescentes da borda para o interior do continente. A precipitação também apresenta o mesmo padrão, com 2000 milímetros por ano na costa, para menos de 50 mm anuais no interior. Os ventos da Antártica, de origem catabática, são os mais fortes do planeta, desconsiderando formações locais como tornados (Schwerdtfeger, 1984; King e Turner, 1997; Simões, comunicação oral).

A figura 2.15 mostra a associação entre a topografia, a direção predominante dos ventos, a temperatura e a distribuição da precipitação na Antártica. Os ventos fluem do interior do continente (platôs) para a costa, conduzidos pelos vales de drenagem (A e B). As temperaturas diminuem em direção ao interior do continente em decorrência do aumento da latitude e especialmente pelo gradiente vertical (altitude). A precipitação está concentrada na região costeira, diminuindo na medida em que avançamos para o interior do continente (Connolley e Cattle, 1994; King e Turner, 1997).

A península Antártica se diferencia na medida em que esta é uma barreira topográfica e age como um divisor climático. Na costa oeste, as temperaturas são mais elevadas do que na costa leste devido os ciclones que trazem umidade e ar quente (Schwerdtfeger, 1984; Knap *et al.*, 1996; King e Turner, 1997).

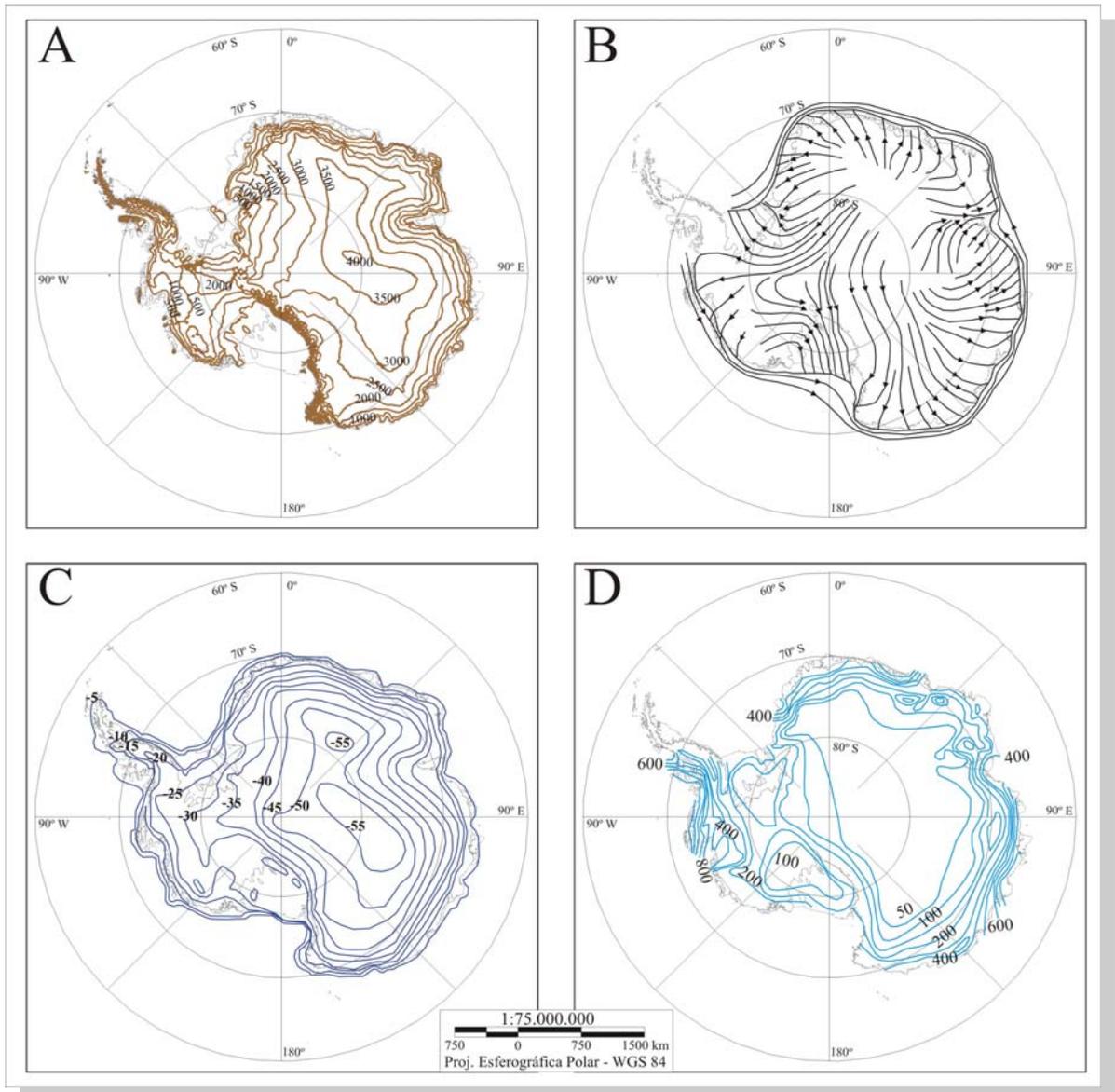


Figura 2.15 - Parâmetros climáticos importantes da Antártica: (a) Altimetria (m); (B) Direção dos ventos superficiais; (C) Temperatura média anual (°C) e (D) Precipitação anual (mm). Fontes: ADD (1998) e Connolley e Cattle, (1994).

O mar de Weddell apresenta massas de ar frias e estáveis, com ventos catabáticos frios oriundos do interior da Antártica. Esses ventos são defletidos para oeste, forçando-os a subir na medida em que são bloqueados pela orografia da península Antártica. Após cruzarem a península Antártica, esses ventos descendem na costa oeste da península, constituindo ventos catabáticos tipo *foehn*, fator que aumenta o contraste térmico entre a costa leste e oeste da península (Schwerdtfeger, 1984).

A pressão atmosférica é mais alta durante o inverno, pois os centros de alta pressão são mais intensos e permanecem estacionados sobre a região por mais tempo. Devido a

esses centros de alta pressão, a cobertura de nuvens é mais reduzida durante o inverno (King e Turner, 1997).

A precipitação sobre a península antártica é controlada de forma significativa pela altitude (ver secção 2.3.2.2), sendo que essa ocorre normalmente através da precipitação nival, contudo nos meses de verão é freqüente a ocorrência de precipitação líquida (chuva), especialmente nas áreas de altitude menor e nas regiões que apresentam temperaturas mais elevadas, como nas ilhas no lado oeste da península.

A isoterma de 0 °C se estende sobre as ilhas do arquipélago das Shetlands do Sul, o que torna essas geleiras altamente suscetíveis a mudanças climáticas, pois sua massa glacial se encontra próximo do ponto de fusão sob pressão. Essa condição faz com que essas geleiras respondam rapidamente diante de um quadro que indica uma tendência de aumento da temperatura atmosférica na região (Bintanja, 1995; *Simões et al.*, 2004; Ferron *et al.*, 2004).

A figura 2.16 apresenta a variação da temperatura atmosférica na região da península Antártica. Repare o nítido controle da península sobre o padrão espacial desta variável, onde os valores são bem mais elevados no lado oeste em comparação com uma posição na mesma latitude na costa leste.

A ilha Brabant está localizada entre as isotermas de -1 °C e -2 °C, ao passo que na costa leste da península, na mesma faixa latitudinal as temperaturas se encontram entre -5 °C e -6 °C. O clima da ilha apresenta também grande variabilidade ao longo do ano, por decorrência de fatores já mencionados como o ciclo do gelo marinho, o balanço de radiação e a macro circulação atmosférica da Antártica.

O gráfico da figura 2.17 mostra a variação da temperatura média, temperatura mínima e máxima absoluta entre janeiro de 1984 e março de 1985, período em que foi realizada a expedição britânica na ilha. Os dados foram obtidos junto ao acampamento base, instalado na ponta Metchnikoff. Nenhum detalhamento sobre as condições de instalação dos aparelhos é mencionado.

Em função do curto período de observação e da questão operacional da estação, esses dados não podem ser utilizados para análises climáticas, mas ilustram as condições meteorológicas e a variabilidade ao longo do ano. A temperatura média mensal varia entre -4,5 °C em agosto e 2,9 °C em dezembro, com média anual de -1,2 °C, condizentes com o modelo interpolado de Morris e Vaughan (2003). De abril até outubro, as temperaturas médias são negativas, sendo que a mínima absoluta de todos os meses sempre ficou abaixo de 0° C, com destaque para o mês de janeiro de 1985, quando foi registrado -21° C. No

mês de dezembro de 1984, foi registrada a temperatura absoluta máxima para o período, quando foi alcançado a temperatura de 23.2° C (Furse, 1986).

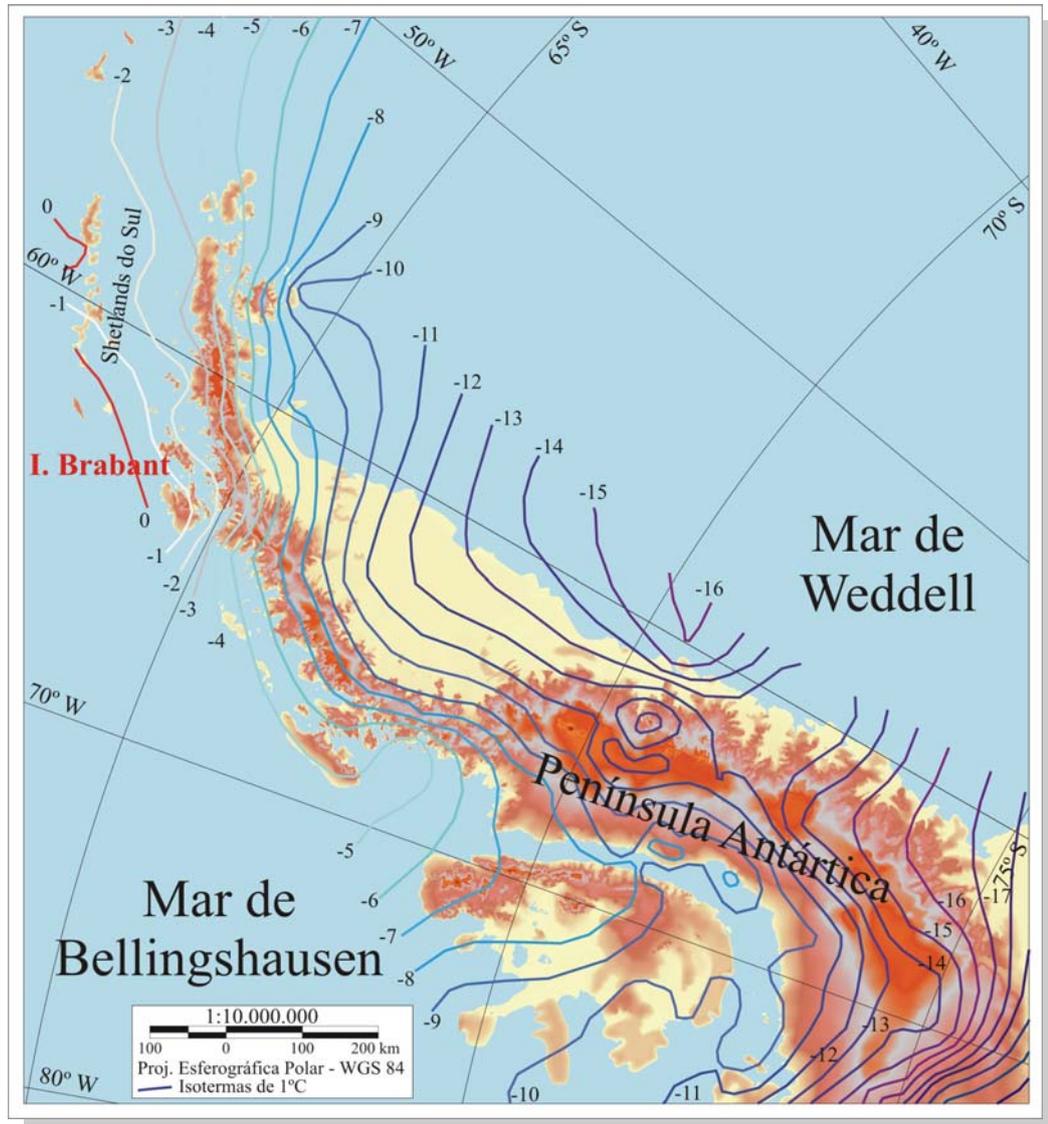


Figura 2.16 - Temperatura média na península Antártica. Fontes: ADD (1998); Morris e Vaughan (2003).

A pressão atmosférica média mensal na ilha está em torno de 1000 mb. Durante os meses de inverno é notada a influência da expansão do centro de alta pressão, quando são registrados os valores absolutos mais elevados. No verão temos o predomínio de baixas pressões (Furse, 1986).

O predomínio das altas pressões durante o inverno limita a formação de nuvens, fazendo com que o sol aparecesse com mais frequência nos meses de inverno, 26 dias em outubro e somente 7 dias em fevereiro e março de 1984. Os ventos de maior intensidade ocorrem nos meses de inverno (Furse, 1986).

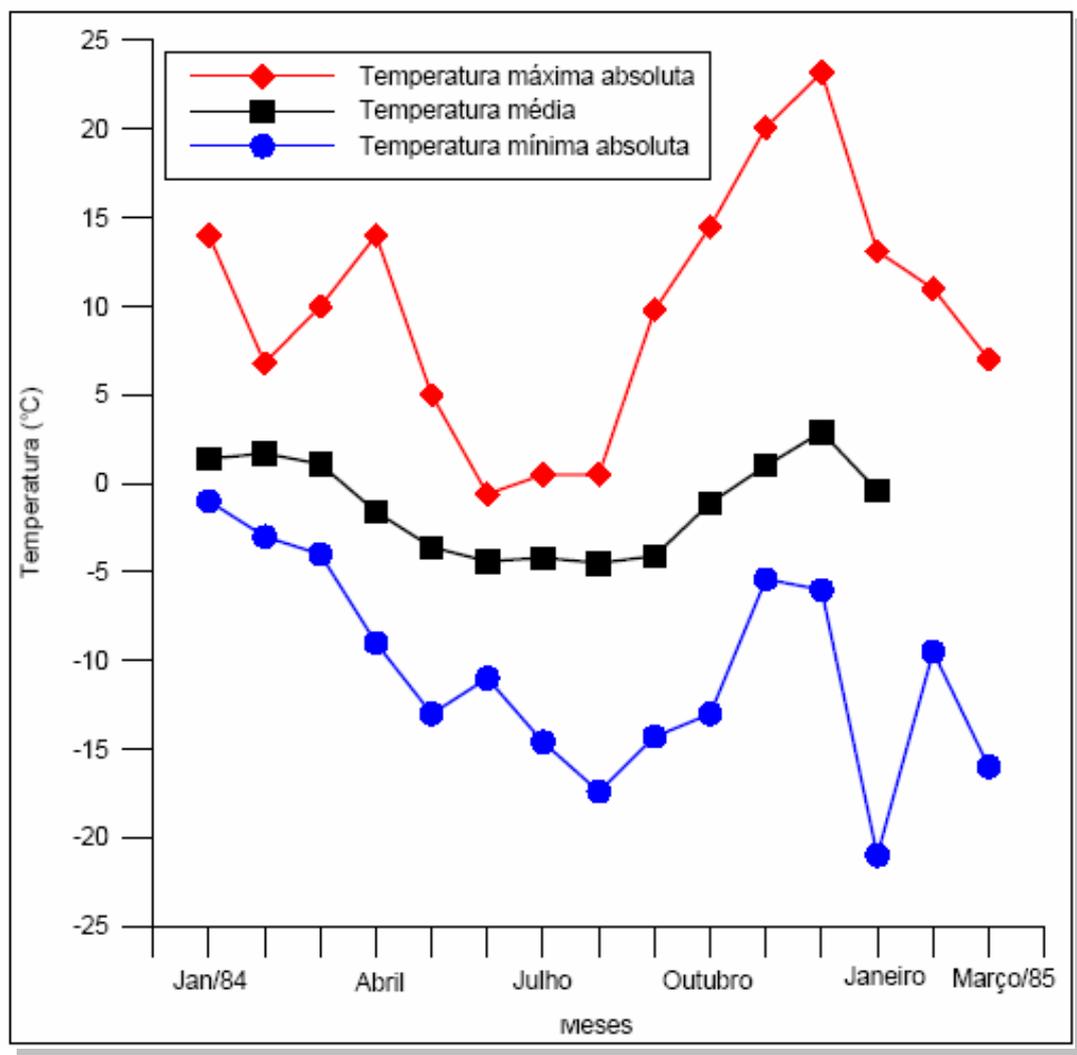


Figura 2.17 - Temperaturas médias, mínimas e máximas absolutas na ilha Brabant entre janeiro de 1984 e março de 1985. Fonte: Furse (1986).

2.3.6 – A variabilidade climática regional

A região da península Antártica, abrangendo os arquipélagos próximos, tem grande importância para o estudo das mudanças climáticas do planeta, principalmente devido aos seguintes fatores: a região está localizada na zona da frente atmosférica Antártica, marcadas pelo encontro das massas de ar frias subpolares e relativamente quentes das latitudes médias. Também se encontram no limite da extensão do gelo marinho durante o inverno e alterações na extensão do mesmo têm repercussão direta no balanço de energia do oceano. Essas condições causam grande variabilidade climática anual, fator que torna essa região mais suscetível a mudanças ambientais (Bintanja, 1995; Simões, 1995).

A tendência de aquecimento atmosférico na região da península Antártica é das mais altas do mundo, 2,5 °C entre 1947 e 1990 (King, 1994; Scambos *et al.*, 2000). Essa

tendência é mais forte no lado oeste da península e cresce na medida em que alcançamos latitudes maiores, conforme pode ser visto na figura 2.18. A tendência é mais pronunciada durante o inverno, tendo impacto direto sobre a extensão, duração e espessura do gelo marinho, o que naturalmente influirá na dinâmica oceanográfica.

Na ilha Rei George, Shetlands do Sul, a temperatura média anual aumentou 1,1 °C no período 1947-95, ou seja, uma tendência de aquecimento de 0,022 °C a⁻¹. A tendência anual foi de 0,031 °C a⁻¹ se for considerado somente o período 1949-79. A maior tendência foi registrada no inverno (0,038 °C a⁻¹), o que representa uma elevação na temperatura média de 1,9 °C ao longo dos 47 anos de registro meteorológico na ilha. Na primavera, verão e outono, a tendência é similar, com 0,015, 0,016 e 0,017 °C a⁻¹, respectivamente. (Ferron *et al.*, 2004).

As ilhas Orcadas, apesar de estarem localizadas numa região mais amena, ao norte, apresentaram tendência a aumento maior, 0,028 °C a⁻¹ entre 1931-91, 0,018 °C a⁻¹ se considerado somente o período 1961-91 (Skvarca *et al.*, 1998).

No extremo norte e no leste da península Antártica, as estações argentinas de Esperanza e Marambio também registram forte tendência de aquecimento atmosférico. A estação de Esperanza registrou aumento de 0,030 °C a⁻¹ no período 1961-96, distribuído de forma homogênea entre o inverno (0,043 °C a⁻¹) e o verão (0,041 °C a⁻¹). Se considerarmos somente o período 1971-96, a tendência anual para Esperanza aumenta para 0,045 °C a⁻¹ (Skvarca *et al.*, 1998).

Na estação de Marambio, o aumento foi de 0,057 °C a⁻¹, no período 1971-96, similar ao que foi registrado na estação de Faraday no mesmo período (0,056 °C a⁻¹). A tendência é levemente mais intensa no inverno (0,083 °C a⁻¹) em relação ao verão (0,075 °C a⁻¹) (Skvarca *et al.*, 1998)

No setor central da península Antártica, as estações Faraday (atualmente Vernadsky) e Rothera apresentam tendência de aquecimento muito elevada. Na estação Faraday, a temperatura média anual aumentou 0,051 °C a⁻¹ no período 1947-95, com os valores mais elevados no inverno (0,090 °C a⁻¹) e outono (0,063 °C a⁻¹). A estação Rothera registrou, no período 1947-90, um aumento de 0,067 °C a⁻¹ (King, 1994; Ferron *et al.*, 2004).

A ilha Brabant está inserida geograficamente nesse quadro de tendência de elevação da temperatura atmosférica, como mostra o mapa da figura 2.18, que apresenta a localização das estações meteorológicas e as tendências de aquecimento nos diferentes períodos.

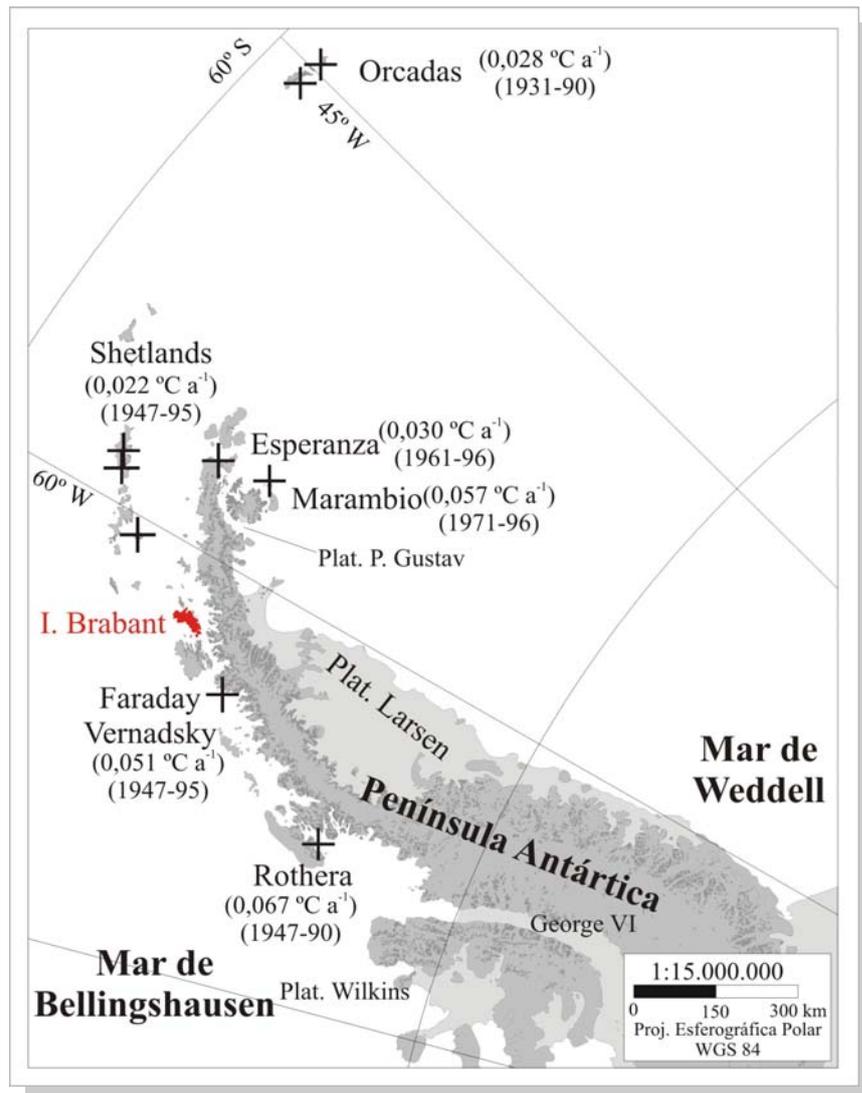


Figura 2.18 - Tendências da temperatura atmosférica nas principais estações na península Antártica. Fonte: Modificado de Ahlert *et al.* (2004).

O limite da extensão da extensão anual do gelo marinho é uma síntese da dinâmica da circulação oceânica, temperatura da água do mar e temperatura atmosférica. As fortes correlações entre a temperatura do ar e a extensão do gelo marinho se ratificam com a tendência de aquecimento dos oceanos, que foi de aproximadamente $0,17\text{ °C}$ nas águas do hemisfério sul entre 1955 e 1995. Este aumento foi mais exatamente na corrente circumpolar Antártica, onde o aquecimento do mar é compatível com o aquecimento atmosférico registrado na região (Gille, 2002).

A somatória desses processos de interação entre atmosfera, oceanosfera e a criosfera, podem fazer com que a neve e o gelo derretam com mais intensidade, elevando a altitude da linha de neve das calotas e campos de gelo, além de causar ou intensificar a perda de massa glacial e a retração das frentes das geleiras.

Capítulo 3

SENSORIAMENTO REMOTO E MAPEAMENTO DA CRIOSFERA

As coisas não são em si o que vemos... Continua completamente desconhecido para nós o que objetos podem ser em si mesmos e separados da receptividade dos nossos sentidos.

Nada sabemos exceto o nosso modo de percebê-los ...

Immanuel Kant

3.1 – Introdução

O sensoriamento remoto é uma das ferramentas mais eficientes no monitoramento da dinâmica glacial na Antártica em função das dificuldades técnicas e logísticas para a realização de trabalhos de campo e pela grande extensão territorial recoberta pelo gelo. As informações obtidas remotamente são as principais fontes de dados para mapeamentos e na análise de aspectos morfológicos das geleiras.

Este capítulo apresenta os conceitos físicos básicos que envolvem a técnica de sensoriamento remoto aplicada a criosfera, analisando as potencialidades dos principais sensores e as perspectivas futuras dessa técnica no estudo da Glaciologia. Também apresenta os procedimentos de análise dos dados e sua inserção num sistema de informações geográficas (SIG), ressaltando os aspectos cartográficos para a realização de mapeamentos em regiões de alta latitude.

3.2 – Zoneamento superficial das massas de gelo

As zonas superficiais das geleiras são função da variação das condições físicas da neve¹⁰, do *firn*¹¹ e do gelo¹² em um ponto da geleira e da dinâmica da mesma. Assim, uma

¹⁰ Neve é a precipitação de cristais de gelo, ou seja, água na forma sólida (Simões, 2004).

¹¹ *Firn* é a neve metamorfisada, estágio intermediário entre neve e gelo (Simões, 2004).

¹² Gelo é a forma sólida da água na natureza (Simões, 2004).

geleira padrão tem uma área de acumulação onde a deposição anual de neve é superior a perda de massa (geralmente por derretimento), e uma área de ablação, na qual a soma do derretimento e desprendimento de *icebergs* é superior a deposição. A divisão dessas duas áreas é marcada pela linha de equilíbrio. A área de acumulação é dividida superficialmente em quatro zonas: neve seca, percolação, neve úmida e de gelo sobreposto, conforme apresentado na figura 3.1 (Paterson, 1994).

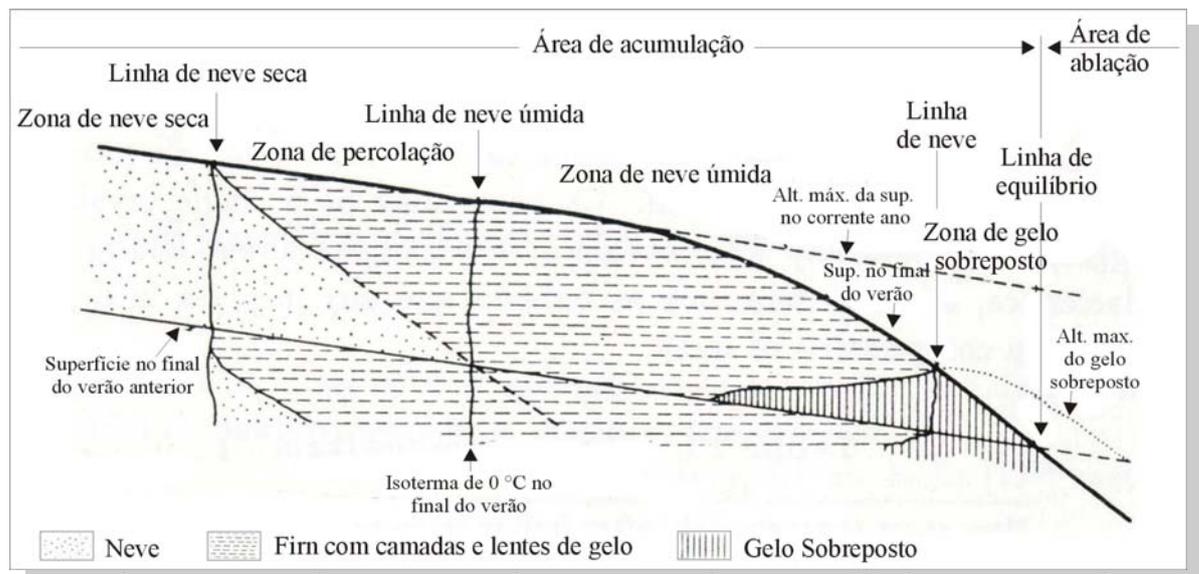


Figura 3.1 - Zoneamento superficial de grandes geleiras (e.g., um manto de gelo). Fonte: Paterson (1994).

Na zona de neve seca nunca ocorre derretimento, sendo restrita aos mantos de gelo da Groenlândia e da Antártica e alguns picos elevados do Alasca e da Ásia, onde a temperatura média anual é inferior a -25 °C . Na zona de percolação ocorre derretimento superficial da neve e percolação da água com posterior recongelamento, formando camadas, lentes e veios de gelo. A zona de neve úmida apresenta-se no final do verão como um pacote de neve saturado d'água, e a 0 °C . Nessa zona, ocorre percolação para as camadas mais profundas depositadas em anos anteriores, contudo não o suficiente para elevar a temperatura até 0 °C . Dentro da área de acumulação, ainda existe a zona de gelo sobreposto, onde toda a neve derrete até o fim do verão, mas parte recongela no local formando uma massa contínua e heterogênea, geralmente apresenta-se coberto por *firn* (Paterson, 1994).

Os limites entre essas zonas são dados respectivamente pelas linhas de neve seca, de neve úmida, de neve e a linha de equilíbrio. Em muitas geleiras, essas duas últimas coincidem. Essas zonas são importantes para os estudos de sensoriamento remoto, na medida em que elas apresentam geralmente comportamento espectral diferente.

O processo de metamorfismo da neve para gelo depende da zona superficial da geleira e de sua localização geográfica. Nas zonas temperadas e subpolares, as quais apresentam períodos de derretimento e recongelamento, o processo é rápido (alguns anos), comparado com o interior da Antártica, onde leva algumas décadas (Paterson, 1994). As ilhas antárticas, como a Brabant, estão inseridas no primeiro caso, não apresentam a zona de neve seca, pois a temperatura máxima de verão ultrapassa os 0 °C. Na maior parte, essas ilhas apresentam as zonas de percolação e neve úmida e, mais abaixo, uma restrita zona de gelo sobreposto.

As geleiras do planeta podem ser classificadas segundo diferentes critérios, como pelas suas características termiais, dinâmicas ou morfológicas. Termalmente, elas podem ser classificadas como geleiras mornas (ou temperadas) ou frias, sendo as últimas subdivididas em polares e subpolares (Paterson, 1994; Hambrey e Alean, 1992; Sugden e John, 1991).

Todo o gelo das geleiras ditas “temperadas” se encontra próximo ao ponto de fusão sob pressão e normalmente apresentam água na base, com intensa atividade erosiva. As geleiras frias subpolares apresentam na sua área de acumulação um pacote de *firn* de 10 a 20 metros, podendo apresentar derretimento superficial no verão. Muitas vezes são geleiras politermais, ou seja, parte do gelo perto do ponto de fusão e outras partes não. As geleiras polares têm temperatura inferior ao ponto de fusão sob pressão em todo pacote glacial e o processo de transformação da neve em *firn* e gelo é lento (Sugden e John, 1991; Simões, comunicação oral).

3.3 – Estrutura e dinâmica glacial

A classificação de uma geleira pelos aspectos dinâmicos é baseada no grau de atividade da mesma, diretamente influenciada pelas características térmicas da mesma, pelo balanço de massa e pelo volume da geleira, e por decorrência da sua capacidade de erosão e transporte. Uma geleira ativa é caracterizada pelo contínuo fluxo de massa da área de acumulação para a área de ablação (Sugden e John, 1991).

Os mecanismos de fluxo de uma geleira são controlados basicamente por dois fatores: a deformação interna e o deslizamento basal. A deformação interna do gelo ocorre em função da tensão (*stress*) em que a massa glacial é submetida em decorrência da força de gravidade e da própria pressão exercida pela espessura do pacote glacial. Os fatores que controlam a deformação interna são: a densidade do gelo, a aceleração da gravidade, e principalmente a espessura da geleira e a declividade do terreno (Paterson, 1994).

O deslizamento basal é o principal processo que determina o movimento de uma geleira com o contato gelo-rocha perto do ponto de fusão, sendo responsável por cerca de 90% do deslocamento (Sugden e John, 1991). O principal processo que determinam o deslizamento basal do gelo é a fluência basal (*basal creep*), que ocorre na camada inferior da geleira. Dois outros processos que ocorrem na interface do gelo com a rocha e que incrementam o deslizamento do gelo são o derretimento por pressão e o deslizamento sobre uma camada de água (Sugden e John, 1991; Paterson, 1994).

A velocidade de fluxo é função do tipo e das características da geleira, como a espessura do gelo, sua temperatura e irregularidades do substrato. Uma geleira encaixada (vale) apresenta velocidade maior no centro e próximo da superfície, decrescendo de forma semicircular para os lados e para o fundo (Paterson, 1994). A diferença na velocidade do fluxo nos diferentes setores de uma geleira dá origem às fendas.

A classificação morfológica das massas de gelo é baseada na forma, na extensão e nas características ambientais e geográficas das mesmas (Embleton e King, 1968). Na classificação morfológica, aspectos geográficos como a altitude, a topografia e as características do terreno e a extensão da área recoberta por gelo são critérios importantes. Essa classificação pode ser feita através do uso das técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. A morfologia glacial é um tópico abordado por diversos autores, como Embleton e King (1968), Sugden e John (1991), Benn e Evans (1998), dentre outros. A classificação morfológica é baseada em vários critérios, com diferentes ordens de grandeza. Nessa dissertação serão usados os critérios estabelecidos pelo Centro Regional do GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) para a península Antártica, localizado junto ao *Institut für Physische Geographie* (IPG) da Universidade de Freiburg, Alemanha. Essa sistematização é direcionada para o uso de informações de sensoriamento remoto (veja seção 4.4).

3.4 – Comportamento da radiação eletromagnética na criosfera

A radiação solar que chega à superfície terrestre pode ser absorvida, transmitida ou refletida em proporções diferentes ao longo do espectro eletromagnético. A proporção da energia incidente que é refletida depende das propriedades da superfície receptora e constitui o albedo ou a reflectância do alvo.

Em relação à neve e gelo, os principais fatores que controlam a reflectância são o tamanho do grão de neve, do tempo decorrido desde a precipitação da neve, ângulo solar,

inclinação do relevo, rugosidade da superfície, presença de sedimentos ou de água de derretimento (Hall e Martinec, 1985; Bamber e Kwok, 2004).

A maior reflectância de alvos glaciais ocorre nos comprimentos de onda do visível, especialmente a neve fresca que tem reflectância superior a 95% nessa faixa do espectro. No infravermelho próximo e médio, a reflectância da neve diminui, registrando picos de absorção em 1500, 2000 e 2800 nanômetros, conforme ilustra a figura 3.1, extraída de Greuell e Oerlemans (2004). O gelo limpo e compactado (gelo azul) adquire essa tonalidade em função da sua menor reflectância na faixa do verde e vermelho, apresentando reflectância próximo dos 90%, com rápido decaimento nos comprimentos de onda do infravermelho. Comportamento idêntico apresenta o gelo limpo, contudo com reflectância entre 60% e 70% na faixa do visível. O gelo sujo reflete muito mais as propriedades do material incorporado a massa glacial, o que faz com que a reflectância no visível esteja na faixa de 20%.

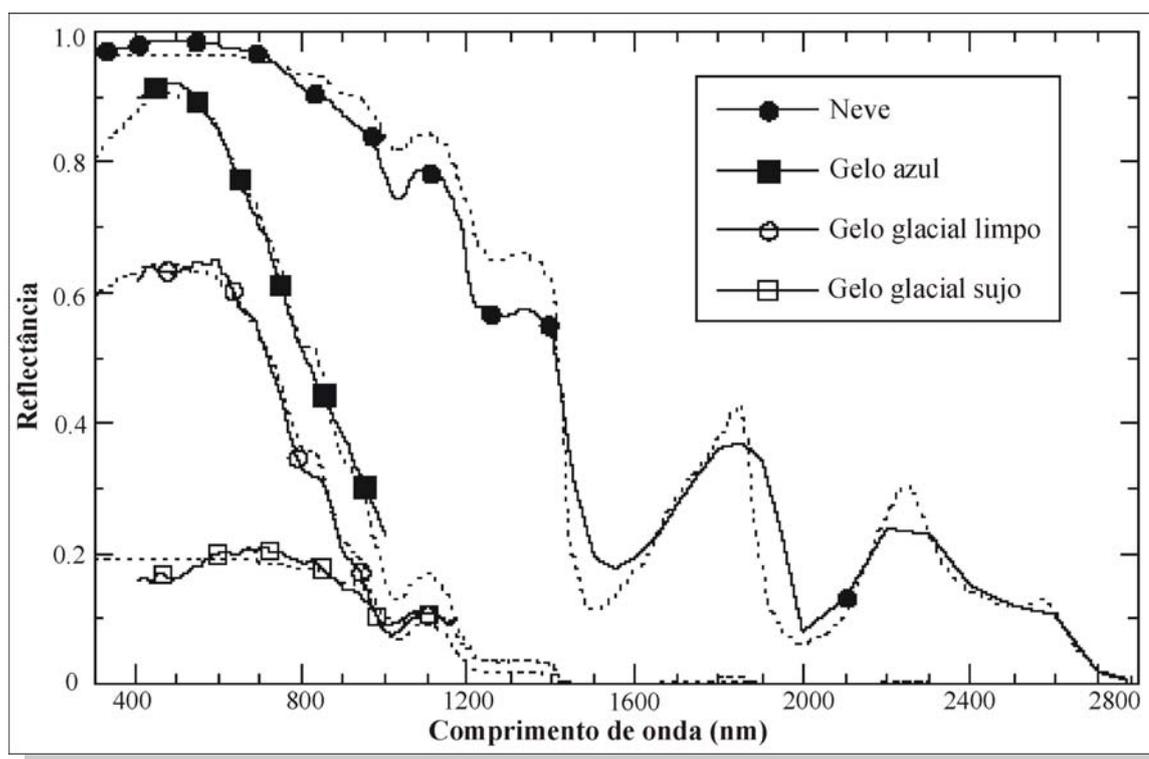


Figura 3.2 - Comportamento espectral de alvos glaciais. Fonte: Modificado de Greuell e Oerlemans, 2004.

A grande reflectância dos alvos glaciais, especialmente da neve no visível e no infravermelho próximo satura radiometricamente alguns sensores não projetados para o imageamento da criosfera, ou seja, a quantidade de energia refletida em determinada faixa do espectro eletromagnético (correspondente a uma banda espectral) e que chega ao sensor é igual ou superior ao máximo para o qual ele foi calibrado. Essa “deficiência” no aspecto

radiométrico de alguns sensores causa a saturação da imagem, conseqüentemente torna-se difícil à separação de alvos diferentes que apresentam valores de contadores digitais muito parecidos (Hall e Martinec, 1985).

3.5 – Sensores remotos para a Criosfera

O uso específico de um sensor remoto na aquisição de informações de superfícies glaciais depende da faixa do espectro eletromagnético, dos objetivos do estudo, da época do ano e das características técnicas do equipamento. Nesta seção são discutidos os principais sensores usados nas pesquisas glaciológicas.

3.5.1 – Sensores ópticos

A habilidade de qualquer sensor está relacionada com os propósitos dos estudos a serem desenvolvidos. Para a geomorfologia glacial e o monitoramento de geleiras, é recomendado o uso de sensores que apresentem boa resolução espacial, como o TM (*Thematic Mapper*) e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) da série LANDSAT, os sensores HRV (*High Resolution Visible*) e HRG (*High Resolution Geometric*) da série SPOT (*Systeme Probatoire de l'Observation de la Terre*), o LISS III (*Linear Imaging and Self Scanning*) do programa IRS (*Indian Remote Sensing*), o CCD (*Charge Coupled Device*) do CBERS (*China Brazil Earth Resource Satellite*) e o ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), a bordo do satélite TERRA.

Para estudos que abranjam grandes áreas, como as plataformas de gelo e o interior do continente antártico, são utilizadas imagens do sensor AVHRR (*Advanced Very High Radiometric Resolution*) da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) e mais recentemente do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo dos satélites TERRA (nodo descendente com passagem no equador as 10:30) e ACQUA (nodo ascendente com passagem no equador as 13:30). Esses sensores se destacam pela maior resolução radiométrica, fator que proporciona maior sensibilidade nos sensores para a detecção de alterações e variações na superfície. A resolução espectral é importante independente do sensor, pois através dessa é possível a diferenciação dos alvos em função da sua resposta nas diferentes bandas.

Para estudos detalhados em pequenas áreas, como as áreas livres de gelo, é necessário o uso de imagens de alta resolução espacial, característica obtida com os sensores IKONOS e QUICKBIRD. Contudo, para esse grau de detalhamento, ainda é

muito freqüente o uso de fotografias aéreas ou mesmo a realização de trabalhos de campo utilizando técnicas de topografia. A figura 3.3 apresenta as características dos principais sensores, com as faixas espectrais (bandas) na faixa do visível ao infravermelho (0,4 a 2,5 μm) e a respectiva resolução espacial (bandas multiespectral e pancromática) e radiométrica.

A comparação dos mesmos alvos em diferentes bandas espectrais é importante para sua diferenciação. Como exemplo, podemos citar dois alvos como nuvens (especialmente nevoeiros rasos junto à superfície) e uma superfície de neve. Nas bandas do visível dificilmente consegue-se diferenciar esses dois alvos, na medida em que ambos tem alta reflectância nessas faixas espectrais. Já na banda do infravermelho distante (2,1 a 2,3 μm), esses dois alvos são facilmente diferenciados, pois as nuvens refletem esse comprimento de onda, enquanto que o gelo não. Assim, nessa banda a neve aparece escura e as nuvens claras.

Os satélites de recursos naturais (LANDSAT, SPOT, ASTER, etc.) compatibilizam resolução espectral, radiométrica e espacial de forma que podem ser utilizados em diversas aplicações científicas na glaciologia.

O MODIS é um dos sensores mais avançados em órbita devido sua alta resolução radiométrica, possibilitando detalhamento na intensidade da resposta dos alvos muito parecidos, e sua refinada resolução espectral. Esse sensor tem grande aplicação também na área da glaciologia, sendo seus dados utilizados no monitoramento da cobertura de neve, expansão do gelo marinho, além das aplicações no monitoramento de *icebergs*, etc.

Os sensores de alta resolução espacial não possuem as bandas do infravermelho, sendo portanto produtos orbitais aplicáveis para interpretação visual de áreas específicas, que no caso da Antártica, poderiam ser os locais de localização das estações de pesquisa ou em temáticas ambientais como áreas de pingüineiras, etc.

3.5.2 – RADAR

A vantagem dos sensores ativos como os radares de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radio detecting and ranging*), é a capacidade de obter informação independente da presença de nuvens e durante todo o ano, na medida em que esses não dependem da luz solar para a aquisição das imagens. Outro aspecto importante dessa forma de sensoriamento é a possibilidade da obtenção de dados altimétricos através de técnicas de interferometria. Uma das desvantagens desses sensores é a resolução

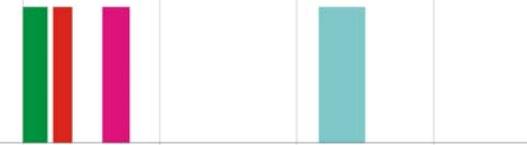
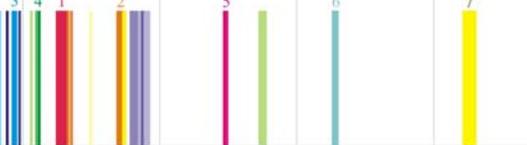
Satélite (Sensor)	Resolução espectral	Resolução espacial	Resolução radiométrica
LANDSAT 7 (ETM+)		30 Pan: 15	8
SPOT-5 (HRG e HRS)		10 Pan: 5 "supermode": 2.5	8
TERRA (ASTER)	 VNIR SWIR	VNIR: 15 SWIR: 30	8
IRS-D (LISS III)		Visível: 23 Infra-Verme- lho: 70	8
CBERS-2 (CCD e IRMSS)	 IR-MSS	CCD: 20 IR-MSS: 80	8
NOAA (AVHRR)		1100	11
TERRA e ACQUA (MODIS)	 3 4 1 2 5 6 7	Bandas 1-2: 250 Bandas 3-7: 500 Bandas 8-36: 1000	12
IKONOS		4 Pan:1	11
QUICKBIRD		2.44 Pan:0,61	11
Unidades	0,5 1,0 1,5 2,0 2,5 micrometros	metros	bits

Figura 3.3 - Resolução espectral (bandas), espacial e radiométrica dos principais sensores em órbita utilizados para estudos glaciológicos. As cores correspondem respectivamente aos comprimentos de onda das respectivas bandas (azul, verde e vermelho). As demais bandas estão representadas pelas cores magenta (infravermelho próximo); ciano (infravermelho médio) e amarelo (infravermelho distante). Fonte: Figura elaborada pelo autor a partir de informações disponibilizadas na *internet* pelas administradoras dos satélites.

espacial menor, contudo para aplicações no interior do continente e no monitoramento da extensão e concentração do gelo marinho, esse fator não é limitante (Bamber e Kwok, 2004).

Esse princípio de sensoriamento está baseado na emissão de uma onda para a superfície e a medição da intensidade de retorno desse sinal para a antena. A intensidade da reflexão depende da frequência, da polarização e da complexa interação com a superfície. Os principais satélites que usam essa técnica e cujos dados tem sido usados com grande frequência na região Antártica são os da série ERS (*European Remote Sensing Satellites*) e o RADARSAT, cujos dados permitiram a elaboração do mosaico com dados altimétricos de todo o continente Antártico (Bamber e Kwok, 2004).

3.5.3 – Sensores Altímetros de LASER

A última sensação no desenvolvimento de sensores diretamente aplicados para a glaciologia utiliza a técnica LASER (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*). O diferencial desses sensores na área da Glaciologia é a capacidade de gerar a altitude da superfície observada e a variação desta ao longo do tempo, obtendo-se assim a variação volumétrica da geleira e dados mais acurados para o monitoramento do balanço de massa se comparado aos levantamentos por estacas de gelo, modelos matemáticos do fluxo e mesmo monitoramento da extensão da frente das geleiras.

O princípio físico de funcionamento desse tipo de sensor é idêntico ao do radar. Um pulso de radiação com comprimento de onda no infravermelho próximo é emitido do sensor em direção ao ponto nadir na superfície. A detecção do retorno do sinal e a mensuração do tempo transcorrido entre a emissão e o retorno do mesmo permitem determinar a distância entre o sensor e a superfície. Estando a órbita do satélite estável e sua acurácia conhecida, essa técnica pode proporcionar uma precisão altimétrica na ordem de centímetros.

Essa técnica de sensoriamento permite determinar o balanço de massa dos mantos de gelo e sua contribuição para a mudança do nível do mar, obtendo portanto dados essenciais para previsão das mudanças ambientais globais.

Os dois principais sensores que utilizam esse princípio são o GLAS (*Geoscience Laser Altimeter System*), a bordo do satélite ICESat (*Ice, Cloud and land Elevation Satellite*), lançado com sucesso pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) em 12 de janeiro de 2003 e que está operacional e gerando informações. Já o CRYOSAT, satélite da ESA (*European Space Agency*) foi lançado em 08 de outubro de

2005, mas problemas ocorridos possivelmente no desacoplamento do segundo estágio, fizeram com que a missão fracassasse, culminando com a queda do satélite em mar aberto ao norte de Groenlândia (ESA, 2005).

3.6 – Projeções cartográficas

A cartografia é um dos aspectos mais importantes para estudos espaciais em regiões polares, principalmente devido as diferentes distorções em função da projeção adotada. Sievers e Bennat (1989) destacam que uma projeção cartográfica é a representação da superfície curva do globo terrestre num plano e, portanto, nenhuma projeção cartográfica está livre de distorções.

Para escalas pequenas (*e.g.*, 1:1.000.000), que abrangem o continente Antártico ou setores deste é usada principalmente a projeção estereográfica polar e eventualmente as projeções Gnomonica e ortográfica. A principal diferença entre essas três projeções é a origem do centro de projeção. A projeção Gnomonica tem a origem de projeção no centro da terra e intercepta um plano paralelo ao equador. A projeção estereográfica polar tem origem no pólo oposto do hemisfério mapeado, enquanto que a ortográfica projeta cada hemisfério perpendicularmente ao equador. A figura 3.4 mostra as diferenças entre esses três tipos de projeção cartográfica (ESRI, 1994).

As diferenças na forma de projeção da superfície terrestre e, especialmente, das regiões polares nesses três sistemas cartográficos com origem nos pólos da Terra, ocasionam medidas diferentes em termos de distâncias e áreas. Essas distorções aumentam na medida em que nos afastamos da origem da projeção.

Para escalas maiores (*e.g.*, 1:100.000; 1:50.000), utilizadas nos mapeamentos de pequenas áreas na costa da Antártica e para as ilhas no entorno deste, são utilizadas com grande frequência as projeções cônicas, como a projeção Cônica Conforme de Lambert, ou cilíndricas, como a Gauss-Kruger e a Universal Transversa de Mercator (UTM). A figura 3.5 ilustra as diferenças conceituais entre a projeção cônica secante e cilíndrica transversa. A cônica projeta a superfície da Terra num cone que intercepta o planeta em dois paralelos (paralelos padrão), no caso de uma projeção secante, ou numa única latitude, no caso de uma projeção tangente. Para uma projeção na qual a Terra é envolta por um cilindro, dois referenciais são tomados como origem, normalmente a linha do Equador para a latitude e um meridiano padrão de longitude. Esse meridiano padrão define uma zona longitudinal de mapeamento, que no caso da UTM é de 6° (ESRI, 1994).

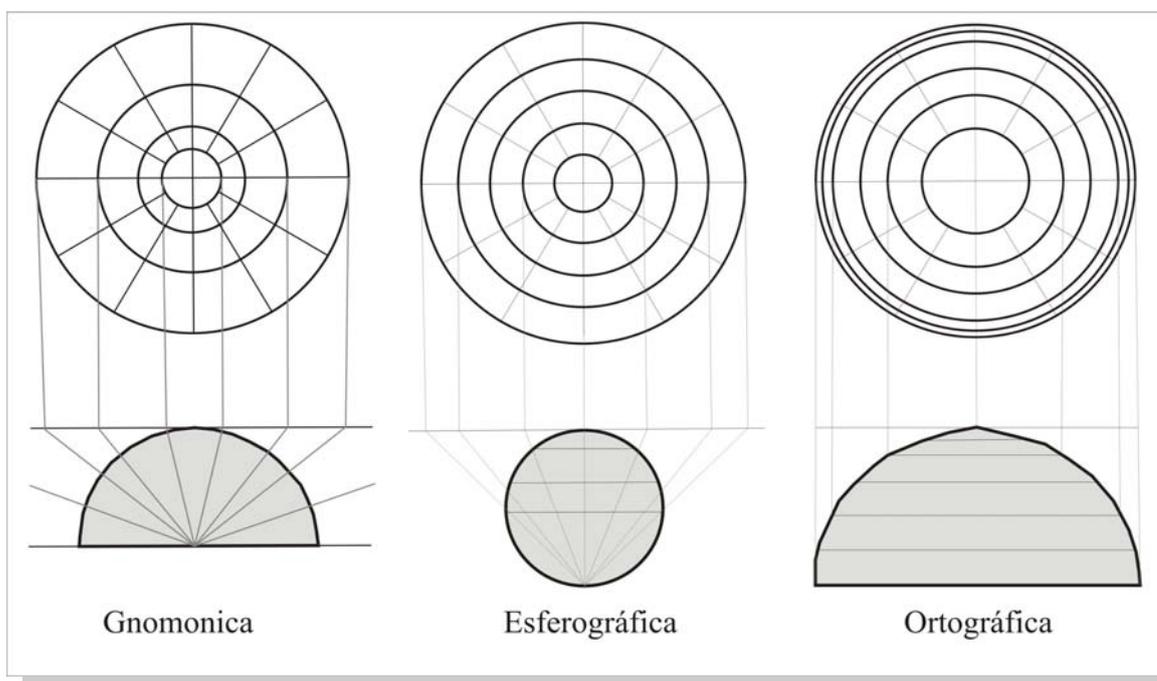


Figura 3.4 - Diferenças cartográficas nas projeções Gnomônica, Estereográfica e Ortográfica.
Fonte: ESRI, 1994

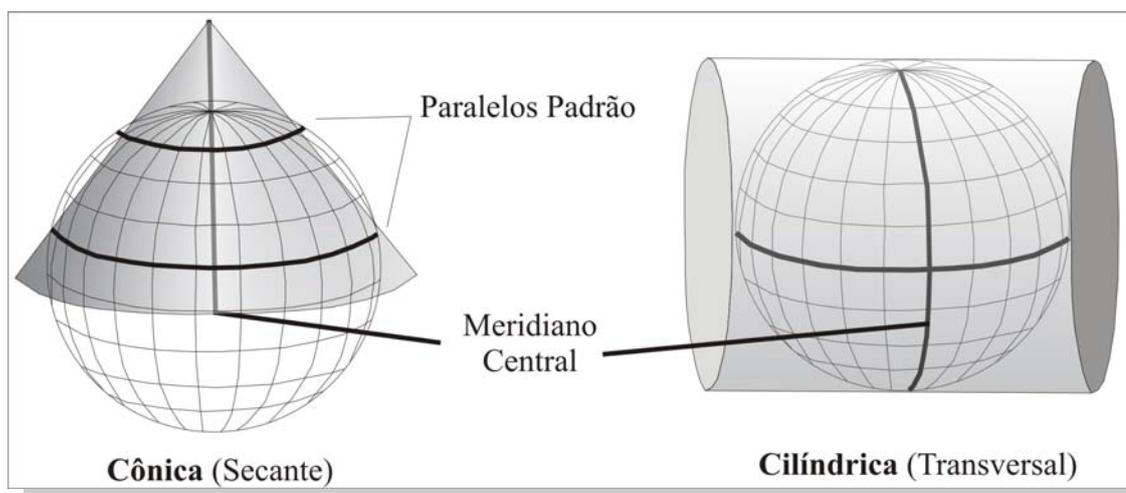


Figura 3.5 – Concepção das projeções cônicas e cilíndricas. Fonte: ESRI, 1994

As projeções cilíndricas aumentam sua distorção com o aumento da latitude, portanto não são próprias para a realização de mapeamentos nas regiões polares do planeta, apesar do seu freqüente uso na elaboração de mapas e de bases cartográficas digitais nas ilhas no entorno do continente e mesmo na península Antártica.

As normas para a padronização de mapas na Antártica, como o *International Map of the World* (IMW), regem que para mapas na escala 1:1.000.000, ou menores, seja utilizado a projeção estereográfica polar. Para os mapas em escalas superiores a essa, e que

consequentemente apresentam maior detalhamento, é recomendada a projeção Cônica Conforme de Lambert (Sievers e Bennat, 1989). Apesar dessas recomendações e de outras resoluções do antigo grupo de trabalho em Geodésia e Cartografia do SCAR, criado em 1961, observa-se com bastante freqüência o uso da projeção UTM. A tendência ao uso dessa projeção é compreensível pela relativa simplicidade dessa projeção e por ser ela usada nos mapeamentos sistemáticos de grande parte dos países que realizam pesquisas na Antártica. Naturalmente, os pesquisadores ao realizarem mapeamentos na Antártica acabam transportando e utilizando o mesmo sistema de projeção dos seus países de origem.

Para determinar a melhor projeção cartográfica para áreas situadas na região da península Antártica, como a ilha Brabant, que proporcionasse simultaneamente boa precisão em relação à medição de distâncias e cálculo de áreas, comparamos a distância entre alguns pontos e áreas calculadas sobre o elipsóide com as respectivas medidas determinadas utilizando-se diferentes projeções cartográficas. O elipsóide de referência utilizado foi o *World Geodetic System 1984* (WGS 84) e as coordenadas geográficas extremas da área analisada foram: $63^{\circ}45'S$ - $62^{\circ}00'W$ e $64^{\circ}45'S$ - $63^{\circ}00'W$, constituindo um quadrado no entorno da ilha Brabant de um grau de latitude por um grau de longitude, conforme mostra a figura 3.6.

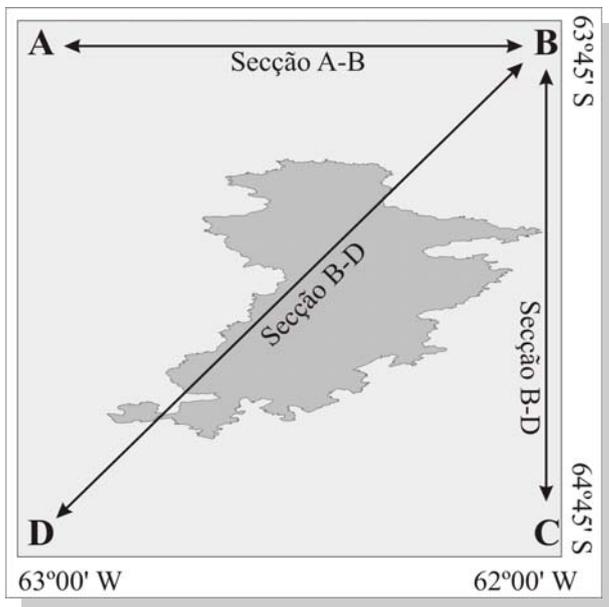


Figura 3.6 - Quadrado geográfico envolvente da ilha Brabant e as distâncias utilizadas na comparação das projeções cartográficas.

As distâncias foram calculadas em três sentidos, incluindo a distância diagonal entre os pontos extremos (secção B-D); ao longo do meridiano $62^{\circ}00'W$: (secção B-C, sentido norte-sul) e ao longo do paralelo $63^{\circ}45'S$ (secção A-B, sentido leste-oeste). A área do quadrado envolvente também foi determinada nas respectivas projeções e os resultados dessa comparação com o elipsóide são apresentados na tabela 3.1.

Os parâmetros cartográficos utilizados nas respectivas projeções cartográficas são detalhadas no Anexo 4. As distâncias sobre o elipsóide foram calculadas utilizando a distância inversa de Vincenty e a área elipsoidal foi obtida através do algoritmo elaborado a partir de área sobre quadrado elipsóidico (ver Anexos 1 e 2).

Tabela 3.1 – Cálculo de áreas e distâncias em diferentes projeções cartográficas

	ELIPSÓIDE WGS 84	ESTEREOGRÁFICA POLAR	CÔNICA CONF. DE LAMBERT	UTM
Área (km ²)	5405.05	5663.75	5411.6	5401.55
Distância B – D (km)	121.57	124.43	121.63	121.52
Distância B – C (km)	111.48	114.11	111.54	111.44
Distância A – B (km)	49.37	50.63	47.66	47.60

A comparação das áreas indica que para essa latitude, a projeção estereográfica polar não é recomendada, pois a área é superestimada em 4,8% aquela do elipsóide. As distâncias lineares nessa projeção também são super estimadas.

Na projeção UTM, as áreas e distâncias são subestimadas e variam em função da distância ao meridiano de origem. Isso significa que distâncias ou áreas calculadas nessa projeção são inferiores ao que efetivamente representam sobre a superfície terrestre. Na projeção cônica conforme de Lambert, os valores são super estimados, com ordem de grandeza equivalente a UTM. Dessa forma, para este trabalho utilizamos a projeção cônica conforme de Lambert na elaboração de todos os mapas, seguindo as recomendações do SCAR e definidas por Sievers e Bennat (1989). Os demais parâmetros utilizados são os seguintes: Elipsóide e datum WGS 84, paralelos padrão em 60°40'00"S e 63°20'00"S, com origem no meridiano de Greenwich e no Pólo Sul Geográfico (90°S).

3.7 – Sistema de informações geográficas (SIG)

O SIG é definido como uma ferramenta para coleta, armazenamento, recuperação, transformação e representação de dados do mundo real em meio digital (Burroughs, 1994). Aronoff (1991) conceitua o SIG como um sistema computacional projetado para a coleta, armazenamento e análise de objetos e fenômenos onde a localização geográfica é uma característica importante ou crítica.

Na Antártica, a ferramenta de SIG vem sendo empregada com freqüência para o monitoramento ambiental, especialmente nas áreas de localização de estações de pesquisa e no planejamento logístico de trabalhos de campo, integrando informações espaciais como altimetria, extensão de geleiras, pontos de ocupação com dados de sensoriamento remoto (Arigony, 2001; Ahlert *et al.*, 2004).

A integração de informações com essa ferramenta para aplicações ambientais requer a superação de lacunas que incluem a padronização e compatibilização do formato de dados, a acurácia e qualidade dos dados, a adequação ao sistema cartográfico e a possibilidade da interpretação e modelagem (Hinton, 1996). Sob essa perspectiva, algumas experiências na Antártica já foram implementadas, como o monitoramento ambiental na baía do Almirantado, ilha Rei George, onde mais de cinquenta temáticas foram espacializadas e integradas, incluindo aspectos bióticos, abióticos e antrópicos (Ahlert *et al.*, 2005).

Pela multiplicidade de recursos e potencialidades ofertadas por essa ferramenta, esta é utilizada nesta dissertação na análise dos diversos aspectos onde a localização geográfica das feições se constitui numa variável determinante.

Capítulo 4

METODOLOGIA

*E não vos conformeis a este mundo, mas transformai-vos
pela renovação da vossa mente.*

Romanos 12:2

4.1 – Introdução

Neste capítulo descrevem-se os dados utilizados no trabalho, bem como os procedimentos de processamento adotados. As técnicas e os métodos empregados para a geração dos resultados são descritos e analisados, com ênfase na precisão dos mesmos.

4.2 – Base de dados.

A principal fonte de dados que subsidiam este trabalho provém de duas imagens da série de satélites LANDSAT e da base cartográfica digital da *Antarctic Digital Database* (ADD), elaborado pelo BAS (*British Antarctic Survey*). As imagens foram obtidas com o sensor TM do LANDSAT 4 na órbita-ponto 219/105 em 26 de novembro de 1989 e com o sensor ETM+ do LANDSAT 7 na órbita-ponto 218/105 em 21 de fevereiro de 2001. As duas imagens foram obtidas junto ao IPG através de convênio de cooperação com o NUPAC.

Os dados da imagem de 1989 são parciais, pois a mesma constitui-se num recorte espacial da ilha Brabant feito a partir do mosaico da *Geocoded Information System Antarctica* (GIA) que foi elaborado para a península Antártica. Como se trata de um recorte de um mosaico, a mesma já se encontrava georreferenciada para o sistema UTM (fuso 20) e utilizando o elipsóide WGS 84, além de estar realçada para aumentar o contraste entre feições. Esse mosaico foi elaborado utilizando somente as bandas espectrais 2, 3 e 4, o que dificulta análises mais complexas no campo espectral (Gonzalez e Woods, 2000).

Já a imagem de 2001 foi disponibilizada integralmente com todas as bandas espectrais, inclusive as bandas termais e a pancromática. Ela também estava

georreferenciada utilizando os próprios parâmetros da órbita do satélite, cuja precisão é menor. Dessa maneira, foi necessário fazer um novo georreferenciamento (secção 4.3.2).

A base digital disponível para a ilha Brabant constitui parte do setor SQ 19-20 do *International Map of the World* (IMW), estando na escala original de 1:250.000. Essa base cartográfica nessa área da Antártica foi estruturada a partir de várias fontes de dados, principalmente de cartas não publicadas do BAS, elaboradas a partir de fotografias aéreas. Em algumas áreas, atualizações e correções foram feitas a partir de imagens de satélite. Em relação à Brabant, o relatório do ADD/BAS não faz nenhuma descrição específica da fonte dos dados ou de atualizações cartográficas, apesar da expedição britânica que explorou essa ilha entre 1983-1985 (BAS, 1998; Furse, 1986).

4.3 – Métodos e técnicas

Nesta seção são detalhados aspectos técnicos e metodológicos do trabalho. Os procedimentos operacionais implementados a partir dos dados e que geraram os resultados.

4.3.1 – Base digital

Os dados disponibilizados pela ADD para a maior parte da periferia da Antártica são restritos às linhas de costa, áreas livres de gelo e a topografia com intervalos das curvas de nível de 250 metros, além de alguns pontos com altitudes conhecidas. Raros são os registros sobre atividades humanas, como a localização de estações de pesquisas, e de características glaciológicas, como linhas de fluxo das geleiras ou depósitos de morainas. Junto ao continente são diferenciadas as plataformas de gelo das áreas onde as geleiras encontram-se assentadas sobre um substrato rochoso.

Conforme menciona Sievers e Bennat (1989), mapas de detalhe ou de grande escala só são encontrados para algumas áreas livres de gelo, próximos às estações de pesquisa. No interior dos campos e calotas glaciais das ilhas, a escala de mapeamento é bastante pequena (1:200.000; 1:250.000), o que torna muito difícil a realização de estudos mais apurados no campo da glaciologia, como a delimitação das bacias de drenagem glacial e das características topográficas das geleiras. A própria base digital da ADD/BAS, em função das limitações de escala, não atende as necessidades de mapeamento para geleiras de pequeno porte, como as que ocorrem nos campos e calotas de gelo das ilhas próximas ao continente Antártico.

Para esta dissertação, foram extraídas da base cartográfica da ADD as informações de altimetria, cujas isolinhas tem intervalo de 250 metros. Essa base se encontra na

projeção estereográfica polar e foi convertida para a projeção cônica conforme de Lambert, sistema cartográfico adotado para este trabalho conforme descrito na seção 3.6.

4.3.2 – Georreferenciamento das imagens

O georreferenciamento de uma imagem de satélite constitui-se em teoria, num processamento matemático bastante simplificado, pois visa atribuir coordenadas vinculadas a um sistema cartográfico. No entanto, em regiões com bases cartográficas precárias e com poucos pontos de controle no terreno, como ocorre nas regiões recobertas por gelo, esse procedimento torna-se complexo.

A seleção de pontos de controle em áreas glaciadas deve-se restringir somente aos locais livres de gelo, na medida em que a superfície glacial é dinâmica. Dessa forma, feições como as linhas de fendas, ou pequenas elevações decorrentes de irregularidades no substrato, não podem ser utilizadas como pontos de controle para o georreferenciamento, apesar de muitas vezes estas feições ocorrerem aparentemente nos mesmos locais em imagens com datas diferentes.

As áreas livres de gelo também devem ser tomadas com critérios, pois grande parte dessas se encontra junto à linha de costa. O uso de pontas proeminentes no oceano, como pequenas penínsulas, podem ter sua extremidade variável em função da variação da maré. As áreas de contato rocha/gelo/oceano estão sujeitas, ainda, as variações da extensão do gelo.

Como o mosaico elaborado através do GIA (imagem de 1989) se encontrava na projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), a imagem LANDSAT de 2001 foi georreferenciada (co-registrada) usando esse mesmo sistema cartográfico. Com todas essas limitações, foi possível capturar 27 (vinte e sete) pontos de controle para realizar o georreferenciamento desta imagem. Na seqüência, as duas imagens foram reprojatadas do sistema UTM para a projeção Cônica Conforme de Lambert.

4.3.3 – Modelo numérico do terreno (MNT)

A elaboração de um modelo numérico do terreno constitui-se numa ferramenta importante na delimitação das bacias glaciais, pois em decorrência da homogeneidade da resposta radiométrica em alguns setores da ilha, como nos divisores de geleiras localizadas em áreas de pouca declividade, torna-se difícil diferenciar os limites somente a partir das imagens de satélite. Nesse caso, a integração de dados altimétricos com imagens de satélite

permite a geração de modelos de visualização tridimensional (3D), auxiliando na solução de algumas incertezas em relação à delimitação das bacias glaciais.

Os dados utilizados foram as curvas altimétricas da ADD, com intervalo de 250 metros. Apesar da precariedade de informações, pois essa equidistância é muito grande, a interpolação dos mesmos através da rede triangular irregular (*TIN- triangular irregular network*), permitiu determinar com mais precisão o limite de algumas geleiras. Os mapas hipsométrico e de declividade (seção 2.3.2.1) também foram elaborados a partir destes dados e auxiliaram na interpretação das características morfológicas das bacias glaciais, das linhas de fluxo do gelo e na identificação de feições glaciais como zonas de fendas.

4.3.4 – Imagens de satélite

A imagem satelital de 2001 foi utilizada para a elaboração de alguns mapas temáticos (classes espectrais, temperatura superficial), e para a extração dos principais padrões que ocorrem na ilha. Segundo Gonzalez e Woods (1992), o reconhecimento automático ou digital de padrões, requer o uso de algoritmos que tenham habilidade para extraírem informações pertinentes e estejam capacitados a fazer generalizações a partir de exemplos e inferências baseadas em informações incompletas. No caso de uma imagem de satélite, isso significa que o algoritmo será capaz de reconhecer todos os píxeis e associá-los estatisticamente a uma classe temática, previamente definida através da seleção de amostras de treinamento. Cada píxel será associado para a classe temática com a qual ele terá maior semelhança e, portanto, maior probabilidade dele pertencer.

No presente trabalho, foi utilizado o classificador de máxima verossimilhança gaussiana, com probabilidades iguais de ocorrência para as cinco classes diferenciadas água (oceano), rochas, sombras (áreas sombreadas em função do relevo), gelo exposto e neve para auxiliar na interpretação morfológica das geleiras e para elaborar o mapa de temperatura superficial. A classe “sombras”, de difícil caracterização, foi considerada no mapeamento como área de gelo, na medida em que esta classe predomina na superfície e esse sombreamento ocorre por razões topográficas, decorrentes da hora de passagem do satélite e pelo ângulo solar, fazendo com que as áreas de sombra se localizem nas vertentes com alta declividade no sul e oeste.

O valor de temperatura gerado pela emitância do alvo corresponde à temperatura de corpo negro. É necessário fazer a correção pelo fator da emissividade do respectivo alvo, para se obter a temperatura real deste. O tipo de alvo foi determinado pela classificação dos padrões da imagem.

A emissividade de um alvo é fator predominantemente determinado por sua temperatura, contudo esta pode variar em diferentes faixas espectrais do infravermelho termal e depende também de condições como o tipo de material da superfície, compactação e rugosidade, dentre outros (Lillesand e Kiefer, 1994). No caso específico da neve e gelo, o tamanho do cristal de gelo é o fator que mais influencia (Hall e Martinec, 1985)

Os fatores de emissividade utilizados para cada um dos alvos estão listados na tabela 4.1 e correspondem aos valores médios na faixa entre 8 e 14 μm (Lillesand e Kiefer, 1994).

Tabela 4.1 – Emissividade dos alvos mapeados a partir da imagem LANDSAT

ALVO – TIPO DE SUPERFÍCIE	FATOR DE EMISSIVIDADE
Água (Oceanos)	0,98
Rochas	0,92
Áreas sombreadas	0,97
Gelo Exposto	0,97
Neve	0,99

Poucos estudos na área da glaciologia reportam o uso da banda termal do LANDSAT. Provavelmente, isso decorre do fato dos sensores termais como aqueles a bordo do LANDSAT, não terem a melhor calibração nessa faixa de temperatura e pela alta interferência (ruído) da atmosfera.

A elaboração de diferentes composições coloridas e o processamento no espaço de cores como a transformação de RGB-HLS¹³, incorporando a banda 8 do LANDSAT (pancromática) constituíram a principal base para a delimitação das bacias glaciais e a interpretação de suas características morfológicas.

Os processamentos de uma imagem, no qual são utilizadas resoluções espacialmente diferentes, requer a reamostragem dos píxeis (divisão) a fim de tornar as bandas comparáveis. No caso do processamento para elaboração da temperatura superficial do alvo, foi necessário reamostrar a banda termal de 60 para 30 metros. No processamento das bandas multiespectrais no espaço de cores, o pixel foi reamostrado de 30 para 15 metros.

¹³ Transformação no espaço de cores, convertendo as bandas normais RGB (Vermelho, Verde, Azul) para o espaço HLS (Matiz, Intensidade, Saturação). Na reconversão das cores, é substituída, a imagem de intensidade pela banda pancromática, aumentando o detalhamento para interpretação visual em decorrência do aumento da resolução espacial dessa banda.

A comparação da extensão frontal das geleiras a partir das duas imagens satelitais fundamentou a elaboração do mapa da dinâmica da geleira, em termos de sua variação frontal. A diferença na extensão do gelo entre 1989 e 2001 indica a variação na extensão areal e longitudinal ocorrida no período.

4.3.5 – SIG e servidor de mapas

A recente explosão da informática e o surgimento da *Internet* vêm mudando as relações de acesso e de divulgação das informações nas diversas áreas do conhecimento. É portanto, um meio eficiente de divulgação dos resultados das pesquisas no âmbito da comunidade científica. Analisando as especificidades da pesquisa antártica, o caráter espacial dos dados analisados, e a necessidade do domínio de uma grande gama de conceitos sobre sensoriamento remoto e SIG para fazer uso dessas informações, é compreensível a dificuldade de grande parte da comunidade acadêmica no domínio desse tipo de tecnologia.

Pensando em proporcionar maior agilidade no acesso à informação e de forma mais interativa e diretiva, foi implementado um sistema de geração de mapas e acesso ao banco de dados da ilha Brabant através da *Internet*. Em uma estação de trabalho (*workstation*) Dell Precision 350[®], com sistema operacional Windows XP Professional SP 2[®], foram instalados os programas *Apache HTTP Server*[®] e *Mapserver*[®]. O *apache HTTP Server* é um programa que permite e gerencia o acesso seguro ao computador, enquanto que o *mapserver* é responsável pela geração interativa dos mapas conforme é solicitado pelo usuário da *Internet*, que pode utilizar qualquer navegador para fazer sua consulta de maneira simplificada, não tendo necessidade da instalação de programas adicionais ou do domínio de conceitos avançados sobre as temáticas abordadas.

O servidor de mapas da ilha Brabant pode ser acessado preliminarmente no seguinte endereço eletrônico: <http://143.54.108.11/brabant>, ou poderá ser instalado em um computador PC (ver Anexo 4).

O uso das ferramentas de SIG foi de grande importância nesse trabalho, permitindo a realização das análises de caráter espacial, como a comparação da extensão frontal da geleiras, a relação entre a morfologia glacial e a estrutura geológica (linhas de falhas), armazenamento de informações através do banco de dados espacial, a caracterização morfológica das bacias glaciais e a visualização e geração de mapas temáticos.

Todas as informações geradas através dos dados de sensoriamento remoto ou os resultados derivados através de SIG foram integrados em uma única base de dados,

acessada diretamente pelo servidor de mapas. Essa integração torna mais ágil e eficiente a análise computacional, a atualização ou o acréscimo de novas informações.

4.4 – Classificação morfológica das geleiras

A primeira sistematização para a classificação de geleiras foi elaborada pela *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (UNESCO) em 1970 como uma contribuição para a Década Internacional de Hidrologia. O objetivo era prover uma metodologia que pudesse caracterizar vários aspectos de uma geleira de forma rápida e precisa, elaborando um banco de dados padronizado em formato digital para as observações glaciais do planeta (Rau *et al.*, 2004).

Essa sistemática foi adotada pelo *World Glacier Monitoring Service* (WGMS) com algumas adaptações e aplicado para mais de 67.000 geleiras do planeta, a maioria geleiras não flutuantes. Os relevantes dados levantados foram compilados no *World Glacier Inventory* (WGI), arquivado no *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) (Rau *et al.*, 2004).

Essa metodologia está baseada em oito parâmetros que descrevem as geleiras em termos dos aspectos morfológicos e também avaliam sua dinâmica em termos de retração ou avanço das frentes das geleiras e a presença de morainas (atuais e pretéritas). Os oito parâmetros analisados são: Classificação primária, forma, característica frontal, característica longitudinal, origem da massa glacial, dinâmica atual e tipo de moraina. O parâmetro tipo de moraina é analisado sob duas perspectivas: as morainas atuais (em contato com a geleira) e pretéritas (morainas a jusante do limite frontal da geleira).

O manual de classificação morfológica elaborado pelo Centro Regional do GLIMS para a península Antártica, estabelecido no *Institut für Physische Geographie* (IPG) na *Albert-Ludwigs-Universität Freiburg*, foi baseado na sistemática do WGMS. Contudo, incorpora as novas técnicas, especialmente de sensoriamento remoto, o que possibilita a análise de grandes áreas cobertas por gelo, diminuindo o tempo de estudo e a necessidade e a logística de trabalhos de campo. O GLIMS é uma iniciativa do *United State Geologic Survey* (USGS) e congrega diversas instituições em vários países.

Algumas classes foram adaptadas ou modificadas e um novo parâmetro foi criado: cobertura superficial da massa glacial. Esse critério de caráter espacial só poderia ser analisado concretamente com o uso de informações de sensoriamento remoto.

As tabelas do Anexo 5 (5.1 até 5.8) detalham os parâmetros conforme foi estruturado pelo IPG, descrevendo as classes e as características de cada feição, atribuindo

um código para cada feição morfológica. Cada geleira é identificada por um código que é função da latitude e longitude de um ponto central da geleira. O código é gerado em graus com três casas decimais, começando pela longitude com início no meridiano de Greenwich no sentido leste e seguido pela latitude, a qual deverá ser acrescentado o hemisfério. Para exemplificar, tomamos a geleira Rush, cujo ponto identificador está localizado na longitude 62°32'38.4" Oeste e latitude 64°22'48" Sul. O código identificador desta geleira é: G297456E64380S

A classificação primária geomorfológica é sistematizada em dez critérios e aborda a característica mais definida de uma geleira, podendo ser desde um manto de gelo até um pequeno campo de neve. Essa unidade de distinção morfológica visa facilitar a identificação primordial de qualquer geleira no planeta (veja Anexo 5.1)

Analisar a forma de uma geleira significa obter um esboço da estrutura, desde a área de acumulação até a frente da geleira. Para determinar a forma com mais precisão, é recomendável ter um MNT detalhado da área, produto que na Antártica raramente é possível. Dessa maneira, a delimitação e interpretação do contexto da bacia devem ser feitos visualmente através da interpretação da imagem. As formas que uma bacia glacial pode apresentar e a característica primordial de cada tipo de geleira é apresentada no Anexo 5.2.

A característica frontal descreve o término da geleira, não considerando sua atividade erosiva ou sedimentar. Esse tópico foi bastante modificado em relação ao propósito inicial do WGMS, para permitir um maior detalhamento e abranger os vários aspectos das frentes das geleiras. Outras questões como a condição do gelo na base da geleira deverão ser acrescentados futuramente nesse tópico e já estão previstos na proposição de Rau *et al.* (2004). A análise da base da geleira será constituída de três categorias: geleira terrestre, apoiada ou flutuante. Uma geleira terrestre caracteriza-se por ter toda sua extensão frontal assentada sobre substrato rochoso e sem contato com o mar ou lago. A geleira apoiada apresenta a maior parte da base frontal assentada em terra, contudo alguns setores podem estar em contato com o mar ou lago, sofrendo a ação destes. As geleiras flutuantes apresentam a base frontal, ou parte desta, flutuante e ancorada no litoral ou em margens laterais. A proposta para o GLIMS abrange doze categorias, conforme é descrito na tabela do Anexo 5.3.

A característica longitudinal descreve o perfil superficial ao longo da geleira. Para sua melhor determinação, é igualmente recomendável o uso de dados topográficos. As imagens de satélite oferecem bom detalhamento, porque aspectos decorrentes de

características longitudinais, como a ocorrência de fendas e mudanças na declividade, aparece nas imagens de sensoriamento remoto através da alteração no albedo nas diferentes bandas espectrais (ver Anexo 5.4).

A origem da massa glacial refere-se aos meios pelos quais é constituída e formada uma geleira. Nem sempre é possível determinar exatamente por quais meios uma geleira adquire a massa, principalmente em geleiras de altitude, onde a acumulação pode ser através da precipitação de neve, da infiltração de água e seu recongelamento ou através de avalanches oriundas dos topos das montanhas (ver Anexo 5.5).

A análise da dinâmica da geleira refere-se unicamente a variação frontal na extensão da geleira, não envolvendo o balanço de massa. Uma geleira em processo de avanço tem necessariamente, transferência de massa da área de acumulação e responde em função da variação positiva no balanço de massa. Já o recuo frontal pode ser pelo balanço de massa negativo ou o derretimento e destruição da parte frontal (só age na área de ablação).

A sistematização da dinâmica frontal de uma geleira e sua interpretação requerem cuidados em decorrência de incertezas e da possibilidade de erros em função da resolução espacial das imagens, erros de georreferenciamento e precisão cartográfica. Dessa forma, a dinâmica frontal deve considerar as dimensões da geleira, para manter uma representação de escala para a magnitude da mudança na extensão. Na proposta do WGMS, a análise da dinâmica frontal era subjetiva (ver Anexo 5.6).

O tipo de moraina caracteriza a atividade sedimentar da geleira. Na proposta do IPG, as morainas são diferenciadas em duas categorias: A primeira analisa a dinâmica sedimentar atual, ou seja, a moraina que está em contato com a geleira. A segunda categoria analisa os depósitos glaciais pretéritos, afastados dos limites atuais das geleiras. Para as duas categorias, as classes morfológicas e a caracterização são as mesmas. Em muitos casos, é difícil distinguir o tipo de moraina predominante responsável pela atividade sedimentar de determinada geleira. Não menos comum é a associação na atividade sedimentar de diferentes tipos de morainas. Por exemplo, o avanço de uma geleira gera uma moraina de empurrão, ao mesmo tempo em que esta carrega sedimentos e que são depositados frontalmente, gerando uma combinação dos dois tipos de moraina (ver Anexo 5.7).

A cobertura superficial de uma geleira é especialmente importante para trabalhos que utilizem dados de sensoriamento remoto, tanto de sensores ativos como óticos, pois a presença de material sedimentar altera o albedo ou a resposta do sinal no caso do radar. A

presença de material sedimentar também interfere no fluxo e balanço de massa das geleiras, na medida em que cria um efeito isolante em relação à atmosfera quando a cobertura é significativamente espessa. Paterson (1994) usou quatro classes para estimar o albedo e a cobertura superficial de uma geleira, conforme está listado na tabela do Anexo 5.8.

Capítulo 5

LEVANTAMENTO DO CAMPO DE GELO DA ILHA BRABANT

A vida é curta e a informação infinita ... Abreviações são um mal necessário e a tarefa do abreviador é fazer o melhor que, embora intrinsecamente ruim, seja ainda melhor que nada.

Aldous Huxley

5.1 – Introdução

O presente capítulo apresenta os resultados desta dissertação, discutindo a delimitação das bacias de drenagem, o monitoramento das variações frontais das geleiras no período 1989-2001 e a morfologia glacial da ilha.

Aspectos como a delimitação das bacias de drenagem, a variação da temperatura superficial do gelo, a classificação temática a partir dos padrões espectrais e a determinação da altitude da linha de neve são apresentados, fundamentando as análises relativas a morfologia glacial. A forma das bacias glaciais é analisada, enfocando os principais agentes estruturais que controlam a dinâmica do gelo.

5.2 – Características gerais da cobertura de gelo da ilha Brabant

A área total da ilha Brabant é de 916 km² (calculada utilizando a projeção cônica conforme de Lambert). As áreas cobertas por gelo e neve totalizam quase 903 km², o que corresponde a 98,5%. As áreas livres de gelo (13,5 km²) correspondem a 1,5% da área da ilha e se concentram principalmente ao longo da linha de costa, como na ponta Minot, junto a *baía Príncipe Williams*¹⁴ (baía Dallmann). Os demais afloramentos espalhados pela ilha são proeminências rochosas (*nunataks*) e locais de grande declividade, que não oferecem condições para o acúmulo da neve precipitada.

¹⁴ Nomenclatura informal para esta baía (enseada) no interior da Baía Dallmann.

As bacias de drenagem são fortemente determinadas pela topografia subglacial. A grande altitude da ilha, especialmente no setor central determina, a geometria das bacias e o fluxo do gelo. Além da questão da topografia, outros aspectos ambientais como a circulação oceânica e a dinâmica meteorológica, diferenciados nos lados leste e oeste da ilha, fazem com que algumas características morfológicas das geleiras localizadas nos dois lados da ilha sejam diferentes, como por exemplo, a altitude da linha de neve, que será analisada na seção 5.4.4.

O aporte de massa glacial nas geleiras ocorre pela precipitação da neve, e a intensidade é fortemente controlada pelo fator da altitude (Turner *et al.*, 2002). A Brabant apresenta 27% da sua área com altitude superior a 1.000 metros e todas as grandes bacias de drenagem, e também as bacias menores do lado oeste, estão acima dessa linha isométrica. Portanto, a ilha recebe grande volume de precipitação e que associada com as características de declividade e as extensas áreas de várias bacias (acima de 40 km²), fazem com que o fluxo do gelo seja rápido e com grande capacidade de transporte de sedimentos.

Essa intensidade de fluxo pode ocasionar expressiva variação na extensão frontal da geleira de um ano para outro, dependendo também da variação de outros parâmetros ambientais como temperatura atmosférica, gelo marinho e outros.

5.3 – Delimitação das bacias de drenagem

A delimitação das bacias glaciais constitui-se numa etapa importante para monitorar a variabilidade da extensão das geleiras e analisar o balanço de massa. Baseado na interpretação das características de padrão e textura das imagens satelitais, concomitante com os aspectos de topografia e declividade e o uso dos recursos de visualização tridimensional acoplando as imagens com a topografia (ver Anexo 4) foram delimitadas 76 (setenta e seis) bacias glaciais, apresentadas na figura 5.1.

Para cada geleira foi gerado um código identificador conforme especificado na metodologia, que consta no Anexo 3. Neste mapa (figura 5.1), para facilitar a identificação, visualização e análise, utilizamos a nomenclatura da geleira e quando esta não apresenta denominação, adotamos um identificador numérico, iniciando na geleira do extremo norte da ilha e seguindo no sentido horário.

As setenta e seis bacias glaciais detectadas na ilha apresentam aspectos geométricos e morfológicos variados, contudo, fortemente definidas pelo controle estrutural. O tamanho das bacias glaciais é muito variado. Nos setores norte e leste da ilha predominam bacias de tamanho médio e grande, todas elas maiores que 15 km², várias ultrapassando 50 km².

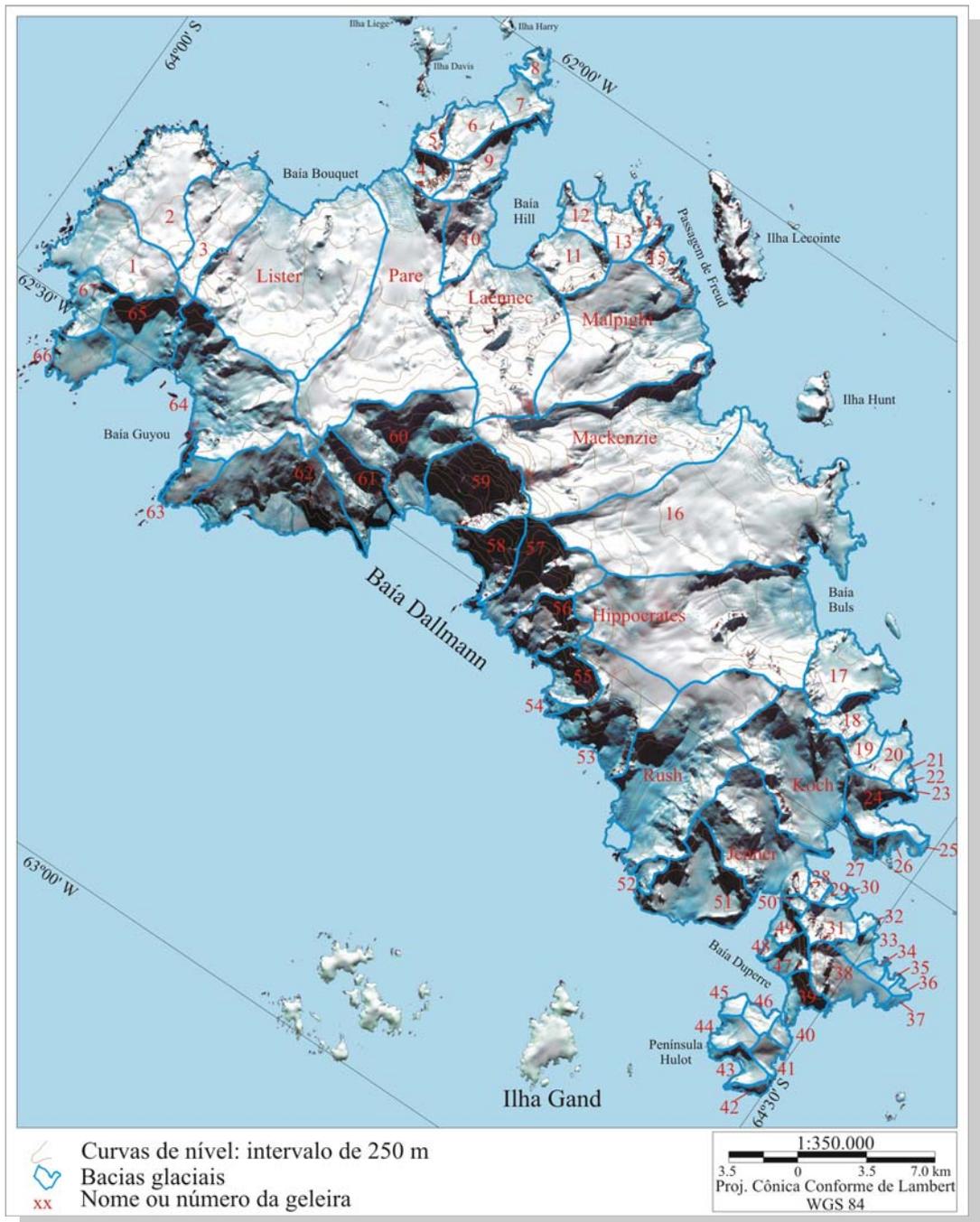


Figura 5.1 - Delimitação e nomenclatura das bacias glaciais da ilha Brabant.

Bacias menores, entre 2 a 8 km², também são encontradas nesses setores da ilha junto ao monte Morgagni (que atua como um divisor glacial drenando para o norte e para a baía Hill). No entorno da ponta Mitchell, ocorre o mesmo padrão de bacias glaciais fluindo para a baía Hill e para a passagem de Freud.

No extremo sul da ilha temos o predomínio de bacias pequenas, definidas pelos aspectos topográficos. As maiores geleiras nessa área são a Koch, Jenner e Rush. O setor

oeste é variável e destaca-se pela alta declividade nas cabeceiras das bacias. Nesse setor ocorrem geleiras de vale e também de anfiteatro.

A maior bacia da ilha é a 16 (que aqui denominamos como geleira da ponta Pinel) com área de 71,8 km² e extensão longitudinal de quase 16 km. O formato da bacia é divergente com largura de 3 a 5 km no setor superior e médio e na sua parte terminal, a largura é superior a 8 km.

Os divisores das bacias são definidos topograficamente por dois eixos centrais. No setor norte até o monte Parry, a linha de cimeira tem sentido praticamente norte-sul, drenando o gelo para leste e oeste. Do monte Parry até o divisor norte da geleira Rush, o alinhamento é no sentido nordeste-sudoeste, drenando para o sudeste, onde são encontradas grandes bacias e, para noroeste, onde são encontradas bacias menores e de intenso controle topográfico.

O divisor sul da Rush determina um alinhamento leste-oeste, separando esta bacia das geleiras Koch, Jenner e 51, que drenam para o sul. Na extremidade sul da ilha, as bacias localizadas nas penínsulas não apresentam um alinhamento representativo, sendo o controle das mesmas definido por características locais do terreno.

O sentido de alinhamento das bacias é definido geologicamente e esse controle ocorre em quase todas as ilhas no entorno da Antártica. Um padrão de alinhamento similar também foi constatado nas ilhas Rei George e Nelson, Shetlands do Sul, orientados no sentido sudoeste-nordeste (Simões *et al.*, 1999; Ahlert, 2002).

5.4 – Morfologia da ilha Brabant

A morfologia da ilha foi analisada sobre ópticas diferentes. Inicialmente, sob o enfoque do embasamento estrutural, determinado pela configuração topográfica que delimita as bacias glaciais. Num segundo momento foram analisados os aspectos glaciais como a temperatura superficial do campo de gelo, as classes temáticas obtidas a partir do reconhecimento dos padrões de cobertura superficial, diferenciando as áreas de rocha, gelo e neve e, a delimitação da linha de neve.

5.4.1 – Controle estrutural das bacias

A análise morfológica das bacias indica forte controle estrutural na configuração espacial dessas e no fluxo de gelo, que é intrinsecamente determinado pelos aspectos topográficos estruturados pelos eventos geológicos que ocorreram na ilha. A figura 5.2

A brusca ruptura topográfica no divisor entre as geleiras Malpighi e Mackenzie (seta A da figura 5.2) é determinada por uma falha geológica que se estende por mais de oito quilômetros. A geleira Hippocrates se encontra encaixada num vale cujas laterais, na sua parte terminal, são definidas por linhas de falhamento. A geleira Rush, apesar de não ter nenhuma falha mapeada ou inferida por Alarcon *et al.* (1976), esta encaixada numa vale que tem uma ruptura topográfica no setor central da bacia. Uma investigação geológica mais aprofundada, possivelmente indicaria a existência de linhas de falhamento, responsáveis pelo padrão de drenagem da ilha. No extremo oeste da ilha, todas as bacias tem falhas mapeadas ou inferidas a partir da própria imagem de satélite.

A constatação de que existe um amplo controle estrutural na delimitação das geleiras e no padrão de fluxo glacial, e o afloramento de partes da topografia subglacial, definem morfologicamente esta ilha como um **campo de gelo**.

5.4.2 – Temperatura superficial do campo de gelo.

A banda termal do LANDSAT foi utilizada para determinar a temperatura superficial da cobertura de neve da ilha, sendo um dos parâmetros para a caracterização do campo de gelo da Brabant.

A determinação da temperatura superficial através de sensoriamento remoto é um processo complexo dado a diversidade de fatores controladores, desde o tipo de superfície, a interferência atmosférica e a própria resolução do sensor a bordo, que no caso do LANDSAT é de 0,5 °C (Hall e Martinec, 1985; NASA, 2005).

Em áreas glaciadas e, com características climáticas como as da península Antártica onde grande parte das geleiras se encontram próximas ao ponto de fusão sob pressão, outros fatores aumentam a dificuldade da interpretação da banda termal. Dentre elas, está o fato de que nas áreas de ablação, a emitância na faixa do termal é controlada pela temperatura d'água na superfície do gelo (próximo de 0 °C), independente da altitude. O processo de recongelamento d'água num pacote de neve saturada libera calor latente e essa energia sendo capturada pelo sensor, “falsifica” a realidade que é constatada no campo. Somente em zonas de neve seca, não encontrada na Brabant, a temperatura obtida remotamente é representativa (Simões, comunicação oral).

Portanto, o perfil térmico superficial da ilha apresentado na figura 5.3 deverá ser ponderado pelos aspectos mencionados e a aplicação dos resultados obtidos para a análise será somente de forma comparativa entre geleiras localizadas em condições ambientais diferentes.

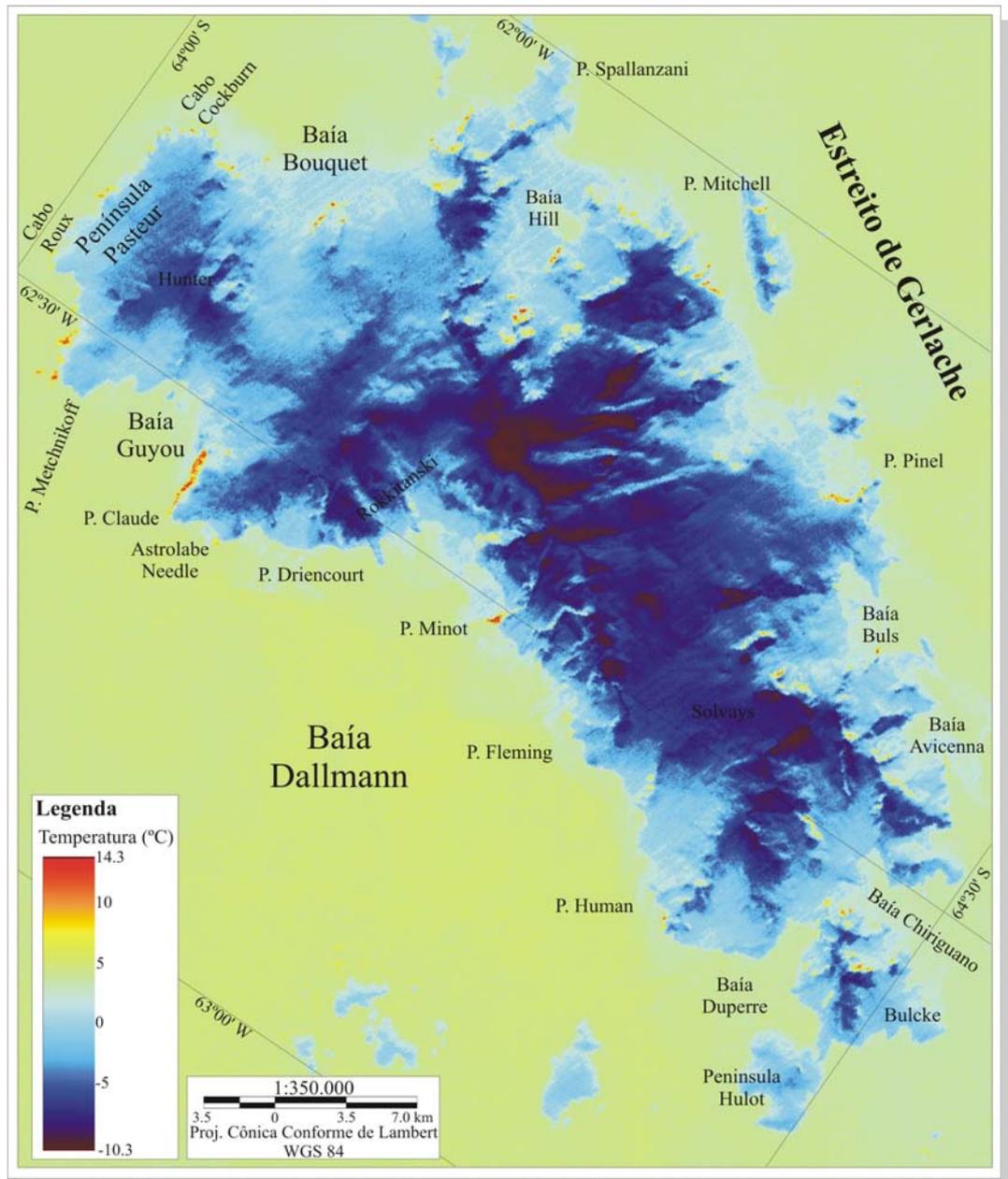


Figura 5.3 - Temperatura superficial da ilha Brabant obtida a partir da banda termal do satélite LANDSAT 7. Data da imagem: 21 de fevereiro de 2001.

As temperaturas mais elevadas ocorrem nas áreas livres de gelo (rochas), onde chega a ultrapassar os 14 °C. O albedo desses alvos é menor, ou seja, absorvem mais energia solar e conseqüentemente são mais quentes. As águas oceânicas também apresentam temperaturas positivas, ao redor de 3 °C.

As áreas de gelo e neve estão em torno de 0 °C nas altitudes menores, decaindo progressivamente até atingir -10 °C nas partes mais altas da ilha, acima de 2.000 metros de altura. As temperaturas próximas a 0 °C na linha de costa possivelmente decorre da presença de um pacote de *firn* saturado com água de derretimento, processo que ocorre

durante o verão quando a temperatura atmosférica média é positiva, conforme foi visto na seção 2.3.5.

A taxa de variação da temperatura pelo fator da altitude na Brabant, constatado por Furse (1986) é de 1 °C a cada 150 metros. Conforme pode ser visto na figura 5.3, a variação na temperatura na ilha é controlada de forma mais intensa pela orientação da vertente do que pela altitude, apesar desta também ocorrer. As áreas da ilha orientadas para o sul apresentam temperaturas significativamente menores que vertentes com orientação norte na mesma altitude. Pelo fato das vertentes orientadas para o sul receberem menos energia solar, o derretimento superficial é menor e, portanto a ausência da água na superfície permite obter, através das técnicas remotas, um valor de temperatura mais próximo da realidade de campo.

5.4.3 – Classificação temática

A classificação temática ou o reconhecimento dos padrões da imagem auxilia na determinação de aspectos superficiais das geleiras, como a presença de sedimentos e a diferenciação das áreas de gelo, neve e os afloramentos rochosos. Os sete padrões reconhecidos na imagem correspondem as seguintes classes: gelo/*firn*, neve, sombra, grunhões no mar, rochedos, plumas sedimentares e a água do oceano. O mapa temático é apresentado na figura 5.4.

As áreas de gelo exposto e *firn* apresentam muitas fendas, que em vários setores alcançam grande extensão e largura. Nas partes mais altas e planas da ilha ocorrem as áreas com predomínio da cobertura de neve ou eventualmente em função da orientação da vertente, até pode haver a presença de gelo na superfície, não diferenciável pela alta reflectância registrada nesses setores.

As áreas sombreadas que ocorrem nas vertentes com orientação para sul e oeste foram classificadas diferenciadamente, contudo consideradas como áreas com predomínio da ocorrência de gelo. Essa inferência foi baseada no fato de que nas mesmas faixas altimétricas nos outros setores da ilha e pela declividade desses locais, teríamos amplo predomínio de gelo. As áreas de sombra ocorrem pela ausência da radiação solar, e conseqüentemente não é obtida a resposta espectral representativa do tipo de superfície.

A área coberta por gelo e neve determinada através desse procedimento corresponde a 98,5% e, por conseqüência as áreas livres de gelo, correspondem a 1,5% da área da Brabant.

As áreas livres de gelo se restringem aos setores da linha de costa, de grande declividade e, no afloramento de proeminências topográficas (*nunataks*) em diversos locais da ilha. A maior parte dos afloramentos rochosos ocorre na baía Guyou e no norte da Brabant.

5.4.4 – Altura da linha de neve

A determinação da altura da linha de neve é um procedimento usual na glaciologia e serve de parâmetro para determinar a área de ablação e as condições de balanço de massa das geleiras. Essa determinação, conforme realizada por Simões *et al.* (1998), Ahlert *et al.* (2002) e Beck *et al.* (2003), respectivamente para as ilhas Rei George, Nelson e Joinville (figura 1.1), está baseada na combinação de bandas espectrais do visível e do infravermelho próximo. Sobre essas, é feita a interpretação visual e determinada a altura da linha de neve com o apoio de dados topográficos. Essa técnica está sujeita a distorções ocasionadas, por exemplo, por nevascas fortes durante algumas horas antes da passagem do satélite ou mesmo o transporte da neve pelo vento para locais de altitude menor, abaixo da real altura da linha de neve.

A grande variabilidade topográfica do campo de gelo da ilha Brabant ocasiona alteração na resposta radiométrica dos alvos glaciais. Essa variação radiométrica é determinada pela orientação das vertentes e pela topografia subglacial que reflete superficialmente na rugosidade da geleira. Portanto, variações na intensidade da resposta radiométrica não são definidas unicamente pelo tipo de superfície do local (neve, *firn* ou gelo), mas tem forte influência do relevo. As variações na orientação das vertentes e a ocorrência de fendas alteram o albedo. Diante dessas características, a delimitação da linha de neve num campo de gelo é mais complexa e a tolerância que precisa ser dada a essa delimitação deve ser maior, em comparação com as calotas de gelo, onde a influência da topografia é menor.

Além disso, a altitude da linha de neve é variável sazonalmente pela alteração das condições meteorológicas, o que a torna transiente. A variação da altura da linha de neve ao longo de vários anos pode ser um indicativo de mudanças no balanço de massa ou mesmo no quadro climático local.

Baseada na mesma metodologia de interpretação de imagens de satélite utilizada pelos autores acima, determinamos a linha de neve da ilha Brabant a partir da imagem de 2001. A imagem de 1989, por ter menos bandas espectrais e já estar realçada, não permitiu a determinação da linha de neve de forma confiável. Nos poucos setores da ilha onde é

possível uma diferenciação radiométrica entre neve e gelo, não foi constatado nenhuma alteração significativa no comparativo com 2001. A figura 5.5 apresenta a delimitação da altura da linha de neve. Em alguns setores, como nas áreas sombreadas no lado oeste e nas áreas com grande ocorrência de fendas, a delimitação não foi possível.



Figura 5.5 – Determinação da altura da linha de neve da ilha Brabant.

A altitude da linha de neve é variável na ilha, entre geleiras vizinhas ou mesmo em partes da mesma bacia glacial. No lado leste, a altura média é 250 m, podendo, no entanto, alcançar mais de 750 m. A delimitação é mais restrita no lado oeste devido a própria

topografia que gera as áreas sombreadas, contudo é representativa. A altitude da linha de neve supera a isolinha de 1.250 metros na maior parte desse setor. Os fatores responsáveis por essas diferenças são possivelmente climáticos e morfológicos. O lado leste está abrigado da ação direta das massas de ar oriundas de Bellingshausen e permite uma maior acumulação. Em termos morfológicos, a declividade é maior no lado oeste e com maior registro de fendas.

A irregularidade topográfica torna o fluxo glacial caótico e proporciona o afloramento superficial do gelo, mesmo que a baixa temperatura atmosférica nessas áreas mais elevadas permita a existência da neve.

No extremo norte da ilha, entre o oeste e o leste, percebe-se a importância do controle estrutural e morfológico na altitude da linha de neve. Esse setor é caracterizado morfológicamente como um campo de gelo (conforme seção 5.4.5.1) e a influência da topografia sub-glacial é menor nessa área, em geral a linha de neve está próxima da altitude de 500 metros, apesar de haver uma progressiva transição nas características climáticas e oceanográficas entre os dois lados. Na extremidade sul da ilha, o forte controle topográfico não permite a determinação confiável da linha de neve.

A característica das águas oceânicas é diferenciada entre a baía Dallmann (oeste) e o estreito Gerlache (leste), conforme analisado por Garcia *et al.* (2002). As águas mais frias do Gerlache afetam também a temperatura atmosférica, possivelmente é o que abaixa a linha de neve nesse lado da ilha. A declividade maior no lado oeste, conforme foi visto na seção 2.3.2.1, é um fator morfológico que inviabiliza a determinação precisa da altura da linha de neve.

5.4.5 – Morfologia das bacias glaciais

A análise da morfologia das bacias glaciais se constituirá numa abordagem mais aprofundada das características que configuram a paisagem das massas de gelo, quais são os fatores controladores preponderantes na determinação dos aspectos da cada geleira. Essa análise será baseada na metodologia discutida na seção 4.4 e que está detalhada nas tabelas do Anexo 5. Dos oito critérios propostos na metodologia para caracterizar morfológicamente uma geleira, iremos nos ater aos principais, como a classificação primária, forma, características frontais e longitudinais e a dinâmica da geleira em termos de sua extensão frontal.

Os critérios “origem da massa glacial” e “cobertura sedimentar da geleira” não serão analisados por serem iguais para todas as bacias. A origem do gelo ocorre através da

precipitação da neve e seu transporte pelo vento e a cobertura superficial de sedimentos não é observada.

O critério “tipo de moraina” (atuais ou pretéritas) não foi analisado devido às restrições inerentes as imagens de satélite, apesar da ocorrência desses depósitos em vários locais da ilha, conforme documentado por Furse (1986). Para a análise desse critério seria indispensável a realização de trabalhos de campo, não viabilizado no âmbito dessa dissertação.

As maiores bacias e os principais aspectos morfológicos são discutidos na seqüência, através de mapas e tabelas descritivas que caracterizam as geleiras. Os critérios usados na escolha das bacias analisadas foram: a orientação das vertentes, e que por conseqüência estão submetidas a diferentes condições climáticas e oceanográficas, conforme foi apresentado nas seções 2.3.3 e 2.3.5, o tamanho das bacias e, a variação dos aspectos topográficos entre bacias vizinhas (altimetria e declividade).

5.4.5.1 – Morfologia das geleiras da península Pauster

As quatro geleiras da península Pauster podem ser agrupadas pelas suas semelhanças nas características frontais e longitudinais, pois elas terminam em terra em vários pontos. As áreas em contato com o oceano podem estar ancoradas em rochedos emersos próximos a linha de costa, como por exemplo, a geleira 3, conforme ilustra a figura 5.6. Esta geleira tem a parte frontal divergente e muito fragmentada, possivelmente ancorada sobre proeminências rochosas que a mantém sustentada. Esse tipo de geleiras com desprendimento de gelo (geleira de maré) é muito suscetível a alterações ambientais porque sua parte frontal pode rapidamente desintegrar-se pela redução do período de mar congelado a sua frente ou desprendimento de um ponto de ancoragem. Geleiras desse tipo foram as que mais recuaram nas ilhas no entorno da península Antártica (Beck *et al.*, 2003).

As cabeceiras das geleiras 1, 2 e 3 alcançam altitude de 1.250 metros, enquanto que a geleira 67 (5,8 km²) tem a cabeceira a 750 metros. As geleiras 1 e 2 são campos de gelo em função do registro superficial das feições do substrato, contudo seus divisores não se encontram limitados topograficamente. As frentes dessas duas geleiras são expandidas, pois as cabeceiras têm largura menor e restrita e, a partir da metade final da mesma, a largura aumenta progressivamente. A geleira 3 encontra-se encaixada num vale com uma sub-bacia tributária localizada no norte desta, o que a configura como bacia composta.

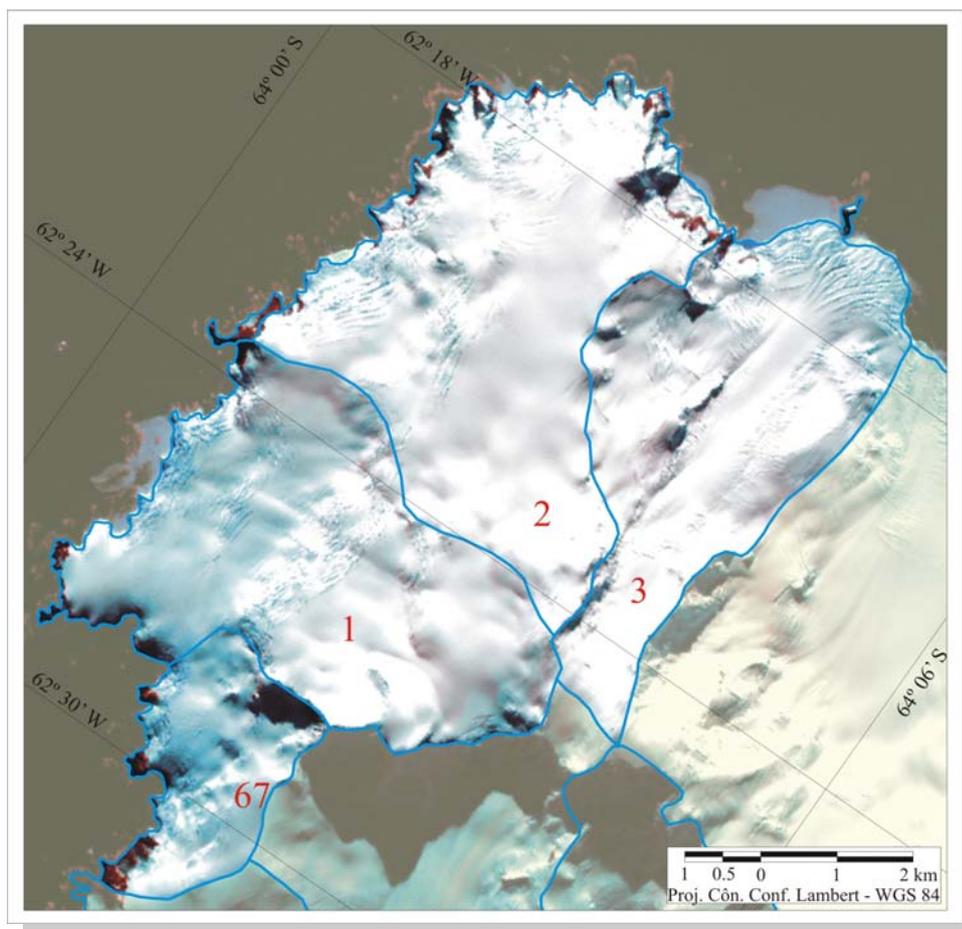


Figura 5.6 – Morfologia das geleiras da península Pauster

O volume de gelo drenado nesta sub-bacia agrega-se lateralmente ao tronco principal da geleira na sua extremidade final, onde então ocorre a difusão no fluxo pelo fim do controle topográfico e o subsequente desprendimento de gelo. Uma análise mais aprofundada *in situ* poderia indicar que esta geleira é coalescente na sua parte frontal, ou seja, duas geleiras dentro da mesma bacia apresentando fluxo paralelo, sem ocorrer a mistura da massa glacial. A tabela 5.1 apresenta a descrição morfológica dessas geleiras.

Tabela 5.1 – Classificação morfológica das geleiras da península Pauster.

Classificação	Classes		
	01 (Um)	02 (Dois)	03 (Três)
Nome da geleira	01 (Um)	02 (Dois)	03 (Três)
Código	G297575E64034S	G297657E64035S	G297668E64064S
Área (km ²)	19,4	21,8	16,3
Classificação primária	Campo de gelo	Campo de gelo	Geleira de vale
Forma	Bacia simples	Bacia simples	Bacia composta
Característica frontal	Expandida	Expandida	Desprendimento
Característica longitudinal	Cascadeada	Cascadeada	Regular
Dinâmica da língua de gelo	Estacionária	Estacionária	Estacionária

No período analisado (1989-2001), não houve alteração na extensão frontal dessas geleiras. Somente um setor de avanço é percebido numa enseada na geleira 2, onde ocorreu um avanço de 180 metros numa largura inferior a 400 metros.

5.4.5.2 – Morfologia das geleiras Lister e Pare

A Lister é uma geleira de vale, circundada por elevações topográficas recobertas por neve e gelo. Caracteriza-se como uma bacia simples, perfil longitudinal regular (poucas áreas de fendas) com mais de 8 km de extensão e tendo difusão no fluxo glacial, definindo dois ramos frontais de drenagem estruturados em decorrência de obstáculos topográficos no seu setor central. A perda de massa ocorre através do desprendimento de gelo na interface com o oceano, além do derretimento superficial pelo menos até 250 m.

O divisor norte da bacia apresenta maior influência da topografia, existe uma ruptura na extremidade da bacia e a menor altitude, encontramos um alinhamento de *nunataks*. Essas feições foram construídas provavelmente por atividade tectônica, apesar de Alarcon *et al.* (1976) não terem mapeado linhas de falhamento nesse setor.

A Pare também é uma geleira de vale, constituindo uma bacia simples que apresenta ao longo do seu perfil longitudinal de 15 km, características regulares com poucas rupturas. Algumas elevações ocorrem na parte superior da bacia, o que determina a existência de algumas zonas de fendas. O setor noroeste da bacia tem aspecto de um semi-anfiteatro, convergindo a massa glacial que recebe o acréscimo do fluxo vindo do divisor sudoeste. A largura da bacia na sua cabeceira é superior a 8 km, diminuindo para 2 km na parte terminal. Os 3,5 km finais da geleira são muito fragmentados e ela termina através do desprendimento de gelo (geleira de maré). A extensão frontal dessas duas geleiras não variou no período analisado e as características morfológicas das mesmas são apresentados na figura 5.6 e na tabela 5.2.

A altura da linha de neve nessas geleiras se encontra próximo dos 500 metros, chegando a 750 metros no setor sul da Pare, sendo essa variação controlada possivelmente pelas características morfológicas desse setor.

5.4.5.3 – Morfologia das geleiras Laennec e Malpighi

As geleiras Laennec e Malpighi são duas geleiras de vale vizinhas, drenando respectivamente para nordeste (baía Hill) e sudeste (estreito Gerlache), definidas topograficamente, conforme mostra a figura 5.7. A cabeceira da bacia Laennec tem origem

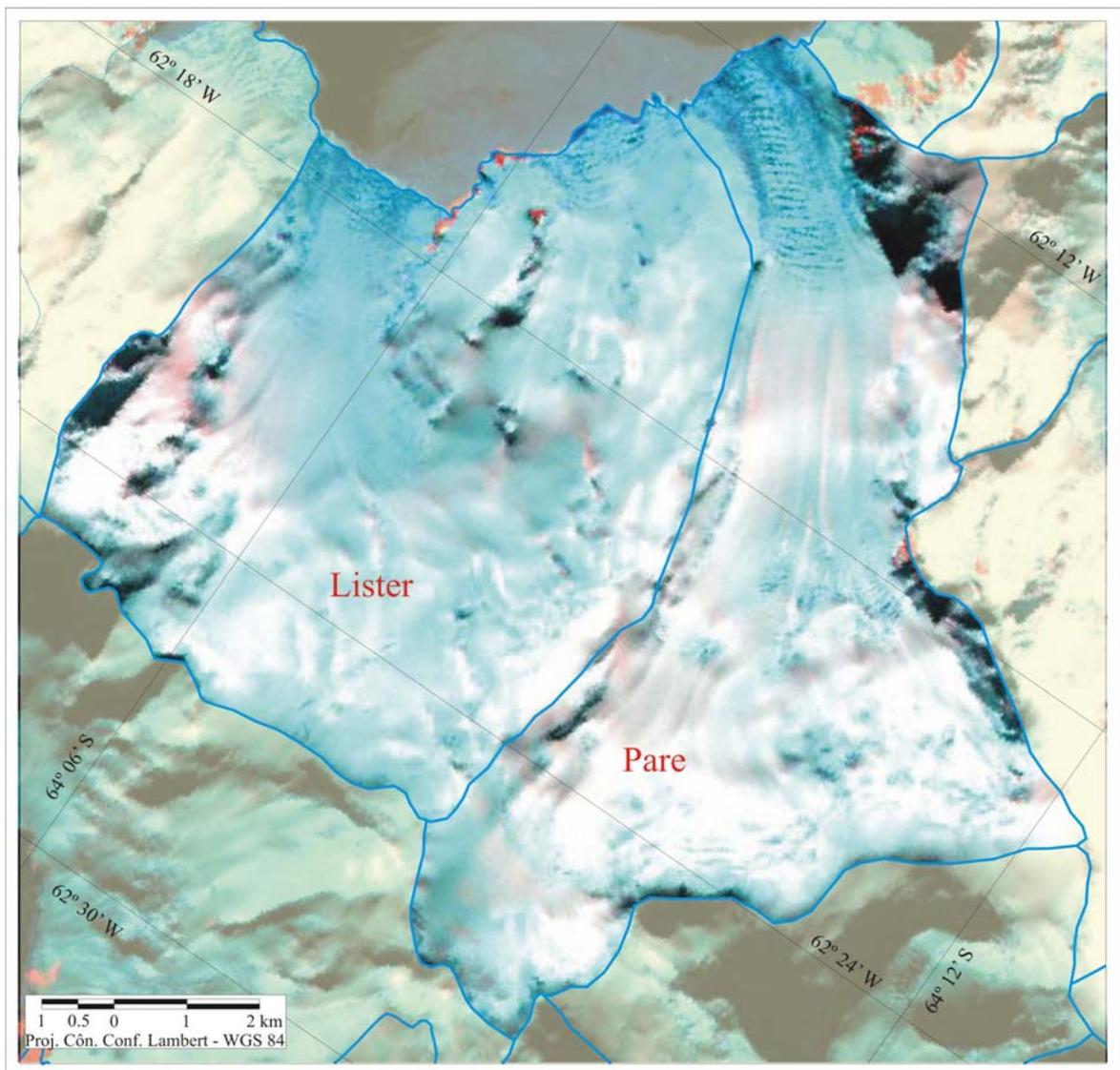


Figura 5.7 – Morfologia glacial das geleiras Lister e Pare

Tabela 5.2 – Classificação morfológica das geleiras Lister e Pare.

Classificação	Classes	
	Lister	Pare
Nome da geleira	Lister	Pare
Código	G297657E64110S	G297750E64146S
Área (km ²)	61,4	55,9
Classificação primária	Geleira de vale	Geleira de vale
Forma	Bacia simples	Bacia simples
Característica frontal	Desprendimento	Desprendimento
Característica longitudinal	Regular	Regular
Dinâmica da língua de gelo	Estacionária	Estacionária

próximo do monte Parry, com mais de 2.500 metros de altitude. A altitude na cabeceira da geleira Malpighi ultrapassa 1.500 metros.

A geleira Laennec é uma bacia simples com perfil longitudinal variável. Na cabeceira e na parte final da bacia, ela é regular, contudo o setor central superior (sudoeste)

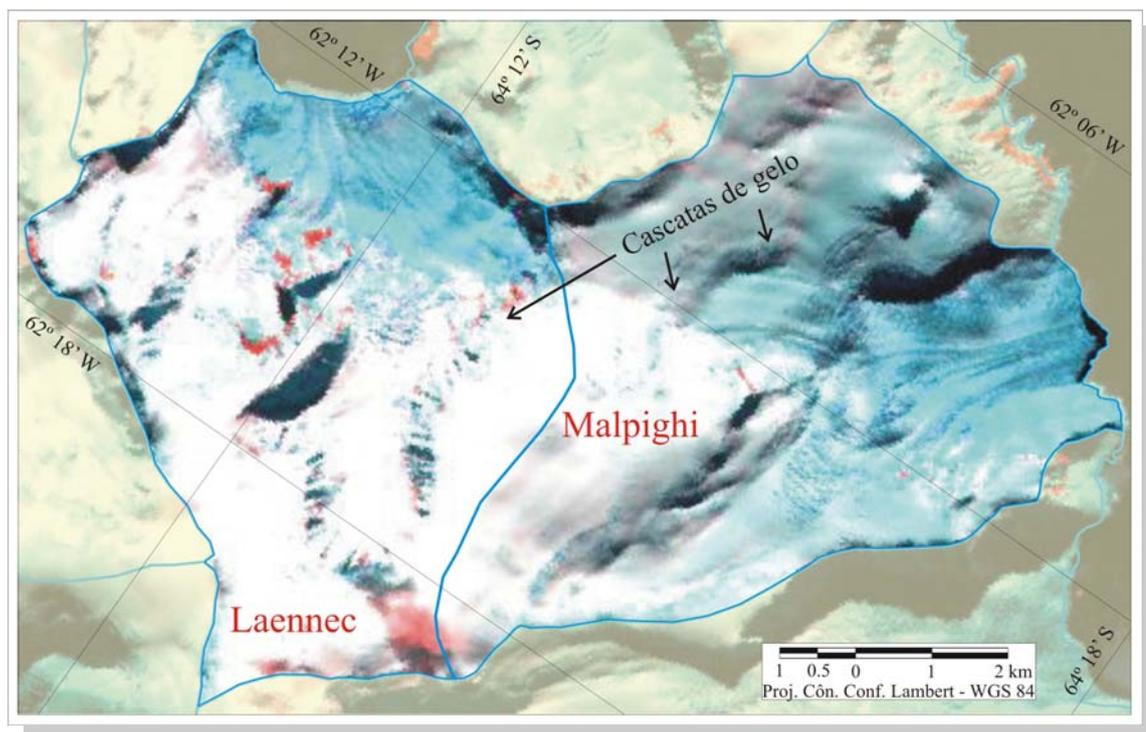


Figura 5.8 – Morfologia das geleiras Laennec e Malpighi.

tem aspecto de anfiteatro, com um semi-arco de ruptura na topografia, o que causa a interrupção do fluxo de gelo. Assim, o perfil longitudinal dessa geleira é interrompido.

Entre o divisor norte dessa bacia e as feições topográficas paralelas a este no interior, o fluxo glacial é no sentido oeste-leste. Baseado nessa configuração geométrica, esta bacia poderia ter a forma definida como composta, contudo o fato deste setor receber aporte de massa das partes mais altas localizadas a oeste (ver figura 5.7), cujo fluxo é bloqueado pelas feições topográficas do setor central da bacia, caracteriza-a como simples. Outros aspectos que ratificam essa definição é a forte convergência do fluxo na parte final da geleira, pois a distância transversal da geleira diminui de sete quilômetros no setor central da geleira para pouco mais de dois quilômetros na parte frontal, onde esta se constitui numa frente única de uma geleira de desprendimento, que registrou pequeno avanço (menos que 20 metros por ano) no período analisado.

A geleira Malpighi está encaixada numa estrutura topográfica com altitude maior no setor oeste da bacia, diminuindo progressivamente nos limites norte e leste. A forma da bacia é composta, com dois ramos de drenagem principal, determinados pela presença de *nunataks* e proeminências rochosas no seu centro. Longitudinalmente, ao longo do perfil de nove quilômetros, ela é cascadeada em função do incremento da declividade na sua metade. Essa geleira apresentou um pequeno recuo na extensão frontal, setor onde está

encontra-se totalmente fragmentada e tem desprendimento de gelo ao entrar em contato com o oceano. A leste dessas duas bacias, encontramos cinco bacias menores cuja morfologia se constitui num misto de geleiras de vale e de anfiteatro, com perfil regular com drenagem simples e sem variação na sua extensão no período 1989-2001.

A tabela 5.3 apresenta a caracterização morfológica completa das bacias Laennec e Malpighi.

Tabela 5.3 – Descrição morfológica das geleiras Laennec e Malpighi.

Classificação	Classes	
Nome da geleira	Geleira Laennec	Geleira Malpighi
Código	G297729E64204S	G297799E64259S
Área (km²)	38,6	41,4
Classificação primária	Geleira de vale	Geleira de vale
Forma	Bacia simplês	Bacia composta
Característica frontal	Desprendimento	Desprendimento
Característica longitudinal	Interrompida	Cascadeada
Dinâmica da língua de gelo	Avanço pequeno/ Estacionária	Retração Pequena/ Estacionária

A característica frontal dessas duas geleiras é idêntica, contudo a influência oceânica é diferente, pois a geleira Laennec se encontra abrigada no interior da baía Hill e a Malpighi está mais exposta a ação das correntes do estreito de Gerlache. No período analisado, a primeira apresentou pequeno avanço frontal, enquanto que na Malpighi ocorreu recuo na parte central da geleira e não são constatadas diferenças entre a altitude da linha de neve ou, nos aspectos morfológicos das duas geleiras, que são definidas unicamente pelo controle estrutural.

5.4.5.4 – Morfologia das geleiras Mackenzie, da ponta Pinel e Hippocrates

As geleiras Mackenzie (55,8 km²), 16 (da Ponta Pinel, 11,8 km²) e Hippocrates (60,3 km²) são as três maiores bacias do setor leste da ilha. Os aspectos morfológicos dessas geleiras são apresentados através da figura 5.9 e da tabela 5.4.

A Mackenzie tem extensão longitudinal de quase 12 km que se estrutura na forma de uma geleira composta, aspecto identificável por uma elevação no setor central da cabeceira da bacia, a qual é junto ao monte Parry (2.522 metros).

O divisor nordeste desta bacia é constituído por uma íngreme ruptura topográfica que se estende por aproximadamente 10 km, originada por movimentação de blocos ao longo da falha geológica ali existente, conforme Alarcon *et al.* (1976).

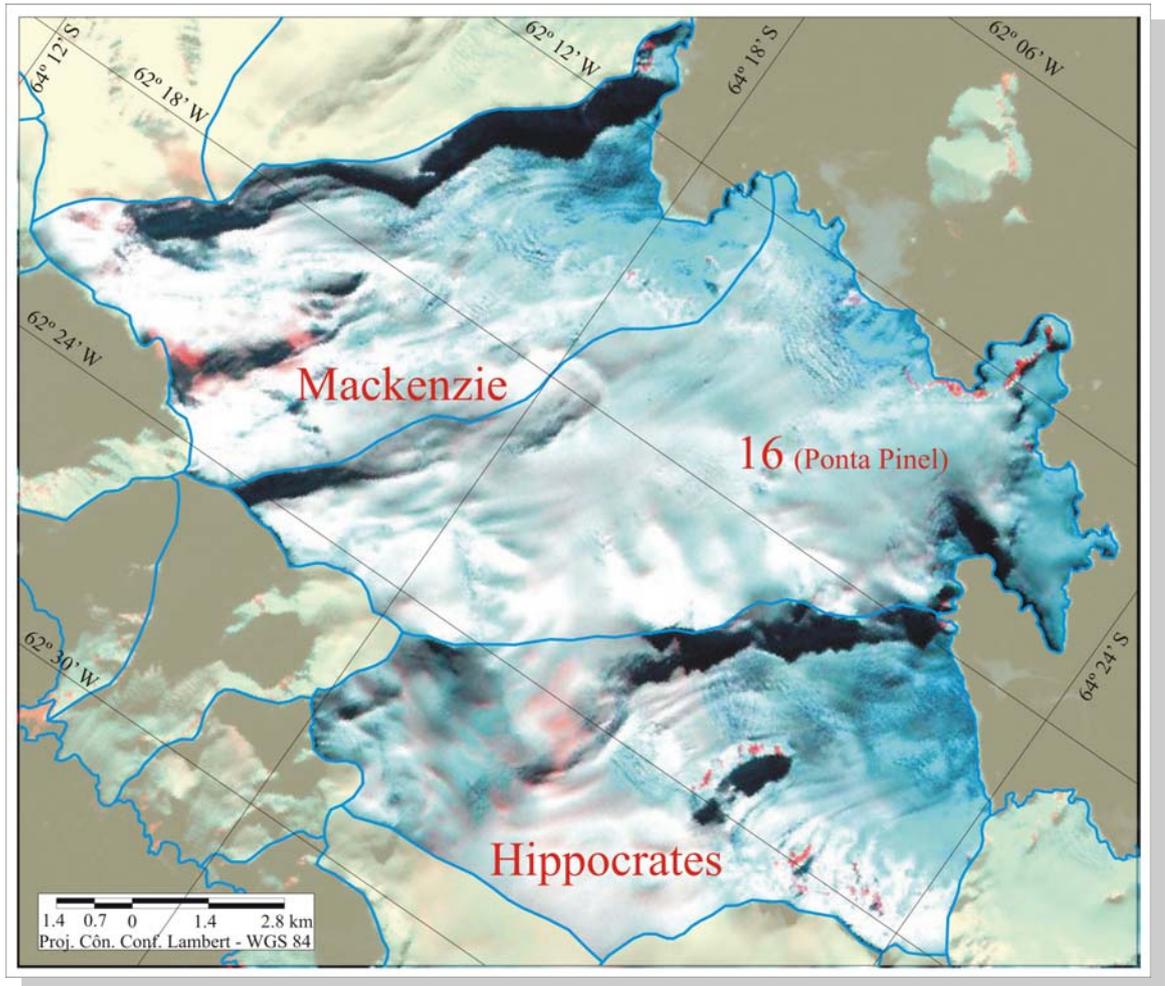


Figura 5.9 – Morfologia das geleiras Mackenzie, 16 (ponta Pinel) e Hippocrates.

Tabela 5.4 – Descrição morfológica das geleiras Mackenzie, da ponta Pinel e Hippocrates.

Classificação	Classes		
Nome da geleira	Mackenzie	(ponta Pinel) - 16	Hippocrates
Código	G297717E64284S	G297711E64338S	G297618E64363S
Área (km ²)	55,8	71,8	60,3
Classificação primária	Geleira de vale	Geleira de vale (parcial)	Geleira de vale
Forma	Composta	Simples	Composta
Característica frontal	Desprendimento	Desprendimento	Desprendimento
Característica longitudinal	Cascadeada	Regular	Cascadeada
Dinâmica da língua de gelo	Avanço pequeno	Estacionária	Estacionária

A geleira localizada na ponta Pinel (71,8 km²) tem cabeceira acima de 2.000 metros de altitude. No extremo norte da geleira ocorre uma abrupta ruptura topográfica, possivelmente associada a uma falha geológica (inferência), apesar de não ter sido mapeada por Alarcon *et al.* (1976).

A geleira Hippocrates apresenta forte controle estrutural com uma falha geológica de mais de 5 km no divisor nordeste. Com sua cabeceira acima de 1.500 metros, a declividade ao longo dos 12 km é suave (maior parte inferior a 10%), com algumas zonas de rupturas, o que torna a geleira cascadeada. Variação na extensão frontal ocorreu somente na Mackenzie, que apresentou pequeno avanço e se encontra abrigada no interior de uma enseada. As outras duas permaneceram estacionadas.

5.4.5.5 – Morfologia das geleiras Koch e Jenner

A morfologia das geleiras Koch e Jenner é bastante similar, determinada pela topografia, conforme mostra a figura 5.10 e a tabela 5.5. A geleira Jenner apresenta uma peculiaridade, na medida em que é uma bacia simples que drena a massa glacial para duas baías, apresentando duas frentes. O fluxo glacial drena na direção sul-sudoeste e encontra frontalmente com a península Bulcke fazendo com que a frente da geleira se divida em duas direções (baía Duperre e Chiriguano).

As cabeceiras dessas duas geleiras têm aproximadamente 1.250 metros de altitude e são orientadas para o sul, ambas com extensão de 7 km e fortemente controladas pela topografia, aspecto que dificulta a delimitação da altura da linha de neve. Nos locais onde esta delimitação foi viável, ela se encontra com altitude superior a 750 metros, mais elevada que a média que é registrada no lado leste da ilha.

Ao sul, temos duas áreas denominadas de Hulot e Bulcke (figura 1.2), sendo que essas são penínsulas proeminentes da Brabant. As particularidades topográficas fazem com que nesse setor se encontrem 23 bacias (figura 5.1), a maioria com menos de 3 km².

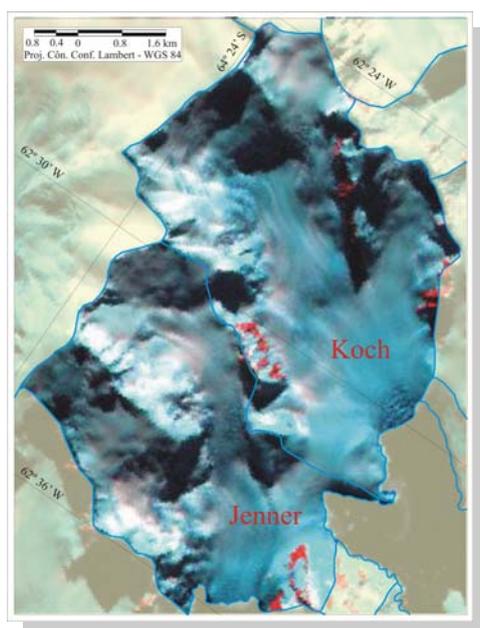


Figura 5.10 - Morfologia da geleira Koch e Jenner, setor sul da ilha Brabant.

Tabela 5.5 – Descrição morfológica das geleiras Koch e Jenner, sul da Brabant.

Classificação	Classes	
Nome da Geleira	Koch	Jenner
Código	G297526E64430S	G297434E64439S
Área (km ²)	29,2	22,3
Classificação primária	Geleira de vale	Geleira de vale
Forma	Bacia composta	Bacia composta
Característica frontal	Desprendimento	Desprendimento
Característica longitudinal	Cascadeada	Cascadeada
Dinâmica da língua de gelo	Estacionária	Estacionária

5.4.5.6 – Morfologia da geleira Rush

A geleira de vale Rush (44,0 km²) supera a altitude de 1.500 metros, sendo uma bacia composta (várias sub-bacias, principalmente da margem sul) e tem orientação linear leste-oeste. Em 1989, o perfil central da bacia tinha extensão superior a 9 km, retrocedendo para menos de 8 km em 2001. Na primeira imagem, a parte frontal dessa geleira de desprendimento se encontrava fortemente fragmentada e foi totalmente desintegrada até 2001. Um comparativo entre essas duas imagens pode ser visualizado através do servidor de mapas. A figura 5.12 apresenta os aspectos morfológicos e a área de retração da Rush.

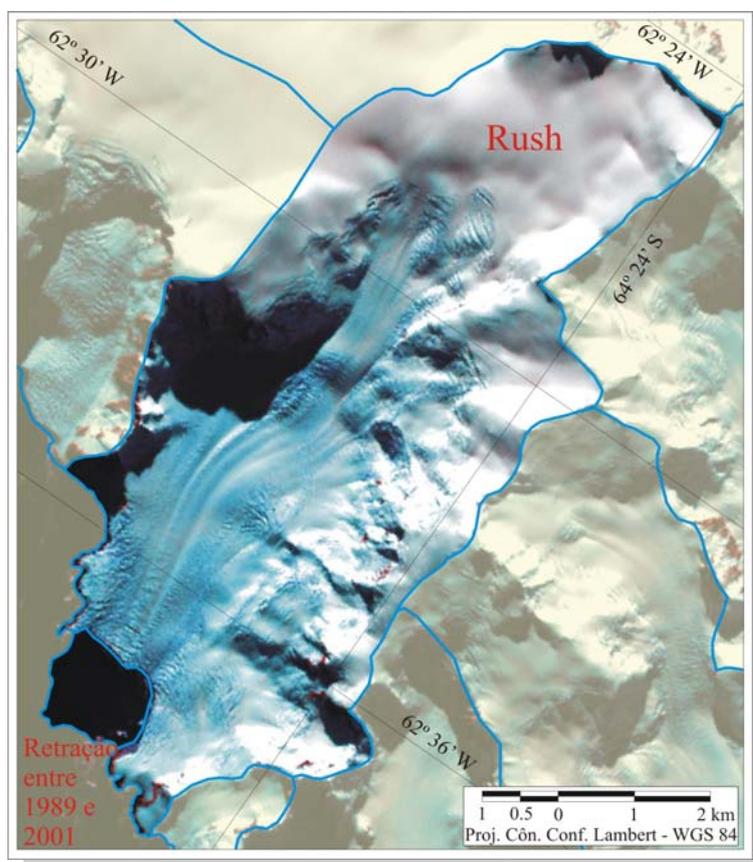


Figura 5.11 – Morfologia e retração frontal da geleira Rush.

5.4.5.7 – Morfologia das geleiras da baía Dallmann

As geleiras do lado oeste da ilha, e que drenam para a baía Dallmann, foram agrupadas e analisadas conjuntamente em função da grande similaridade de características. Consideram-se nesse grupo todas as geleiras desde o divisor norte da geleira Rush até a ponta Astrolabe (geleiras 53 até 62). A análise morfológica de alguns aspectos dessas geleiras está limitada pelas sombras do terreno e da órbita do satélite LANDSAT, com passagem na parte da manhã. Nesse setor, entre as bacias 55 e 59, ocorrem geleiras de vale com forma de anfiteatro, como pode ser visto na figura 5.12.

Estas são as geleiras mais íngremes da ilha e conseqüentemente são cascateadas e com muitas fendas ao longo de todo o perfil longitudinal. Os limites das bacias 60 e 61 são definidos por linhas de falhamentos, inferíveis a partir da imagem de satélite. A tabela 5.6 é apresenta a morfologia de algumas das geleiras representativas desse setor da ilha.

A geleira 62 é uma bacia composta e sua parte frontal constitui uma geleira de desprendimento. Nesse setor, a geleira encontra-se bastante fraturada e com forte influência do oceano (ondas e marés), estando provavelmente com a parte frontal flutuante. Essas características se repetem em menor escala nas geleiras 59, 60 e 61.

As geleiras com esse tipo de frente são as mais suscetíveis a um processo de fragmentação e derretimento, conforme já descrito por Simões *et al.* (1999), Ahlert *et al.* (2002) e Beck *et al.* (2003) em outras ilhas próximas da península Antártica.

5.5 – Comparações morfológicas entre as bacias

O controle estrutural é forte em quase toda a ilha e determina os padrões de drenagem nas bacias. As linhas de falhamento determinam os principais vales que drenam o gelo a partir das cabeceiras, que geralmente se encontram acima de 1.500 metros de altitude. O perfil longitudinal é predominantemente cascateado em decorrência das irregularidades no substrato e da forte declividade, o que faz com que essas geleiras apresentem grande quantidade de fendas de grandes proporções, identificáveis nas imagens de satélite, como as do satélite LANDSAT, com resolução espacial de 30 metros. Junto a linha de costa, ocorre o derretimento e a formação de grunhões e icebergs através de geleiras de desprendimento (maré).

Esse é um padrão morfológico característico das geleiras de várias ilhas no entorno da Antártica, como a Rei George, Nelson, dentre outras das Shetlands do Sul, conforme descrito por Simões *et al.* (1999) e Ahlert (2002).

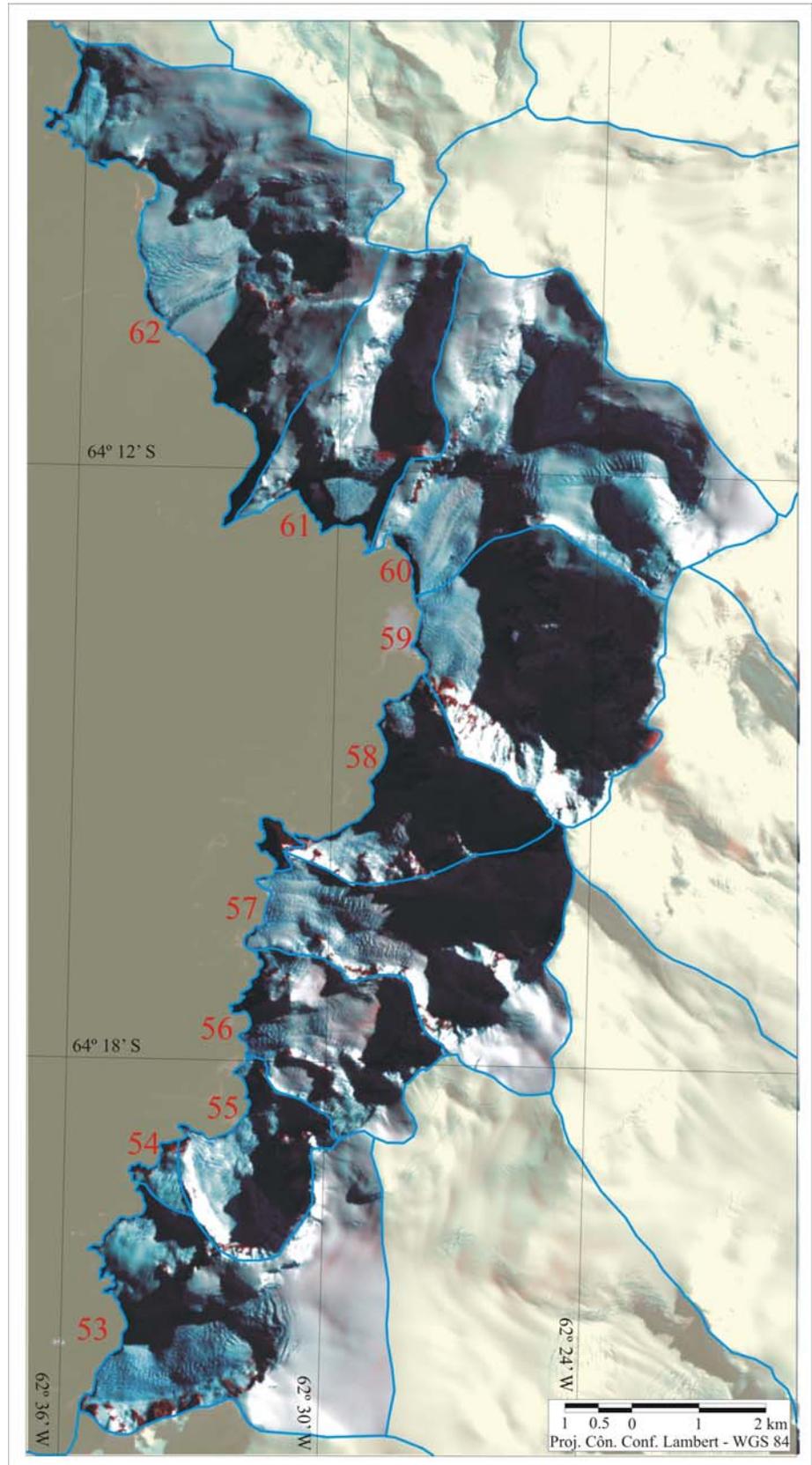


Figura 5.12 – Morfologia das geleiras que drenam para a baía Dallmann, vertente oeste da ilha Brabant.

Tabela 5.6 – Descrição morfológica de algumas geleiras que drenam para a baía Dallmann.

Classificação	Classes			
	59	60	61	62
Nome da geleira				
Código	G297581E64236S	G297577E64192S	G297511E64184S	G297464E64156S
Área (km ²)	18,3	25,9	11,3	26,4
Classificação primária	Geleira de vale	Geleira de vale	Geleira de vale	Geleira de vale
Forma	Anfiteatro	Bacia composta	Bacia simples	Composição de bacia glacial
Característica frontal	Desprendimento	Desprendimento	Desprendimento	Desprendimento e expandida.
Característica longitudinal	Interrompida	Cascadeada	Cascadeada	Diversificada
Dinâmica da língua de gelo	Estacionário	Retração pequena	Retração evidente	Retração pequena

A topografia configura essa ilha como um campo de gelo. Segundo as definições de Sugden e John (1991) e Simões (2004), essa feição glacial cobre extensas áreas com superfícies planas ou onduladas, com espessura insuficiente para encobrir a topografia, mas a morfologia superficial ainda é fortemente controlada pelo embasamento. A drenagem do gelo ocorre através de geleiras de descarga que fluem através de brechas e passagens, podendo formar geleiras de maré.

Essas condições ocorrem em todas as bacias descritas na Brabant. Analisada a partir de imagens de satélite, as rugosidades do substrato são refletidas na superfície. A topografia irregular decorre da intensa atividade tectônica da região, causando movimentação de blocos e falhas (Alarcon *et al.*, 1976). A atividade geológica determinou o padrão de bacias, com predomínio das geleiras de vale. As exceções são as geleiras da península Pauster a da ponta Pinel (16), essas não apresentam restrição topográfica e por isso o fluxo é divergente na parte frontal. No sudoeste da ilha (área de Hulot) aparece uma pequena calota, na medida em que o gelo encobre os aspectos da topografia subglacial.

Diferenças morfológicas nas bacias de drenagem ocorrem entre o lado oeste da ilha, onde existem geleiras de anfiteatro, e o setor leste, onde elas não existem. Segundo Simões (2004), as geleiras de anfiteatro ocorrem em reentrâncias, escavadas e individualizadas num lado de uma montanha. Esse aspecto é bem caracterizado nas geleiras desse setor da Brabant. No lado leste, a declividade menor configura geleiras de vale, definidas estruturalmente.

Os aspectos ambientais dessa região da Antártica produzem geleiras que estão próximas ao ponto de fusão sob pressão e nessas condições geralmente apresentam água na base, fator que incrementa a velocidade de fluxo da geleira e sua ação erosiva (Paterson,

1994; Sugden e John, 1991). Isso também é verdadeiro para a Brabant, conforme atestam as plumas de sedimentos na água no entorno da ilha, conforme pode ser visto na figura 5.4. Ou seja, existe água no estado líquido em grande volume e carregada de sedimentos.

O principal controlador da dinâmica dessas geleiras é a topografia, afetada pelas diferentes condições entre os lados oeste e leste. O primeiro tende a ser mais quente, em função das temperaturas oceânicas superficiais mais elevadas (Garcia *et al.*, 2002) e a ação de massas de ar quentes e úmidas do mar de Bellingshausen (Schwerdtfeger, 1984; Knap *et al.*, 1996; King e Turner, 1997).

As maiores bacias estão no lado leste da ilha, tipicamente com áreas superiores a 40 km², perfil longitudinal de 11 a 15 km de extensão e com declividade menor. No lado oeste, o perfil longitudinal raramente ultrapassa a extensão de 5 km e é marcado por bruscas rupturas no terreno, com declividade superior a 45% em grande parte da bacia. A área dessas bacias não ultrapassa 30 km², várias são inferiores a 10 km². As bacias do sul da ilha são pequenas, de menor altitude e definidas pelos aspectos locais da topografia.

O transecto das geleiras do leste e do norte tem um perfil linear, enquanto que no lado oeste, as geleiras de anfiteatro têm perfil côncavo, aspecto topográfico importante na mecânica de fluxo da geleira (Sugden e John, 1991).

A elevação da linha de neve na Brabant é variável, entre 250 e 1250 m, conforme o lado da ilha, leste e oeste respectivamente. Isso contrasta com a elevação da linha de neve das Shetlands do Sul (350 metros acima do nível do mar), apesar de estar 280 km mais ao norte e em condições climáticas mais amenas (em média até 2 °C mais quente).

Possivelmente, aspectos morfológicos como a grande altitude da ilha e a forte declividade, causando a fragmentação do fluxo de gelo, e fendas, acabam mascarando a real linha de neve, quando observada a partir de imagens de satélite.

A esse aspecto, acrescenta-se o quadro de mudanças ambientais, incluindo a diminuição do período de gelo marinho e elevação da temperatura atmosférica na região, conforme visto nas seções 2.3.4 e 2.3.6.

5.6 – Variação frontal das geleiras da ilha Brabant

A retração da frente das geleiras é um processo natural e não necessariamente ligado a variações no balanço de massa, apesar de ser um parâmetro frequentemente usado como indicativo do balanço de massa e da variação do volume da geleira, especialmente pela relativa facilidade na obtenção dessa informação a partir dos dados de sensoriamento

remoto, possibilitando o monitoramento de grandes áreas (Bamber e Kwok, 2004; Simões, comunicação oral).

Geleiras podem variar frontalmente em decorrência de períodos de menor precipitação de neve nas cabeceiras no passado e, por conseqüência, causa menor aporte de massa glacial na sua parte terminal mais tarde, podendo causar retração.

A figura 5.13 mostra a variação na posição da frente das geleiras da Brabant entre 1989 e 2001. Em apenas cinco geleiras foi constatado um pequeno avanço frontal (inferior a 20 metros por ano), enquanto que em dezoito locais foi constatada a retração, das quais dezesseis tiveram recuo pequeno (inferior a 20 metros por ano), com oscilação total entre 100 e 200 metros no período 1989-2001. Somente nas geleiras Rush e 61, o recuo foi significativo (superior a 20 metros por ano).

Ao longo desses doze anos, a frente da geleira Rush recuou 1.200 metros numa faixa com largura de 1.500 metros, totalizando a perda de 1,4 km² da sua área. A geleira 61 recuou aproximadamente 450 metros numa faixa de 900 metros de largura, somando 0,4 km².

As áreas de avanço e recuo no período totalizam respectivamente 0,6 e 3,3 km², sintetizando uma redução de 2,7 km². Essa variação na área total da ilha não é representativa diante da área total de 916 km².

Os valores da retração frontal calculados por Cook *et al.* (2005), e apresentados na figura 2.12, são diferentes dos nossos resultados. Possivelmente, isso decorre da metodologia utilizada por Cook *et al.* (2005) para analisar a variação na extensão frontal das geleiras na ilha Brabant. Enquanto estes autores determinaram a variação ao longo de um ponto central na frente das geleiras, nesta dissertação utilizamos a variação média do deslocamento da área frontal. Ainda podem ter ocorrido erros na determinação da frente devido a incertezas relacionadas com o georreferenciamento das imagens e da própria interpretação do pesquisador.

Oscilações da posição da frente de uma geleira também ocorrem em curtos períodos de tempo, devendo ser considerado a extensão da bacia glacial e o volume de gelo drenado (Sugden e John, 1991; Paterson, 1994). Se as condições ambientais na parte frontal da geleira (temperatura atmosférica e das águas do oceano, do gelo marinho) proporcionem uma diminuição na intensidade de desprendimento e derretimento do gelo e, a geleira continuar recebendo precipitação, haverá balanço de massa positivo e esta poderá avançar.



Figura 5.13 – Mudanças na extensão das frentes das geleiras da ilha Brabant no período 1989-2001.

Em relação ao aporte de neve na ilha Brabant, podemos correlacionar esta com a dinâmica climática da península Antártica. Lá, a orografia tem papel fundamental na distribuição da precipitação, cuja origem para toda região oeste da península é basicamente a mesma, e 80% do volume total está associada a passagem de ciclones vindos do mar de Bellingshausen. Assim, a ilha Brabant, em função da sua grande altitude, apresenta precipitação elevada e idêntica a da península Antártica, ou seja, superior a 2000 mm anuais nos setores mais elevados (Turner *et al.*, 2002). A relativa grande precipitação na Brabant também é documentada por Furse (1986).

A ocorrência de grande precipitação na Brabant garante um aporte de massa glacial para as cabeceiras das bacias, de modo a manter as geleiras ativas e com fluxo intenso e rápido, dadas a declividade e as condições termais das geleiras da região.

Considerando os aspectos mencionados, variações periódicas na extensão frontal das geleiras são naturais e, portanto, não podem ser consideradas como consequência imediata de um eventual quadro de aquecimento atmosférico ou das águas oceânicas, bem como variações na dinâmica do gelo marinho, conforme descrito por King (1994); Skvarca *et al.* (1998); Morris e Vaughan (2003); Ferron *et al.* (2004) e Gille (2002). Variações dessa ordem são normais dentro do contexto de variabilidade climática.

Na Brabant, as geleiras de maré Rush e 61 têm outra característica frontal comum. Ambas apresentavam, em 1989, uma proeminência da língua de gelo, constituindo um aspecto morfológico de uma pequena plataforma de gelo. Portanto, essas geleiras sofriam a ação contínua do oceano, podendo ser esta uma das causas prováveis para o processo de retração. Os trabalhos desenvolvidos por Simões *et al.* (1999), Ahlert *et al.* (2002) e Beck *et al.* (2003), respectivamente nas ilhas Rei George, Nelson e Joinville indicam que as maiores retrações nessas ilhas ocorreram sempre em geleiras de maré. Nos mapas apresentados pelos autores acima, percebe-se que a tendência de retração também é mais significativa em áreas abrigadas, como no interior de enseadas e baías, predominantemente orientadas para o sul ou sudeste.

As retrações mais importantes na Brabant não ocorrem em áreas abrigadas, contudo obedecem a uma orientação geográfica preferencial, que foi o lado oeste da ilha (figura 5.13).

Scambos *et al.* (2000) apresentam relação entre os processos de retração de geleiras e fragmentação de plataformas com o aquecimento atmosférico regional. O aquecimento aumenta o derretimento superficial, ocasionando a infiltração da água na massa de gelo e causando a fragilização das geleiras. Processo similar pode estar ocorrendo com as frentes flutuantes das geleiras da ilha Brabant.

As geleiras da Brabant recuaram menos em comparação com as retrações constatadas nas ilhas Rei George, Nelson e Joinville, conforme Simões *et al.* (1998), Ahlert *et al.* (2002) e Beck *et al.* (2003). Outras ilhas, como Livingston, Anvers e Adelaide e na própria costa oeste da península também apresentam retrações maiores que na Brabant (Cook *et al.*, 2005).

Possivelmente a causa das retrações seja uma combinação de fatores como maior aquecimento atmosférico, maior intensidade de derretimento superficial e infiltração,

elevação da temperatura das águas do oceano, diminuição da espessura e extensão do gelo marinho, bem como do período de duração, combinada com os aspectos térmicos e morfológicos das geleiras. Até o momento não existem dados e estudos suficientes que subsidiem esse tipo de análise, mas a retração das geleiras é uma resposta diante de alterações na interação entre a oceanosfera, a criosfera e a atmosfera.

Capítulo 6

CONCLUSÕES

*Há uma enorme diferença entre ver a escuridão
através da luz ou a luz através das sombras.*

David Lindsay

6.1 – Conclusões

A ilha Brabant é um campo de gelo, função do alto controle estrutural na definição das bacias de drenagem. Setenta e seis bacias glaciais foram identificadas e a morfologia, analisada a partir de dados de sensoriamento remoto, tem predomínio de geleiras de vale com perfil longitudinal cascadeado e frente de desprendimento.

A forma geométrica e a morfologia das bacias é muito variada, determinada pelo substrato irregular e alta declividade. O lado oeste, mais íngreme, apresenta geleiras de vale com forma de anfiteatro (perfil côncavo), enquanto que no leste e norte da ilha, o perfil é mais suave. No lado sul, a morfologia é controlada pelos aspectos topográficos locais. Em toda a ilha são freqüentes o afloramento de *nunataks* e algumas áreas livres de gelo, decorrência da alta declividade.

As geleiras dessa ilha recebem grande aporte de massa, com fluxo rápido e apresentando água na base, causando forte processo erosivo constatado através da presença de plumas de sedimentos no mar. As condições ambientais da região fazem com que estas geleiras se encontrem próximas ao ponto de fusão sob pressão, com derretimento superficial durante o verão.

A delimitação da altitude da linha de neve foi parcial. Ela é muito variável, nas vertentes do leste, onde está entre 250 e 750 metros, e a oeste pode superar 1.250 metros. Essa variação deve-se a razões morfológicas e climáticas, pois no oeste predominam montanhas que interferem na superfície das geleiras, ocorrendo maior fraturamento do gelo. Essa parte é mais influenciada diretamente pelas massas de ar vindas do mar de Bellingshausen. O lado leste, com declividade menor, encontra-se abrigado da ação direta dessas massas de ar, tendo a contribuição das águas mais frias do estreito de Gerlache.

Variação nas frentes das geleiras no período 1989-2001 foi observada em 23 locais, dos quais 5 avançaram e 18 retraíram, esta foi significativa em duas geleiras (retração superior a 20 metros por ano). As geleiras de desprendimento Rush e 61 apresentaram retração de 1.200 e 500 metros, respectivamente. Em 1989, as duas apresentavam suas frentes expandidas e com forte fraturamento, ocorrendo suas desintegrações até 2001. As perdas no período foram de 3,3 km² e os avanços somam 0,6 km², totalizando uma perda líquida de 2,7 km² na ilha. Essas variações não são representativas se considerarmos os 916 km² da Brabant em 1989, estando dentro dos limites da variabilidade natural das geleiras, contudo indica uma tendência de retração nas suas frentes, especialmente as de maré, em contato com o oceano.

A esses valores de variação, devem ser acrescidas as tolerâncias decorrentes dos procedimentos de georreferenciamento, projeção cartográfica e interpretação das imagens por parte do operador. O acúmulo de erros nas sucessivas etapas faz com que a precisão seja degradada, possivelmente da ordem de um píxel ou mais, o que corresponde a uma margem de erro de no mínimo 30 metros.

6.2 – Recomendações

Ainda é necessária a obtenção de parâmetros glaciológicos como velocidade de fluxo e balanço de massa das geleiras da ilha Brabant, alguns possíveis de serem obtidas através de outras técnicas de sensoriamento remoto, especificamente utilizando sensores ativos como o LASER ou o RADAR. Esses sensores proporcionam dados altimétricos mais precisos.

O aprofundamento da análise morfológica da ilha, especialmente a compreensão da variabilidade dos aspectos nas geleiras e dos fatores determinantes. Para isso é essencial a realização de trabalho de campo, para a verificação da acurácia das interpretações feitas a partir dos dados de sensoriamento remoto.

É necessária a investigação dos fatores glaciológicos e ambientais que controlam o comportamento das geleiras na Brabant, na medida em que os recuos constatados nesta ilha são menores se comparados com outras ilhas no lado oeste da península Antártica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLERT, S. 2002. **Morfologia e variações da calota de gelo da Ilha Nelson, Antártica**. Trabalho de Conclusão, Geografia/Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 54 p.

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

AHLERT, S.; ARIGONY NETO, J.; BREMER, U.F.; DANI, N.; DEBIASI, P.; NIEVINSKI, F.G.; FRANCELINO, M.R.; MEWS, F.L. 2004. Sistema de informação geográfica para a AAEG Baía do Almirantado: uma ferramenta para o monitoramento de impacto ambiental. *In*: SCHAEFER, C.E.; FRANCELINO, M.R. SIMAS, F.N.B.; ALBUQUERQUE FILHO, M.R. (Editores). **Ecosistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica marítima Baía do Almirantado, Ilha Rei George**. Viçosa, Editora UFV, 192 p.

AHLERT, S.; DEBIASI, P.; NIEVINSKI, F.G.; VELHO, L.F.; DANI, N.; 2005. Integração de dados da Rede 2 do PROANTAR através do Sistema de Informações Geográficas: Resultados e Perspectivas. **Programa e Resumos do XIII Seminário sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo, Centro de Pesquisas Antárticas, USP, p. 88-89.

ALARCON, B.; AMBRUS, J.; OLCAJ, L.; VIEIRA, C. 1976. Geologia Del Estrecho de Gerlache entre los paralelos 64 y 65 lat. Sur, Antarctica Chilena. **Serie Cientifica Instituto Antártico Chileno**, 4(1): 7-51.

ARIGONY NETO, J. 2001. **Determinação e interpretação de características glaciológicas e geográficas na Área Antártica Especialmente Gerenciada Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de Mestrado. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 84 p.

ARONOFF, S. 1991. **Geographic Information Systems: A management perspective**. Ottawa, WDL Publications, 294 p.

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

BECK, C.D.; AHLERT, S.; SIMÕES, J.C. 2003. Sensoriamento Remoto das bacias de drenagem da ilha Joinville, Península Antártica. **Programa e Resumos do XI Seminário sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo, Centro de Pesquisas Antárticas, USP, p. 4.

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

BINTANJA, R. 1995. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modeling. **Antarctic Science**, 7(3): 315-325.

BRITISH ANTARTIC SURVEY. 1998. **Antarctic Digital Database, Version 2.0, Manual and bibliography**. Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research, 74 p.

CONNOLEY, W.M.; CATTLE, H. 1994. The Antarctic climate of the UKMO Unified Model. **Antarctic Science**, 6 (1): 115-122.

COOK, A.J.; FOX, A. J. VAUGHAN, D.G. FERRIGNO, J.G. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. **Science**, 308: 541-544.

EMBLETON, C.; KING, C.A.M. 1968. **Glacial and periglacial Geomorphology**. Edinburgh, Edward Arnold, 608 p.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (ESRI). 1994. **Map Projections georeferencing spatial data**. Nova Iorque, ESRI, 236 p.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). 2005. Disponível em: <http://www.esa.int>. Acessado em 09 de outubro de 2005.

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

FOGG, G. E. 1992. **A History of Antarctic Science**. Cambridge, Cambridge University Press, 483 p.

FURSE, C. 1986. **Antarctic Year Brabant Island Expedition**. Kent, Croom Helm, 223 p.

GARCIA, M.A.; CASTRO, C.G.; RÍOS, A.F.; DOVAL, M.D.; ROSÓN, G.; GOMIS, D.; LÓPEZ, O. 2002. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. **Deep-Sea Research II**, 49: 585-602.

- GILLE, S.T. 2002. Warming of the Southern Ocean since the 1950s. **Science**, 295: 1275-1277.
- GLIMS. 2002. **Global Land Ice Measurement from Space**. Disponível em: <http://www.glims.org>. Consultado em 20 de agosto de 2004.
- GONZALEZ, R.C.; WOODS, R.E. 2000. **Processamento de imagens digitais**. São Paulo, Edgar Blucher, 509 p.
- GREUELL, W.; OERLEMANS, J. 2004. Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow: equations based on modeling and ranges of validity of the equations. **Remote Sensing of Environment**, 89: 95-105.
- HATTERSLEY-SMITH, G.; PHILL, D. 1991. **The history of place-names in the British Antarctic Territory**, Cambridge, British Antarctic Survey, 113, 670 p. British Antarctic Survey Scientific Reports, 133: Vol I e II. Cambridge, British Antarctic Survey, Natural Environmental Research Council.
- HALL, D.K.; MARTINEC, J. 1985. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Champman, 189 p.
- HAMBREY, M.; ALEAN, J. 1992. **Glaciers**. Cambridge, Cambridge University Press, 207 p.
- HAMBREY, M. 1994. **Glacial Environments**. Londres, UCL Press, 296 p.
- HANSOM, J.D.; FLINT, C.P. 1989. Holocene ice fluctuations on Brabant Island, Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, 1(2): 165-166.
- HINTON, J.C. 1996. GIS and remote sensing integration for environmental applications. **International Journal of Geographical Information System**, 10(7): 891-899.
- KING, J.C. 1994. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. **International Journal of Climatology**, 14: 357-369.
- KING, J.C.; TURNER, J. 1997. **Antarctic Meteorology and Climatology**. Cambridge, Cambridge University Press, 409 p.
- KNAP, W. H.; OERLEMANS, J.; CADÉE, M. 1996. Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. **Annals of Glaciology**, 23: 154-159.
- LILLESAND, T.M.; KIEFER, R. W. 1994. **Remote sensing and image interpretation**. Nova Iorque, John Wiley, 612 p.

LIU, H.; JEZEK, K.; LI, B.; ZHAO, Z. 2001. **Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2**. Boulder, National Snow and Ice Data Center. Digital media.

MORRIS, E.M.; VAUGHAN, D.G. 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. *In*: DOMACK, E. LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHALLER, R.; CONVEY, P.; KIRBY, M. (Editores). 2003. **Antarctic Peninsula Climate Variability Historical and paleoenvironmental perspectives**. Antarctic Research Series, American Geophysical Union, Washington, 79, 61-68.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). 2005. Disponível em: <http://www.nasa.gov>. Acessado em 18 de agosto de 2004.

PATERSON, W. S. B. 1994. **The Physics of Glaciers**. Oxford, Elsevier Science, 3a edição, 480 p.

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

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

SCAMBOS T.A., HULBE, C., FAHNESTOCK, M., BOHLANDERT, J.; 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, 46(154): 516-530.

SCHWERDFEGER, W. 1984. **Weather and Climate of the Antarctic**. Amsterdam, Elsevier, 261 p.

SIEVERS, J.; BENNAT, H. 1989. Reference systems of maps and Geographic Information Systems of Antarctica. **Antarctic Science**, 1(4): 351-362.

SIMÕES, J.C.; BREMER, U.F.; DANI, N.; AQUINO, F.E.; GRUBER, N.L.S.; PIRES, K.C.J. 1995. Resultados Preliminares do Programa Glaciológico Brasileiro. *In*: **Anais do VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada**, Goiânia, Universidade Federal de Goiás, 2: 244-249.

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

SIMÕES, J.C.; 2003. O drástico colapso das plataformas de gelo polares: resposta ao aquecimento global? **Programa e Resumos do XI Seminário sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo, Centro de Pesquisas Antárticas, USP, p. 25.

SIMÕES, J.C.; DANI, N.; BREMER, U.F. AQUINO, F.E.; ARIGONY-NETO, J. 2004. Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, 4: 49-56.

SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H.; DONÁNGELO, T.I. 1998. Evidence of recent climate warming on the eastern Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 21: 291-296.

SUGDEN, D.E.; JOHN, B.S. 1991. **Glaciers and Landscape: a geomorphological approach**. Londres, Edward Arnold, 376 p.

TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T.A.; MARSHALL, G.J.; MORRIS, E.M.; MULVANEY, R.; WINTER, W. 2002. Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. **Journal of Geophysical Research**, 107, (D13), 4173; 10.1029; 18 p.

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

ZHOU, M.; NIILER, P.P.; HU, J.H. 2002. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. **Deep-Sea Research I**, 49: 267-280.

ANEXOS

Anexo 1

Cálculo da área elipsoidal

Esse algoritmo foi programado na linguagem Octave e calcula a área de uma secção retangular do elipsóide, sendo necessário informar os seguintes parâmetros:

Latitude mínima (*lat1*) e máxima (*lat2*) da área de interesse;

Longitude mínima (*long1*) e máxima (*long2*) da área de interesse;

Semi-eixo maior (*a*) e menor (*b*) do elipsóide a ser usado, no caso WGS 84.

Variáveis do Algoritmo

e = excentricidade

$\Delta\lambda$ = Gradiente entre as duas longitudes

$\Delta\phi$ = Gradiente entre as duas latitudes

ϕ_m = Média do gradiente de latitude

ALGORITMO

Elipsóide WGS84:

a=6378137

$\alpha = 1/298.257223583$

$$e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}}$$

$$A' = 1 + \frac{1}{2}e^2 + \frac{3}{8}e^4 + \frac{5}{16}e^6 + \frac{35}{126}e^8;$$

$$B' = \frac{1}{6}e^2 + \frac{3}{16}e^4 + \frac{3}{16}e^6 + \frac{35}{192}e^8;$$

$$C' = \frac{3}{80}e^4 + \frac{1}{16}e^6 + \frac{5}{64}e^8;$$

$$D' = \frac{1}{112}e^6 + \frac{5}{256}e^8;$$

Coordenadas mínimas e máximas utilizadas para calcular a área elipsoidal de 1° de latitude por 1^o de longitude no entorno da ilha Brabant, Antártica.

Latitude (ϕ)

Mínima = 63.75 (63°45'00" S);

Máxima = 64.75 (64°45'00" S).

Longitude (λ)

Mínima = 62.00 (62°00'00" W);

Máxima = 63.00 (63°00'00" W).

Cálculo da área:

$$Area = \frac{\pi b^2 \Delta\lambda}{90} (A' \text{sen}\Delta\phi \cos\phi_m - B' \text{sen}3\Delta\phi \cos3\phi_m + C' \text{sen}5\Delta\phi \cos5\phi_m - D' \text{sen}7\Delta\phi \cos7\phi_m)$$

Anexo 2

Formula Inversa de Vincenty

σ = Distância angular entre os dois pontos sobre a esfera

σ_m = Distância angular sobre a esfera entre o equador e o ponto médio da linha

e = excentricidade

U = Pararelo-padrão (ou latitude reduzida), definido por $\tan U = (1 - e) \tan \phi$

L = Diferença de longitude

α = Azimute geodésico para o equador

Parâmetros utilizados

Elipsóide WGS84:

$a=6378137$

$\alpha = 1/298.257223583$

Pontos utilizados

Latitude (ϕ)

Mínima = 63.75 (63°45'00" S);

Máxima = 64.75 (64°45'00" S).

Longitude (λ)

Mínima = 62.00 (62°00'00" W);

Máxima = 63.00 (63°00'00" W).

$\lambda = L$ (primeira aproximação).

$$\sin^2 \sigma = (\cos U_2 * \sin \lambda)^2 + (\cos U_1 * \sin U_2 - \sin U_1 * \cos U_2 * \cos \lambda)^2$$

$$\cos \sigma = \sin U_1 * \sin U_2 + \cos U_1 * \cos U_2 * \cos \lambda$$

$$\tan \sigma = \sin \sigma / \cos \sigma$$

$$\sin \alpha = \cos U_1 * \cos U_2 * \sin \lambda / \sin \sigma$$

$$\cos 2 * \sigma_m = \cos \sigma - 2 * \sin U_1 * \sin U_2 / \cos^2 \alpha$$

$$\tan \alpha_1 = (\cos U_2 / \sin \lambda) / (\cos U_1 * \sin U_2 - \sin U_1 * \cos U_2 * \cos \lambda)$$

$$\tan \alpha_2 = (\cos U_1 / \sin \lambda) / (- \sin U_1 * \cos U_2 + \cos U_1 * \sin U_2 * \cos \lambda)$$

Esse procedimento é iterativo até a diferença de λ for negligenciável.

$$s = b A (\sigma - \Delta \sigma)$$

Onde λ é obtido pelas equações:

$$C = \frac{e}{16} \cos^2 \alpha [4 + e(4 - 3 \cos^2 \alpha)]$$

$$L = \lambda - (1-C) e \sin \alpha \{ \sigma + C \sin \sigma [2 * \sigma_m + C \cos \sigma (-1 + 2 \cos^2 2 * \sigma_m)] \}$$

e:

$$\Delta \sigma = B \sin \sigma \{ \cos 2 \sigma_m + \frac{1}{4} * B [\cos \sigma (-1 + 2 \cos^2 2 \sigma_m) - \frac{1}{6} B \cos 2 \sigma_m (-3 + 4 \cos^2 2 \sigma_m)] \}$$

sendo:

$$A = 1 + \frac{u^2}{16384} \{ 4096 + u^2 [-768 + u^2 (320 - 175u^2)] \}$$

$$B = \frac{u^2}{1024} \{ 256 + u^2 [-128 + u^2 (74 - 47u^2)] \}$$

Elaborado a partir de:

VINCENY, T. 1975. Direct and indirect solutions of geodesics on the ellipsoid with application of nested equations. **Survey Review**. XXII (176): 88-93.

Anexo 3

Identificação das geleiras

Número ou nome da geleira	Código Identificador	Número ou nome da geleira	Código Identificador
1	G297575E64034S	31	G297410E64481S
2	G297657E64035S	32	G297435E64494S
3	G297668E64064S	33	G297408E64499S
Lister	G297657E64110S	34	G297398E64509S
Pare	G297750E64146S	35	G297397E64518S
4	G297826E64132S	36	G297398E64524S
5	G297862E64125S	37	G297386E64525S
6	G297895E64139S	38	G297375E64499S
7	G297943E64147S	39	G297334E64489S
8	G297979E64145S	40	G297287E64491S
9	G297871E64152S	41	G297263E64491S
10	G297793E64166S	42	G297224E64497S
Laennec	G297729E64204S	43	G297239E64489S
11	G297840E64210S	44	G297262E64475S
12	G297881E64201S	45	G297285E64467S
13	G297891E64221S	46	G297286E64479S
14	G297917E64230S	47	G297362E64476S
15	G297884E64244S	48	G297359E64465S
Malpighi	G297799E64259S	49	G297388E64467S
Mackenzie	G297717E64284S	50	G297412E64463S
16	G297711E64338S	51	G297369E64423S
Hippocrates	G297618E64363S	52	G297351E64398S
17	G297640E64419S	Rush	G297456E64380S
18	G297606E64434S	53	G297477E64347S
19	G297592E64447S	54	G297438E64322S
20	G297599E64460S	55	G297472E64318S
21	G297588E64469S	56	G297506E64297S
22	G297589E64473S	57	G297539E64278S
23	G297580E64477S	58	G297534E64255S
24	G297548E64460S	59	G297581E64236S
25	G297537E64496S	60	G297577E64192S
26	G297524E64483S	61	G297511E64184S
27	G297504E64471S	62	G297464E64156S
Koch	G297526E64430S	63	G297423E64124S
Jenner	G297434E64439S	64	G297516E64115S
28	G297435E64467S	65	G297524E64066S
29	G297435E64476S	66	G297468E64050S
30	G297453E64481S	67	G297517E64040S

Anexo 4

CD-ROM

- 1 – Credenciais;
- 2 – Vídeos sobre a Antártica e a ilha Brabant;
- 3 – Versão Digital da Dissertação (arquivo pdf);
- 4 – Apresentação da Dissertação (arquivo pdf);

Anexo 5

Critérios utilizados para a classificação morfológica.

Anexo 5.1 - Critérios para a classificação primária da massa glacial do planeta.

<i>Classificação Primária</i>		
<i>Código</i>	<i>Nome da Classe</i>	<i>Caracterização</i>
1	Manto de gelo	Uma massa de <i>neve</i> e <i>gelo</i> com grande espessura e área maior do que 50.000 km ² . Os mantos de gelo podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso ou flutuando. Pode ser constituído por vários <i>domos de gelo</i> , que refletem elevações subglaciais. Mantos e calotas de gelo submergem a topografia subglacial e desenvolvem perfis superglaciais com meia secção parabólica, em padrão governado pelas propriedades da deformação do gelo.
2	Campo de gelo	<i>Geleira</i> que cobre área extensa, com superfície plana ou ondulada e não apresenta <i>domos de gelo</i> . A cobertura de gelo não é espessa o suficiente para cobrir as montanhas ou formar uma calota e a morfologia superficial é fortemente controlada pelo embasamento. Geralmente, os campos de gelo são escoados por <i>geleiras de descarga</i> que fluem através de brechas e passagens entre as montanhas.
3	Calota de gelo	Uma geleira com forma de domo, geralmente cobrindo um planalto. Calotas de gelo são menores em área (até 50.000 km ²) do que mantos de gelo. Assim como os mantos, uma calota pode ter vários domos e geleiras de descarga.
4	Geleira de descarga	Uma geleira de vale que drena um manto ou calota de gelo situada no interior, e que flui através de um desfiladeiro entre as montanhas periféricas.
5	Geleira de vale	Uma geleira que é confinada entre as paredes de um vale e termina em uma língua estreita. Várias geleiras de vale podem coalescer, formando um tronco principal, ou seja uma geleira de vale composta, onde as morainas mediais indicam os limites de cada unidade.
6	Geleira de montanha	Qualquer geleira que flui entre as paredes de um vale de montanha, refletindo as principais feições da topografia subglacial.
7	Áreas glaciadas e/ou campo de neve	Pequenas massas de gelo que perdurem pelo menos por dois anos sucessivos e que se encontra distribuída de forma indefinida em depressões, leitos de rio e em encostas abrigadas. São desenvolvidas a partir da precipitação de neve, avalanches ou acumulação significativa em certos anos e normalmente não apresenta nenhum padrão de fluxo.
8	Plataforma de gelo	A parte flutuante de um manto de gelo, cuja espessura varia entre 200 e 2000 m e é fixa à costa. As plataformas de gelo têm geralmente grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada. Elas ganham massa pelo fluxo do gelo do manto ou pela acumulação <i>in situ</i> , e podem perder massa pelo desprendimento de icebergs ou derretimento do fundo pela água do mar.
9	Geleira de rocha	Uma corrente de rocha que parece uma geleira, ocorrendo em anfiteatros, vales e vertentes. O gelo pode estar presente, mas predomina o material rochoso.
10	Corrente de gelo	Uma zona em um manto de gelo onde as velocidades de deslocamento do gelo podem atingir centenas de metros por ano, devido ao deslizamento sobre ao embasamento rochoso. Uma corrente não flui necessariamente na mesma direção do gelo circundante. Geralmente, uma corrente de gelo estende-se por centenas de quilômetros e tem milhares de metros de largura. As margens podem ser fraturadas com fendas expostas. Frequentemente, uma corrente está associada a uma depressão profunda na topografia subglacial e drenam grande volume de gelo.
0	Indefinido	Qualquer característica diferenciada não listada acima.

Anexo 5.2 - Critérios para determinação da forma das geleiras.

<i>Forma</i>		
<i>Código</i>	<i>Nome da Classe</i>	<i>Caracterização</i>
1	Composição de bacia glacial	Duas ou mais geleiras de vale que se fundem em uma única geleira (geleiras de vales tributários).
2	Bacia composta	Duas ou mais bacias de acumulação que drenam para uma única geleira.
3	Bacia simples	Área de acumulação que constitui uma bacia simples, sem tributários.
4	Geleira de anfiteatro	Uma geleira que ocupa reentrância arredondada e individualizada em um lado de uma montanha, escavando profundamente. No momento que a geleira de anfiteatro flui além da sua reentrância, forma uma geleira de vale.
5	Niche	Uma geleira pequena que ocupa um recesso estreito e irregular na vertente da montanha.
6	Geleira de cratera	Ocorrem em regiões altas sobre crateras de vulcões extintos ou dormentes.
7	Flanco de gelo	Massa de neve e gelo fina aderida à vertente, geralmente íngreme, de uma montanha.
8	Grupo de pequenas geleiras	Pequenas massas de gelo próximas e com características semelhantes. São geleiras muito pequenas para serem avaliadas individualmente.
9	Gelo remanescente	Pequena massa glacial inativa localizada próxima a uma geleira (gelo morto).
0	Incerta ou mista	Forma diferenciada não descrita acima.

Anexo 5.3 – Sistematização das características frontais/terminais das geleiras.

<i>Característica Frontal</i>		
<i>Código</i>	<i>Nome da Classe</i>	<i>Caracterização</i>
1	Piemonte	Parte terminal de uma geleira de vale, na forma de leque e que ocupa extensa área na base de uma montanha.
2	Expandida	Lóbulo formado na parte inferior da geleira, quando esta deixa as paredes limitadas de um vale e se estende para uma superfície menos restringida e mais nivelada - menor que piemonte.
3	Lóbulo	Extensão de parte de uma geleira (braço) e que não chega a caracterizar uma geleira de descarga.
4	Desprendimento	Geleira que termina no mar/lago e forma icebergs e grunhões através do desprendimento de gelo.
5	Coalescente, não tributária	Geleiras que se encontram e fluem paralelamente. Não ocorre mistura da massa de gelo.
10	Desprendimento e piemonte	Geleiras que terminam na forma de leque no mar/lago e perdem massa na forma de grunhões e icebergs.
11	Desprendimento e expandida	Geleira que escoo entre as paredes limitadas de um vale e se estende para uma superfície menos restringida, terminando no mar/lago através da quebra de icebergs e grunhões.
12	Desprendimento e lóbulo	Extensão de parte da geleira normalmente assentada no fundo e que perde massa na forma de icebergs.
13	Geleira tributária de plataforma de gelo	São as geleiras que drenam de um manto de gelo e coalescem formando as plataformas de gelo. A linha de ancoragem pode ser inferida de forma aproximada.
14	Geleira de maré (flutuante)	Geleiras que terminam no mar/lago e cuja frente esteja flutuando.
15	Desprendimento seco	O desprendimento (fragmentação do gelo) ocorre em terra, ocasionado por uma ruptura topográfica acentuada.
16	Confluente	Geleiras tributárias se encontram e ocorre mistura da massa glacial drenada por essas.
0	Normal ou mista	Geleira regular que não apresenta mudanças ao longo do perfil superficial.

Anexo 5.4 – Aspectos longitudinais das geleiras

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

Anexo 5.5 – Processos que determinam a origem da massa glacial

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

Anexo 5.6 – Estado atual da dinâmica do setor frontal de uma geleira

<i>Dinâmica atual</i>		
<i>Código</i>	<i>Nome da Classe</i>	<i>Caracterização</i>
1	Retração evidente	Retração maior que 20 metros por ano.
2	Retração pequena	Retração de até 20 metros por ano.
3	Estacionária	Estacionária.
4	Avanço pequeno	Avanço de até 20 metros por ano.
5	Avanço evidente	Avanço maior que 20 metros por ano.
6	Possibilidade de surge ¹	Possibilidade de aceleração abrupta de uma geleira, não autenticada.
7	Surge conhecido	Aceleração abrupta do fluxo de uma geleira, acompanhado pelo avanço rápido e brusco (alguns quilômetros) da frente da geleira.
8	Oscilação	Geleira com uma sucessão de avanços e recuos pouco significativos
9	Desprendimento seco	A topografia determina a dinâmica da geleira. Na parte terminal da geleira ocorre uma ruptura acentuada do relevo.
0	Incerto	Não se tem certeza da dinâmica atual.

¹ Surge – Aceleração abrupta do fluxo de uma geleira, acompanhado pelo avanço rápido e brusco (alguns quilômetros) do término da mesma.

Anexo 5.7 – Critérios para a determinação dos tipos de morainas associadas ao processo sedimentar glacial.

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

Anexo 5.8 – Critérios para a determinação da cobertura superficial de sedimentos nas geleiras.

<i>Cobertura superficial da massa glacial</i>		
<i>Código</i>	<i>Nome da Classe</i>	<i>Caracterização</i>
0	Gelo limpo	Sem presença de fragmentos na superfície da geleira.
1	Gelo levemente sujo	Quando até 25% da área de ablação da geleira apresenta sedimentos em superfície.
2	Gelo sujo	Aproximadamente 50% da área de ablação da geleira apresenta sedimentos na superfície.
3	Gelo recoberto por sedimentos	A maior parte da área de ablação está recoberta por sedimentos.