

**Morfologia e bacias de drenagem da  
cobertura de gelo da Ilha Rei George,  
Antártica**

Ulisses Franz Bremer

1998

T  
551.38:528.8  
B836u

**UFRGS  
Instituto de Geociências  
Biblioteca**

**Morfologia e bacias de drenagem  
da cobertura de gelo da  
Ilha Rei George, Antártica**

*Ulisses Franz Bremer*

**Porto Alegre-RS**

**1998**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia**  
**Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto**

**Morfologia e bacias de drenagem da cobertura de gelo  
da Ilha Rei George, Antártica**

**Ulisses Franz Bremer**

*(Engenheiro Agrônomo, ESAL-1986,  
Bacharel em Geografia, UFRGS-1993)*

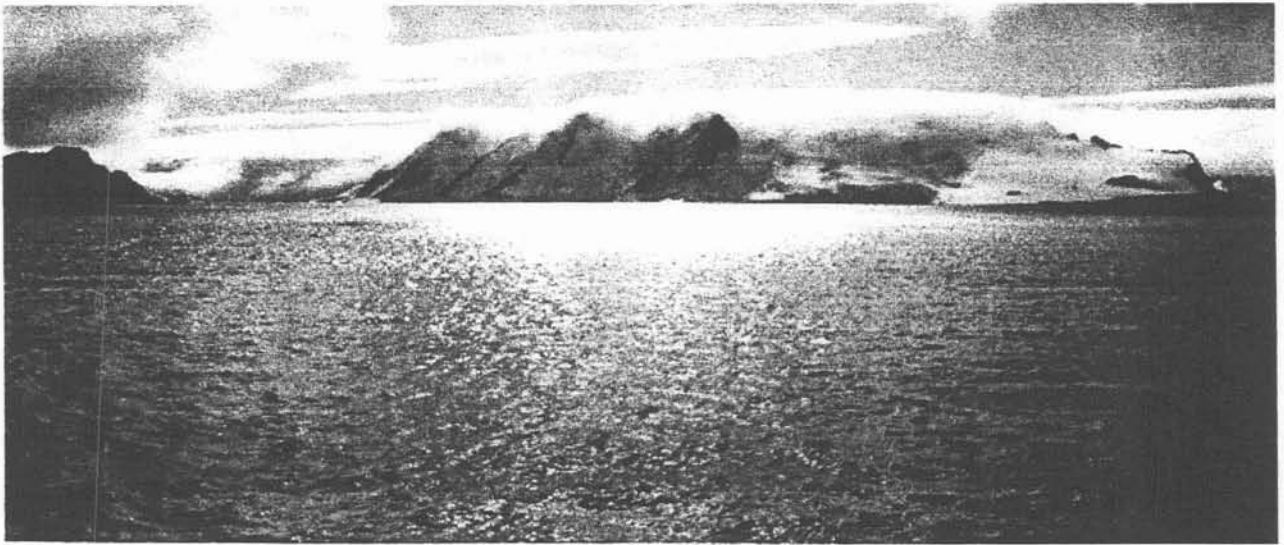
Orientação: **Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões**

Dissertação submetida à  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
para a obtenção do grau de Mestre  
em Sensoriamento Remoto.

Porto Alegre - RS

1998

551.38:528.8  
B836w



“Beyond this flood a frozen continent  
Lies dark and wilde, beat with perpetual storms  
Of whirlwind and dire hail, which on firm land  
Thaws not, but gathers heap, and ruin sems  
Of ancient pile; all else deep snow and ice...”

MILTON, *Paradise Lost*, II



## *Apresentação*

---

Este trabalho foi desenvolvido como requisito final para a conclusão do mestrado em Sensoriamento Remoto, no Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Os estudos necessários à efetivação da dissertação se desenvolveram no Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia e no Laboratório de Pesquisas Antárticas e Glaciológicas do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências desta Universidade, em Porto Alegre.

Trabalhos de campo foram realizados nos verões austrais de 1993-94, 1994-95 e 1995-96, nas Ilhas Shetland do Sul, Antártica, por ocasião das Segunda e Terceira expedições glaciológicas brasileiras e Expedição Glaciológica Internacional à Ilha Rei George no âmbito do Programa Antártico Brasileiro. Para leitura das imagens de satélite e treinamento em interpretação de dados digitais de imagens, um estágio foi realizado nos meses de agosto e setembro de 1995 no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, em São José dos Campos – SP.

Procurou-se, no desenvolver do texto, discorrer sobre a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto à temática glaciológica, do ponto de vista da ciência geográfica, sub-área para a qual o autor foi selecionado para o desenvolvimento de seu trabalho neste Curso de Pós-Graduação.

Porto Alegre, Maio de 1998.

## ***Agradecimentos***

---

Agradeço ao Dr. Jefferson Cardia Simões pela supervisão e sucessivas sugestões para o aperfeiçoamento deste trabalho, assim como por ter colocado à disposição todo o equipamento e acervo do Laboratório de Pesquisas Antárticas e Glaciológicas do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sem os quais não teria sido possível esta dissertação.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa concedida no período de 30 meses e à Comissão Interministerial para os Recursos do Mar pelo apoio prestado no âmbito do Programa Antártico Brasileiro aos trabalhos de campo nas Ilhas Shetland do Sul.

À Academia Polonesa de Ciências pelo apoio prestado, através de sua estação antártica Henryk Arctowski, aos trabalhos no campo de gelo da Península Warszawa, em Dez/1994-Jan/95, e no deslocamento até a Ponta Uchatka, em Fev/96, para reconhecimento de geleiras que drenam em direção ao Estreito de Bransfield.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), na pessoa da Dra. Telma Krug, por propiciar-me a oportunidade de treinamento no Laboratório de Tratamento de Imagens Digitais do Departamento de Sensoriamento Remoto (LTID/DSR), e ao Dr. Alberto Waingort Setzer por sua inestimável assistência durante minha permanência por dois meses, em São José dos Campos. Nesta oportunidade, gostaria de estender esses agradecimentos aos funcionários do LTID e à equipe do laboratório do Dr. Setzer pelo auxílio técnico e pela atenção na solução de problemas do meu cotidiano, no INPE.

Ao Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto (CPGSR) desta Universidade, em todas as suas instâncias administrativas e didáticas, por propiciar-me a oportunidade deste aperfeiçoamento em uma área do conhecimento que é hoje fundamental aos estudos geográficos.

Aos colegas pós-graduandos, sou grato pela solidariedade no transcorrer do curso, para a superação de dificuldades pertinentes ao dia-a-dia dos iniciantes à pesquisa nas universidades brasileiras. Aqui, é preciso agradecer, especialmente, a colaboração dos colegas do CPGSR, os engenheiros agrônomos Eliseu J. Weber e Elaine R. Nunes, e a geóloga Rosemary Hoff, pela constante disponibilidade no esclarecimento de dúvidas e discussões coletivas. Do CPG em Física, ao físico Irapuã R. de Oliveira Fº, pela leitura e disposição em rede dos *exabytes* que gravei no INPE. E do CPG em Geociências, o colega geógrafo Francisco Eliseu Aquino, por seu companheirismo e apoio nos deslocamentos para reconhecimento das frentes de gelo da Baía do Almirantado e nas caminhadas para estudo das áreas livres de gelo no entorno dessa baía.

# MORFOLOGIA E BACIAS DE DRENAGEM DA COBERTURA DE GELO DA ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA\*

**Autor:** Ulisses Franz Bremer

**Orientador:** Jefferson Cardia Simões

## SINOPSE

Esta dissertação investiga feições morfológicas do campo de gelo e geleiras da Ilha Rei George, nas Shetlands do Sul, Antártica, principalmente para determinar variações na posição das frentes de gelo no período entre 1956 e 1995, através de mapas elaborados a partir de levantamentos aerofotogramétricos e imagens de satélites. A posição das frentes de gelo da ilha foram determinadas a partir de três imagens multiespectrais do satélite *SPOT*, de 1988, 1992 e 1995, e comparadas com suas posições obtidas de fotografia aérea datadas de 1956. Imagens de satélite *Landsat MSS*, de 1973 e 1979, e *ERS-1 SAR*, de 1992, foram usadas como instrumentos auxiliares no reconhecimento de feições superficiais do campo de gelo e para delimitação de bacias de drenagem em setores onde as imagens *SPOT* eram de difícil interpretação. Constatou-se que dos 1250 km<sup>2</sup> da área da Ilha Rei George, 92,7% são cobertos por massas de gelo, tendo sido identificadas setenta bacias de drenagem glacial. Retração generalizada das frentes de gelo foi observada ao longo de quatro décadas, resultando na perda de aproximadamente 7% da cobertura glacial.

---

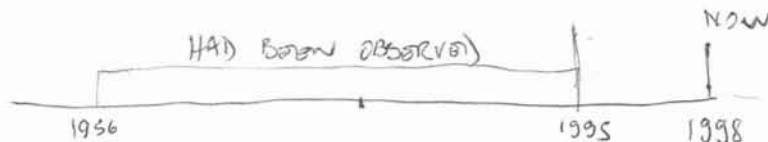
\* Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, elaborada junto ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre -RS, maio de 1998. (119 p.)

**MORPHOLOGY AND DRAINAGE BASINS OF THE KING GEORGE  
ISLAND ICE COVER, ANTARCTICA\***

**Author:** Ulisses Franz Bremer  
**Supervisor:** Jefferson Cardia Simões

**ABSTRACT**

This dissertation investigates morphological features of the ice field and glaciers of King George Island, South Shetlands, Antarctica, mainly to determine variations in ice front positions through the period of 1956–1995, using maps produced from aerial photogrammetric surveys and satellite imagery. Ice front positions were determined using three multispectral *SPOT* images taken in 1988, 1992 and 1995, and compared to their positions in 1956 determined from aerial photographs. Landsat MSS<sup>images</sup> taken in 1973 and 1979, and ERS-1 SAR data obtained in 1992 provided further information on surface features of the glaciers helping to delimit drainage basins where *SPOT* images were difficult to interpret. Seventy glacial drainage basins were identified covering 92.7% of the King George Island area (1250 km<sup>2</sup>). General retreat of ice fronts <sup>has been</sup> ~~were~~ observed <sup>for</sup> ~~through~~ four decades, more intensely on the eastern side of the island, resulting in the loss of 7% of the glacial cover area.



\* Dissertation submitted to the Universidade Federal do Rio Grande do Sul for the degree of *Magister Scientiae*. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Porto Alegre, Brazil. May/1998.

## **Sumário**

---

<i>Capa</i>	
<i>Folha de rosto</i>	i
<i>Frontispício</i>	ii
<i>Apresentação</i>	iii
<i>Agradecimentos</i>	iv
<i>Resumo</i>	v
<i>Abstract</i>	vi
<i>Sumário</i>	vii
<i>Lista de Figuras</i>	xii
<i>Lista de Tabelas</i>	xiv
<b>Capítulo 1: INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Introdução</b>	<b>1</b>
1.1.1. Considerações sobre o sensoriamento remoto da criosfera	1
1.1.2. Objetivos da dissertação	3
1.1.3. Terminologia adotada	4
<b>1.2. Alguns conceitos básicos para a compreensão deste estudo</b>	<b>5</b>
1.2.1. Considerações iniciais	5
1.2.2. Neve	5
1.2.3. Neve fresca ou nova	6
1.2.4. <i>Firn</i>	6
1.2.5. Gelo	6
1.2.6. Zonas superficiais de uma geleira	8
1.2.7. O metamorfismo da neve para o gelo	9
<b>Capítulo 2: O SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁREAS GLACIAIS</b>	<b>11</b>
<b>2.1. Introdução</b>	<b>11</b>

2.1.1. Breve histórico da teledeteção de áreas glaciais: revisão bibliográfica	11
2.1.2. Estudos de teledeteção na área geográfica deste trabalho	16
<b>2.2. Sistemas sensores e suas limitações à glaciologia</b>	17
2.2.1. Tendências atuais na teledeteção glaciológica	17
2.2.2. Sistemas de imageamento utilizados na obtenção das cenas deste trabalho	19
2.2.2.1. <i>MSS (Multispectral Scanner)</i>	19
2.2.2.2. <i>HRV (Haute Résolution Visible)</i>	20
2.2.2.3. <i>SAR (Synthetic Aperture Radar)</i>	21
<b>2.3. Estudos radioglaciológicos</b>	22
2.3.1. Radio ecossondagem (RES): Uma outra técnica de sensoriamento remoto	22
2.3.2. Equipamentos utilizados	23
<b>2.4. Propriedades da neve e do gelo relevantes para o sensoriamento remoto</b>	24
2.4.1. Comportamento espectral da neve e do gelo	24
2.4.2. Propriedades ópticas, termais e elétricas da neve e do gelo	25
 <b>Capítulo 3: CONTEXTUALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO</b>	 29
<b>3.1. Introdução à Antártica</b>	29
3.1.1. Algumas considerações sobre o continente antártico	29
<b>3.2. Localização e motivos da escolha da área de estudo</b>	34
<b>3.3. Caracterização geográfica da área de estudo</b>	36
3.3.1. Geologia das Ilhas Shetland do Sul	36
3.3.2. O clima nas Shetland do Sul	40
3.3.3. A paisagem da Ilha Rei George – o quadro natural	42

<b>Capítulo 4: ESTUDOS INTRODUTÓRIOS À GLACIOLOGIA DA ILHA REI GEORGE</b>	45
<b>4.1. Introdução</b>	45
4.1.1. Desvendando as massas de gelo da Nova Shetland	45
4.1.2. Glaciologia geral das Shetland do Sul	48
4.1.2.1. Regime termal das massas de gelo	50
<b>4.2. Estudos glaciológicos na Ilha Rei George</b>	50
4.2.1. Radio eco sondagem	50
4.2.2. Balanço de massa	53
4.2.3. Temperatura do gelo	54
<b>Capítulo 5: METODOLOGIA</b>	56
<b>5.1. Introdução</b>	56
<b>5.2. Base de dados</b>	57
5.2.1. Base cartográfica	57
5.2.2. Dados obtidos através de sensoriamento remoto	58
5.2.2.1. <i>ERTS/Landsat</i>	58
5.2.2.2. <i>SPOT</i>	59
5.2.2.3. Imageamento <i>ERS-1</i>	60
5.2.2.4. Fotografias aéreas	61
5.2.2.5. <i>RES</i>	63
<b>5.3. Análises de campo</b>	64
5.3.1. Considerações iniciais	64
5.3.2. Localização dos trabalhos de campo	64
5.3.3. Atividades de campo complementares	66
5.3.3.1. Reconhecimento de feições periféricas da calota de gelo	66
5.3.3.2. Tomada da temperatura do gelo	67
5.3.3.3. Medições de Acumulação	68
<b>5.4. Análise multitemporal de dados orbitais</b>	68

5.4.1. Pré-processamento de imagens	70
5.4.1.1. Obtenção de sub-cenas	70
5.4.1.2. Correções geométricas	71
5.4.2. Processamento das imagens	75
5.4.2.1. Aumento de contraste	75
5.4.2.2. Filtragens	75
5.4.3. Classificação das imagens	76
5.4.3.1. Classificação supervisionada	78
5.4.3.2. Classificação não supervisionada	79
5.4.4. Sobreposição dos produtos obtidos	80
<b>Capítulo 6: MAPEAMENTO DA CALOTA DE GELO DA ILHA REI GEORGE – RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	82
<b>6.1. Fazendo uso da cartografia para monitorar áreas glaciais</b>	82
6.1.1. Mapas elaborados nas diferentes fases	83
<b>6.2. A calota de gelo da Ilha Rei George</b>	84
6.2.1. Morfologia geral	84
6.2.2. Fácies da cobertura de neve	85
6.2.3. Divisores de gelo e bacias de drenagem	86
6.3.4. Frentes de gelo e limites da calota	87
<b>6.3. Outras massas de neve e gelo na Ilha Rei George</b>	92
<b>6.4. Avaliação dos percentuais de retração e avanço do gelo</b>	93
<b>Capítulo 7. CONCLUSÕES</b>	97
<b>7.1. A cobertura de gelo da Ilha Rei George</b>	97
<b>7.2. Sensoriamento remoto de regiões polares – dificuldades metodológicas</b>	98
<b>7.3. Trabalhos futuros</b>	100



<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	101
<b>ANEXOS</b>	112
<b>Anexo I: Síntese das principais aplicações e limitações de sensores utilizados em sensoriamento remoto de neve e gelo (Fonte: Masson, 1991, e Thomas, s/d.)</b>	112
Anexo I-A: Sensores de baixa a média resolução não requisitados para esta dissertação	112
Anexo I-B: Sensores de alta resolução, alguns dos quais foram utilizados nesta dissertação	115
<b>Anexo II: Boletins dos pontos de controle utilizados no georreferenciamento das cenas de trabalho, segundo o <i>DIMPLE Ground Control Point Model Report</i></b>	116
Anexo II-A: Pontos de controle do terreno (GCP) para a Cena Norte	116
Anexo II-B: Pontos de controle do terreno (GCP) para a Cena Fildes	117
Anexo II-C: Pontos de controle do terreno (GCP) para a Cena Central	118

## *Lista de Figuras*

---

Cascatas de gelo Polar Committee, ao norte da Enseada Ezcurra, Ilha Rei George.	ii
1.1 – Mapa geral da Antártica indicando suas grandes regiões e outros locais citados nesta dissertação.	3
1.2 – Zoneamento típico para geleiras subpolares, de acordo com Benson (1961) e Müller (1962).	9
2.1 – Órbitas do satélite <i>SPOT</i> e a localização e área de cobertura das estações receptoras que registram os dados provenientes de seus sensores.	18
2.2 – Curva típica para a reflectância espectral da neve.	25
2.3 – Efeitos de diferentes comprimentos de raio de cristais de neve sobre a reflectância.	26
2.4 – Curvas de reflectância para feições glaciais, destacando-se a grande variabilidade espectral do gelo glacial.	27
3.1 – Localização da Antártica e das porções meridionais dos continentes do Hemisfério Sul.	30
3.2 – Perfil do embasamento rochoso e do manto de gelo do continente antártico.	31
3.3 – Mapa das Ilhas Shetland do Sul, e seu posicionamento ao largo da Península Antártica.	35
3.4 – Elementos estruturais da Ilha Rei George	37
3.5 – Localização da porção emersa do Arco de Scotia e sua relação com os continentes antártico e sul-americano.	39
3.6 – Isotermas para as médias anuais de temperatura na Península Antártica	41
3.7 – Mapa da Península Fildes, a mais extensa área livre de gelo da Ilha Rei George, sítio para várias estações científicas, vias de comunicação e outras. São indicados os locais dos campos-base para os trabalhos de campo de 1994 e 1995/6.	44
4.1 – Mapa esquemático da grande paleocalota de gelo que recobriu o grupo central das Ilhas Shetland do Sul e os limites atuais das calotas de gelo.	49
4.2 – Mapa da Ilha Rei George indicando as linhas de estudos de <i>RES</i> aí realizados.	52
4.4 – Perfil da calota de gelo da Ilha Rei George, a partir do levantamento realizado em dezembro de 1995.	52
5.1 – Índice das imagens <i>SPOT</i> utilizadas para o estudo da cobertura de gelo da Ilha Rei George.	60

5.2 – Mapa-índice das linhas de voo de 1956 ( <i>FID</i> ) e 1975 ( <i>RN</i> ) para tomada de fotografias aéreas da Ilha Rei George.	62
5.3 – Localização dos setores da Ilha Rei George onde se efetivaram os trabalhos de campo no âmbito desta dissertação	65
5.4 – Imagem da Ilha Rei George constituída a partir de um mosaico das cenas na banda 5 do sensor <i>MSS</i> do satélite <i>Landsat</i> , de 20 de fevereiro de 1979.	69
5.5 – Mosaico das folhas W 6256 e W 6258 do <i>D.O.S.</i> , de 1968, usadas como base cartográfica para os trabalhos de georreferenciamento das cenas de trabalho.	74
5.6 – Estatísticas das cenas (a) Fildes, (b) Central, e (c) Norte, geradas pelo programa <i>DIMPLE</i> .	77
5.7 – Classificação não supervisionada de setores comuns às cenas <i>SPOT</i> : Fildes e Central (a), Central e Fildes (b), Central e Norte (c), e Norte e Central (d), para um número de 14 classes.	81
6.1 – Interpretação glaciológica de produtos satelitais, de 1988 e <i>ERS-1</i> , de 1992, da Ilha Rei George para seus setores central e meridional.	83
6.2 – Interpretação glaciológica da cena Norte do imageamento <i>SPOT</i> , de 29/Mar/95.	84
6.3 – Delimitação das bacias de drenagem da Ilha Rei George, a partir da interpretação de imagens <i>SPOT</i> de 1988, 1992 e 1995.	88
6.4 – Falésia da Geleira Goetel, que termina em cascata de gelo constricta pelas pontas Ullmann e Preciosa.	89
6.5 – Porção terminal da Geleira Professor, na Península Kraków.	90
6.6 – Frente de gelo apoiada sobre o embasamento. Geleira Dera, que drena em cascata para a Angra Hervé, na Península Warszawa.	91
6.7 – Faixa de praia <10 m de largura, constituída de textura variada de material rochoso depositado na frente da falésia da Geleira Wanda, na Enseada Martel.	91
6.8 – Fotografia aérea da Península Keller, apresentando suas três geleiras remanescentes – Flagstaff, Noble e Babilon – além de massas de gelo e neve de formato e tamanho diversificado que não persistem até o final do verão, segundo constatação de campo, no início de março de 1996.	93
6.9 – Interpretação das variações na extensão do campo de gelo da Ilha Rei George, no período entre 1956 e 1995.	96

## *Lista de Tabelas*

---

1.1 – Algumas propriedades físicas típicas da neve e do gelo.	7
3.1 – Localização e extensão das principais superfícies do planeta cobertas de gelo	33
5.1 – Relação das fontes cartográficas utilizadas nesta dissertação.	57
5.2 – Produtos de sensoriamento remoto orbital da Ilha Rei George utilizados na dissertação.	61
5.3 – Sequências de fotografias aéreas utilizadas na dissertação.	63

# Capítulo 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1. Introdução

#### 1.1.1. Considerações sobre o sensoriamento remoto da criosfera

Desde a era dos descobrimentos e das expedições de reconhecimento das terras austrais do planeta no século XIX, seguida dos primórdios de sua investigação científica, tem-se buscado evoluir tecnicamente no conhecimento aprofundado da extensão e dinâmica de suas coberturas glaciais. Até os anos 30 do século atual, o estudo destas áreas dava-se quase que exclusivamente a partir de dados coletados em trabalhos de campo. Mais recentemente, a partir dos anos 60, sua exploração científica experimentou um novo impulso, com os adventos tecnológicos que possibilitam seu estudo sem necessidade de acompanhamento sistemático *in situ*.

Com o desenvolvimento do sensoriamento remoto, ou teledeteção, uma série de dificuldades foi sensivelmente reduzida. Ao longo dessa dissertação relata-se algumas dessas dificuldades, bem como tentativas para solucioná-las. A usual definição de sensoriamento remoto como sendo a obtenção de informações de um alvo – corpo ou feição da superfície terrestre – por meio de um objeto-sensor que não se encontra em contato físico com o mesmo, incorpora a idéia da redução de dificuldades na investigação da neve e do gelo. Assim, o reconhecimento e a amostragem em trabalhos de campo, embora indispensáveis, tornam-se complementares no monitoramento de ambientes glaciais de regiões polares e subpolares, pois existem dados de satélites para extensas áreas e em intervalos de alguns anos.

As técnicas de sensoriamento remoto ampliam o conhecimento de áreas já estudadas por outros meios, e permitem analisar aquelas pouco exploradas ou mesmo ainda

não estudadas. O imageamento de extensas superfícies fornece informações a respeito de sua dinâmica e caracterização geomorfológica, sendo hoje indispensável também no planejamento de trabalhos de campo e na localização de sítios para experimentos.

O sensoriamento remoto é uma técnica que possibilita abordar multidisciplinarmente vários aspectos das regiões polares. Ele vem sendo utilizado por grupos de pesquisas de diferentes ramos das ciências, para se alcançar melhor compreensão do ambiente global e de apontar soluções para problemas que nas últimas décadas passaram a alertar a sociedade, governos e comunidade científica em geral. Dentre tais problemas, pode-se destacar como aqueles que decorrem da expansão da área com carência de  $O_3$  estratosférico (i.e., os "buracos" na camada de ozônio), e de um aquecimento do planeta com aumento da concentração de gases estufa –  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  e outros – na atmosfera.

O avanço das técnicas de teledetecção tem facilitado a avaliação de feições glaciais para obtenção de dados do comportamento das massas de gelo ao longo do tempo. Assim geleiras, mantos, calotas e plataformas de gelo vêm sendo estudadas, no sentido de procurar prever a contribuição de seu possível derretimento sobre uma eventual elevação no nível médio dos mares, decorrente de mudanças climáticas que conduzam a um aquecimento global.

Dentre as áreas glaciais mais importantes para tal contribuição, destacam-se as regiões do globo que apresentam massas de gelo com características temperadas e subpolares. Uma pequena discussão sobre essas características é feita na seção 4.1.2.1 do capítulo 4, que apresenta uma caracterização glaciológica da área de estudo.

Os estudos de sensoriamento remoto de massas de gelo subpolar abrangem, em sua maior parte, áreas periféricas do Ártico (Bindschadler et al., 1987; Dowdeswell, 1984). Para o gelo antártico, até o momento, a maior parte dos estudos realizados a partir de imagens de satélites tem dado ênfase às massas de gelo de suas grandes regiões (Fuji et al., 1987; Orheim e Lucchitta, 1987; Zwally et al., 1987), não sendo priorizadas as áreas subpolares. Dentre estas áreas, inserem-se as Ilhas Shetland do Sul, arquipélago no qual se localiza a ilha enfocada neste estudo (Fig. 1.1).

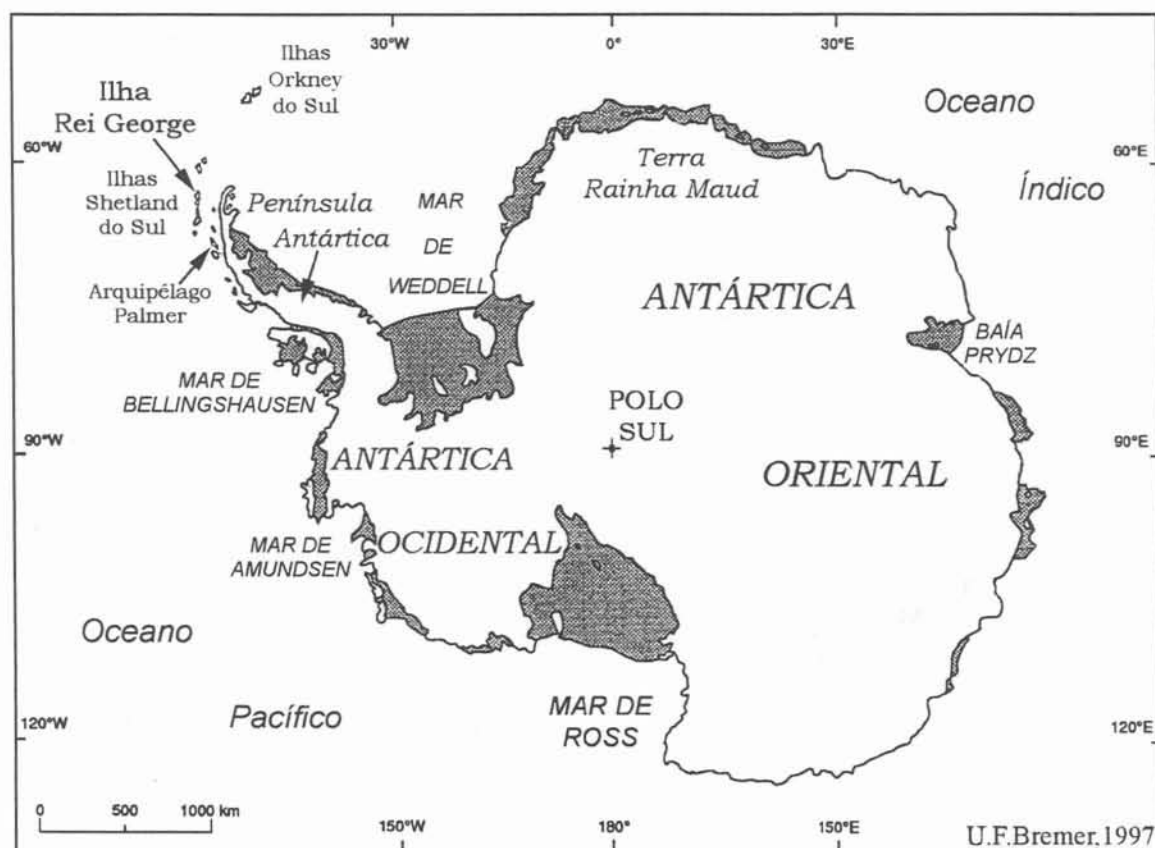


Fig. 1.1 – Mapa geral da Antártica indicando suas grandes regiões e outros locais citados nesta dissertação. Em cinza escuro, as plataformas de gelo.

A importância de se explorar técnicas de sensoriamento remoto no auxílio à compreensão dos processos característicos das massas de gelo sob regime termal subpolar, cresce na medida em que estes ambientes são suscetíveis a mudanças climáticas (Paterson, 1994). Neste contexto, a dissertação aqui apresentada tenta inserir-se entre as contribuições para o conhecimento dessa pequena área glacializada da Terra, a Ilha Rei George.

### 1.1.2. Objetivos da dissertação

Esta dissertação envolve a utilização de produtos de sensoriamento remoto, com a finalidade de estabelecer relações entre a cobertura de gelo da Ilha Rei George, Antártica, e o sistema climático regional. A pesquisa tem por objetivo estudar a cobertura glacial dessa ilha, descrevendo-a e buscando explicar suas características morfológicas e dinâmicas a partir da integração de informações obtidas de imageamento de satélites,

fotografias aéreas, dados de radioecossondagem, glaciológicos e de campo, sintetizados sob a forma de produtos cartográficos.

Os objetivos particulares desta dissertação são: a) verificar as imagens do sensor *HRV (Haute Résolution Visible)* do satélite *SPOT (Système Probatoire de l'Observation de la Terre)* na análise da neve e do gelo da Ilha Rei George, Antártica, examinando o comportamento espectral dessa cobertura de gelo, para se extrair informação relevante para a diferenciação de fácies glaciais; b) mapear as feições morfológicas da cobertura de gelo a partir dos produtos de sensoriamento remoto disponíveis; c) comparar estes produtos com os dados cartográficos existentes, e verificar o comportamento das massas de gelo da ilha, identificando flutuações das frentes de suas geleiras de descarga.

### **1.1.3. Terminologia adotada**

Procurou-se utilizar, nesta dissertação, a nomenclatura do conjunto de normas para nomes geográficos do *U.S. Board* (National Science Foundation, 1989) e dos mapas do *BAS – British Antarctic Survey*. Para a área da Baía do Almirantado, na Ilha Rei George, foram adotados nomes extraídos de mapas da *Polskiej Akademii Nauk (PAN)*. Dentre os produtos cartográficos disponíveis para esta ilha, são estes os mapas que apresentam maiores detalhes e consistência toponímica.

Nomes correspondentes em português foram utilizados quando o significado viesse favorecer sua imediata compreensão. Nomes próprios, como por exemplo George, Robert, Sandwich etc, foram mantidos na forma original.

Também não se pluralizou nomes de arquipélagos, uma prática comum quando se omite a palavra ilhas. Portanto, Orkney, Sandwich e Shetland do Sul referem-se a todo o conjunto de ilhas daqueles arquipélagos. A ilha objeto deste estudo, à qual alguns autores argentinos têm se referido como *25 de Mayo* e alguns autores russos *Waterloo*, é aqui denominada Rei George, nome mais corrente no âmbito do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) e do SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*).



## 1.2. Alguns conceitos básicos para a compreensão deste estudo

### 1.2.1. Considerações iniciais

Uma cobertura glacial está geralmente estruturada em seqüência de camadas, constituídas de diversos tipos de neve e gelo. Nesta seção, pretende-se apresentar sucintamente os materiais glaciais que constituem as geleiras. Na tabela 1.1 mostram-se os valores de algumas propriedades físicas de diferentes tipos de neve e gelo.

Esta secção apresenta, também, o zoneamento de geleiras típicas subpolares ou de zonas temperadas, para facilitar a distinção de suas diferentes feições, algumas de suas características básicas e, eventualmente, a localização destas fácies em um ambiente glacial.

### 1.2.2. Neve

De um modo geral, refere-se à neve como sendo aquelas partículas de água congelada que ainda não sofreram alterações significativas desde sua precipitação. Hall e Martinec (1985) apresentam várias definições que foram tornando-se mais complexas na medida em que o estudo deste material passou a ter mais importância. De um glossário de hidrologia suíço, trazem a definição de que neve é uma “precipitação sólida composta de cristais de gelo, caindo no ar ou depositada no solo” (SHN, 1982). Essa definição pode ser melhor adequada a este trabalho quando complementada pela afirmação de Paterson (1994) que prefere referir-se ao termo neve como sendo um “material nos estágios intermediários à transformação em *firn*”.

A cada camada de neve que cai aumenta a compressão das camadas subjacentes, podendo também ser a nova camada inicialmente comprimida pela ação do vento e, dependendo da temperatura atmosférica, sofrer derretimento em maior ou menor grau. Assim, os cristais de neve vão tomando diferentes formatos e sua densidade é incrementada.

### 1.2.3. Neve fresca ou nova

É a neve recentemente depositada, considerando-se a camada que precipitou nas últimas 24 horas e que ainda não foi submetida a compactação ou metamorfismo. É um material extremamente leve, facilmente transportado pelo vento até que sofra uma deposição definitiva. A neve fresca pode ser compactada pela ação do vento imediatamente após sua precipitação, mas o formato “de estrela” (Hambrey, 1994), típico dos cristais de neve, poderá ainda ser reconhecido. Após a deposição, tem início o metamorfismo da neve nova, vindo a constituir os grãos arredondados que caracterizam a neve “velha”.

### 1.2.4. *Firn*

Este termo, de origem nórdica, se refere a “neve velha que foi transformada em um denso material” (Armstrong et al., 1973). Foi incorporada à terminologia glaciológica universal para designar a neve que resistiu pelo menos um verão, tendo sido preservada até o inverno subsequente, sem ter sido ainda transformada em gelo.

Apresenta-se como um material denso – até  $830 \text{ kg m}^{-3}$  – e granuloso, cujos cristais podem atingir até 5 mm. Sobre massas de gelo subpolar, assim como em geleiras temperadas, o *firn* é formado sob condições de alternância dos processos de derretimento e recongelamento, diferentemente do *firn* polar que é formado na ausência destes fenômenos (Paterson, 1994). Na medida em que sofre compressão pelas camadas superiores, o pacote de *firn* vai tendo fechadas as passagens que permitem a circulação do ar em seu interior. Para este fato também contribui o congelamento da água que percola ao longo do perfil da geleira.

### 1.2.5. Gelo

É a feição resultante do cerramento das passagens de ar existentes no *firn*. De acordo com Sugden e John (1991), o *firn* torna-se gelo glacial quando a consolidação

dos cristais "procedeu-se suficientemente para isolar o ar em bolhas separadas". Deste modo, o gelo apresenta enclaves de ar em forma de bolhas, ou seja, poros aéreos isolados. Ele se apresenta bastante compacto, diferentemente dos diversos tipos de neve, que apresentam poros de ar interconectados. Com o aumento da pressão as bolhas de ar presentes no gelo vão tornando-se diminutas, o que lhe confere uma maior densidade e, embora considere-se  $920 \text{ kg m}^{-3}$  a densidade do gelo puro, ou seja, água congelada, a classificação glaciológica aceita o limite entre firn e gelo como  $830 \text{ kg m}^{-3}$ .

Tab.1.1 – Algumas propriedades físicas típicas da neve e do gelo (Adaptado de Hall e Martinec, 1985, e Paterson, 1994)

Fácies	Densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ )	Porosidade (%)	Tamanho do grão (mm)
Neve nova	50-70	99-67	0,01-5,00
Neve nova úmida	100-200		
Neve assentada	200-300		
Neve compactada pelo vento	350-400	78-35	0,50-3,00
<i>Firn</i>	400-830	56-8	0,50-5,00
Neve muito úmida e firn	700-800		
Gelo glacial	830-917	<8	1->100

Além de bolhas de ar, o gelo pode apresentar elevado conteúdo de impurezas incorporadas, tanto no processo de acúmulo e compactação da neve, como durante o deslocamento de uma geleira e, conseqüentemente, do seu atrito com o embasamento rochoso. É típico encontrar-se em áreas de morainas, gelo impregnado de fragmentos de rocha, sendo ele, por vezes, muito escuro. Esse material é correntemente conhecido por gelo sujo.

### 1.2.6. Zonas superficiais de uma geleira

As condições físicas de uma geleira são variáveis em diferentes pontos da mesma. Para melhor compreender as características e os processos que nela ocorrem, é conveniente estudá-la de acordo com a posição de seus componentes estratigráficos. Benson (1961) dividiu as geleiras em zonas e, pouco depois, Müller (1962) acrescentou novos detalhes para aperfeiçoar esta classificação.

Assim, pode-se distinguir duas áreas em uma geleira: uma área de acumulação e uma área de ablação, sendo a primeira subdividida em zonas diferenciadas. A seguir são apresentadas as diversas zonas de uma geleira típica de regiões subpolares. Um esquema da mesma é mostrado na figura 1.2.

- 1 – *Área de acumulação*: estende-se do topo da geleira até a linha de equilíbrio, onde acumulação e ablação são iguais em um balanço anual; coincide com o limite superior da área de ablação, dividindo-se em três zonas, como se segue:
  - a) *Zona de percolação*. Verifica-se aí algum derretimento superficial, no verão, havendo percolação da água no perfil da geleira, que sofrerá posterior recongelamento. Se este ocorre horizontalmente, formam-se lâminas ou lentes de gelo, e se verticalmente, os veios de gelo. Sua cota mais baixa coincide com a linha de neve úmida, onde tem início uma outra zona.
  - b) *Zona de neve úmida*. Compreende toda a neve depositada entre o final de um verão e o de o subsequente, e que atingiu a temperatura de 0° C, ou seja, o ponto de fusão. O limite desta zona com a de gelo sobreposto é dado pela linha de neve.
  - c) *Zona de gelo sobreposto*. Apresenta-se como uma massa contínua, constituída pelas várias camadas de gelo que se formaram em decorrência do alto derretimento e recongelamento aí verificado. Difere-se, assim, das duas zonas anteriores, formadas por pacotes de neve e firn intercalados por lentes, lâminas e veios de gelo.
- 2 – *Área de ablação*: estendendo-se da linha de equilíbrio até a porção terminal da geleira, caracteriza-se por apresentar derretimento total da neve que aí se depositou entre o final de um verão e o de outro.



Fig. 1.2 – Zoneamento superficial típico de geleiras subpolares, de acordo com Benson (1961) e Müller (1962) – adaptado de Paterson, 1994.

Cabe ressaltar que em um manto de gelo polar como, por exemplo, no interior da Antártica continental, a área de acumulação apresenta como feição predominante uma zona de neve seca, não encontrada em geleiras subpolares e temperadas. Esta zona, cuja superfície é recoberta por uma camada de neve seca e pulverulenta, ocorre em decorrência de ser a temperatura sempre muito baixa, não se verificando qualquer derretimento no verão. A linha de neve seca marca o limite inferior desta zona com a zona de percolação, onde aparecem as primeiras camadas de recongelamento da água percolada após o derretimento da neve superficial.

### 1.2.7. O metamorfismo da neve para o gelo

Nos itens anteriores, pode-se verificar que tanto o gelo como a neve ocorrem em diversas formas e têm em comum o fato de apresentarem sob a forma de cristais de aspecto hexagonal. Este aspecto é mantido desde a neve suspensa no ar até sua

transformação final em gelo, a partir do longo processo que inicia assim que ela precipita. Essa transformação ocorre através de mecanismos diferenciados, de acordo com as condições térmicas dos locais onde se encontram as superfícies glaciais.

Segundo Paterson (1994) a neve se transforma em gelo "muito mais rapidamente em geleiras de regiões temperadas, onde períodos de derretimento se alternam com períodos onde a neve úmida recongela, do que na Antártica central, onde a temperatura permanece bem abaixo do ponto de congelamento ao longo do ano". Em áreas onde se verifica derretimento, com zonas de percolação e de neve úmida, a transformação da neve em gelo se dá a partir do recongelamento da água de derretimento. Esta água proporciona um arredondamento dos grãos porque eles começam a derreter primeiro em suas extremidades e seu tamanho médio também aumenta, porque como os grãos menores tendem a derreter antes, o produto do seu derretimento se agrega aos maiores.

Somado aos fatores acima, tem-se a possibilidade de reagrupamento dos grãos por recongelamento. Esta junção se dá em um ritmo particularmente rápido, nas camadas superficiais, devido ao ciclo diário de congelamento e derretimento pelo qual a neve passa. A água de derretimento acelera este processo porque a tensão superficial de um filme de água tende a empurrar os grãos para se ajuntarem. O recongelamento da água de derretimento também acelera os últimos estágios de transformação, pois os espaços aéreos são preenchidos deste modo. O recongelamento de grandes quantidades de água de derretimento para formar camadas e lentes de gelo contribui para uma rápida transição da neve para gelo. O tempo necessário para completar essa transformação é variável para as diferentes áreas de uma geleira, de acordo com o aporte de água de derretimento. Uma zona de gelo sobreposto representa o caso extremo no qual a neve é transformada em gelo em um único verão (Paterson, 1994).

## **Capítulo 2:**

# **O SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁREAS GLACIAIS**

---

## **2.1. Introdução**

### **2.1.1. Breve histórico da teledetecção de áreas glaciais: revisão bibliográfica**

As primeiras referências da utilização de técnicas de sensoriamento remoto em estudos glaciológicos, são alusivas ao uso de fotografias terrestres para o mapeamento de áreas glacializadas. Embora Verstappen (1977), se refira a S. Finsterwalder e R. Finsterwalder como introdutores da fotogrametria no estudo de retração glacial nos Alpes Orientais, o próprio R. Finsterwalder (1954), menciona uma série de trabalhos anteriores. Em uma longa lista, são citados levantamentos que se iniciaram em 1913, pelo *Deutsche und Österreichische Alpenverein*, visando a elaboração de mapas turísticos de escalas grandes. Ele fez referência, e ressalta a importância, a um levantamento pioneiro realizado fora dos Alpes, usando este método na região do Pamir, também em 1913.

Finsterwalder defendia ser a fotogrametria uma técnica que possibilitava levantar extensas e remotas regiões glaciais, mapeando-as com precisão e em tempo relativamente curto. Ele relacionou as dificuldades materiais de então, encontradas para a execução de levantamentos aerofotogramétricos em Spitsbergen, na Islândia, Groenlândia e Suécia.

Os vôos pioneiros de H. Wilkins e Richard E. Byrd sobre a Antártica, no ano de 1928 são considerados os marcos iniciais da teledetecção daquele continente, pois



mais de 1600 fotografias aéreas foram tiradas, cobrindo uma área de aproximadamente 150 mil milhas quadradas (Walton, 1987). Mesmo sem terem tirado fotografias aéreas importantes para estudos glaciológicos, eles deram início a uma nova era na exploração da Antártica. Outros vôos, contemporâneos ao de R.E. Byrd, tiveram também importante papel para a pesquisa antártica, pois mostraram que através de um único sobrevôo poderiam ser extraídas informações que demandariam toda uma temporada de trabalho por uma equipe de campo.

Já na década de 1930, importantes trabalhos de aerofotogrametria foram conduzidos pelo norueguês Lars Christensen, pelos norte-americanos Lincoln Ellsworth, Herbert Hollick-Kenyon e pelo próprio R.E. Byrd, além da expedição alemã *Schwabenland* que, às vésperas da Segunda Guerra Mundial, fotografou uma área de 350.000 km<sup>2</sup> na Terra Rainha Maud (Walton, op.cit.). Esse tipo de levantamento foi retomado, na Antártica, apenas com o fim daquele conflito, a partir da segunda metade dos anos 1940.

Até meados dos anos de 1960, a aerofotogrametria tinha-se tornado o método corrente para a execução de levantamentos de geleiras por imagens representativas de grandes áreas. Contudo, o monitoramento do rompimento do gelo hibernal do Golfo de São Lourenço, no Canadá, na primavera de 1961, através de câmaras de televisão transportadas pelo satélite meteorológico *TIROS-2 (Television Infrared Observation Satellite)*, havia dado início à exploração orbital da cobertura sazonal de gelo do planeta, e em 1964 eram obtidas as primeiras imagens da Antártica pelo satélite *Nimbus I* – sucessor da série *TIROS*, nos comprimentos de onda de 3,8  $\mu\text{m}$  do espectro infra-vermelho (Gloersen e Salomonson, 1975). Lançado em órbita quase polar, forneceu os primeiros dados de satélite que possibilitaram elaborar mapas do pacote de gelo do Ártico e de toda a área coberta de gelo da Antártica, além de demonstrar que a movimentação de grandes icebergs tabulares pode ser monitorada por satélites (Headland, 1986).

A partir de 1966, tornou-se possível monitorar a extensão da cobertura de neve continental pelos satélites da *NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)*, nos comprimentos de onda visível e do infra-vermelho. Assim, iniciou-se a construção de uma base multitemporal de dados satelitais a partir das séries de



informações obtidas semanalmente. Todavia os satélites das séries *Nimbus* e *NOAA*, embora apresentassem uma longevidade de até 3 anos, habilitando-se assim à obtenção de séries temporais de dados, apresentavam uma resolução apenas moderada – de 1,1 km no nadir – para a exploração glaciológica, limitando sua utilização a estudos superficiais de grandes feições glaciais.

O lançamento do satélite *ERTS-1* (*Earth Resources Technology Satellite*), em julho de 1972, veio possibilitar maior extração de informações glaciológicas com base em dados obtidos de seu sensor *MSS* (*Multispectral Scanner*). A partir de produtos fotográficos padrão de imagens de satélite de 1973 e de fotografias aéreas de 1967-68, Colvill (1977) comparou a posição da frente da Plataforma de Gelo Brunt, no leste do Mar de Weddell, com o objetivo de medir a distância em que a mesma teria se deslocado. A definição de tais contornos não era de grande precisão, devido aos produtos da teledetecção serem subexplorados em relação ao seu pleno potencial.

No início da exploração de dados orbitais com fins glaciológicos, pensava-se que a neve não poderia ser confiavelmente mapeada através de imagens de satélites em decorrência da semelhança de sua resposta espectral com a das nuvens. Hoffer (1978) afirmava que esta similaridade era particularmente evidente para aqueles que lidavam com dados do *ERTS-1*, onde a resposta espectral de neve e nuvens era semelhante para os detectores que trabalhavam no espectro de 0,5-1,1  $\mu\text{m}$ . O mesmo autor ainda citava que estes alvos não eram diferenciados espectralmente e, em muitos casos, a reflectância tanto de nuvens quanto da neve era tão alta que os detectores ficavam saturados. Deste modo, mesmo existindo diferenças na resposta espectral, ela não poderia ser medida.

Tais dúvidas começaram a ser afastadas a partir da análise de dados do escaneador multiespectral do satélite *Skylab*, que possibilitavam a diferenciação de neve e nuvens no espectro infra-vermelho médio, principalmente entre os comprimentos de onda de 1,55-1,75  $\mu\text{m}$  e 2,10-2,35  $\mu\text{m}$  (Hoffer, 1978).

Até o final dos anos 70, o imageamento destes satélites e o obtido por radares como o *Seasat*, por exemplo, eram explorados apenas por análise qualitativa, através do delineamento de feições e padrões da imagem, pelos quais se obtinham

informações sobre a superfície. Informações quantitativas a respeito da cobertura de neve só se tornaram possíveis a partir da aquisição de dados de microondas. Este processo teve início a partir de 1978, com o advento do radiômetro *SMMR* (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*), a bordo do satélite *Nimbus-7*, que possibilitava estimar a área e a espessura superficial da neve recém-precipitada.

Vencida mais esta etapa, passou-se então ao desenvolvimento de técnicas quantitativas que permitissem a identificação de feições glaciais superficiais através de suas diferentes assinaturas espectrais. Muitas destas técnicas, desenvolvidas inicialmente para interpretar produtos *Landsat*, passaram a ser aplicadas também no imageamento de radar, incrementando a utilização deste instrumento.

Dados de radar a partir de imagens de múltipla frequência seriam empregados na mensuração de variações da rugosidade superficial de mares congelados. Segundo Elachi (1982), “séries de imagens de radar feitas com feixes de luz de diferentes planos de polarização tornariam possível separar constantes dielétricas e medições da rugosidade superficial”.

Na procura da maximização do uso de imagens *SAR* e *SLAR* (*Side Looking Airborne Radar*) em glaciologia, Drinkwater e Crocker (1988) pesquisaram os efeitos das propriedades físicas da cobertura de neve em uma área de gelo marinho, com a finalidade de elaborar um modelo para predizer os efeitos das propriedades dielétricas da neve sobre o sinal que retorna ao radar. Este trabalho foi importante no desenvolvimento de métodos para auxiliar a identificação de formas de neve recente e distinção de outras formas de gelo.

Somente a partir de meados dos anos 80 a análise digital de dados, incluindo-se aí o enriquecimento de imagens, veio a se tornar comum nestes estudos. Aliada a uma melhor resolução, a versatilidade dos dados digitais possibilitou revelar um nível de detalhamento de feições glaciológicas como linhas de fluxo de gelo, zonas de fendas, bacias de drenagem, até então desconhecido. Tais características foram decisivas para o convencimento da comunidade glaciológica na adoção de técnicas de exploração digital das cenas de áreas cobertas por neve e gelo produzidas pelas séries iniciais de satélites *ERTS/Landsat*, como reconheceu Dowdeswell (1984): “Embora muita informação

pertinente às massas de gelo possa ser extraída da visão sinóptica propiciada por produtos fotográficos *Landsat*, os *CCTs* (*computer compatible tapes*) *Landsat* fornecem informação digital que é bastante apta à manipulação e análise por computador”.

A partir do quarto satélite da série *Landsat* (1982), um sistema mais avançado de varredura multiespectral que o *MSS* passou a fornecer as cenas até então mais cobiçadas pela comunidade glaciológica. Trata-se do *TM* (*Thematic Mapper*), concebido para proporcionar uma resolução espacial mais fina, melhor discriminação espectral dos alvos, maior fidelidade geométrica e melhor precisão radiométrica que seus precursores. Hall e Martinec (1985) fazem referência à possibilidade de se distinguir nuvens e neve pelo canal 5 deste sensor, próximo à banda de infra-vermelho médio (1,55-1,75  $\mu\text{m}$ ).

Acredita-se que as primeiras interpretações de dados digitais *TM* da Antártica, avaliando feições da Terra Rainha Maud através das diferentes bandas deste sensor, tenham sido apresentadas e discutidas por Orheim e Lucchitta (1987). Tal análise foi de grande importância para os estudos glaciais pois seus autores, ao enriquecerem imagens digitais de alta resolução, revelaram feições da neve e do gelo antárticos em um nível de detalhes outrora despercebidos em produtos de teledetecção (Swithinbank, 1988). Desde então, tornou-se corrente o uso de dados digitais *TM* na avaliação glaciológica que vem sendo feita nas mais diversas regiões da Antártica.

O advento do satélite *ERS-1* trouxe uma nova etapa às pesquisas polares, pois seu sensor *SAR* tem capacidade de obter imagens tanto de áreas sob cobertura de nuvens, como também áreas não iluminadas - cenas noturnas. Esta versatilidade tornou tal instrumento imprescindível na investigação de áreas situadas em zonas de grande perturbação atmosférica, como a península antártica e as ilhas em suas proximidades.

Um amplo exame da utilidade das observações dos satélites, para gelo e neve, bem como dos tipos de instrumentos a bordo foi feito por Carsey e Zwally (1986) e Carsey (1992). Este último, dando ênfase ao sensoriamento remoto de gelo marinho, já o considerava “uma tecnologia rapidamente amadurecida, parcialmente estabilizada e num estágio muito interessante na atualidade”.

### 2.1.2. Estudos de teledeteção na área geográfica deste trabalho

Os primeiros dados de sensoriamento remoto da Ilha Rei George foram coletados no verão de 1956-57, por meio do levantamento aerofotográfico executado pela empresa “canadense” *Hunting Aerosurveys Ltd* utilizando-se de aviões *Canso* (Headland, 1986). Desse aerolevanteamento – que recobriu todas as Shetland do Sul e parte da Península Antártica – resultaram os primeiros mapas precisos dessas ilhas, embora se saiba que não foi feito o recobrimento da parte central da calota de gelo da Ilha Rei George, objeto deste estudo, mas apenas de sua periferia. Atualmente, estudos glaciológicos embasados na teledeteção vêm sendo realizados em algumas das Ilhas Shetland do Sul, arquipélago ao qual pertence a Ilha Rei George, no âmbito dos programas antárticos de vários países, tendo por base esses mapas.

O Programa Antártico Espanhol vem avaliando a cobertura de neve e gelo da Ilha Livingston, tendo já produzido uma ortoimagem, de 1992, a partir de cenas pancromáticas *SPOT* (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnologia, s/d.). A evolução das frentes de gelo nesta ilha vem sendo estudada por pesquisadores da Universidade da Catalunha através da comparação de imagens atuais e fotografias aéreas antigas, tendo eles constatado um retrocesso dessas frentes nos períodos analisados (Calvet et al., 1992; Calvet e Corbera, 1993; e Corbera e Calvet, 1995; Corbera et al., 1996).

Para a Ilha Rei George, tem-se conhecimento de trabalhos envolvendo a análise de feições superficiais e da dinâmica da cobertura de neve na Península Warszawa e áreas próximas através de interpretação digital de imageamento multitemporal *SPOT* e *ERS-1* (Andrade e Vicuña, 1993; Börgel, 1993; e Wunderle et al., 1994), metodologia também utilizada nesta dissertação. Esses trabalhos iniciais têm possibilitado conhecer melhor essas parcelas do ambiente periglacial da ilha.

Pesquisas glaciológicas envolvendo um setor insular mais amplo, a partir da utilização de produtos de imageamento de satélites, foram iniciados em 1993 no Laboratório de Pesquisas Antárticas e Glaciológicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LAPAG-UFRGS). Esses estudos vêm sendo incrementados desde então, tendo já

fornecido dados preliminares que possibilitam verificar um retrocesso geral das frentes de gelo da ilha (Simões e Bremer, 1994; Bremer e Simões, 1995; Simões e Bremer, 1995; e Simões et al. 1995).

## **2.2. Sistemas sensores e suas limitações à glaciologia**

### **2.2.1. Tendências atuais na teledeteção glaciológica**

As observações do gelo e da cobertura de neve por imageamento orbital requerem dados cuja resolução espacial pode variar de dezenas a centenas de metros, dependendo do tipo de estudo – climático ou hidrológico – que se necessite conduzir, considerando-se também as diferentes escalas de investigação. A maior parte dos estudos de uma cobertura de neve através do sensoriamento remoto procura obter dados relativos à sua extensão, ao seu conteúdo de água em estado líquido, assim como à posição da linha de neve.

Recentemente, estudos glaciológicos vêm se desenvolvendo principalmente sobre imagens coletadas pelos sensores *TM* do *Landsat*, *HRV* do *SPOT* e *SAR* do satélite *ERS-1* da Agência Espacial Européia – *ESA*. Sensores *HRV* e *TM* fornecem imagens com poucas distorções geométricas, o que possibilita introduzi-las a projeções cartográficas utilizando-se apenas alguns pontos de apoio – controle – no terreno. Isto é de fundamental importância quando se trabalha com regiões de difícil acesso, como é o caso da Antártica.

Estando estes sensores a bordo de satélites que orbitam quase sobre os pólos, podem ser adquiridas imagens até a latitude de 84° S (*SPOT IMAGE*, 1989), o que é bastante interessante do ponto de vista do monitoramento do gelo antártico, porque cobrem a maior parte daquele continente. A figura 2.1 apresenta a rota de 14 revoluções consecutivas que o satélite *SPOT* realiza nos 101 min de sua volta completa à Terra, onde pode-se observar sua órbita quase polar.

Na atualidade, há uma tendência de se incrementar a utilização de cenas obtidas pelos radares de abertura sintética *SAR*, do *ERS-1* e *ERS-2* e do primeiro satélite japonês de recursos terrestres – *JERS-1* – além do satélite canadense *Radarsat*.

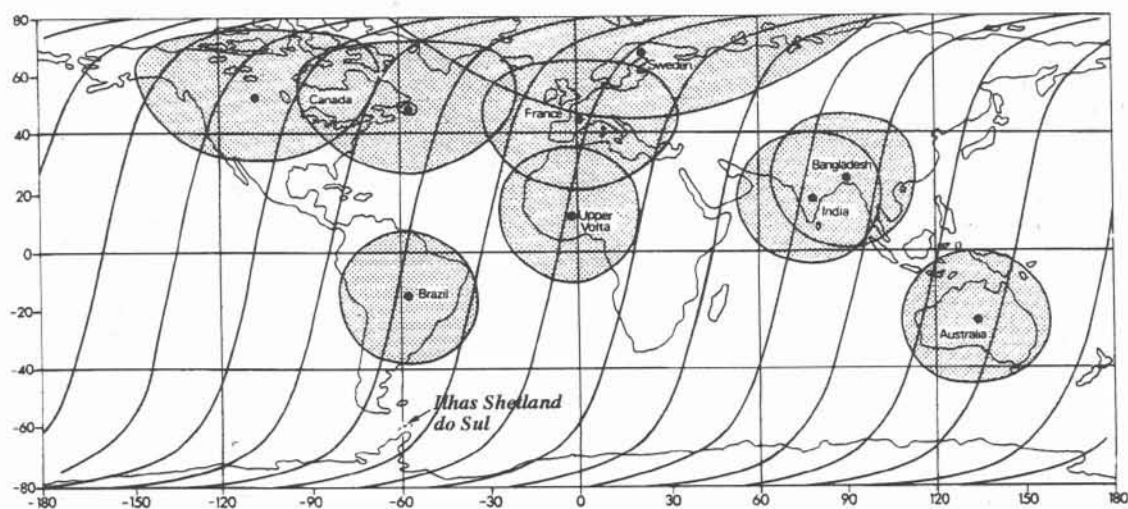


Fig. 2.1 – Órbitas do satélite SPOT e a localização e área de cobertura das estações receptoras que registram os dados provenientes de seus sensores (adapt. Curran, 1985).

Embora os sensores *HRV* e *TM* tenham também capacidade de fornecer dados de alta resolução para o monitoramento de áreas glaciais, eles apresentam a limitação de não imagearem áreas sob cobertura de nuvens ou de obter cenas noturnas, aspectos nos quais são superados pelos sensores descritos anteriormente.

A seguir é feita uma breve descrição dos sensores *MSS*, *HRV* e *SAR*, que foram utilizados na obtenção das cenas de trabalho desta dissertação. No Anexo 1 apresenta-se uma tabela que aponta as principais aplicações e limitações de outros sensores utilizados na pesquisa glaciológica, mas cujos produtos não foram requisitados no âmbito deste trabalho.



## 2.2.2. Sistemas de imageamento utilizados na obtenção das cenas deste trabalho

### 2.2.2.1. MSS (*Multispectral Scanner*)

Consiste de um dispositivo que executa varredura linear através de um espelho oscilatório, um telescópio e um arranjo de quatro fibras ópticas para registrar as imagens. A varredura se dá perpendicularmente à rota orbital do satélite, posicionado de 918 a 942 km de altitude nos três primeiros *Landsat* e entre 705 e 736 km nos subseqüentes (Dowdeswell, 1984). Cada uma das cenas MSS representa uma área de 185 km x 185 km no terreno, imageada a cada 18 dias pelos satélites *ERTS-1* e *Landsat-2* e 3, e a cada 16 dias pelos satélites *Landsat* seguintes.

Seus 24 detectores registravam a radiação representativa do campo de visada instantânea, simultaneamente em bandas correspondentes aos seguintes setores dos espectros visível e infra-vermelho: – verde: 0,5-0,6  $\mu\text{m}$  (Canal 4); vermelha: 0,6-0,7  $\mu\text{m}$  (Canal 5); infra-vermelha próxima: 0,7-0,8  $\mu\text{m}$  (Canal 7); infra-vermelha próxima: 0,8-1,1  $\mu\text{m}$  (Canal 8); infra-vermelha termal: 10,4-12,6  $\mu\text{m}$  (Canal 6), esta apenas a partir do *Landsat-3*. Para efetivar tais registros o sensor utilizava quatro arranjos (um para cada banda) de seis detectores cada, sendo um para cada linha das seis que eram escanizadas simultaneamente (Lillesand e Kiefer, 1979).

Embora apresentassem grande recobrimento do globo, estes sensores mostravam certas restrições para o detalhamento de alvos glaciais devido à baixa resolução espacial do sistema – 79 m x 79 m. Sendo a reflectância média de um pixel representativa de um mosaico de objetos heterogêneos, para certas áreas (ex.: zonas fendilhadas de geleiras) suas imagens não traziam uma representação muito próxima da realidade.

Um outro problema dos sensores MSS decorria do fato de apresentarem a característica de se saturarem uma vez que a radiância recebida excedia o valor máximo para o qual eram calibrados.

Fizeram parte dos quatro primeiros satélites da série *ERTS/Landsat* desde 1972 e foram mantidos no *Landsat-5*, juntamente com o sensor *TM*, que registra 256 níveis de radiância em 7 bandas de comprimento de onda com uma resolução espacial de 30 m em seis delas – correspondentes ao espectro visível e infra-vermelho próximo e médio – e de 120 m na banda que corresponde ao infra-vermelho termal. Hoje não é possível trabalhar com dados digitais *MSS* originais, da primeira série *Landsat*, para grande parte da Antártica. Isto se deu em razão da deterioração dos *CCTs* com as imagens daquela zona do globo como consequência de não terem sido periodicamente copiados, já que até um passado recente praticamente inexistia procura pelos mesmos.

As poucas cenas livres de nuvens extraídas por estes sensores encontram-se hoje disponíveis apenas sob forma de produtos fotográficos. A perda daqueles *CCTs* significa, portanto, uma lacuna temporal para o trabalho com dados digitais da Antártica quando se faz necessário confrontar cenas de 20 anos atrás com as recentes. Assim, tem-se hoje como alternativa a escanização de seus produtos antigos para sobreposição com as imagens de satélites atuais registradas por sensores de melhor resolução.

Com relação ao *TM*, o custo de seus dados para as Ilhas Shetland do Sul inviabilizou sua aquisição, considerando-se os propósitos do presente trabalho. É importante deixar claro que dados *Landsat* disponíveis para a Antártica não são subsidiados, devendo ser adquiridos diretamente da *EOSAT (Earth Observation Satellite System)*.

#### **2.2.2.2. HRV (*Haute Résolution Visible*)**

Operando no sistema *SPOT* desde 1986, têm uma resolução espacial maior que a obtida pelos sensores a bordo dos satélites da série *Landsat*. Este sensor tem capacidade de medir a radiação refletida pelos objetos na superfície da Terra, tanto no modo pancromático (P) quanto multiespectral (XS).

No modo P, a observação se realiza na banda espectral correspondente à parte visível do espectro, sem o azul, ou seja, nos comprimentos de onda de 0,51  $\mu\text{m}$  a



0,73  $\mu\text{m}$ . Neste modo é feita amostragem em todos os 6000 detectores do sensor, obtendo-se dados com uma resolução espacial de 10 m.

No modo XS, são obtidas imagens em duas bandas da porção visível do espectro: o verde – entre 0,50  $\mu\text{m}$  e 0,59  $\mu\text{m}$  – para a banda XS1, e o vermelho – entre 0,61  $\mu\text{m}$  e 0,68  $\mu\text{m}$  – para a banda XS2. Uma outra banda, a XS3, corresponde aos comprimentos de onda de 0,79  $\mu\text{m}$  a 0,89  $\mu\text{m}$ , do infra-vermelho próximo. Os dados são obtidos com uma resolução de 20 m, pois somente a metade dos detectores é utilizada na amostragem (SPOT IMAGE, 1989).

Cada um dos dois sensores *HRV* a bordo dos satélites *SPOT* tem a capacidade de imagear uma área de 60 km x 60 km, se em visada vertical, ou 80 km x 60 km em visada oblíqua; este tipo de observação é possível em razão da inclusão de um espelho no curso óptico. Isto o possibilita obter cobertura estereoscópica pela observação de uma área a partir de diferentes ângulos, em órbitas sucessivas, assim como imagear uma mesma área com várias repetições, diminuindo o intervalo de tempo entre uma e outra passagem.

A principal restrição ao imageamento pelo *HRV*, da região aqui estudada, se dá por ocasião do inverno austral, quando a inclinação solar é muito baixa. O *CNES* (*Centre National d'Etudes Spatiales*), que opera os satélites *SPOT*, considera a data de 31 de março como limite para obtenção de imagens das Ilhas Shetland do Sul, pois a partir de então a luminosidade é incipiente. O outro problema a ser considerado é a incapacidade de obter informações de áreas cobertas por nuvens. Particularmente, na área deste estudo este é, talvez, o principal fator que pode levar ao insucesso na obtenção de uma cena programada para este sensor.

### **2.2.2.3. SAR (*Synthetic Aperture Radar*)**

Nos dias de hoje, é crescente o número de pesquisas que vêm sendo desenvolvidas no campo da glaciologia, através do uso de dados *SAR* do satélite *ERS-1*, lançado em julho de 1991. Sua superioridade em relação aos demais sensores disponíveis,

quando se refere a regiões polares e sub-polares, decorre principalmente de dois fatores. Primeiro, sua capacidade de imagear áreas cobertas de nuvens, e segundo, porque pode adquirir cenas noturnas ou durante períodos do ano sem iluminação solar.

A área imageada pelo sensor é correspondente a 100 km x 102,5 km da superfície terrestre em cada cena. O outro fator que possibilita a obtenção de boas informações sobre a cobertura de neve e gelo decorre do tamanho do píxel (12,5 m x 12,5 m), para uma resolução espacial de 33 m x 30 m (ESA/Earthnet, 1992).

O baixo ângulo de visada do sensor ( $\sim 23^\circ$ ) resulta em consideráveis distorções geométricas e perdas de informações nas áreas de relevo mais acidentado, devido ao sobreamento do próprio relevo, mas para aplicações experimentais este ângulo pode ser ampliado a até  $35^\circ$ .

### **2.3. Estudos radioglaciológicos**

#### **2.3.1. Radio ecossondagem (RES): Uma outra técnica de sensoriamento remoto**

A técnica do eco de rádio é uma maneira comparativamente rápida, simples e barata de se fazer levantamentos glaciológicos – particularmente em áreas onde não se tem a presença de afloramentos rochosos que proporcionem pontos topográficos visíveis – se comparada aos geralmente demorados trabalhos de campo. Utilizando-se técnicas de RES pode-se conhecer o perfil do embasamento rochoso de uma geleira, calcular sua velocidade, e a espessura de toda uma área coberta de gelo.

Diferente dos sensores citados anteriormente, que descrevem a energia eletromagnética através da medição de seus comprimentos de onda – distância entre picos de onda sucessivos –, a sondagem por eco de rádio (RES) mede o número de picos de onda que passam por um ponto fixo em um determinado tempo, ou seja, a sua frequência. Os leitos glaciais são em geral rugosos, de forma que o eco é uma versão distorcida do pulso

transmitido, pois o pulso que retorna mostra-se alongado e a amplitude e fase da onda que traz a informação variam em sua extensão (Walford, 1972).

Nas Ilhas Shetland do Sul, uma outra dificuldade apresentada é decorrente de características próprias das massas de gelo locais, ou seja, sua temperatura muito próxima ou sobre o ponto de fusão, que dota o pulso de retorno com muitas informações (cf. seções 4.2.1 e 5.2.2.5).

### 2.3.2. Equipamentos utilizados

Trabalhos de *RES* podem ser feitos tanto por aerolevamentos quanto por veículos para neve, mas o princípio de funcionamento dos equipamentos é o mesmo. O sondador transmite, no gelo, pulsos regulares contendo vários ciclos de ondas de rádio em VHF (frequência muito alta). Nas Ilhas Shetland do Sul ambas as técnicas já foram utilizadas, a primeira pelos britânicos e a segunda por equipes russas, chinesas e sino-uruguayas (Govorukha et al., 1974; Lluberas, 1992; Matcheret et al., 1997).

O sistema de radar pulso-modulado utilizado pelo BAS em seu levantamento na região da Península Antártica, em 1972, foi o sondador aerotransportado modelo *SPRI Mark. IV*. O instrumento transmitia, em intervalos de 40  $\mu$ s, pulsos de 0,3  $\mu$ s de comprimento, contendo 10 ciclos de 35 MHz de ondas de rádio cada um (Walford, 1972). Dowdeswell (1984) utilizou equipamento *SPRI Mk. IV* em dois aero-levantamentos para o estudo de geleiras subpolares no Ártico, cujos parâmetros, fornecidos a seguir, são similares aos daquele utilizado pelo BAS sobre a Ilha Rei George.

Potência do transmissor (W):	300
Frequência (MHz):	60
Comprimento do pulso (ns):	350
Largura da banda do receptor (MHz):	15
Performance do sistema (dB):	160
Tipo da antena *:	dipolo de 1/2 onda simples
Largura do feixe de 1/2 potência (°):	100

\* Um refletor foi colocado na asa da aeronave, 1 m acima do dipolo para aumentar o ganho do equipamento.

Como equipamento transportado em campo, cita-se aquele utilizado pelas equipes russas, que consistem de um radar monopulso conduzido sobre um trenó puxado por moto de neve. No levantamento de campo de 1995, foi utilizado um sondador projetado especialmente para a sondagem de geleiras temperadas de até 400 m de espessura, portando uma antena que consiste de um dipolo fixo nas extremidades do trenó, sendo seus demais parâmetros descritos abaixo:

Potência do transmissor (KWt):	15
Voltagem DC de entrada do equipamento (V):	12
Corrente total requerida (A):	3
Frequência central dos sinais transmitidos (MHz):	60
Período de repetição do pulso transmitido (mcs):	50
Duração do pulso transmitido (mcs):	0,25
Largura da banda do receptor (MHz):	40
Sensibilidade do receptor (mV):	60

## **2.4. Propriedades da neve e do gelo relevantes para o sensoriamento remoto**

### **2.4.1. Comportamento espectral da neve e do gelo**

Considerando-se o sensoriamento remoto como uma técnica que possibilita o estudo de um determinado objeto na superfície terrestre, sem a necessidade de contato físico com o mesmo, pode-se pressupor que é possível obter-se informações sobre a neve e o gelo a partir do conhecimento de seu comportamento espectral.

Assim, a partir das respostas de seus comprimentos de onda no espectro visível, infra-vermelho próximo, médio e termal, microondas, etc, procede-se análises de feições superficiais e sub-superficiais de áreas cobertas de neve e gelo por meio de dados teledetectados.

### 2.4.2. Propriedades ópticas, térmicas e elétricas da neve e do gelo

É postulado fundamental do sensoriamento remoto o fato de que cada alvo possui uma identidade eletro-magnética; a assinatura espectral da neve é mostrada na figura 2.2. Para a neve, a resposta espectral está diretamente relacionada ao teor de água livre em seu sistema de poros, ao tamanho e formato dos grãos, impurezas, espessura das camadas e rugosidade superficial.

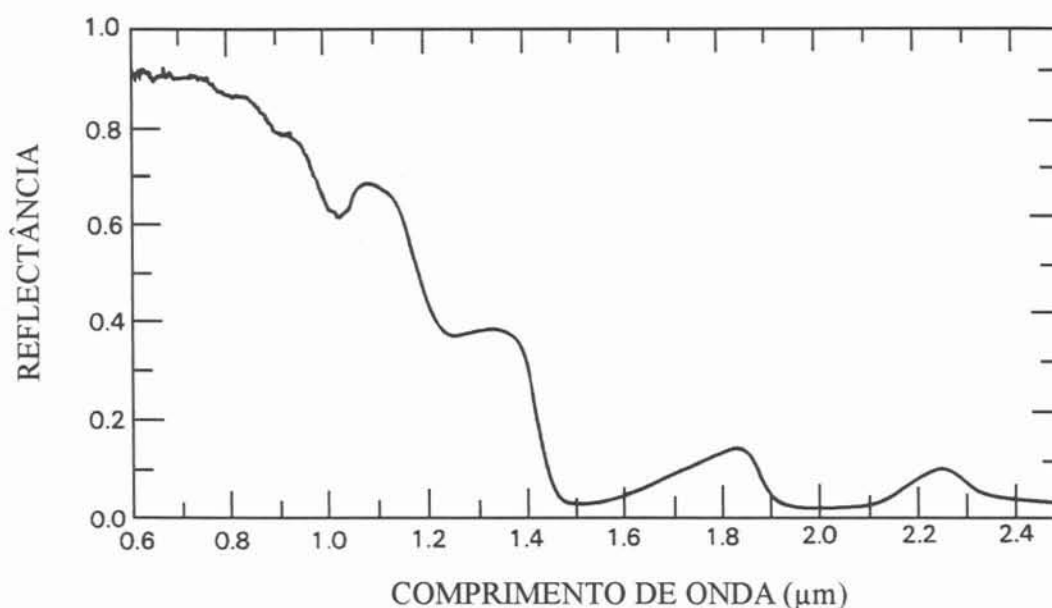


Fig. 2.2 – Curva típica para a reflectância espectral da neve (Hall e Martinec, 1985)

A sua idade também exerce influência na resposta espectral pois, enquanto a neve nova, recentemente depositada, tem reflectância muito alta no visível, mudanças no comprimento dos raios dos cristais de neve, a partir do seu derretimento ou compactação levam a uma diminuição na refletividade [Fig. 2.3].

A aglomeração dos cristais de neve levando à formação de grânulos de maior diâmetro, a adição natural de impurezas, o derretimento e o recongelamento nas camadas superficiais, ocasionam uma diminuição desta reflectância com o tempo. Este fenômeno é observável especialmente através de comprimentos de onda mais longos, como no infravermelho próximo (Hall e Martinec, 1985).

Com relação ao gelo é possível constatar, nos comprimentos de onda do espectro visível e do infravermelho próximo, uma grande variabilidade em sua reflectância, dependendo esta, fundamentalmente, do teor de impurezas, da ocorrência ou não de derretimento superficial e do tipo de cobertura sobre a massa glacial.

A baixa reflectância é característica do gelo glacial, mas em zonas de acumulação, onde este tipo de gelo ocupa o maior volume, são esperados altos valores de reflectância em decorrência dele se apresentar coberto por neve e firm. Curvas de reflectância da neve, firm, gelo glacial e gelo sujo são mostradas na figura 2.4, caracterizando a variabilidade no comportamento espectral destas feições.

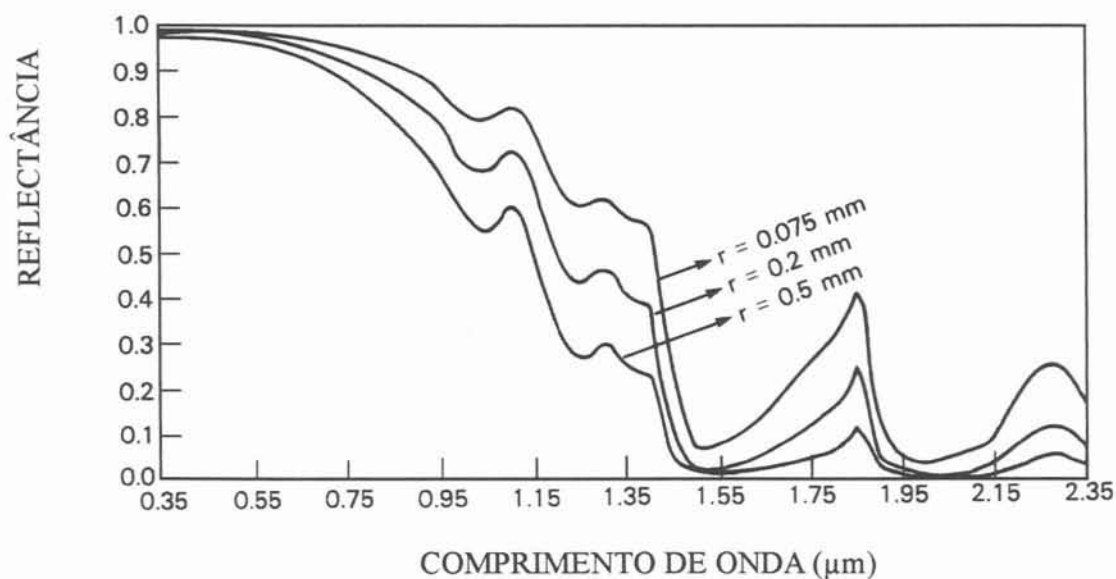


Fig. 2.3 – Efeitos de diferentes comprimentos de raio de cristais de neve sobre a reflectância (Choudhury e Chang, 1979, comp. Hall e Martinec, 1985).

Independentemente das características da massa glacial, o comportamento espectral da neve está diretamente relacionado à elevação solar. A radiância da neve e do gelo diminuem significativamente na medida em que se afasta rumo a regiões de menor elevação solar - zonas de altas latitudes.

O albedo de áreas cobertas de neve e suas mudanças devido a processos de contaminação é fator importante nos estudos do comportamento da neve perante os sistemas

sensores. A Sociedade Americana de Fotogrametria – ASP – desenvolveu diversos modelos de formulação complexa para calcular o albedo ou a reflectividade da neve (ASP, 1983). Wunderle et al. (1994) encontraram valores entre 0,76 e 0,92, com média em torno de 0,82, para o albedo de zonas de percolação em áreas glaciais antárticas sob influência climática marítima, como é o caso das Ilhas Shetland do Sul.

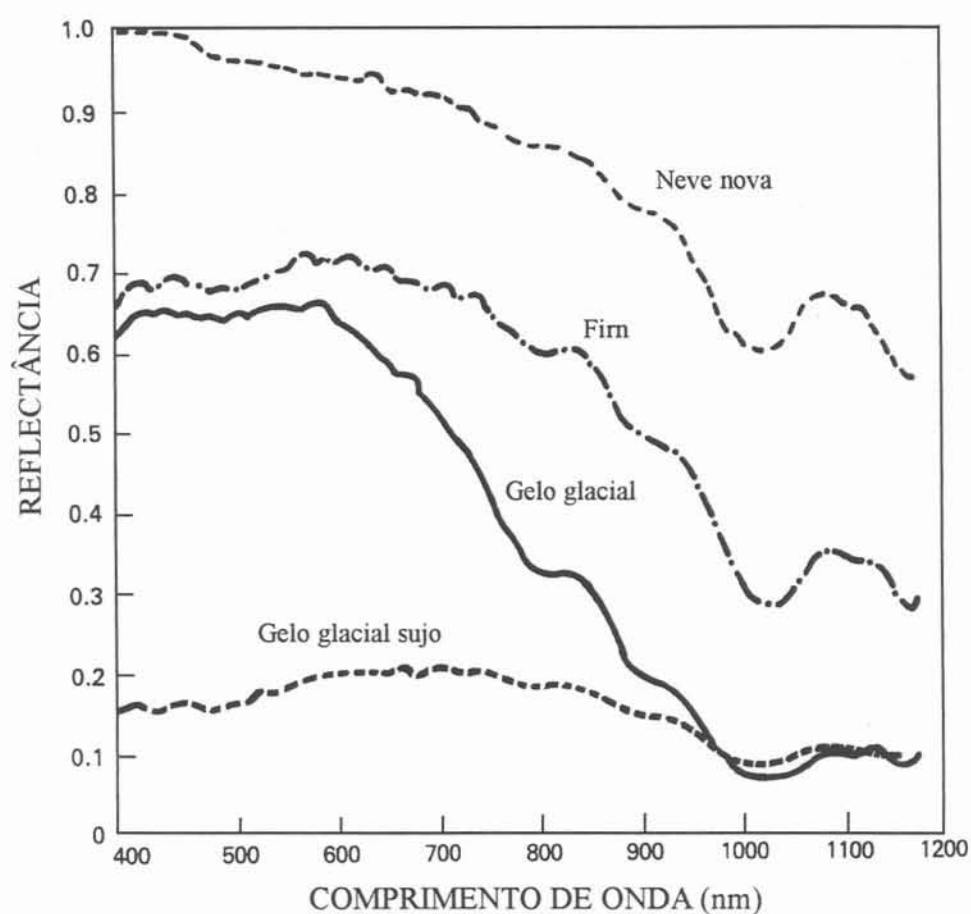


Fig. 2.4 – Curvas de reflectância para feições glaciais, destacando-se a grande variabilidade espectral do gelo glacial (Hall e Martinec, 1985)

Os efeitos atmosféricos também devem ser considerados, principalmente no caso de trabalhos com coleta de dados a partir de sensores na faixa do infra-vermelho termal. Tais sensores têm suas medições afetadas pela camada da atmosfera entre eles e os alvos dos quais se quer calcular a temperatura. Para a obtenção de medições mais precisas da temperatura de uma superfície glacial, é importante que haja uma camada de neve de

espessura suficiente para impedir que a radiação proveniente das camadas mais profundas não afete o sinal observado.

Além deste fato e dos efeitos atmosféricos, outros fatores que afetam a medição da temperatura da neve no infra-vermelho termal são a sua própria temperatura, o tamanho dos cristais e o conteúdo de água em estado líquido.

A constante dielétrica da neve influencia fortemente a emissão e o retorno de microondas e a presença de água líquida na neve é o principal fator de mudança desta constante. Este fator é primordial quando se trabalha com instrumentos que medem a radiação emitida, o caso dos radiômetros, ou que medem a intensidade de retorno de um sinal que foi emitido, o caso dos radares. A emissão natural detectada pelos radiômetros é também afetada pela dispersão ou espalhamento nas massas de neve.

Segundo Kotliakov e Macheret (1987), neve encharcada e água na superfície de geleiras são transparentes a ondas de rádio no espectro de UHF. Estes fatores implicam em absorção mais alta, atenuação e espalhamento de ondas de rádio, tornando ineficientes os levantamentos RES que utilizam radares operando nas faixas de frequência muito alta (VHF) e ultra alta (UHF) pois dificultam a identificação do sinal de retorno e reduzem a profundidade da sondagem.

Stogryn (1986) considerava que as propriedades de atenuação da neve e do gelo puro ainda constituíam áreas de estudo que requeriam mais investigações, mas o caminho para sua compreensão seria o estudo de suas propriedades dielétricas a partir do pressuposto de que em um meio randômico elas “são determinadas de um modo internamente consistente em termos de seus constituintes e suas funções de correlação”.

Chang et al. (1976) propõem um modelo no qual o campo de neve é esquematizado como arranjo de esferas dispersantes espaçadas aleatoriamente. Esta referência é recomendada para melhor conhecimento a respeito do espalhamento de microondas nestes meios, em caso de se necessitar aprofundar-se no estudo destas propriedades da neve e do gelo. Recomenda-se, também, a leitura de Glen e Paren (1975), sobre as propriedades elétricas dos mesmos.



## Capítulo 3:

# CONTEXTUALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

---

### 3.1 Introdução à Antártica

*"Originally a place of myth and fable, the hypothetical Antarctic continent was needed by Elizabethan geographers such as Mercator, to balance the land masses of the northern hemisphere on the newly designed globes. The gigantic mass of 'Terra Australis' dominated these earlier maps of the world and excited speculation about the population and resources of such a large area." (WALTON, 1987)*

#### 3.1.1. Algumas considerações sobre o continente antártico

O mais remoto dos continentes, a Antártica encontra-se isolada dos demais na porção mais ao Sul do planeta, distante cerca de 1000 km do extremo meridional da América do Sul, seu mais próximo vizinho emerso [Fig.3.1]. O continente antártico ficou por muito tempo relegado à condição de um mero lugar frio e distante, tangível apenas por caçadores e cientistas movidos por uma certa dose de censo de aventura. Estes últimos foram, aos poucos, desvendando-o aos olhos das nações, vindo estas a perceber que aquelas terras geladas significavam algo mais que apenas uma reserva natural de animais para se extrair óleo e peles.

O avanço científico e tecnológico vem permitindo revelar que a Antártica, e suas áreas remotas outrora consideradas sem importância, não eram inacessíveis e tampouco sem função para o planeta. O continente exerce influência marcante sobre o sistema climático global, ao emitir para o espaço grande parte da energia solar que atinge a Terra, em decorrência dos  $30,11 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  de gelo e neve armazenados em suas massas glaciais (Drewry et al., 1982).

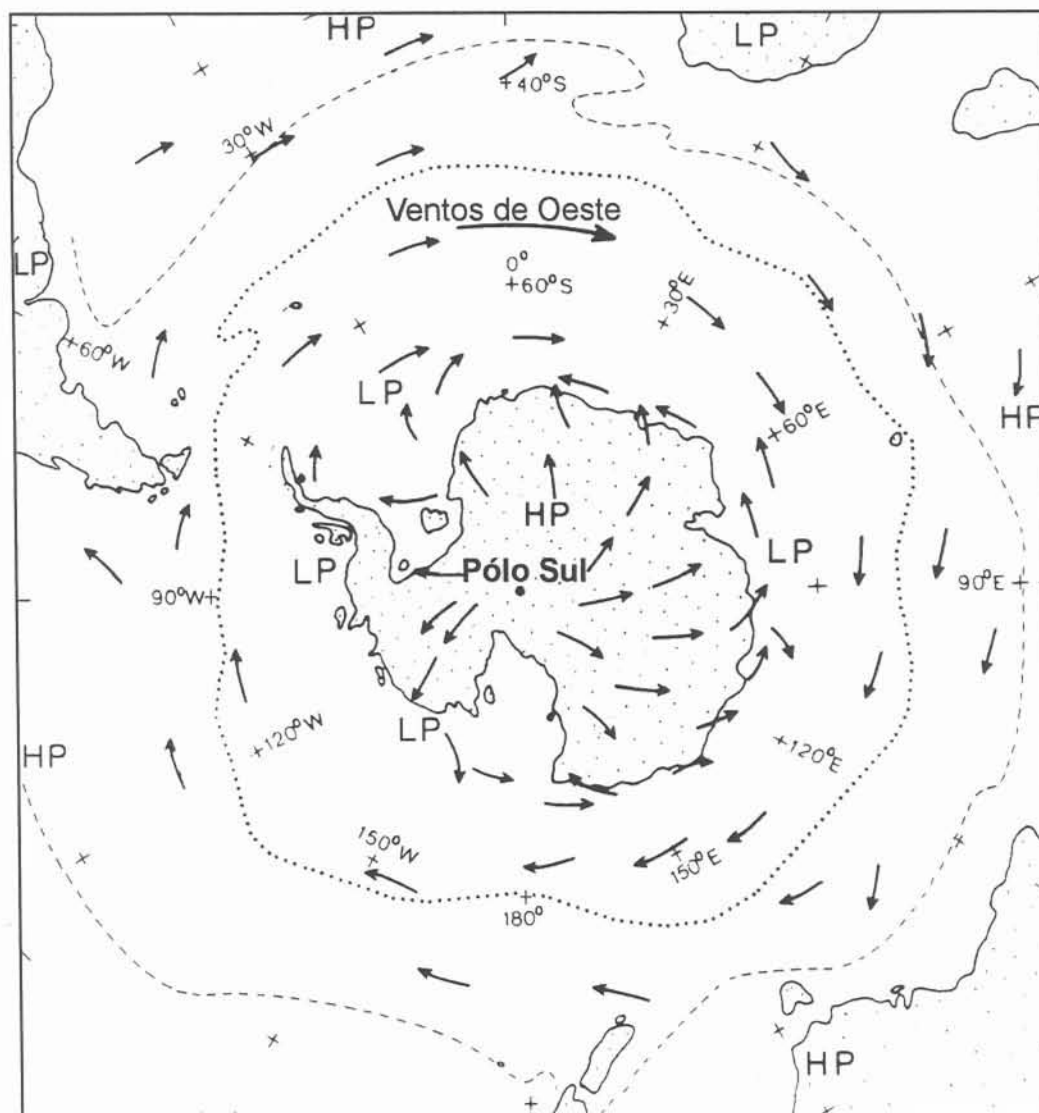


Fig. 3.1 – Localização da Antártica e das porções meridionais dos continentes no Hemisfério Sul. A linha pontilhada representa a Convergência Antártica e a linha tracejada a Convergência Subtropical. HP indica os centros de alta pressão e LP os centros de baixa, enquanto as setas indicam o sentido predominante dos ventos.

O manto de gelo do continente é dividido pelas Montanhas Transantárticas, em dois grandes setores, um ocidental e outro oriental, aproximadamente ao longo do meridiano de Greenwich. Trata-se de uma divisão desproporcional pois, excluídas as plataformas de gelo de Ross e Ronne-Filchner e a Península Antártica, o setor conhecido como Antártica Ocidental deteria apenas 1/4 da área continental, cabendo à Antártica Oriental os 3/4 restantes. Mas as diferenças entre estes dois setores do continente não param

aí, pois enquanto a maior parte do embasamento rochoso a leste das Montanhas Transantárticas encontra-se acima do nível do mar, o oposto ocorre a oeste (Fig. 3.2).

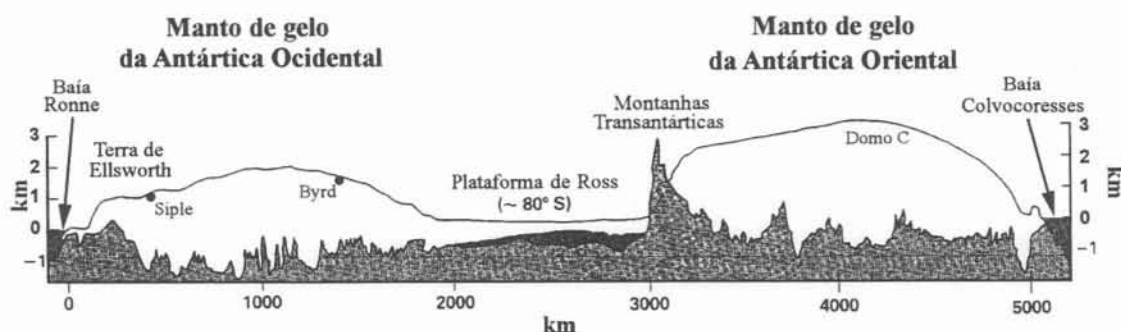


Fig. 3.2 – Perfil do embasamento rochoso e do manto de gelo do continente antártico (adaptado de Hambrey e Alean, 1992).

Apenas uma superfície de  $0,046 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (0,33% da área total da Antártica –  $13,949 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ) não apresenta cobertura glacial permanente (Fox e Cooper, 1994). O seu manto de gelo, que atinge espessura máxima constatada próxima de 4.800 m, armazena 90% da água potável da Terra. No caso de um catastrófico derretimento, este volume de gelo implicaria em uma elevação de cerca de 67 m no nível médio dos oceanos (Warrick e Oerlemans, 1990), mas perspectivas mais realistas, com base nos documentos “*Changing Climate*” e “*Projecting Future Sea Level Rise*” publicados em 1983, por organismos norte-americanos<sup>1</sup> ligados à pesquisa ambiental, estimam que o nível do mar se elevará 70 cm segundo o primeiro documento ou entre 144 a 217 cm conforme o último, nos próximos cem anos (U.S. Department of Energy, 1985). Mesmo assim, tal degelo provocaria inundações desastrosas em grandes extensões costeiras e insulares do planeta, locais de grande concentração populacional. Reside aí um dos fatores mais importantes para a pesquisa científica do clima das regiões polares.

Da mesma forma que as áreas glaciais, continentais e insulares, interferem no sistema climático terrestre, as flutuações anuais nas superfícies oceânicas congeladas também têm papel significativo na circulação atmosférica do planeta. De acordo com Wadhams (1994), “a presença da cobertura de gelo marinho tem um enorme efeito sobre as

<sup>1</sup>National Research Council Carbon Dioxide Assessment Committee e Environmental Protection Agency.

trocas de calor, umidade e momento entre oceano e atmosfera; e o movimento do gelo marinho induz a modificações na massa de água tanto na região de geração (onde a água é removida) como na região de derretimento (onde a água é injetada no oceano)".

A extensão permanente do gelo marinho antártico é menor que a metade da do ártico, mas a expansão da área de mar congelado na região boreal é menor. Isso ocorre porque, além da constrição da área do Oceano Ártico por massas continentais, seus mares periféricos recebem as águas aquecidas da Corrente do Golfo. O movimento dessas águas para o nordeste através do Atlântico Norte contribui para que, mesmo em latitudes maiores que  $65^{\circ}$  N, este oceano permaneça livre de gelo marinho (Parkinson, 1997). No Hemisfério Sul, as correntes aquecidas, provenientes das zonas tropical e sub-tropical, não ultrapassam a latitude aproximada de  $50^{\circ}$  S, marcada pela Convergência Antártica (Fig. 3.1), mantendo-se assim, as temperaturas do Oceano Austral, sempre inferiores a  $4^{\circ}$  C, de acordo com dados do *AVHRR GAC Oceans Pathfinder Project* (Parkinson, 1997).

Na Antártica, o congelamento oceânico nos meses do inverno austral estende a cobertura de gelo, em direção ao norte, sobre uma superfície quase 5 vezes maior que aquela apresentada ao final do verão (ver Tab. 3.1). De um modo geral, a espessura do gelo marinho atinge, no máximo, entre 1 m e 1,5 m, sendo que a maior parte dele não chega ao estado conhecido por gelo de um ano.

No período de inverno, quando os mares meridionais permanecem congelados superficialmente, a temperatura apresenta valores muito inferiores a  $0^{\circ}$  C acima desta superfície congelada, enquanto abaixo dela, toda a massa oceânica líquida é mantida a uma temperatura superior a  $-1,8^{\circ}$  C, que é seu ponto de congelamento. Pode-se ter assim, uma idéia das implicações que as variações sazonais na extensão desse congelamento sobre o Oceano Meridional podem trazer ao clima, não só das áreas adjacentes, mas de toda uma larga zona do globo. Mas além das relações entre o gelo marinho e a atmosfera, também as interações da criosfera com a hidrosfera devem ser ressaltadas, principalmente no que concerne à circulação oceânica.

Tab. 3.1 - Localização e extensão das principais superfícies do planeta cobertas de gelo (Gloersen et al., 1992 e Fox e Cooper, 1994).

Localização	Cobertura de gelo marinho		Cobertura glacial (km <sup>2</sup> )
	Máxima (km <sup>2</sup> )	Mínima (km <sup>2</sup> )	
Oceano Austral <sup>2</sup> e mares antárticos	19,0·10 <sup>6</sup>	4,0·10 <sup>6</sup>	
Antártica continental e insular			12,348·10 <sup>6</sup>
Plataformas de gelo antárticas			1,556·10 <sup>6</sup>
Ártico e mares setentrionais	15,7·10 <sup>6</sup>	9,3·10 <sup>6</sup>	
Groenlândia			1,700·10 <sup>6</sup>
Outros			0,650·10 <sup>6</sup>
<b>TOTAL</b>	<b>34,7.10<sup>6</sup></b>	<b>13,3.10<sup>6</sup></b>	<b>26,254.10<sup>6</sup></b>

O manto de gelo antártico tem importante papel na formação das águas profundas e de fundo dos oceanos, notadamente a partir de suas plataformas de gelo, principais locais de perda de massa do manto glacial. No Oceano Austral, a formação destas águas se dá em umas poucas áreas em torno da Antártica, nas proximidades de grandes plataformas de gelo como as de Ross, Ronne-Filchner e Amery.

Segundo Fahrbach et al. (1994), “cerca de 70% de toda a água de fundo da Antártica é produzida por processos que ocorrem no Mar de Weddell – considerado a maior fonte de água abissal do planeta” – que é semi-circundado pelas plataformas de Larsen, Ronne-Filchner e Riiser-Larsen; “cerca de 7% vem do Mar de Ross, e o resto de áreas de menor importância”; as águas profundas, “que ocupam a faixa de 1000-2000 m de profundidade oceânica, não atingindo o fundo, são formadas na Baía Prydz (75° E) e no Mar de Weddell”.

Os giros subpolares se encarregam de transportar essas massas d’água até a Corrente Circumpolar Antártica onde elas serão misturadas à água circumpolar profunda e se propagam para o norte através de passagens entre as cadeias meso-oceânicas.

<sup>2</sup>Algumas vezes chamado de Oceano Antártico, este oceano compreende as porções meridionais extremas dos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico, delimitando-se ao Sul pela costa antártica e ao Norte por feições topográficas e platôs submersos (Hellmer e Bersch, 1985).

Recomenda-se o estudo de Tréguer (1984) para uma melhor compreensão dos mecanismos de interação oceano-atmosfera e transporte de nutrientes nos quais o Oceano Meridional desempenha um papel relevante.

Sabendo-se das dimensões e das interações do gelo com o meio ambiente, o monitoramento da extensão e dinâmica da cobertura glacial da Antártica é um fator essencial para a compreensão do comportamento do ambiente global. Há, porém, uma série de fatores limitantes ao conhecimento mais profundo de suas áreas cobertas por neve e gelo. Sua vastidão, o difícil acesso, a necessidade de aparato logístico para observações de campo por prolongados períodos, bem como o alto custo do instrumental requisitado em operações glaciológicas são os maiores empecilhos para seu estudo. Estes argumentos vêm, em parte, justificar o uso de técnicas de sensoriamento remoto como instrumento que favoreça a expansão do conhecimento científico das áreas glaciais do planeta.

### **3.2. Localização e motivos da escolha da área de estudo**

A cerca de 450 km ao norte do Círculo Polar Antártico ( $66^{\circ} 30' S$ ) e a uma distância média de 120 km do extremo norte da costa da Península Antártica, localiza-se a Ilha Rei George, nas Ilhas Shetland do Sul. Mais precisamente, o arquipélago pode ser enquadrado pelas latitudes de  $60^{\circ} 55' S$  e  $63^{\circ} 25' S$  e longitudes de  $53^{\circ} 55' W$  e  $62^{\circ} 50' W$  [Fig.3.3].

Onze ilhas principais, diversas ilhas menores, ilhotas e inúmeros rochedos se dispõem em grupos ou isoladamente, dando ao arquipélago um aspecto alongado, em um eixo orientado SW-NE. Rakusa-Suszczewski (1993), enumera 65 ilhas e 52 rochedos emersos como partes constituintes do arquipélago. Segundo seu posicionamento, pode-se setorializar estas partes em 3 grupos, relacionados à orientação geográfica, como se segue:

- 1) *Grupo Nordeste*: constituído pelas ilhas Elefante, Cornwallis, Clarence, Gibbs, Aspland, Eadie, O'Brien e algumas outras ilhotas.

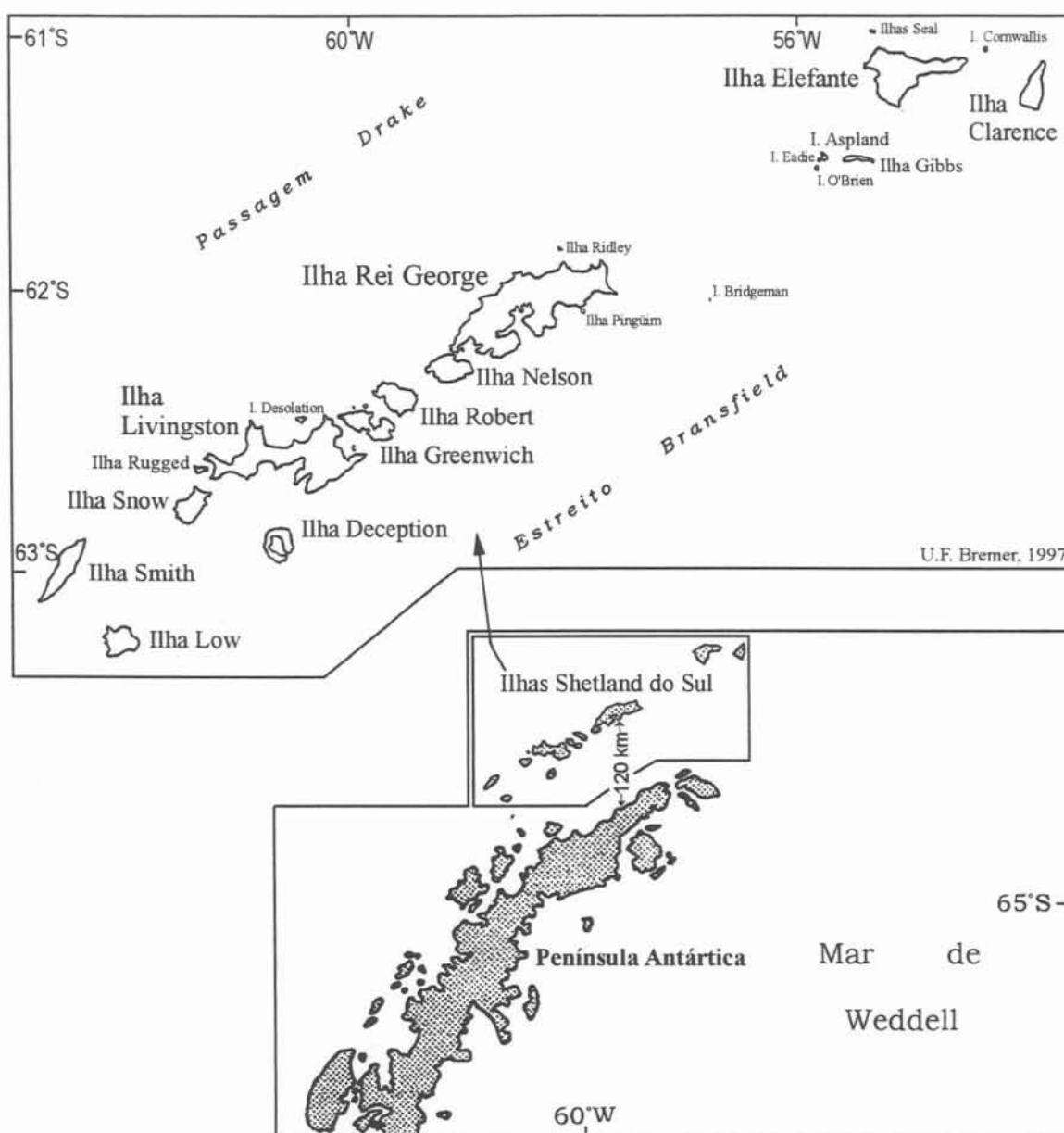


Fig. 3.3 – Mapa das Ilhas Shetland do Sul (Escala aproximada: 1:1.650.000) e seu posicionamento ao largo da Península Antártica.

2) *Grupo Central*: é o principal agrupamento, tanto por sua área quanto por seu número de ilhas. Encontram-se aí as duas maiores ilhas do arquipélago, Rei George e Livingston, intercaladas por três outras ilhas importantes tanto em área quanto pela cobertura glacial que são: Nelson, Robert e Greenwich. Algumas ilhas menores, como Bridgeman, Ridley, Pingüim, Ardley, o grupo Zed, Meia Lua, Desolation, Rugged e um grande



número de ilhotas e rochedos surgem próximos às ilhas maiores. Deception e Snow, um pouco mais ao Sul, completam o grupo.

- 3) *Grupo Sudoeste*: refere-se às duas ilhas que ocupam a porção sul-ocidental do arquipélago, Smith e Low, além de algumas poucas ilhotas e rochedos a elas próximos.

Das Shetland do Sul, escolheu-se a Ilha Rei George para este estudo em decorrência de três motivos principais, comentados a seguir:

- 1º) O tamanho relativamente pequeno da sua cobertura glacial, aliado a sua situação geográfica, favorece uma maior rapidez na resposta a mudanças climáticas e permite uma cobertura por imageamento de satélites, sem a necessidade de um número excessivo de cenas;
- 2º) Dados extraídos de sua cobertura de gelo podem ser correlacionados aos da Península Antártica, possibilitando assim uma verificação mais ampla dos fenômenos que ocorrem na ilha;
- 3º) Seu acesso relativamente fácil, no contexto do Programa Antártico Brasileiro – PROANTAR – que tem atuado mais intensamente em suas cercanias tornam os trabalhos de campo menos difíceis no que concerne aos aspectos logísticos.

### **3.3. Caracterização geográfica da área de estudo**

#### **3.3.1. Geologia das Ilhas Shetland do Sul**

Uma série de trabalhos que abordam aspectos estruturais, sedimentares, dentre outros, das Shetland do Sul, possibilitam extrair informações pertinentes ao seu embasamento rochoso. Desde os artigos de G. W. Tyrrell<sup>3</sup> /<sup>4</sup> e de Ferguson<sup>5</sup>, todos da

<sup>3</sup>“A Contribution to the Petrography of the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago, and the Danco Land Coast, Graham Land, Antarctica”. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 53 - Pt. 1, (4): 57-79. (Barton, 1965)

<sup>4</sup>“Report on Rocks from West Antarctica and the Scotia Arc”. *‘Discovery’ Report*, 23 37-102. (Birkenmajer, 1982)

<sup>5</sup>“Geological observations in the South Shetlands, the Palmer Archipelago, and Graham Land, Antarctica”. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 53 - Pt. 1, (3): 29-55. (Birkenmajer, 1982)



primeira metade do século e citados por vários autores, a geologia do arquipélago vem sendo investigada, de onde pode-se relacionar, dentre outros trabalhos, Barton (1965), Hobbs (1968), Birkenmajer (1980a, 1980b e 1982), Smellie e outros (1984) e Tokarski (1984 e 1987), a partir dos quais pode-se ter uma boa noção dos aspectos geológicos destas ilhas. A figura 3.4 resume a geologia da Ilha Rei George, cujo controle estrutural encontra-se refletido na superfície pela disposição dos domos de gelo.

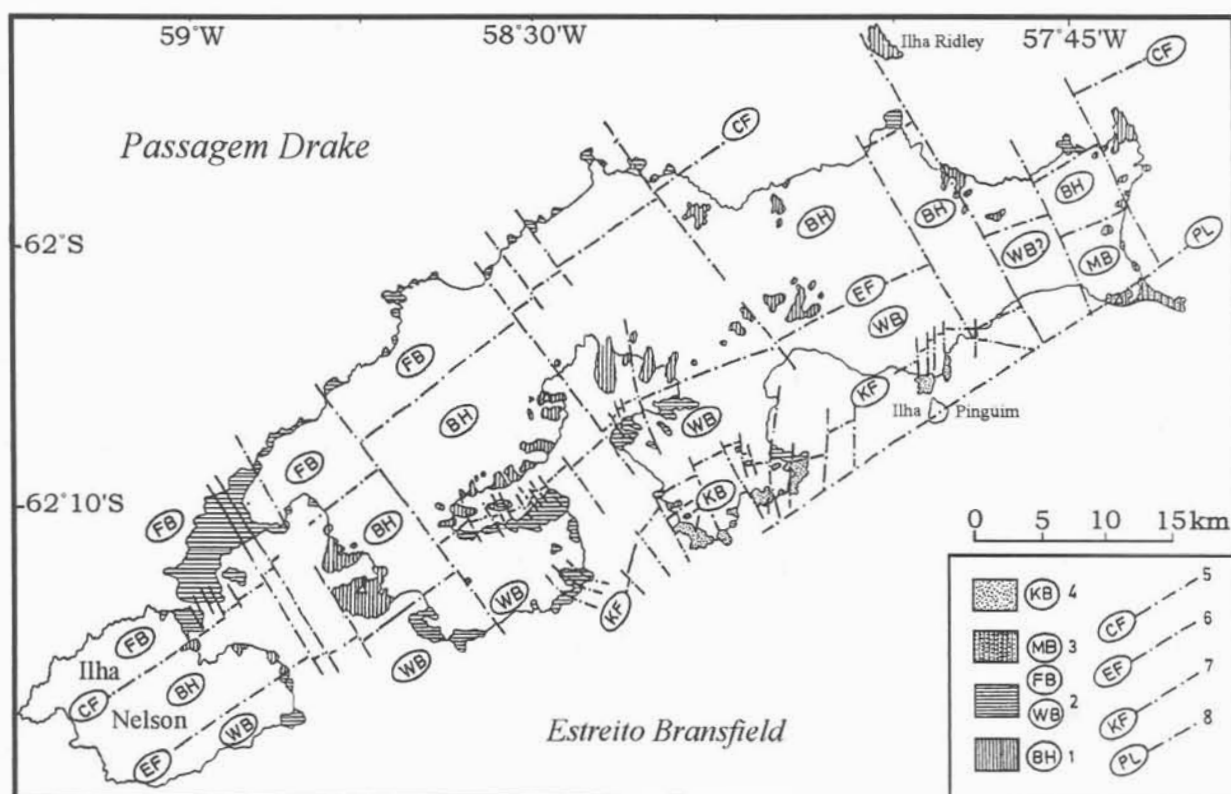


Fig. 3.4 – Elementos estruturais da Ilha Rei George (adaptado de Tokarski, 1987), onde: 1 – Horst Barton (BH); 2 – Bloco Warszawa (WB) e Bloco Fildes (BF); 3 – Bloco Melville (MB); 4 – Bloco Kraków (KB); 5 – Falha Collins (CF); 6 – Falha Ezcurra (EF); 7 – Falha Kraków (KF); 8 – Linha Ilha Pinguim (PL).

A origem das Shetland do Sul está associada à da gênese do arco insular magmático de Scotia, que evoluiu durante os processos de fragmentação do Gondwana (Martínez de Pisón et al., 1992). Isto teve início há cerca de 180 milhões de anos, quando iniciaram-se os processos que resultaram no rompimento daquele supercontinente. A partir daí tem início a deriva das antigas partes constituintes do Gondwana, ou seja, os atuais

continentes da África, América do Sul, Austrália e Antártica, além da Índia e de ilhas como Madagascar e Nova Guiné.

O Arco de Scotia constitui atualmente uma feição tectônica que se prolonga entre o extremo nordeste da Península Antártica e a ponta meridional da América do Sul (Sugden e John, 1973). Ele se apresenta como uma cordilheira submersa ligando a Antártica à Terra do Fogo [Fig. 3.5]. As ilhas que dele surgem, margeando o Mar de Scotia e a Passagem de Drake, fornecem um registro fragmentário da atividade tectônica e sedimentação desde pelo menos o Cretáceo Superior, possivelmente desde o Pré-Cambriano (Barker, 1970).

Juntamente com as ilhas de Magallanes (Chile), o Sul da Terra do Fogo (Chile/Argentina), a Ilha dos Estados (Argentina), o grupo Georgia do Sul, as Ilhas Sandwich do Sul e Orkney do Sul, o arquipélago das Shetland do Sul é uma das partes estruturais emersas do Arco de Scotia e sua evolução tectônica vem sendo estudada por Barker e Griffiths (1972), e Trouw e outros (1991 e 1994), que propõem uma subdivisão do complexo metamórfico de Scotia segundo a cronologia de seu metamorfismo.

Smellie e outros (1984), definem as Ilhas Shetland do Sul como “um arco insular magmático Jurássico-Quaternário, fundado sobre um embasamento síalico de xistos e rochas sedimentares deformadas”, embora os xistos sejam encontrados apenas no grupo nordeste de ilhas e na Ilha Smith. Um sistema de falhas aproximadamente paralelas controla tectonicamente o alinhamento SW-NE do arquipélago.

A litologia das Shetland do Sul, como resumida por Gruber (1989), encontra-se predominantemente constituída de metassedimentos e rochas ígneas intrusivas e extrusivas, oriundas dos esforços de compressão aos quais toda a região foi submetida entre o Paleozóico Superior e o Terciário. Thomson e outros (1983) haviam classificado as rochas do arquipélago em duas categorias: rochas de baixa pressão e alta temperatura (fácies anfíbolito e fácies xisto verde) e rochas de alta pressão e baixa temperatura (fácies xisto azul).

O predomínio litológico é de material básico, sendo as rochas mais comuns os basaltos e andesitos basálticos, encontradas em diferentes estágios de alteração.

Processos de metamorfismos de pressão muito baixa (Thomson et al., 1983) favoreceram a formação das assembléias de minerais, que incluem clorita, actinolita, epidoto, calcita e sericita.



Fig. 3.5 – Localização da porção emersa do Arco de Scotia e sua relação com os continentes antártico e sul-americano.

Um importante parâmetro para os estudos glaciológicos, concernente à geologia do local, é o gradiente de calor geotermal. O fluxo de calor através do embasamento rochoso é um dos fatores determinantes da temperatura basal de uma massa de gelo. O calor que provém da crosta terrestre, ao atingir a base das geleiras eleva a temperatura neste local, podendo contribuir para o derretimento na interface rocha-gelo.

Para as Shetland do Sul, será necessário executar-se uma série de perfurações no embasamento das ilhas, para se fazer medições de temperatura a diversas profundidades, pois dados concernentes ao fluxo de calor geotermal não encontram-se disponíveis.

### 3.3.2. O clima nas Shetland do Sul

O conhecimento do histórico das flutuações climáticas holocênicas é importante para os estudos glaciológicos em razão de terem as mesmas notável influência sobre o balanço de massa e a dinâmica glacial. Não é, todavia, um processo simples, estabelecer ligações entre mudanças climáticas e resposta glacial numa região do globo tão complexa no que se refere a oscilações no tempo.

Do mesmo modo que nos demais grupos de ilhas e regiões costeiras setentrional e ocidental da Península Antártica, as Shetland do Sul encontram-se sob a ação do sistema de ciclones provenientes da área dos mares de Amundsen e de Bellingshausen, bem como das massas de ar frio do Mar de Weddell. A alternância entre as frequentes passagens pelo arquipélago, desses centros de baixa pressão e também de centros de alta, é responsável pelas bruscas variações meteorológicas que aí se verificam rotineiramente.

Além das condições pertinentes a sua posição no globo, o arquipélago sofre a influência do ambiente marítimo que o circunda. O seu clima, assim como o das demais áreas costeiras da Antártica, está sujeito a alterações decorrentes de variações na extensão do gelo marinho e, conseqüentemente, do balanço de radiação solar, circulação oceânica e da temperatura superficial do mar, como referido no primeiro capítulo dessa dissertação.

O clima das Shetland do Sul vê-se também bastante afetado pela presença da Península Antártica, que atua como uma barreira à circulação da baixa atmosfera (Fig. 3.6). Setzer e Hungria (1994) afirmam que, além dessa característica, ela também “propicia a ocorrência de ventos peculiares como os ‘catabáticos’, associados às geleiras e ao gradiente do terreno, de ‘barreira’, devido à orientação da península, e ‘inerciais’, relacionados ao efeito Coriolis”.

Os mais altos platôs da Península Antártica ultrapassam aí os 2000 m de altitude e o efeito orográfico por ela ocasionado pode ser confirmado pelos altos valores de precipitação apresentados para os arquipélagos em sua costa norte-ocidental. Dados de acumulação para a calota de gelo da Ilha Anvers, acusam uma precipitação máxima de

6800 mm de neve – 2700 mm equivalente-água –, a uma altitude de 850 m (Rundle, 1967).

Pode-se ter uma expectativa de um efeito semelhante para as Ilhas Shetland do Sul, considerando-se que Anvers localiza-se no vizinho Arquipélago Palmer, 115 km ao sul da Ilha Low, e a cerca de 20 km da Península Antártica. Griffith e Anderson (1989) afirmam que precipitações de 1100 mm anuais podem ser verificadas neste setor da Península Antártica em decorrência da soma destes efeitos às frequentes passagens de ciclones.

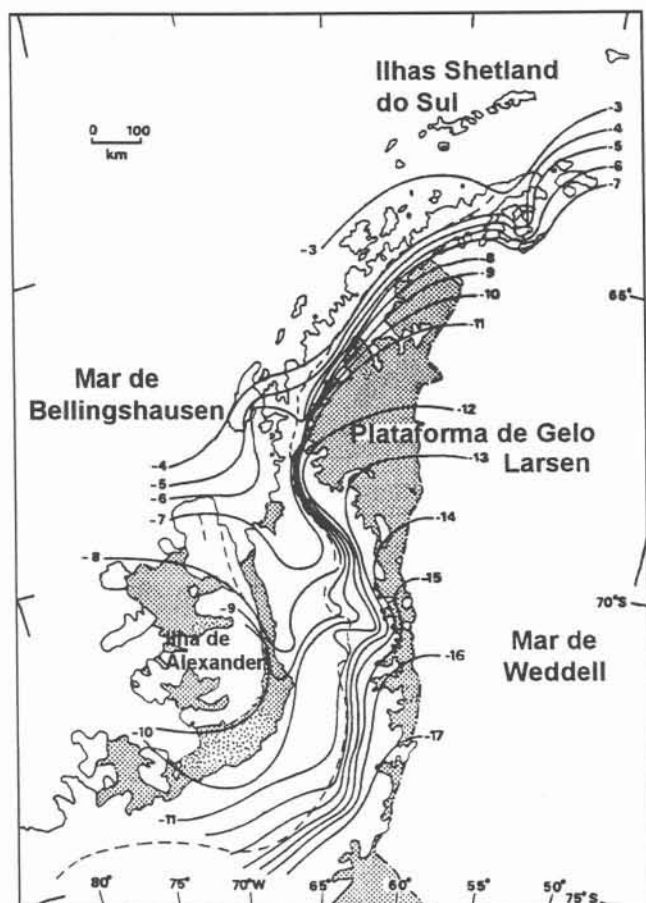


Fig. 3.6 – Isotermas para as médias anuais de temperatura na Península Antártica (adapt. Griffith e Anderson, 1989).

Linhas tracejadas ao longo da Península Antártica e da Ilha de Alexander marcam a posição de cadeias montanhosas de altitude superior aos 1500 m<sup>6</sup>.

Nas Ilhas Shetland do Sul, a temperatura média anual situa-se acima de  $-3^{\circ}\text{C}$ , o que as caracteriza como o setor mais quente da Antártica (Fig. 3.6). A temperatura média na Ilha Rei George é de cerca de  $-2,9^{\circ}\text{C}$ , com pouca variação ao longo do ano

<sup>6</sup>Nas Ilhas Shetland do Sul, essa cota é observada apenas no centro da Ilha Smith, no sudeste de Livingston e no sul da Ilha Clarence.

(Wunderle et al., 1995). Este clima de características oceânicas, altamente úmido e com temperaturas mais altas, no setor noroeste da Península Antártica, não é verificado em seu setor oriental, voltado para o Mar de Weddell, mais seco e frio, apresentando características climáticas continentais.

Orheim e Govorukha (1982), com base em estudos estratigráficos da neve em Deception e Rei George, apontam que as boas correlações nas variações do balanço anual para os dados de 1957-58 e 1970-71, para estas duas ilhas, refletem mudanças no clima regional. Um aquecimento de 1,3° C foi constatado para os arquipélagos e a região costeira norte-ocidental da Península Antártica, em duas décadas, desde 1960, a partir de registros de temperaturas de estações meteorológicas aí localizadas, incluindo-se dados da Ilha Rei George obtidos em Frei e Bellingshausen (Peel et al., 1988).

### **3.3.3. A paisagem da Ilha Rei George – o quadro natural**

A Ilha Rei George é a mais setentrional dentre as ilhas que constituem o grupo central do arquipélago das Shetland do Sul (Fig.3.4). Ela é, também, a ilha mais extensa, ocupando uma área de 1338 km<sup>2</sup> (Govorukha et al., 1974), dos quais aproximadamente 93% apresentam-se permanentemente cobertos de neve e gelo. A conformação paisagística atual deve-se aos processos característicos dos ciclos glaciais e interglaciais e aos fenômenos isostáticos glaciais (Araya e Hervé, 1966; John, 1972; Sugden e John, 1973).

Um campo de gelo recobre a ilha em sua quase totalidade, sem grandes ressaltos topográficos, à exceção das quedas, ou cascatas, de gelo e da presença de eventuais *nunataks*. Outras pequenas massas de neve e gelo permanentes são também verificadas em muitas encostas, tanto sob a forma de geleiras de anfiteatro como pequenos campos de gelo. Estes aspectos morfológicos, bem como a glaciologia da ilha são abordados no capítulo 4.

As áreas livres de gelo caracterizam-se quase sempre por encostas íngremes de afloramentos entre geleiras, nunataks, promontórios e penínsulas dominadas por morros

baixos que raramente ultrapassam os 300 m. Nestas áreas, verifica-se também como feições geomorfológicas importantes, a presença de morainas, praias soerguidas e, também, eventuais superfícies planas nas penínsulas maiores.

As condições climáticas predominantes aí presentes, favorecem a desintegração física das rochas devido ao fenômeno cíclico de congelamento e fusão da água intersticial na litologia. Este é o principal processo morfogenético que se verifica nas áreas deglaciadas, enquanto fenômenos físicos e químicos predominam na desintegração das rochas que sustentam as massas de gelo, no contato destas com o embasamento rochoso.

As poucas feições hidrográficas que se pode registrar nas áreas livres de gelo constituem-se de canais de arroios efêmeros – torrentes de degelo – decorrentes do derretimento de neve no verão, e de lagos. No que se refere a estes, resultam eles principalmente do acúmulo da água das torrentes nas depressões de áreas livres de gelo. Estão concentrados majoritariamente na Península Fildes, a principal área livre de gelo da ilha [Fig. 3.7]. À frente de algumas geleiras também podem ser verificadas feições que seriam melhor classificadas como poças, algumas delas apresentando-se saturadas de sedimentos em suspensão.

Com relação a outras características do ambiente da ilha, Simonov (1975) e Vtyurin e Moskalevskiy (1985) abordaram aspectos de sua geografia física, como processos geomorfológicos, clima, hidrografia, e mesmo biogeografia, com ênfase na Península Fildes. Rakusa-Suszczewski (1993) organizou uma série de artigos sobre ecossistemas costeiros abordando tanto as características do meio físico quanto da vida selvagem na Ilha Rei George.

Sobre exemplos e a possibilidade de ocorrência de problemas ambientais gerados pela presença de assentamentos humanos na Ilha Rei George e arredores, indica-se os relatos de Headland e Keague (1985) e de Harris (1991a e b).



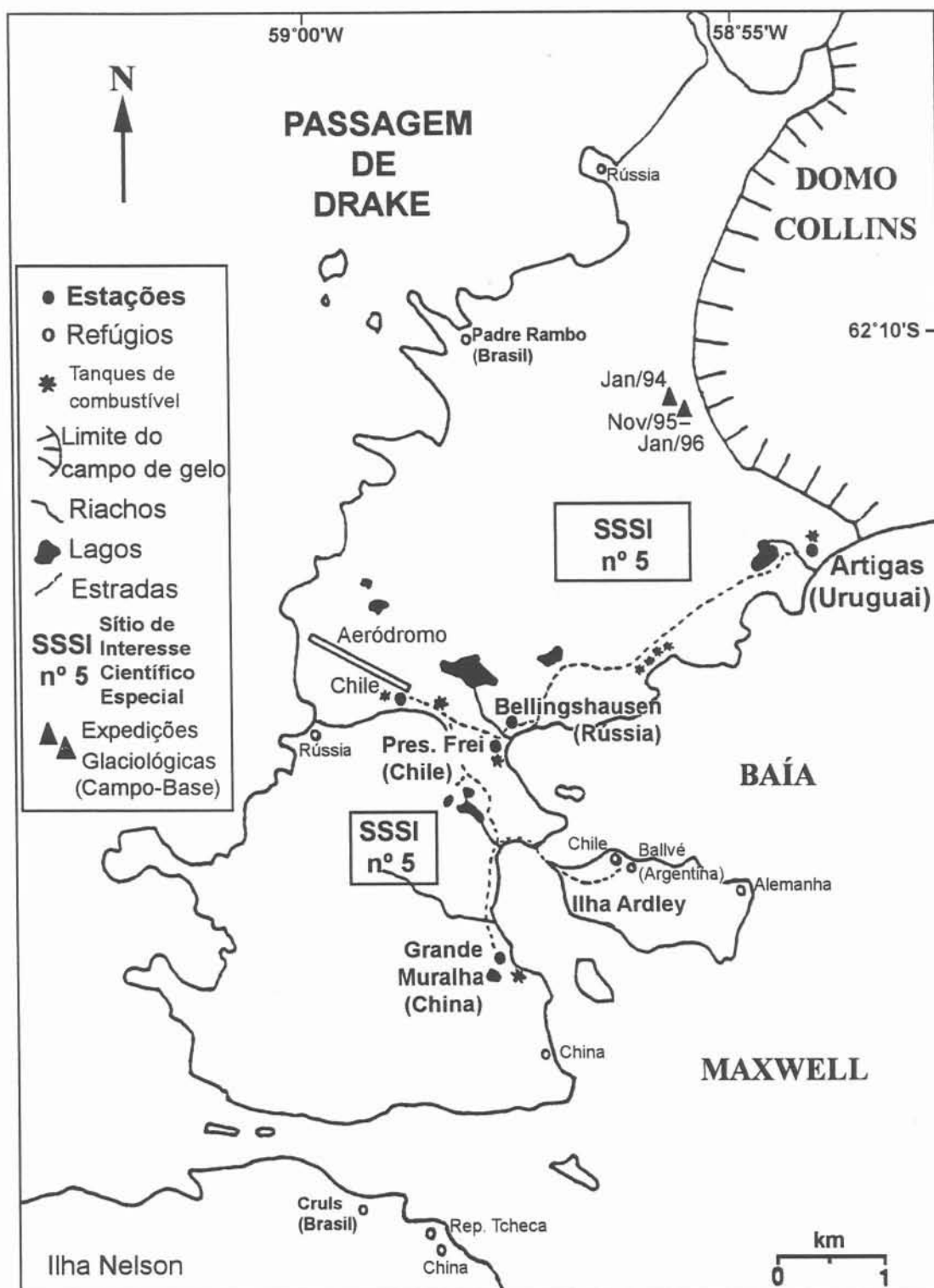


Fig. 3.7 – Mapa da Península Fildes, a mais extensa área livre de gelo da Ilha Rei George, sítio para várias instalações científicas, vias de comunicação e outras. São indicados os sítios dos campos-base para os trabalhos de campo de 1994 e 1995/96.



## *Capítulo 4*

# ***ESTUDOS INTRODUTÓRIOS À GLACIOLOGIA DA ILHA REI GEORGE***

---

### **4.1. Introdução**

A cobertura glacial é uma característica marcante das Ilhas Shetland do Sul, podendo-se encontrar em todas as ilhas principais um predomínio das massas de gelo sobre áreas de rocha exposta.

As massas de gelo do arquipélago são muito sensíveis a mudanças climáticas, por apresentarem-se ponto de fusão sob pressão ou muito próxima dele (Simões, 1996). Também pelo fato de se situarem sob a posição média da frente atmosférica antártica tornam-se merecedoras de profundos estudos, no contexto de um planeta que, segundo registros meteorológicos, tem mostrado um contínuo aumento na temperatura da atmosférica neste século (Muehe, 1990).

Uma série de levantamentos de geleiras já foram realizados no arquipélago, porém, a maior parte destes trabalhos voltou-se para áreas costeiras restritas, como por exemplo, penínsulas ou geleiras isoladas.

#### **4.1.1. Desvendando as massas de gelo da Nova Shetland<sup>7</sup>**

O arquipélago foi descoberto por William Smith, que aportou na Baía Rei George, na ilha de mesmo nome, em 1819. Campbell (1993) relata uma série de ancoragens e naufrágios nas cercanias do arquipélago, de barcos de caça a focas e baleias, não tendo-se registros de incursões às áreas glaciais, na seqüência dos descobrimentos. Salvo raras investigações, em sua maioria sobre aspectos geológicos, o desenvolvimento

---

<sup>7</sup> Nome utilizado em jornais britânicos da época para referir-se ao arquipélago recém-descoberto.

mais intenso de atividades científicas só teve início aí, a partir do estabelecimento da Base B, em fevereiro de 1944, na Ilha Deception, que passou a obter registros meteorológicos seguida, então, pela instalação de uma série de outras estações meteorológicas já citadas na seção 3.3. Com a instalação da Base G, na Península Keller, iniciaram-se os estudos glaciológicos na ilha Ilha Rei George (Hattersley-Smith, 1949). Noble, entre 1957-58, iniciou o levantamento da geleira Flagstaff onde, posteriormente, Stansbury conduziu medições de temperatura e estudos do *firn* entre 1959-60, e realizou medições do movimento da geleira Noble (Noble, 1959; Stansbury, 1961; Stansbury, 1963; Noble, 1965).

Após a desativação da Base G, em janeiro de 1961, os ambientes glaciais desta ilha só voltariam a ser estudados novamente em fins daquela década, a partir da instalação da estação científica soviética Bellingshausen, na Península Fildes. Atividades de coleta de testemunhos de neve e gelo, foram conduzidas no Domo Collins e na Geleira Stenhouse, onde amostras foram coletadas, até 10 m de profundidade, para posterior análise da variação sazonal no conteúdo de aerossóis (Curl e TenBrink, 1974).

Os levantamentos topográficos foram retomados na Ilha Rei George, ora no programa glaciológico brasileiro, de dezembro de 1992 a janeiro de 1993, e em fevereiro de 1994 como parte de estudo localizado de monitoramento das geleiras de anfiteatro Noble e Flagstaff (Simões e Dani, 1994). Os dados obtidos foram utilizados para verificar o comportamento dessas pequenas massas de gelo, comparando-os com os valores obtidos em estudos passados por Nobel (1959) e Stansbury (1963). O levantamento da posição das estacas aí implantadas, no prosseguimento desses estudos, apontou velocidades muito lentas da massa de gelo (Simões et al., 1995).

Assim como a Ilha Rei George, as ilhas Deception e Livingston também receberam pesquisa glaciológica de destaque. Estudos paleoclimáticos e de balanço de massa foram desenvolvidos na Ilha Deception entre 1968 e 1971 sobre sua pequena cobertura de gelo. Na pequena geleira G-1 (0,42 km<sup>2</sup>), que não sofreu alterações significativas com as erupções vulcânicas de 1967, 1969 e 1970, foi implantada uma rede de estacas não tendo sido constatadas mudanças de seu balanço após a interpretação das

medições (Orheim, 1975). Além do balanço de massa, trincheiras tiveram seus perfis observados e testemunhos de gelo também foram coletados de horizontes selecionados nas paredes de gelo exposto em antiga cratera vulcânica para reconstruções paleoclimáticas datadas de 1760 a 1970 (TenBrink e Curl, 1973; Curl e TenBrink, 1974; Orheim, 1974).

Uma expedição internacional estudou os impactos do vulcanismo recente em geleiras de Deception no verão de 1970-71, comparando-se seus resultados com dados obtidos em trabalhos de campo que prosseguiram até 1974 e correlacionados a dados de outras ilhas do arquipélago (Govorukha, 1987). O principal resultado das pesquisas em Deception foi o estabelecimento do balanço de massa anual da ilha desde 1680, que foi comparado a registros obtidos na Noruega desde 1816, verificando-se uma marcante anticorrelação entre temperaturas de verão de latitudes intermediárias para altas em ambos os hemisférios (Orheim et al., 1972).

Estudos glaciológicos foram iniciados na Ilha Livingston em 1971 pelo *USARP* – *United States Antarctic Research Program* – cujas campanhas prosseguiram até 1974. Redes de estacas para medições de balanço de massa foram observadas em 5 anos sucessivos, e poços de 10 m foram escavados para coleta de testemunhos de gelo para análise de aerossóis no Domo Glacial Rotch nas altitudes de 150, 250 e 350 m (Curl e TenBrink, 1974). Aliado à interpretação de relações sazonais de isótopos de oxigênio, concluiu-se, a partir dos dados daí extraídos, que o balanço de massa apresentou aumentos regulares com a altitude (Orheim, 1974). Medições de balanço de massa através de redes de estacas também foram feitas na Geleira Charity (TenBrink e Curl, 1973).

Mais recentemente, desde 1992, pesquisadores da Espanha vêm monitorando geleiras de Livingston, tendo verificado mudanças na sua linha de costa (Calvet et al., 1993). Também o programa glaciológico brasileiro desenvolveu estudos no divisor das geleiras Huntress e Huron e na cobertura de gelo da Península Hurd nesta mesma ilha, em dezembro de 1993, cujas análises de trincheiras e amostragem de gelo e neve mostraram resultados semelhantes aos obtidos para a Ilha Rei George (Simões et al., 1995) – ver seção 4.1.2.1.

#### 4.1.2. Glaciologia geral das Shetland do Sul

As calotas de gelo das Ilhas Shetland do Sul formaram-se há milhões de anos, após a acumulação, compressão e gelifluxão de camada após camada da neve que se precipitava. A presença de till e de blocos erráticos, posicionamento de morainas e praias soerguidas – levaram alguns autores à conclusão de que o arquipélago experimentou dois significativos eventos glaciais (Everett, 1971 e Sugden e John, 1973). Entretanto, estes autores não precisaram a época de ocorrência destes eventos.

No primeiro evento, uma grande calota de gelo estendeu-se sobre as ilhas e a atual plataforma submarina do arquipélago, numa época em que esta se apresentava em grande parte exposta em razão de encontrar-se o mar há mais de 100 m abaixo do seu nível presente. Segundo John (1972), tal calota, de cerca de 15.000 km<sup>2</sup>, formou-se possivelmente a partir da coalescência das calotas de gelo das ilhas tendo coberto, durante o período de máxima glaciação, todo o grupo central do arquipélago (Fig. 4.1).

O segundo grande evento glacial possibilitou a cobertura de gelo de todas as penínsulas pouco elevadas, que hoje constituem as áreas livres de gelo das ilhas. No entanto, não se registrou desta vez, a coalescência das calotas de gelo de ilhas vizinhas. Sugden e John (op. cit.) consideram também que estes dois eventos foram intercalados por fases interglaciais, o que é sugerido a partir de sua constatação da presença de praias residuais remanescentes em diferentes altitudes.

Considerando o arquipélago um importante elo de ligação – do ponto de vista climático e estrutural – entre os continentes antártico e sul-americano, Sugden e John (1973) estudaram a evolução das massas de gelo das ilhas, concluindo que elas retraíram para suas posições atuais há cerca de 9.000 anos atrás.

Dentre as onze ilhas principais das Shetland do Sul, dez apresentam cobertura glacial de mais de 90 % de sua superfície. A exceção à presença de grandes massas de gelo ocorre na Ilha Deception, que apresenta apenas metade de sua área permanentemente coberta de gelo e neve (Baker et al., 1969). Ressalta-se que a paisagem atual desta ilha é resultado de processos de vulcanismo recentes, apresentando-se como uma grande caldeira invadida

pelas águas do Estreito Bransfield, formando uma baía de águas aquecidas. Explosões vulcânicas, neste século, podem ter também contribuído para a diminuição de sua cobertura glacial. Os efeitos deste vulcanismo sobre as geleiras da ilha foram analisados por Orheim (1975) e Govorukha (1987), dentre outros, que interpretaram sua estratigrafia, amostraram o gelo e desenvolveram estudos sobre seu balanço de massa – vide item 4.1.1.

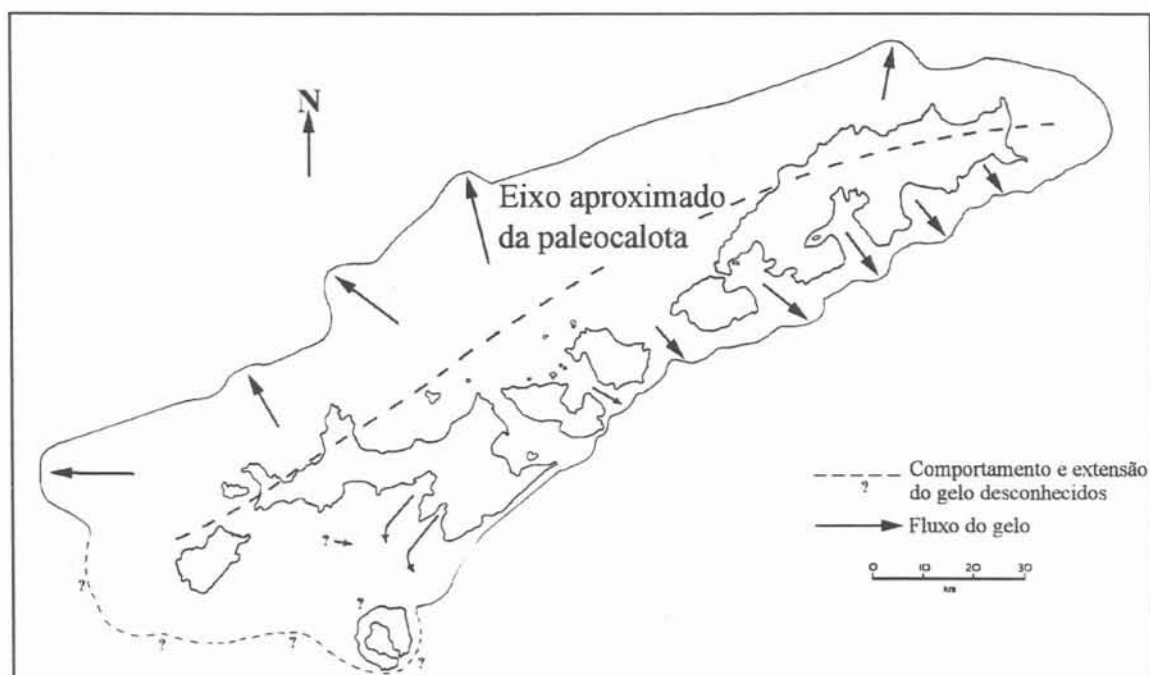


Fig. 4.1 - Mapa esquemático da grande paleocalota de gelo que recobriu o grupo central das Ilhas Shetland do Sul e os limites das atuais calotas de gelo (modificado de Sugden e John, 1973).

A cobertura de gelo das Ilhas Shetland do Sul apresenta-se, na atualidade, sob diferentes formas e tamanho, desde porções inertes de gelo laminar distribuídas esparsamente nas áreas de rocha exposta, até extensas e dinâmicas calotas de gelo que recobrem seus platôs. Verifica-se neste intervalo, tanto pequenas geleiras de anfiteatro em encostas íngremes, como geleiras de descarga de diferentes velocidades, segundo seu maior ou menor grau de declive.

#### **4.1.2.1. Regime termal das massas de gelo**

O gelo das Shetland do Sul encontra-se muito próximo do ponto de fusão sob pressão ou mesmo coincidente com ele. No entanto, a estrutura termal das geleiras desta região pode ser muito complexa, com parte do gelo também abaixo do ponto de fusão. Estas geleiras apresentam, também, uma estrutura interna mais heterogênea devido a uma grande quantidade de feições de derretimento encontradas no seu perfil.

Massas de gelo com essas características são típicas para todo o arquipélago, em consequência de fatores decorrentes da sua posição geográfica subpolar, bem como da espessura da cobertura de gelo. Como as massas de gelo são pouco espessas, a temperatura média na região torna-se o principal fator que determina essa característica subpolar. Rundle (1967), medindo a temperatura do gelo entre 10 m e 12 m de profundidade na Ilha Anvers, no Arquipélago Palmer, cerca de 380 km a sudoeste da Ilha Rei George, encontrou valores de  $-0,8^{\circ}\text{C}$  para 200 m de altitude, até  $-4,9^{\circ}\text{C}$  para uma medição em um poço a 840 m.

## **4.2. Estudos glaciológicos na Ilha Rei George**

### **4.2.1. Radio ecossondagem**

Pouco tempo depois do estabelecimento da estação científica de Bellingshausen, pela União Soviética, em 1968, tiveram reinício as atividades glaciológicas na calota de gelo da Ilha Rei George sendo realizados trabalhos de RES. A análise de perfis da calota de gelo obtidos a partir daquele levantamento possibilitam verificar que uma espessura além de 300 m é esperada para poucos pontos. Por meio destes dados de RES, calculou-se uma espessura média do gelo para o terço ocidental da ilha Rei George em torno de 100m (Govorukha et al., 1974).

A partir da extrapolação do valor médio obtido por Govorukha e outros (op. cit.) para toda a ilha, pode-se estimar seu volume de gelo em aproximadamente  $125\text{ km}^3$ . Um dado a ser daí extraído é a equivalência deste volume em água. Considerando-se um

valor médio de 0,9 para a densidade do gelo, o correspondente em equivalente-água para toda a calota será de cerca de 112,5 km<sup>3</sup>.

Dos primeiros levantamentos de RES realizados na ilha, é importante também registrar que uma equipe soviética, em 1970, verificou um vale subglacial em um trecho de sua porção sul-ocidental (Vtyurin, 1984), enquanto o vôo britânico de fevereiro de 1975, já referido no capítulo 2, detectou uma espessura máxima de 357 m para a cobertura de gelo da Ilha Rei George, nesse mesmo setor.

Um levantamento localizado no Domo Collins, na extremidade oeste da calota, foi conduzido por uma equipe sino-uruguaia, entre outubro de 1991 e janeiro de 1992. Foi medida sua espessura e detectado gelo glacial a partir de 2,5-3,0 m da superfície em alguns pontos (Chinare, 1992).

Estudos mais recentes foram realizados por uma expedição internacional, em dezembro de 1995, cobrindo cerca de dois terços da extensão do divisor de gelo principal. As linhas de sondagem do gelo, por RES, são esquematizadas na figura 4.2. Neste levantamento de campo, foi utilizado um equipamento transportado por moto-de-neve, cujas características estão indicadas na seção 2.3.2. Este levantamento não detectou, nas demais partes sondadas da ilha, espessura maior que aquela anteriormente registrada pelo equipamento aerotransportado (Macheret et al., 1997). A figura 4.3 mostra o perfil determinado por equipamento de campo para a de cobertura de gelo da Ilha Rei George.

Kotlyakov e Macheret (1987) consideram massas de gelo subpolares e temperadas “mais complicadas” para levantamentos de RES que mantos de gelo frios. Isto se deve à temperatura mais alta do gelo e a sua complexidade estratigráfica, que é decorrente do grande número de camadas e lentes de gelo resultantes de sucessivos derretimentos intercalados por camadas de neve. Esses levantamentos podem ser ainda dificultados por inclusões d'água decorrentes de derretimento recente. Devido aos derretimentos que são verificados no verão, é mais recomendável que levantamentos de RES para a Ilha Rei George sejam realizados na primavera, quando não se espera derretimento superficial da neve na calota.



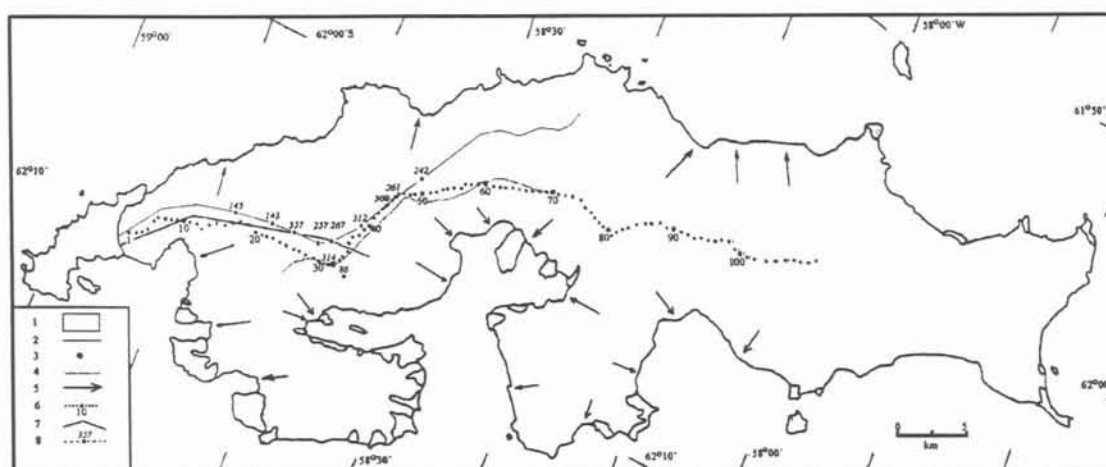


Fig. 4.2 – Mapa da Ilha Rei George indicando as linhas de estudos de RES (Macheret et al., 1997). 1– área livre de gelo; 2 – limite do gelo; 3 – campo avançado de trabalho; 4 – divisor de gelo ao longo dos domos principais; 5 – geleiras de descarga; 6 – pontos de medição de RES em Dez/95 e seus números; 7 – levantamento de campo por RES, de 1970; e 8 – RES aérea, de 1975, e espessura do gelo, em metros.

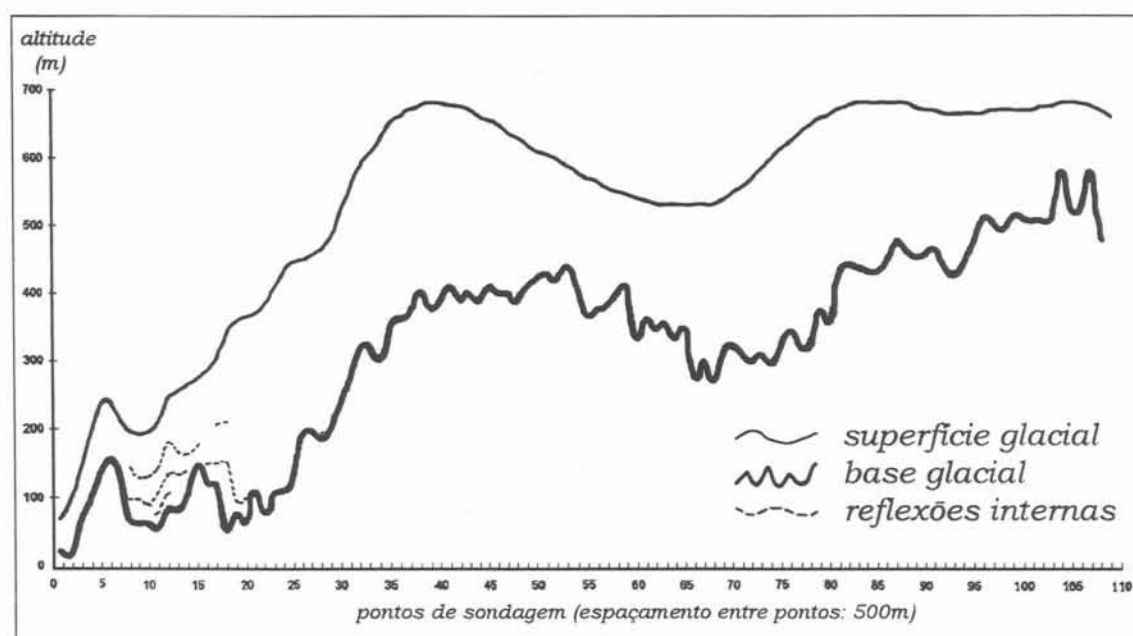


Fig. 4.3 – Perfil da calota de gelo da Ilha Rei George, a partir do levantamento realizado em dezembro de 1995. [Fonte: Macheret et al., 1997]

Kotlyakov e Macheret (1987) consideram massas de gelo subpolares e temperadas "mais complicadas" para levantamentos por RES que mantos de gelo frios. Isto



se deve à temperatura mais alta do gelo e sua complexidade estratigráfica, que é decorrente do grande número de camadas e lentes de gelo resultantes de sucessivos derretimentos intercalados por camadas de neve. Esses levantamentos podem ser ainda dificultados por inclusões d'água no gelo decorrentes de derretimento recente. Devido aos derretimentos que são verificados no verão, é mais recomendável que levantamentos de RES para a Ilha Rei George sejam realizados na primavera, quando não se espera derretimento superficial da neve no campo de gelo.

#### 4.2.2. Balanço de massa

As medições do balanço de massa de geleiras examinam a existência de correlações entre suas variações e mudanças climáticas, a partir do conhecimento do padrão de acumulação, ablação, recongelamento de água de derretimento na neve e *firn*, bem como o impacto hidrológico desse derretimento. Esses estudos são, de um modo geral, conduzidos concomitantemente com experimentos meteorológicos, para se estudar o balanço de energia na época em que estão sendo realizados, o que possibilita verificar as relações entre as massas de gelo e as condições climáticas locais.

Segundo Østrem e Brugmann (1991) e Paterson (1994), a partir da instalação de uma rede de estacas, pode-se fazer uma série de medições para vários pontos de uma geleira sendo cada uma delas representativa de uma determinada área. A profundidade da neve na geleira é medida em cada ponto, relativamente à superfície de verão do ano anterior. O balanço é a mudança na massa da geleira medida em qualquer ponto em qualquer época, podendo-se definir balanço anual como sendo a formação de duas superfícies de verão consecutivas.

Na Ilha Rei George, levantamentos desse tipo iniciaram-se com Hattersley-Smith e Chaplin<sup>8</sup>, em 1949, que realizaram os primeiros levantamentos glaciológicos na ilha, medindo a taxa de acumulação e a temperatura em diversas profundidades de uma

---

<sup>8</sup> Um "Report on observations of snowflakes and snow pole measurements, Admiralty Bay, 1949. *F.I.D. Sc. B. Serial no. 51/50 (unpublished)*", desse autor, é citado tanto por Noble, 1958, quanto por Stansbury, 1960, sendo aqui lembrado a título de referência cronológica, pois não foram citados resultados seus.

geleira referida apenas como situada a leste da Enseada Martel, na Baía do Almirantado. Outros britânicos deram seqüência à pesquisa glaciológica nesta ilha até a desativação da Base G, em 1961, tendo seus trabalhos se restringido a duas pequenas geleiras de anfiteatro – Flagstaff e Noble – e uma geleira de descarga – Stenhouse – na área do Ancoradouro Visca. Nesta última, Noble (1965) implantou estacas para estudar a acumulação e a ablação, ao longo do ano, tendo registrado uma acumulação máxima de 2 m de neve (1,2 m equivalente-água) na parte da geleira imediatamente inferior a um forte desnível no relevo, onde grande parte da neve aí se acumula após ser varrida da parte da calota imediatamente acima da quebra topográfica.

Estudos de balanço de massa foram reiniciados por uma equipe soviética (Zamoruyev, Orlov e Govorukha) entre os anos de 1968-69 e tiveram prosseguimento em 1973-74 (Orheim e Govorukha, 1982), sendo seus resultados comparados aos obtidos por eles em Livingston. Estes dois últimos autores concluíram que as curvas de balanço de massa eram semelhantes para as duas ilhas, estando a linha de equilíbrio a 150 m de altitude.

#### **4.2.3. Temperatura do gelo**

A temperatura de uma geleira é estudada tanto com objetivos específicos, como o de conhecer a temperatura de sua massa, quanto para verificar relações com outros parâmetros ambientais, como por exemplo, a temperatura atmosférica. Através das diferenças de temperatura ao longo do perfil glacial pode-se extrair informações sobre variações de temperatura à superfície no passado (Paterson, 1994).

Segundo Paterson (op. cit.), a distribuição de temperatura em uma cobertura de gelo resulta da interação de diversos processos, pois há fontes de calor tanto na superfície, como na base e no interior da massa glacial. Há, deste modo, transferência de calor por condução, fluxo d'água e movimento do gelo. Na camada superior – cerca de 15 m – de uma geleira, a temperatura varia em resposta a mudanças sazonais da temperatura atmosférica na superfície.

Medições de temperatura em poços de amostragem no Domo Collins, Ilha Rei George, a cerca de 300 m de altitude, constataram que a temperatura da neve atingiu a 0° C no verão (Orheim e Govorukha, 1982), apresentando um pacote de neve saturada de água. Medições de temperatura efetuadas em um poço de 49,67 m de profundidade, no topo da calota de gelo dessa ilha, a cerca de 700 m de altitude, indicaram temperatura média de -0,35° C, confirmando que este gelo encontra-se próximo do seu ponto de fusão sob pressão (Simões, 1996).

## **Capítulo 5:**

### **METODOLOGIA**

---

#### **5.1. Introdução**

Este trabalho desenvolveu-se com o propósito de verificar e avaliar mudanças na área coberta de neve e gelo da Ilha Rei George, num lapso de quatro décadas, a partir da interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélites, e da análise de dados de observações de campo. Esta opção com baseou-se em trabalhos anteriores (Malagnino e Strelin, 1992; Skvarka, 1993a; Skvarka, 1993b) que tiveram sucesso no monitoramento de grandes áreas cobertas de gelo.

Consulta a trabalhos de pesquisa glaciológica desenvolvida nas Ilhas Shetland do Sul, nas últimas cinco décadas (cf. seção 4.2.2), auxiliaram na definição dos procedimentos metodológicos necessários à elaboração deste estudo. Feita a revisão bibliográfica e verificação dos dados já disponíveis, optou-se por centralizar os trabalhos na análise multitemporal de imagens, cobrindo-se então as seguintes etapas: a) Criação de um banco de dados; b) Definição da área de trabalho de campo; c) Análises de campo; d) Pré-processamento de imagens; e) Processamento e classificação de imagens; f) Sobreposição de imagens e representação cartográfica dos dados; g) Avaliação dos resultados, sua discussão e conclusões.

Estando definida a metodologia a ser adotada, foi necessário construir uma base de dados obtidos a partir de diversas fontes e espaçados no tempo para desenvolver a dissertação. Tal base foi montada a partir de dados cartográficos e topográficos já disponíveis no Laboratório de Pesquisas Antárticas e Glaciológicas do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LAPAG-UFRGS), somando-se a eles dados de campo obtidos pelas recentes expedições coordenadas por este Laboratório e pela aquisição de produtos de sensoriamento remoto, conforme as seções 5.2 e 5.3.

## 5.2. Base de dados

### 5.2.1. Base cartográfica

Os principais documentos cartográficos utilizados foram os antigos mapas do Governo do Reino Unido editados pelo *D.O.S.* (*Directorate of Overseas Survey*), de 1968, e outros, mais recentes, da Academia Polonesa de Ciências – *P.A.N.* (*Polskiej Akademii Nauk*), da *FACH* (*Fuerza Aérea de Chile*) e da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil), que encontram-se listados na tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Relação de fontes cartográficas utilizadas nesta dissertação.

MAPA/CARTA	Editor	Escala	ANO
South Shetland Islands, Folha W 6256	<i>DOS</i>	1:200.000	1968
South Shetland Islands, Folha W 6258	<i>DOS</i>	1:200.000	1968
Admiralty Bay – King George Island	<i>PAN</i>	1:50.000	1990
Zatoka Admiralicji	<i>PAN</i>	1:25.000	1980
Carta Aeronáutica de la Península Fildes	<i>FACH</i>	1:20.000	1993
Baía do Almirantado	DHN	1:40.000	1984

As duas cartas do *D.O.S.*, em escala 1:200.000, foram utilizadas para a construção de um mapa-base visando a análise visual de imagens e como documentos básicos para a extração dos pontos de controle para o georreferenciamento das imagens de satélite. As cartas foram ampliadas para a escala 1:100.000 no ampliador óptico *Map-O-Graph* m.55, dotado de uma lente *Buhl Optical* 9,5", do Departamento de Geodésia da UFRGS.

As cartas da *P.A.N.*, foram utilizadas para verificação das posições das frentes de geleiras que desembocam na Baía do Almirantado, e comparação da posição dos contatos entre os afloramentos rochosos e o gelo registrados nas cartas do *D.O.S.* Utilizou-

se, também, a carta-imagem da *FACH* para comparação de feições do mesmo tipo na área da Península Fildes.

As cartas da DHN foram utilizadas para verificação da linha de costa da ilha em posição mais atual e para apoio em trabalhos de campo, principalmente durante os deslocamentos de bote para verificação das frentes de gelo.

### **5.2.2. Dados obtidos através de sensoriamento remoto**

Os dados de sensoriamento remoto disponíveis para este trabalho consistiram de fotografias aéreas, três imagens multiespectrais e uma pancromática do satélite *SPOT*, de duas imagens *Landsat*, duas imagens de radar do satélite *ERS-1* e perfis resultantes de levantamentos de *RES*. Nas sub-seções 5.2.2.1 a 5.2.2.5 são apresentados esses produtos, listando-se, nas tabelas 5.2 e 5.3, todas as fontes de dados orbitais e aéreos disponíveis para os trabalhos na Ilha Rei George e que foram utilizados ao longo da dissertação.

#### **5.2.2.1. ERTS/Landsat**

Este conjunto de dados consistiu de imagens obtidas pelos canais 5 e 7 do sensor *MSS* dos satélites *ERTS* e *Landsat-2*. As cenas *MSS-5* foram adquiridas sob o formato de transparências positivas, enquanto as cenas *MSS-7* foram adquiridas sob forma de produtos negativos. Estes foram posteriormente revelados e convertidos em reproduções fotográficas em escala 1:1.000.000. As imagens do *ERTS* correspondem a duas cenas tomadas da órbita-ponto 233-104, em 16 de fevereiro de 1973, e de 20 de fevereiro de 1979, respectivamente.

As imagens *MSS-5* do *Landsat-2*, correspondem a cenas das órbitas 232-103 e 232-104, tendo sido também adquirida uma cena *MSS-7* nesta última órbita. Cenas no Canal 5 são particularmente interessantes na comparação das diferentes feições glaciais de grandes áreas, devido à melhor penetração na atmosfera, dos comprimentos de onda na

faixa correspondente ao vermelho do espectro visível, proporcionando um melhor contraste nas imagens. Por sua vez a Banda 7 deste sensor é interessante para definir a linha de costa pois a má penetração da energia nos comprimentos de onda do infra-vermelho próximo na água, onde são absorvidos praticamente sem reflexão, facilita a distinção dos contatos entre rocha e água. Convém aqui destacar que as imagens Landsat se constituíam na única fonte de dados de sensoriamento remoto para os estudos necessários ao levantamento do norte da Ilha Rei George até a obtenção de uma imagem *SPOT* em 1995.

#### 5.2.2.2. *SPOT*

As principais imagens de trabalho aqui utilizadas são provenientes deste satélite e sua área de abrangência pode ser verificada no mapa-índice representado na figura 5.1. Tratam-se das cenas multiespectrais (725 478/0 e 725 477/3, de 19/FEV/88 e 29/MAR/95, respectivamente) e pancromática (725 478/0 de 19/FEV/88) obtidas pelo sensor *HRV-1*, e pela cena multiespectral (722 478/0, de 31/MAR/92) obtida pelo *HRV-2*. As imagens de 1988 encontravam-se gravadas em formato digital *BIL* (onde cada linha é gravada seqüencialmente para todas as bandas) em *streamers* obtidos em colaboração com a *SPOT Image*. Estes não puderam ser lidos nas estações de trabalho apropriadas, seja no Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM/UFRGS), no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), ou mesmo no Centro de Supercomputação da UFRGS, por problemas técnicos de difícil constatação.

O INPE prontamente emprestou os *CCTs* correspondentes, em acordo com a representação da *SPOT Image* no Brasil, de modo que as mesmas puderam ser lidas e então copiadas em *exabytes*. Estes foram posteriormente lidos no Departamento de Astronomia do Instituto de Física da UFRGS, tendo-se verificado consideráveis ruídos na imagem. Em 1997 o LAPAG adquiriu uma cópia em *CD-ROM*, da imagem de 19/Fev/88, disponibilizando-a para esta dissertação, juntamente com as demais cenas de trabalho, tanto em formato digital como em produto padrão em papel.

A imagem de 1995, também adquirida pelo LAPAG diretamente da agência *SPOT*, foi obtida por programação própria no âmbito desta dissertação. É importante ressaltar que, além das dificuldades impostas pelas condições meteorológicas nas Shetland do Sul, a obtenção de imagens de satélite daquela área é dificultada pela ausência de subsídios para sua compra.

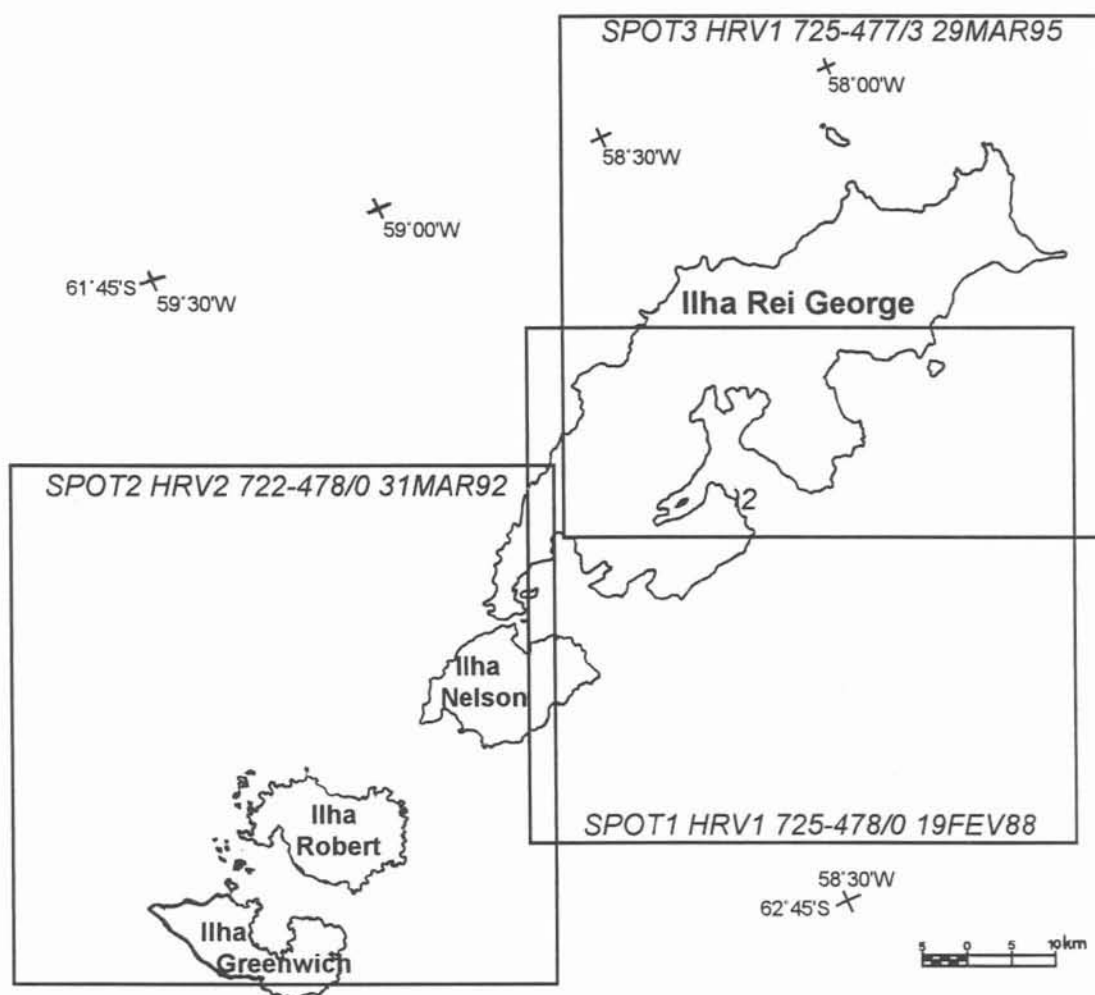


Figura 5.1 – Índice das imagens *SPOT* utilizadas para o estudo da cobertura de gelo da Ilha Rei George.

### 5.2.2.3. Imageamento *ERS-1*

As imagens *ERS1/SAR.PRI* – 5078 4887 e 5350 4887, correspondentes a duas cenas de inverno (05 de julho de 1992 e 24 de julho de 1992, respectivamente)



encontravam-se disponíveis nos formatos digital (*exabytes ASCII*) e de reproduções em papel obtidos pelo LAPAG, em colaboração da Agência Espacial Européia, *ESA (European Space Agency)*, através do Instituto Alemão de Pesquisas Aero-Espaciais, *DLR (Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt)*. Os dados digitais foram analisados através do Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (SPRING), versão 1.1, no INPE, sem correções ou filtragens.

Tab. 5.2 – Produtos de sensoriamento remoto orbital da Ilha Rei George utilizados na dissertação.

Data	Satélite/Sensor	Banda	Pixel	Escala	Centro
16/FEV/1973	ERTS/MSS	5	79 m	1:1.000.000	S62°17'/W060°50'
16/FEV/1973	ERTS/MSS	7	79 m	1:1.000.000	S62°17'/W060°50'
20/FEV/1979	LANDSAT-2/MSS	5	79 m	1:1.000.000	S61°06'/W058°14'
20/FEV/1979	LANDSAT-2/MSS	5	79 m	1:1.000.000	S62°28'/W059°21'
20/FEV/1979	LANDSAT-2/MSS	7	79 m	1:1.000.000	S62°28'/W059°21'
19/FEV/1988	SPOT-1/HRV	1-2-3	20 m	1:100.000	S62°16'/W058°21'
19/FEV/1988	SPOT-1/HRV	P	10 m	1:100.000	S62°16'/W058°21'
31/MAR/1991	SPOT-2/HRV-2	1-2-3	20 m	1:100.000	S62°16'/W059°33'
05/JUL/1992	ERS-1/SAR		25 m	1:500.000	S62°16'/W058°04'
24/JUL/1992	ERS-1/SAR		25 m	1:500.000	S62°16'/W058°48'
29/MAR/1995	SPOT-3/HRV-1	1-2-3	20 m	1:100.000	S61°59'/W058°02'

#### 5.2.2.4. Fotografias aéreas

As técnicas de aerofotogrametria permitem verificar toda a extensão de uma geleira, suas feições superficiais, formas e inclinação do terreno, Porém esse é um recurso caro, tendo sido utilizado apenas para confirmação de pontos de controle em locais de

contato gelo/rocha nas margens da Baía do Almirantado e em áreas da Península Fildes, no extremo sudoeste da calota de gelo.

Além do custo destes produtos, a Ilha Rei George não tem aerolevantamento em todo seu interior, o que inviabiliza o estudo detalhado de sua calota de gelo por técnicas aerofotogramétricas. As linhas de voo nas quais foram tomadas as fotografias utilizadas neste trabalho são mostradas na figura 5.2.

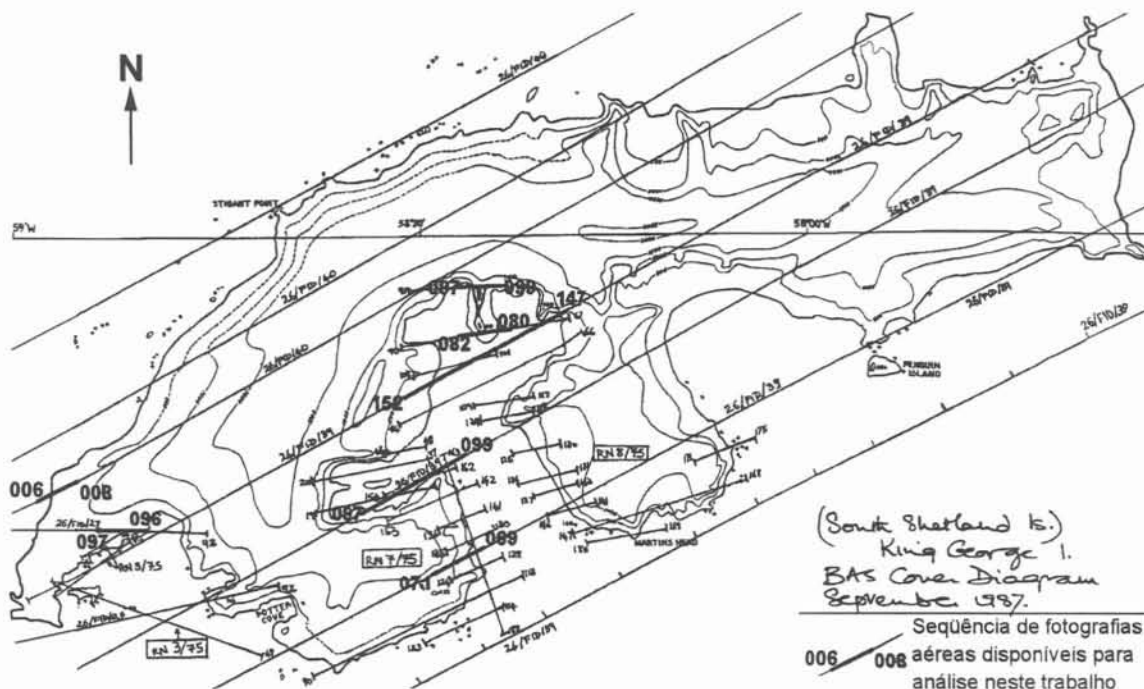


Fig. 5.2 – Mapa-índice das linhas de voo de 1956 (FID) e 1975 (RN) para tomada de fotografias aéreas da Ilha Rei George (modificado do BAS, 1987)

As fotografias aéreas aqui utilizadas foram tiradas no verão de 1956-57 pelo *FIDS* (*Falkland Islands Dependencies Survey*), e no verão de 1975 pela *RN* (*Royal Navy*), ambos do Reino Unido. As primeiras correspondem aos vôos de 20 de dezembro de 1956 (fotografias 26 FID 39: 069-071, 097-099, 147-151; e 26 FID 40: 006-008) e 17 de janeiro de 1957 (fotografias 26 FID 17: 096-097), e as demais (seqüências 0097-0099 e 0080-0082), ao vôo de 26 de janeiro de 1975. A tabela 5.3 apresenta uma listagem dos produtos descritos acima.

Fotografias terrestres e fotografias aéreas oblíquas, tomadas pelo autor desta dissertação a partir de sobrevôos de helicópteros, e arquivadas no LAPAG, também foram utilizadas em apoio à interpretação dos dados orbitais.

Tab. 5.3 – Sequências de fotografias aéreas utilizadas na dissertação

<b>Data</b>	<b>Execução do Voo</b>	<b>Seqüência</b>	<b>Escala</b>
20/DEZ/1956	FIDS	069-071	1:27.000
20/DEZ/1956	FIDS	097-099	1:27.000
20/DEZ/1956	FIDS	147-151	1:27.000
20/DEZ/1956	FIDS	006-008	1:27.000
17/JAN/1957	FIDS	096-097	1:27.000
26/JAN/1975	RN	0097-0099	1:11.000
26/JAN/1975	RN	0080-0082	1:11.000

#### 5.2.2.5. RES

Os primeiros dados de *RES* para a ilha Rei George foram obtidos por uma equipe soviética em 1970 fornecendo noções do perfil da calota de gelo (Govorukha et al., 1974) [Fig. 4.4]. O aerolevante britânico de 1975 coletou dados pontuais para um trecho de 20 km ao longo da calota de gelo desde o Domo Collins até o campo de gelo Arctowski (Simões e Bremer, 1995) [Fig. 4.3]. Estas informações foram utilizadas conjuntamente com os dados do levantamento de campo de 1995 (Matcheret et al., 1997) para analisar o perfil da calota de gelo, determinando suas partes de maior espessura e estabelecendo relações entre o embasamento e a forma da calota.

### **5.3. Análises de campo**

#### **5.3.1. Considerações iniciais**

Simpson-Housley (1992) aponta as diferentes percepções da Antártica, entre aqueles que a avistaram do mar (“*The seaman’s view*”, referindo-se a Cook, Bellingshausen, Wilkes, Ross etc.) e aqueles que conduziram expedições sobre o continente (“*The landsman’s view*”, referindo-se a Borchgrevink, Scott, Shackleton e Amundsen.). Numa perspectiva mais atual, esta observação poderia ser estendida também a trabalhos que envolvem informações orbitais – “*The spaceman’s view*”?

A aglutinação de observações e dados obtidos em trabalhos de campo à interpretação de produtos de sensoriamento remoto é importante para uma melhor aproximação entre os dados extraídos destes últimos e a situação real. Nas Shetland do Sul, a cobertura da neve foi analisada nas duas maiores ilhas em campanhas de verão, estação do ano na qual haviam sido tomadas as fotografias aéreas e obtidas as imagens orbitais, com excessão das oriundas do satélite *ERS-1*.

A seguir é feita uma descrição dos procedimentos utilizados em campo e cujos resultados são discutidos no capítulo 6

#### **5.3.2. Localização dos trabalhos de campo**

Análises de campo preliminares para esta dissertação deram-se, entre dezembro de 1993 e janeiro de 1994, na Ilha Livingston. A experiência no divisor de gelo das geleiras Huron e Huntress, naquela ilha, foi importante como treinamento pois possibilitou o reconhecimento de facies superficiais de neve e a identificação de camadas e lentes de gelo indicativas de percolação de água de derretimento a até 700 m de altitude. Foi importante também para o reconhecimento de diferentes feições morfológicas como morainas supraglaciais e frontais, zonas estáveis e de fraturamento de uma geleira, domos glaciais, divisores de gelo e geleiras de descarga.

As análises *in loco* deram-se sobre os campos de gelo da Ilha Rei George identificados na figura 5.3, de janeiro a março de 1994, de dezembro de 1994 a janeiro de 1995 – por ocasião das II e III expedições glaciológicas brasileiras, nas operações antárticas XII e XIII – e de novembro de 1995 a março de 1996 durante a Expedição Glaciológica Internacional organizada pelo LAPAG-UFRGS, no âmbito da Operação Antártica XIV do PROANTAR.

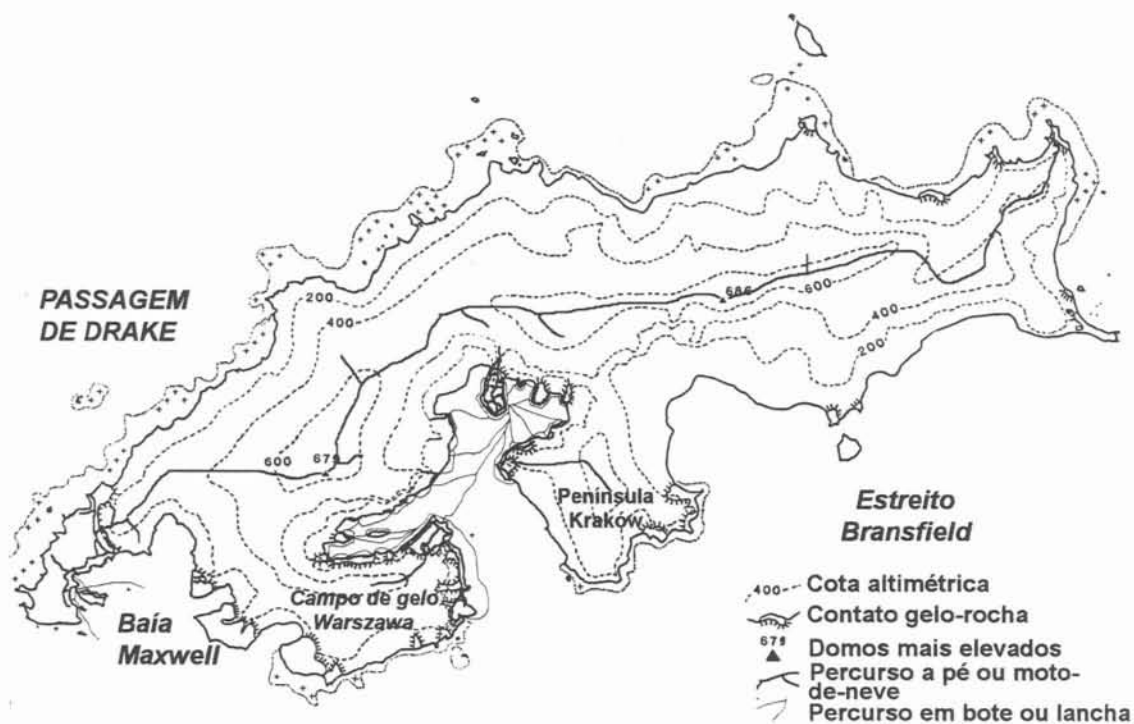


Fig. 5.3 – Localização dos setores da Ilha Rei George onde se efetivaram os trabalhos de campo no âmbito desta dissertação.

Para esta última campanha, as rotas até o centro da ilha, bem como os locais de acampamento e testemunhagem de gelo, foram estabelecidos com o uso da imagem pancromática de 1988. Tratando-se do produto de melhor resolução espacial disponível, ela possibilitava maior confiabilidade na determinação da posição dos divisores das bacias de drenagem glacial, locais estes, ideais para os deslocamentos, por se tratarem de áreas estáveis, livres de fendas. Esta imagem foi analisada em processamento digital simples, no Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas – SPRING versão 1.1, no

INPE, por meio da verificação de diferentes relações de contraste e brilho, para bem caracterizar as áreas descritas acima.

Nos deslocamentos, tanto sobre áreas já conhecidas ou mesmo sobre parcelas até então inexploradas da cobertura de gelo da ilha, foi possível verificar diferenças nas feições superficiais. Na medida em que se deslocava da base para o topo da calota observava-se variações no pacote superficial de neve, e nos fatores que afetam sua resposta espectral. Nas áreas de menor altitude (até cerca de 350 m) encontrava-se um pacote saturado d'água, com neve de grãos grandes (7-9 mm de diâmetro), arredondados e sem compactação. Em altitudes superiores (350-600 m) mudava-se para um pacote melhor compactado, constituído por neve de grãos de menor diâmetro, e menos saturado, até atingir-se o topo da calota (>600 m), na zona de percolação, onde a neve apresentava grânulos menores que nas altitudes inferiores, mais compactada e seca, embora com derretimento nos períodos mais quentes.

### **5.3.3. Atividades de campo complementares**

#### **5.3.3.1. Reconhecimento de feições periféricas da cobertura de gelo**

As áreas periféricas do campo de gelo da ilha são constituídas, em sua maior parte, pelo término de geleiras de descarga. Fez-se então necessário o seu reconhecimento fora do âmbito dos trabalhos de campo referidos anteriormente. Estas áreas são perigosas devido ao grande número de fendas, portanto não são recomendados deslocamentos sobre as mesmas. Assim, recorreu-se aos apoios logístico aéreo, por meio de helicóptero, e marítimo, através de botes, prestados pela Marinha do Brasil, para fazer-se uma aproximação, e mesmo contato, com algumas destas áreas, principalmente aquelas constituídas de frentes de geleiras muito fraturadas.

Em janeiro de 1994, foi realizado sobrevôo de helicóptero a partir do navio de apoio oceanográfico Barão de Tefé, nas enseadas Martel e Mackellar, no norte da Baía do Almirantado, para observar as porções terminais das geleiras que aí desembocam. Neste

vão também se obtiveram fotografias aéreas verticais e oblíquas de uma altura de 600 m, para analisar os contatos das falésias das geleiras de descarga, com o mar, ou com feições rochosas de superfície com dimensão inferior aos 20 m do píxel das imagens multiespectrais *SPOT*.

Entre janeiro e março de 1996, com base na Estação Antártica Comandante Ferraz, com botes infláveis a motor foi feito um reconhecimento geral das frentes de gelo nas enseadas da Baía do Almirantado. Também foi utilizado este tipo de equipamento, com o apoio da Estação Antártica Polonesa Henryk Arctowski, nos deslocamentos para as geleiras da orla sudoeste desta baía e fora dela, para acesso ao divisor das geleiras Windy e Tower, que drenam para o Estreito Bransfield. Setores sobre os quais haviam dúvidas quando se analisou as imagens de trabalho, no INPE, puderam ser observados em sua maior parte, reconhecendo-se locais de difícil classificação pelos procedimentos digitais, como apresentado na seção 5.4 e discutido no capítulo 6.

#### **5.3.3.2. Tomada da temperatura do gelo**

Mediu-se a temperatura do gelo no topo das calotas das ilhas Livingston e Rei George (aprox. 700 m), em três verões sucessivos<sup>9</sup> e em diferentes profundidades, com o uso de um termistor cedido pelo LAPAG, encontrando-se temperaturas entre  $-0,2^{\circ}\text{C}$  e  $-0,3^{\circ}\text{C}$  para o gelo nos poços de medição, a 10 m de profundidade (J. C. Simões; comunicação pessoal). Ao considerar-se uma temperatura média – estimada para esta altitude –, de aproximadamente  $-6,2^{\circ}\text{C}$ , torna-se evidente que o pacote superficial de neve sofreu aquecimento pela liberação de calor latente quando do recongelamento da água de derretimento.

---

<sup>9</sup> Anteriormente a essas medições, uma primeira havia sido tomada por ocasião da 1ª Expedição Glaciológica organizada pelo LAPAG, no verão de 1992-93, encontrando-se seus valores no mesmo intervalo dos obtidos pelas recentes.



### 5.3.3.3. Medições de acumulação

Embora reconhecendo ser fundamental o conhecimento das taxas de acumulação em um estudo geral de monitoramento de geleiras, não se estabeleceu uma rede de medições de acúmulo ou perda de massa da calota de gelo especificamente para esta dissertação. Durante os trabalhos de campo foram coletadas amostras de gelo e neve que, posteriormente analisadas pelo LAPAG, através de métodos glacioquímicos (variações no conteúdo iônico e nas razões dos isótopos estáveis), forneceram uma taxa de acumulação média de 50 a 60 cm a<sup>-1</sup> equiv. água, para o topo da calota, a aproximadamente 700 m de altitude, segundo informação pessoal de J.C. Simões.

Medições pontuais foram tomadas em fevereiro de 1994 e janeiro de 1995, em estacas implantadas no verão de 1992/93 nas geleiras de anfiteatro Flagstaff e Noble, na Península Keller, ou seja, externamente à calota de gelo da ilha. Em nenhuma destas geleiras registrou-se acumulação líquida de neve naqueles anos, mesmo em suas cabeceiras. Isto é um indicativo que a linha de equilíbrio encontra-se no momento acima de 320 m de altitude, que é a cota máxima para estas geleiras, no topo da Noble.

Observações visuais em outros pontos da ilha, como os domos de gelo das Penínsulas Kraków e Warszawa indicam que a linha de neve transiente localiza-se a mais de 350 m no final do mês mais quente do ano, fevereiro.

## 5.4. Análise multitemporal de dados orbitais

A análise de dados obtidos em períodos longos possibilita avaliar as tendências gerais de retração ou avanço glacial, por outro lado análises de períodos mais curtos são em geral utilizadas para determinar-se taxas de avanço ou retração. Esta dissertação se desenvolveu sob o pressuposto de ser possível avaliar a dinâmica glacial na Ilha Rei George, a partir da verificação de mudanças ocorridas em suas frentes de gelo em um período de 38 anos. Partindo-se da hipótese de que tal avaliação seria possível com a utilização de dados de sensoriamento remoto, optou-se por comparar os dados orbitais



obtidos a partir do final dos anos 80 e na década presente, com as fotografias aéreas obtidas no final dos anos 50.

Análises visuais de todos os produtos foram feitas como apoio para os trabalhos de campo e preliminarmente para as outras etapas de seu processamento.

Para as imagens *MSS* foi utilizado um procedimento óptico, através do equipamento *PROCOM-II*, do *CEPSRM*, que possibilita ampliar o produto positivo para uma escala desejada. Dada a dificuldade de encontrar-se pontos confiáveis para georreferenciá-las, devida a defasagens dos contornos da ilha entre as imagens e as cartas, estas cenas não foram submetidas a um processo de correções geométricas. Foi construído, então, um mosaico das mesmas, no programa de edição de imagens *Adobe Photoshop* versão 4.0, pela sobreposição de suas áreas comuns (Fig. 5.4).

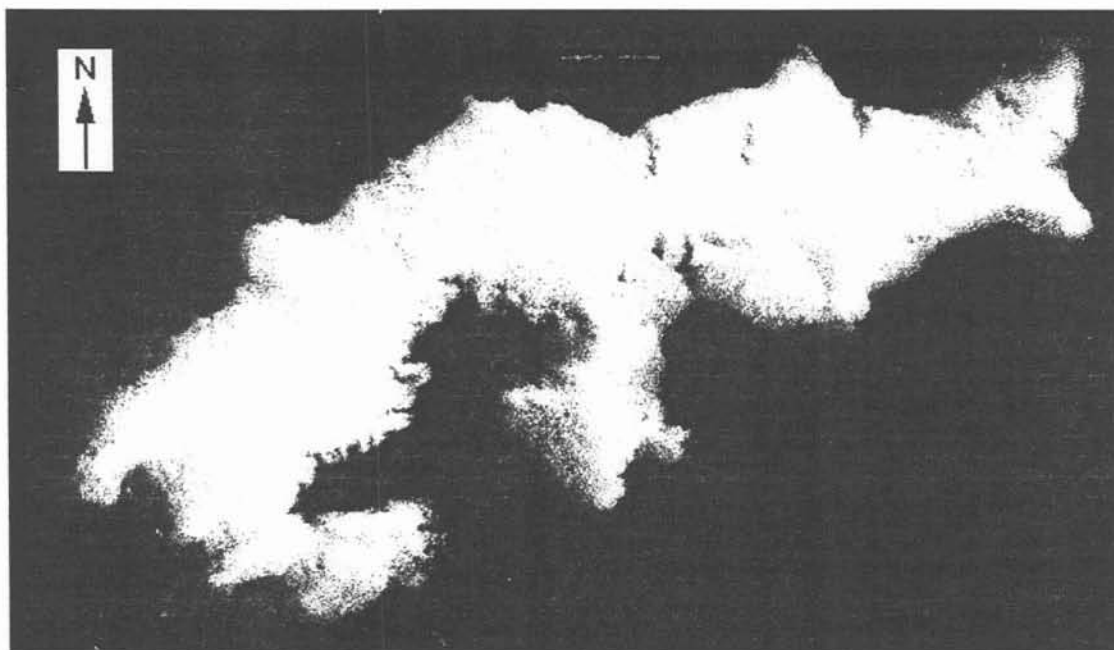


Fig.5.4 – Imagem da Ilha Rei George construída a partir de um mosaico das cenas na banda 5 do sensor *MSS* do satélite *Landsat*, de 20 de fevereiro de 1979.

Este mosaico possibilitou pela primeira vez, uma análise da continuidade das massas de gelo de toda a Ilha Rei George, em uma única imagem, apesar da pouca riqueza de detalhes decorrente de sua resolução espacial. Embora se saiba que a resolução de 79 m

não é aconselhável para a elaboração de imagens-cartas na escala desejada (1:100.000), estas cenas são indicadas para mapas em escalas inferiores a 1:250.000 onde o detalhamento de pequenas feições não é exigido.

As cenas *ERS-1/SAR* foram visualizadas em processo computacional, sem aplicação de quaisquer procedimentos de pré-processamento, no âmbito do SPRING, no INPE. Através destas cenas analisou-se a textura, formas e contrastes tonais com vistas a auxiliar na localização dos divisores de gelo, linhas de fluxo e das bacias de drenagem da ilha, bem como diferenças entre o gelo e tipos de neve.

As três imagens multiespectrais *SPOT* foram submetidas ao processamento digital após esgotarem-se as possibilidades de análise visual tradicional sobre seus produtos padrão. Os procedimentos computacionais de análise destas imagens deram-se inicialmente no SPRING, mas esse programa foi substituído pelo sistema de processamento de imagens digitais *DIMPLE*, em suas versões 2.7 e 3.0 (*DIMPLE*, 1997) ao longo deste trabalho.

As imagens foram expostas na forma mais comum aplicada em sensoriamento remoto, ou seja, 8-bit, utilizando-se uma tabela de visualização de cores na qual cada valor de 0 a 255 representa uma cor onde, em uma escala de cinza, 0 é representado pelo preto e 255 pelo branco, sendo os valores intermediários representativos de diferentes níveis de cinza. Em seguida são descritas as etapas dos procedimentos digitais.

#### **5.4.1. Pré-processamento de imagens**

##### **5.4.1.1. Obtenção de sub-cenas**

Ao decidir-se pelo processamento digital das imagens *HRV*, o primeiro passo foi a obtenção de subcenas pois, enquanto os satélites *Landsat* e *ERS-1* fazem o imageamento completo da Ilha Rei George em duas órbitas consecutivas, o satélite *SPOT* necessita de três passagens. Uma grande parte destas imagens abrange áreas marítimas do Estreito Bransfield e da Passagem Drake, além de outras ilhas que não são objeto desse

estudo. Desta maneira, selecionou-se apenas setores em que se encontra representada a superfície da ilha, obtendo-se subcenas retangulares de todos os canais das três imagens multiespectrais que foram posteriormente reunidos em composições coloridas.

Um outro fator importante ao se decidir trabalhar com subcenas refere-se ao próprio volume de dados digitais. Cada imagem *SPOT* constitui-se de um máximo de 3000 linhas por 3200 a 4250 colunas, representando de 9,6 a 12,75  $10^6$  *pixels* por imagem. Ou seja, um volume muito grande de dados a serem armazenados e, em tratando-se de três imagens de trabalho, resultaria numa menor velocidade de processamento.

Assim, partiu-se para a obtenção das subcenas, do seguinte modo: a partir da cena 722-478, obteve-se a subcena "Fildes", com 456 colunas e 858 linhas; da cena 725-478, obteve-se a subcena "Central", com 2408 colunas e 1616 linhas; e da cena 725-477, obteve-se a subcena "Norte", com 2704 colunas e 2304 linhas.

Embora as subcenas Norte e Central apresentassem um recobrimento de cerca de 40%, seus setores comuns foram preservados por apresentarem pontos de controle a serem utilizados no georreferenciamento de ambas, possibilitando uma correção geométrica de melhor precisão.

#### **5.4.1.2. Correções geométricas**

A correção de imagens possibilita minimizar efeitos atmosféricos, radiométricos e distorções geométricas. As imagens *SPOT* foram adquiridas originalmente no nível de correção 1B. Segundo as especificações dos produtos desse satélite, isso significa que elas receberam correções geométricas simples (não bidimensionais), e correções radiométricas para minimizar diferenças entre os níveis de cinza registrados pela matriz de detectores, decorrentes de problemas de calibração. As imagens não apresentavam ruídos lineares (*stripping*), não sendo portanto necessários procedimentos nesse sentido.

Utilizou-se o método mais básico para determinar a necessidade de correção atmosférica, ou seja, averiguar se haviam valores de radiância acima de zero para corpos d'água limpa e regiões de sombra. A radiância desses corpos é, em tese, nula, valores af

registrados seriam atribuídos à contribuição da atmosfera devendo, portanto, serem subtraídos para toda a imagem, processo este conhecido como “remoção da bruma”. Não tendo sido constatado este tipo de intervenção, passou-se às correções geométricas das três sub-cenas.

A correção geométrica se faz necessária na verificação de ganho ou perda de área em geleiras. Assim, para uma avaliação mais precisa, os *pixels* das imagens necessitam ser reorganizados em relação a um sistema de projeção cartográfica. Para isto são necessários pontos de controle no terreno, facilmente identificáveis nas imagens, algo complexo no caso particular desse estudo, principalmente em decorrência da utilização de imagens de diferentes datas, apresentando desigual cobertura de neve nas porções livres de gelo da ilha. Foram escolhidas como feições de referência principais para a tomada dos pontos de controle as extremidades de pontais, esporões praias emersos, *nunataks*, e interfaces rocha-gelo estáveis, ou seja, evitou-se frentes de geleiras e áreas em franco processo de retração conforme constatado nos sucessivos trabalhos de campo

A aquisição de pontos de controle deu-se a partir das cartas do *D.O.S.* construídas na projeção Ortomórfica Cônica de Lambert, apresentadas na figura 5.5. Esta projeção preserva bem os ângulos, oferece grande precisão de escala e mantém a forma de pequenas áreas. O sistema de coordenadas geográficas especificado foi o Elipsoide Internacional de 1924, o mesmo utilizado pelo *D.O.S.* em sua projeção de Lambert.

A escolha das melhores imagens para a localização dos pontos de controle recaiu sobre as composições coloridas pois estas permitiam uma melhor identificação dos mesmos, após ter-se analisado separadamente cada banda. O *DIMPLE* possibilita uma extrapolação automática dos pontos de controle para as demais bandas de uma mesma imagem, dessa maneira esse procedimento foi seguido imediatamente à aquisição dos pontos nas composições coloridas. Selecionou-se o máximo de pontos possíveis nas três cenas, para que houvesse uma margem de descarte caso isso se fizesse necessário para acertar o modelo.

Uma vez obtidos os pontos de controle e especificadas suas coordenadas geográficas, calculou-se um modelo de pontos de controle do terreno (*GCP*), cuja precisão

está diretamente relacionada aos cuidados que se teve na escolha dos pontos e na determinação de suas coordenadas geográficas.

O *GCP* utilizado é um modelo polinomial de segundo grau

$$x' = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2$$

que converte as coordenadas do pixel em coordenadas de mapa. Neste modelo quadrático são requeridos no mínimo seis pontos de controle para georreferenciar a imagem. Selecionou-se, portanto, 11 pontos para a subcena Fildes, 21 para a Central e 19 para a Norte, que são apresentados em tabelas no Anexo II.

A precisão do modelo era verificada após a aquisição de cada ponto de controle além do número mínimo requerido, através da observação dos resíduos resultantes da diferença entre as coordenadas atuais e as coordenadas estimadas pela aplicação do polinômio para cada ponto acrescentado.

Procurando-se obter novas coordenadas com um máximo de precisão para compensar possíveis falhas na obtenção dos pontos de controle, excluiu-se aqueles que apresentavam resíduos mais altos, de modo a manter-se uma média para todos os resíduos na ordem de  $10^{-3}$  [Anexo II].

Obtido o *GCP* partiu-se então para a reamostragem dos *pixels* resultando numa nova imagem, ou seja, a imagem original com as correções geométricas aplicadas. Foi utilizado o método estatístico de reamostragem pelo vizinho mais próximo, que assegura que todos os valores de *pixel* na imagem de saída existem na imagem de entrada. Esse tipo de reamostragem simplesmente toma para a coordenada calculada o valor do *pixel* da coordenada inteira mais próxima possibilitando que seu valor original possa ser usado em interpretações posteriores da imagem georreferenciada.

Após estas correções, um mosaico das imagens *HRV* da Ilha Rei George, na escala de 1: 100.000, foi produzido a partir da superposição das três subcenas no próprio ambiente *DIMPLE*, onde haviam sido georreferenciadas, tendo-se então uma nova imagem de toda a ilha.

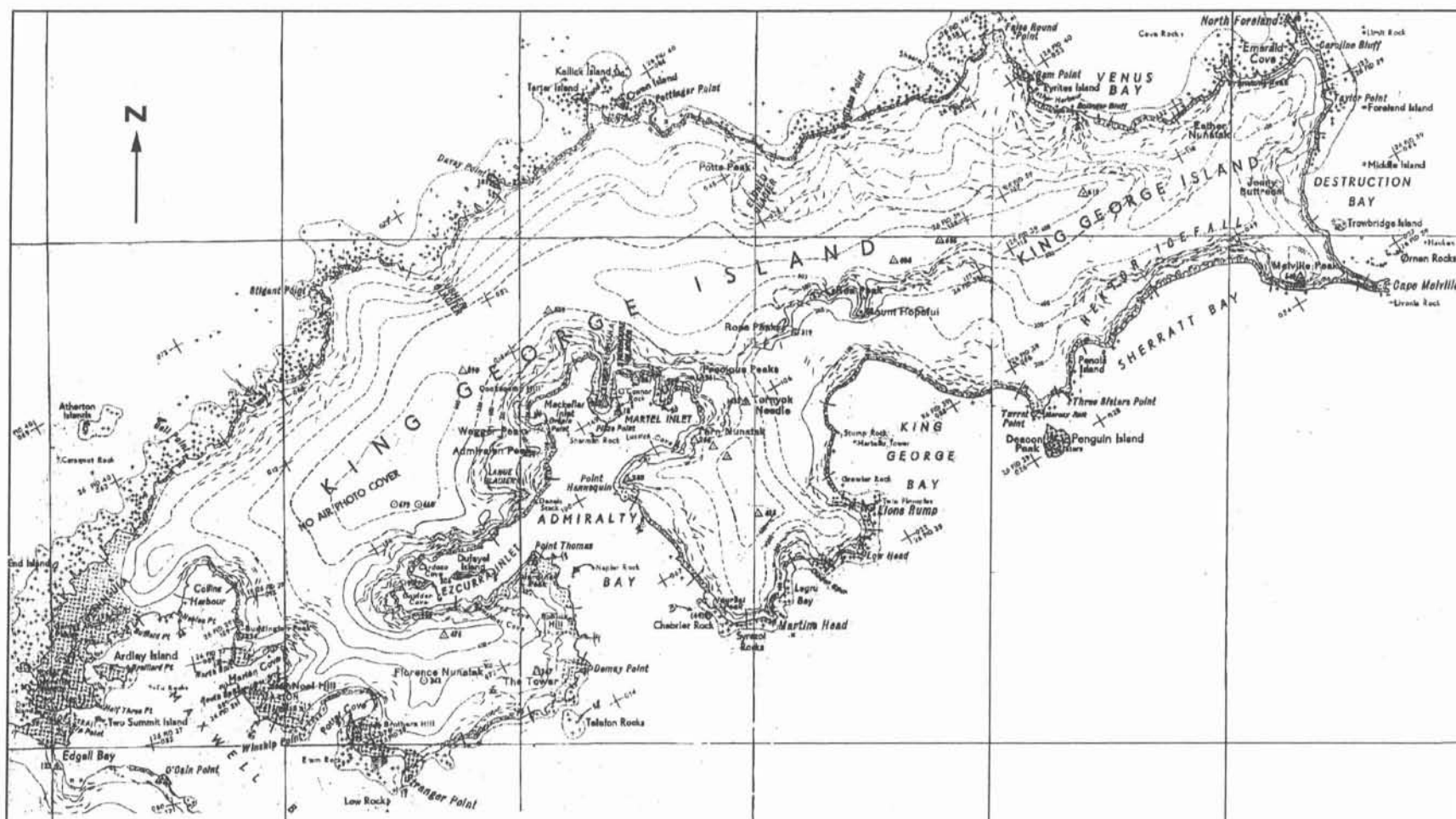


Fig. 5.5 – Mosaico das folhas W 6256 e W 6258 do D.O.S., de 1968, usadas como base cartográfica para os trabalhos de georreferenciamento das cenas de trabalho.



### 5.4.2. Processamento das Imagens

O processamento das imagens *SPOT* deu-se no LAPAG-UFRGS mediante o uso do sistema de processamento de imagens digitais *DIMPLE*, na versão 3.0, para sistemas *Mac OS*. Instalado a partir de um *CD-ROM* em uma plataforma *Power Macintosh 7200* com 158 Mbytes de *RAM* e disco rígido de 2,4 Gbytes, a versão 3.0 é apta, também, a sistemas *Windows 95* e *NT*, em plataformas *PC 486* ou *Pentium-class* com um mínimo de 16 Mbytes de *RAM* (DIMPLE, 1997). Os procedimentos iniciais para o processamento das imagens consistiram da análise dos histogramas para verificação das frequências relativas dos valores de seus pixels.

#### 5.4.2.1. Aumento de contraste

O contraste de uma imagem é a medida dos níveis de intensidade de seu histograma, segundo os valores digitais associados a seus pixels, de acordo com a reflectância dos materiais que os constituem. Quanto mais esparsos forem os pontos deste histograma, mais contraste apresentará a imagem. Imagens pouco contrastadas apresentam histogramas comprimidos.

Um aumento linear de contraste foi aplicado nas cenas *SPOT* aqui utilizadas, na expectativa de eliminar-se efeitos de sombreamento gerados pelas condições de iluminação com a perda de dados nas áreas de declive muito acentuado da ilha. No entanto, a alteração dos dados iniciais foi muito pequena, isto é, sua distribuição sobre o intervalo de 0 a 255 níveis de cinza não experimentou modificações significativas. A figura 5.6 apresenta um resumo dos dados estatísticos das três cenas de trabalho, gerado pelo programa *DIMPLE*.

#### 5.4.2.2. Filtragens

Procurando ressaltar a morfoestrutura da ilha na busca de uma melhor definição dos limites das bacias de drenagem, aplicou-se filtros direcionais sobre a

banda 3, que apresenta o melhor realce para esse estudo, devido ao contraste por ela apresentado. Um filtro E-W foi aplicado na busca de se evidenciar lineamentos secundários nessa direção. Para realçar estruturas secundárias nas direções NE-SW e NW-SE, aplicou-se um filtro N-S, enquanto um filtro NW-SE foi aplicado para ressaltar feições nesta direção e, também, NE-SW. Um outro filtro, NE-SW, foi aplicado com a intenção de se ressaltar feições em todas as outras direções.

Uma determinação precisa dos atuais limites da ilha foi necessária porque as cartas do *D.O.S.* foram feitas com base nas fotografias aéreas de 1956-57. Nas reproduções fotográficas não é possível fazer distinção confiável entre rocha e gelo, dado o acúmulo de neve nelas verificado, mascarando os contatos entre estes diferentes alvos.

Muitas vezes também, o contraste entre os diferentes tons de cinza não é acentuado suficientemente para distinguir-se neve de gelo. Para acentuar a nitidez dos contatos entre rochas e água utilizou-se filtragem passa-altas, pois filtros deste tipo acentuam a diferença entre pixels vizinhos em uma imagem, incrementando contrastes locais e pronunciando a nitidez dos limites entre diferentes feições.

#### **5.4.3. Classificação das imagens**

A classificação é o processo de identificação de diferentes feições nas imagens multiespectrais com base na associação de seus pixels segundo suas características de reflectância. Embora técnicas determinísticas sejam utilizadas, a classificação é, em geral, feita com base na teoria da decisão estatística, sendo os métodos mais empregados a máxima verossimilhança, o fatiamento, a seleção de atributos e a rotação espectral.

Usou-se o método da máxima verossimilhança, no qual cada classe é descrita por uma densidade de probabilidade gaussiana (a um vetor é atribuída a classe de maior densidade de probabilidade computada naquele ponto). Aplicando-se uma função discriminante para dividir um espaço  $m$ -dimensional em  $N+1$  partições (correspondentes às  $N$  classes e à região de rejeição) após estimar-se o vetor de valores esperados e a matriz de covariância pelas áreas de treinamento, pode-se encontrar o vetor do *pixel*  $x$ .



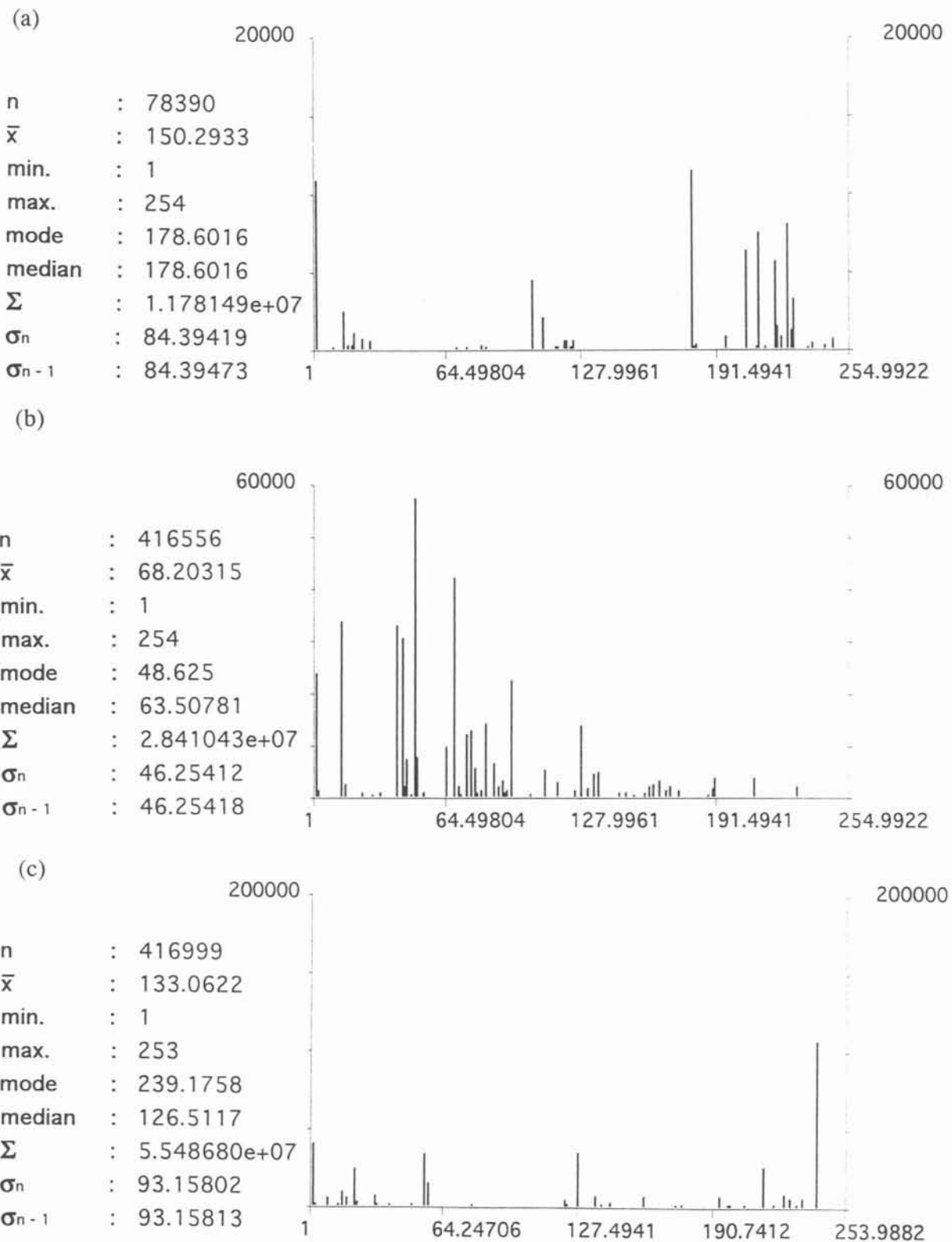


Fig. 5.6. – Estatísticas das cenas (a) Fildes, (b) Central, e (c) Norte, gerados pelo programa *DIMPLE*.

As classes são criadas segundo os diferentes padrões encontrados, o que é interessante no caso deste trabalho porque já se tem conhecimento prévio da área a ser analisada. Assim, procurou-se classificar as três cenas *SPOT* com vistas ao discernimento entre as fácies de neve e gelo, pois elas são relativamente homogêneas, numericamente poucas e supostamente passíveis de serem separáveis nas imagens *SPOT* segundo seu comportamento espectral.

#### **5.4.3.1. Classificação supervisionada**

A primeira técnica de classificação aqui utilizada foi a supervisionada, que requer o fornecimento ao sistema computacional das características espectrais das amostras de treinamento referentes às categorias a classificar. Através do *DIMPLE* pode-se classificar uma imagem ao associando-se cada *pixel*, ou conjunto de *pixels*, a uma determinada classe, atribuída a objetos de estudo previamente escolhidos.

As amostras de treinamento são obtidas pela seleção de conjuntos de *pixels* em pontos cujas características espectrais são conhecidas, e a partir destas tem-se sua distribuição em toda imagem. Para a classificação aqui proposta foram selecionados os seguintes temas: água, rocha, moraina, gelo exposto, *firn*, neve, associações botânicas com rochas, áreas sombreadas, e nuvens.

A cada classe foi atribuída uma cor, obtendo-se assim, para cada cena, uma imagem temática com base nos valores médios dos *pixels* a elas atribuídos, pois corpos pertencentes a uma mesma classe devem ter comportamento espectral semelhante, ou seja, respostas iguais dentro de limites estabelecidos.

As áreas testes nas três imagens foram classificadas por amostragem, sendo montadas matrizes de classificação para se conhecer o percentual de pontos corretamente classificados em cada classe, de pontos não classificados e de pontos incluídos em outra classe – desempenho médio, abstenção média e confusão média respectivamente. A análise dessas matrizes possibilita verificar se as amostras escolhidas foram classificadas corretamente (se os percentuais de desempenho médio apresentam-se elevados e os de

abstenção e de confusão médias apresentam-se baixos). Quando os resultados não se mostram satisfatórios torna-se necessário fazer adição ou subtração de amostras, ou modificar o valor do limiar.

Para avaliar os resultados de processos de classificação digital de imagens, comparou-se os resultados obtidos em áreas determinadas através do computador referentes aos dados orbitais, com outras obtidas por algum meio convencional, como a interpretação visual de fotografias aéreas.

Os resultados desta classificação não foram satisfatórios, como apresentado na seção 6.2.2 e, por não serem fundamentais para o propósito principal desta dissertação, ficam como indicativo para trabalhos futuros de estudos de facies superficiais da cobertura de gelo da ilha.

#### **5.4.3.2. Classificação não supervisionada**

Neste método pressupõe-se que o sistema de processamento de imagens seja capaz de identificar os padrões de resposta espectral dominantes e agrupar os *pixels* em classes ou agrupamentos com base em suas propriedades estatísticas apenas, isto é, sem a utilização de quaisquer informações a ele fornecidas sobre as classes. Numa classificação não supervisionada os agrupamentos que o classificador identificou podem ser examinados e agrupados de acordo com o seu significado real, desde que se conheça a área de trabalho. Embora os grandes agrupamentos sejam de fácil identificação, os grupos muito pequenos e *pixels* isolados exigem muito cuidado na sua interpretação, sendo quase sempre necessário verificar os resultados com o uso de fotografias aéreas ou fazendo-se confirmação em campo.

Neste trabalho, cada cena multiespectral foi classificada em 25 classes, correspondendo a intervalos de 10 valores de *pixels* em média. Analisando-se a sub-cena Fildes, concluiu-se que as classes determinadas automaticamente deveriam ser reagrupadas em um número menor de classes que representassem as facies de neve e gelo da ilha. Como pode-se observar pelos exemplos apresentados na figura 5.7, não houve coincidência dos

resultados desta classificação entre uma cena e outra. O motivo principal para esta defasagem de resultados decorre, provavelmente, dos diferentes momentos em que foram tomadas as imagens, em anos distintos e sob diferentes condições de tempo e temperatura. Deste modo, a intenção inicial de reagrupar as cenas para obter-se uma única classificação ficou rechaçada

#### **5.4.4. Sobreposição dos produtos obtidos**

A sobreposição destes dados multitemporais de sensoriamento remoto foi realizada para verificar a variação na extensão das massas de gelo da Ilha Rei George no período de quatro décadas.

As duas cartas do *D.O.S.* foram utilizadas como ano-base para avaliação das frentes de gelo, por terem sido elaboradas a partir das fotografias aéreas de 1956. Para tal elas foram escaneadas através do programa gráfico *Adobe Photoshop*, com resolução de 300 d.p.i., e então convertidas para o formato *DIMPLE* de imagens.

Uma vez convertidas a imagens, foi necessário uniformizá-las para sua posterior sobreposição, a partir da qual seria avaliada a ocorrência de mudanças no ambiente glacial estudado. Assim, foi necessário formatá-las de acordo com o tamanho do mosaico de imagens de satélite e corrigi-las geometricamente, sendo então utilizados os mesmos pontos de controle das subcenas como referência para sobrepô-las àquelas imagens.

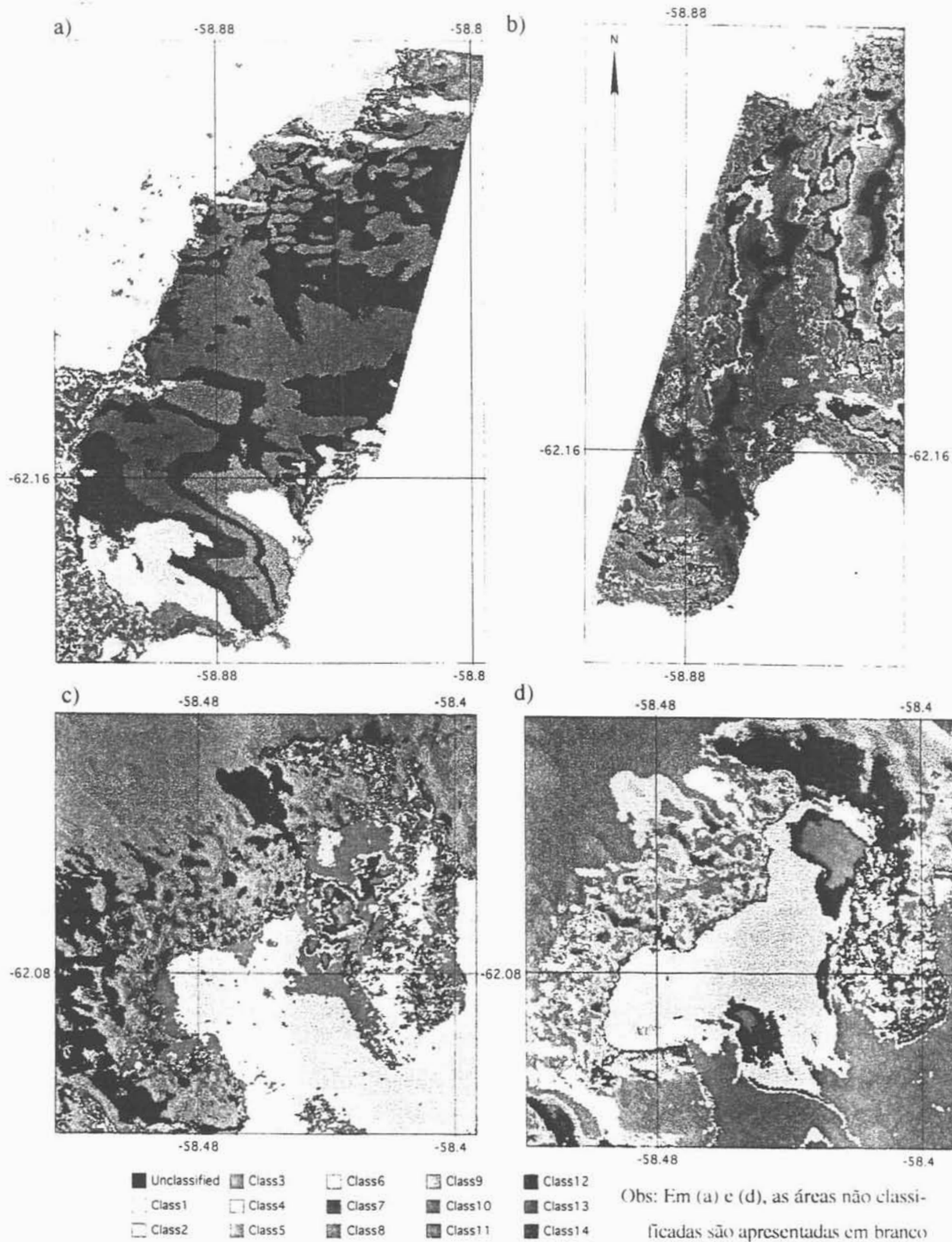


Fig 5.7 – Classificação não supervisionada de setores comuns às cenas SPOT: Fildes e Central (a), Central e Fildes (b), Central e Norte (c), e Norte e Central (d), para um número de 14 classes.

## Capítulo 6:

# A COBERTURA DE GELO DA ILHA REI GEORGE – RESULTADOS E DISCUSSÃO

---

### 6.1. Fazendo uso da cartografia para monitorar áreas glaciais

*“Strange as it may seem, the far side of the Moon is now much better mapped than parts of our own planet.” (Swithinbank, 1977).*

Embora não se possa ter certeza se, duas décadas após a afirmação acima aliadas ao avanço tecnológico verificado no período, aquela realidade se modificou, é possível afirmar que, desde o mapa dos ingleses, de 1968, a cartografia básica da Ilha Rei George não se alterou. A necessidade de mapeamento preciso e em escala compatível com a pesquisa glaciológica é, uma vez mais, explicitada por Swithinbank (1988), que aponta terem sido encontrados erros de mais de 100 km de posicionamento em mapas da Antártica publicados até 1975.

Atualizar mapas de áreas glaciais é uma atividade obrigatória para monitorá-las, quando a posição das frentes de gelo é o objeto principal de análise. A utilização de cartas atualizadas é instrumento imprescindível em trabalhos que, como este, se ocupam do cálculo de taxas de avanço e retração de geleiras pois, partindo-se da observação da posição de uma frente de gelo e comparando-a com mapas anteriores, será possível afirmar se houve aumento ou diminuição na área de uma massa de gelo. Aliando-se a isso o conhecimento da espessura desse gelo será também possível estimar ganhos ou perdas volumétricas.

### 6.1.1. Mapas elaborados nas diferentes fases

É propósito deste trabalho atualizar o mapeamento da cobertura de gelo da Ilha Rei George, oferecendo um meio de apoio para os trabalhos nesse ambiente. Desta maneira optou-se por elaborar, como produto final, um mapa digital a partir da montagem de um mosaico de imagens de satélite. Assim, para iniciar a interpretação da dinâmica das geleiras locais, partiu-se dos mapas temáticos elaborados com base na análise visual das reproduções fotográficas das cenas de trabalho, resumidas nas figuras 6.1 e 6.2. Nota-se que a linha de neve não foi posicionada na Fig. 6.2, conforme discussão na seção 6.2.2.

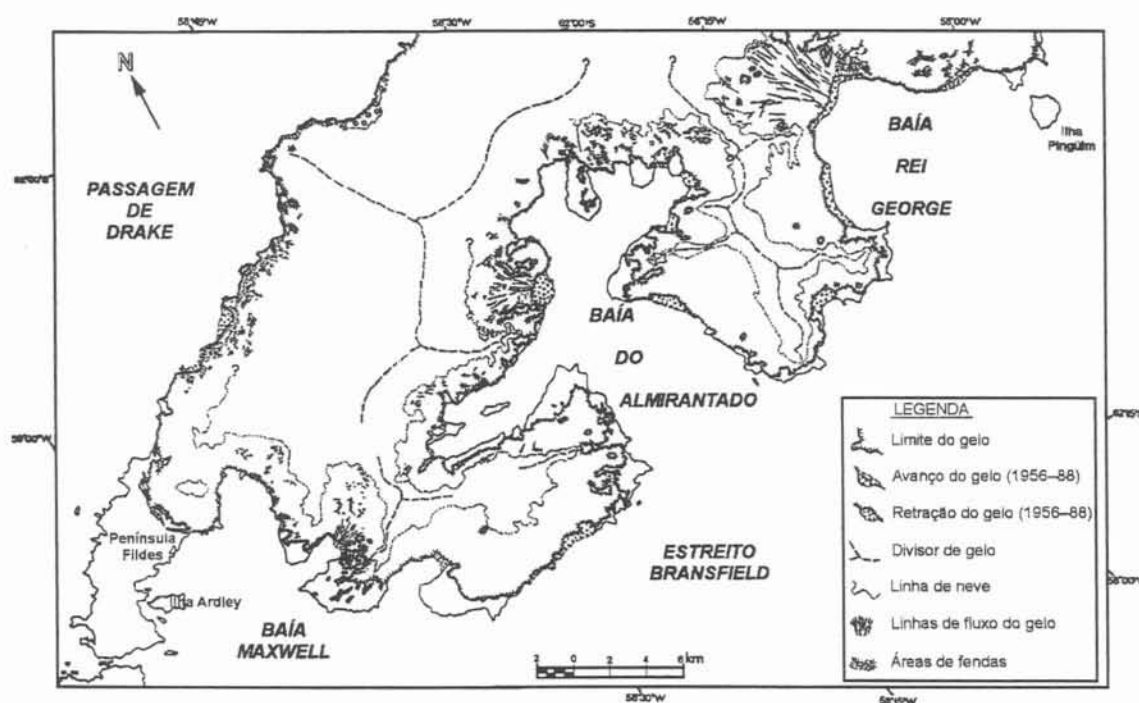


Fig. 6.1 – Interpretação glaciológica de produtos satelitais *SPOT*, de 1988 e *ERS-1*, de 1992, para os setores central e meridional da Ilha Rei George (adap. Simões e Bremer, 1995)

A sobreposição destes produtos em uma ampliação dos mapas *D.O.S.*, para a escala 1:100.000, permitiu as primeiras aproximações à atual posição das frentes de gelo. Não obstante as distorções decorrentes da falta de correção geométrica das imagens, a



interpretação destes produtos iniciais forneceu uma noção geral do comportamento das massas de gelo da ilha nas últimas quatro décadas, que é o maior intervalo de tempo entre os produtos analisados, ou seja, as fotografias aéreas de 1956 e a imagem de seu setor norte, de 1995. Na seção 6.4 são apresentados os setores nos quais se registrou variação na posição das frentes de gelo.

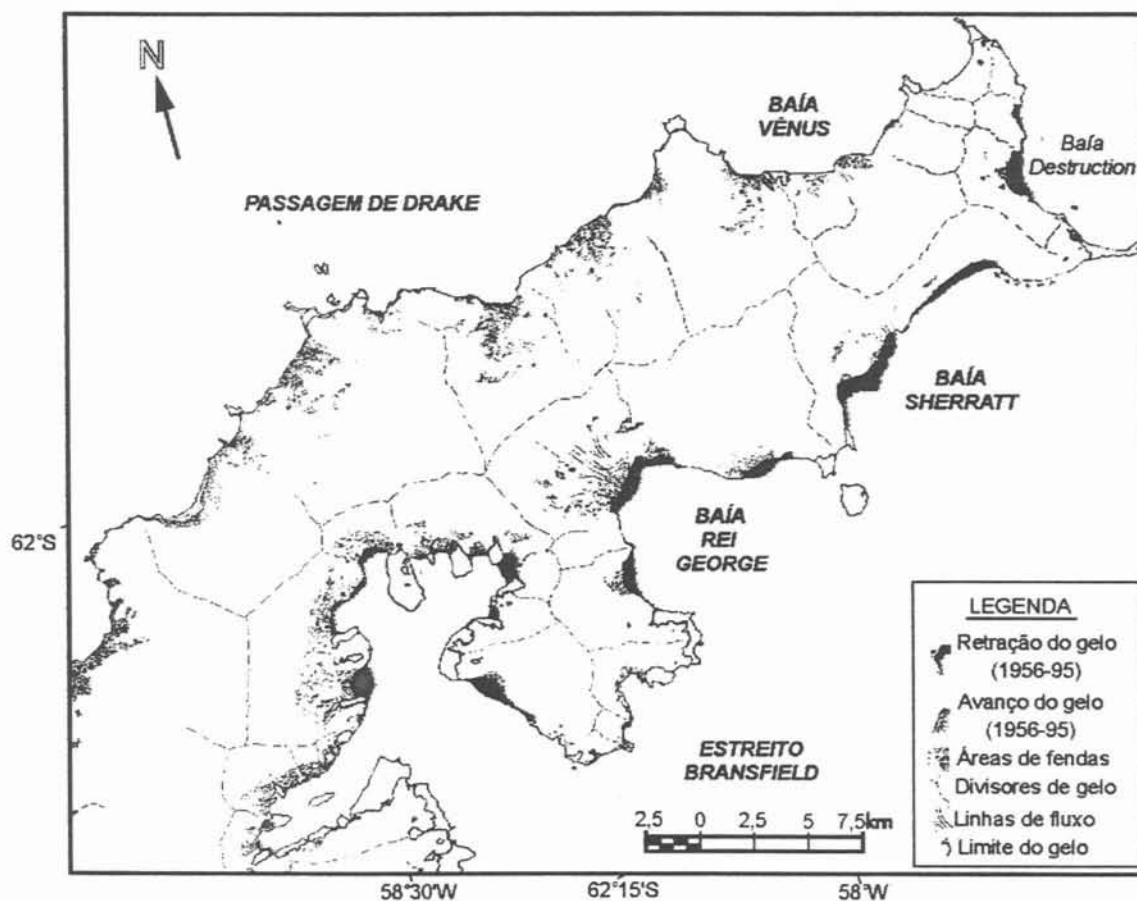


Fig. 6.2 – Interpretação glaciológica da cena Norte do imageamento SPOT, de 29/Mar/95.

## 6.2. A cobertura de gelo da Ilha Rei George

### 6.2.1 Morfologia geral

Numa caracterização geral, as massas de gelo que cobrem a Ilha Rei George acumulam-se em platôs de seu embasamento rochoso, apresentando-se como uma cadeia de



domos glaciais interligados. Dos platôs elas fluem rumo à costa onde ocorre o desprendimento dos blocos de gelo, em geral, a partir das falésias de geleiras de descarga.

A interpretação dos produtos orbitais possibilitou caracterizar melhor a cobertura de gelo desta ilha, posicionando seus limites, seus divisores e suas bacias de drenagem, deixando caracterizadas, também, as porções terminais das geleiras de descarga, geleiras de anfiteatro e feições costeiras dos 1250 km<sup>2</sup> da área aqui calculada para a ilha.

É possível observar um controle estrutural das bacias de drenagem, em blocos que seguem um alinhamento SW-NE, havendo um platô associado, que corresponde às partes mais elevadas da ilha. Em um bloco caído (graben) no setor SW deste platô, ocorrem as maiores espessuras do gelo, segundo os dados de *RES* apresentados na seção 5.2.2.5. Pode ser observado uma disposição paralela nos divisores das bacias de drenagem voltadas para a Passagem de Drake, controladas por blocos no sentido SE-NW, nos setores ocidental e noroeste da costa, e por blocos no sentido S-N no setor setentrional desta costa.

Esse controle estrutural marcante da cobertura de gelo levou a mudar-se a abordagem da morfologia glacial da Ilha Rei George, antes referida como uma calota. É mais apropriado caracterizá-la como um campo de gelo do que propriamente uma calota. Este campo de gelo apresenta, segundo as três cenas de trabalho, uma extensão contínua de 1157,7 km<sup>2</sup>, o que representa 92.6 % da área total da ilha.

### **6.2.2. Fácies da cobertura de neve**

O mapeamento preciso das diferentes zonas das geleiras da ilha tornou-se inviabilizado no âmbito deste trabalho pois as cenas disponíveis foram tomadas em diferentes ângulos e datas, conseqüentemente diferentes condições do tempo e de saturação d'água do pacote superficial de neve, levando a respostas espectrais também divergentes. Uma outra dificuldade a ser considerada decorre do fato de serem elas provenientes de imageamento sem acompanhamento simultâneo de verdade de campo (cf. seção 5.4.3).

Deste modo, a interpretação de toda a área, segundo os mesmos parâmetros, torna-se prejudicada no que concerne a elaboração de um mapa das diferentes fácies de neve e gelo da ilha, por não ter-se alcançado uma aproximação ideal da representação destas. Optou-se, assim, por não priorizar a discussão a respeito dos produtos obtidos por meio de classificação digital supervisionada ou não-supervisionada para cada uma das cenas *SPOT*, por não ser este objetivo primordial para os propósitos deste trabalho, embora reconheça-se sua utilidade em trabalhos futuros.

Com relação à linha de neve, devido a diferenças nas respostas espectrais da neve e do gelo, é possível posicioná-la em uma altitude de aproximadamente 350 m, ao longo do campo de gelo, mas apenas na cena Central, naqueles setores onde ela não apresenta cobertura de nuvens. Nas demais cenas isto não é possível porque toda a área abrangida pela cena Fildes tem cotas altimétricas abaixo da linha de neve, enquanto no setor setentrional da ilha, estudado através da cena Norte, a cobertura de neve nova mascara as respostas espectrais das outras fácies.

### **6.2.3. Divisores de gelo e bacias de drenagem**

As massas de gelo fluem dos domos glaciais por meio de bacias de drenagem de diferentes amplitudes e condições topográficas. Pode-se verificar desde aquelas que apresentam-se amplas e com declives suaves, a outras constrictas lateralmente e com declive abrupto. A figura 6.3 apresenta a delimitação destas bacias sobre um mosaico construído a partir das filtragens da Banda 3 das cenas *SPOT*, por serem aquelas que melhor se adequaram a esse propósito.

A delimitação real dos divisores de gelo foi prejudicada no setor ocidental da ilha devido à cobertura de nuvens apresentada em grande parte da cena Central, bem como na cena Norte, na orla nordeste da Baía Sherratt, até o Cabo Melville. Para o setor ocidental, a imagem *ERS-1 SAR* de 24/JUL/92 foi útil na definição do número de bacias, não se verificando o mesmo no nordeste da ilha, onde o imageamento *SAR* de 05/JUL/92 não foi suficiente para precisar o divisor de gelo das massas que drenam para a Baía

Destruction e as que drenam para a Baía Sherratt. À parte dessas dificuldades, puderam ser delimitadas 29 bacias que drenam o gelo para a Baía do Almirantado, 5 que drenam diretamente para o Estreito Bransfield, 4 na Baía Legru, 4 na Baía Rei George, 3 (?)<sup>10</sup> na Baía Sherratt, 6 (?) bacias na Baía Destruction, 5 drenando para a Baía Vênus e Enseada Emerald, 10 (?) voltadas para a costa da Passagem de Drake, incluindo-se aí as maiores bacias de drenagem da ilha, além de outras 4 que drenam o gelo para a Baía Maxwell (cf. figura 6.3).

Para esclarecer as dúvidas que restaram quanto à posição dos divisores de gelo, torna-se necessária a aquisição de fotografias aéreas da área do Pico Melville. Cartas em escala 1:50.000, representando a topografia por curvas altimétricas espaçadas em 20 m, são instrumentos necessários para a construção de modelos digitais do terreno, imprescindíveis em uma análise precisa de bacias de drenagem. Os mapas disponíveis para a cobertura total da ilha – *DOS*, 1968 – apresentam curvas de nível espaçadas em 100 m, e em parte inferidas, não sendo indicada sua utilização em modelagem digital do terreno.

#### 6.2.4. Frentes de gelo e limites da calota

A superfície de gelo que cobre a Ilha Rei George limita-se pelo mar, em sua maior parte, embora uma importante parcela já esteja dele separada por depósitos de morainas, seixos praias, ou afloramentos rochosos defronte aos terminos de geleiras. As descargas das massas de gelo podem ocorrer tanto através de largas frentes de gelo que fluem por encostas com declive suave como por lóbulos glaciais. Estes lóbulos surgem em consequência do extravasamento de geleiras encaixadas em vales curtos, como por exemplo aquelas que desembocam nas enseadas da Baía do Almirantado. Mas em muitos desses locais, as massas de gelo são descarregadas mais violentamente, devido às quebras no relevo que originam cascatas glaciais de forte gradiente.

---

<sup>10</sup>Os números seguidos por um ponto de interrogação entre parênteses indicam que podem não ser a expressão da quantidade real de bacias de drenagem no setor, em função das limitações impostas por um ou mais dos fatores apresentados anteriormente para uma delimitação precisa.



A principal característica das frentes de gelo da Ilha Rei George é a sua terminação em falésias. Estas podem apresentar-se abruptas, com mais de 20 m de altura sobre o mar, como nas geleiras Lange, Domeyko, Stenhouse, Ajax, Goetel, Vieuxville, Krak, Emerald, Doctors etc. Na figura 6.4 pode ser observada a alta falésia da Geleira Goetel, no término de uma bacia de drenagem de gradiente  $>30^\circ$ , entre as pontas Ullman e Preciosa. Noutras o contato é menos brusco e as falésias são de pequena altura, ultrapassando em alguns casos aos 2,5 m como na geleira Baranowski (lobo sul), ou mesmo remanescendo apenas em uma pequena parte da frente de gelo, como na Geleira Professor (Fig. 6.5).

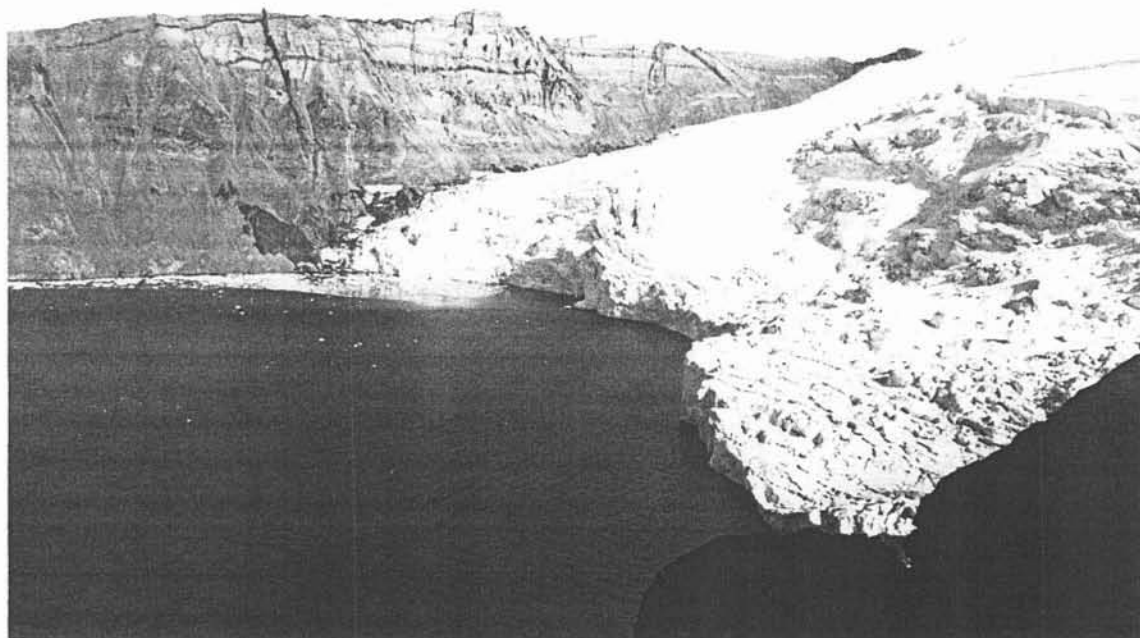


Fig. 6.4 –Falésia da Geleira Goetel, que termina em cascata de gelo constricta pelas pontas Ullman (297 m de altura máxima) e Preciosa (320 m). [Foto do autor, tomada a 250 m de altitude, na encosta do cume central do Pico Precious, em Fev/96]

Em muitos locais pode-se verificar a sustentação das falésias sobre rochas, como na maior parte da Geleira Znosko e em algumas partes das geleiras Blue, Domeyko, Ecology, por exemplo. A figura 6.6 apresenta a porção terminal da Geleira Dera, na Angra



Hervé, onde pode-se observar o embasamento rochoso que dá sustentação à falésia, em quase toda sua extensão. Nesta figura pode ser observado que o contato gelo-rocha, é nítido, característica esta também válida para as demais cascatas de gelo, com pouca ou quase nenhuma presença de fragmentos de rocha sobre o gelo.

Nos locais onde houve um maior recuo, ou a profundidade do mar defronte às geleiras é menor, um grande número de falésias já apresenta cascalhos, seixos e blocos rochosos à sua frente, e que ficam expostos durante a maré baixa, como no término da geleira Wanda (Fig. 6.7, de Fev/96) ou mesmo formando praias de seixos, como na frente da geleira Blue, ao fundo da Enseada Ezcurra.

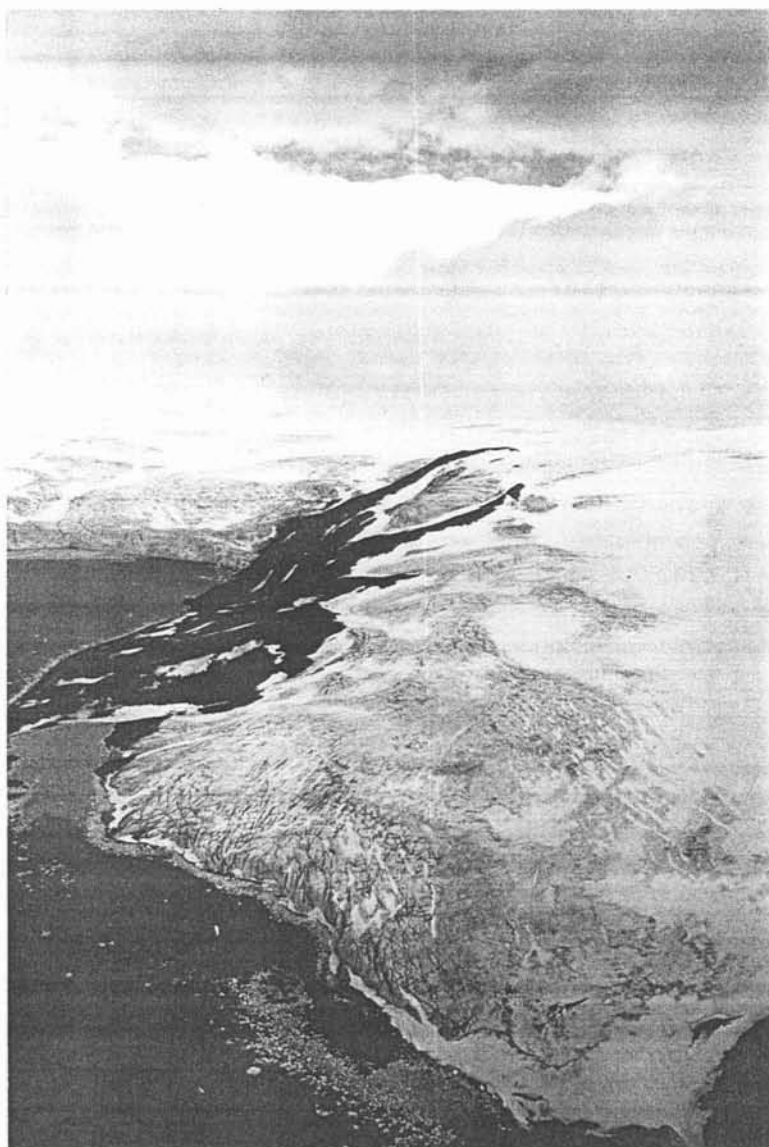


Fig. 6.5 – Porção terminal da Geleira Professor na Península Kraków. [Fotografia do autor, tomada em Dez/94, de um voo a 350 m de altitude]

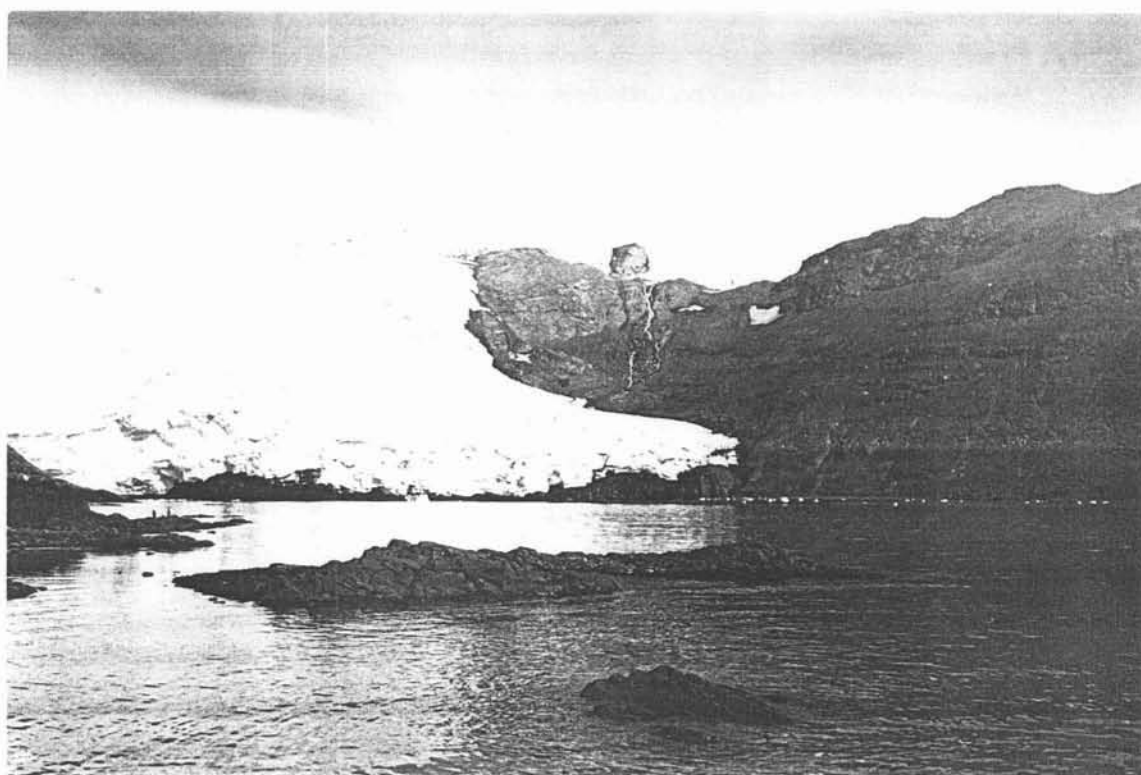


Fig. 6.6 – Frente de gelo apoiada sobre o embasamento. Geleira Dera, que drena em cascata para a Angra Hervé, na Península Warszawa (Foto do autor, Jan/95)



Fig. 6.7 – Faixa de praia <math>< 10\text{ m}</math> de largura, constituída de textura variada de material rochoso depositado na frente da falésia da Geleira Wanda, na Enseada Martel. (Foto do autor, Fev/95)

Muitos são os pontos de extravasamento das massas de gelo da calota que se apresentam limitados por paredes rochosas, como na figura acima, levando o observador a assemelhar alguns destes locais a geleiras de vale curtas (Ex.: geleiras Znosko e Baranowski).

As posições atuais das frentes de diversas geleiras da Ilha Rei George, bem como sua caracterização só puderam ser definidas com precisão naqueles setores para os quais estavam disponíveis fotografias aéreas. Em outras isso só foi possível com observação *in loco*, devido à presença de plumas de sedimentos muito finos misturados com gelo fragmentado nas margens de enseadas ou mesmo na frente das falésias de geleiras.

Ao se observar a figura 6.5 pode-se verificar, em seu canto inferior esquerdo, grande aporte desses materiais na frente da Geleira Professor. Esse material mantém-se nesses locais de acordo com o regime de ventos e de marés dificultando, juntamente com a contribuição de fundo que também pode ser aí verificada, a definição por imageamento satelital. Tomando-se como referência as partes mais altas do Morro Szafer (acima de 270 m), no centro da referida figura, pode-se observar, também, a posição da linha de neve, já no início de dezembro, em uma elevação muito próxima deste valor.

### **6.3. Outras massas de neve e gelo na Ilha Rei George**

Além de seu campo de gelo, a Ilha Rei George apresenta diversas pequenas geleiras isoladas, além de massas de gelo morto, de difícil quantificação em processamento digital de imagens. Estas se apresentam geralmente sob a forma de geleiras de circo ou porções de gelo residual e em franco retrocesso, como as geleiras Noble e Flagstaff, ambas menores que 0,1 km<sup>2</sup> na Península Keller, outrora palco importante para estudos glaciológicos (Fig. 6.8). No leste da Península Warszawa destaca-se, nesse grupo, a Geleira Tower (0,2 km<sup>2</sup>), podendo-se registrar outras duas porções de gelo, com pouco mais de 0,1 km<sup>2</sup> no norte da Península Barton.



Estas pequenas geleiras, juntamente com outras massas de gelo isoladas, totalizam aproximadamente  $0,5 \text{ km}^2$ , portanto um valor pouco significativo ( $0,04 \%$ ) se comparado à área do campo de gelo da ilha. Assim, tem-se um total de  $1158,2 \text{ km}^2$  para as massas de gelo da Ilha Rei George, perfazendo  $92,7 \%$  de toda sua área.

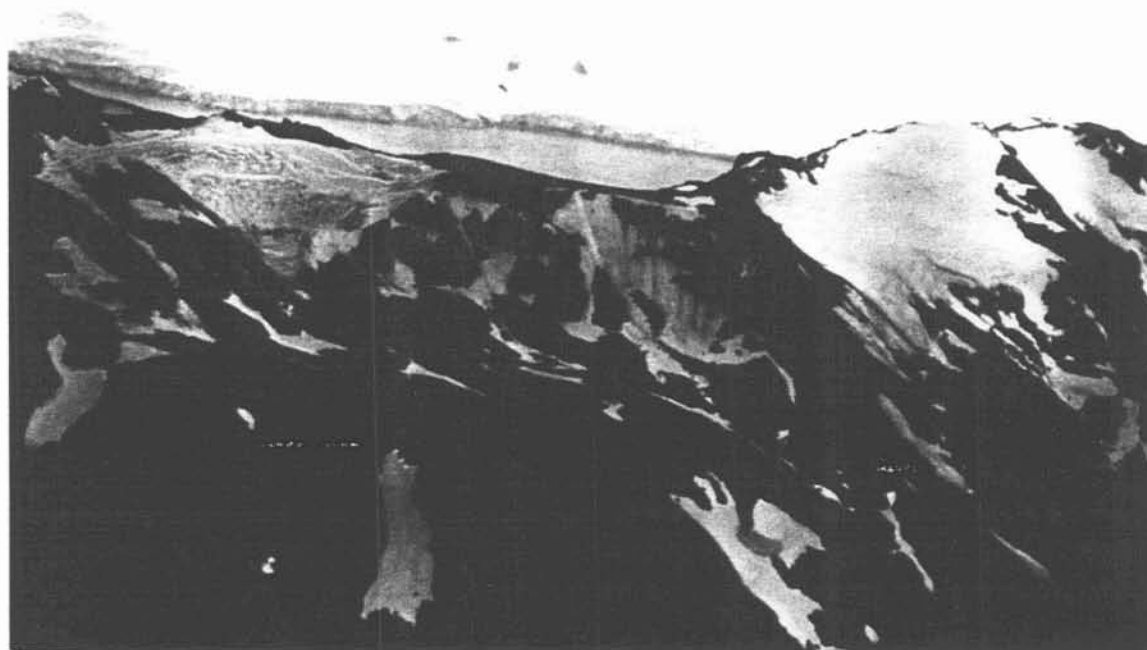


Fig. 6.8 – Fotografia aérea (300m de altitude) da Península Keller apresentando, no primeiro plano, suas três geleiras remanescentes – Flagstaff, à esquerda, Noble, à direita, e Babilon, também à direita, atrás da Noble – além de massas de gelo e neve de formato e tamanho diversificado que não persistem até o final do verão, segundo constatação de campo, no início de março de 1996. (Foto do Autor, Jan/94]

#### **6.4. Avaliação dos percentuais de retração e avanço do gelo**

Na oportunidade em que se analisou os produtos *MSS* por instrumento de ampliação óptica, constatou-se diferenças entre a delimitação da linha de costa a partir das imagens e os contornos apresentados pelo mapa do *DOS*. Mas, apesar da possibilidade de

se inferir a regressão das frentes de gelo em alguns pontos da ilha, notou-se uma defasagem entre a linha de costa de pequenas angras registrada nos mapas e aquela apresentada pelas imagens. Isso foi confirmado em campo, levando à conclusão de que esse erro é decorrente da resolução espacial dos dados *MSS*.

Novas distorções foram geradas no georreferenciamento destas imagens, devido à dificuldade de precisar a posição dos pontos de controle, concluindo-se que não haveria confiabilidade na avaliação do comportamento das massas de gelo da Ilha Rei George a partir desses produtos.

Correção geométrica ainda mais difícil tiveram as imagens *ERS-1*, obtidas no inverno, quando toda a ilha se apresenta coberta de neve, não apresentando pontos que possam ser identificados com precisão. Optou-se por registrar uma destas imagens a partir das cenas *SPOT* anteriormente georreferenciadas, mas o resultado obtido foi uma imagem distorcida, não recomendada para avaliação da posição de frentes de gelo. No entanto estes produtos precisam ser melhor explorados para que se verifique sua contribuição na diferenciação dos tipos de neve e zonas de geleiras.

Descartada a possibilidade de se utilizar cenas provenientes de imageamento *MSS* ou *SAR*, para avaliar mudanças na extensão do campo de gelo da Ilha Rei George, priorizou-se a utilização dos dados multiespectrais do sensor *HRV*, inicialmente em suas reproduções impressas. Nesta etapa optou-se por verificar apenas as distâncias dos deslocamentos das frentes de gelo, devido às distorções geométricas destes produtos e ao próprio erro decorrente do registro gráfico – espessura das linhas de representação.

Mesmo não tendo esta verificação trazido resultados quantitativos definitivos, ela possibilitou a constatação de um predomínio de retração sobre avanço da posição das frentes de gelo, tendo por base os mapas de 1968, que traz a posição das frentes de gelo em 1956-57. Partiu-se, então, para a sobreposição das cenas *SPOT* georreferenciadas nos mapas digitalizados, para delimitar com mais precisão as áreas onde se verificaram mudanças, levando-se à constatação de uma perda de 89 km<sup>2</sup> da área glacial de 1247,2 km<sup>2</sup> que a ilha apresentava em 1956. A figura 6.9. mostra os limites do campo de gelo da Ilha Rei George segundo a restituição das fotografias aéreas no referido

mapa britânico, e sua posição em anos recentes, segundo a interpretação das três cenas *SPOT* com as quais se trabalhou.

Cabe destacar que os recuos mais acentuados deram-se nas frentes de geleiras cujas bacias drenam para as baías do Almirantado, Rei George, e Sherratt, todas voltadas para o Estreito de Bransfield.

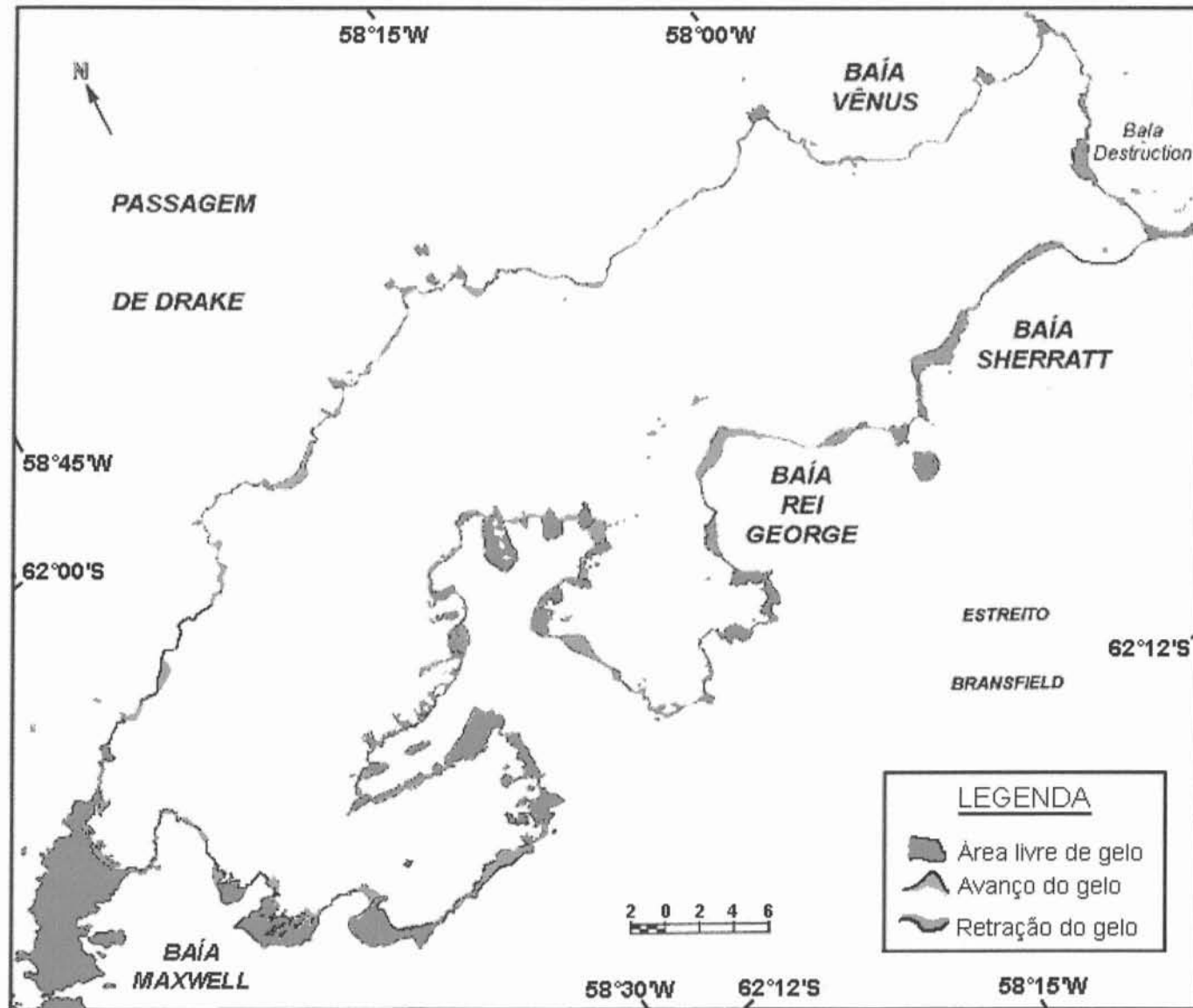


Fig. 6.8 – Mapa interpretativo das variações na extensão do campo de gelo da Ilha Rei George, no período entre 1956 e 1995.

## Capítulo 7:

### **CONCLUSÕES**

---

Esta dissertação analisou a dinâmica e morfologia da cobertura de gelo da Ilha Rei George por meio de técnicas da pesquisa glaciológica e de sensoriamento remoto. Localizando-se nas Shetland do Sul, no setor onde se verificam as médias de temperatura mais altas da Antártica, a ilha aqui estudada reafirma-se como um importante local para estudos das interações atmosfera-criosfera. Confirmando este enfoque, constatou-se diminuição significativa em sua extensão de gelo nas últimas quatro décadas.

#### **7.1. A cobertura de gelo da Ilha Rei George**

A Ilha Rei George, analisada através das cartas de 1968, apresentava uma cobertura de gelo de 1247,2 km<sup>2</sup> para 1956, pois foram construídas a partir do aerolevanteamento fotográfico das Shetland do Sul, pelo *D.O.S.* no verão de 1956-57. Através do mosaico das cenas *SPOT* georreferenciadas, constatou-se a área de 1158,2 km<sup>2</sup> para as massas de gelo em 1995, ano do último imageamento analisado. A diminuição de 89 km<sup>2</sup> do campo de gelo, implica em uma redução de 7,14 % da área que ele apresentava ao final de 1956 devido à retração verificada nas frentes de geleiras de 45 bacias de drenagem. A frente da Geleira Lange, na Baía do Almirantado, apresentou uma retração de pouco mais de 1 km, tendo sido esta a maior distância de recuo observada para todas as geleiras da ilha. Provavelmente, estas mudanças estão correlacionadas à elevação da temperatura naquela região da Antártica.

A diminuição da cobertura de gelo foi mais acentuada nas bacias de drenagem que descarregam massas de gelo nas baías do Almirantado, Rei George e Sherratt, voltadas para o leste e sudeste, as quais apresentam gradiente topográfico mais

forte que aquelas que drenam para a Passagem de Drake, na costa voltada para o Oeste e Noroeste.

A forma que tomam estas bacias fez mudar a concepção de morfologia geral que se tinha da cobertura de gelo da Ilha Rei George. Através das imagens de satélite, constatou-se a existência de 70 bacias de drenagem controladas pela estrutura geológica da ilha, contrariamente ao que era antes pensado, uma calota de gelo de poucos ressaltos topográficos.

Além do campo de gelo que constitui 99,96% da superfície coberta de gelo, a avaliação que se faz de todas as pequenas geleiras isoladas leva a crer que elas encontram-se em processo de sub-alimentação glacial, não recebendo massa suficiente para sua manutenção. A ablação verificada nas geleiras da Península Keller, poderia até mesmo levar à suposição de terem-se tornado massas de gelo estagnado, mas os trabalhos de campo não confirmam isso, pois fornecem informações de que a Geleira Noble se movimenta.

Permanecendo as atuais condições climáticas regionais, geleiras cujas cabeceiras encontram-se totalmente em altitudes inferiores aos 400 m, ou que não recebem suprimento de massa proveniente dos campos de gelo principais, tendem a uma drástica redução, como a que se verifica nas geleiras de anfiteatro, na Geleira Tower, e na Znosko, por exemplo.

## **7.2. Sensoriamento remoto de regiões polares – dificuldades metodológicas**

Os diferentes formatos – digitais, positivos, papel – dos produtos de sensoriamento remoto utilizados nesta dissertação permitiram, de forma integrada, superar as dificuldades encontradas nas diversas etapas deste trabalho. Como exemplo, pode-se afirmar que a interpretação das cenas *SPOT* digitais possibilitou verificar diferentes padrões de reflectância dentro das fácies de neve, que até então não eram percebidos nos produtos padrão (reproduções fotográficas das mesmas imagens em papel). Por outro lado, a análise visual destas imagens possibilitou uma classificação bruta das fácies com base em sua

posição topográfica, bem como através das diferentes tonalidades observadas na imagem pancromática ou das composições coloridas nas imagens multiespectrais.

O baixo ângulo de elevação solar – 27,5° no auge do verão – na latitude em que se encontra a Ilha Rei George, ressalta as feições de relevo nas imagens de satélite. Este fator favoreceu a visualização dos divisores de gelo e a definição das bacias de drenagem, mesmo nas reproduções fotográficas destas imagens. A suave convexidade dos topos destes divisores favorece uma reflectividade ainda maior da neve, o que implica em uma tonalidade mais clara nas cenas. Em contraste verifica-se tons de cinza um pouco mais acentuados no interior das bacias de drenagem correspondendo a uma maior absorção da luz solar incidente. Contribuindo para esse fator, tem-se as diferentes fácies superficiais de neve e gelo ao longo destas bacias, que se diferenciam de acordo com o grau de transformação desses materiais (eg. arredondamento de grão, densidade) e seu teor de umidade. Devido às temperaturas maiores que 0° C registradas no verão, propiciando o derretimento da neve das camadas superficiais, grande parte da ilha apresenta neve úmida em seus setores mais elevados e medianos, havendo a exposição do *firn* nos setores inferiores, até a completa exposição do gelo glacial em suas porções terminais, o que corresponde a uma absorção crescente numa proporção inversa à altitude.

As cenas de trabalho aqui utilizadas apontaram diferentes respostas para esses setores, por terem sido tomadas em diferentes datas. Deste modo a cobertura de neve da ilha não apresentou feições superficiais coincidentes para as três cenas. Portanto, um mosaico construído a partir delas não é indicado *a priori* para classificação temática, pois as mesmas foram tomadas em diferentes condições de luminosidade e grau de saturação d'água da neve devido a essas diferentes datas e condições atmosféricas. A cena Norte apresenta cobertura de neve generalizada, possivelmente em decorrência das primeiras precipitações outonais, facilmente perceptível, mesmo sem análise digital, comparando-se com a cena Central. Esta apresenta, por sua vez, cobertura de nuvens que mascaram os limites de sua linha de costa na Enseada Mackellar e na costa W e NW, embora seja, dentre as três, a imagem que apresenta a ilha na plenitude do derretimento. Isto pode ser constatado pela pouca presença de neve nas áreas livres de gelo. A cena Fildes, fundamental para compor o

imageamento completo da ilha, apresenta apenas uma pequena parcela do campo de gelo, em seu setor de menor altitude (<300 m), sendo contudo necessária para avaliar a evolução das frentes de gelo no setor ocidental extremo da ilha.

### 7.3. Trabalhos futuros

Uma delimitação eficiente das bacias de drenagem da ilha pode ser obtida a partir de um mapeamento mais preciso, com curvas de nível em intervalos menores, o que está disponível apenas para a Baía do Almirantado e áreas isoladas. O levantamento por *RES* de toda a ilha é importante para melhor definir a espessura do gelo e um levantamento aerofotográfico do seu interior é necessário na definição da posição dos divisores de gelo não ressaltados topograficamente e de difícil identificação nas imagens de satélite. Como alternativa às fotos aéreas, pode ser feito um levantamento por GPS diferencial, acoplado a, por exemplo, uma moto-de-neve ou um *sno-cat*. Parte destes levantamentos já foi iniciada, através de cooperação teuto-brasileira, ao longo de 450 km de linhas de *RES* e GPS diferencial, no verão de 1997-98. Com os novos dados, poderá ser construída uma cartabase e um modelo digital do terreno com o conhecimento da topografia glacial e sub-glacial, o que possibilitará a elaboração de cálculos volumétricos mais precisos das massas de gelo, e determinação do balanço de massa para a ilha.

A utilização de mosaicos de cenas multiespectrais para determinação de feições de neve e gelo deve estar restrita a imagens tomadas nas mesmas condições de tempo e iluminação, na mesma época do ano. Variações aparentemente sutis nos parâmetros físicos da neve alteram significativamente sua resposta espectral. A obtenção de um mosaico de imagens da mesma data torna-se agora possível, pois o Instituto de Geografia Física da Universidade de Freiburg, Alemanha, adquiriu recentemente, da *SPOT Image*, uma imagem do setor Sul e Oeste da ilha de mesma data da imagem da qual se obteve a cena Norte utilizada nesta dissertação, 29 de março de 1995.



**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

---

- ANDRADE, B. e VICUÑA, P. 1993. Determinación del ambiente periglacial en la costa sur de la Isla Rei Jorge mediante el uso de SPOT-1. *Revista Selper*, 9 (1-2): 79-82.
- ARAYA, R. e HERVÉ, R. 1966. *Estudio geomorfológico y geológico en las Islas Shetland del Sur, Antártica*. Santiago, INACH. 76p. (Publicación 8)
- ARMSTRONG, T., ROBERTS, B. e SWITHINBANK, C. 1973. *Illustrated glossary of snow and ice*. 2 ed. Cambridge, SPRI. 60p.
- ASP (American Society of Photogrammetry). 1983. *Manual of remote sensing. Vol. 1*. Falls Church - VA, ASP. 1232p.
- BAKER, P.E., DAVIES, T.G. e ROOBOL, M.J. 1969. Volcanic activity at Deception Island in 1967 and 1969. *Nature*, 224 (5219): 553-60.
- BARKER, P.F. 1970. Plate tectonics in the Scotia Sea region. *Nature*, 228 (5278): 1293-96.
- BARKER, P.F. e GRIFFITHS, D.H. 1972. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, (271): 151-83.
- BARTON, C.M. 1965. *The geology of the South Shetland Islands, 3: The stratigraphy of King George Island*. London, BAS. 33p. (Scientific reports, 44)
- B.A.S. (British Antarctic Survey). 1987. *BAS Cover Diagram: 1:200.000 (South Shetland Is.). King George Island*.
- BENSON, C.S. 1961. Stratigraphic studies in the snow and firm of the Greenland Ice Sheet. *Folia Geographica Danica.*, 9: 13-37.
- BINDSCHADLER, R.A., JEZEK, K.C., e CRAWFORD, J. 1987. Glaciological investigations using the synthetic aperture radar imaging system *Journal of Glaciology*, 9: 16-19.
- BIRKENMAJER, K. 1980a. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands): an outline. *Polish Polar Research*, 1 (1): 29-54.

- BIRKENMAJER, K. 1980b. Report on geological investigations of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica), in 1978/79. *Studia Geologica Polonica*, 64. pp: 89-105.
- BIRKENMAJER, K. 1982. Mesozoic stratiform volcanic-sedimentary succession and Andean intrusions at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 74. pp: 105-54.
- BÖRGEL, R. 1993. Respuestas topoclimáticas analizadas en una imagen multispectral SPOT-1. *Revista Selper*. 9 (1-2): 36-38.
- BREMER, U. F. e SIMÕES, J. C. 1995. Teledeteccção de mudanças ambientais na Ilha Rei George, Antártica. In: *Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada*, 6. Goiânia - GO, Out./95. *Anais*, vol.2. Goiânia, UFG. pp: 258-61.
- CALVET, J., CORBERA, J., e FURDADA, G. 1992. Variación del frente glaciar en Baía Sur y Punta Siddons entre 1956 y 1991, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In: *Congreso Geológico de España*, 3 y *Congreso Latinoamericano de Geología*, 7. *Simposios*, t. 3 (*Geología de la Antártida Occidental*): pp: 283-92.
- CALVET, J., CORBERA, J., e FURDADA, G. 1993. Ice cap fluctuations on Livingston Island from 1956 to 1991, from aerial photographs and satellite images. *International Symposium on Antarctic Glaciology*, 5. Cambridge, UK, September 5-10, 1993. Abstracts, p: 60.
- CALVET, J. e CORBERA, J. 1993. Fluctuations of the ice cap of Livingston Island-South Shetland from 1956 to 1991. *Revista Selper*, 9 (1-2): 31-35.
- CAMPBELL, D.G. 1993. *The crystal desert: summers in Antarctica*. London, Minerva. 308p.
- CARSEY, F. 1992. Remote sensing of ice and snow: review and status. *Int. J. of Remote Sensing*, 13 (1): 5-11.
- CARSEY, F.D. e ZWALLY, H.J. 1986. Remote sensing as a research tool. In: Untersteiner, N. (ed.). *The geophysics of sea ice*. Plenum Publ. pp: 1021-98.
- CHANG, T.C., GLOERSEN, P. SCHMUGGE, T., et al. 1976. Microwave emission from snow and glacier ice. *Journal of Glaciology*, 16 (74): 23-39.

- CHINARE (CHINESE NATIONAL ANTARCTIC RESEARCH EXPEDITION). 1992. *Chinese Antarctic Research Report to SCAR. Record of activities: april 1, 1991 - march 31, 1992. Planned activities: 1992-1993.* Beijing, 8p.
- CHOUDHURY, B.J. e CHANG, A.T.C. 1979. Two-stream theory of reflectance of snow. *IEEE Trans. Geosci. Electron., GE-17*: 63-8.
- COLVILL, A.J. 1977. Movements of Antarctic ice fronts measured from satellite imagery. *Polar Record*, 18 (115): 390-94.
- COMISION INTERMINISTERIAL DE CIENCIA Y TECNOLOGIA. s/d. Estudio del sistema glacial de la Isla Livingston. *Memoria del proyeto de investigación y desarrollo tecnológico: Programas Nacionales.* (Documento n° 2)
- CORBERA, J., CALVET, J., e PALÀ, V. 1996. Estudio por teledetección de la dinámica del glaciar de la Bahía Falsa, Isla Livingston (Antártida). *Revista de Teledetección*, (6): 5-10
- CURL, J.E. e TENBRINK, N.W. 1974. Glaciology and glacial chronology in the South Shetland Islands. *Antarctic Journal of the U. S.*, 9 (4): 168-71.
- CURRAN, P.J. 1985. *Principles of remote sensing.* London e New York, Longman. 282p.
- DIMPLE (Digital Image Processing System). 1997. *DIMPLE for Windows and Macintosh. Version 3.0. User Manual.* Wollongong-AUS, Process Software, e Oxford, Cherwell Scientific. 271p.
- DOWDESWELL, J.A. 1984. *Remote sensing studies of Svalbard glaciers.* Cambridge, Jesus College. 250p. (Tese de Doutorado - inédita)
- DREWRY, D.J., JORDAN, S.R. e JANKOWSKI, E. 1982. Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Annals of glaciology*, 3.: 83-91. (*Proceedings of the Third. International Symposium on Antarctic Glaciology held at the Ohio State University, Columbus, Ohio, USA, 7-12 September 1981*)
- DRINKWATER, M.R. e CROCKER, G.B. 1988. Modelling changes in the dielectric and scattering properties of young snow covered ice sea. *J. of Glaciology*, 34 (118): 274-82.

- ELACHI, C. 1982. Radar images of the Earth from space. *Scientific American*, Dec/1982: 46-53.
- ESA/EARTHNET. 1992. ESA ERS-1. *Product specification*. Frascati, ESA-ESRIN. (ESA SP-1149)
- EVERETT, K.R. 1971. Observations on the glacial history of Livingston Island. *Arctic*, 24 (1): 41-50.
- FAHRBACH, E., AUGSTEIN, E. e OLBERS, D. 1994. Impact of shelf and sea ice on water mass modifications and large-scale oceanic circulation in the Weddell Sea. In: Hempel, G. (Ed.). *Antarctic Science: global concerns*. Berlin e Heidelberg, Springer-Verlag. pp:167-87.
- FINSTERWALDER, R. 1954. Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the Eastern Alps. *Journal of Glaciology*, 15 (2): 306-15.
- FOX, A.J., e COOPER, P.R. 1994. Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database. *Polar Record*, 30 (174): 201-06.
- FUJI, Y., YAMANOUCHI, T., SUZUKI, K. e TANAKA, S. 1987. Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning Maud Land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. *Annals of Glaciology*, 9: 72-75.
- GLEN, J.W. e PAREN, J.G. 1975. The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15 (73): 15-38.
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W.J., e [CAVALIERI, D.J., COMISO, C., PARKINSON, C.L., e ZWALLY, H.J. (colaboradores)]. (Eds.). 1992. *Arctic and Antarctic sea ice: satellite passive-microwave observations and analysis*. Washington-D.C., NASA. 290p. (NASA Special Publication, 511)
- GLOERSEN, P. e SALOMONSON, V.V. 1975. Satellites – new global observing techniques for ice and snow. *Journal of glaciology*, 15 (73): 373-89
- GOVORUKHA, L.S. 1987. Oledenenie i vulkanizm o. Decepchen v subantarktike. *Materialiy*, (60): 61-68. [em russo]
- GOVORUKHA, L.S., TCHUDAKOV, V.I. e SHALYGIN, A.M. 1974. Radiolokatsionnoie zondirovaniie lednikovogo pokrova o. King-Djordj (Vaterloo). *Byulleten Sovietskoiy Antarkticheskoiy Ekspeditsii*, (89): 15-18. [em russo]

- GRIFFITH, T.W. e ANDERSON, J.B. 1989. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the Northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 85: 181-204.
- GRUBER, N.L.S. 1989. *Contribuição ao estudo da sedimentação glacio-marinha da Baía do Almirantado, Ilha Rei Jorge, Antártica*. Porto Alegre, UFRGS-CPG Geociências. 174p. (Dissertação de Mestrado, inédita)
- HALL, D.K. e MARTINEC, J. 1985. *Remote sensing of ice and snow*. London e New York, Chapman and Hall. 189p.
- HAMBREY, M. e ALEAN, J. 1992. *Glaciers*. Cambridge, Cambridge University Press. 208 p.
- HARRIS, C.M. 1991a. Environmental effects of human activities on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Polar Record*, 27 (162): 193-204.
- HARRIS, C.M. 1991b. *Environmental management on King George and Signy Islands, Antarctica, with particular interest to the application of Geographic Information Systems*. Cambridge, Cambridge University/Scott Polar Research Institute. (Report on field excursion december 1989 - april 1990; inédito)
- HATTERSLEY-SMITH, G. 1949. King George Island glaciological report for 1948-1949. *Falkland Islands Dependencies Survey Report*. (inédito)
- HEADLAND, R.K. 1986. *Chronological list of Antarctic Expeditions and related historical events*. Cambridge, Cambridge University. (esboço)
- HEADLAND, R.K. e KEAGE, P.L. 1985. Activities on the King George Island Group, South Shetland Islands, Antarctica. *Polar Record*, 22 (140): 475-84
- HELLMER, H.H. e BERSCH, M.M. (Com contribuições de AUGSTEIN, E. e GRABEMANN, I.) 1985. The Southern Ocean: a survey of oceanographic and marine meteorological research work. *Berichte zur Polarforschung/Report on Polar Research*, (26): 1-115.
- HOBBS, G.J. 1968. *The geology of the South Shetland Islands, 4.: The geology of Livingston Island*. London, BAS. 34p. (Scientific Reports, 47)
- HOFFER, R.M. 1978. Biological and physical considerations in applying computer-aided analysis techniques to remote sensor data. In: Swain, P.H. e Davis, S.M. (eds). *Remote sensing: the quantitative approach*. New York, McGraw-Hill. pp: 227-89.

- JOHN, B.S. 1972. Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctic. *Polar geomorphology*. London, Intitute of British Geographers. pp: 75-92. (IBG Special Publication, 4)
- KOTLYAKOV, V. M. e MACHERET, Yu. Ya. 1987. Radio echo-sounding of sub-polar glaciers in Svalbard: some problems and results of Soviet studies. *Annals of Glaciology*, 9: 151-59.
- LILLESAND, T.M. e KIEFER, R.W. 1979. *Remote sensing and image interpretation*. New York, Wiley.
- LLUBERAS, A. 1992. Sino-Uruguayan Programme of Glaciology Research in Collins Cap. *SCAR XXII, 26 de junho de 1992. Abstracts*.
- MALAGNINO, E. e STRELIN, J. 1992. Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In: Naruse, R. e Aniya, M. (eds.). *Glaciological Researches in Patagonia, 1990*. pp: 61-85.
- MARTINEZ DE PISON, E., LOPEZ-MARTINEZ, J. e ARCHE, A. 1992. Relieve, unidades y tipos glaciares de la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In: *Congreso Geológico de España, 3 y Congreso Latinoamericano de Geología, 8. Salamanca, España. 1992. Simpósios, T. 3. Geología de la Antártida Occidental*. pp: 261-69.
- MASSON, R.A. 1991. *Satellite remote sensing of polar regions: applications, limitations and data availability*. London, Belhaven e Boca Raton, Levis.
- MATCHERET, Yu.Ya., MOSKALEVSKIY, M.Yu., SIMÕES, J.C. e LADOUCH L., L. 1997. Study of King George Island ice cap South Shetland Islands, Antarctica, using radio-echo sounding and SPOT, ERS-1 SAR satellite images. *Proceedings of an International Seminar on "The use and applications of ERS-1 in Latin America"*, Viña del Mar, Chile, 25-29 November 1996. pp: 249-56. (ESA-SP-405)
- MUEHE, D. 1990. Efeito estufa, elevação do nível do mar e seus reflexos nos subsistemas fisiográficos costeiros. *Encontro Nacional de Geógrafos, 8. Salvador-BA, AGB. Anais, v.2. p: 727-36*.
- MÜLLER, F. 1962. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada. *Journal of Glaciology*, 4: 302-13.
- NATIONAL SCIENCE FOUNDATION. 1989. *Gazetteer of the Antarctic*. 4. ed. Washington, D. C., Defense Mapping Agency. 145p.

- NOBLE, H.M. 1959. Report on glaciological observations at Admiralty Bay, King George Island, in 1957-58. *FIDS . IGY Glaciological Report*. 22p. (inédito)
- NOBLE, H.M. 1965. Glaciological observations at Admiralty Bay, King George Island, in 1957-58. *British Antarctic Survey Bulletin*. p: 1-11.
- ORHEIM, O. 1974. Glaciological studies in the South Shetland Islands. *Antarctic Journal of the U.S.*, 9 (4): 172.
- ORHEIM, O. 1975. Past and present mass balance variations and climate at Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *IAHS -AISH Publication*, 104: 161-80.
- ORHEIM, O., BULL, C. e SCHYTT, V. 1972. *Antarctic Journal of the U.S.*, 7 (4): 99-100.
- ORHEIM, O. e GOVORUKHA, L.S. 1982. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. *Annals of Glaciology*, 3: 233-38.
- ORHEIM, O. e LUCCHITTA, B.K. 1987. Snow and ice studies by Thematic Mapper and Multispectral Scanner Landsat images. *Annals of Glaciology*, 9: 119-29.
- ØSTREM, G. e BRUGMAN, M. 1991. *Glacier mass balance measurements: a manual for field and office work*. Saskatoon, Environment Canada. 224p.
- PARKINSON, C.L. 1997. *Earth from above: using color-coded satellite images to examine the global environment*. Sausalito, University Science Books. 175p.
- PATERSON, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers. 3 ed.* Oxford, Pergamon/ Elsevier Science. 480p.
- PEEL, D.A., MULVANEY, R. e DAVISON, B.M. 1988. Stable-isotope/air temperature relationships in ice cores from Dolleman Island and the Palmer Land Plateau, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 10: 130-36.
- RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. 1993. Introduction: The structure and functioning of the nearshore ecosystem. In: Rakusa-Suszczewski (Ed.). *The maritime Antarctic coastal ecosystem of Admiralty Bay*. Warsaw, Polish Academy of Sciences-Dept. of Antarctic Biology.
- RUNDLE, A.S. 1967. Studies of the Anvers Island Ice Cap, 1965-1966. *Antarctic Journal of the U.S.*, 2 (5): 183-84.



- SETZER, A.W. e HUNGRIA, C.S. 1974. *Meteorologia na Península Antártica: alguns aspectos práticos*. São José dos Campos - SP, INPE. 101p. (INPE-5612-RPQ/668)
- SHN (Service Hydrologique National – Groupe de Travail pour l'Hydrologie Opérationnelle). 1982. *Glossaire des termes hydrologiques avec définitions*. Bern, SHN.
- SIMÕES, J.C. (comp.) 1996. Glaciology of the South Shetlands Programme (GLASS). *GLASS Newsletter*, 1. 10p.
- SIMÕES, J.C. e BREMER, U.F. 1994. Morfologia e dinâmica da calota de gelo da Ilha Rei Jorge, Antártica. In: *Cong. Bras. Geol., 38. Balneário Camboriú - SC - Brasil, 1994. Boletim de Resumos Expandidos, vol.1 (Simpósios)*. Balneário Camboriú, SBG. pp: 354-55.
- SIMÕES, J.C. e BREMER, U.F. 1995. Investigations of King George Island ice cover using ERS-1/SAR and SPOT imagery. *Revista SELPER*, 11 (1-2): 56-60.
- SIMÕES, J.C., BREMER, U.F., DANI, N., AQUINO, F.E., GRUBER, N.L.S., e PIRES, K.C. de J. 1995. Resultados preliminares do programa glaciológico brasileiro. In: *Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada, 6. Goiânia, 1995. Anais, vol. 2. Goiânia - GO, UFG*. pp: 244-49.
- SIMÕES, J.C. e DANI, N. 1994. Levantamento e monitoramento de geleiras de pequeno porte: Península Keller, Ilha Rei Jorge, Antártica. In: *Cong. Bras. Geol., 38. Balneário Camboriú - SC, 1994. Boletim de Resumos Expandidos, vol. 1 (Simpósios)*. Balneário Camboriú, SBG. pp: 349-51.
- SIMONOV, I.M. 1975. Physical-geographic description of the Fildes Peninsula (South Shetland Islands). *Antarktika*, (14): 128-45.
- SIMPSON-HOUSLEY, P. 1992. *Antarctica: exploration, perception and metaphor*. London e New York, Routledge. 131p
- SKVARKA, P. 1993a. Fast recession of the northern Larsen Ice Shelf monitored by space images. *Annals of Glaciology*, 17. pp: 317-321.
- SKVARKA, P. 1993b. Utilización de imágenes SAR/ERS-1 para detección de cambios y rasgos superficiales en barreras de hielo. *Revista SELPER*, 9 (1-2): 89-93.

- SMELIE, J.L., PANKHURST, R.J., THOMSON, M.R.A., e DAVIES, R.E.S. 1984. The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *BAS Scientific Reports*, 87. 85p.
- SPOT IMAGE. 1989. *Catálogo de los productos SPOT y de los servicios*. Toulouse, CNES/SPOT. 54p.
- STANSBURY, M.J. 1961. Glaciological observations at Admiralty Bay (Lat. 62°05'S, Long. 58°24'W), King George Island, South Shetland Islands, 1959-60. *FIDS Preliminary Glaciological Report*, (451): 43p.
- STOGRYN, A. 1986. A study of the microwave brightness of snow from the point of view of strong fluctuation theory. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*. *GE-24* (2): 220-28.
- SUGDEN, D.T. e JOHN, B.S. 1973. The ages of glaciers fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica. *Paleocology of Africa and of the surrounding islands and Antarctica*, 8: 141-59.
- SUGDEN, D.T. e JOHN, B.S. *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*. London, Edward Arnold. 376p.
- SWITHINBANK, C. 1977. Glaciological research in the Antarctic Peninsula. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 279-B, pp: 161-83.
- SWITHINBANK, C. 1988. Antarctica. In: Williams, R.S. e Ferrigno, J.G. (Eds.) *Satellite image atlas of glaciers of the world*. Denver, USGS. 278p. (U.S.G.S. Professional Paper, 1386-B)
- TENBRINK, N.W. e CURL, J.E. 1973. Glaciology and glacial chronology in the South Shetland Islands. *Antarctic Journal of the U.S.*, 8 (4): 175-77.
- THOMAS, R.H. s/d. *Satellites for polar applications*. Royal Aircraft Establishment-Space Dept.. 8p. (folheto)
- THOMSON, M.R.A., PANKHURST, R.J., e CLARKSON, P.D. 1983. The Antarctic Peninsula - a late Mesozoic-Cenozoic arc (review). In: Oliver, R.L., James, P.R. e Jago, J.B. (Eds.). *Antarctic Earth Science*. Camberra, Australian Academy of Sciences e Cambridge, Cambridge University. pp: 289-94.

- TOKARSKI, A.K. 1984. Structural events in the South Shetland Islands (Antarctica) II Tertiary volcanics and sediments south of Ezcurra Fault, King George Island. *Studia Geologica Polonica*, 79: 131-61.
- TOKARSKI, A.K. 1987. Structural events in the South Shetland Islands (Antarctica) III Barton Horst, King George Island. *Studia Geologica Polonica*, 90: 7-30.
- TRÉGUER, P. 1994. The Southern Ocean: biogeochemical cycles and climate changes. In: Hempel, G. (Ed.). *Antarctic Science. global concerns*. Berlin e Heidelberg, Springer-Verlag. pp: 110-125
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULO, F.V.P. 1991. Structural and metamorphic evolution of the Elephant Island group and Smith Island, South Shetland Islands. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. e Thomson, J.W. (Eds.). *Geological evolution of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University. pp: 423-28.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULO, F.V.P., SIMÕES, L.S.A., VALERIANO, C.M., HEILBRON, M. e VALLADARES, C. 1994. The Scotia metamorphic complex: a critical reappraisal. In: *Cong. Bras. Geol., 38. Balneário Camboriú - SC, 1994. Boletim de Resumos Expandidos, vol. 1 (Simpósios)*. Balneário Camboriú, SBG. pp: 362-63.
- U.S. DEPARTMENT OF ENERGY. 1985. *Glaciers, Ice Sheets, and Climate Sea Level: Effect of a CO<sub>2</sub>-induced climatic change*. 330p.
- VERSTAPPEN, H.Th. 1977. *Remote sensing in geomorphology*. Amsterdam, Elsevier, 214p.
- VTYURIN, B.I. 1984. Naveyanneye snejniki Ostrova King Djordj (Vaterloo). *Materialiy Glatsiologitscheskikh Issledovaniy*, (50): 209-14. (em russo)
- VTYURIN, B.I. e MOSKALEVSKIY, M.Yu. 1985. Cryogenic landforms on King George Island, South Shetland Islands. *Polar Geog. and Geol.*, 9 (1): 62-69.
- WADHAMS, P. 1994. The Antarctic sea ice cover. In: Hempel, G. (ed.). *Antarctic science global concerns*. Berlin e Heidelberg, Springer-Verlag. pp: 45-59.
- WALFORD, M.E.R. 1972. Glacier movement measured with a radio echo technique. *Nature*, 239 (set/72): 93-95.
- WALTON, D.W.H. 1987. Geography, politics and science. In: Walton, D.W.H. (ed.) *Antarctic Science*. Cambridge, Cambridge University. pp: 6-68.

- WARRICK, R.A. e OERLEMANS, J. 1990. Sea level rise. In: *Climate change – The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University. pp: 6-68.
- WUNDERLE, S., GOßMANN, H. e SAURER, H. 1994. Snow-cover development as a component of the local geosystem on Potter Peninsula, King George Island, Antarctica. In: *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium Space at the Service of our Environment. Hamburg - Ger., 11-14 october 1993. Vol. 2.* pp: 987-91. (ESA SP-361)
- WUNDERLE, S., GOßMANN, H., SAURER, H. e NARASIMHARAO, K.L. 1995. Investigations into glacier retreat of the Peninsula Antarctica. *Conference of the International Geographical Union "Global Changes and Geography". Moscow, August 14-18, 1995.*
- WUNDERLE, S. e SAURER, H. 1995. Snow properties of the Antarctic Peninsula derived from ERS-1 SAR images. In: *Proceedings of the 21st Annual Conference of the Remote Sensing Society. University of Southampton - UK.* pp: 1232-1237.
- ZWALLY, H.J., STEPHENSON, S.N., BINDSCHADLER, R.A. e THOMAS, R.H. 1987. Antarctic ice-shelf boundaries and elevations from satellite radar altimetry. *Annals of Glaciology*, 9: 229-35.

## ANEXOS

### Anexo I: Síntese das principais aplicações e limitações de sensores utilizados em sensoriamento remoto de neve e gelo (Fonte: Masson, 1991, e Thomas, s/d.)

#### Anexo I-A: Sensores de baixa a média resolução não requisitados para esta dissertação

Resolução	SENSOR (Faixa Espectral)	Aplicabilidade em Estudos Glaciais e de Regiões Polares	Limitações	SATÉLITE
MÉDIA	AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)	Imageamento de ampla varredura (~3000 km) para mapeamento de pouca precisão, monitoramento de gelo marinho e estudos da cobertura de nuvens.	Imageamento limitado por nuvens e escuridão.	NOAA
BAIXA	CZCS (Coastal Zone Color Scanner)	Imageamento de ampla varredura (~2000 km) para medições em cores de oceanos, para estimar a produtividade biológica e o teor de clorofila próximo à superfície.	O CZCS apresenta, além de problemas quanto à escuridão e nebulosidade, a necessidade de ângulo solar alto.	Nimbus
MÉDIA	(Infra-vermelho) AVHRR	Imageamento de ampla varredura para estimativas da temperatura superficial, distribuição de neve e gelo marinho e tipologia de nuvens	Dados AVHRR são degradados por efeitos atmosféricos.  A presença de nuvens é fator limitante.	NOAA  ERS-1
	ATSR (Along Track Scanning Radiometer)			

M É D I A	Altímetros	<p>Medições no Nadir a qualquer tempo (não importa cobertura de nuvens ou escuridão).</p> <p>Possibilitam estudar a topografia dos mantos de gelo e suas principais mudanças ao longo do tempo, delimitar as margens de coberturas de gelo e a distribuição de icebergs, verificar a extensão do gelo marinho e parâmetros oceanográficos como velocidade dos ventos superficiais e altura de ondas.</p>	<p>Necessita reprocessamento para extração de parâmetros do gelo.</p> <p>Têm problemas de precisão da órbita (de algumas dezenas de centímetros verticalmente e alguns metros horizontalmente).</p>	<p>GEOS-3</p> <p>Seasat</p> <p>Geosat</p> <p>ERS-1</p> <p>NROSS</p>
B A I X A	(Microondas) ESMR SMMR SSM/I LFMR	<p>Extraem dados com qualquer tempo, em ampla faixa de varredura (800-1500 km).</p> <p>As emissões de microondas em frequências selecionadas possibilitam verificar a idade e distribuição do gelo marinho, áreas cobertas de neve, temperatura e velocidade do vento superficial, e observar padrões de acumulação de neve e regiões com derretimento de verão.</p>	<p>- A baixa resolução espacial impetra muitas dificuldades na obtenção de produtos plenamente confiáveis.</p>	<p>Nimbus (nem todos)</p> <p>Seasat</p> <p>NROSS</p> <p>DSMP (Defense Meteorological Satellite Program)</p>





**Anexo I-B: Sensores de alta resolução, alguns dos quais foram utilizados nesta dissertação**

A L T A	MSS, TM e HRV (Visível)	<p>Detecção, mapeamento e interpretação de feições glaciais.</p> <p>Imagens multiespectrais possibilitam verificar mudanças na linha de costa e no movimento de massas de gelo.</p>	<p>A cobertura espacial e temporal é limitada por escuridão, sombreamento ou nuvens.</p> <p>O georreferenciamento das imagens geralmente não é muito preciso.</p>	Landsat SPOT Radarsat
A L T A	SAR (Radar de abertura sintética)	<p>Mapeamento de mantos de gelo e geleiras.</p> <p>Mapeamento de rocha exposta.</p> <p>Exame das características do gelo marinho, incluindo sua movimentação.</p>	<p>Processamento complicado.</p> <p>Produz uma taxa de dados muito alta.</p> <p>Tem faixa de varredura estreita (esta limitação é relativa).</p>	ERS-1 Seasat Radarsat JERS-1 e SIR (Shuttle Imaging Radar)

**Anexo II: Boletins do pontos de controle utilizados no georreferenciamento das cenas de trabalho, segundo o *DIMPLE Ground Control Point Model Report***

**Anexo II-A: Pontos de controle do terreno (GCP) para a cena Norte**

GCP	Imagem		Atual		Estimado		Residual	
	x	y	x	y	x	y	x	y
* 1	1424	264	-57.992459	-61.89727	-57.994665	-61.897835	-0.0022058	-0.0005654
2	2084	218	-57.751319	-61.91954	-57.755414	-61.919121	-0.00409478	0.0004187
3	2196	35	-57.70362	-61.8926	-57.699323	-61.892941	0.00429664	-0.0003414
4	1879	1191	-57.915912	-62.080819	-57.915986	-62.078925	-7.43572e-05	0.0018945
5	1866	1346	-57.935143	-62.103448	-57.934326	-62.105835	0.000817	-0.0023866
6	1419	1624	-58.122222	-62.131722	-58.124692	-62.133251	-0.00246956	-0.0015287
7	1436	1750	-58.132083	-62.157611	-58.129751	-62.156604	0.00233164	0.0010069
8	1282	1808	-58.187917	-62.162778	-58.192709	-62.159346	-0.00479208	0.0034323
9	1242	1986	-58.224806	-62.188361	-58.224024	-62.189289	0.00078172	-0.0009276
10	748	1776	-58.397059	-62.122665	-58.39028	-62.127984	0.0067791	-0.0053193
11	1014	1431	-58.258	-62.080528	-58.257301	-62.079843	0.00069876	0.0006852
12	679	1528	-58.391833	-62.081389	-58.391625	-62.081407	0.0002076	-1.775e-05
13	792	2248	-58.421139	-62.213278	-58.419135	-62.214054	0.0020042	-0.000776
14	345	2104	-58.572806	-62.166944	-58.575445	-62.167008	-0.0026388	-6.358e-05
15	549	1974	-58.483417	-62.156278	-58.484925	-62.153578	-0.0015077	0.0026998
16	598	1982	-58.465861	-62.158278	-58.467147	-62.157292	-0.0012855	0.000986
17	202	1020	-58.518769	-61.973958	-58.515958	-61.974055	0.00281134	-9.718e-05
18	156	1104	-58.539414	-61.986351	-58.542019	-61.986308	-0.0026054	4.333e-05
19	1079	611	-58.153904	-61.942529	-58.152958	-61.941672	0.00094596	0.0008573

\* GCP não usado no cálculo do modelo. Resíduos médios: 0.00228568 0.00130455

Modelo polinomial atual para as coordenadas da imagem:

$$x' = -850683.147 + 33049.2354x - 59429.6667y + 390.783364xy + 53.8202117x^2 - 650.845322y^2$$

$$y' = -2742421.49 + 5036.08807x - 87149.4634y + 218.417296xy - 67.4183594x^2 - 761.331193y^2$$

Imagem para as coordenadas atuais:

$$x = -58.4756282 + 0.000357862476x - 0.000115183456y + 1.14376109e-08xy - 1.32959722e-09x^2 + 2.46739555e-09y^2$$

$$y = -61.7993273 - 3.48651238e-05x - 0.000159653845y - 4.77753143e-09xy - 2.29984122e-09x^2 - 3.61398803e-09y^2$$

### Anexo II-B: Pontos de controle do terreno (GCP) para a cena Fildes

GCP	Imagem		Atual		Estimado		Residual	
	x	y	x	y	x	y	x	y
1	321	68	-58.853694	-62.104528	-58.855223	-62.105079	-0.0015288	-0.00055118
2	428	487	-58.858833	-62.185417	-58.858170	-62.185092	0.000662814	0.00032509
* 3	311	544	-58.860472	-62.184086	-58.908931	-62.189649	-0.0484587	-0.00556312
4	159	356	-58.94709	-62.150468	-58.948361	-62.150417	-0.00127134	5.11893e-05
5	93	515	-58.990552	-62.174586	-58.990091	-62.174903	0.00046096	-0.00031686
6	234	684	-58.955026	-62.210583	-58.953041	-62.210474	0.00198528	0.00010905
7	267	155	-58.887944	-62.11969	-58.88549	-62.118992	0.00245443	0.00069813
8	31	745	-59.036848	-62.210583	-59.037016	-62.210498	-0.00016834	8.54645e-05
9	268	784	-58.950869	-62.230381	-58.950662	-62.229949	0.00020719	0.00043219
10	323	671	-58.916478	-62.212113	-58.917854	-62.212977	-0.00137617	-0.00086396
11	252	600	-58.935966	-62.196698	-58.937392	-62.196667	-0.00142604	3.09227e-05
* GCP não usado no cálculo do modelo.							Resíduos médios: 0.0011541358 0.000346401	

Modelo polinomial atual para as coordenadas da imagem atual:

$$x' = 900630.007 + 3200.5997x + 25065.2633y - 164.717250xy + 93.485631x^2 + 291.153374y^2$$

$$y' = 4280288.48 + 227863.559x - 72371.6606y + 3865.1405xy - 100.549803x^2 - 2370.60045y^2$$

Imagem para as atuais coordenadas

$$x = -58.9769363 + 0.000405568395x - 9.47808441e-05y - 2.63311948e-08xy \\ - 1.39968054e-08x^2 - 2.55722895e-09y^2$$

$$y = -62.0870297 - 1.32764576e-05x - 0.000163370368y - 4.68944782e-08xy \\ - 1.60414602e-08x^2 - 4.44918157e-10y^2$$

### Anexo II-C: Pontos de controle do terreno (GCP) para a cena Central

GCP	Image		Atual		Estimado		Residual	
	x	y	x	y	x	y	x	y
1	1070	892	-58.465861	-62.158278	-58.464595	-62.158274	0.00126642	4.50604e-06
2	1020	886	-58.483417	-62.156278	-58.482143	-62.154700	0.00127377	0.00157771
3	1144	437	-58.391833	-62.081389	-58.393312	-62.081456	-0.00147896	-6.72463e-05
4	1269	1156	-58.421139	-62.213278	-58.417564	-62.213667	0.00357464	-0.000388474
* 5	820	1018	-58.572806	-62.166944	-58.564098	-62.167149	0.00870843	-0.000204518
* 6	770	1050	-58.597309	-62.170665	-58.584061	-62.170004	0.0132483	0.000661172
7	1294	633	-58.355655	-62.123003	-58.357436	-62.123943	-0.00178079	-0.000939596
8	870	587	-58.509676	-62.094766	-58.512336	-62.094694	-0.00265928	7.14263e-05
9	989	729	-58.480466	-62.124802	-58.480020	-62.125747	0.00044525	-0.000945224
10	1335	371	-58.313925	-62.079298	-58.312391	-62.078768	0.00153446	0.000530324
11	1722	878	-58.224806	-62.188361	-58.230225	-62.188116	-0.00541859	0.000244633
12	1896	516	-58.122222	-62.131722	-58.11908	-62.131767	0.00314224	-4.44839e-05
*13	2304	179	-57.938356	-62.094406	-57.910995	-62.088113	0.0273611	0.00629329
*14	117	1309	-58.858833	-62.185417	-58.825603	-62.178343	0.0332299	0.00707398
15	15	1379	-58.860472	-62.184086	-58.862360	-62.184150	-0.00188819	-6.44247e-05
16	16	900	-58.853694	-62.104528	-58.851705	-62.104507	0.00198896	2.07943e-05

\* GCP não usado no cálculo do modelo.

Resíduos médios: 0.0022042953 0.0004082368

Modelo polinomial atual para as coordenadas da imagem:

$$x' = -7967544.88 - 157110.94x - 109802.39y - 2254.95089xy - 167.205693x^2 + 187.441779y^2$$

$$y' = 8922783.88 + 97739.412x + 201271.615y + 1263.003xy + 171.03902x^2 + 1068.58605y^2$$

Imagem para as coordenadas atuais:

$$x = -58.8185069 + 0.000421628003x - 5.84383954e-05y - 5.38984107e-08xy \\ - 5.98320781e-09x^2 + 1.65778279e-08y^2$$

$$y = -61.9444660 - 5.13727627e-05x - 0.000183731616y - 3.01576773e-09xy \\ + 1.62068844e-09x^2 + 7.63241467e-09y^2$$